



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação**

Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai

MARCELO FERREIRA DA SILVA

TESE DE DOUTORADO N° 144

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-orientadora: Prof (a). Dra. Roberta Mary Vidotti

BRASÍLIA, 2018



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação

Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai-Mato Grosso, Brasil Central

MARCELO FERREIRA DA SILVA

TESE DE DOUTORADO N° 144

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-orientadora: Prof (a). Dra. Roberta Mary Vidotti

Banca examinadora:

Prof. Elton Luiz Dantas – (Orientador; IG/UnB)

Prof. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade (IAG/USP)

Prof. Francisco Egídio Cavalcante Pinho (UFMT)

Prof. Carlos José de Souza Alvarenga – IG/ UnB

BRASÍLIA, 2018

Aos meus pais Miguel e Isa,
aos meus irmãos Miguel e Marcus,
em especial à minha esposa Natália,
pelo incentivo, apoio e garra.

AGRADECIMENTOS

As oportunidades surgem naturalmente, mas tudo guiado por Deus, que transmite sabedoria e perseverança.

Dedico este trabalho ao meu querido pai, Valter Miguel, pelos bons pensamentos e fé que me transmite.

À minha mãe, Isa Ferreira, que sempre confiou e acreditou que eu era capaz.

Aos meus irmãos, Miguel Fernando e Marcus Vinícius pelo apoio e ensinamentos transmitidos ao longo da vida.

À minha esposa Natália Rossi pelo companheirismo, dedicação e amor.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pela oportunidade. Que com sua paciência, brilhantismo, dedicação e principalmente simplicidade, me fez acreditar que tem que ter fé que as coisas acontecem.

Aos professores do Instituto de Geociências Roberta Vidotti e Massimo Matteini pelas orientações e esclarecimentos.

Ao Serviço Geológico do Brasil-CPRM como instituição pelo suporte, dados geofísicos, análises laboratoriais e campanhas de campo.

À Universidade de Brasília e mais especificamente ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pela análise dos dados.

Aos amigos Antônio Frasca, Cimara Francisca, Jônatas Carneiro, João Olímpio, André Saboia, Rodrigo Schwantes, Joffre Valmório, Maria Gasparina, Joseneusa Brilhante, Débora Regina e Cleiton pelos campos, discussões e apoio.

Aos estagiários Gustavo, Ariella, Jaqueline e João Vítor pela contribuição.

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	iv
INTRODUÇÃO.....	16
OBJETIVO.....	18
750 Ma basic hyaloclastite and felsic volcanism in the passive margin of the Northern Paraguay Belt, Central Brazil: Rodinia Break-Up in Western Gondwana	19
Resumo	19
Introdução	19
Geologia Regional	22
Métodos.....	25
Geologia Regional da Região de Nova Xavantina	26
Resultados	30
<i>Litofácies Vulcânica Máfica</i>	30
<i>Litofácies Vulcânica Félsica</i>	35
<i>Litofácies Intrusiva Máfica</i>	39
<i>Litofácies Intrusiva Ultramáfica</i>	41
Geocronologia	41
Discussão e Interpretação.....	44
Correlação Global.....	49
<i>Quebramento de Rodínia</i>	49
<i>Relação vulcanismo – sedimentos químicos (BIF) e glaciogênicos (Diamictitos)</i>	50
Conclusão	51
Agradecimentos	52
Referências.....	52
Airborne survey in the reconstruction of the Neoproterozoic Passive to Active Margin in the Easter Paraguay Belt, Central Brazil.	73
Abstract	73
Introduction	73
Regional Geology	75
Material and Methods.....	80
Results.....	82
<i>Magnetic Domains</i>	82
<i>Gravimetric Domains</i>	83
Discussion.....	85
<i>Rift phase – Opening of Paraguay Basin</i>	86
<i>Shortening phase of the Basin – Compressional Stage of the Basin</i>	89

<i>The Transcurrent Phase – the role of TBL</i>	90
<i>Extensional Phanerozoic Phase</i>	92
<i>Correlation with regional and global models</i>	93
<i>Phanerozoic History</i>	96
Conclusions	96
References.....	98
Shortening history of the Neoproterozoic Oroclinal bending Paraguay Belt, Central Brazil, based on structural interpretation of Field and High Resolution Airborne Survey	108
Resumo	108
Introdução	109
Geologia Regional	110
Material e Métodos	115
Resultados	116
Discussão.....	129
Conclusões	133
Agradecimentos	133
Referências.....	134
Proveniência dos Sedimentos da Sequência Marinha Rasa da Margem Passiva da Faixa Paraguai e Glaciação Associada.....	140
Resumo	140
Introdução	140
Geologia Regional	143
Métodos.....	147
Resultados	148
<i>Geologia da Área</i>	148
Geocronologia	160
<i>Amostras analisadas</i>	160
Geoquímica Isotópica	162
Discussão.....	165
<i>Vulcanismo e Glaciação</i>	165
<i>Proveniência das fontes</i>	167
<i>Diamicititos</i>	168
Conclusões	168
Agradecimentos	169
Referências.....	169
CONCLUSÕES.....	191
REFERÊNCIAS	192

Índice de Ilustrações

ARTIGO A.

Fig. 1. Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986). O polígono azul demarca a localização da área de estudo. Limite oriental da Faixa Paraguai. 23

Fig. 2. a) Bancada de exploração de calcarenito cinza, capeados por calcissiltitos e filitos de cor bege-avermelhada; b) Detalhe do calcarenito cinza-escuro; c) Lajedo de diamictito com seixos estirados sigmoidais, detalhe dos clastos sigmoidais (grânulos a blocos) de calcário com estrias, mostrando cinemática preferencialmente sinistral; d) detalhe do diamictito com clastos de diversas composições e tamanhos; e) Formação ferrífera bandada (BIF) em barranco, a qual exibe alternância de níveis quartzosos e ferruginosos, notar impregnações de manganês em cor preta; f) Blocos decimétricos de BIF com veios extensionais de quartzo cortando o bandamento, gerados em regime rúptil. 28

Fig. 3. Mapa geológico simplificado da região de Nova Xavantina, com ênfase na classificação das fácies da Sequência Neoproterozoica Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. 30

Fig. 4. a) Metabasalto maciço hidrotermalizado composto essencialmente clorita; b) Vesícula (V) com forma prolata com eixo maior orientado na direção de fluxo magmático, associada com disjunções (seta amarela) poliedrais formada pelo resfriamento abrupto do magma; c) Fraturas de resfriamento preenchidas por clorita. Presença de cristais com hábito fibroso, fibrorradiado e em folhas de clorita (Cl) com tremolita-actinolita (Tr) fibrosa; d) Textura lepidoblástica dada pelos minerais fibro-radiados tremolita e clorita (seta amarela); e) Presença de venulações disseminadas preenchidas por quartzo granoblástico, clorita e carbonato, e leucoxênio bem fino em matriz clorítica; f) Cristais de hábito fibro-radial de clorita e tremolita (seta amarela) e vênulações preenchidas por quartzo (seta vermelha). 32

Fig. 5. a) Forma de ocorrência dos derrames de hialoclastito. Afloram como blocos e lajedos de colaração cinza-esverdeado, verticalizados em região relativamente plana interacamadados com metassedimentos químicos; b) Bombas de escória em relevo acidentado (morrote); c) bomba de escória marrom avermelhada fluida ou “balão de lava”, com dimensão métrica e textura rinds e breadcrust na sua margem de resfriamento (seta vermelha), com vesículas (cavidades) de gases centimétricas com formas subcirculares e elipsoidais alongadas; d) Escória com cluster de vesículas arredondadas oxidadas imersas em hialoclastitos; e) Hialoclastito verde foliado e soldado (*welded*) com lappili de escória delimitado pela linha tracejada amarela com cluster de vesículas subcirculares e elipsoidas oxidadas de cor avermelhada; f) amostra de hialoclastito verde limitado pela linha tracejada preta com as escórias oxidadas incorporadas mostrando agrupamento das vesículas subcirculares. 34

