



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO BANANAL E REATIVAÇÕES TRANSBRASILIANAS

Endel Muller Dalat de Sousa

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

Brasília - Agosto/2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO BANANAL E REATIVAÇÕES TRANSBRASILIANAS

Endel Muller Dalat de Sousa

Dissertação apresentada à Universidade de Brasília, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, área de concentração em Geofísica Aplicada, para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Profa. Dr^a. Roberta Mary Vidotti (UnB)

Co-Orientador: Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz (UFMT)

Brasília - Agosto/2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO BANANAL E REATIVAÇÕES TRANSBRASILIANAS

Endel Muller Dalat de Sousa

Dissertação de Mestrado

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS

Orientador: Profa. Dr^a. Roberta Mary Vidotti (UnB)
Co-Orientadora: Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz (UFMT)

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Vinícius Tieppo Meira (Unicamp)

Profa. Dr^a. Julia Curto Ma (UnB)

Brasília - Agosto/2017

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

DSO725a Dalat de Sousa, Endel Muller
ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO BANANAL E
REATIVAÇÕES TRANSBRASILIANAS / Endel Muller Dalat de Sousa;
orientador Roberta Mary Vidotti; co-orientador Amarildo
Salina Ruiz. -- Brasília, 2017.
89 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências
Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2017.

1. Lineamento Transbrasiliano. 2. Província Tocantins. 3.
Magnetometria. 4. Geotectônica. 5. Análise Estrutural . I.
Mary Vidotti, Roberta, orient. II. Salina Ruiz, Amarildo,
co-orient. III. Título.

À minha família

Agradecimentos

Ao Instituto de Geociências – IG/UnB pelo ambiente de aprendizado e pelas oportunidades de conhecimento, bem como todos os que compõem essa estrutura, professores e técnicos.

Aos meus amigos da GeoPub, que compartilharam comigo ambientes de longas discussões políticas, científicas, culturais e que tanto me fizeram expandir como ser humano.

A todos os amigos que fiz e aos que refiz em Brasília.

À minha amiga Polyanna de Sousa Moro, por ser minha guia nos assuntos geofísicos, sempre com boa vontade em ajudar.

Agradeço imensamente ao professor Amarildo por ter me iniciado nos primeiros passos geológicos na UFMT e à professora Roberta Vidotti pela orientação, paciência, incentivo na conclusão deste trabalho.

À minha família por todo apoio e compreensão, principalmente à dona Eva Dalat Coelho por ser o embasamento da minha vida.

Ao membros da Família Silva (Juaran, Cleide, Larisse, Letícia, Lane e Pudim) por terem me abrigado e dado todo o apoio para que pudesse realizar este trabalho. Serei sempre admirador e eternamente grato a essas pessoas encantadoras.

Ao Laboratórios de Geofísica Aplicada – LGA/UnB por disponibilizar sua estrutura para que eu pudesse realizar meus estudos e as licenças dos programas Oasis Montaj da Geosoft Inc. para o processamento dos dados geofísicos e o ArcGis, da Esri para a integração de dados.

Ao o projeto de pesquisa Lineamento Transbrasiliiano, no qual está inserida essa dissertação. À CAPES – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo suporte financeiro concedido. À CPRM – Serviço Geológico do Brasil pela disponibilização dos dados geofísicos para propósitos acadêmicos.

*“As palavras que escrevo não me pertencem.
Elas são resultado da minha interação com
o mundo.
São células de mim, que morrem no papel
e renascem nos olhos de quem as lê.”*

ANA MACARINI

RESUMO

O desenvolvimento e o arcabouço estrutural do interior do continente Sulamericano estão intimamente associados aos aspectos tectônicos de formação do supercontinente Gondwana. Grande parte desse arcabouço é coberto pelas bacias fanerozóicas que se instalaram nas discontinuidades e heterogeneidades crustais herdadas do embasamento pré-cambriano. A porção sul da Bacia do Bananal cobre importantes porções da Província Tocantins, mais especificamente a região limite entre as Faixas Araguaia, Brasília e Paraguai, influenciadas tectonicamente pelo Lineamento Transbrasiliano, uma das maiores zonas de cisalhamento da Terra. O objetivo principal deste trabalho é a caracterização do Lineamento Transbrasiliano nessa região e a sua influência na evolução tectônica da Província Tocantins. A investigação foi realizada com a utilização de análises de dados de sensoriamento remoto, mapeamento litoestrutural e interpretação de dados aerogeofísicos. A integração dos dados revelou a existência de discontinuidades crustais com *trend* NE relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano, que limita parcialmente as três faixas que compõem a Província Tocantins. Foi possível o reconhecimento de estruturas para a análise cinemática das reativações, como deslocamentos e reorientação dos lineamentos magnéticos, retrabalhamento nas bordas de corpos pós-brasilianos. A organização das estruturas magnéticas do Lineamento Transbrasiliano nessa região sugerem tectônica de cisalhamento do tipo Rabo de Cavalo com o Lineamento Serra Negra como plano de falha principal. O alinhamento das estruturas morfotectônicas e estruturas magnéticas do embasamento indicam que a porção sul da Bacia do Bananal é controlada pelo Lineamento Transbrasiliano.

Palavras-chave: Lineamento Transbrasiliano, Província Tocantins, Magnetometria, Geotectônica, Análise Estrutural.

ABSTRACT

The development and structural framework of the interior of the South American continent are closely associated with the tectonic aspects of the formation of the supercontinent Gondwana. The most part of this framework is covered by the Phanerozoic basins that settled in the crustal discontinuities and heterogeneities inherited from the pre-Cambrian basement. The southern portion of the Bananal Basin covers important portions of the Tocantins Province, more specifically the boundary region between the Araguaia, Brasília and Paraguay Belts, both truncated by the Transbrasilian Lineament, one of the Earth's largest shear zones. The main objective of this work is the characterization of the Transbrasilian Lineament in this region and its influence on the tectonic evolution of the Tocantins Province. The research was carried out with the use of remote sensing data analysis, geologic and structural mapping and airborne magnetic data interpretation. The integration of the data revealed the existence of crustal discontinuities with NE trend related to the Transbrasilian Lineament, partially limiting the three orogenic belts of the Tocantins Province. It was possible to recognize structures for the kinematic analysis of reactivations, such as displacements and reorientation of magnetic lines, reworking on the borders of post-orogenic granites. The organization of the magnetic structures of the Transbrasilian Lineament in this region suggest shear tectonics of the *Horsetail Splay* type with the Serra Negra Lineament as the main fault. The correspondence between of the morphotectonic structures and magnetic structures of the basement indicate that the southern portion of the Bananal Basin is controlled by the Transbrasilian Lineament.

Keywords: Transbrasiliano Lineament, Tocantins Province, Magnetometric Method, Tectonic, Structural Analysis.

SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
SUMÁRIO.....	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS.....	xiv
1 . INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Objetivos.....	18
1.2 Localização da área de estudo	18
1.3 Métodos e Base de Dados.....	20
1.4 Estrutura da Dissertação	20
2 . GEOLOGIA REGIONAL	22
2.1 Província Tocantins	22
2.1.1 FAIXA BRASÍLIA.....	23
2.1.2 MACIÇO DE GOIÁS.....	26
2.1.3 ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	27
2.2 FAIXA ARAGUAIA.....	28
2.3 FAIXA PARAGUAI	31
2.4 LINEAMENTO TRANSBRASILIANO.....	34
2.5 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS	39
2.6 BACIA DO BANANAL.....	40
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	42
3.2 - Geofísica	43
3.2.1 FUNDAMENTOS DA MAGNETOMETRIA.....	43
3.2.2 - NATUREZA DOS DADOS.....	44
3.2.3 - CONVERSÃO DA PROJEÇÃO CARTOGRÁFICA	44
3.2.4 INTERPOLAÇÃO DOS DADOS.....	45
3.3 – Processamento e Técnicas de Realce.....	46
3.3.1 - DERIVADAS DIRECIONAIS	47
3.3.2 - DERIVADA TILT (TDR).....	48
3.3.3 - MATCHED FILTER.....	48
3.3.4 - DECONVOLUÇÃO DE EULER	49
4. ARTIGO.....	50
RESUMO	50
1 - INTRODUÇÃO	50
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	53
2.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS	53
2.2 - BACIA DO BANANAL	55
2.3 - LINEAMENTO TRANSBRASILIANO	55
3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	57
3.1 - ANÁLISE DE DADOS AEROMAGNÉTICOS	58
4 - RESULTADOS.....	60
4.1 – INTERPRETAÇÃO MORFOTECTÔNICA.....	60
4.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	62

4.3 – ARCABOUÇO GEOFÍSICO ESTRUTURAL	65
5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	72
REFERÊNCIAS	74
6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	79
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Fig. 1.1 – Província Tocantins e suas principais estruturas e a localização da área de estudo. (Fonte: Adptado de Delgado et al., 2003).

CAPÍTULO II

Fig. 2.1 - Mapa esquemático da Províncias Tocantins. (Fonte: Pimentel et al., 1999).

Fig. 2.2 - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. (Fonte: Pimentel et al. 2000).

Fig. 2.3 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia e embasamento, com indicação das idades das principais unidades litoestratigráficas disponíveis na literatura. (Fonte: Moura et al. 2008).

Fig. 2.4 - Mapa geológico da Faixa Paraguai em MT e MS. (Fonte: Costa et al., 2015).

Fig. 2.5 - Os domínios NNW (Amazônia) e central e oriental ("Extra-Amazônia" ou "Brasiliano") do embasamento da plataforma sul-americana. (Fonte: Brito Neves e Fuck, 2013).

Fig. 2.6 – Localização da Bacia do Bananal. (Fonte: Valente e Latrubesse, 2012).

CAPÍTULO III

Fig. 3.1 – Localização dos projetos aerogeofísicos utilizados neste estudo.

Fig. 3.2 – Fluxograma dos principais produtos derivados do CMA.

CAPÍTULO IV

Fig. 4.1 – Província Tocantins, bacias fanerozóicas e a localização da área de estudo.

Fig. 4.2 – a) Campo Magnético Anômalo e b) Mapa Geológico da área de estudo.

Fig. 4.3 – a) Imagem MDE com as principais drenagens e (b) Interpretação estrutural e zonas homólogas à partir da análises dos padrões dos lineamentos.

Fig. 4.4 - Diagrama de rosetas dos lineamentos interpretados à partir do MDE. Cada roseta refere-se a um domínio interpretado na figura 4.3: (a) Domínio Parecis; (b) Domínio Paraguai; (c) Domínio Araguaia; (d) Domínio LTB; (e) Domínio Brasília.

Fig. 4.5 – Principais estruturas deformacionais do LTB, em campo.

Fig. 4.6 – Mapa geológico simplificado com os pontos plotados e estruturas representadas em estereogramas.

Fig. 4.7 - Aspectos de campo da região estudada.

Fig. 4.8 – a) Derivada Vertical e lineamentos de segunda ordem interpretados. b) Derivada Tilt e lineamentos de terceira ordem interpretados.

Fig. 4.9 – Lineamentos interpretados à partir do Matched Filter para as profundidades de: (a) 235 m, (b) 1064 m e, (c) 5555 m.

Fig 4.10 – a) Soluções de Euler sobrepostos à Derivada *Tilt*. b) Integração das interpretações de 1ª e 2ª ordens e os limites dos domínios magnéticos.

Fig. 4.11 – a) Diferentes domínios magnéticos e seus limites. (b) e (c) Estruturas magnéticas indicando movimento. (d) *Splays* magnéticos com orientação diferencial, limitados pela lineamentos de 1ª ordem.

Fig. 4.12 – (a) Modelo teórico mostrando o padrão Horsetail Splay; (b) desenho esquemático de um modelo real do Horsetail Splay no granito do Massif de la Borne, França (de Granier, 1985), Fonte: Kim e Sanderson (2006); (c) desenho esquemático das disposição das estruturas do LTB. Todas demonstram deslizamento para a direita (dextral) da falha mestra.

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Principais características dos projetos aerogeofísicos utilizados no estudo.

1 . INTRODUÇÃO

O Neoproterozoico foi palco de sucessivos processos orogenéticos que culminaram na amalgamação de blocos litosféricos. O resultado foi a formação da grande massa continental, o supercontinente Gondwana, no limiar do Paleozoico (Brito Neves, 1999).

A maioria desses blocos originou-se da ruptura de Rodinia, ao longo de todo o período do Neoproterozoico (Li et al., 2008). Vários modelos em larga escala foram apresentados para a montagem de Gondwana. O mais simples descreve a amalgamação final de duas grandes massas continentais, Gondwana Ocidental (feita da América do Sul e África) e Gondwana Oriental (Antártida, Austrália, Índia e Madagascar), formando o cinturão de Moçambique (Kröner, 1980). Com o progresso do conhecimento geológico nos últimos anos, especialmente nos campos do paleomagnetismo e da geocronologia, os mecanismos da montagem de Gondwana são agora mais precisamente limitados, especialmente no que se refere ao tempo das sucessivas colisões entre blocos continentais.

Importantes registros desses processos orogenéticos encontram-se na região central do Brasil, onde um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobras e empurrões denominados de faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, e, resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazônico, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema, a sudoeste, encontram-se parcialmente encobertos pelas rochas da Bacia do Paraná e sedimentos inconsolidados do quaternário.

A Faixa Brasília apresenta evidências que indicam o fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano de longa duração, 900 à 630 Ma. É um dos maiores e mais preservados registros orogênicos neoproterozoicos no Brasil (Pimentel et al., 2000), que compreende: (i) pilha metassedimentar neoproterozoica espessa (grupos Paranoá, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí); (ii) o Maciço de Goiás, um microcontinente (ou terreno siálico alóctone) composto pelos terrenos granito-greenstones arqueanos de Crixás-Goiás e formações proterozoicas associadas; e (iii) um grande Arco Magmático neoproterozoico juvenil a oeste. Essas unidades supracrustais possuem aumento de grau metamórfico para oeste e vergência tectônica para o leste em direção à área cratônica (Dardenne, 2000). Os recentes dados de proveniência de zircão sugerem que algumas dessas unidades (por exemplo, o Ibiá, Araxá e parte do grupo Serra da Mesa) foram depositadas e deformadas dentro de um curto intervalo entre ca. 650 e 630 Ma (Pimentel et al., 2011). Além disso, uma *melange* ofiolítica neoproterozoica foi identificada no Grupo Araxá como

representante da crosta oceânica (Strieder & Nilson, 1992).

Na parte ocidental da Faixa Brasília, uma grande área formada por crosta juvenil neoproterozoica registra o fechamento de um domínio oceânico entre os paleocontinentes Amazônico e São Francisco de pelo menos ca. 900 a 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). Esse domínio é conhecido como Arco Magmático de Goiás, sendo dividido em arco de Arenópolis para o sul e o arco de Mara Rosa para o norte, que compreende um arco de ilha juvenil (900 a 800 Ma), sequências vulcano-sedimentares de arco continental mais jovens (cerca de 650 - 630 Ma) e uma série de complexos plutônicos tonalito-granodioríticos (Junges et al., 2002).

Para a amalgamação de Gondwana, os arcos magmáticos intraoceânicos foram fundidos por uma série de *soft-collisions* e o magmatismo persistiu durante os episódios tectono-magmáticos da orogenia brasileira (Pimentel et al., 2000).

A Faixa Paraguai é um típico cinturão de dobramentos localizado ao longo da margem sudeste do Cráton Amazônico (Alvarenga et al., 2000). É influenciado pela deformação tectônica, que é quase imperceptível na borda do cráton, mas aumenta até as dobras isoclinais apertadas em direção às suas áreas internas. Compreende o Grupo Cuiabá, mais antigo, incluindo sedimentos glaciais da Formação Puga, e o mais novo, Grupo Corumbá, que compreende carbonatos e pelitos com fósseis Ediacaranos (Boggiani et al., 2010). O Grupo Cuiabá possui metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde até a zona de biotita.

A Faixa Araguaia situa-se na borda oriental do Cráton Amazônico e representa a extensão norte do Cinturão Paraguai–Araguaia (Almeida et al. 1981). Essa Faixa, que apresenta direção geral N–S, ocorre desde o extremo norte do Estado do Tocantins até o noroeste de Goiás, onde é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Bananal (Mohriak, 2003). A leste é coberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, enquanto a oeste as rochas metassedimentares dessa faixa apresentam estruturas de empurrão sobre o Cráton Amazônico. A Faixa Araguaia é constituída principalmente por rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonáticas, atribuídas ao Grupo Baixo Araguaia, que é subdividido em uma zona interna, representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e a zona externa, marcada pelas unidades metassedimentares das formações Pequizeiro e Couto Magalhães. O cinturão apresenta uma variação no grau metamórfico, desde xisto-verde baixo, a oeste, a anfíbolito, na porção leste (Alvarenga et al. 2000). Ocorrem subordinadamente corpos alóctones de crosta oceânica proterozoica, constituídos por rochas máficas e ultramáficas das

sequências Serra do Tapa e Quatipuru (Paixão et al., 2008), além de diversos corpos graníticos intrusivos (Santa Luzia, Ramal do Lontra) e plútons alcalinos das suítes Monte Santo e Serra da Estrela. Também ocorrem pequenas porções do embasamento, representadas por domos gnáissicos Colméia, Lontra e Xambioá, o primeiro (Complexo Colméia), com idades Pb-Pb de 2,85 e 2,84 Ga (Moura e Gaudette, 1999; Moura e Souza, 1996).

No limite sul, com a Faixa Brasília, a Faixa Araguaia é limitada por uma importante estrutura brasileira, caracterizada por sistema de falhas transcorrentes subverticais predominantemente dextrais, de direção geral N30°E, denominada de Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus, 1975).

Grande parte dessa estruturação é ocultada pelas principais bacias cenozoicas da Província Tocantins, as Bacia do Paraná e do Bananal (Silva et al., 2003). A Bacia do Pantanal que é uma das maiores bacias intracratônicas cenozoicas, cobre uma área de 106.000 km² e possui cerca de 600 m de espessura de sedimentos. A área-fonte dos sedimentos são rochas da Bacia do Paraná, resultantes de erosão regressiva, além de sedimentos oriundos da erosão do Grupo Cuiabá, Arco Magmático de Goiás, unidades da Faixa Araguaia e Brasília e Cráton Amazônico, que constituem o embasamento da bacia e se situam também nas suas adjacências. A Bacia do Bananal é uma vasta planície aluvial, caracterizada por inúmeros canais abandonados e pequenas lagoas (Rabelo e Soares, 1999). A Bacia do Bananal é constituída por pacote de sedimentos da Formação Araguaia depositados nas margens do Rio Araguaia, representada por sucessão de camadas que inicia por conglomerado basal seguida por siltes e areias mal estratificadas parcialmente lateritizadas, com espessuras entre 170 a 320 m, estimadas a partir de dados sísmicos (Araújo e Carneiro, 1977), e exibindo área de ocorrência de 67.500 km² (Silva et al., 2003).

O Lineamento Transbrasiliano foi descrito por Schobbenhaus *et al.* (1975) como uma feição alongada de cerca de 2.900 km, com orientação NE-SW, que cruza o território brasileiro do Ceará ao Mato Grosso do Sul e prossegue para sudoeste, penetrando no Paraguai e Argentina, à época utilizando dados de gravimetria e magnetometria do Projeto RADAM BRASIL, da década de 70.

Com o aprofundamento das pesquisas, hoje o Lineamento Transbrasiliano é caracterizado como uma importante descontinuidade crustal (Ramos et al., 2010), que interage com importantes sistemas tectônicos na Plataforma Brasileira, com bacias interiores instaladas ao longo de estruturas originadas por reativações. Esses episódios

foram causados por concentração de esforços gerados nas bordas da Plataforma Sulamericana (Zálan et al., 1995; Vidotti et al., 1998; Cordani et al., 2003; Chamani, 2011; Cordani et al., 2013; Curto et al., 2015; Pedrosa Jr et al., 2015).

Assim, a área de estudo foi definida na parte sul da Bacia do Bananal, onde ocorre a conexão entre as três principais unidades tectônicas da Província Tocantins, parcialmente retrabalhadas pelo Lineamento Transbrasiliano. A investigação na área de estudo buscou conhecer as relações tectono-estruturais entre essas três Faixas Móveis e o Lineamento Transbrasiliano.

As principais perguntas que motivaram esse trabalho foram:

- (i) Qual o arranjo magnético das Faixas Móveis que compõem a Província Tocantins e o Lineamento Transbrasiliano?
- (ii) Qual é o padrão estrutural das Faixas Móveis que compõem a Província Tocantins e do Lineamento Transbrasiliano e a relação tectônica na junção tríplice?
- (iii) Qual a relação do Lineamento Transbrasiliano com a Bacia do Bananal?
- (iv) Onde é possível reconhecer eventos de reativações Transbrasilianas na conexão entre as faixas móveis?
- (v) Qual a disposição do embasamento da Bacia do Bananal?

1.1 Objetivos

O principal objetivo dessa dissertação é imagear as feições estruturais das unidades da Província Tocantins na porção sul da Bacia do Bananal e conhecer padrões e relações estruturais entre essas unidades tectônicas. Para atingir esse objetivo, algumas etapas foram traçadas:

- (i) Processamento e integração dos dados aeromagnéticos da área de estudo.
- (ii) Discriminação de domínios magnéticos.
- (iii) Interpretação tectono-estrutural dos lineamentos e domínios geofísicos e integração com dados litoestruturais e morfotectônicos.
- (iv) Proposição de um modelo geológico para estruturação tectônica da região de estudo.

1.2 Localização da área de estudo

A definição dos limites da presente área de estudo buscou abranger parte das principais unidades da Província Tocantins, Faixa Araguaia, Paraguai e Brasília,

truncadas pelo Lineamento Transbrasiliiano, onde esse sistema se encontra ocultados sob rochas quaternárias da Formação Araguaia.

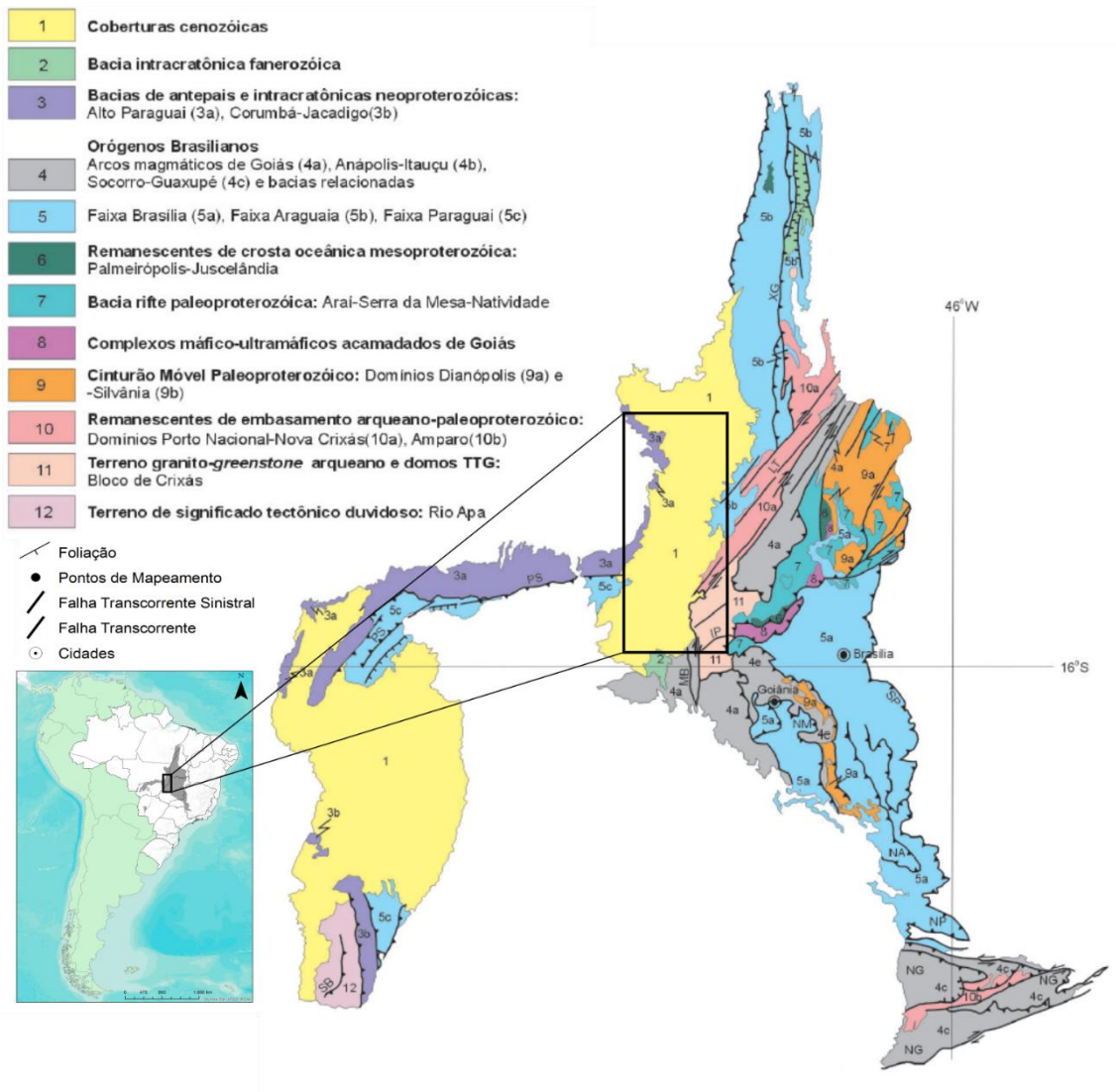


Fig. 1.1 – Província Tocantins e suas principais estruturas e a localização da área de estudo. XG – Sistema Xambioá–Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliiano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá–Novo Brasil; NM – Nappe Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – Nappe de Araxá. (Fonte: Adptado de Delgado et al., 2003).

A área de estudo localiza-se na porção centro-oeste de Goiás e centro-leste de Mato Grosso sendo região limítrofe entre estes estados. Abrange a parte sul da Bacia do Bananal e possui porção da rede fluvial da Bacia Hidrográfica do Araguaia. Possui área de aproximadamente 44.000 km² e compreende parte das seguintes folhas articuladas pelo IBGE em escala 1:250.000: SD-22-V-D, SD-22-X-C, SD-22-Y-B, SD-22-Z-A, SD-22-Y-D e SD-22-Z-C. O acesso a partir de Brasília se dá pela BR-070 por aproximadamente 560 km, passando pelos municípios de Águas Lindas, Cocalzinho de Goiás, Itaberaí, Goiás Velho, Itapirapuã, Jussara até chegar ao município de Barra do Garças.

1.3 Métodos e Base de Dados

Todos os dados do estudo foram trabalhados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), em que foi possível a integração de dados estruturais locais e regionais, dados de interpretação geofísica e geológica. A integração dos dados deu-se no software ArcGis 10.1 e o processamento dos dados geofísicos no programa Oasis Montaj da Geosoft Inc., cuja licença educacional é disponibilizada no LGA/UnB – Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB.

Foram utilizados três projetos aerogeofísicos de alta resolução denominados “Sudeste de Mato Grosso” (1113), “Arco Magmático de Arenópolis – Sequência Juscelânia” (3009), “Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa” (3010), adquiridos com altura de vôo de 100m, espaçamento de linhas de voo de 500 m na direção N-S. Os dados foram adquiridos, respectivamente, nos anos de 2012, 2004 e 2005 e incluem dados magnéticos e gamaespectrométricos.

O projeto 1113 faz parte do Programa Geologia do Brasil – PGB, cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico do território e foi cedido para este estudo pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os projetos 3009 e 3010 fazem parte do programa de aerolevantamentos geofísicos do Estado de Goiás, uma parceria entre a SIEG (Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás), MME (Ministério de Minas e Energia) e a CPRM e foram cedidos pela SIEG. Todos os dados geofísicos foram disponibilizados para uso restrito a propósitos acadêmicos.