Fig. 6. a) Notar o contato da escória com o derrame de hialoclastito (linha tracejada amarela) com textura de fluxo magmático, a escória é dominada por vesículas (V) ovóides imersas em matriz oxidada. Ocorre a presença de pseudomorfos de cristais estirados no hialoclastito; b) Escória com vesículas (V) com formas irregulares polilobadas, subarredondadas e chanfradas, delimitada do derrame de hialoclastito pela linha tracejada amarela. Notar cristal euédrico de olivina reliquiar (seta amarela); c) Hialoclastito (H) com textura de fluxo magmático com pseudomorfo (P) e cristal de olivina. *Shards* de vidros policúspides com fragmentos finos com bordas irregulares (seta amarela); d) Hialoclastito (H) em matriz oxidada de ferro, mostrando vidro vulcânico de composição básica (sideromelano) bem soldado (*welded*), achatados com textura (*quench*) formada pelo arrefecimento abrupto em contato com o corpo aquoso, evidenciando textura de fluxo magmático. O alinhamento regular dos clastos juvenis vitrificados achatados é conhecido como textura eutaxítica. Cristal de olivina (OL) esquelético pode ser observado; e) Pseudomorfos (P) estirados mostram compactação e deformação. Hialoclastito com textura (*quench*) evidencia textura de fluxo magmático; f) Olivina (OL) com diferentes formas, alguns são cristais esqueléticos complexos, outros são quase euédricos de seis lados em seções através do prisma, alterados e fraturados, caracterizando vulcanismo básico-ultrabásico. Fragmentos de vidro marrom alterados para palagonita de cor café são observados (seta amarela); g) Fragmento de vidro marrom pálido com halo de alteração para palagonita amarela (seta vermelha), formado pela reação do hialoclastito quente com a água do mar.

Presença de vesículas (V) angulosas e pseudomorfos (P) de olivina; h, i) Hialoclastitos com textura de fluxo magmático com alteração para clorofeita e clorita; j) Pseudomorfos (P) de olivina totalmente fraturados e corruídos em matriz ferro oxidada estão presentes, mostrando a natureza ultramáfica desse vulcanismo..... 34

Fig. 7. a) Afloramento mostrando as estratificações plano-paralelas acompanhando o paleorelevo; b) Detalhe das camadas onduladas acompanhando o paleogeografia; c) Tufo cinerítico com fluxo unidirecional com laminação cruzada de baixo ângulo e cristais balísticos de quartzo (seta vermelha); d) Acunhamento das camadas típico de depósitos de *surge* e fragmento balísticos (seta vermelha); e) Cinzas vulcânicas mostrando laminações cruzadas e cristais (fragmentos-cognatos) de quartzo (seta amarela), oriundos de vulcanismo explosivo; f) ignimbrito estratificado com fragmento balístico (bomba) de composição vítrea com marca de impacto (seta vermelha); g) Finas laminações em tufo amarelo-esbranquiçado de composição riolítica, bastante alterada para sericita; h) Amostra contendo púmices sigmoidais (linha preta tracejada) compactadas caracterizando a soldadura do ignimbrito..... 37

Fig. 8. a) Ignimbrito com púmice (P) recristalizadas para quartzo com formato sigmoidal, envolto por sericita como produto de alteração do vidro vulcânico de composição ácida; b) Púmice (P) compactadas e sigmoidais, presença de mica sericítica crenulada; c) Ignimbrito bastante fino formado basicamente por matriz quartzosa e presença de púmices (P) achatadas recristalizadas para quartzo; d) Rocha foliadada formada por sericita e óxidos, além de púmices achatadas mostrando forte soldadura; e) ignimbrito sericítico com púmice (P) recristalizada para quartzo; f) Púmice em matriz sericítica e oxidada; g) Lapilli acrescionário com o núcleo preenchido por cristais de quartzo e fragmento lítico, rocha formada basicamente por quartzo, sericita e óxidos; h) Lapilli acrescionário composto essencialmente por quartzo e fragmentos no seu núcleo..... 39

Fig. 9. a) Gabro maciço exibindo capa de alteração, e o núcleo preservado de cor esverdeada com textura fanerítica fina, composto por piroxênio, clorita e plagioclásio; b) Metagabro deformado mostrando a foliação com formato sigmoidal por influência da zona de cisalhamento na borda do corpo; c) Cristais de augita e plagioclásio; d) Cristais subédricos a euédricos de plagioclásio e augita; e, f) Cristais euédricos tabulares de plagioclásio (Pl) são parcialmente incluídos em clinopiroxênios (CPX) evidenciando textura subofítica; g) Cristal de ortopiroxênio bastante alterado com relíctos de microtextura (seta vermelha) do tipo janela (hour-glass) e clorita nos limites do cristal; h) ortopiroxênio substituído por uralita (Anf) e clorita..... 41

Fig. 10. a) Cristais de anfibólio (Anf) alterados com clivagem característica, flogopita em agregados fibrosos (seta branca) e tremolita acicular e radial (seta amarela); b) detalhe do cristal de anfibólio destruído envolto por flogopita (setas) e tremolita evidenciando forte alteração..... 42

Fig. 11. a) Diagramas concórdias de zircões plotados U-Pb LA-ICPMS para as rochas básicas da Sequência Vulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde ao embasamento proto-oceânico da Faixa Paraguai; b) Imagens de retroespalhamento de grãos de zircão representativos da amostra MO-189..... 43

Fig. 12. a) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-100) da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde às rochas piroclásticas da Faixa Paraguai oriental; b) Imagens de retroespalhamento de grãos de zircão representativos da amostra NX-100; c) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-101); d) Histograma com as idades dos zircões herdados com fontes preferencialmente em torno de 2,0 Ga; e) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-162); f) Histograma com as idades dos zircões grande contribuição em torno de 2,0 Ga..... 44

Fig. 13. a) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para o metagabro da Sequência Vulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde às intrusivas máficas na Faixa Paraguai oriental; b) Imagens de retroespalhamento de grãos de zircão representativos da amostra MO-80..... 45

Fig. 14. Diagrama concórdia de zircões U-Pb para as intrusivas alcalinas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde ao último evento intrusivo na Faixa Paraguai oriental..... 45

Fig. 15. Seção estratigráfica esquemática da área de estudo proposta para a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, baseada nas idades U-Pb das rochas e a relação das fácies em campo. Granulometria dos produtos piroclásticos: vft, tufo muito fino; ft, tufo fino; Lt, lapilli tufo..... 46

Fig. 16. Imagem do satélite Landsat 8 mostrando a caldeira de Nova Xavantina delimitada pelo anel topográfico (linha branca tracejada) e as zonas de cisalhamento tangencias. Destaque para a localização das rochas piroclásticas ácidas (NX-100), os metabasaltos (MO-189-189) e a escória (MO-82). 49

ARTIGO B.

Fig. 1. Geologic map of Paraguay Belt in the Southeast part of Amazon Craton and the Rio Apa Block (modified after Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986), with location of geophysics survey and studied area (blue polygon). East limit of Paraguay Belt truncated by the Transbrazilian Lineament (TBL). 76

Fig. 2. Geologic context of the study area, 1:1.000.000 (Schobbenhaus et al., 2004). Limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO). The dashed polygons are the areas that will be emphasized in airborne physics images. 77

Fig. 3. Bouguer anomaly map produced by Geological Survey of Brazil (SGB-CPRM) and National Agency of Petroleum (ANP). White line polygon marks the study area corresponding to the set of regional aerogeophysical survey. Highlights are high anomalies (black polygon) in central Brazil, bordering Amazon, São Francisco (SF) and Parapanema (PR) cratons (dashed black line). White dashed line contours the folded belts, in Brazilian mobile belts ((1) Paraguay Belt, (2) Brasília Belt, (3) Araguaia Belt), and the Tucavaca belt (4), in Bolivia, which connects to PB. Transbrazilian Lineament (TBL) and Clymene Suture Zone (COS), crosscutting East of Nova Xavantina, are emphasized. 78

Fig. 4. Blue area refers to the coverage of the three aerogeophysical surveys used in this study. Red polygons represent the location of areas detailed in this paper: (a) Planalto da Serra region; (b) Nova Xavantina region. Both areas display background SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) images. Black lines are the limits of the terrains and the yellow lines mark the intense deformation of the lithological units. Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 81

Fig. 5. Magnetic anomaly map (MAP), with emphasis on magnetic discontinuities and the main crustal blocks (A, B, C, D, E and F). Fractures intercepting A Domain are L1 to L8. Major structures are CAL – Campinópolis Lineament; SALL – Santo Antônio do Leste Lineament; NXL – Nova Xavantina Lineament; PXL – Poxoréo Lineament; GCL – General Carneiro Lineament; TBL – Transbrazilian Lineament. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 83

Fig. 6. Image composed by the fusion of Bouguer anomaly map with the First Vertical Derivative of Magnetic Anomaly. The limits of tectonic blocks and major structural elements (white dashed lines) were interpreted from the Tilt derivative and the First Vertical Derivative of Magnetic Anomaly. They also coincide with the greater gradients of Bouguer gravity anomalies. Blue dashed line in the center of the image marks the limit of the Nova Xavantina marginal oceanic basin, attributed to the basaltic mantellic rocks. Major structures are: CNL – Canarana Lineament; APL – Alto Paraguay Lineament; CAL – Campinópolis Lineament; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCL – General Carneiro Lineament; TBL – Transbrazilian Lineament; NSJL – Novo São Joaquim Lineament. The limits of Transbrazilian Lineament are highlighted by the high gravimetric anomaly related to the High of Central Brasil. Shear sense indicators display the apparent relation between major structures. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 85

Fig. 7. Tilt derivative of magnetic anomalies map emphasizing the magnetic discontinuities and the tectonics lineaments. Major structural elements are marked as lineaments and shear zones. Major EW structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. The principal NS structures are, from West to East: TBL – Transbrazilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Synclinal folds to the north east are S1 and S2. NW brittle structures are: NSJL – Novo São Joaquim Lineament; CAH – Campinópolis Horst. Intracratonic fractures to the North are L2 to L8. The white dashed line will emphasize the region of convergence

between the Paraguayan Range and the Transbrasilian Lineament. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 87

Fig. 8. a) Magnetic anomaly map overlain by the Magnetization Vector Inversion of the total magnetic intensity of the selected area, showing that high magnetic amplitudes at the center (C Domain) is due to magnetic induction caused by an igneous body; b) Section of the magnetic inversion clearly shows the magnetic source of intermediate depth, responsible for the magnetic induction; c) and d) The igneous source is boudin-like, located at the central region of the selected area, with approximately EW 49 km extension and 30 km width in the NS direction; e) and f) Small mushroom-like bodies are shallower than the main body. Depths vary between 7487 m and the surface, but are dominantly intermediate, approximately 3700 m deep. 88

Fig. 9. a) Radiometric map of the RGB Ternary Composition (K, eTh, eU). Emphasis to the tight folds in white on the western portion, showing guide layers of metargillites (Bauxi Formation); b) 3D Analytic Signal of magnetic anomalies. Folding is marked by high gradient, with circular anomalies along the hinge line related to alkaline rocks of Planalto da Serra, as well as to N45E dyke swarm; c) Simplified geologic map overlain by the tectonic map generated from the interpretation of geophysical data. Tectonic discontinuities and structural lineaments mark the isoclinal folding, which denotes the intense shortening which affected the region, with also important NE transcurrent shear zones crosscutting the area, such as: PSSZ – Planalto da Serra Shear Zone; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Location of this figure is indicated in figure 4 a. 89

Fig. 10. Map of tectonic discontinuities and structural lineaments generated from interpretation of geophysical products, with the limits of Phanerozoic basins and recent covers. Major structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrasilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Synclinal folds to the north east are S1 and S2. Black lines represent the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 90

Fig. 11. Tilt derivative of magnetic anomaly for the region of interference between domains C and E, showing the main folds and shear zones, with shear sense indications, and shallow crosscutting N30E and N70-80E fractures. Major structures are, from North to South: APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrasilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Ruptile structure of northwest direction is: CAH - Campinópolis Horst. Location of this figure is indicated in figure 7. 92

Fig. 12. 3D Euler deconvolution solutions of the area for the structural index 1. Circles show the estimated depth. Emphasis is on first and second order lineaments generated from Tilt Derivative and First Vertical Derivative of magnetic anomaly map, showing the coincidence with Euler solutions. Major structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrasilian Lineament. Major shear zones (CASZ, SALSZ and GCSZ) show deeper magnetic sources and represent the main normal faults of the rift, later reactivated. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Pink area limits the Nova Xavantina oceanic marginal basin, defined in the Gravimetric Bouguer map. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states. 93

Fig. 13. Shear zone junction model in regional scale, based on interpretations of magnetic and gravimetric data. Paraguay Belt – Axial Rift Zone ramification (green) with main direction EW, branching toward NS (intracratonic fracture) and N30E (parallel to Transbrasilian suture zone), with continuity toward Araguaia Belt. It configures the Y-type junctions, with unequal angles, and may present sector that behaved rigidly (yellow). Transbrasilian suture zone separates the Paraguay Belt (green) of the Brasília Belt (orange). Outline of the Y-type junction with two subparallel branches (NS and N30E). 96

ARTIGO C.

Fig. 1. Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986), com a localização dos aerolevantamento geofísicos e área de estudo em polígono azul (limite oriental da Faixa Paraguai). 111

Fig. 2. Mapa Magnético Anômalo (MMA) produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) e Agência Nacional do Petróleo (ANP). O polígono demarcado pela linha branca é a área do aerolevantamento geofísico regional. Destaque para as altas anomalias magnetométricas na porção central do Brasil, bordejante aos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, inseridas nas faixas móveis brasileiras: (1) Faixa Paraguai; (2) Faixa Brasília; (3) Faixa Araguaia; e o cinturão Tucavaca (4) inserido na Bolívia, que faz conexão com a FP, delimitadas pela linha contínua em cinza. Ênfase para o Lineamento Transbrasileiro (TBL) e a Zona de Sutura Clymene (COS) que se interceptam a oeste de Nova Xavantina. As linhas tracejadas em preto se referem aos crátons Amazônico, São Francisco (SF) e Paranapanema (PR). 114

Fig. 3. a) Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU). Destaque para as dobras apertadas em branco (RGB) na porção sudoeste e central da imagem dentro da zona interna (IZ) da Faixa Paraguai, mostrando as camadas guia de metargilito da Formação Bauxi e dos carbonatos do Grupo Araras. Os polígonos tracejados em preto se referem às áreas de Planalto da Serra (A) e Nova Xavantina (B). O polígono azul é a área do aerolevantamento geofísico. O polígono tracejado em amarelo é a área que enfatiza a ligação da FP com o Lineamento Transbrasileiro (LTB). O polígono demarcado pela linha preta é para destacar a inflexão da Faixa Paraguai e a estruturação pertinente à ela. Enquanto as linhas tracejadas em vermelho delimitam a zona interna da Faixa Paraguai (IZ) da zona externa (OZ), e esta da zona cratônica (CZ); b) Mapa da amplitude do Sinal Analítico realçando as dobras apertadas com altos gradientes magnéticos evidenciando o intenso encurtamento que foi submetido à zona interna da Faixa Paraguai, delimitadas por falhas com direção N20-40E definido como Lineamento Alto Paraguai (APL). Os principais lineamentos estruturais são: TSL – Lineamento Tangará da Serra, e os representantes de diques (LA, LB, LC, LD, LE). Anomalias circulares são: C, D, E, são relacionadas ao magmatismo Serra Geral, F, G e H não possui correlação com rochas reconhecidas na região. Anomalias com menores dimensões e circulares representantes de intrusões pequenas são c. Linha preta representa os limites entre os estados de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). 117