A base vetorial para os mapas geológicos são dados públicos gerados e disponibilizados pela CPRM em escala 1: 1.000.000 (Schobbennhaus et al., 2004), e foi complementada com informações geológicas coletadas em campanha de campo realizada entre os dias 28/07/2016 e 03/08/2016.

1.4 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação apresenta os resultados da análise geofísica e estrutural da porção sul da Bacia do Bananal com enfoque na relação entre o arcabouço estrutural da Província Tocantins e o Lineamento Transbrasiliano. O texto é composto por seis capítulos.

Este primeiro capítulo visa apresentar o tema de estudo bem como esclarecer os motivos que justificaram tal estudo e os objetivos que se propõem alcançar com o tema.

O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica da geologia da região estudada, mais especificamente da Província Tocantins e do Lineamento Transbrasiliano e busca

contextualizar as relações tectônicas entre eles.

O Capítulo 3 apresenta uma breve descrição dos métodos e técnicas aplicadas, bem como suas características, princípios e as principais respostas dos produtos e processamentos utilizados.

O Capítulo 4 apresenta o estudo da dissertação em formato de artigo, denominado “Arcabouço Estrutural da Porção Sul da Bacia do Bananal e Reativações Transbrasilianas”, o qual revela aspectos tectônicos encobertos pela Bacia do Bananal e qual o controle exerce sobre a mesma.

O Capítulo 5 discorre sobre as discussões e conclusões, levantando aspectos da articulação dos blocos da Província Tocantins e a influência do Lineamento Transbrasiliano no controle dessas entidades tectônicas.

2 . GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Província Tocantins

A Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), localizada na região central do Brasil, constitui um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobras e empurrões denominados de Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazônico, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema (Mantovani et al., 2005) (Fig. 2.1), a sudoeste, encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná, este com seus limites inferidos através de dados gravimétricos. O embasamento da província é composto por terrenos arqueanos e paleoproterozoicos retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro (Delgado et al., 2003). Nos estágios finais do Ciclo Brasileiro, o colapso gravitacional, exumação e/ou extrusão dos orógenos, ocorridos até o Ordoviciano Superior tem sido relacionados como estágio de transição entre condições de tectônica convergente ativa para condições de estabilidade intraplaca, com o início das bacias paleozoicas. Essas coberturas fanerozoicas, na quase totalidade das bacias do Paraná, do Parnaíba, do Bananal e do Pantanal Mato-Grossense, ocultam grandes partes desse sistema (Hasui et al., 2012).

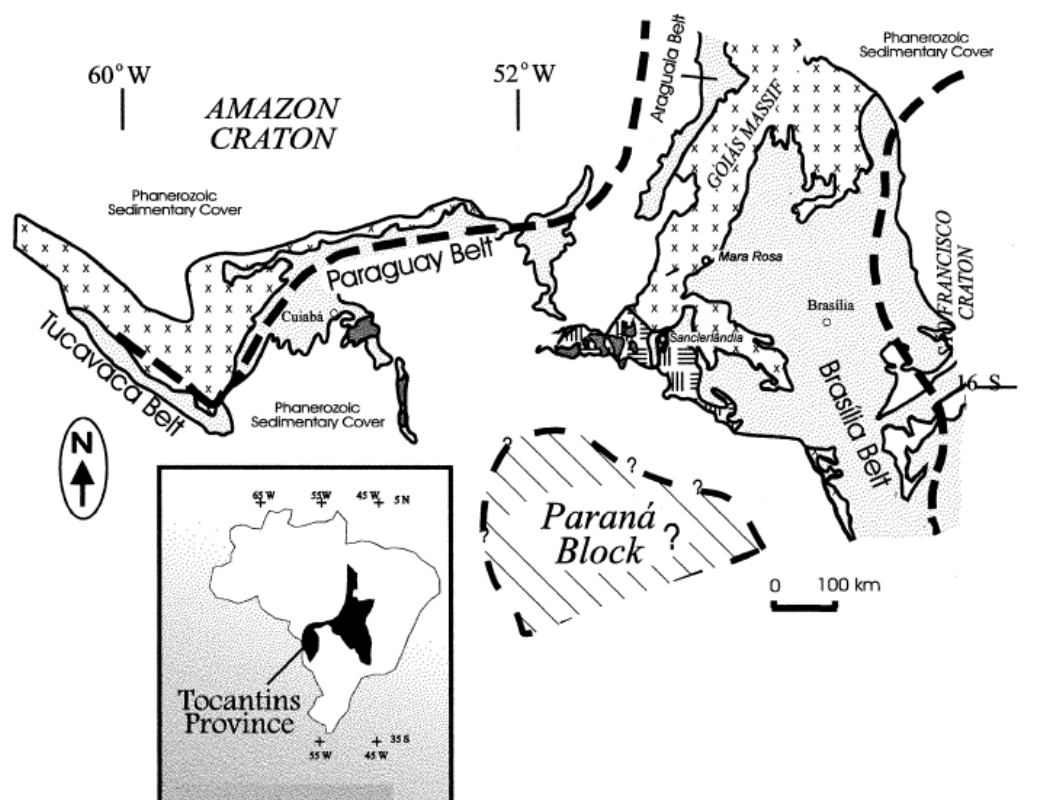


Fig. 2.1 – Mapa esquemático da Província Tocantins. (Fonte: Pimentel et al., 1999).

2.1.1 FAIXA BRASÍLIA

Fuck, et al., (1994) compartimentaram a Província Tocantins distinguindo-a em Cráton São Francisco para pequenas exposições do embasamento e as extensas coberturas sedimentares, Faixa Brasília, edificada na margem oeste do cráton, dividida em Zonas Interna e Externa, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás.

A Faixa Brasília (Fig. 2.2) é um cinturão orogênico bem preservado, constituído por um espesso conjunto de rochas sedimentares de margem passiva associadas a rochas vulcânicas, uma mistura de rochas ofiolítica, vulcânicas calci-alcálicas do tipo arco e granitos intrusivos do tipo S. O grau metamórfico aumenta para o oeste, passando de rochas não-metamórficas e metamórficas de baixo grau, na fronteira do Cráton São Francisco à leste, às rochas de fácies anfíbolito de alta temperatura e granulitos de ultra alta temperatura no núcleo metamórfico, decrescendo novamente para fácies anfíbolito e xisto-verde nas rochas Arco Magmático de Goiás (Fuck et al., 2017).

A zonação tectônica da Faixa Brasília é marcada por uma transição de *foreland* do Cráton São Francisco à leste, zonas alóctones externas e internas formadas em uma antiga margem passiva neoproterozóica do paleocontinente São Francisco-Congo à oeste, para os terrenos exóticos do Maciço de Goiás e Arco magmático de Goiás (Valeriano et al., 2008).

Pimentel et al., (2000) reconheceram os seguintes domínios pré-cambrianos na parte central da Província Tocantins: Terreno Arqueano Crixás–Goiás, interpretado como pequeno bloco continental alóctone; embasamento siálico paleoproterozoico, representado por ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares, na região de Almas–Dianópolis; o Complexo de Alto Grau Anápolis–Itauçu; Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados Paleo-mesoproterozóicos (Barro Alto, Niquelândia, Canabrava) e seqüências metavulcanossedimentares associadas; e Arco Magmático de Goiás, do Neoproterozoico.

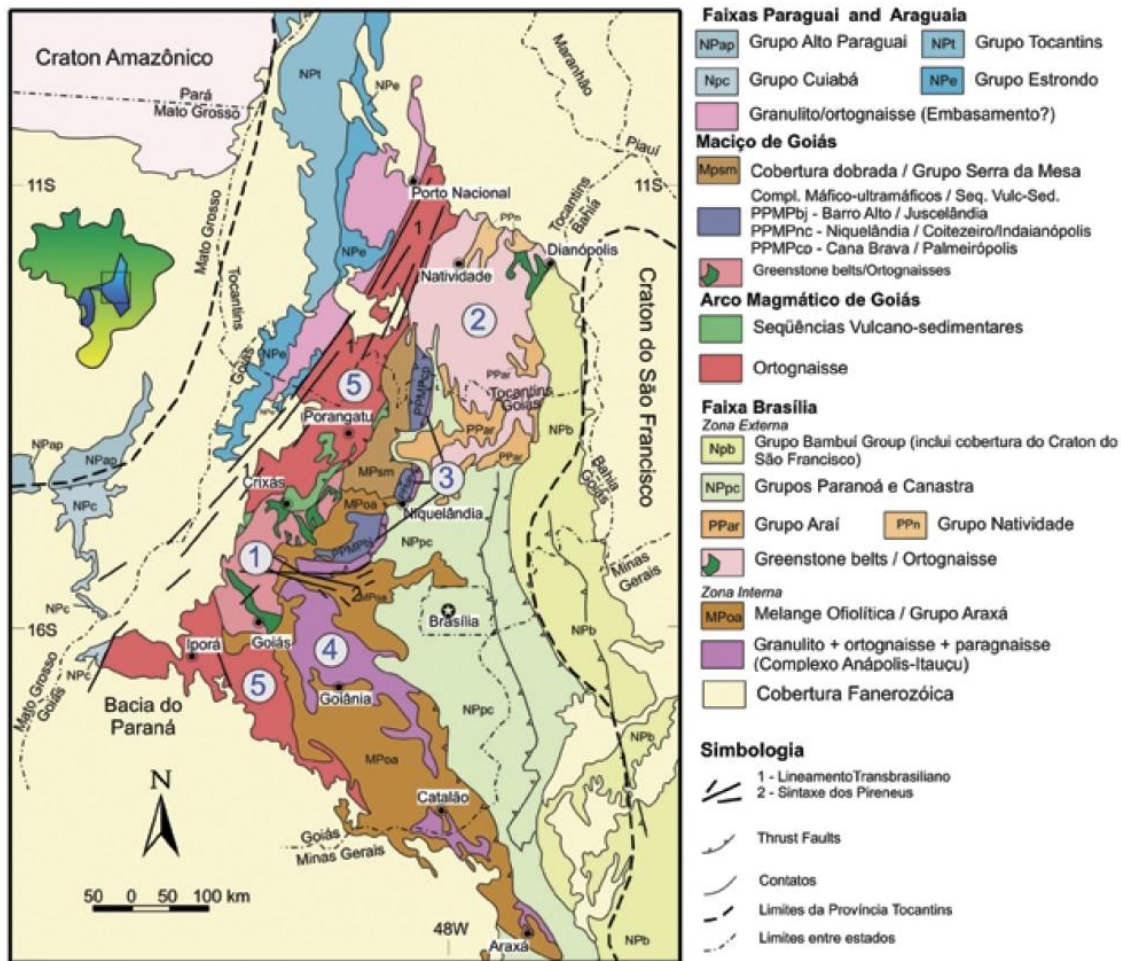


Fig. 2.2 - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 – Bloco arqueano de Crixás-Goiás, 2 – Terrenos Paleoproterozoicos de Almas-Natividade, 3 - Complexos máfico-ultramáficos, 4 – Complexo Anápolis-Itaçu, 5 – Arco Magmático de Goiás. (Fonte: Pimentel et al. 2000).

A Zona Externa da Faixa Brasília é composta por unidades metassedimentares do Mesoproterozoico e Neoproterozoico representadas pelos Grupos Arai e Natividade, Grupos Paranoá e Canastra, conforme Dardenne (2000), Faria (1995) e Guimarães (1997), assim como porções do embasamento Arqueano-Paleoproterozoico que mostram rejuvenescimento devido à tectônica brasileira (Uhlein et al., 2012).

As porções norte e sul da zona externa da Faixa Brasília representam dois estilos contrastantes de margens passivas continentais proximais. Em sua parte norte, entre Alto Paraíso de Goiás e Natividade/TO, é constituída por um grande bloco crustal Paleoproterozoico, parcialmente coberto por uma sequência de rift suavemente dobrada das rochas metassedimentares do Grupo Arai (1,77 Ga e mais jovens). Este bloco é limitado à leste por falhas de empurrão que o lança sobre rochas do grupo de Bambuí. Ao sul do Alto Paraíso de Goiás, o Grupo Arai é coberto discordantemente pelo Grupo Paranoá, que também é empurrado sobre o Grupo Bambuí para o leste (Valeriano et al.,

2008).

O Grupo Natividade é representado por quartzitos, quartzitos conglomeráticos, filitos, quartzo-xistos, mármore e o Grupo Araí, composto por um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas, de baixo grau metamórfico, sobreposto à Suíte Aurumina e à Formação Ticunzal, constitui uma sucessão depositada em uma bacia do tipo rifte intracontinental, cuja evolução iniciou antes de 1,77 Ga no Paleoproterozoico (Tanizaki, 2013).

O Grupo Paranoá corresponde a uma sucessão psamo-pelito-carbonatada depositada em condições plataformais. Sua deposição é interpretada como ocorrida no Mesoproterozoico (1.542 a 1.042 Ma), idade corroborada por sua posição estratigráfica (ocorre sobre sedimentos da fase pós-rifte do Grupo Araí e sob pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí), pela presença de estromatólitos cônicos (conophyton) e por dados isotópicos. A sedimentação é interpretada como controlada por ciclos transgressivos-regressivos, incluindo processos trativos, suspensivos, fluxos de detritos, marés, ondas, tempestades e controle da paleogeografia de fundo. O metamorfismo é de baixo grau e a deformação resultou na formação de monoclinais com diferentes estilos de dobras (chevrons, em caixa e cilíndricas) e interferência de dobramentos formando domos e bacias estruturais, controlada principalmente pelos sistemas de cavalgamentos Paranã e Rio Maranhão, além da faixa de transcorrência Ribeirão São Miguel (Campos et al., 2013).

O Grupo Canastra é considerado um equivalente lateral do Grupo Paranoá, com metamorfismo mais acentuado, e com ocorrência no centro-sul da Faixa Brasília (Campos Neto, 1979; Dardenne, 1981; Faria, 1995). Às vezes esta cobertura proterozoica aparece intensamente deformada e com metamorfismo na fácies xisto verde (p. ex. próximo de Minaçú), às vezes aparece suavemente ondulada, anquimetamórfica, como por exemplo na região de Alto Paraíso.

A Zona Interna inclui unidades alóctones do Grupo Araxá, assim como porções do embasamento fortemente envolvido na tectônica brasileira (Maciço de Goiás, com remanescentes de greenstone belts) (Uhlein et al., 2012). Ocorrem ainda complexos máfico-ultramáficos granulitizados (Ferreira Filho et al., 1992) e sequências vulcano-sedimentares proterozoicas (Pimentel et al., 2000).

O Complexo Anápolis-Itaçu, ocorre com granulitos e gnaisses neoproterozoicos (Piuzana et al., 2003), pertencentes ao núcleo metamórfico do orógeno, representando nappes granulíticas dentro do Grupo Araxá. O Grupo Araxá possui características de

melange ofiolítica (Drake Jr, 1980), com serpentinitos e lentes de cromita podiforme, provável representante de crosta oceânica e manto superior (Strieder e Nilson, 1992), assim como rochas metabásicas toleíticas, lascas de embasamento alóctone e granitos leucocráticos sin- colisionais (Seer, 1999, Seer et al., 2001, Simões, 2005).

O Grupo Araxá (Barbosa, 1955) é constituído por gnaisses, micaxistos, quartzitos e xistos verdes, ocupando, originalmente, uma extensão regional, do oeste de Minas Gerais ao centro-sul de Goiás. É composto predominantemente por quartzito micáceo e micaxistos, incluindo calcoxistos, clorito-muscovita xisto, granito-biotita xisto, estauroлита xisto e xistos feldpáticos, com algumas intercalações de paragnaisses e mármore (Pimentel, 2016).

2.1.2 MACIÇO DE GOIÁS

A porção centro-oeste de Goiás contém um fragmento exótico e alóctone de crosta arqueana-paleoproterozoica com aproximados 18.000 km² amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante o Ciclo Brasileiro. A região se caracteriza pela associação de greenstone belts e complexos TTG e pode ser dividida em um segmento setentrional e outro meridional, cada qual com evolução geológica. Dados geocronológicos indicam que a evolução da região foi policíclica e abrange eventos do Arqueano e do Paleoproterozoico, com parcial retrabalhamento no Neoproterozoico (Jost et al., 2014).

O Grupo Serra da Mesa (Marini et al., 1981) é constituído por xistos com granada, estauroлита, cianita e intercalações de quartzitos e mármore, aflorando ao norte da Faixa Brasília, constituindo-se num provável equivalente lateral do Grupo Araxá.

O estágio pós-rifte do Grupo Araí foi correlacionado com os grupos Serra da Mesa e Natividade, considerando que os processos de rifteamento e embaciamento iniciados em 1,80 Ga, restritos à área do Grupo Araí, se expandiram em área abrangendo, à leste, o grupo Serra da Mesa e, à norte o Grupo Natividade em 1,5 Ga (Dardenne, 2000).

O Terreno Arqueano-Paleoproterozoico localiza-se na porção central da Província Tocantins, adjacente à Sintaxe dos Pirineus, à norte limita-se com o Arco Magmático de Mara Rosa, de idade entre 850 e 560 Ma (Pimentel et al., 1997), ao noroeste está afetado tectonicamente pelo Lineamento Transbrasiliano, limítrofe entre as Faixas Brasília e Araguaia e, parcialmente coberto por sedimentos da planície aluvial do Rio Araguaia (Jost et al., 2012).

O Maciço de Goiás é considerado uma microplaca alóctone, acrescida à margem

ocidental da Faixa de Brasília durante os últimos estágios de evolução do orogênese neoproterozoico (Jost et al., 2013). É constituída por um conjunto de complexos típicos de TTG granito-gnaissicos arqueanos (Queiroz et al., 2008, Jost et al., 2013) e faixas estreitas de sequências de greenstone-belt (Jost et al., 2010). Os terrenos de granito-gnaisse compreendem ortognaisses que, na parte norte do terreno, compreendem a Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina e, ao sul, os complexos Caiçara e Uvá (Pimentel, 2016).

Terrenos com características semelhantes também ocorrem na porção centro-norte da Faixa Araguaia, representados pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra, Grota Rica e Xambioá, com idades U-Pb e Pb-Pb variando entre 2,87 a 2,84 Ga (Moura e Gaudete, 1999).

A margem oriental do Maciço de Goiás é marcada por uma descontinuidade gravimétrica regional típica das zonas de sutura (Haralyi e Hasui, 1981; Marangoni et al., 1995).

2.1.3 ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

O Arco Magmático de Goiás estende-se em NE-SW e suas extremidades são cobertas pelas rochas fanerozoicas das bacias de Parnaíba e Paraná (Valeriano et al., 2008). Essas rochas compreendem um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares, com características geoquímicas e isotópicas similares às associações de arcos magmáticos intra-oceânicos, e constitui um segmento de crosta continental juvenil na região central da Província Tocantins (Pimentel e Fuck, 1994).

O Arco Magmático de Goiás é uma das unidades tectônicas mais importantes da Faixa Brasília e representa uma importante chave para a reconstrução de um dos episódios mais expressivos de acreção juvenil crustal durante a montagem de Gondwana. Está exposta em duas áreas principais, separadas pelo Maciço de Goiás. A porção sul do arco é conhecida como Arco de Arenópolis, e a norte, como Arco de Mara Rosa, que se estende por centenas de quilômetros, ambas unidades geotectônicas colocadas lado a lado por zonas de cisalhamento com *trend* preferencial NE relacionados ao Lineamento Transbrasiliano (Pimentel, 2016).

Em ambas as áreas, o arco começou sua evolução entre 900 Ma como arcos insulares intraoceânicos (Pimentel e Fuck, 1992), e o último evento magmático de grande extensão ocorreu entre ca. 630 - 600 Ma, durante o fechamento do Oceano Goiás-

Pharusiano (Cordani et al., 2013). Dados de Laux et al., (2005) combinados com dados da literatura, sugerem que a atividade ígnea no Arco Magmático de Goiás ocorreu em dois episódios: iniciou entre 0,89 e 0,8 Ga, provavelmente em ambientes intra-oceânicos, porém com sua atividade final, entre 0,66 e 0,60 Ga, sendo interpretada como uma margem continental ativa no final da orogenia brasileira.

2.2 FAIXA ARAGUAIA

A Faixa Araguaia (Fig. 2.3) é a unidade geotectônica localizada na porção ocidental da Província Tocantins (Hasui et al., 1980). É uma faixa alongada na direção N-S, posicionando-se assentadas em discordância angular ou por cavalgamento sobre as rochas arqueanas-paleoproterozoicas da borda oriental do Cráton Amazônico, com seu limite leste recoberto por sedimentos da Bacia do Parnaíba (Paleozoico-Mesozoico), a sudeste limita-se com Maciço de Goiás (Almeida et al., 1976) e no sudoeste recoberta pela Bacia do Bananal.

A Faixa Araguaia é dividida em diferentes domínios estruturais (Costa et al., 1988, Fonseca et al., 1999). O domínio oriental corresponde a terrenos do embasamento compostos por granulitos e gnaisses expostos em estruturas antiformais (por exemplo, os domos Xambioá e Colméia), além de corpos granitóides e rochas supracrustais do Grupo Estrondo e rochas metamórficas de baixo grau representam o domínio ocidental denominado Grupo Tocantins (Paixão et al., 2008).

O Grupo Estrondo distribui-se por todo o domínio leste e é composto na base por quartzitos puros e quartzitos muscovíticos, cianita quartzitos, magnetita quartzitos e metaconglomerados oligomíticos associados (Formação Morro do Campo), sucedidos por muscovita-biotita xistos, cálcio xistos, restritamente mármore, metagrauvascas, xistos com granada, estaurolita e/ou cianita (Formação Xambioá).

O Grupo Tocantins foi desmembrado nas formações Pequizeiro, da base (clorita-xistos com bandas de clorita-muscovita alternadas com outras quartzosas; filitos e quartzitos) e Couto Magalhães, do topo (ardósias, filitos, quartzitos, metachertes, metarcóseos, metaconglomerados, metacalcários), a primeira metamorfozizada em baixo grau e a segunda em grau baixo a incipiente (Hasui e Costa, 1990).

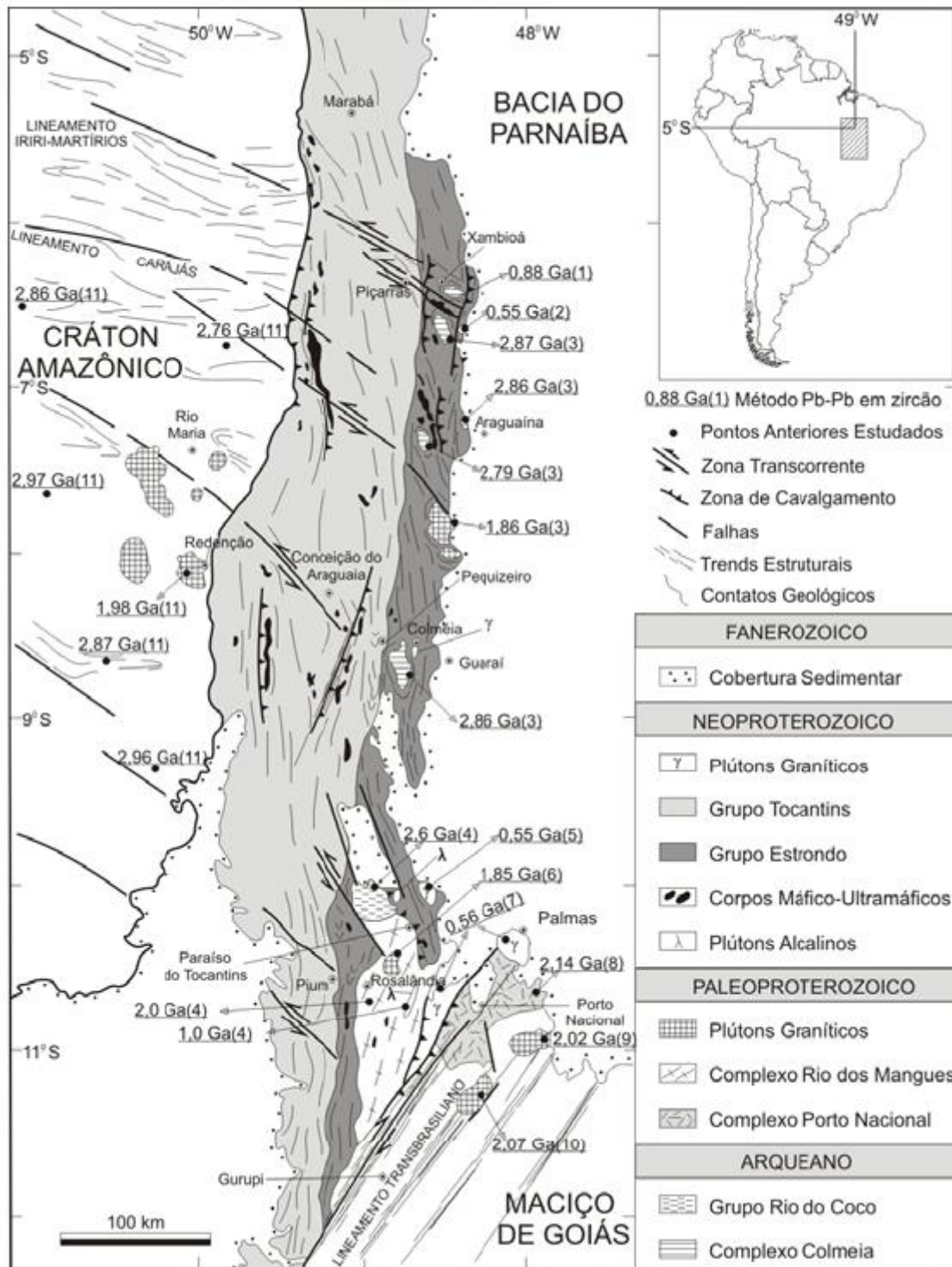


Fig. 2.3 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia e embasamento, com indicação das idades das principais unidades litoestratigráficas disponíveis na literatura. (Fonte: Moura et al., 2008).

Para a borda sudoeste dessa Faixa, um pequeno fragmento arqueano pertencente à Zona de Cisalhamento Serra Azul é reconhecido por Pimentel et al. (2000) e é caracterizada por ortognaisses com uma idade isocronica Sm-Nd de 3058 ± 120 Ma. Tal fragmento crustal poderia ser uma parte do Maciço de Goiás ou da margem sudeste do

Cráton Amazônico. É interpretada como parte do embasamento da Faixa Araguaia (Paixão et al., 2008).

Janelas do embasamento tem sido reconhecidos no núcleo de estruturas dômicas ao longo do lado oriental da parte norte da Faixa Araguaia (Hasui et al., 1984; Herz et al., 1989). Janelas do embasamento são reconhecidos na Faixa Araguaia e foram agrupados em duas diferentes unidades litoestratigráficas denominadas Complexo Colméia (Costa, 1980) e Gnaiss Cantão (Souza et al., 1985). O Complexo Colméia é formado por ortognaisses com afinidades TTG e unidades anfíbolíticas menores com idades em torno de 2.8 Ga (Dall'Agnol et al., 1988). O Gnaiss Cantão é formado por um conjunto de rochas graníticas com estruturas *augen* bem desenvolvidas apresentando uma idade Pb/Pb em zircão 1.858 ± 0.068 Ga (Moura e Gaudette, 1999).

TTG's Arqueos (2.9 - 2.87 Ga) intrudidos por corpos graníticos paleoproterozóicos (1.88 Ga) foram descritos na parte adjacente ao sudeste do Cráton Amazônico (Macambira e Lafon, 1995). Assim, foi sugerido que as rochas do embasamento da parte norte da Faixa Araguaia poderiam representar janelas do Cráton Amazônico nesse cinturão (Moura e Gaudette, 1999).

Na parte sul da Faixa Araguaia, uma pequena porção do Maciço de Goiás, situado à leste do Lineamento Transbrasiliano, foi considerado parte do embasamento dessa Faixa (Hasui et al., 1984). Uma sequência metavulcanosedimentar, denominada Grupo Rio do Coco, tem sido interpretada como o remanescente de um greenstone belt Arqueano (Barreira e Dardenne, 1981), embora sua idade não esteja bem determinada. Gnaisses tonalíticos e calcosilicatados, com zircão Pb / Pb entre 2,1 e 2,0 Ga, foram agrupados no Complexo Rio dos Mangues (Moura e Souza, 1996). O Granito Serrote, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues, tem uma idade Pb/Pb em zircão de 1.851 ± 0.0041 Ga (Souza e Moura, 1996). Finalmente, o Granito Matança, considerado anteriormente como parte das unidades do embasamento, tem uma idade de rocha Rb-Sr de 510 ± 15 Ma (Barradas et al., 1992) e pode representar magmatismo granítico relacionado ao evento Brasilianos ao longo da zona de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano. A dominância das rochas paleoproterozoicas nesta região é ressaltada pelas idades de zircão Pb / Pb de 2,14 - 2,13 Ga das rochas granulíticas do complexo Porto Nacional (Barros, 1998). Esses dados sugerem que este segmento crustal, denominado Cinturão de Cisalhamento Tocantins (Gorayeb, 1996), é bastante distinto da janela estrutural do corredor tectônico reconhecido na parte norte do Cinturão do Araguaia.

Costa e Hasui, (1997) sugeriram que a evolução da Faixa Araguaia começou com

a formação de uma bacia semi-graben, onde a deposição da pilha sedimentar do Baixo Araguaia ocorreu em uma seqüência transgressiva de margem passiva. Moura et al., (2000), propõem que a formação da bacia do Araguaia começou em aproximadamente 1,0 Ga através de um evento de abertura crustal, como evidenciado pela ocorrência de plutões alcalinos félsicos.

O evento Brasileiro, responsável pela inversão da bacia do Araguaia, também foi marcado pela intrusão de corpos graníticos, como o Granito Santa Luzia de 660 Ma (Moura e Gaudette, 1993; Moura et al., 2000). Os diques graníticos associados produzem uma idade 513 ± 17 Ma (Cambro-Ordovícico). Os plútons graníticos, como os plútons Lajeado, Matança e Palmas, na região de Porto Nacional, no sudeste do Estado do Tocantins, possuem uma idade próxima de 550 Ma. Alguns granitos mostram bordas milonitizadas relacionadas à Zona de Cisalhamento de Porto Nacional (Gorayeb et al., 2000).

2.3 FAIXA PARAGUAI

Inicialmente denominada Faixa Paraguai-Araguaia, Hasui e Almeida, (1970) e Almeida, (1974, 1984) sugeriram a subdivisão deste cinturão em duas unidades: o Cinturão Araguaia/Tocantins, margeando a borda leste do Cráton Amazônico e o Cinturão Paraguai, ao longo da borda sudeste do Cráton, à partir de descontinuidades geográficas e datações radiométricas.

A Faixa Paraguai (Fig. 2.4) e a sua correspondente cobertura cratônica foi depositada na margem sudeste do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa. A deformação na Faixa aumenta de, quase imperceptível na borda do Cráton para dobras fechadas e isoclinais dentro da zona de compressão (Alvarenga et al., 2000). A Faixa Paraguai representa uma unidade brasileira jovem (Trompette, 1994; Pimentel et al., 1996) formada entre o Vendiano e o início do Cambriano, com deformação entre 550 e 500Ma, seguido imediatamente de um magmatismo granítico pós orogênico entre 500 Ma (Almeida e Mantovani, 1975).

Uma tendência de trend NW-SE da Faixa Paraguai se estende de Corumbá/MS até a Bolívia, sendo denominada Faixa Tucavaca (Litherland et al., 1986; O'Connor e Walde, 1986). Essa Faixa que aparece como uma grande estrutura sinclinal na Bolívia, foi interpretada como como um aulacógeno, constataando com as interpretações anteriores que a consideravam uma faixa de dobramentos Brasileira/Pan-Africana

isolando o Cráton Amazônico do Bloco Rio Apa (Trompette, 1994).

Três maiores unidades litoestratigráficas podem ser distinguidas na Faixa Paraguai: Unidades Inferiores, Unidades Carbonáticas e Unidades Superiores. As unidades basais consistem em camadas glaciomarinhas e turbiditos característicos de ambientes glaciais. Essa camada é sobreposta por unidades carbonáticas que marcam o final de uma influência glacial na bacia e pode ser cronoestratigraficamente relacionada à um período de relativo aumento do nível do paleo oceano. As unidades Superiores consistem de uma sequência de rochas siliciclásticas (Alvarenga et al., 2000).

As Unidades Inferiores incluem a Formação Puga, Grupos Jacadigo e Boqui sobre o Cráton e o Grupo Cuiabá na faixa de dobramentos. A Formação Puga consiste em camadas de diamictitos associados com conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos. Essas rochas transicionam para camadas com granulometria mais grosseira perto do Cráton Amazônico (Formação Puga) e mais finos ao leste (Grupo Cuiabá) (Alvarenga et al., 2000).

No Sul da Faixa Paraguai, nordeste de Bonito/MS, o grupo Cuiabá consiste de rochas dobradas (calcários, siltitos laminados e arenitos). Na região de Cuiabá/MT, podem incluir carbonatos no interior do domínio da Faixa. Em direção do Cráton Amazônico-Rio Apa, na Serra do Bodoqueina, Corumbá e também na Bolívia, as unidades inferiores consistem em diamictitos (Formação Puga e Boqui), arenitos arcoseanos e unidades de formações ferríferas (Grupos Jacadigo e Boqui) (Alvarenga et al., 2000).

À leste da Faixa Paraguai (Bom Jardim de Goiás/GO, Barra do Garças/MT, Nova Xavantina/MT), o Grupo Cuiabá é formado de rochas metassedimentares (filitos) e associações de quartzitos (Seer, 1985). Perto de Bom Jardim de Goiás, uma falha denominada “Falha de Serra Negra” separa as rochas do Grupo Cuiabá de sequências metavulcano-metasedimentares e terrenos de arco magmático mais antigos (Seer, 1985; Pimentel e Fuck, 1992). Vulcânicas máficas e sedimentos químicos (formações ferríferas e cherts) e filitos carbonáticos limitados por uma zona de cisalhamento são atribuídos ao Grupo Cuiabá perto de Nova Xavantina (Pinho, 1990; Martinelli, 1998).

Sobrepondo as unidades glaciogênicas, uma sequência de carbonatos marca o final de uma influência glacial sobre a bacia. Essas rochas contêm fósseis típicos da Fauna Ediacarana, como metazoários, metáfitas e microfósseis. Esses fósseis indicam o final da idade Vendiana para a deposição das rochas carbonáticas (Alvarenga et al., 2000). Ao nordeste, na região de Cárceres, Cuiabá e Paranatinga, a Formação Araras consistem de

calcários e dolomitos (Luz et al., 1980) e ao sul, os Grupos Corumbá (Brasil), Murcielago (Bolívia) e Itapucumi (Paraguai) foram depositados ao longo da margem do embasamento cratônico e sobre o Grupo Cuiabá, na zona de dobramentos. Calcários e dolomitos depositados em ambientes de águas rasas à oeste gradam para siltitos e argilitos para a parte interior da bacia ao leste (Boggiani et al., 1993).

A Unidade Superior é conhecido como Grupo Alto Paraguai que consiste em duas formações siliclásticas: arenitos na base (Raizama) e folhelhos, siltitos e arcósios no topo (Diamantino). Folhelhos da parte inferior da Formação Diamantino possui uma idade isocrômica de 568 ± 20 Ma, interpretado como idade diagenética (Cordani et al., 1985).

Tokashiki e Saes (2008), propõem uma organização estratigráfica para as rochas do Grupo Cuiabá com a Formação Campina de Pedra correspondendo a fase ritfe da sedimentação, Formação Acorizal e Coxipó correspondentes a margem passiva e o Grupo Alto Paraguai representando a fase tectônica da bacia.

Evidências estratigráficas, paleontológicas e geocronológicas sugerem uma idade deposicional de 600 ± 540 Ma para a Faixas Paraguai e Tucavaca e a cobertura do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa. A deformação e o metamorfismo na Faixa Paraguai ocorreu entre 550 Ma e 500 Ma e é atribuída aos estágios finais da orogenia Brasileira/Pan-Africana. Intrusões graníticas ocorreram localmente entre 500 Ma, enquanto os a deformação do Aulacógeno Tucavaca ocorreu entre 500 e 480 Ma (Trompette et al., 1998).

No contexto geotectônico Trompette (1994) e Trompette et al., (1998) sugerem uma bacia de *foreland* desenvolvido à frente da Faixa Brasília. Pimentel et al., (1996) chamou atenção para a colocação de granitos pós orogênicos que seguiram imediatamente os últimos eventos de deformação da orogenia Brasileira-Pan-Africana há ± 600 Ma. Para esse magmatismo pós colisional, isócronas Rb-Sr em rocha total indicam idades que sugerem dois eventos intrusivos discretos: o mais antigo entre 588 e 560 Ma e o mais novo entre 508 e 485 Ma.

Manzano (2009) discrimina os granitoides intrusivos no Grupo Cuiabá em dois grupos. Um ao norte, com características de magmatismo anorogênico e idades por volta de 504 - 509 Ma (granitos São Vicente, Lajinha e Araguaina). Outro grupo ao sul, com características de magmatismo de arco magmático e idades por volta de 540 - 548 Ma (granitos Taboco, Rio Negro, Coxim e Sonora), obtidas por U/Pb LA-ICPMS.

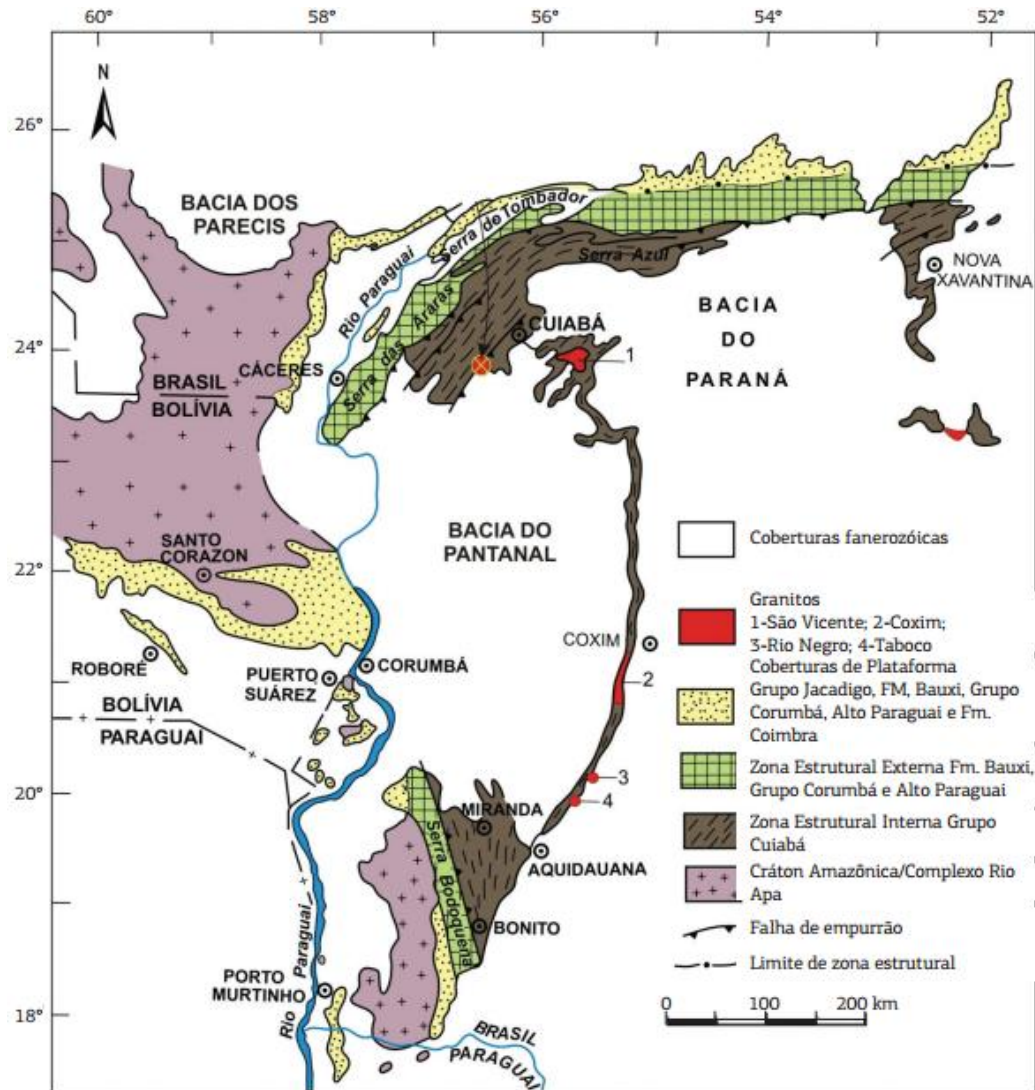


Fig. 2.4 - Mapa geológico da Faixa Paraguai em MT e MS. (Fonte: Costa et al., 2015).

2.4 LINEAMENTO TRANSBRASILIANO

O Lineamento Transbrasiliiano – LTB (Schobbenhaus et al., 1975) é a feição linear de maior importância ligada a estruturação tectônica da Plataforma Sulamericana cruzando o território brasileiro do Ceará ao Mato Grosso, prosseguindo para sudoeste e estendendo-se pelo Paraguai e Argentina. Possui orientação geral NE-SW, se prolongando por mais de 2700 km, desempenhou importante papel no controle e estruturação das unidades do Província Tocantins, resultante da orogênese Brasileira-Panafricanas no contexto da formação do supercontinente Gondwana Ocidental.

Caby (1989), Trompette (1994), Fairhead e Maus (2003), Santos et al, (2008), Cordani et al, (2013) e muitos outros autores mostram a extensão do LTB na África, onde cruza a parte nordeste do continente, passando por Togo e Algeria, ao longo do sistema

de cisalhamento Hoggar 4°50' - Kandi, passando a ser denominada Lineamento Transbrasiliano-Kandi.

Formado durante processos geológicos e geotectônicos neoproterozóicos, ele representa o resultado da aglutinação entre os Crátons Amazônico, São Francisco-Congo, Kalahari, Rio de La Plata, o metacraton do Sahara, além de fragmentos cratônicos do Paranapanema, Parnaíba e Luiz Alves (Cordani et al., 2013).

Segundo Attoh e Brown, (2008), o LTB talvez seja a mais longa zona cisalhamento na Terra, constituindo uma área de cisalhamento dextral de 4000 km de extensão com sua coerência bem caracterizada por dados com longas anomalias magnéticas lineares obtidas por satélite CHAMP e descritas por Fairhead e Maus (2003).

Cunha (1986) cita o LTB como uma das principais estruturas da plataforma sulamericana, com evidências geofísicas demonstrando constituir-se numa importante descontinuidade litosférica, concentrando esforços remotos gerados nas bordas das placas, sendo descritos períodos de reativação desde sua instalação no Neoproterozóico até o presente além de ter condicionado a deposição das primeiras coberturas sedimentares, ainda sob a influência dos pulsos finais da atividade brasileira.

Cordani et al., (2003) consideram o Lineamento Transbrasiliano uma sutura e Hasui, (2012) interpreta-o como um sistema de cisalhamento transcorrente relacionado com a tectônica de escape lateral gerada durante a amalgamação de diversos blocos de diferentes tamanhos em uma série de colisões continentais, sendo assim uma estrutura de primeira ordem e condicionadora de processos tectônicos pós orogênese brasileira.

Brito Neves e Fuck, (2014) compartimentam o embasamento da Plataforma Sulamericana em dois grandes e distintos domínios (Fig. 2.5), um domínio Amazoniano ou pré-Toniano (porção N-NW) e domínio “Brasiliano” ou ExtraAmazoniano (porção central e leste), sendo diferenciados por processos evolutivos distintos e ambos divididos por dois sistemas de cisalhamento, o Lineamento Araguaia e o Lineamento Transbrasiliano.

Episódios de reativações ao longo de trechos do LTB ocorrem desde o Pré-Cambriano Superior – Eopaleozóico (Oliveira e Mohriak, 2003) até o Cenozóico (Soares et al. 1998). Segundo Teixeira et al., (2004) essas reativações ocorreram durante o estágio de transição da Plataforma Sul-americana, e as reativações do LTB, condicionaram a instalação de uma série de bacias “molassóides”, similares a *grabens* e/ou *rifts*.

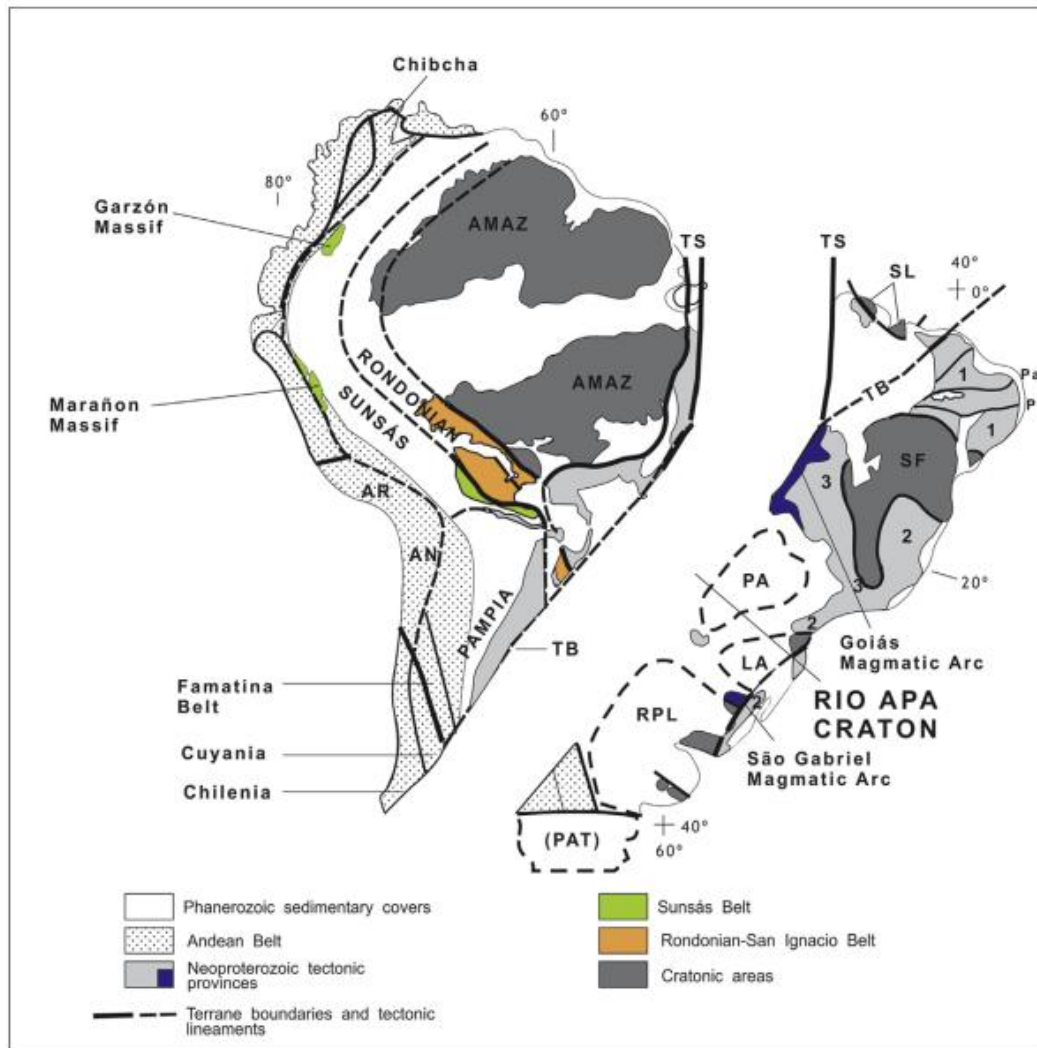


Fig. 2.5 - Os domínios NNW (Amazônia) e central e oriental ("Extra-Amazônia" ou "Brasiliano") do embasamento da plataforma sul-americana: Amaz. = Craton Amazônico; SL = Cráton de São Luís; SF = Cráton de São Francisco; PA = Cráton Paranapanema; LA = Cráton Luis Alves; RPL = Cráton Rio de La Plata. TB = Lineamento Transbrasiliano; TS = Sutura Tocantins/Araguaia; Pa = Lineamento Patos; Pe = Lineamento Pernambuco. (Fonte: Brito Neves e Fuck, 2013).

Góes et al., (1993) identificaram o Lineamento Transbrasiliano em trabalhos de campo, imagens de satélite, fotografias aéreas e mapas de campo magnético total formando lineamentos de direção NE-SW cortando a porção leste-sul da Bacia do Parnaíba. Castro et al., (2014), através de dados potenciais aerotransportados modelam a estrutura crustal abaixo da Bacia do Parnaíba, indicando que é limitada por zonas de cisalhamento brasilianas, com seu limite ocidental representado por lineamentos geofísicos NE-SW representando o Lineamento Transbrasiliano.

Costa et al., (1973) descrevem a Bacia de Jaibas, posicionada ao longo de um feixe de zonas de cisalhamento de direção nordeste-sudoeste que, projetadas para sudoeste estariam sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, materializando o Lineamento Transbrasiliano. Quadros (1996) caracteriza a Bacia de Jaibas como uma bacia do tipo rift continental, com preenchimento de caráter molassóide, alongada segundo a direção

nordeste-sudoeste sendo limitada pelas zonas de cisalhamento Arapá e Massapê, a sudeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II e a sudoeste e nordeste os mesmos encontram-se encobertos, respectivamente, por sedimentos silurianos da Bacia do Parnaíba e por sedimentos cenozóicos. Pedrosa Jr et al., (2015), caracteriza o rift por anomalias magnéticas e de gravidade positivas com uma forte dipolos magnéticos na borda SE da bacia, marcando a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II e mostrando o caráter profundo do LTB na região.

Schobbenhaus et al. (1984), descreveram uma molassa Brasileira análoga a Bacia de Jaibaras, admitindo que sua edificação talvez tenha sido controlada pelo Lineamento Transbrasiliano. Essa molassa foi descrita por Costa et al. (1976) e Cunha et al. (1981) sendo representada por uma seqüência vulcano-sedimentar epimetamórfica estruturada em blocos abatidos e adernados por falhas (Hasui et al. 1984).

Faria et al, (1975) descrevem, na região sudoeste de Goiás, a Formação Piranhas, uma associação de conglomerados polimíticos basais, arenitos arcossianos e argilitos contendo seixos de rochas piroclásticas, lavas vítreas básicas, traquitos, andesitos, quartzitos conglomeráticos, gnaisses e granitos, sugerindo uma sedimentação em ambiente tectonicamente ativo, na qual a reativação de antigas estruturas do embasamento deram origem a um gráben onde se processou a sedimentação molássica de suas unidades. Chamani, (2011) associa essas rochas às bacias “molassóides” que Teixeira et al, (2004) descreveram como condicionadas pela reativação do LTB durante um estágio de transição na Plataforma Sulamericana.

Segundo Vidotti et al. (2012) o LTB exerceu grande influência na instalação e história deposicional das bacias sedimentares do Paraná e Parnaíba e Cordani et al., (2013) correlacionam episódios tectônicos do tipo extensional ocorridos no Cambriano ao longo do corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi a uma reorganização das placas tectônicas maiores, responsável pelo início da subducção da litosfera oceânica ao longo do Oceano Pacífico.

Campo (2015), com base em dados geológicos e geofísicos, associa estruturas do tipo grabens e horsts de direção N40-50E a uma tectônica rúptil extensional ocasionada por reativações do LTB na parte sudoeste da Bacia do Paraná.

Curto et al. (2014) identificaram trends NE em anomalias sigmoidais em torno de intrusões de granitos orogênicos pós brasileiros, indicando as zonas de deformação intensas associadas com estruturas prováveis de cisalhamento, além de corpos alcalinos intrusivos no Cretáceo e basaltos da Formação Serra Geral sendo relacionados com o

trend extensional NW e processos de reativação ao longo de elementos transcorrentes do LTB.

Carvalho (2012) e Souza (2015) a partir de dados geológicos e geofísicos sugerem a formação do Gráben Água Bonita representando uma Bacia do tipo Pull Apart gerada à partir das reativações do LTB e Aguiar et al, (2011) associam sua origem previamente a um gráben de preservação de rochas sedimentares ou como uma bacia transtrativa resultante de uma transcorrência dextral ao longo do LTB com a deposição sedimentar ocorrendo paralela à atividade tectônica fanerozóica ao longo do LTB durante o ordoviciano-siluriano.

Sadowski e Campanha (2004) descrevem um extenso gráben designado Monte Alegre do Piauí, delimitado por duas falhas de direção NW, Curimatá e Barreiro com estruturas justapondo rochas sedimentares devonianas e permianas, que parecem ter sido deslocadas pelo Lineamento Transbrasiliano, mas sem afetar sedimentos triássicos sobrejacentes.

Soares et al, (1998) e Assine e Soares, (2004) identificam através de sensoriamento remoto, lineamentos de direção NE, associadas a estruturas do Lineamento Transbrasiliano atuando na modelagem da paisagem do Pantanal, mudando níveis de base de erosão e gradientes topográficos e condicionando o curso do rio Paraguai na borda oeste da bacia indicando atividade tectônica sinsedimentar.

Dessa forma, o conhecimento sobre a estruturação do LTB tem se desenvolvido, em grande parte, através do estudo do embasamento de bacias sedimentares interiores do paleozóico e meso-cenozóico instaladas ao longo do corredor tectônico. Esses estudos têm demonstrado que o LTB desempenhou importante papel tanto na arquitetura quanto nos processos deposicionais em bacias fanerozóicas.

No entanto, apesar de grande parte dessa estrutura tectônica ser coberta por bacias sedimentares, caracterizações *in loco* tem sido realizadas nas zonas de cisalhamento relativas ao LTB.

Na Província Borborema, a Zona de Cisalhamento Sobral–Pedro II (Kegel, 1961) é a componente do LTB que separa os domínios Médio Coreaú e Ceará Central. Essa zona de cisalhamento possui carácter cinemático dextral, com orientação N40°E, largura de aproximadamente 10 km (Cunha, 2007) tendo sua extensão sudoeste coberta pela Bacia do Parnaíba.

Fuck et al. (2002) sugerem ser o Lineamento Transbrasiliano um delimitador de blocos crustais com diferentes assinaturas isotópicas, proposição essa confirmada por

estudos em regiões onde afloram supracrustais trabalhadas pelo LTB como no Sistema de Cisalhamento Transcorrente Porongatu, em que zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano limitam o Complexo Porangatu e as rochas do Arco Magmático de Goiás (Dantas et al, 2007).

Quanto à sua cinemática, a principal fase de movimentação ao longo das estruturas que compõem o LTB possui caráter predominantemente transcorrente dextral (Delgado et al. 2003), condizente com a cinemática observada na zona de cisalhamento Hoggar-Kandi (Ferré et al., 2002), porém reativados com movimentos sinistrais localizados (Chiarini, 2007, Sousa et al, 2015, Zalán et al., 1985).

Praxedes (2015) e Chiarini (2007), através de mapeamento geológico e geofísica aérea, reconhecem várias zonas de cisalhamento que compõem o sistema transcorrente do Lineamento Transbrasiliano. Entre as zonas de cisalhamento descritas, o LTB também separa domínios tectônicos distintos e muda o regime tectônico de algumas zonas de cisalhamento, de falhas de empurrão para falhas transcorrente dentro dos domínios do LTB (e.g. Zona de Cisalhamento Jatobazeiro, nordeste da Faixa Brasília).