Fig. 4. a) Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU). Destaque para um lineamento magnético (LB) N45E referente à dique, dobras apertadas em branco (b) mostrando as camadas guias de metargilito (Formação Bauxi) dispostas entre o diamictitos (d) (Formação Puga) de alto K; b) Anomalias da Amplitude do Sinal Analítico onde os dobramentos são marcados por alto gradiente (b), com anomalias circulares nos eixos das charneiras relacionadas a pequenas intrusões de corpos ígneos (c), assim como o enxame de diques com direção N45E (LB); c) Mapa geológico simplificado sobreposto pelo mapa tectônico gerado a partir das imagens geofísicas. As discontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais destacam os dobramentos isoclinais que denotam a intensa deformação de encurtamento que a região foi submetida com importantes zonas de cisalhamentos transcorrentes, tais como: PSSZ – Zona de Cisalhamento Planalto da Serra; APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinápolis. Possuem direção nordeste cortando toda a área. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Veja fig. 3 para localização. 119

Fig. 5. a) Corte de barranco do lado Oeste da Rodovia MT-130 mostrando dobramentos em arenitos e pelitos, com vergência para NW; b) Corte de barranco do lado leste da estrada, com dobramentos e falhamentos evidenciando a vergência para NW. 120

Fig. 6. a e b) Foliação em alto ângulo, representando limbo de dobras apertadas em filitos do Grupo Cuiabá e em calcário dolomítico do Grupo Araras, respectivamente; c) Zona sob cisalhamento simples de alta deformação em diamictitos alterados mostrando dobra isoclinal fechada (Dn+1) com flancos rompidos em Dn+2; d) Diamictito mostrando a foliação e rotação dos clastos indicando cinemática sinistral. 121

Fig. 7. a) Estereogramas das superfícies – Foliação de xistosidades do Domínio dúctil com eixo de dobras projetado; b) Concentrações médias dos eixos das dobras encontrados em campo

coerentes com estereograma a; c) Estereograma das superfícies – Foliação marcada pela xistosidades do Domínio Dúctil-Rúptil progressivo em relação à deformação anterior..... 122

Fig. 8. Mapa da Inclinação do Sinal Analítico destacando as descontinuidades magnéticas e os lineamentos tectônicos. Os elementos estruturais maiores são marcados pelos lineamentos e as zonas de cisalhamentos. Estruturas maiores de norte para sul são: CNL – Canarana Lineament; APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinópolis; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoréo; GCSZ – Zona de Cisalhamento General Carneiro. De oeste para leste são: TBL – Lineamento Transbrasiliano; SZCO – Zona de Cisalhamento Cocalinho; SZAR - Zona de Cisalhamento Aruanã; SZBT - Zona de Cisalhamento Britânia. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Fraturas a norte intracratônicas (L1 a L7). Limite entre os estados Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Estruturas rúpteis principais de direção noroeste são: NSJL – Lineamento Novo São Joaquim, delimitam a bacia oceânica marginal e CAH – Horst Campinópolis. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Linha preta representa os limites entre os estado de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Veja a fig.3 (linha tracejada amarela) para localização. 123

Fig. 9. a) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico com as principais estruturas; b) Mapa de descontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais gerados a partir das interpretações geofísicas com os limites das bacias fanerozoicas e as coberturas recentes. Estruturas maiores de norte para sul são: APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinópolis; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoréo. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é o Horst Campinópolis. Estruturas elípticas com linha tracejada em vermelho são relacionadas às caldeiras; c) Mapa geológico simplificado da região de Nova Xavantina. 124

Fig. 10. a) Filitos sericíticos com dobras fechadas com plano axial subvertical, associada à zona de encurtamento crustal, formando dobras em “M” (Sn-306°75°); b) Amplo lajedo mostrando a foliação impressa nos filitos de baixo ângulo com vergência para SW. Interpretamos como rampas oblíquas em falhas transpressivas; c) Lineação de estiramento mineral indicando a direção do calvagem de NE para SW (Lx-28°030°), d) Lajedos escalonados de metassiltito evidenciando rampa oblíqua de baixo ângulo com lineação de estiramento mineral indicando cavalgamento de NW para SE (Lx-10°340°). 126

Fig. 11. a) Estereograma das superfícies – Foliação Sn//Sn+1. Estratificações e xistosidades do domínio dúctil com eixo de dobras projetado; b) Concentrações médias dos eixos das charneiras encontrados em campo, coerentes com o gráfico A..... 126

Fig. 12. a) Zonas de cisalhamento com cinemática dextral. Domínio dúctil-rúptil de direção N30°E; b) Diamictito polimítico com clastos de dolomito apresentando rotação sinistral e lineação de estiramento mineral Lx 20°/ 030°, em zonas de cisalhamento simples em zonas predominantemente transpressivas. 127

Fig. 13. Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU) sobreposta à primeira derivada vertical sombreada mostrando a compartimentação das unidades litodêmicas. As estruturas maiores do embasamento controlam a deposição das rochas sedimentares da Bacia do Paraná (BP), representadas pelos: APL – Lineamento Alto Paraguai; CAL - Lineamento Campinópolis; GCL – Lineamento General Carneiro. Enquanto as zonas de cisalhamento deslocam as unidades litológicas da BP com rejeitos direcionais superiores a 40 km, representadas pelas: SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoréo. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é: NSJL – Lineamento Novo São Joaquim. A confluência destas estruturas é condicionada pela megasutura do TBL – Lineamento Transbrasiliano. Linha preta representa os limites entre os estado de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Veja a fig. 3 para localização (Linha tracejada amarela). 128

Fig. 14. Feições deformacionais do Domínio Rúptil-Dúctil/Rúptil - Fase Transtraccional/Extensional. As setas verdes posicionam aproximadamente o vetor de máxima compressão. 129

Fig. 15. Mapa da fusão da Primeira Deriva Vertical (1DV) com o Mapa de anomalias Bouguer. Os limites dos blocos tectônicos e elementos estruturais maiores foram interpretados a partir da Inclinação do Sinal Analítico e a 1DV, e coincidem com os maiores gradientes das anomalias Bouguer. E são representados pelas linhas tracejadas em branco. A linha tracejada azul no

centro da imagem marca o limite da bacia oceânica marginal Nova Xavantina, atribuídas às rochas mantélicas de composição basáltica. Estruturas maiores são: CNL – Lineamento Canarana; APL – Lineamento Alto Paraguai; CAL - Lineamento Campinópolis; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoróe; GCL – Lineamento General Carneiro; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é o NSJL – Lineamento Novo são Joaquim. Os limites do Lineamento Transbrasiliano são evidenciados por um alto gravimétrico, e é relacionado ao alto do Brasil central. Os Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Linha preta representa os limites entre os estados de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO)..... 132

ARTIGO D.

- Fig.1.** Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986). O polígono azul demarca a localização da área de estudo. Limite oriental da Faixa Paraguai. 143
- Fig. 2.** Seção estratigráfica esquemática da área de estudo proposta para a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, baseada nas idades U-Pb das rochas e a relação das fácies em campo. Granulometria dos produtos piroclásticos: vft, tufo muito fino; ft, tufo fino; Lt, lapilli tufo (Silva, unpublished)..... 149
- Fig. 3.** a) Detalhe da formação ferrífera bandada, a qual exhibe alternância de níveis quartzosos; b) Blocos decimétricos de BIF ricas em ferro alternado com chert ou jaspe com veios extensionais de quartzo cortando o bandamento, gerados em regime rúptil; c) detalhe da amostra com arsenopirita e pirita em *metachert* e filito carbonoso, d) Afloramento de filito carbonoso em planta; e) Filito carbonoso com intercalações de *metachert*; f) Fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro..... 150
- Fig. 4.** a) Metassiltitos foliados cinza-avermelhados intercalados com filitos carbonosos com médio a alto grau de alteração; b) Metassiltitos e Metargilitos, vermelhos, micáceos, foliados e intensamente fraturados; c) Foliação milonítica em Sericita Xisto; d) Porfiroclastos de muscovita e agregados de sericita; e) Porfiroclastos de plagioclásio e porfiroblastos de quartzo; f) Grãos de quartzo junto às micas anteriores aos porfiroblastos de quartzo..... 151
- Fig. 5.** a) calcarenito da Mineração Shalon, bastante fraturado; b) amostra de calcarenito cinza-escuro com granulação grossa (Mineração Shalon); c) Fragmentos de oólitos e fantasmas de oólitos (setas); d) grãos de microclínio; e) grãos de Plagiocásio com lamelas de illita; f) subgranulação no quartzo; g) Porção fina de calcissilito (seta); h) Grãos de feldspato e grãos de quartzo vulcânicos corroídos em lâminas calcareníticas. 153
- Fig. 6.** a) Grãos incolores alongados e orientados, aglomerados de opacos; b) Grãos angulosos de quartzo; c) Grãos anédricos de plagioclásio; d) Intercalações de lâminas essencialmente carbonática e lâminas com variedades de grãos de quartzo. 154
- Fig. 7.** a) Lajedo de diamictito com seixos estirados sigmoidais; b) Clastos que variam de tamanho de grânulos a blocos, detalhe dos clastos de calcário estriados sigmoidal mostrando cinemática preferencialmente sinistral; c) Detalhe do clasto de calcário; d) Clasto de quartzo estirado diamictito em drenagem seca; e) Clastos de calcários e quartzo mostrando diversas fontes de proveniência do diamictito, f) Diamictitos a norte de Nova Xavantina em drenagem intermitente com diversos vazios. 155
- Fig. 8.** a) Quartzo subgranulado; b) Fraturas preenchidas por calcita (seta); c) Veios de quartzo exibindo crescimento de grãos a partir das bordas; d) Calcita com macla polissintética deformada. 156
- Fig. 9.** a) Lâminas de granulometria distintas; b) Matriz carbonática; c) Grãos de K-feldspato; d) Grão arredondado de monazita; e) Matriz deformada e recristalizada, formada por quartzo e carbonato; f) Grão turvo de rocha carbonática; g) Grão de feldspato preservado; Grão arredondado de zircão; h) Fraturas de dissolução por pressão preenchidas por resíduos opacos. 157
- Fig. 10.** a) Imagem do satélite Landsat 8 com a composição de bandas 5-7-3 com filtragem *pansharp* mostrando os dobramentos anticlinais e sinclinais das cristas formadas por quartzitos da Liotofácies siliciclásticas; b) bloco de quartzo-arenito cinza com veios extensionais escalonados preenchidos por quartzo; c) metaquartzarenito cinza escuro com textura grossierira..... 158

Fig. 11. a) Grão subarredondado chegando a medir até 3mm, enquanto outros não ultrapassam 0,5mm; b) Cristal de quartzo fortemente subgranulado e fraturado; c) Opacos em superfícies de dissolução por pressão; d) Grãos de quartzo deformados na mesma direção das superfícies de dissolução; e) Grãos com cauda de pressão; f) Grão fraturado de zircão (seta).	159
Fig. 12. a) Grãos deformados de quartzo em uma matriz sericítica; b) superfícies de dissolução por pressão preenchidas por opacos; c) Porfiroclastos de fragmentos líticos, quartzo e feldspatos argilizados; d) Porfiroclastos com desenvolvimento de subgrão com direções variadas.	160
Fig. 13. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra NX-1. Os dados estão concentrados do arqueano à 960 Ma; b) histograma para as idades de zircões detríticos, indicando três picos dominantes de idade.	161
Fig. 14. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra de diamicitito. Os dados estão concentrados no Meoso e paleoproterozoico; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes.	161
Fig. 15. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra Mo-114. Os dados estão concentrados no Orosiriano; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes de idade.	162
Fig. 16. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra Mo-84. Os dados estão concentrados no Orosiriano e Mesoarqueano; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes de idade, e outras duas fontes restritas.	162
Fig. 17. Mapa geológico com a distribuição geográfica das idades modelo T_{DM} obtidas neste estudo. Algumas idades foram suprimidas para melhor visualização.	163
Fig. 18. Diagrama de evolução ϵNd versus Tempo para as rochas metavulcânicas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina e os sedimentos do Grupo Alto Paraguai.	164

Índice de Tabelas

ARTIGO A.

Tab. 1. Propostas de colunas estratigráficas de vários autores para os domínios norte (superior) e sul (inferior) da Faixa Paraguai. Para ambos os domínios, a natureza de contato entre o Grupo Cuiabá e a Formação Puga é mal estabelecida. Já consta a proposta deste trabalho na coluna estratigráfica (A) considerando a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina como a base da Faixa Paraguai Oriental (Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, unpublished).	25
---	----

ARTIGO D.

Tab. 1. Propostas de colunas estratigráficas de vários autores para os domínios norte (superior) e sul (inferior) da Faixa Paraguai. Para ambos os domínios, a natureza de contato entre o Grupo Cuiabá e a Formação Puga é mal estabelecida. Já consta a proposta deste trabalho na coluna estratigráfica A considerando a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina como a base da Faixa Paraguai Oriental (Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, unpublished).	145
---	-----

Índice de Anexos

ARTIGO A.

Anexo 1 – Análises U-Pb em zircões (Artigo 1)	65
--	----

ARTIGO D.

Anexo 2 – Análises U-Pb em zircões (Artigo 4)	177
Anexo 3 – Análises Sm-Nd em rocha total (Artigo 4).....	187