Segundo Dantas et al., (2013) o LTB segue um modelo de orogenia intracontinental, com encurtamento crustal associado à formação de faixas deformacionais strike-slip, acomodando blocos crustais/litosféricos e sendo enquadradas como o evento mais importante na fase final da orogenia neoproterozóica da Província Tocantins.

2.5 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

A Província Alcalina de Goiás, do final do Cretáceo, localizada na margem norte da Bacia do Paraná, é uma das maiores áreas com exposições kamafugíticas no mundo. A parte norte da província é dominada por complexos alcalinos plutônicos máfico ultramáficos, com diques subordinados, tampões e soleiras. A parte central é caracterizada por corpos subvulcânicos (diatremas, plugs, e diques) e a porção sul consiste predominantemente de rochas vulcânicas (lavas e materiais piroclásticos) (Brod et al., 2005).

Gomes et al. (1990) e Danni (1994) sugeriram estruturas do tipo plug para alguns corpos alcalinos. Estes plugues cortaram a crosta e usaram zonas de fraqueza anteriores, como fraturas e falhas pré-existentes. Junqueira-Brod et al. (2005), por outro lado, sugerem que todos os corpos da PAGO têm a mesma origem e propuseram um modelo

de câmaras magmáticas para explicar as diferenças geoquímicas entre as província. Eles sugerem que no norte o magma possivelmente veio diretamente do manto e foi colocado em uma interface discordante pré-cambriana/fanerozóica mais próxima da superfície. Câmaras magmática menores podem ter sido colocadas na mesma descontinuidade que se torna mais profunda em direção ao sul, perto da Bacia do Paraná (Dutra e Marangoni, 2009).

2.6 BACIA DO BANANAL

A Bacia do Bananal (Fig. 2.6) é a mais importante bacia sedimentar intracratônica do Quaternário da América do Sul e preserva um bom registro das condições paleohidrológicas do Brasil Central no ecótono Cerrado-Amazônico. Esta área é atualmente uma grande planície tropical, inundada sazonalmente pela precipitação e saturação da lâmina de água, podendo ser classificada como um pantanal sazonal. A bacia foi preenchida pelos sedimentos provenientes do sistema fluvial Araguaia-Mortes. Os depósitos pertencem à Formação Araguaia que cobrem 106.000 km² da Bacia do Bananal. TermoLuminescencia (TL) e Luminescencia Opticamente Estimulada (OSL) da Formação Araguaia mostram que a sedimentação iniciou-se pelo menos no Pleistoceno Médio, mas os processos de degradação e avulsão foram importantes no Pleniglacial Inferior-Médio entre 70,5 e 34,0 ± 4,6 mil anos. E no Pleniglacial Superior entre 24,5 ± 3,1 e 17,2 ± 2,3 mil anos (Valente e Latrubesse, 2012).

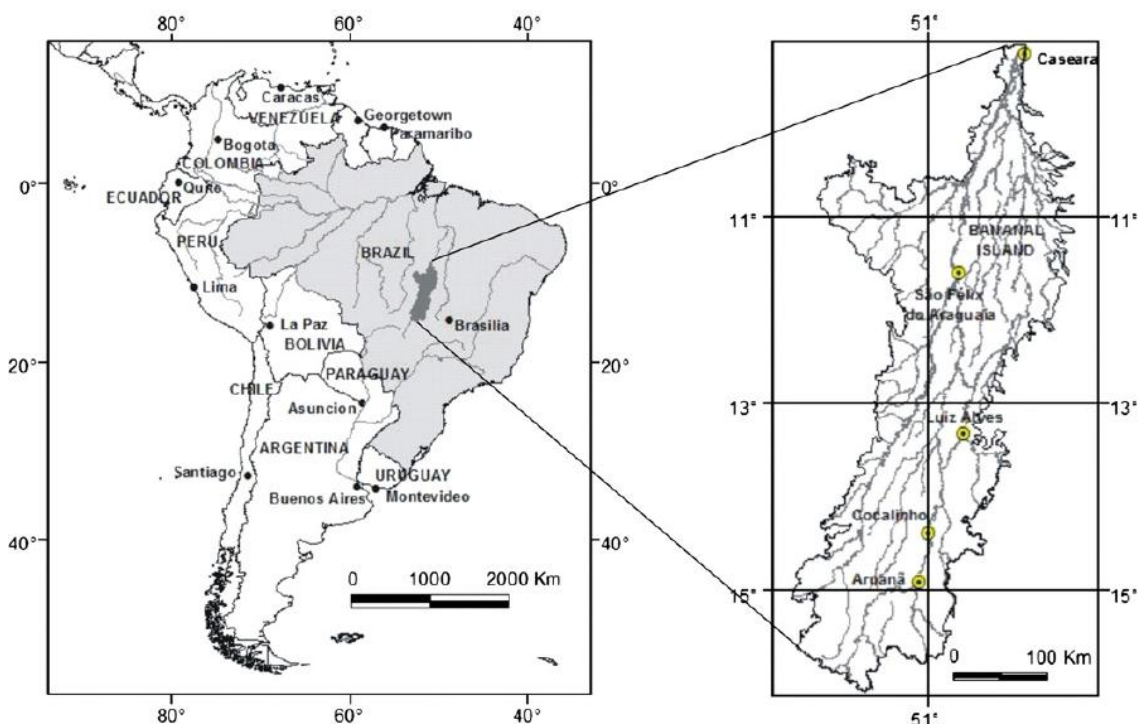


Fig. 2.6 – Localização da Bacia do Bananal. (Fonte: Valente e Latrubesse, 2012).

A formação Araguaia foi definida primeiramente por Barbosa et al., (1966) no vale do Rio Araguaia. Ela possui ambiência continental de sedimentos inconsolidados e mal selecionados, composta por um conglomerado basal, siltes e areia siltosa. A extensão dessa formação até a região de Barra do Garças foi definida por Pena et al. (1975).

Lacerda Filho et al. (1999) retomaram a denominação original e consideraram a Formação Araguaia, individualizando os terrenos mais antigos como coberturas arenosas indiferenciadas e subdividiram esta unidade em duas fácies: Fácies Terraços Aluvionares e Fácies Depósitos Aluvionares. A primeira é constituída de conglomerado basal parcialmente laterizado, seguido por sedimentos arenosos e siltico-agilosos semiconsolidados. A segunda são rochas formadas por sedimentos argilo-siltico e arenosos, inconsolidados, flúvio lacustroso preenchendo depressões formadas por estruturas extensionais reativadas por falhas transcorrentes de direções NE-SW, NW-SE, N-S e EW, no Vale do Rio Araguaia (Del'Arco et al.1998; Geisicki e Riccomini, 1998).

Com base em estudos sísmicos, a maior espessura do depósito quaternário provavelmente varia entre 170 e 320 m (Araújo e Carneiro, 1977). Em algumas margens do rio, uma camada de endurecimento de argila até 6m de espessura sobrepõe a formação (Valente e Latrubesse, 2012).

As melhores exposições de rochas da Formação Araguaia ocorrem nas margens do rio Araguaia com uma altura que varia de 2 a 14 m acima do nível da água da estação seca. Os afloramentos são compostos por uma combinação de sedimentos arenosos e argilosos, de 1 a 6 m de espessura, representando o ambiente de sedimentação da planície aluvial.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Análise Estrutural

A análise estrutural baseou-se na integração do Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de aproximadamente 90 m (3 arcos de segundo), disponíveis no site da USGS (United States Geological Survey), mapeamento litoestrutural e aeromagnetometria.

A interpretação estrutural teve como base a identificação de estruturas morfológicas tais como segmentos retilíneos, mudança brusca nos padrões de lineamentos, escarpas e vales, alinhamento de drenagens alinhadas e padrões do relevo, segundo metodologia adotada por O'Leary et al. (1976) e Guy (1966).

Segundo Brito Neves (2011), a definição mais simplista para o termo “lineamento” seria a caracterização de zonas de falhas ou fraturas lineares, de diversos tipos, principalmente zonas de cisalhamento, de escala regional e que possam ordenar feições topográficas lineares e longilíneas detectadas em imagens de satélite, radar ou aerofoto. No Brasil, segundo o mesmo autor, é comum o termo lineamento ser associado a uma definição mais genética, representando zonas de grandes e longas falhas transcorrentes, produtos e subprodutos da extrusão pós-colisional do Brasileiro, apresentando tendências de reativação (diversos tipos em diferentes tempos) ao longo do Fanerozoico.

Porém, devido ao avanço na compreensão das feições ligadas à tectônica de placas, vem se ampliando o entendimento da evolução e desenvolvimento das grandes estruturas globais. A investigação delas tem trazido progressos substanciais no entendimento de suas incidências e associações, das implicações cinemáticas e geodinâmicas, fazendo com que o termo lineamento não represente um tipo apenas de estrutura linear (Hasui & Costa, 1990). Dessa maneira, lineamentos não são necessariamente zonas de cisalhamento, devendo tal associação inadvertida ser evitada (Brito Neves, 2011).

Uma campanha de campo foi realizada a fim de obter correlação entre estruturas observadas, padrões estruturais de campo e padrões estruturais dos dados aeromagnéticos. Para representação dos dados estruturais foram utilizados os softwares Stereonet (Allmendinger, 2011) para o diagrama de rosetas e o OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010) para representação da concentração das falhas.

3.2 - Geofísica

3.2.1 FUNDAMENTOS DA MAGNETOMETRIA

Acredita-se que maior componente (80-90%) do campo da magnético terrestre se origine à partir da convecção de ferro líquido no núcleo externo da Terra (Campbell, 1997), que é monitorado e estudado usando uma rede global de observatórios magnéticos e dados magnéticos de satélite (Langel e Hinze, 1998).

Do ponto de vista do geomagnetismo, os processos de convecção na parte líquida do núcleo originam um campo geomagnético dipolar, se assemelhando ao de um grande ímã de barra alinhado aproximadamente ao longo do eixo de rotação da Terra. A interação entre o campo geomagnético (passado e atual) com as rochas da crosta terrestre produzem as anomalias magnéticas registradas em levantamentos detalhados realizados perto da superfície terrestre (Reeves, 2005).

Os minerais mais comuns que são formadores de rochas exibem susceptibilidade magnética muito baixa, e as rochas devem seu caráter à essa proporção geralmente baixa de minerais magnéticos que contêm. O mineral magnético mais comum é a magnetita, que tem temperatura de Curie de 578°C. As anomalias magnéticas causadas por rochas possuem caráter localizados e se superpõem ao campo magnético normal da Terra (Kearey et al., 2009).

Quando um material é colocado num campo magnético, ele pode adquirir uma magnetização na direção do campo que é perdida quando o material é removido do campo, sendo esse fenômeno chamado de magnetização induzida ou polarização magnética e resulta do alinhamento dos dipolos elementares dentro do material na direção do campo (Kearey et al., 2009).

Na ausência de campo externo, a magnetização induzida desaparece, mas alguns materiais retém uma magnetização remanente e sua direção será fixada dentro da amostra na direção do campo indutor (agora desaparecido), de forma que, esses materiais possuam magnetização remanente e também influência do campo geomagnético tal como ele é atualmente (Reeves, 2005).

Essa propriedade natural das rochas faz com que as medições magnéticas para exploração do solo, no ar, no oceano e do espaço, numa grande variedade de escalas fossem realizadas para uma gama de propósitos. As medições se concentram nas variações no campo magnético produzidas por variações laterais na magnetização da crosta. O método magnético é uma das principais ferramentas na exploração de petróleo

e gás, recursos geotérmicos e águas subterrâneas, e uma gama de outros propósitos, como avaliação de riscos naturais, mapeamento de estruturas de impacto e engenharia e estudos ambientais. Todas essas possibilidades estão sendo ampliadas com melhorias na instrumentação, na navegação e na compensação da plataforma de aquisição, além dos métodos de filtragem, exibição e interpretação de dados que também avançaram, especialmente com a disponibilidade de computadores pessoais de baixo custo e alto desempenho e gráficos em cores. (Nabhigian et al., 2005).

Nesses contextos, os levantamentos aeromagnéticos permitem ampliar nossa visão de geologia além do domínio do mapeamento. Eles nos permitem reconhecer aspectos-chave da geologia através de grande parte da crosta terrestre (incluindo a superfície) e adquirir informações essenciais para a construção de modelos geológicos tridimensionais (Isles & Ranking, 2013).

3.2.2 - NATUREZA DOS DADOS

Para a realização desse estudo, foram utilizados três conjuntos de dados aeromagnéticos (Figura 3.1), os quais encontram-se detalhados na tabela 3.1. Todos os dados aeromagnéticos utilizados possuem as mesmas características de levantamento, tais como altura e espaçamento das linhas de voo, espaçamento das linhas de controle e direção das linhas de voo.

3.2.3 - CONVERSÃO DA PROJEÇÃO CARTOGRÁFICA

Os projetos Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa (3010) e Arco Magmático de Arenópolis (3009) foram cedidos originalmente na projeção Universal Transversa de Mercator – UTM, Datum SAD-69 (Zona 22S). Os projetos Sudeste de Mato Grosso (1113) foi cedido na projeção Universal Transversa de Mercator – UTM, Datum WGS84 (Zona 22S). Para a padronização e a utilização dos dados em uma mesma projeção optou-se por converter todos os dados para o Datum WGS 84, pelo fato da projeção SAD 69 não ser mais aceita dentro do Sistema Geodésico Brasileiro, desde 2015.

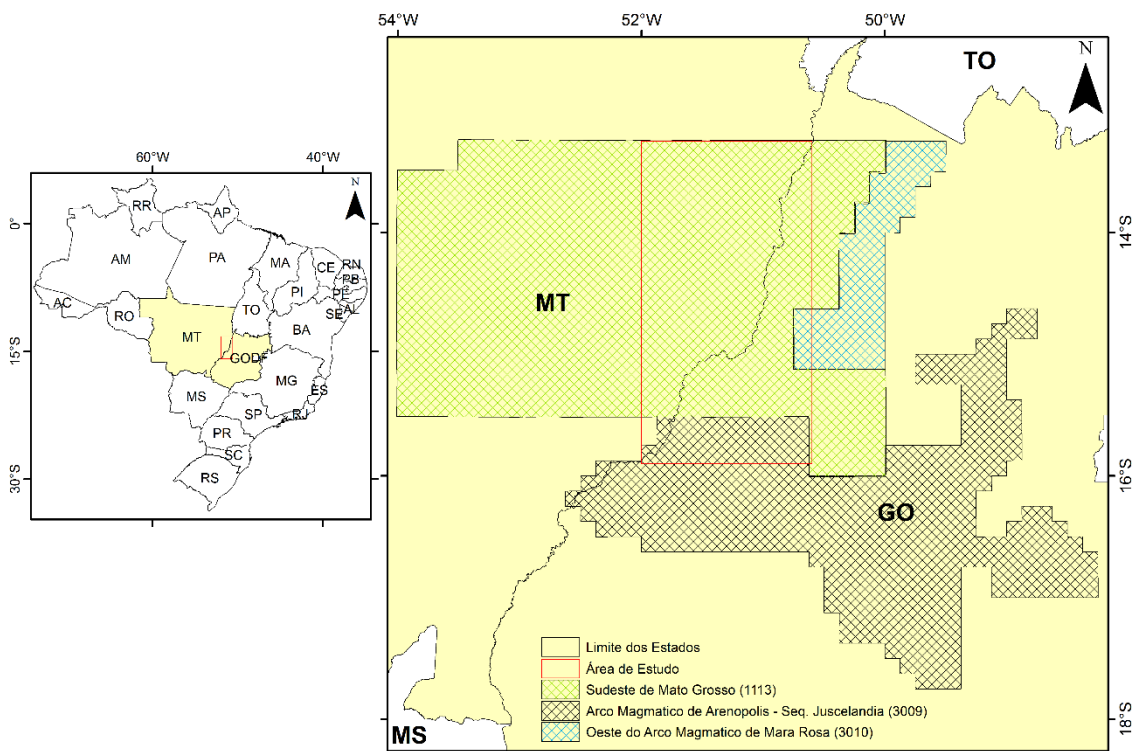


Fig. 3.1 – Localização dos projetos aerogeofísicos com relação aos estados brasileiros e a área de estudo.

Tabela 3.1 – Principais características dos projetos aerogeofísicos utilizados no estudo.

Projetos	Sudeste de Mato Grosso	Arco Magmático de Arenópolis	Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa
Código	1113	3009	3010
Fonte	DIGEOF / CPRM	CPRM - SIC / SGM / FUNMINERAL	CPRM - SIC / SGM / FUNMINERAL
Ano do Levantamento	2012	2004	2005
Espaçamento entre as linhas voo	0,5km	0,5km	0,5km
Direção linhas de voo	N-S	N-S	N-S
Espaçamento entre as linhas de controle	5km	5km	5km
Direção linhas de controle	E-W	E-W	E-W
Altura de voo	100m	100m	100m
Magnetômetro	Scintrex CS-2	Geometrics-G-22/ Scintrex- CS-2	Scintrex CS-2
Intervalo das medições (Mag)	0,1 s	0,1 s	0,1 s
Resolução do Magnetômetro	0,001 nT	0,001 nT	0,001 nT
Gamaespectrometro	Exploranium GR-820	Exploranium GR-820	Exploranium GR-820
Intervalo das medições (Gama)	1,0 s	1,0 s	1,0 s

3.2.4 INTERPOLAÇÃO DOS DADOS

Para a interpolação de dados em malha regular foi utilizada a técnica de interpolação bidirecional (Bhattacharyya, 1969), que realiza a interpolação na direção da linha do voo e, em seguida, em direção ortogonal à mesma gerando um valor para cada ponto requerido da malha regular (Reeves, 2005). A interpolação foi realizada com um valor de $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo para a célula unitária do grid (Davis, 1986).

3.3 – Processamento e Técnicas de Realce

Uma das etapas mais importantes para a obtenção de produtos confiáveis para a interpretação geofísico-geológica é o processamento, pois permite o melhor aproveitamento da utilização de técnicas de realce.

Essas técnicas possuem a finalidade de centralizar melhor a anomalia sobre a fonte causadora. A forma de uma anomalia magnética depende da forma do corpo causativo e também do vetor magnetização. O Brasil situa-se próximo ao equador geomagnético (baixas latitudes), onde a inclinação magnética é baixa, fazendo com que a anomalia se represente de maneira dipolar. Isso acontece pois, a inclinação geomagnética é menor que 15° (Silva, 1986; Mendonça e Silva, 1993). Essa característica faz com que as anomalias se apresentem dipolares, dificultando o reconhecimento do verdadeiro centro da anomalia.

Para resolver esse problema, Baranov (1957) e Baranov e Naudy (1964) propuseram uma abordagem matemática conhecida como Redução ao Pólo (RTP). Redução ao polo é um processo de transposição do campo magnético medido em qualquer latitude (o que o torna inclinado) para a situação de um dos polos, onde o campo é vertical, facilitando a interpretação dos dados magnéticos de anomalias porque transforma uma anomalia dipolar numa anomalia monopolar indicando a posição exata da fonte sob o plano horizontal.

Porém, o operador RTP torna-se instável em baixas latitudes magnéticas, como é o caso do Brasil, devido ao azimute do corpo e a inclinação magnética se aproximarem de zero. Por isso, este método requer conhecimento da direção da magnetização, muitas vezes assumido como paralelo ao campo ambiente, como seria o caso, se a magnetização remanente for desprezível ou alinhada paralelamente ao campo ambiente (Nabighian et al., 2005).

O Campo Magnético Anômalo, diferença entre o campo magnético medido e o IGRF (Reeves, 2005), sem a redução ao pólo foi o produto utilizado neste trabalho em razão da diversidade geológica da área de estudo. Rochas com diferentes idades de cristalização dos minerais magnéticos, contêm diferentes vetores de remanência, dificultando a redução ao polo por não se conhecer a direção e intensidade de todos os vetores remanência da área.

A filtragem de dados aeromagnéticos é uma parte essencial da preparação de dados para interpretação. A ampla possibilidade de escolha dos filtros dá ao intérprete a

possibilidade de concentrar a atenção em aspectos específicos dos dados e isso traz informações mais claras sobre a geologia subjacente. A etapa de definição dos filtros é importante para evitar que uma aplicação generalista dos diversos filtros prejudique e confunda o intérprete (Isles e Raking, 2013).

A seguir é apresentando um fluxograma (Fig. 3.2) com os filtros utilizados nesse trabalho.

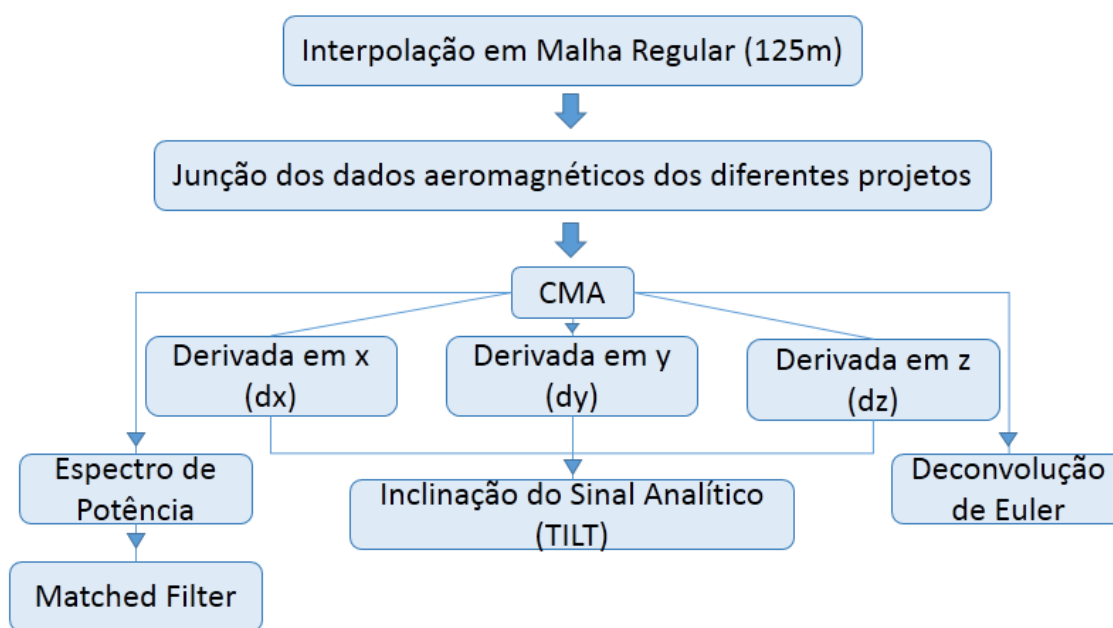


Fig. 3.2 – Fluxograma dos principais produtos derivados do CMA.

3.3.1 - DERIVADAS DIRECIONAIS

As derivadas direcionais possibilitam o reconhecimento de anomalias pouco profundas e realçam feições lineares, podendo ser calculadas nos domínios de espaço ou frequência. A derivada em x destaca as anomalias de direção E-W, a derivada em Y realça as anomalias de direção N-S e a derivada em Z, também denominada derivada vertical, destaca as anomalias de fontes mais rasas, eliminando as feições de fontes mais profundas (Nabighian et al., 2005).

Muitos métodos modernos para detecção de bordas e estimativa de profundidade-fonte dependem de derivadas horizontais e verticais. Esses métodos se baseiam na acentuação do gradiente lateral da propriedade física investigada na direção escolhida, ou seja, na localização de extremidades de fontes (Simpson et al., 1986).

Um dos produtos mais utilizados para interpretação estrutural é a derivada vertical (Gunn et al, 1996), pois enfatiza características próximas à superfície e estreita a largura

da anomalia, localizando assim fontes de forma mais precisa (Cooper & Cowan, 2004). A primeira derivada vertical é um filtro passa-alta amplamente utilizado, por possuir resultados confiáveis e facilmente interpretáveis (Isles & Rankin, 2013).

3.3.2 - DERIVADA TILT (TDR)

A Derivada *Tilt* (TDR) ou como denominada em português, Inclinação do Sinal Analítico (ISA) é resultado do arco tangente da razão entre a derivada vertical e o gradiente horizontal (Cordell e Grauch, 1985). Este processamento visa localizar contatos de variações de densidade ou de propriedades magnéticas com base no princípio de que contatos subverticais e falhas possuem anomalias com o gradiente horizontal maior diretamente sobre a borda do contato.

O produto gerado é um mapa de ângulos de inclinação que varia de $\pi/2$ à $-\pi/2$. O resultado disso é um mapa que delinea a localização de todas as fontes, respondendo igualmente às fontes superficiais e profundas e, portanto, capaz de distinguir a presença de fontes sutis e profundas (Miller e Singh, 1994).

3.3.3 - MATCHED FILTER

Spector (1968) e Spector e Grant (1970) observaram que os espectros radiais de potência de dados magnéticos contêm diferentes segmentos de reta de inclinação constante que podem ser interpretados como provenientes de conjuntos estatísticos de fontes ou camadas de fontes equivalentes, em diferentes profundidades. Isso é realizado através uma estimativa de profundidade média na observação da inclinação dos segmentos de reta no espectro de potência, possivelmente geradas por distribuição de fontes não correlacionadas espacialmente, onde as altas frequências indicam fontes mais rasas e as baixas frequências indicam fontes mais profundas, sendo este um fundamento da aplicação da técnica definida por Phillips (2001).

Fontes de profundidades muito diferentes mostram padrões característicos nos espectros, na medida em que, em circunstâncias favoráveis, uma separação limpa dos sinais de diferentes profundidades pode ser alcançada (Isles e Rankin, 2013). O uso deste filtro, em geral, está focado em separar anomalias de componentes regionais de componentes residuais, usando um modelo de fonte equivalente para as camadas extraídas do espectro (Phillips, 2001).

3.3.4 - DECONVOLUÇÃO DE EULER

A Deconvolução de Euler foi proposta por Thompson (1982) afim de analisar perfis magnéticos com base na relação de Euler para funções homogêneas e foi expandida para 3D por Reid et al, (1990). A técnica utiliza derivadas de primeira ordem em x, y e z para determinar a localização e a profundidade de vários alvos idealizados (esfera, cilindro, dique, contato), cada um caracterizado por um índice estrutural específico. Teoricamente, a técnica é aplicável somente em alguns tipos de corpos que possuam um índice estrutural constante conhecido.

A Deconvolução de Euler explora a relação de não-integridade de Euler para estimar as profundidades da fonte e as posições a partir da curvatura máxima das anomalias presentes em uma grade de levantamento aeromagnéticos e gravimétricos.

Uma infinidade de soluções podem causar confusão ao usuário não qualificado ou não crítico, pois as anomalias de campo potencial irão variar continuamente de acordo com um padrão de geologia essencialmente descontínua que procuramos entender e mapear. A linearidade das soluções nos padrões dos lineamentos dará um suporte qualitativo, facilitando que qualquer observador reconheça-os em um mapa de anomalia magnética (Reeves, 2005). O método é particularmente útil quando as anomalias são derivadas de fontes concentradas e idealizadas e é difícil de interpretar para formas mais complexas, onde a taxa de atenuação varia com a distância da fonte (Hinze et al., 2013).

4. ARTIGO

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO BANANAL E REATIVAÇÕES TRANSBRASILIANAS

Endel Muller Dalat de Sousa ^a, Roberta Mary Vidotti ^b, Amarildo Salina Ruiz ^c

^a Programa de Pós-Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil

^b Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil

^c Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT

RESUMO

O desenvolvimento e o arcabouço estrutural do interior do continente Sulamericano estão intimamente associados a aspectos tectônicos na formação do supercontinente Gondwana. Grande parte desse arcabouço é coberto pelas bacias fanerozoicas que se instalaram nas descontinuidades e heterogeneidades crustais herdadas do embasamento pré-cambriano. A porção sul da Bacia do Bananal cobre importantes porções da Província Tocantins, mais especificamente a região limite entre as Faixas Araguaia, Brasília e Paraguai, ambas localmente retrabalhadas pelo Lineamento Transbrasiliano, um grande sistema de cisalhamento. Este trabalho apresenta a caracterização do Lineamento Transbrasiliano nessa região e a sua influência na evolução tectônica da Província Tocantins. A investigação foi realizada com a utilização de análises de dados de sensoriamento remoto, mapeamento litoestrutural e interpretação de dados aerogeofísicos. A integração dos dados revelou a existência de descontinuidades crustais com *trend* NE relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano, limitando as três faixas da Província. Foi possível o reconhecimento de estruturas para a análise cinemática das reativações, como deslocamentos e reorientação dos lineamentos magnéticos, retrabalhamento nas bordas de corpos pós brasileiros. A organização das estruturas magnéticas do Lineamento Transbrasiliano nessa região sugere tectônica de cisalhamento do tipo Rabo de Cavalo com o Lineamento Serra Negra como plano de falha principal. O alinhamento das estruturas morfotectônicas e estruturas magnéticas do embasamento indicam que a porção sul da Bacia do Bananal se condiciona por estruturas pré-cambrianas retrabalhadas pelo Lineamento Transbrasiliano, herdadas durante a formação da Província Tocantins.

1 - INTRODUÇÃO

A Bacia do Bananal (Fig. 4.1) é uma das mais importantes bacias sedimentares intracratônicas do Quaternário da América do Sul e preserva um bom registro das condições paleohidrológicas do Brasil Central no ecótono Cerrado-Amazônico. Esta área compreende uma grande planície tropical, inundada sazonalmente pela precipitação e saturação da lâmina de água, podendo ser classificada como um pantanal sazonal e é preenchida por sedimentos provenientes do sistema fluvial Araguaia-Mortes. Os

depósitos sedimentares pertencem à Formação Araguaia que cobrem 106.000 km² da Bacia do Bananal. Termo Luminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) da Formação Araguaia mostram que a sedimentação iniciou-se pelo menos no Pleistoceno Médio com importantes processos de degradação e avulsão no Pleniglacial (Valente e Latrubesse, 2012).

A porção sul da Bacia do Bananal esconde uma arquitetura crustal composta por rochas pré-cambrianas pertencentes às faixas Araguaia, Brasília e Paraguai (Fig. 4.1). O conjunto desses sistemas de orógenos brasileiros é denominado Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), constituída de cinturões de dobras e empurrões resultantes da convergência e colisão entre blocos continentais e terrenos alóctones no contexto da formação do supercontinente Gondwana Ocidental. Essa região guarda registros da dinâmica crustal da abertura de oceanos e convergências de continentes e microcontinentes ou maciços e toda a dinâmica até a consolidação do supercontinente Gondwana. Dentre os registros estão prismas de acreção envolvendo supracrustais vulcanossedimentares, arcos insulares e continentais, porções de fundos oceânicos de extensões reduzidas, intrusões sin- e tardicolisionais, principalmente de granitos e corpos magmáticos pós-colisionais relacionados com o colapso ou exumação dos orógenos, sendo esse conjunto parcialmente oculto por coberturas fanerozóicas durante os estágios de estabilidade tectônica (Hasui, 2011).

Outra importante estrutura sob a Bacia do Bananal é o Lineamento Transbrasiliano (LTB) (Schobbenhaus et al., 1975), que cruza toda a Plataforma Sulamericana em um *trend* NE, controlando a estruturação de bacias fanerozóicas (Vidotti et al., 1998; Castro et al., 2014; Curto et al., 2014; Pedrosa Jr. et al., 2015) e retrabalhando unidades do embasamento da Província Tocantins. O embasamento da província é composto por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro (Delgado et al., 2003).

A importância do LTB se dá pela magnitude da estrutura, sendo considerada uma das maiores zonas de cisalhamento da Terra (Attoh e Brown, 2008) que se estende em território brasileiro, cerca de 2.700 km, desde o noroeste do Ceará até noroeste da Bacia do Paraná, na região sudoeste do Mato Grosso do Sul, seguindo possivelmente no limite entre os crátons Rio de La Plata e Pampia, (Schobbenhaus et al. 1984, Rapela et al. 2007, Ramos et al. 2010) com diversos episódios de reativações com sismos alinhados ao longo de sua estrutura principal (Assumpção e Sacek, 2013) interpretados com resultante de um afinamento crustal (Assumpção et al., 2013).

Para melhor compreensão da disposição e relação entre as unidades da Província Tocantins e o LTB, esse trabalho pretende, por meio do uso de geofísica aérea de alta resolução e mapeamento litoestrutural, iluminar a estrutura tectônica do LTB e das faixas que compõem a Província Tocantins, na tentativa de delimitar os blocos crustais, bem como elencar estruturas que marquem reativações transbrasilianas.

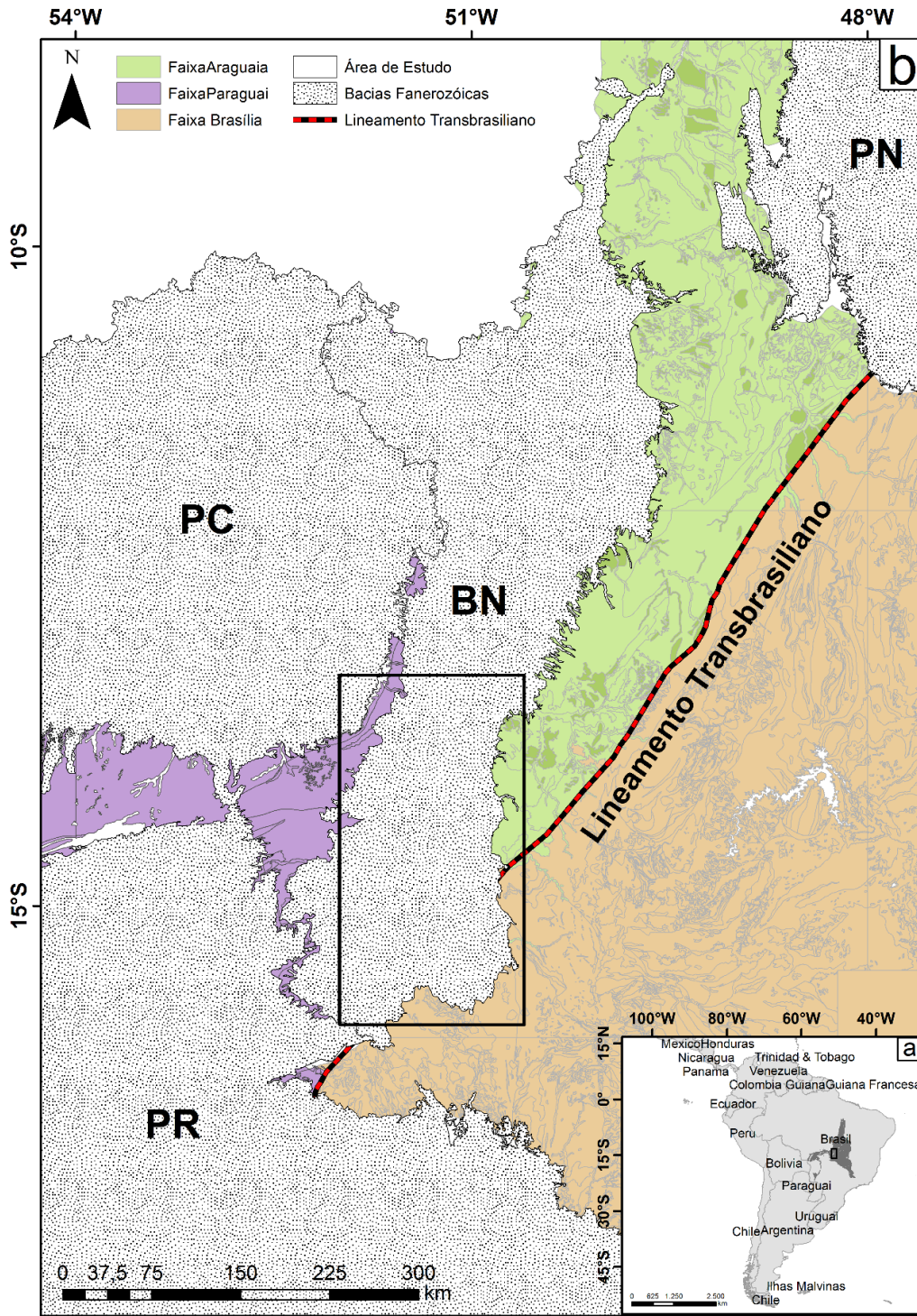


Fig. 4.1 – (a) Localização da Província Tocantins na América do Sul. (b) Área de estudo dentro do contexto da Província Tocantins e sua divisão em faixas móveis e bacias fanerozóicas (PC – Bacia dos Parecis; PR – Bacia do Paraná; PN – Bacia dos Parnaíba; BN – Bacia do Bananal).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Almeida et al. 1977) localiza-se na região central do Brasil e se caracteriza por um conjunto de orógenos do ciclo brasileiro, representados por cinturões de dobras e empurrões resultantes da convergência e colisão de três grandes blocos continentais: Cráton Amazônico, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema (Mantovani et al., 2005), a sudoeste, encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná.

A Província Tocantins é parte de um amplo e longo sistema orogênico que se estende por milhares de quilômetros no Brasil Central e nordeste e no noroeste da África, sendo representadas pelas faixas Hoggar-Pharusiano e Dahomey. No Brasil, esta área orogênica inclui a Faixa Brasília, desenvolvida ao longo da margem ocidental do Cráton do São Francisco, bem como as Faixas Araguaia e Paraguai, formadas ao longo da margem do paleocontinente Amazônico (Pimentel, 2016).

A etapa de divergência acarretou a fragmentação diácrona do Supercontinente Rodínia, separação de massas continentais e discretas aberturas oceânicas. A etapa de convergência, também diacronicamente, levou à aglutinação de massas continentais formando o Gondwana Ocidental no Cambriano. Nos estágios finais do Ciclo Brasileiro, o colapso gravitacional, exumação e/ou extrusão dos orógenos, que se estendeu até o Ordoviciano Superior tem sido relacionada como estágio de transição entre condições de tectônica convergente ativa para condições de estabilidade intraplaca, com o início de subsidência e instalação de bacias paleozoicas. Essas extensas coberturas como as bacias do Paraná, do Parnaíba, do Bananal e do Pantanal Mato-Grossense, ocultam grande parte do embasamento pré-siluriano, portanto encobrem registros de processos ocorridos durante a Orogênese Brasileira. (Hasui et al., 2012).

A Faixa Paraguai e a sua correspondente cobertura cratônica foi depositada na margem sudeste do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa. A deformação na Faixa aumenta de, quase imperceptível na borda do Cráton para dobras fechadas e isoclinais dentro da zona de compressão (Alvarenga et al., 2000). A Faixa Paraguai representa uma unidade brasileira jovem (Trompette, 1994) formada entre o Vendiano e o início do Cambriano, com deformação entre 550 e 500 Ma, seguido imediatamente de um magmatismo granítico pós orogênico entre 500 Ma e 490 Ma (Rb/Sr) (Almeida e Mantovani, 1975).

A Faixa Araguaia localiza-se na porção ocidental da Província Tocantins (Hasui

et al., 1984). É uma faixa alongada na direção N-S, assentada em discordância angular ou por cavalgamento sobre as rochas arqueanas-paleoproterozóicas da borda oriental do Cráton Amazônico, com seu limite leste recoberto por sedimentos da Bacia do Parnaíba (Paleozoico-Mesozoico), a sudeste, limita-se com Maciço de Goiás (Almeida et al., 1976) e no sudoeste recoberta é pela Bacia do Bananal.

A Faixa Brasília é considerada uma das mais completas faixas orogênicas do Gondwana Ocidental (Pimentel, 2016). Constitui-se de um cinturão orogênico bem preservado, constituído por um espesso conjunto de rochas sedimentares de margem passiva associadas a rochas vulcânicas, bem como uma mistura de rochas ofiolítica, vulcânicas calci-alcálicas de tipo arco e granitos intrusivos do tipo S. O zoneamento metamórfico aumenta de oeste, com rochas não-metamórficas e metamórficas de baixo grau na fronteira do Cráton São Francisco, para leste, com rochas de fácies anfíbolito de alta temperatura e granulitos de ultra alta temperatura no núcleo metamórfico, decrescendo novamente para fácies anfíbolito e xisto-verde nas rochas Arco Magmático de Goiás (Fuck et al., 2017).

A Faixa Brasília é interpretada como uma zona de *foreland* do Cráton São Francisco ao leste, passando para o oeste através das zonas alóctones externas e internas, ambas formadas como integrantes da antiga margem passiva neoproterozoica do paleocontinente São Francisco-Congo, para os terrenos exóticos do Maciço de Goiás e Arco magmático de Goiás (Valeriano et al., 2008).

O Brasil Central, ao final do Cretáceo, ainda foi palco de um intenso magmatismo alcalino que culminou na intrusão de diversos corpos na margem norte da Bacia do Paraná e em parte da Província Tocantins, sendo denominado Província Alcalina de Goiás (PAGO). A parte norte dessa província é dominada por complexos alcalinos plutônicos máfico ultramáficos, com diques subordinados, tampões e soleiras. A parte central é caracterizada por corpos subvulcânicos (diatremas, plugs e diques) e a porção sul consiste predominantemente de rochas vulcânicas (lavas e piroclásticos) (Brod et al., 2005). Gomes et al. (1990) e Danni (1994) sugeriram estruturas do tipo plug para alguns corpos alcalinos. Estes plugues cortaram a crosta e usaram zonas de fraqueza anteriores, como fraturas e falhas pré-existentes. Junqueira-Brod et al., (2005), por outro lado, sugerem que todos os corpos da PAGO têm a mesma origem e propuseram um modelo de câmaras magmáticas para explicar as diferenças geoquímicas na província. Eles sugerem que na porção norte o magma, possivelmente, veio diretamente do manto e foi colocado em uma interface discordante precambriana/fanerozóica mais próxima da superfície. Câmaras

magnética menores podem ter sido colocadas na mesma descontinuidade que se torna mais profunda em direção ao sul perto da Bacia do Paraná (Dutra e Marangoni, 2009).

2.2 - BACIA DO BANANAL

A maior parte do embasamento pré-cambriano na área de estudo encontra-se coberto pela Formação Araguaia (Barbosa et al., 1966). A Formação Araguaia possui ambiência continental de sedimentos inconsolidados e mal selecionados, composta por um conglomerado basal, siltes e areia siltosa. A extensão dessa formação até a região de Barra do Garças foi definida por Pena et al., (1975).

Lacerda Filho et al., (1999) individualizam os terrenos mais antigos como coberturas arenosas indiferenciadas e subdividiram esta unidade em duas fácies: Fácies Terraços Aluvionares e Fácies Depósitos Aluvionares. A primeira é constituída de conglomerado basal parcialmente laterizado, seguido por sedimentos arenosos e siltico-agiloso semiconsolidados. A segunda são rochas formadas por sedimentos argilo-síltico e arenosos, inconsolidados, flúvio lacustroso preenchendo depressões formadas por estruturas extensionais reativadas por falhas transcorrentes de direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W, no Vale do Rio Araguaia (Del'Arco et al., 1998; Gesicki e Riccomini, 1998).

Com base em estudos sísmicos, a maior espessura do depósito quaternário provavelmente varia entre 170 e 320 m (Araujo e Carneiro, 1977). Em algumas margens do rio, uma camada de endurecimento de argila até 6 m de espessura sobrepõe a formação (Valente e Latrubesse, 2012).

2.3 - LINEAMENTO TRANSBRASILIANO

Uma das mais expressivas estruturas tectônicas da Plataforma Sulamericana, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) (Schobbenhaus et al., 1975) desempenhou importante papel no controle e estruturação das unidades do Província Tocantins no contexto da formação do supercontinente Gondwana Ocidental.

Caby (1989), Trompette (1994), Fairhead e Maus (2003), Santos et al., (2008), Cordani et al., (2013) e muitos outros autores mostram a extensão do LTB na África, onde cruza a parte nordeste do continente, passando por Togo e Algeria, ao longo do sistema de cisalhamento Hoggar 4°50' - Kandi, passando a ser denominada Lineamento Transbrasiliano-Kandi.

Cordani et al., (2003) interpretam o Lineamento Transbrasiliano como uma sutura e Hasui et al. (2012) como um sistema de cisalhamento transcorrente relacionado com a

tectônica de escape lateral gerada durante a amalgamação de diferentes blocos em contexto de colisões continentais.

O embasamento da Plataforma Sulamericana é dividido em dois grandes domínios distintos, segundo Brito Neves e Fuck (2014). O domínio Amazoniano ou pré-Toniano (porção N-NW) e domínio “Brasiliano” ou ExtraAmazoniano (porção central e leste), sendo diferenciados por processos evolutivos distintos e ambos divididos por dois sistemas de cisalhamento denominados, o Lineamento Araguaia e o Lineamento Transbrasiliano.

Episódios de reativações ao longo de trechos do LTB ocorrem desde o Pré-Cambriano Superior – Eopaleozóico (Oliveira e Mohriak, 2003) até o Cenozóico (Soares et al. 1998) e segundo Teixeira et al., (2004) essas reativações ocorreram durante o estágio de transição da Plataforma Sul-americana e condicionaram a instalação de uma série de bacias “molassóides”, similares a *grabens* e/ou *rifts*.

Segundo Vidotti et al. (2012) o LTB exerceu grande influência na instalação e história deposicional das bacias sedimentares fanerozóicas brasileiras que Cordani et al., (2013) correlaciona a episódios tectônicos do tipo extensional ao longo do corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi, oriundo de uma reorganização das placas tectônicas maiores causada pelo início da subducção da litosfera oceânica ao longo do Oceano Pacífico.

Curto et al. (2014) identificaram trends NE em anomalias sigmoidais em torno de intrusões de granitos pós orogênicos brasilianos, indicando as zonas de deformação intensas associadas com estruturas prováveis de cisalhamento além de corpos alcalinos intrusivos no Cretáceo e basaltos da Formação Serra Geral sendo relacionados com o trend extensional NW e processos de reativação ao longo de elementos transcorrentes do LTB.

A cinemática principal ao longo das estruturas que compõem o LTB possui caráter predominantemente transcorrente dextral (Delgado et al., 2003), condizente com a cinemática observada na zona de cisalhamento Hoggar-Kandi (Ferré et al., 2002), porém reativados com movimentos sinistrais localizados (Chiarini, 2007, Zalan et al., 1985).

Praxedes (2015) e Chiarini (2007), através de mapeamento geológico e geofísica aérea, reconhecem várias zonas de cisalhamento que compõem o sistema transcorrente no Lineamento Transbrasiliano. Estas zonas de cisalhamento separam domínios tectônicos distintos e, em alguns casos, possuem seus regimes tectônicos invertidos, de falhas de empurrão para falhas transcorrentes por reativações do LTB (e.g. Zona de

Cisalhamento Jatobazeiro, Natividade/TO).

Segundo Dantas et al., (2013) o LTB segue um modelo de orogenia intracontinental, com encurtamento crustal associado à formação de faixas deformacionais transcorrentes, acomodando blocos crustais/litosféricos e sendo enquadradas como o evento mais importante na fase final da orogenia neoproterozóica da Província Tocantins.

Dessa forma, grande parte do avanço do conhecimento acerca da estruturação do LTB tem se desenvolvido através do estudo do embasamento de bacias sedimentares interiores do paleozoico e meso-cenozoico instaladas ao longo do corredor tectônico. Esses estudos, principalmente com a utilização de dados aerogeofísicos, têm demonstrado que o LTB desempenhou importante papel tanto na arquitetura quanto nos processos deposicionais em bacias fanerozóicas.

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo possui aproximadamente 44.000 km² e compreende parte das seguintes folhas articuladas em escala 1:250.000: SD-22-V-D, SD-22-X-C, SD-22-Y-B, SD-22-Z-A, SD-22-Y-D e SD-22-Z-C. Os limites da área de estudo buscou abranger a região de conexão entre as Faixas Araguaia, Brasília e Araguaia, bem como suas porções cobertas pela Bacia do Bananal, além do LTB.

Os métodos utilizados neste trabalho foram a análise estrutural multi-escala e integração de dados aeromagnéticos, litoestruturais e dados de Modelo Digital de Elevação (MDE), com resolução de aproximadamente 90 m (3 arcos de segundo), disponíveis no site da USGS (United States Geological Survey). A análise estrutural buscou observar padrões através de dados de sensoriamento remoto em associação com dados estruturais em campo e, em subsuperfície por meio da análise de dados aeromagnéticos. Essa etapa inclui análise da rede de drenagem com interpretação morfoestrutural, contornos estruturais e lineamentos que definam o arranjo estrutural da área de estudo.

A análise por sensoriamento remoto consistiu na interpretação à partir do Modelo Digital de Elevação (Fig. 4.3), trabalhados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), com o auxílio do software ArcGis 10.1, seguindo a sistemática de interpretação proposta por Guy (1966) para o estabelecimento de zonas homólogas e de O'Leary et al. (1976) para análise das feições estruturais lineares, contínuas e

descontínuas, suas orientações e densidade, buscando a correlação com informações coletadas sobre geologia regional e estrutural da área de estudo e informações obtidas através de mapeamento litoestrutural.

A observação das estruturas em várias escalas de observação e através de diferentes ferramentas permite entender a influência do LTB no controle das unidades tectônicas da Província Tocantins. Os dados estruturais foram trabalhados a partir da geração de estereogramas e diagrama de rosetas para representação de falhas e lineações, nos softwares OpenStereo (Grohmann e Campanha, 2010) e Stereonet (Allmendinger, 2011), respectivamente.

Na análise dos dados aeromagnéticos foram utilizados diversos filtros para obter informações das fontes geológicas tais como sua geometria e profundidade.

Os dados geológicos regionais utilizados no trabalho são da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) na escala de mapeamento 1:1.000.000 (Schobbenhaus et al., 2004).

Foram utilizados três projetos aerogeofísicos de alta resolução. Os dados dos projetos Sudeste de Mato Grosso (1113), Arco Magmático de Arenópolis – Sequência Juscelânia (3009), Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa (3010) possuem altura de vôo em 100 m, espaçamento de linhas de voo de 500 na direção N-S e linhas de controle na direção E-W de 10 km para o primeiro e 5 km para os dois últimos.

O projeto 1113 faz parte do Programa Geologia do Brasil – PGB, cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico do território e foi cedido para este estudo pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os projetos 3009 e 3010 fazem parte do programa de aerolevantamentos geofísicos do Estado de Goiás, uma parceria entre a SIEG (Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás), MME (Ministério de Minas e Energia) e a CPRM e foram cedidos pela SIEG.

3.1 - ANÁLISE DE DADOS AEROMAGNÉTICOS

A forma de uma anomalia magnética depende da forma da fonte causadora, conseqüentemente, da inclinação e declinação da magnetização do campo magnético terrestre local e da orientação do corpo em relação ao norte magnético. Para o ajuste desses vetores, Baranov (1957) e Baranov e Naudy (1964) propuseram uma abordagem matemática conhecida como redução ao pólo (RTP), que simula medidas realizadas no pólo magnético. Porém este método requer o conhecimento da direção da magnetização, muitas vezes assumido como paralelo ao campo ambiente, como seria o caso se a

magnetização remanente fosse desprezível ou alinhada paralelamente ao campo magnético terrestre. Se tal não for o caso, a operação produzirá resultados insatisfatórios e o operador de RTP se tornará instável (Nabighian et al.,2005).

A área de estudo é composta por rochas de origens diversas, com diferentes idades de formação e, por isso, possuem vetores de magnetização remanente distintos fazendo com que se optasse por trabalhar com o Campo Magnético Anômalo (CMA), evitando assim possíveis distorções na interpretação estrutural oriundas da instabilidade dos algoritmos de RTP para baixas latitudes e com magnetização remanente.

O CMA (Fig. 4.2) foi a base para o cálculo dos produtos derivados através de várias técnicas de filtragem e transformação usadas para abordar as anomalias resultantes em diversos aspectos (profundidade, tamanho e forma) e para simplificar a interpretação em termos de sua origem geológica.

A integração e combinação da interpretação dos produtos da magnetometria permitiu a separação dos elementos em domínios magnéticos, o reconhecimento das principais tendências estruturais, as relações de corte entre as estruturas magnéticas e ordenamento dos lineamentos.

As técnicas de processamento e produtos utilizados para a interpretação geofísica foram a 1ª Derivada Vertical (Cooper & Cowan, 2004), a derivada Tilt (Miller e Singh, 1994; Blum, 1999; Verduzco, 2004), *Matched Filter* (Phillips, 2001) e Deconvolução de Euler (Thompson, 1982).

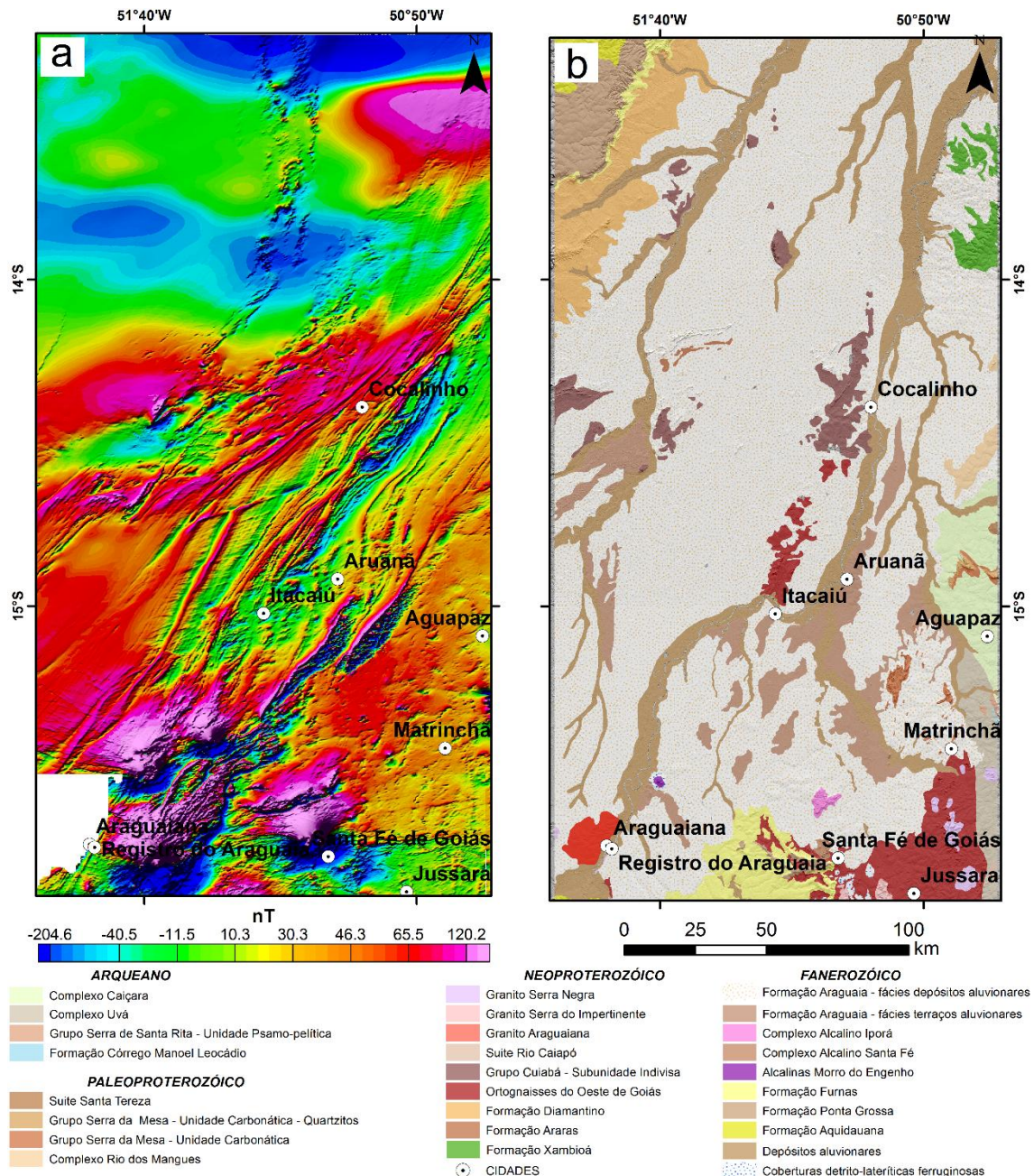


Fig. 4.2- a) Campo Magnético Anômalo e b) Mapa Geológico da área de estudo. Fortes feições de perturbação magnética ocultadas por uma extensa cobertura sedimentar quaternária representada pela Formação Araguaia.