Resumo

A Faixa Paraguai (FP) constitui um cinturão dobrado, neoproterozóico, edificado na borda meridional do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa, na porção ocidental da Província Tocantins, formada durante a ruptura do Rodínia, afetada posteriormente pela Orogenia Brasileira-Pan-Africana na construção do Oeste Gondwana. A história evolutiva a sul do paleocontinente Amazônico, com a implantação de uma tectônica extensional, e o desenvolvimento da margem passiva da FP é pouco conhecida. Na presente tese, com base em mapeamento geológico básico foram reconhecidas rochas extrusivas como hialoclastitos, escórias e metabasaltos, assim como intrusivas máfica-ultramáficas, além de depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos, associados às sucessões e intercalações de diamictitos, carbonatos e formações ferríferas, favorecendo uma nova perspectiva para estudar os processos de rifteamento desta bacia neoproterozoica, na porção central do Brasil. Dois estilos de erupções piroclásticas são identificados no limite oriental da Faixa Paraguai. A erupção explosiva Surtseyana básica-ultrabásica, determinada pelos derrames de lava de hialoclastitos e bombas de escórias assimiladas, potencializada pela interação magma-água. O outro pertence ao estilo Pliniano, relacionado às rochas ácidas tufáceas e ignimbriticas provenientes de explosões muito mais violentas em ambientes subaéreos, com as maiores áreas de exposição na região. As idades U-Pb registradas marcam os eventos de rifteamento da Faixa Paraguai. Apresentam simultaneidade ao ciclo de construção de supercontinente e são coincidentes e diacrônicos com os períodos de fragmentação de Rodínia e as colisões de montagem de Gondwana Ocidental. Diagramas de concórdia U-Pb destas rochas relacionadas à Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, situada na porção oriental da FP, mostram a gênese de uma bacia policíclica, exigindo no mínimo duas câmaras magmáticas de composições antagônicas, com a formação inicial de um assoalho oceânico formado por metabasaltos de idade 745 Ma, crono-correlatos com a idade das vulcânicas félsicas de 735 Ma. Relacionadas ainda ao evento extensional, ocorre outro evento de formação de rochas intrusivas gabróicas com idade de 714 Ma. Já no final da amalgamação do Oeste Gondwana, ocorre à última fase magmática, relacionada às rochas alcalinas ultramáficas de 577 Ma, e que pode estar ligada ao Complexo Alcalino Planalto da Serra. As rochas tufáceas na região são contemporâneas ao vulcanismo básico e associadas às formações ferríferas, intercaladas posteriormente com as rochas carbonáticas e os diamictitos superiores, indicando que a deposição destas rochas glacio-marinhas foram também neste período, do Toniano ao Criogeniano inferior, relacionado à Glaciação “Sturtiana”, durante a ruptura do Rodínia. A sobreposição de diamictitos em BIFs e vulcânicas tem ocorrência semelhante ao constatado na Província Franklin, margeando a Laurentia, onde há evidência de efusão generalizada de hialoclastito durante a ruptura do Rodínia, em 716 Ma, antes da glaciação *Snowball Earth*. As rochas sedimentares da Faixa Paraguai apresentam uma ampla variedade de valores TDM, sugestivo de uma mudança da área fonte durante a evolução da bacia e é o que se espera de processos tectono-magmáticos complexos. As rochas mais antigas se comparam às assinaturas Nd do Cráton Amazônico, predominantemente na Província da Amazônia Central. As idades modelo TDM entre 1.6 e 2.1 Ga são relacionadas à mistura da porção central Amazônica com outras fontes de regiões jovens das Províncias geocronológicas Amazônicas que possuem idades modelo compatíveis, tais como Ventuari-Tapajós, Rio Negro Juruena, Rondoniana e Sunsás. Os diamictitos que afloram na Faixa Paraguai oriental são interpretados como depositados em ambiente glacial e interglacial do Criogeniano, provavelmente no período entre a glaciação “Sturtiana” e “Marioana”, após a formação da plataforma carbonática, em ambientes de taludes com a formação de corridas de lama em ambientes turbidíticos, com a incorporação de calcários formados na plataforma rasa e posteriormente depositados em águas mais profundas. As rochas glaciomarinhas da Faixa Paraguai registram os três eventos glaciais globais, o Sturtiano em 710 Ma, o Marioano em 635 Ma e o Gaskiers em 580 Ma. Aerogeofísica de alta resolução oferece uma oportunidade única para preencher a carência de trabalhos em dados geofísicos para decifrar a história tectônica de cinturões dobrados relacionados à orogenia Brasileira, no continente Sul Americano. Pouco é conhecido da estruturação do embasamento da Faixa Paraguai, sotoposta a Bacia do Paraná, Parecis e Bananal. As técnicas aeromagnetométricas permitem delinear as principais paleofalhas, com direção EW-NE, denominadas neste trabalho de Lineamento Campinópolis (CAL) e General Carneiro (GCL), responsáveis pela abertura e expansão do rifte, e consequente deposição de sucessões vulcanossedimentares. A fusão do mapa gravimétrico Bouguer com a 1DV permite reconhecer entre o CAL e GCL um conjunto de estruturas definidas pelas faixas estreitas, representadas pelas zonas de cisalhamentos de altas amplitudes e frequências

magnéticas, descontínuas, relacionadas à formação das zonas de cisalhamentos Santo Antônio do Leste, Nova Xavantina e Poxoréo (SZSAL, SZNX e SZPX), respectivamente. As altas respostas gravimétricas Bouguer com trend EW e inflexão para NE mostram estreita correlação espacial com as descontinuidades crustais representadas pelos lineamentos magnéticos, discriminando diferentes blocos tectônicos. Além disso, as anomalias gravimétricas estão relacionadas ao registro magmático da fase extensional, que está intimamente associada ao estágio pré e sin-rifte, e, conseqüentemente ao estiramento da crosta. O método Inversão do Vetor de Magnetização (MVI) produziu resultados coerentes com a deformação e as rochas vulcânicas na área, com aspecto boudinados e estirados, e profundidade média estimada em 3700 m para a massa ígnea alimentadora das atividades vulcânicas. Destaca-se que o Lineamento Transbrasiliano (LTB) atravessa o extremo leste da área, truncando a Faixa Paraguai e influenciando a extensão norte-nordeste para a Faixa Araguaia, e pode ser considerada como um único cinturão dobrado Brasileiro. É representado por um sistema de falhas strike-slip com alguns setores levemente curvilíneos, de direção N20°-30°E, determinado pelas altas amplitudes magnéticas e altas frequências, definindo extensos feixes sigmoidais entrelaçados característicos de zonas de cisalhamento transcorrente. Dentro do sistema LTB foram individualizadas, de oeste para leste, três zonas de cisalhamentos dextrais principais: Cocalinho, Aruanã e Britânia, que formam as zonas de depocentro para as calhas que drenam os principais rios e sedimentos que controlam a Bacia do Bananal. Dados estruturais, geológicos e geofísicos da Faixa Paraguai são consistentes com um modelo de curvatura oroclinal na escala litosférica de uma margem convergente durante as últimas etapas de deformação no final do Criogeniano, decorrente do fechamento do Oceano Clymene. Esta deformação resultou em intenso encurtamento E-W e N-S, a depender da proximidade do anteparo, produzindo um trend linear N-S e E-W, respectivamente. O Oroclínio Paraguai Setentrional é reconhecido pelas mudanças geométricas das estruturas pretéritas formadas na Bacia Paraguai, resultante da tendência de dobras relacionadas aos empurrões que se formaram durante o Orógeno Paraguai, que aproveitaram estruturas pré-existentes do rifteamento inicial. A integração geofísica-geológica sugere que as camadas sedimentares da Faixa Paraguai foram inicialmente depositadas numa bacia de margem passiva com extensões retilíneas e comprimentos superiores a 350 km. Na fase orogênica, a deformação impressa nestas rochas gerou intenso encurtamento crustal, formando dobras apertadas e de charneiras espessadas, sinclinais e anticlinais, até isoclinais, com dobras com flancos na direção nordeste, por vezes rompidos, formando descontinuidades que evoluem para zonas de cisalhamentos. Esse contorno geométrico encurvado da Faixa Paraguai, mostra que o mecanismo de geração de traços estruturais curvos são frutos dos obstáculos, que servem de anteparo a propagação da deformação, devido à movimentação convergente de blocos continentais durante o desenvolvimento da orogenia Brasileira. Neste caso, os blocos podem ser referidos como o Cráton Amazônico situado a norte, e o Bloco Paranapanema e São Francisco a sul e nordeste, na atual posição geográfica. Outra característica e peculiaridade desta fase do Orógeno Paraguai referem-se à sua vergência e cinemática. A porção ocidental da FP (Área Planalto da Serra) apresenta vergência prioritariamente para NW, e no setor oriental (Área Nova Xavantina) admite vergência preferencialmente para SE. Esse comportamento pode ser explicado por uma estrutura em flor positiva em um sistema transpressional, reativando as antigas falhas normais do rifte precursor da Bacia do Paraguai. Como resposta ao processo deformacional decorrente da orogênese Brasileira que formou todo o padrão de dobras fechadas e isoclinais, bem como a verticalização das camadas de metassedimentos dos grupos Cuiabá e Araras na Faixa Paraguai (zona pericratônica e interna), é gerada uma região de subsidência flexural resultante na inversão tectônica da bacia, e a formação de possíveis depocentros que serviram como aporte para a deposição dos sedimentos do Grupo Alto Paraguai (formações Raizama, Setotuba e Diamantino), em sistema de foreland basin.