4 - RESULTADOS

4.1 – INTERPRETAÇÃO MORFOTECTÔNICA

Para a análise de mesoestruturas e utilizando-se do método lógico dedutivo proposto por Guy (1966), foram identificados 5 padrões estruturais distintos (Fig. 4.3) com base na análise de lineamentos interpretados a partir de imagens MDE. O processo de interpretação envolveu inicialmente a identificação de elementos texturais de relevo, seus limites, densidade e comprimento dos lineamentos. Foram individualizados 5

padrões estruturais distintos, separados nos seguintes domínios morfoestruturais: i) domínio Parecis; ii) domínio Paraguai; iii) domínio Araguaia e; iv) domínio LTB e; v) domínio LTB.

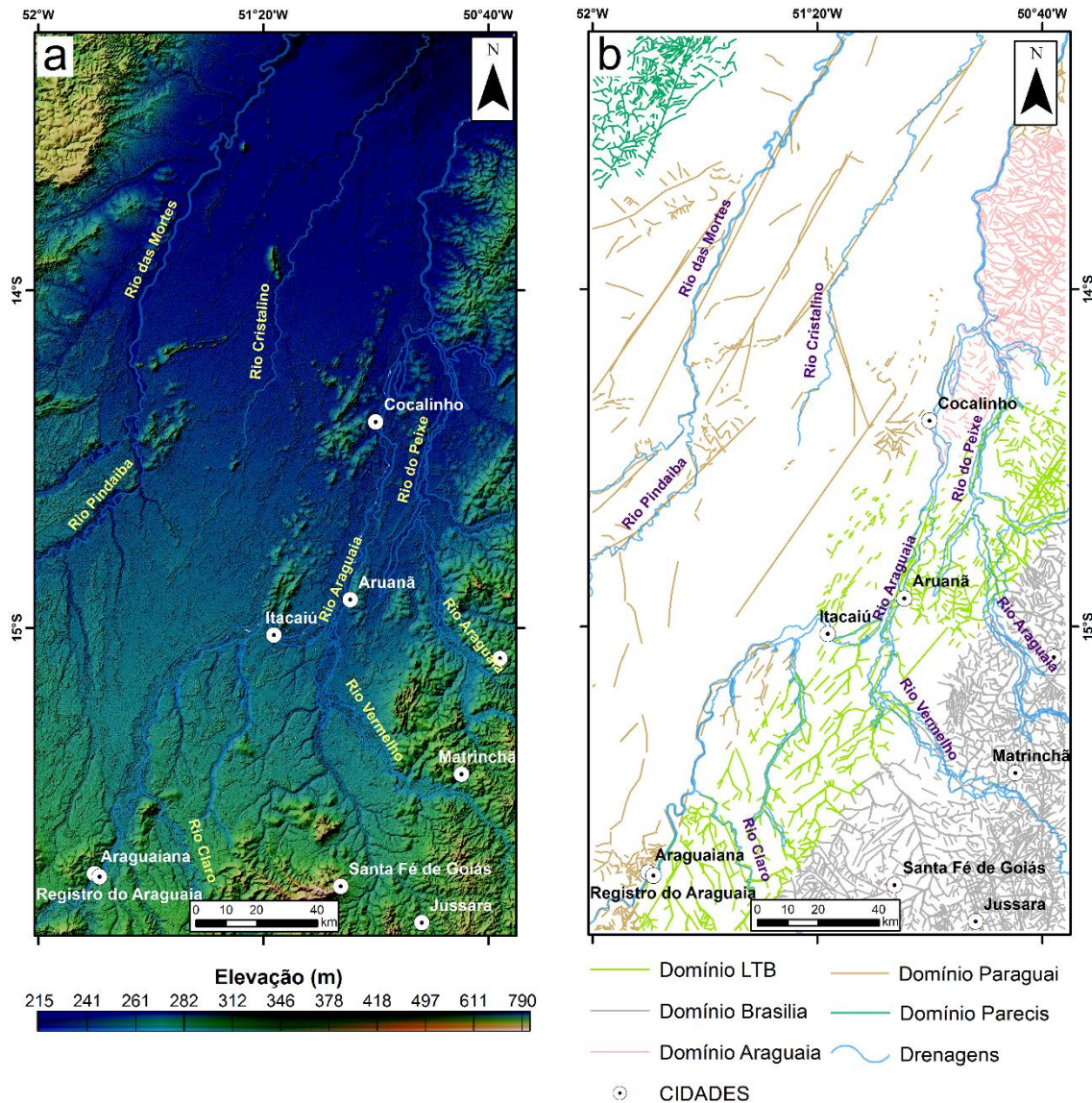


Fig. 4.3 – a) Imagem MDE com as principais drenagens (b) Interpretação estrutural e zonas homólogas à partir da análises dos padrões dos lineamentos.

Foram gerados diagramas de rosetas para representar melhor a frequência estatística do padrão de lineamento de cada domínio (Fig. 4.4). Dentre os quatro padrões morfoestruturais interpretados, o domínio Parecis (Fig. 4.4a) possui direções média em N60°E. O domínio Paraguai (Fig. 4.4b) possui direções médias N50°-60° para E e W. O domínio Araguaia (Fig. 4.4c) possui direções médias N30-40 para E e W, com fortes componentes NW e uma porção forte de lineamentos com direção N30°E. O domínio LTB (Fig. 4.4d) possui forte direção N30°-40°E e o domínio Brasília (Fig. 4.4e) possui

um padrão esparsos, com lineamentos de direção NE-NW.

Os domínios Parecis, LTB e Araguaia mostram forte componente NE em seus trends, enquanto os domínios Paraguai e Brasília se mostram com padrão de lineamentos esparsos e subordinadamente em pares com as direções preferenciais NW-NE (Fig. 4.4). O domínio Paraguai é o domínio que apresenta menor densidade de lineamentos, marcado também pelas menores altitudes.

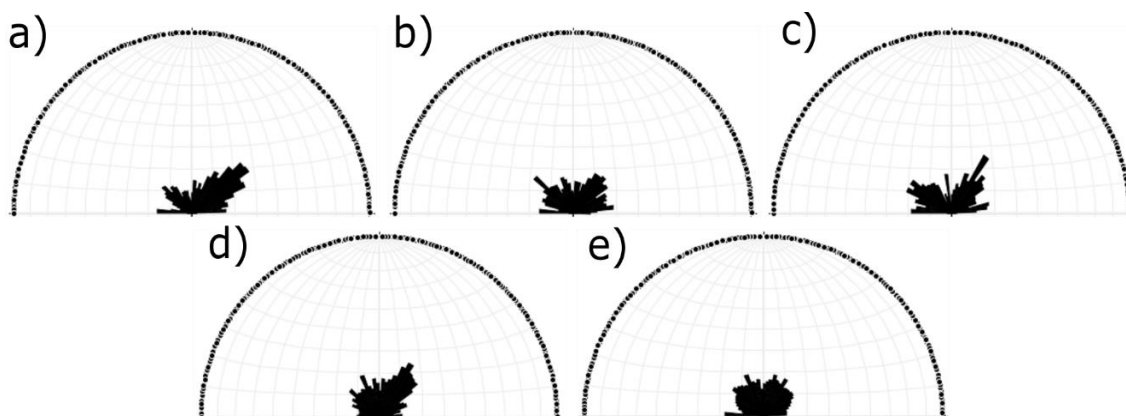


Fig. 4.4 - Diagrama de rosetas dos lineamentos interpretados à partir do MDE. Cada roseta refere-se a um domínio interpretado na figura 4.3: (a) Domínio Parecis; (b) Domínio Paraguai; (c) Domínio Araguaia; (d) Domínio LTB; (e) Domínio Brasília.

4.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A maior parte da área de estudo está coberta pela Bacia do Bananal, porém o pacote sedimentar dessa bacia quaternária é pouco espesso, de forma que se encontra embasamento pré-cambriano aflorante em algumas regiões da bacia.

Em campo, as rochas do embasamento encontram-se fortemente estruturadas na direção NE-SW, refletindo o controle estrutural do LTB, e expressas como milonitos e ultramilonitos em zonas de cisalhamento com movimentações transcorrentes dextrais ou sinistrais, refletindo diferentes fases de reativação do LTB (Fig. 4.5).

Uma importante estrutura de caráter dúctil e representante do sistema de cisalhamento LTB na região é a Zona de Cisalhamento Araguaia (Ruiz et al., 1999; Manzano et al., 2008), que posiciona em contato lateral o Granito Araguaiana, um granitóide do estágio pós colisional da Faixa Paraguai e unidades do Arco Magmático de Goiás. O Granito Araguaiana possui seu núcleo isotrópico com progressão de deformação para leste até chegar nas bordas do corpo granítico, onde estruturas miloníticas resultantes de reativações pós colocação do corpo, obliteram a texturas e estruturas primárias.

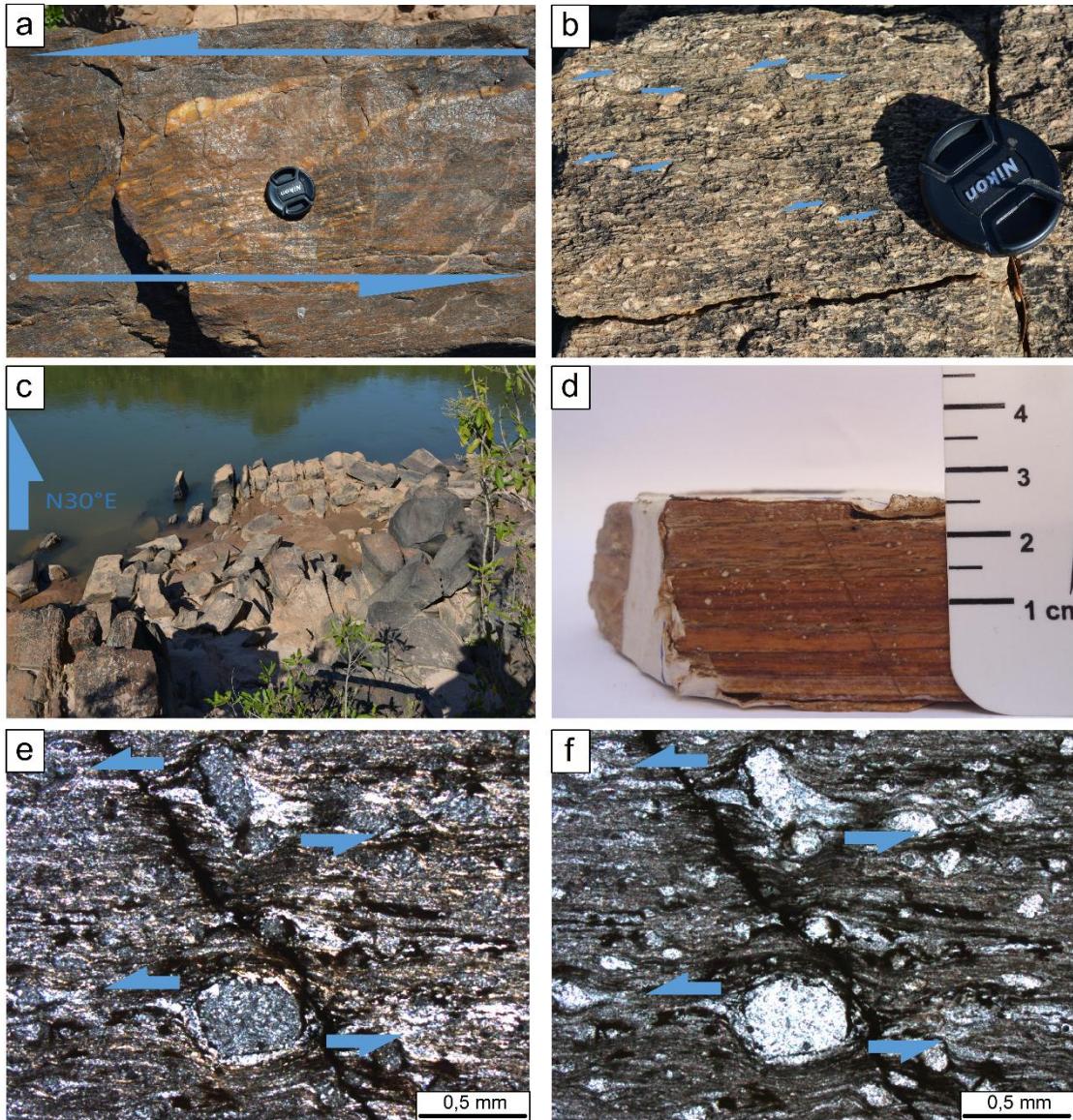


Fig. 4.5 – Principais estruturas deformacionais do LTB, em campo: (a) Fendas de tensão, preenchidas por quartzo desenvolvidas paralelamente ao estiramento principal, (b) *Augen* milonito de composição granítica com movimento predominantemente sinistral, (c) Afloramento no leito do Rio Araguaia, orientados na direção NE com foliação subvertical. (d) Amostra de Ultramilonito e sua seção em micrografia com luz natural (e) e polarizada (f) com cristais de lenticularizados de feldspato, envoltos por uma matriz recristalizada muito fina formada internamente por quartzo, feldspato e sericita definindo uma foliação milonítica. Essa foliação é cortada por uma estrutura rúptil preenchida por opacos, marcando um evento deformacional, pós estágio de milonitização.

Estas estruturas são caracterizadas por apresentarem orientação em torno de N25°E, com mergulho predominantemente para sudeste. Apresentam lineações de estiramento subhorizontais e raras lineações oblíquas com baixo mergulho indicando movimentação transcorrente (Fig. 4.6).

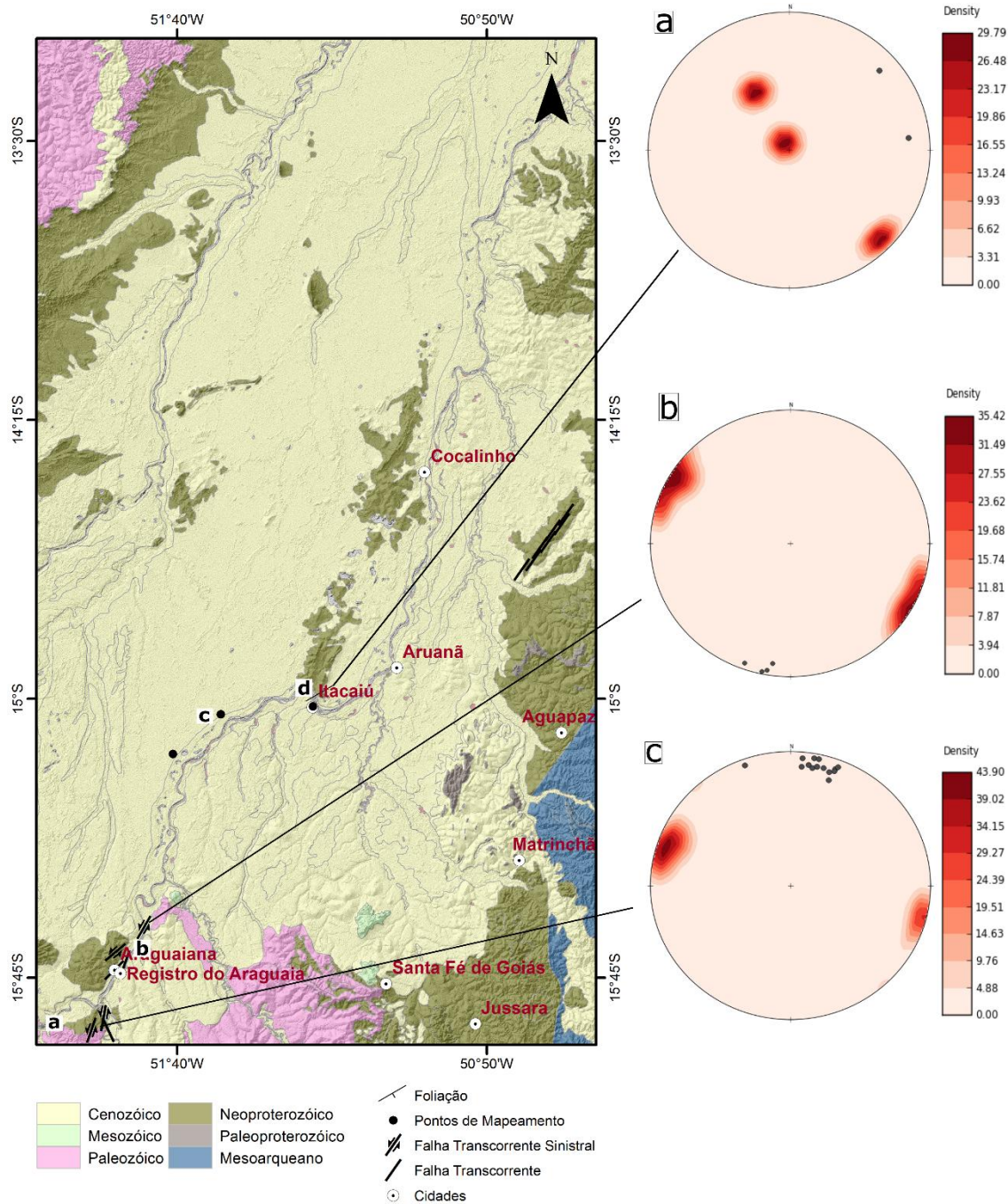


Fig. 4.6 – Mapa geológico simplificado com os pontos plotados e estruturas representadas nos estereogramas. As atitudes mostram estruturas com direções pouco variáveis em torno de N30°E, uma lineação subhorizontal indicando movimento transcorrente. Os estereogramas a e b são atitudes obtidas na Zona de Cisalhamento Araguaia e o estereograma c, atitude obtidas do Granito Itacaiú (Almada, 2015).

Estruturas rasas também são encontradas na borda da bacia do Paraná, representadas como juntas distensionais, brechas de falha em zonas de cataclase, dispendo unidades do embasamento (Grupo Cuiabá) paralelas às rochas da Bacia do Paraná (Fig. 4.7).

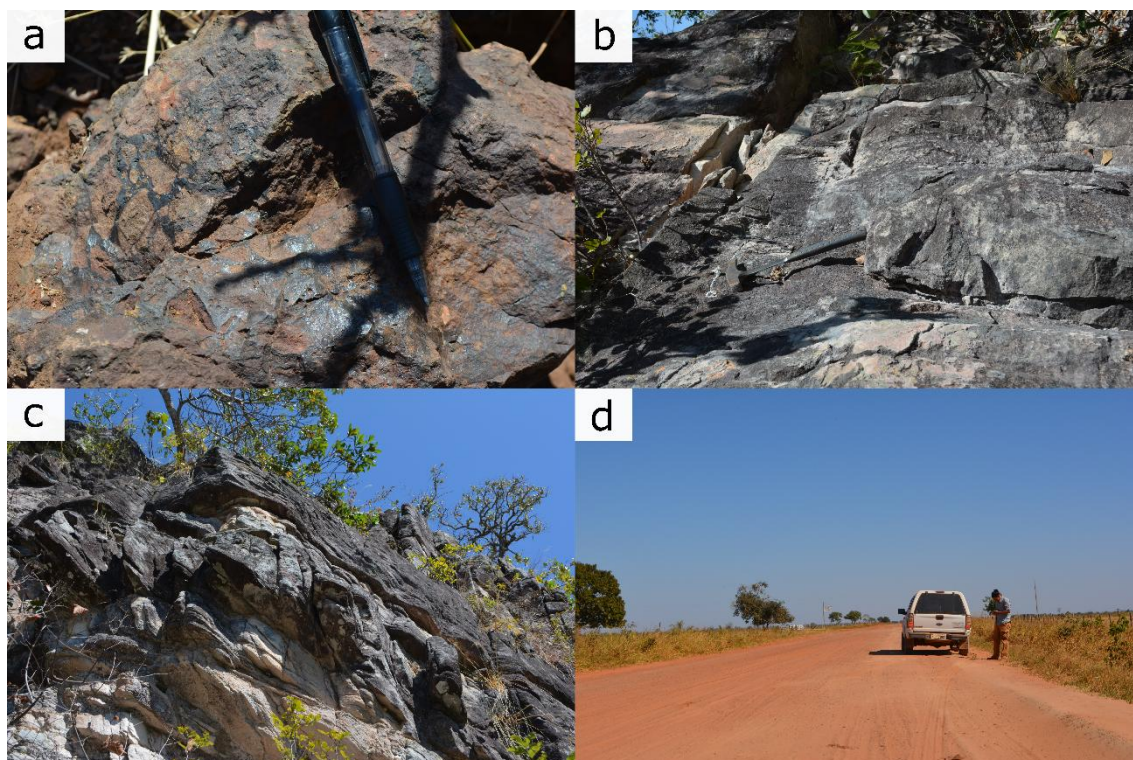


Fig. 4.7 - Aspectos de campo da região estudada. (a) Cataclasito nas bordas da Bacia do Paraná, (b) padrão de faturas das rochas da Bacia do Paraná (c) padrão conjugado de juntas nas bordas da Bacia do Paraná (d) Relevo aplainado mostrando o aspecto da Formação Araguaia em campo.

A deformação de caráter rúptil é representada por estruturas down-dip e falhas extensionais e direcionais, como exemplo as estruturas que formam a Bacia do Poxoréu (Weska et al., 2006), Zona de Cisalhamento General Carneiro (Silva, 2007) e Falha Serra Negra (Seer, 1985).

4.3 – ARCABOUÇO GEOFÍSICO ESTRUTURAL

Os produtos 1^aDV e derivada *Tilt* (Fig. 4.8) foram utilizados para o contorno e delimitações de estruturas mais rasas e o Matched Filter para limites tectônicos mais profundos (Fig. 4.9) aliados com dados de mapeamento geológico regional (Schobbennhaus et al., 2004). Os dados geofísicos possibilitaram a separação dos lineamentos magnéticos em 5 domínios a partir de 3 ordens de estrutura (Fig. 4.10). Essa separação envolveu a análise da densidade dos lineamentos, a frequência, a amplitude, a orientação e sua continuidade em profundidade.

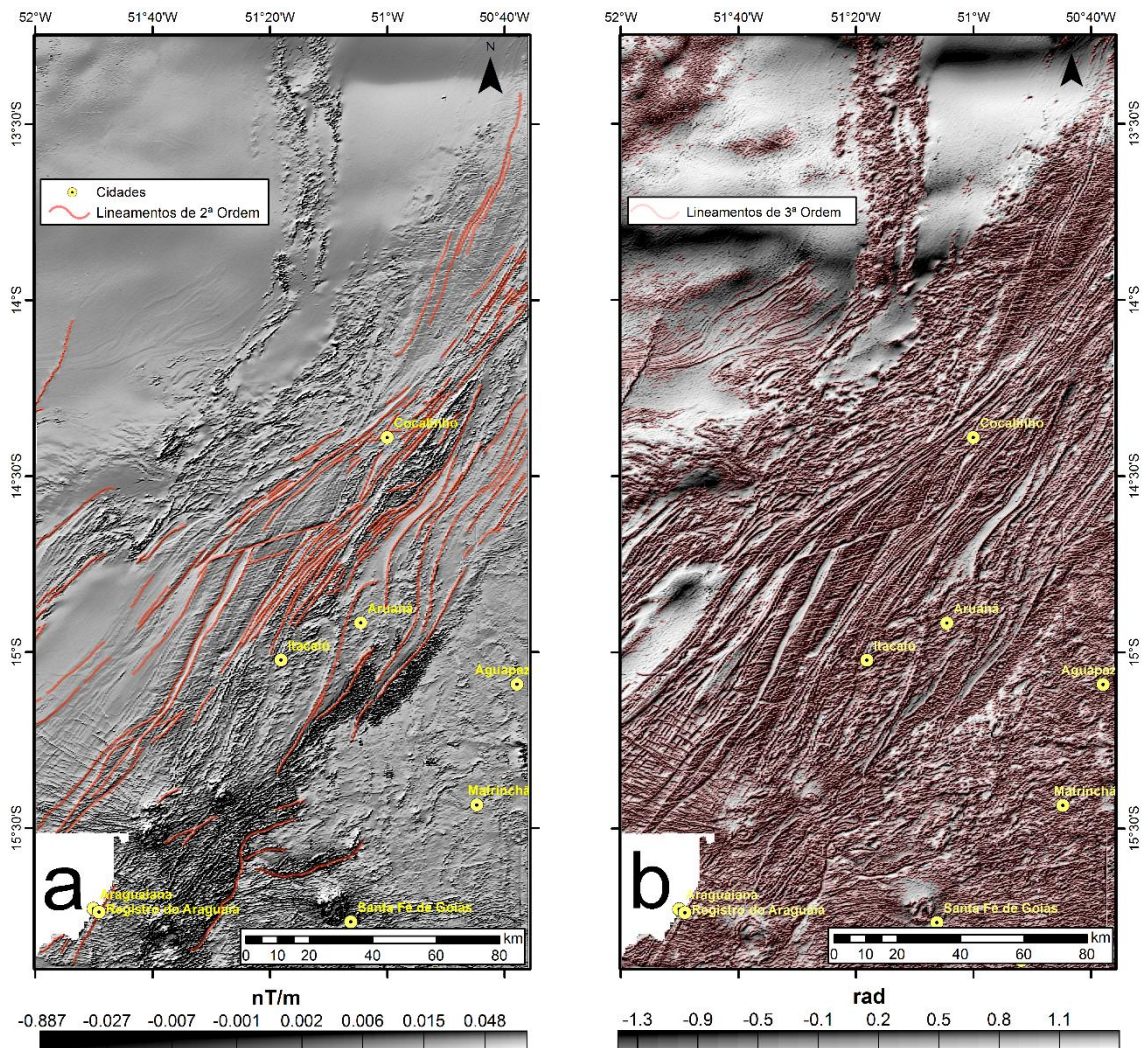


Fig. 4.8 – a) Derivada Vertical e lineamentos de segunda ordem interpretados. b) Derivada Tilt e lineamentos de terceira ordem interpretados. A ordem dos lineamentos foi estabelecida de acordo com a frequência e a extensão dos lineamento.

Os maiores e mais profundos lineamentos são marcadores de limites e sistemas tectônicos, caracterizados por fortes gradientes magnético com expressão regional. Para obedecer uma padrozinção e evitar confusão com diversas denominações para as mesmas estruturas, os lineamentos de 1ª ordem são correspondentes às denominações adotadas por Curto et al., (2014), obedecendo a continuidade, característica magnética dessas estruturas.