Abstract

Paraguay Belt (PB) is a neoproterozoic folded belt, built along the southern edge of the Amazonian Craton and of Rio Apa Block, and constitutes the western portion of Tocantins Province. It was formed during Rodinia break-up and later affected by the Brasiliano-Pan-African orogeny, related to the West Gondwana construction. The evolutive history of rocks exposed southward of Amazonian paleocontinent represents extensional tectonics followed by the development of a passive margin, however it is poorly known. The data presented in this thesis are based on regional geologic mapping and support new perspectives for studying the rifting processes in Paraguay Belt. During field work several extrusive rocks were identified, such as hyaloclastites, scoria and metabasalts, as well as intrusive mafic-ultramafic rocks and ignimbrites, associated to diamictites, carbonate rocks and iron formations. Pyroclastic rocks in the eastern limit of Paraguay Belt represent two eruptive styles. The hyaloclastite lava flow and assimilated scoria bomb mark the Surtseyan-type eruption, powered by the interaction between magma and water. Acid tuff and ignimbrite covering major areas characterize the more explosive Plinian-type eruption in subaerial environment. U-Pb isotopic analyses yielded the age of the rift in Paraguay Belt, which is simultaneous to the assembly of West Gondwana. Rocks of Nova Xavantina Metavolcanosedimentary Sequence mark the beginning of a polycyclic basin, with at least two compositionally distinct magmatic chambers, 745 Ma metabasalts representing the initial formation of an ocean floor and 735 Ma felsic volcanic rocks. Another extensional event is assigned by gabbros with 714 Ma. Associated with the end of West Gondwana amalgamation, in 577 Ma, alkaline ultramafic rocks represent the last magmatic phase of the area and might be related to the Planalto da Serra Alkaline Complex. Tuffaceous rocks, associated to iron formation, interbedded with latter carbonate rocks and superior diamictites, yield ages similar to metabasalts, indicating that glaciomarine deposition may be associated to "Sturtian" glaciation, during Rodinia break-up. Diamictites covering BIF's and volcanic rocks are reported also in Franklin Province, bordering Laurentia, where Snowball Earth glaciation follows major hyaloclastite effusion of 716 Ma. Paraguay Belt sedimentary rocks display a wide variety of TDM values, suggesting a change of the source area during the basin evolution, which is expected for areas affected by complex tectono-magmatic events. The most ancient sediments show Nd signatures compatible with Central Amazonian Province, in Amazonian Craton. TDM ranging between 1.6 and 2.1 Ga may be related to a mixture of Central Amazonian rocks and younger rocks from Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniano or Sunsás provinces. Diamictites exposed in eastern Paraguay Belt were deposited in Cryogenian glacial and interglacial environments, probably between "Sturtian" and "Marinoan" glaciation events. They cover a carbonate platform and represent slope deposits formed by turbidites, with incorporation of limestone deposited in the shallow platform and latter redeposited in deep water. Glaciomarine rocks of Paraguay Belt register the three global glacial events, Sturtian in 710 Ma, Marinoan in 635 Ma and Gaskiers in 580 Ma. High resolution airborne geophysical survey provides critical information to understand the tectonic history of South-American Brasiliano folded belts. Little is known about the basement framework of Paraguay Belt, covered by Paraná, Parecis and Bananal basins. Using magnetometric processing several EW-NE faults, Campinápolis (CAL) and General Carneiro (GCL) lineaments, were identified. They may have been responsible for rift opening and spreading, where volcanosedimentary successions deposited. Fusion of Bouguer anomaly map with magnetic 1DV allowed recognizing a set of structures between CAL and GCL, marked by discontinuous magnetic high amplitude and frequency, which represent several shear zones, like Santo Antônio do Leste, Nova Xavantina and Poxoréo (SZSAL, SZNX e SZPX). High Bouguer anomalies trending EW and inflected towards NE are spatially correlated with magnetic lineaments, which may represent crustal discontinuities between different tectonic blocks. Moreover, gravimetric anomalies may assign the magma formed during pre- and syn-rift stages. Magnetic Vector Inversion (MVI) yielded a model coherent with the deformation of volcanic rocks in the area, displaying boudins and stretching and with the magmatic chamber located in medium depths, ca. 3700 m. It is emphasized that Transbrasiliiano Lineament (TBL) crosscuts the Paraguay Belt in the far East of the area and may influence the extension north-northeastwards to Araguaia Belt. Several N20-30E strike-slip faults, with some curved parts, represented by extended beams of magnetic anomalies with high amplitude and frequency, characterize TBL. It is also composed of three major shear zones, Cocalinho, Aruanã and Britânia, with dextral kinematics, which drain the rivers and control the deposition of Bananal Basin. Structural, geologic and geophysics data of Paraguay Belt are consistent with a model of a lithospheric-scale oroclinal, formed in the late Cryogenian deformation, during the closing of

Clymene Ocean. Deformation led to intense E-W or N-S shortening, depending on the proximity of the backstop. Geometric variation of structures formed during rifting of Paraguay Basin, marked by folds and thrusts along former normal faults, characterizes the Southern Paraguay Orocline. It is also assigned by tight to isoclinal folding and up-right dipping of Cuiabá and Araras groups rocks in the Pericratonic and Internal zones. Using geophysic-geological integration it is suggested that the sedimentary beds were deposited along passive margin basins wider than 350 km. In orogenic phase rocks were intensely shortened, forming tight to isoclinal folds with thickened hinge zones, striking NE, eventually transposed along shear zones. The curved geometry of Paraguay Belt results from backstops which hinder the propagation of strain. In this case, backstops are Amazonian Craton to the North and Paranapanema Block and São Francisco Craton to the South and Northeast, in nowadays geographic position. The western portion of Paraguay Belt (Planalto da Serra area) verges towards NW, while the eastern sector (Nova Xavantina area) verges mainly towards SE. This feature may represent a positive flower structure, formed by reactivation of normal faults during transpressive tectonics. In response to the orogenic deformation and the consequent tectonic inversion of the basin, a foreland basin was formed by flexural subsidence. Sedimentary rocks of Alto Paraguay Group (Raizama, Sepotuba and Diamantino formations) represent this deposition.

INTRODUÇÃO

A construção e ruptura dos supercontinentes são processos tectônicos globais que ocorreram durante a evolução geológica da Terra e deixaram registros que podem ser investigados por diferentes abordagens científicas. Todas as margens continentais passivas desenvolvidas desde o Neoproterozoico tornaram-se margens ativas (Finn e Pisarevsky, 2007). Por isso, terrenos precambrianos frequentemente registram assinatura tectônica obliterada pela deformação, retrabalhamento, reativação e ocultação do embasamento por coberturas sedimentares recentes. Discussões relevantes sobre a história da configuração e ruptura do supercontinente Rodínia (Hoffman, 1991; Dalziel, 1992, 1997; Powell et al., 1994; Karstrom et al., 1999; Loewy et al., 2003; Wingate e Giddings, 2000; Li e Powell, 2001) tem focado na evolução de margens colisionais e rifteadas.