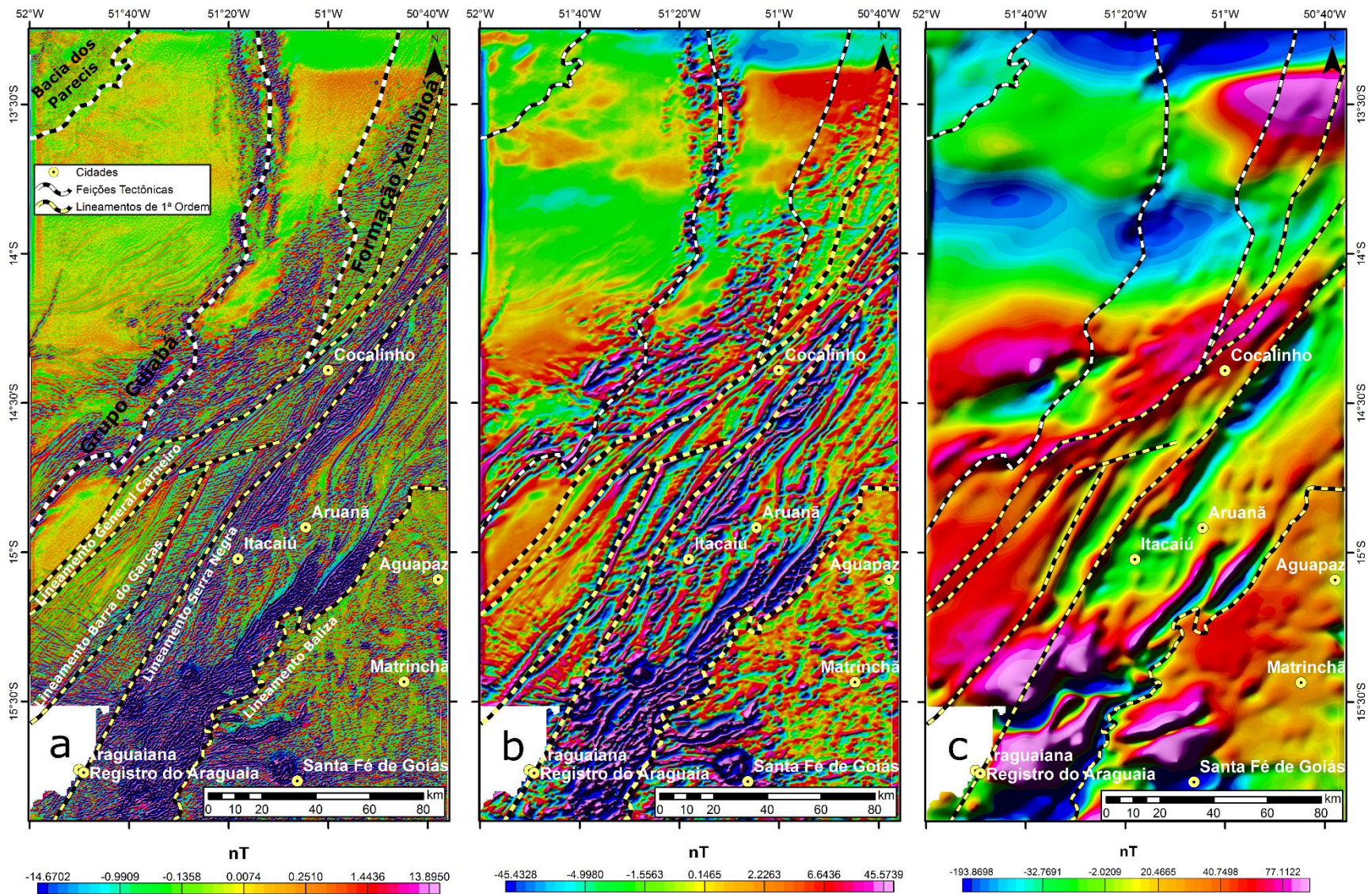


Fig. 4.9 – Lineamentos interpretados à partir do Matched Filter para as profundidades de: (a) 235 m, (b) 1064 m e, (c) 5555 m.

Os cinco domínios foram denominados Parecis, Paraguai, Araguaia, LTB e Brasília (Fig. 4.10) e são caracterizados por sua assinatura magnética:

- i) O **Domínio Parecis**, no extremo noroeste da área de estudo, apresenta um relevo magnético calmo, homogêneo e com a presença de anomalias magnéticas de alta frequência melhor visível na derivada *Tilt* (Fig. 4.8b). Esse domínio é coincidente com os lineamentos interpretados no MDE. Essas anomalias não possuem expressão em produtos que realçam anomalias profundas e seu limite ocorre na mudança de uma região com anomalias de alta frequência para um domínio com anomalias de baixa frequência e com estruturas de maior profundidade interpretadas como Domínio Paraguai.
- ii) O **Domínio Paraguai**, à noroeste da área de estudo, apresenta um relevo magnético complexo, com regiões de baixa perturbação magnética e regiões com anomalias magnéticas de alta frequência possuindo um *trend* curvilíneo de anomalias de baixa frequência que persistem em profundidade. Esse *trend* é coincidente com o *trend* estrutural do Grupo Cuiabá. Dentro desse domínio anomalias de baixa frequência se dividem em dois segmentos, um com direção N-S, compatível com o padrão estrutural do Grupo Cuiabá e outro com direção N10-20E em contato transicional com as anomalias magnéticas com o Domínio Araguaia.
- iii) O **Domínio Araguaia** é caracterizado por anomalias lineares rasas de baixa frequência com orientação E-W e longas anomalias lineares com orientação N10E, expressas também em profundidade.
- iv) O **Domínio LTB** é caracterizado por anomalias sigmoidais e outras anomalias lineares longas com orientação N30E, expressas também em profundidade. Esse domínio possui anomalias magnéticas truncadas e deslocadas, revelando supersposição e reorientação de estruturas magnéticas originais.
- v) O **Domínio Brasília**, predomina um *plateau* magnético com anomalias de baixa frequência e pequena extensão e anomalias circulares com expressão em superfície e em grande profundidade com feixes mais longos, e alta frequência saindo de seu centro, provavelmente em resposta às fontes

intrusões alcalinas do cretáceo.

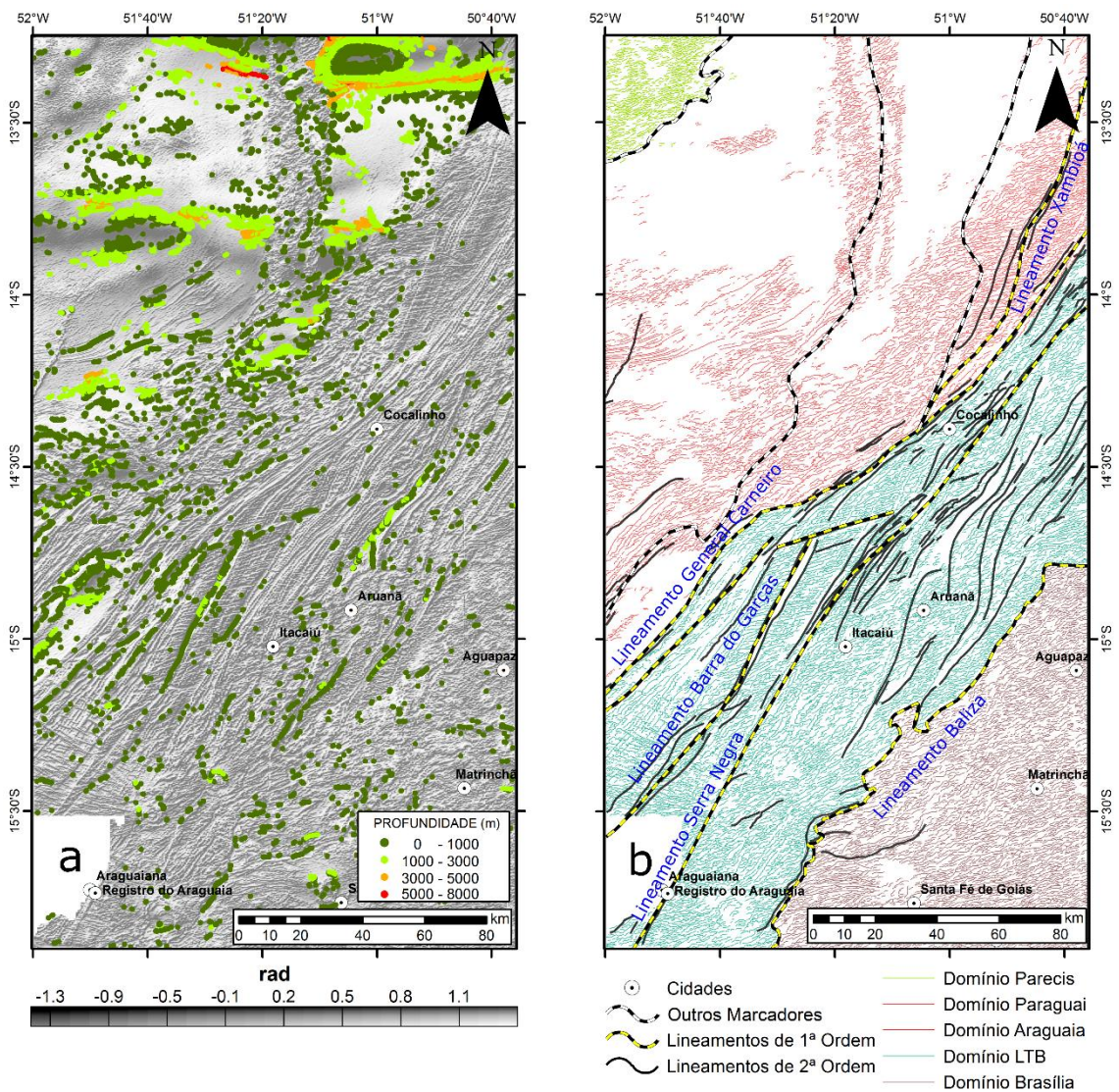


Fig. 4.10 – Soluções de Euler sobrepostas à Derivada *Tilt*. b) Integração das interpretações dos Lineamentos de 1ª, 2ª e 3ª ordens e os limites dos domínios magnéticos.

As profundidades obtidas pelo método Euler 3D mostram o topo das fontes magnéticas em profundidades de até aproximadamente 3000 m dentro dos domínios do LTB e profundidades de até 8000 m nos Domínios Parecis e Paraguai. Essa característica pode representar um marcador do limite do Cráton Amazônico, relevando estruturas crustais mais profundas. A profundidade encontrada pela Deconvolução de Euler dentro dos Domínio LTB condiz com dados obtidos por Vidotti et al. (2011). As soluções geradas dentro deste domínio possuem uma correlação com lineamentos de 1ª ordem interpretados através do Matched Filter (Fig. 4.9).

Os lineamentos de 1ª ordem descritos por Curto et al., (2014) como controladores da Bacia do Paraná e que também ocorrem na área de estudo são os Lineamentos Baliza, Serra Negra e General Carneiro, além do lineamento Barra do Garças, reconhecido na

interpretação dos produtos aeromagnéticos, neste estudo.

Diversas estruturas cinemáticas como são reconhecidas no interior do corredor tectônico do LTB (Fig. 4.11).

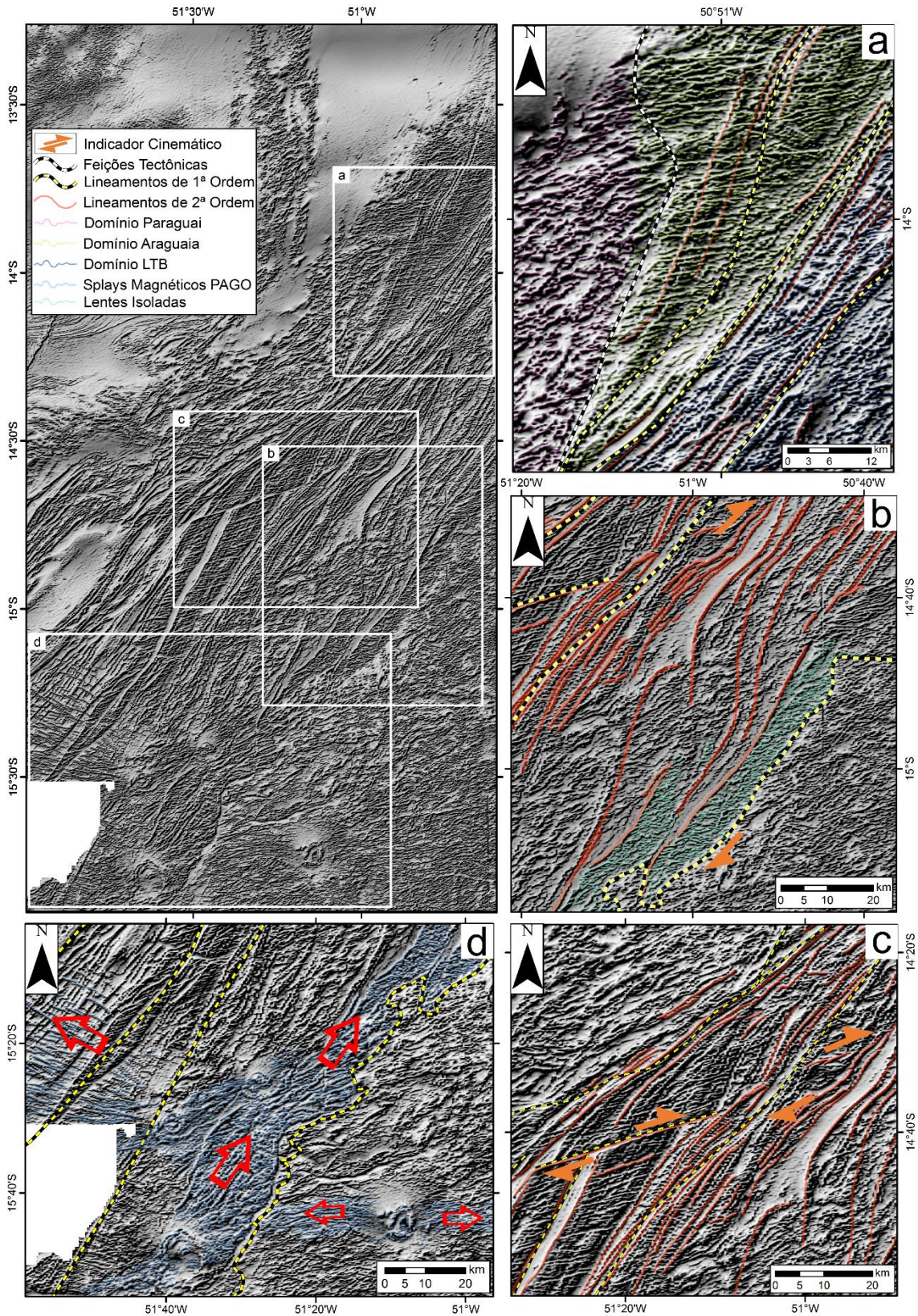


Fig. 4.11 – a) Diferentes domínios magnéticos e seus limites. (b) e (c) Estruturas magnéticas indicando movimento. (d) *Splays* magnéticos com orientação diferencial, limitados pela lineamentos de 1ª ordem.

Padrões e estruturas cinemáticas na área de estudo foram interpretadas à partir da Derivada *Tilt*. Mudança nos trends entre os domínios Paraguai, Araguaia e LTB evidenciam diferentes padrões de anomalias magnéticas para diferentes gêneses e regimes de deformação crustal. Estrutura S-C sigmoidal com movimento dextral, lentes de cisalhamento isoladas demonstram, além de deslocamento dextral de lineamentos dentro do Domínio LTB, demonstram diferentes fases de deformação do LTB. *Splays* magnéticos oriundo da intrusão de corpos alcalinos reorientados dentro do Domínio LTB evidenciam reativações pós magmatismo.

A disposição das estruturas relacionadas ao corredor tectônico LTB aproxima-se a um sistema tectônico do tipo “Horsetail Splay” (Kim et al., 2004) com a zona de dano deformacional na adjacências do Lineamento Serra Negra (Plano Principal), e propagação de falhas de caráter extensional, representadas pelos lineamentos Barra do Garças, General Carneiro e Baliza, que se desenvolveram ao longo de um caminho curvo paralelo à direção local do máximo estresse compressivo (Fig. 4.12). Curto et al., (2014) dividem a região em dois compartimentos precambrianos onde o limite é definido pelo Lineamento Serra Negra, que representa uma importante descontinuidade crustal com intensa atividade sísmica associada.

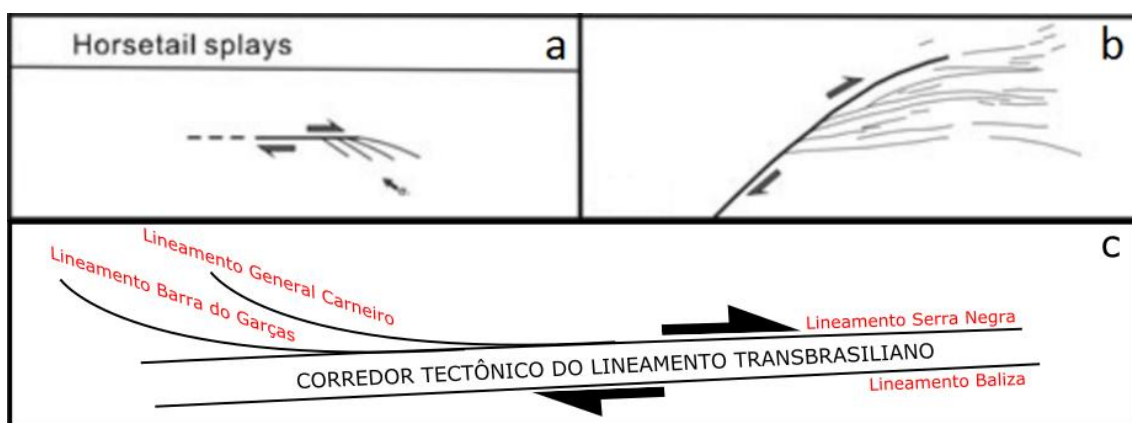


Fig. 4.12 – (a) Modelo teórico mostrando o padrão Horsetail Splay; (b) desenho esquemático de um modelo real do Horsetail Splay no granito do Massif de la Borne, França (de Granier, 1985), Fonte: Kim e Sanderson (2006); (c) desenho esquemático das disposição das estruturas do LTB. Todas demonstram deslizamento para a direita (dextral) da falha mestra.

As interpretações obedecem o modelo de Kim e Sanderson, (2005), com falhas em Horsetail Splay sendo reativadas como falhas sintéticas durante estágios de deformação posteriores e geralmente possuem o mesmo sentido de deslizamento da falha mestra. A falha mestra é o Lineamento Serra Negra com sua zona de danos nas adjacências.

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O Lineamento Transbrasiliano é uma estrutura tectônica de primeira ordem na Plataforma Sulamericana e controlou a estruturação da Província Tocantins.

A análise dos lineamentos magnéticos, sua interpretação e análise estrutural juntamente com o MDE sugerem que o LTB controla a sedimentação e deposição de parte da porção sul da Bacia do Bananal. Isso se dá através de falhas e descontinuidades paralelas que podem ter sido tectonicamente reativadas causando subsidência dessa porção da Província Tocantins, em um processo de relaxamento crustal, provavelmente na exumação do orógeno. Em superfície, essas estruturas se apresentam na forma de um padrão de lineamentos alinhados praticamente unidirecionalmente.

O Domínio Araguaia, possui padrões magnéticos não afetados pelas reativações do LTB, com anomalias superficiais orientadas E-W, sendo limitado à sudeste pelo lineamento General Carneiro (Fig. 4.11). Lineamentos N-S são observado em produtos que realçam anomalias profundas, dentro deste domínio, podendo estar relacionadas ao Lineamento Araguaia (Brito Neves e Fuck et al., 2013) ou representar uma outra estrutura de Rabo de Cavalo na parte norte da área de estudo, reflexo da estrutura do embasamento da Faixa Araguaia. O limite entre a Formação Xambioá e as unidades da Faixa Paraguai possuem caráter transicional, marcado pela mudança no *trend* das anomalias magnéticas, não sendo observado marcador brusco entre as duas unidades tectônicas.

As soluções de Euler, mostram as maiores profundidades dentro dos domínios Parecis e Paraguai, que podem representar estruturas crustais do Cráton Amazônico.

A orientação geral do corredor tectônico na área de estudo e seus principais lineamentos é N30°-40°E com seus prolongamentos à sul com tendência WNW, ao que Curto et al. (2014) descrevem como ramificações estruturais a nordeste da Bacia do Paraná, onde controlam o embasamento da bacia do Paraná. O corredor tectônico é limitado à oeste pelo Lineamento General Carneiro e à leste pelo Lineamento Baliza, com plano de cisalhamento principal marcado pelo Lineamento Serra Negra.

O conjunto de dados geológicos e de interpretação geofísica na área de estudo permitem estabelecer três marcadores temporais relativos de reativações transbrasilianas: i) o Granito Araguaiana, pós-brasiliano, apresenta idade obtida pelo método Rb/Sr (Pimentel & Fuck, 1987) de 524 Ma e 508, possui sua borda leste retrabalhada pela Zona de Cisalhamento Araguaia, que é uma estrutura aflorante compondo o Lineamento Serra Negra; ii) estruturas de reativação cambro-ordovicianas e siluro-devonianas, que

controlam o embasamento da bacia do Paraná, descritas por Curto et al., (2014) apresentam deslocamentos dextrais de suas estruturas magnéticas e; iii) corpos alcalinos da PAGO, com idades entre 72-85 Ma através do método K-Ar em rocha-total (Danni & Gaspar,1994), possuem seus lineamentos magnéticos reorientados dentro dos limites do Domínio LTB. O Lineamento Serra Negra marca, nessa última reativação, o limite oeste onde, a partir do qual, os lineamentos magnéticos dos corpos alcalinos possuem a orientação de propagação original, mostrando os limites do plano de falha mestre pelo qual se descolam as falhas derivadas.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simp. Geol. Nordeste: 363-391.
- Almeida, F. F. M. de, Mantovani, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. Anais Acad. Bras. Ciên., 47,451-58.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc., USP, 7: 45-80.
- Araújo, J. B., Carneiro, R. G. 1977. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém: Petrobrás/RENOR, 11p. (Relatório Técnico).
- Attoh, K. & Brown, L. D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. Eos Transactions AGU, 89(23) (Joint Assembly Supplement) abstract S51A-04.
- Alvarenga, C.J.S.; Moura, C.A.; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South América. Rio de Janeiro: 31th. International Geological Congress, p. 183-194, 2000.
- Barbosa, O., Ramos, J. R. A., Gomes, F. A., Hembold, R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do “Projeto Araguaia”. Rio de Janeiro, DNPM, 1-94. (Monografia DGM 18/19).
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359-383.
- Baranov, V., and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: Geophysics, 29. 67-79.
- Blum, M. L. B., 1999. Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de doutoramento. 229 p.
- Brod, J.A., Barbosa, E.S.R, Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Diniz-Pinto, H.S., Sgarbi, P.B.A., 494 Petrinovic, I.A., 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. P. 495 Comim-Chiaramont, C.B. Gomes (editors). Edusp, Fapesp, São Paulo, 261-316.
- Brito Neves B.B., 1999. América do Sul: Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. Revista Brasileira de Geociências, 28, 03, 01-20.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. Precambrian Research, 244:75-86.
- Caby R. 1989. Precambrian terranes of Benin, Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. Geological Society of America Special Paper, 230:145-158.
- Castro, D.L.; Fuck, R.A.; Phillips, J.D.; Vidotti, R.M.; Bezerra, F.H.R.; Dantas, E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. Tectonophysics, v. 614, p. 128-145.
- Chiarini M.F.N. 2006. Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu. Dissertação de Mestrado nº 231, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 108 p.
- Cordani U.G., D’Agrella-Filho M.S., Brito Neves B.B., Trindade R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova, 15:350-359.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E., Fuck, R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation

- of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43: 583-597.
- Costa, B. S.; Silva, C. H.; Costa, A. C. D. 2015 Caracterização estrutural do domínio interno da Faixa Paraguai na região de cangas, porção centro-sul do Estado de Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1): 35-49, doi: 10.1590/23174889201500010003.
- Cunha, F. M. B. 1986. Evolução Paleozóica da Sinéclise do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico. Rio de Janeiro. Instituto de Geociências - UFRJ. Dissertação de Mestrado em Geologia. 107p.
- Curto, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014, The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1544–1562.
- Danni, J.C.M., 1994. Os picritos alcalinos da região de Iporá: implicações na gênese dos complexos 507 tipo central do sul de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 24 (2), 112-119.
- Dantas, E.L., Fuck, R.A., Oliveira, C.G., Araújo Filho, J.O. de, Frasca, A.A.S., Roig, H.L., Almeida, T., Vidotti, R.M., Soares, J.E.P., Praxedes, I.F, 2013. Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins. In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 1, CD-ROM de Resumos.
- Del'Arco, J. O.; Tarapanoff, I., Bezerra, P.E. L.,. As formações detríticas e detrito-lateríticas cenozóicas da porção meridional da depressão do Araguaia. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1998. p.71.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heinick, C.A., 2003. Província Tocantins, in: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Rio de Janeiro, pp. 281-292.
- Fairhead J.D., Maus S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22(8):779-783.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, Brasília. 199p.
- Ferré, E.; Gleizes, G.; Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114: 199-219 doi: 10.1016/S0301-9268(01)00226-1.
- Fuck, R A ; Pimentel, M M ; Alvarenga, C J S ; Dantas, E. L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: M.Heilbron, U.Cordani, F.F.Alkmin. (Org.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. 1 ed. , 2016, v. 1, p. 205-220.
- Gesicki, A. L.; Riccomini, C., Neotectônica na borda sudeste do Pantanal sulmatogrossense. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais Belo Horizonte; SBG, 1998. p.74.
- Gomes, C.B., Ruberti, E., Morbidelli, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 3(1), 51-63.
- Guy, M. 1966. Quelques principes et quelques expériences sur la methodologie de la photointerpretation. Acte du 11 Symposiun International de Photo-Interpretation, vol. 1, págs. 21 - 41, Paris.

- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Hasui, Y., Carneiro C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. 2012. Geologia do Brasil, 1ª ed, p. 900.
- Isles, D. J. e Rankin, L. R., 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia, *CSIRO Publishing*, 365 p.
- Keating P.B., 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics*, 63: 1595-1603.
- Kim Y.-S., Sanderson D.J. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*. 2005;68:317–334.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *J. Struct. Geol.*, 26, 503–517.
- Lacerda Filho, J.V.; Rezende, A.; Silva, A. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Goiânia, CPRM/METAGOSA/UnB, 176 p.
- Mantovani, M. S. M.; Shukowsky, W.; Freitas, S. R. C.; Brito Neves, B. B. Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 230, p. 397-412, 2005.
- Manzano, J.C., Godoy, A.M., Araújo, L.M.B. de. Contexto Tectônico dos Granitóides Neoproterozóicos da Faixa de Dobramento Paraguai, MS e MT. *Geoc.*, 27(4): 493-507, 2008.
- Miller, H. G., e V. Singh., 1994, Potential field tilt—A new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, 32(2):213–217, doi:10.1016/0926-9851(94)90022-1.
- Mushayandevu M.F., Lesur V.P., Reid A.B., Fairhead J.D., 2004. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics*, 69: 489-496.
- Nabighian M. N. Ander M. E., Grauch V.J.S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Pearson W.C., Peirce J.W., Phillips J. D., Ruder M. E., 2005. Historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, 70(6):33–61.
- Oliveira, D. C. de e Mohriak, W. U. – 2003 – Jaibaras Trough: An Important Element in the Early Tectonic Evolution of the Parnaíba Interior Sag Basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum. Geology* 20:351-383.
- Pedrosa Jr NC, Vidotti RM, Fuck RA, Oliveira KML and Castelo Branco RMG. 2015. Structural framework of the Jaibaras rift, Brazil, based on geophysical data. *Jour S Am Earth Sci* 58: 318-334.
- Pena, G.S.; Pereira, A.D.C., Takahashi, A.T. et al. 1975. Projeto Goiânia II Goiânia, CPRM, v. 1. - Relatório Final. Convênio CPRM/DNPM.
- Phillips J.D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th ASEG *Geophysical Conference and Exhibition*, Expanded Abstracts, 4 p.
- Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46: 67-82.
- Ramos, V. A.; Vujovitch, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50(3-4): 243-255 doi: 10.1016/j.jog.2010.01.019.
- Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Casquet, C.; Fanning, C. M.; Baldo, E. G.; González-

- Casado, J. M.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Río de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82 doi: 10.1016/j.earscirev.2007.03.004.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., 1990. Magnetical interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55(1):80-91.
- Reid, A. B., Ebbing, J., Webb, S.J. 2014. Avoidable Euler errors — The use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: *Geophysical Prospecting*, 1-7.
- Ruiz, A. S.; Souza, M. Z. A., de ; Araújo-Ruiz, L. M. B. 1999. A Faixa de Dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos Granitos Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense.. In: VI Simp. Geol. da Amazônia, Manaus. Anais do VI Simp. Geol. da Amazônia, 1999. v. único.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa). In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region: Geological Society of London Special Publications*, 294:49-67.
- Seer H.J., 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no Complexo Vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília 181p.
- Schobbenhaus et al, 1975. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; folha Goiás (SD.22). Brasília:MME/DGM/DNPM. 144p.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Neto R.L., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A., 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG. 46 folhas na escala 1:1.000.000. Brasília, CPRM, 41 CD-ROMS.
- Silva M.F., 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da Faixa Paraguai. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 117 pp.
- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal basin: recent tectonics, relationships to Transbrasiliano lineament. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Anais. INPE (1998): 459-469.
- Spector A., e Grant F. S., 1970. Statistical models for interpretation aeromagnetic data, *Geophysics*, 35: 293-302.
- Stavrev, P., and A. Reid, 2007, Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution: *Geophysics*, 72, no. 1, L1–L12, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2400010>.
- Telford, W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge,. 2nd edition. 770p.
- Thompson D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 pp.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., BritoNeves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 197-210.

- Valente, C.R., Latrubesse, E.M., 2011. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002>.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., Mackenzie C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping: *The Leading Edge*, 23:116–119, doi:10.1190/1.1651454.
- Vidotti, R. M., C. E. Ebinger, and J. D. Fairhead (1998), Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 159, 117–132, doi:10.1016/S0012-821X(98)00070-3.
- Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Almeida, T., Roig, H. L., Curto, J. B., Pedrosa Jr, N. C., Santos, R. D., Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., 2012. Lineamento Transbrasiliano: interpretação de dados aerogeofísicos. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. Anais 46 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG, 2012.
- Weska R.K. 2006. Uma síntese do Cretáceo Superior matogrossense. *Geociências* 25: 71–81.
- Zalán, P.V., 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. *Petrobras, Série Ciência-Técnica Petróleo* 17, Rio de Janeiro, Brasil.

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Tal como proposto por Cordani e Fuck (2014), Lineamento Transbrasiliano é um corredor tectônico formado por um sistema de cisalhamento (Hasui et al., 2013) originado na aglutinação dos blocos que compuseram o Gondwana Ocidental durante o evento brasileiro.

Milonitos e ultramilonitos associados associados à Zona de Cisalhamento Araguaia evidenciam uma fase de reativação dúctil do Lineamento Transbrasiliano, bem como o afinamento crustal com a exposição da crosta média (<15 km). Curto (2015) descreve um afinamento crustal entre os lineamentos Serra Negra e General Carneiro, lineamentos propostos por este estudo como os limites do corredor tectônico. A sismicidade anômala nessa região é entendida como uma zona de fraqueza crustal (Assumpção et al., 2004).

As estruturas cinemáticas regionais mostram regime predominantemente dextrais, porém com movimentos sinistrais, geralmente associados com episódios de reativação. A cinemática sinistral descrita localmente podem estar relacionadas também ao fenômeno de vorticidade, dado a ausência de trabalhos que detalhem o fluxo de deformação das zonas de cisalhamento associadas ao Lineamento Transbrasiliano.

O pouco espesso depósito quaternário da Bacia do Bananal, ratifica as soluções de Euler relativamente rasas. Nessa região, ainda encontram-se porções do embasamento aflorante, o que explica o topo da fonte anômala seja rasa, porém o Matched Filter demonstra estruturas com no mínimo 5 km de profundidade. Esse fato também contribuiria para que o magmatismo alcalino do cretáceo, usasse essas zonas de afinamento para a colocação dos corpos magmáticos, como proposto por Gomes et al., (1990) e Danni (1994).

A fim de obter adequação nas denominações das estruturas, sugere-se a mudança do nome “Zona de Cisalhamento Araguaia” (Ruiz et al., 1999; Manzano et al., 2008; Sousa et al., 2015) para “Zona de Cisalhamento Serra Negra”, pois essa estrutura é contínua e para o sul, onde foi denominada “Falha Serra Negra”, por Seer (1984) e correlacionada ao “Lineamento Serra Negra” (Curto, 2015).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar M. P., Chamani M. A. C., Riccomini C., 2011. O “Graben” de Água Bonita TO-GO e seu significado tectônico. Anais do 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e do VII International Symposium on Tectonics. Campinas, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo, p. 443-446.
- Almeida, F. F. M. 1974. Evolução Tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. Revista Brasileira de Geociências, 4(3):191-201.
- Almeida, F. F. M. de, Mantovani, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. Anais Acad. Bras. Ciên., 47,451-58.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc., USP, 7: 45-80.
- Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simp. Geol. Nordeste: 363-391.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Sci. Rev., 17: 1-29.
- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (eds.) O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, E. Blucher, 265-281.
- Alvarenga, C.J.S.; Moura, C.A.; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. Paraguay and Araguaia belts. 2000. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South América. Rio de Janeiro: 31th. International Geological Congress, p. 183-194.
- Araújo, J. B., Carneiro, R. G. 1977. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém: Petrobrás/RENOR, 11p. (Relatório Técnico).
- Assine, M.L., Soares, P. C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. Quaternary International, 114: 23-34.
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco craton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography. Tectonophysics 388, 173-185.
- Assumpção, M. S., & Sacek, V., 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. Geophysical Research Letters, 40 (3), 487-491.
- Assumpção M., Bianchi M., Julià J., Dias F.L., França G.S., Nascimento R., Drouet S., Pavão C.G., Albuquerque D.F., Lopes A.V. 2013. Crustal Thickness Map of Brazil: Data Compilation and Main Features. Journal of South American Earth Sciences, 74-85.
- Attoh, K. & Brown, L. D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. Eos Transactions AGU, 89(23) (Joint Assembly Supplement) abstract S51A-04.
- Barbosa, O., Ramos, J. R. A., Gomes, F. A., Hembold, R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do “Projeto Araguaia”. Rio de Janeiro, DNPM, 1-94. (Monografia DGM 18/19).
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359-383.
- Baranov, V., and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: Geophysics, 29. 67-79.
- Barbosa O. 1955. Guia das excursões. 9º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá (MG) - Noticiário Soc. Bras. Geol., 3: São Paulo.
- Barradas J.A.S., Lafon J.M., Kotschoubey B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. Bol. Res. Exp., v. 2, p. 241-264.
- Barreira, C.F., Dardenne, M.A. 1981. A seqüência vulcano sedimentar do Rio do Coco. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981. Atas... Goiânia, SBG, p. 241-264.

- Bhattacharyya, B. K. 1969. Bicubic spline interpretation as a method for treatment of potential field data: *Geophysics*, 34, 402-423.
- Blakely, R. J. & Simpson, R. W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.
- Blum, M. L. B., 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de doutoramento. 229 pp.
- Boggiani, P.C.; Fairchild, T.R.; Coimbra, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):301-305.
- Boggiani P.C., Gaucher C., Sial A.N., Babinski M., Simon C.M., Riccomini C., Ferreira V.P., Fairchild T.R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, 182(4):382-401.
- Brod, J.A., Barbosa, E.S.R., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Diniz-Pinto, H.S., Sgarbi, P.B.A., 494 Petrinovic, I.A., 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. P. 495 *Comim-Chiaramont*, C.B. Gomes (editors). Edusp, Fapesp, São Paulo, 261-316.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. *Precambrian Research*, 244:75-86.
- Caby R. 1989. Precambrian terranes of Benin, Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper*, 230:145-158.
- Campos-Neto M. 1979. Contribution à l'étude des Brasilides. Litostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá e Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. These de 3e. Cycle, Univ. de Paris VI, França, 155pg.
- Campos J.E.G., Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H., Martins-Ferreira M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3):461-476.
- Campos, F. A. P. 2015. – Evidências do Lineamento Transbrasiliano na Região Nordeste de Mato Grosso do Sul: Aspectos Lito-Estruturais e Aerogeofísico (Magnetometria e Gravimetria). Cuiabá, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 99 p. (dissertação de mestrado).
- Carvalho, D. L. O., 2011. Mapeamento geológico e gravimetria da porção central do Gráben de Água Bonita, sudoeste de Tocantins e noroeste de Goiás. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 79 p.
- Castro, D.L.; Fuck, R.A.; Phillips, J.D.; Vidotti, R.M.; Bezerra, F.H.R.; Dantas, E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, v. 614, p. 128-145.
- Chamani, M. A. C. 2011. Tectônica Intraplaca e Deformação Sinsedimentar Induzida por Abalos Sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo – USP. 206 p.
- Chiarini M.F.N. 2006. Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu. Dissertação de Mestrado nº 231, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 108 p.
- Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Brito-Neves, B.B., Kawashita, K., 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol* 471: 253–280.
- Cordani U.G., D'Agrella-Filho M.S., Brito Neves B.B., Trindade R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15:350-359.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E., Fuck, R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43: 583-597.
- Cordell, L. & Grauch, V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from

- aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. In: W. J. Hinze, ed., *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*: SEG, 181-197.
- Cooper, G.R.J. & Cowan, D.R. 2004. Filtering using variable order vertical derivatives: *Computers & Geosciences*, 30, 455-459.
- Costa, M.J.; França, J.B. de.; Bacciegga, I.F.; Habekost, C.R.; Cruz, W.B. da, 1973. *Geologia da Bacia Jaibaras; Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. DNPM/CPRM. Recife. Relatório final (5 vol).*
- Costa, L. A. M. 1980. Estratigrafia da Região de Colméia, GO. In: *Anais 31st Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú*, 2: 720-728.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Gorayeb, P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi, GO. In: *Congr. Bras. Geol.*, 35. Belém, 1988. *Anais... Belém, SBG*. v. 5, p. 2187-2196.
- Costa, B. S.; Silva, C. H.; Costa, A. C. D. 2015 Caracterização estrutural do domínio interno da Faixa Paraguai na região de cangas, porção centro-sul do Estado de Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1): 35-49, doi: 10.1590/23174889201500010003.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. (coords.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p.15- 90.
- Cunha, F. S. S. da., 2007. *Condicionamento Estrutural das Zonas de Cisalhamento da Região de Forquilha, Domínio Ceará Central: Uma Abordagem Integrada de Sensoriamento Remoto e Geologia Estrutural*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 174 p.
- Curto, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014, The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1544-1562.
- Danni, J.C.M., 1994. Os picritos alcalinos da região de Iporá: implicações na gênese dos complexos 507 tipo central do sul de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 24 (2), 112-119.
- Dantas, E.L.; Araújo Filho J.O.; Oliveira, C.G.; Fuck, R.A.; M.M.; Pimentel, M.F.N.; Chiarini.O. 2007. O sistema de cisalhamento transcorrente. *Porangatu, Província Tocantins. XI SNET, Natal. Anais P.199-201.*
- Dantas, E.L., Fuck, R.A., Oliveira, C.G., Araújo Filho, J.O. de, Frasca, A.A.S., Roig, H.L., Almeida, T., Vidotti, R.M., Soares, J.E.P., Praxedes, I.F, 2013. Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins. In: *XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, 1, CD-ROM de Resumos.
- Dardenne M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais*, p. 140-157
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. *Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG*. p. 231-263.
- Davis, J. C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. 2nd Ed. Wiley, New York, 646 p.
- Del´Arco, J. O.; Tarapanoff, I., Bezerra, P.E. L., 1998. As formações detríticas e detrito-lateríticas cenozóicas da proção meridional da depressão do Araguaia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ... Belo Horizonte: SBG*, p.71
- Delvaux, D. & Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program In: Nieuwland, D.A., (ed.) *New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Special Publication of the Geological Society of London*, 212, 75-100.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heinick, C.A., 2003. *Província Tocantins*, In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Rio de Janeiro*, pp. 281-292.
- Drake Jr., A. A. 1980. *Tectonic studies in the Brazilian Shield. The Serra de Caldas Window, Goiás. Washington. USGS/DNAE/DNPM/CPRM. Geological Survey Professional*

- Paper. 1119-A/B, P. 1 - 11.
- Dutra A.C., Marangoni Y.R. 2009. Gravity and magnetic 3-D inversion of Morro do Engenho complex, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2):193-203.
- Fairhead J.D., Maus S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22(8):779-783.
- Faria A., Andrade G.F., Hirson J.R., Veloso J.A.V., Fonseca M.R.C.B., Marini O.J., Fuck R.A., 1975. Projeto Piranhas. Brasília. DNPM/FUB. Trabalho Final de Graduação. 143p.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, Brasília. 199p.
- Ferré, E.; Gleizes, G.; Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114: 199-219 doi: 10.1016/S0301-9268(01)00226-1.
- Ferreira Filho C. F., Nilson A. A., Naldrett A. J. 1992. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian Research*. 59:125-143.
- Fonseca, M. A., Evangelhista, H. J.; Oliveira, C. G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátons Amazônico–São Francisco/Congo e oeste Africano. In: 6th Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, 251–254.
- Fuck R.A.; Pimentel M.M. & D'el - Rey Silva L. J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Hollanda M.H.B.M., Moraes R., Armstrong R.A., 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 41, João Pessoa, Anais, p.308.
- Fuck, R A ; Pimentel, M M ; Alvarenga, C J S ; Dantas, E. L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: M.Heilbron, U.Cordani, F.F.Alkmin. (Org.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. 1 ed. , 2016, v. 1, p. 205-220.
- Gesicki, A. L.; Riccomini, C., 1998. Neotectônica na borda sudeste do Pantanal sulmatogrossense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais Belo Horizonte; SBG, p.74
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Univ. de Brasília, Brasília, 270p.
- Góes, A.M.O., Travassos, W.A.S., Nunes, K.C. 1993. Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Relatório Interno. Belém: Petrobrás.
- Gomes, C.B., Ruberti, E., Morbidelli, L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 3(1), 51-63.
- Gorayeb, P. S. S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional (TO). Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém. 262 p.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Barros, G. R. 2000. Pb–Pb zircon ages of the Porto Nacional highgrade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 190–194.
- Gunn, P. J., FitzGerald, D., Yassi, N., 1996. Complex attributes: New tools for enhancing aeromagnetic data: Australian Geological Survey Organization (AGSO) Research Newsletter, no. 25, 16–17.
- Guy, M. 1966. Quelques principes et quelques expériences sur la methodologie de la photointerpretation. Acte du 11 Symposium International de Photo-Interpretation, vol. 1, págs. 21 - 41, Paris.
- Hasui, Y., Almeida, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19(1): 7-26.

- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Anais, 5, p. 2659-2667.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: 36º Congr. Bras. Geol., Natal, Soc. Bras. Geol., v.5, p. 2535-2549.
- Hasui, Y.; Haralyin, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Manaus. Anais, SBG-NO, p.129-148.
- Hasui, Y., Carneiro C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. 2012. Geologia do Brasil, 1ª ed, p. 900.
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. 1981. Anomalias Gravimétricas e Estruturais Maiores do Sul de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, P.73-92.
- Herz, N., Hasui, Y., Sena Costa, J. B., Matta, M. A. S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A Reactivated BrasilianoPan-African Cycle (550 Ma) Geosuture. Precambrian Research, 42, 371-386.
- Hinze, J.W., Vonfresne, R., R., B., Saad, A., H. 2013. Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practice and Applications. Cambridge University Press, New York. 512p.
- Isles, D. J. e Rankin, L. R., 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia, CSIRO Publishing, 365 p.
- Jost, H., Chemale, F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R., 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, central Brazil. Ore Geology Reviews, 37:127-139.
- Jost, H., Rodrigues, V.G., Carvalho, M.J., Chemale, F., Marques, J.C., 2012. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. Geologia USP Série Científica 12, 31-48.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, I.A., 2013. Uvã Complex, the oldest orthogneiss of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. Journal of South American Earth Sciences 47, 201-212.
- Jost, H., Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Martins, R., 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras, Belo Horizonte, CPRM, pp. 141-168.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Moraes R., 2002. Nd isotopic of the Neoproterozoic Mara Rosa arc, central Brazil: Implications for the evolution of Brasília belt. Precambrian Research, 117, 101-118.
- Junqueira-Brod T.C., Gaspar J.C., Brod J.A., Jost H., Barbosa E.S.R., Kafino C.V. 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás Alkaline Province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. Journal of South American Earth Sciences, 18(3-4):323-35.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2009. Geofísica de exploração. São Paulo: Oficina de textos, 438 p.
- Keating P.B., 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. Geophysics, 63: 1595-1603.
- Kegel, W. 1961: Os lineamentos da estrutura geológica do Nordeste. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 33, 25p.
- Litherland, M.; Annels, R.N.; Appleton, J.D.; Berrange, J.P.; Bloomfield, K.; Burton, C.C.J.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B.A.; Llands, A.; Mitchell, W.I.; O'Connor, E.A.; Pitfield, P.E.J.; Power, G.; Weeb.B.C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. London, Brit. Geol. Surv. 153 p. (Overseas Memoir 9).
- Kim Y.-S., Sanderson D.J. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. Earth-Science Reviews. 2005; 68 : 317-334.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. J. Struct. Geol., 26,

503–517.

- Lacerda Filho, J.V.; Rezende, A.; Silva, A. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Goiânia, CPRM/METAGOSA/UnB, 176 p.
- Langel, R.A. & Hinze, W.J. 1998. The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere—the Satellite Perspective, University Press, Cambridge.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Junges S.L., Armstrong R., 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 183–198.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.* 160, 179–210.
- Luz, J. S., Oliveira, A. M., Souza, J. O., Motta, J. F. M., Tanno, L. C., Carmo, L. S., Souza, N. B. 1980. Projeto Coxipó. Relatório Final. Goiânia, CPRM, 1:1-136. Convênio DNPM/CPRM.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 263-288.
- Mantovani, M. S. M.; Shukowsky, W.; Freitas, S. R. C.; Brito Neves, B. B. 2005. Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 230, p. 397-412.
- Manzano, J. C. 2009. Caracterização dos granitoides brasileiros da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT. Dissertação de Mestrado. UNESP. 99 p.
- Manzano, J.C., Godoy, A.M., Araújo, L.M.B. de. 2008. Contexto Tectônico dos Granitoides Neoproterozóicos da Faixa de Dobramento Paraguai, MS e MT. *Geoc.*, 27(4): 493-507.
- Marangoni, Y.R., Assumpção, M., Fernandes, E.P., 1995. Gravimetria do norte de Goiás. *Brasil. Revista Brasileira de Geofísica*. 13: 205-219.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C., Dardenne M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: *Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, SBG, Anais, p.100-115.
- Martinelli, C.D., Xavier, R.P., Morales, N., Batista, J.J. 1998. Modelo Estrutural e Fluido da Mineralização Aurífera “Garimpo dos ararés”, Nova Xavantina-MT. *Anais do VI Simpósio Regional de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá, MT*, p.46-48.
- Mendonça, C. A.; Silva, J. B. C., 1992. Reduction to the pole at low magnetic latitude using a stabilized filter. *SEG Expanded Abstracts* 11, 540-543.
- Miller, H. G., Singh. V., 1994, Potential field tilt- new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, 32(2):213–217, doi:10.1016/0926-9851(94)90022-1.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneiss of the Araguaia Belt, north-central Brazil. In: *SBGq, Congresso Brasileira de Geoquímica*, 4, Brasília. *Actas*, 232-235.
- Moura, C. A. V., Souza, S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador. *Anais*, 6:31-34.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, 13:155-178.
- Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M. 2000. The Araguaia Belt revisited. In: *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstracts volume*. Sociedade Brasileira de Geologia, (CD-ROM).
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In : R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit

- (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294, p.173–196
- Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. C. S. L. A. Bizzi, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves. Brasília, DF, Brasil, CPRM. 1: 82.
- Mushayandebvu M.F., Lesur V.P., Reid A.B., Fairhead J.D., 2004. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics*, 69: 489-496.
- 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* 37 (3), 507–517.
- 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*, 37(3), 507–517.
- Nabighian M. N., Ander M. E., Grauch V.J.S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Pearson W.C., Peirce J.W., Phillips J. D., Ruder M. E., 2005. Historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, 70(6):33–61.
- O'Connor, E.A. and Walde, D.H.G. 1985. Recognition of an Eocambrian orogenic cycle in SW Brazil and SE Bolivia. *Zentralbl. Geol. Palaeont.*, I, 1441 - 1456. Stuttgart, Germany.
- Oliveira, D. C. de, Mohriak, W. U. 2003. Jaibaras Trough: An Important Element in the Early Tectonic Evolution of the Parnaíba Interior Sag Basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 20. 351-383p.
- Paixão, M. A. P. et al. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito-Neves, B. B., Wit, M.J. de (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the south Atlantic region*. Geological Society of London, Special Publications, v. 294, p. 297-318.
- Pedrosa Jr N.C., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Oliveira, K.M.L., Castelo Branco, R.M.G. 2015. Structural framework of the Jaibaras rift, Brazil, based on geophysical data. *Jour S Am Earth Sci*8: 318-334.
- Pena, G.S.; Pereira, A.D.C., Takahashi, A.T. 1975. Projeto Goiânia II Goiânia, CPRM, v. 1. - Relatório Final. Convênio CPRM/DNPM.
- Phillips J.D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th ASEG Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts, 4 p.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozoicas do oeste de Goiás. *Boletim da SBG – Núcleo Centro-Oeste*, 15:1-22.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudeste do maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 24(2): 104-111.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Silva, L.J.H.D., 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2): 61-70.
- Pimentel, M.M.; Whitehouse, M.J.; Viana, M.G.; Fuck, R.A.; Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further Evidence for Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Precambrian Reserch*, 81, 299-310.
- Pimentel M.M, Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46(3):463-483
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Yost H., Armstrong R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasilia Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. *Tectonic Evolution of South America*. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p.195-229.
- Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-

- Pinho, F. E. C. 1990. Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada “Garimpo do Araés”, Nova Xavantina – Estado do Mato Grosso, Universidade do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 114 p.
- Piuzana D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R.A. 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambr Res* 125: 245-273.
- Praxedes, I. F. 2015. Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 106 p.
- Quadros, M. L. E. S. 1996. Estudo Tectono-Sedimentar da Bacia de Jaibaras, na Região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, Noroeste do Estado do Ceará. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Pará – UFPA, 133 p.
- Queiroz, C.L., Jost, H., Silva, L.C., McNaughton, N.J., 2008. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean Terrain. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 100-124.
- Rabelo, L., Soares, P.C. 1999. Lineamento Transbrasiliano e Neotectônica na Bacia do Pantanal. In: SBG/BA-SE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, Anais, 79-82.
- Ramos, V. A.; Vujovich, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50(3-4): 243-255 doi: 10.1016/j.jog.2010.01.019.
- Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Casquet, C.; Fanning, C. M.; Baldo, E. G.; González-Casado, J. M.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Río de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82 doi: 10.1016/j.earscirev.2007.03.004.
- Reeves, C. 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation*. Geosoft. 68p.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55(1):80-91.
- Reid, A. B., Ebbing, J., Webb, S.J. 2014. Avoidable Euler errors — The use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: *Geophysical Prospecting*, 1-7.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. *Geophysics* 57 (1), 116–125, doi: 10.1190/1.1443174.
- Ruiz, A. S.; Souza, M. Z. A., de ; Araújo-Ruiz, L. M. B. 1999. A Faixa de Dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinmáticos: uma caracterização preliminar dos Granitos Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense.. In: VI Simp. Geol. da Amazônia, Manaus. Anais do VI Simp. Geol. da Amazônia, 1999. v. único.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa). In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region: Geological Society of London Special Publications*, 294:49-67.
- Seer H.J., 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no Complexo Vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília 181p.
- Seer H.J. 1999. Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, UnB, 267p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá na sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev Bras. de Geociências*, 31:389-400.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente. Ministério das Minas e Energia/DNPM, Brasília, Brazil.
- Schobbenhaus, C. et al., 1975. Texto Explicativo, Folha Goiás SD.22, in: Schobbenhaus, C (Ed.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Brasília, DNPM, 99p.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Neto R.L., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A., 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*,

- Sistema de Informações Geográficas – SIG. 46 folhas na escala 1:1.000.000. Brasília, CPRM, 41 CD-ROMS.
- Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting magnetic data. *Geophysics*, 35, 2, 293-302.
- Silva, J. B., 1986. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics* 51, 369-382.
- Silva A.J.P., Lopes R. C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (eds.). CPRM, Brasília, 2003. Pag 55-85.
- Silva M.F., 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da Faixa Paraguai. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 117 pp.
- Simões, L.S.A. 2005. Compartimentos crustais no domínio interno da Faixa Brasília no Sul de Goiás. Tese de Livre-Docência, UNESP, 135 p.
- Simpson R.W., Jachens, R.C., Blakely, R.J. 1986. A new isostatic residual gravity map of the Conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *J. Geophys. Res.* 91 (B-8), 8348–8372.
- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal basin: recent tectonics, relationships to Transbrasiliano lineament. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. *Anais. INPE (1998): 459-469.*
- Souza A.C.C., Dall’Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: implicações na Faixa de Dobramento Araguaia, Serra do Estrondo-GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 15:300-310.
- Souza, S. H. P., Moura, C. A. V. 1996. Considerações estratigráficas sobre as rochas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Atas, 113-116.
- Souza, L. F., 2016. A Bacia Pull Apart do Gráben Água Bonita e o Lineamento Transbrasiliano. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 113 p.
- Spector, A., 1968. Spectral analysis of aeromagnetic data: Toronto University, Ph.D. thesis, 239 p.
- Spector A., e Grant F. S., 1970. Statistical models for interpretation aeromagnetic data, *Geophysics*, 35:293-302.
- Stavrev, P., & A. Reid, 2007, Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution: *Geophysics*, 72, no. 1, L1–L12, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2400010>.
- Strieder A. & Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências* 22 (2): 204-215.
- Strieder, A.J. e Suita, M.T.d.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic Evolution of Tocantins Structural province, Central Brazil. *Geodynamics*, 28,. P: 267-289.
- Tanizaki, M.L.N. 2013. Geologia do Grupo Araí: exemplo de rifte continental no Brasil Central. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, Brasília. 137 p
- Telford, W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge,. 2nd edition. 770p.
- Teixeira, A.L., Gaucher, C., Paim, P.S.G., Fonseca, M.M., Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R., 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, p. 487-537.
- Thompson D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- Tokashiki, C. do C.; Saes, G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências* v. 38, n. 4, p. 661-675.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano

- aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 pp.
- Trompette, R., Alvarenga, C. J. S., Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacandongo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:587-597.
- Uhlein, A., Fonseca, M.A., Seer, H.J., Dardenne, M.A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. *Geonomos* 20, n.2: 1-14.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., BritoNeves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 197-210.
- Valente, C.R., Latrubesse, E.M., 2011. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002>.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., Mackenzie C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping: The Leading Edge, 23:116–119, doi:10.1190/1.1651454.
- Vidotti, R. M., C. E. Ebinger, and J. D. Fairhead. 1998 , Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 159, 117–132, doi:10.1016/S0012-821X(98)00070-3.
- Vidotti, R. M., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Almeida, T., Roig, H. L., Curto, J. B., Pedrosa Jr, N. C., Santos, R. D., Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., 2012. Lineamento Transbrasiliano: interpretação de dados aerogeofísicos. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. *Anais 46 Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: SBG.
- Weska R.K. 2006. Uma síntese do Cretáceo Superior matogrossense. *Geociências* 25: 71–81.
- Zalán, P.V., 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. *Petrobras, Série Ciência-Técnica Petróleo* 17, Rio de Janeiro, Brasil.