A dispersão do Rodínia e a montagem paralela do Gondwana dominou a rápida evolução paleogeográfica do Neoproterozoico Superior e Fanerozoico Inferior. Dados magnéticos de alta resolução são ferramentas poderosas para delimitar a geometria de corpos geológicos em subsuperfície e sua correlação com as unidades geológicas aflorantes (Stewart e Betts, 2010; Del Río et al., 2012). Quando associados aos dados gravimétricos fornecem visões similares, no que tange aos elementos estruturais maiores, e auxiliam na reconstrução do arcabouço tectônico de terrenos antigos, que estão encobertos por depósitos sedimentares recentes (Stewart e Betts, 2010; Finn e Pisarevsky, 2007; Del Río et al., 2012; Murthy, 2015).

Evidências que sustentam a existência e separação do supercontinente Rodínia são fornecidas pelas sucessões de rochas expostas globalmente e cronocorrelatas, com características de ambientes de margem passiva, formadas por rochas vulcânicas, siliciclástica, diamictitos, BIF's e carbonatos (Wingate e Giddings, 2000; Diren e Crawford, 2003; Gasquet et al., 2005; Abati et al., 2010; Keeley et al., 2012; Williamson et al., 2016).

Várias questões permanecem incompreendidas com respeito a reconstruções paleocontinentais durante o ciclo de vida do supercontinente Rodínia (ca. 1200-600 Ma; Li et al., 2008). A deposição de tilitos criogenianos e ediacaranos associados a rochas vulcânicas foi acompanhada por eventos de rifteamento que representam a separação inicial do Rodínia. A sincronicidade dos depósitos glaciais é uma das previsões dos modelos globais de glaciação. Grandes esforços estão sendo feitos para melhorar a estratigrafia e a geocronologia de sequências contendo depósitos glaciais, à medida que os eventos glaciais são contemporâneos ao reaparecimento das formações ferríferas bandadas (BIF) depois de mais de 1 bilhão de anos (Klein e Beukes, 1993).

Reconstruções geológicas de cinturões dobrados neoproterozoicos no Oeste Gondwana (Porada, 1989; Trompette, 1994) mostram uma possível ligação entre a Faixa Dobrada Paraguai-Araguaia, no centro-norte do Brasil, e o cinturão Mauritanide-Rokelide, no noroeste da África, com a identificação de ofiolitos fragmentados na Faixa Dobrada Araguaia Neoproterozoica (Paixão e Nilson, 2002; Kotshcoubey et al., 2005).

Do ponto de vista estratigráfico, os cinturões Paraguai e Araguaia têm sequências de cobertura de plataforma semelhantes, conectadas e encontram-

se margeando o Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa, na porção ocidental da Província Tocantins, e, podem ser considerados como um único cinturão dobrado brasileiro (Almeida, 1974).

A história da abertura e rifteamento a sul do paleo-continente Amazônico, com a implantação de uma tectônica extensional, e o desenvolvimento da margem passiva da Faixa Paraguai é pouco conhecida. O reconhecimento de rochas extrusivas como hialoclastitos, escórias e metabasaltos, assim como intrusivas máfica-ultramáficas, além de depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos (Silva, 2007), associado a sucessões e intercalações de diamictitos, carbonatos e formações ferríferas, abrem uma nova perspectiva para estudar os processos de rifteamento desta bacia neoproterozoica na porção central do Brasil. Contudo, poucos exemplos de vulcanismo explosivo neoproterozoico são bem descritos e preservados no mundo (Keeley et al., 2012; Williamson et al., 2016).

A Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina formada por depósitos vulcanoclásticos associados à sedimentação glaciomarinha preserva um registro estratigráfico que pode mensurar como se desenvolveu a paleogeografia bordejante ao paleo-continente Amazônico durante a fragmentação do Rodínia.

Posteriormente à fase de ruptura, a orogenia Brasileira foi um evento colisional de grande escala que envolveu a amálgama de múltiplos continentes, núcleos e fragmentos cratônicos na consolidação do Oeste Gondwana, durante o Neoproterozoico.

Este trabalho busca elucidar problemas de evolução da margem passiva desenvolvida nas bordas do Cráton Amazônico por meio de dados geofísicos de magnetometria e gravimetria que possibilitem análises geológicas, e, particularmente, análise estrutural e cinemática. Compreender a geometria das paleo-descontinuidades crustais precursoras do desenvolvimento da margem passiva, cujo avanço resultou na formação da bacia oceânica e associações sedimentares relacionadas às Faixas Paraguai-Araguaia, é fundamental na dinâmica dos processos geotectônicos. Diante deste ambiente e da existência de rochas magmáticas na área, únicas por toda a Faixa Paraguai, propõem-se apresentar com base nas relações de campo, descrição textural dos tipos genéticos relacionados a fases de erupção e outras características dos fragmentos a elas relacionadas, o ambiente de formação, deposição e estilos de erupção destes vulcões antigos. A combinação desses dados com dados geocronológicos permite sugerir uma seção estratigráfica para os eventos magmáticos e sedimentares associados e entender qual a relação deste ambiente com as demais margens continentais que se formaram durante a Ruptura do Rodínia, no período de 750 Ma, a nível global.

Posteriormente, com a consolidação do Oeste Gondwana, o foco do estudo é a restauração do cinturão orogênico (Faixa Paraguai) periférico ao Cráton Amazônico, utilizando imagens aerogeofísicas (magnetométricas e gamaespectrométricas) combinado com estudos de campo, com uma análise tridimensional do estado de deformação finita impressa nas rochas metassedimentares que compõem esta unidade tectônica na Província Tocantins, parte central do Brasil.

E por fim, o uso de análises isotópicas Sm-Nd combinadas com análises U-Pb em zircões detríticos e dados de geologia de campo possibilitaram inferir a idade deposicional limite e a proveniência destas sucessões sedimentares,

em relação à margem do Cráton Amazônico, subsidiando as interpretações do ambiente, arcabouço e evolução da bacia deposicional. O registro também contém provas da ruptura do supercontinente Rodínia e, portanto, pode fornecer informações importantes sobre o modelo de placa tectônica e evolução continental.

OBJETIVO

Devido ao ineditismo dos temas a tese intitulada **Evolução Tectônica de Rift para Margem Passiva da Faixa Paraguai-Mato Grosso, Brasil Central** é apresentada na forma de quatro artigos, mostrando o significado e importância destes estudos desde a ruptura do paleo-continente Amazônico, na fase de rifte, evoluindo para uma margem passiva e, conseqüentemente, seu fechamento, que originou a construção do Oeste Gondwana, decorrente da orogenia Brasileira.

A. 750 Ma basic hyaloclastite and felsic Volcanism in the Passive Margin of the Northern Paraguay Belt, Central Brazil: Rodinia Break-Up in Western Gondwana.

Descrição textural dos tipos genéticos dos depósitos de rochas vulcanoclásticas e intrusivas na região de Nova Xavantina, Faixa Paraguai oriental, para compreender os estilos de erupções e ambientes formadores, e a correlação do vulcanismo com rochas sedimentares químicas e clásticas, e, associado a dados geocronológicos U-Pb, entender como os diversos ambientes desenvolvidos na ruptura do Rodínia estão crono-correlados globalmente;

B. Airborne survey in the reconstruction of the Neoproterozoic Passive to Active Margin in the Eastern Paraguay Belt, Central Brazil.

Uso de imagens aerogeofísicas e gravimétricas para reconstruir a paleo-arquitetura crustal durante o rifteamento do paleo-continente Amazônico e o desenvolvimento de uma margem passiva que gerou a Faixa Paraguai, e a influência do Lineamento Transbrasiliano no limite da faixa;

C. Shortening history of the Neoproterozoic Oroclinal bending Paraguay Belt, Central Brazil, based on structural interpretation of Field and High Resolution Airborne Survey.

Aerogeofísica e dados de campo na reconstrução de estruturas oroclinais e entendimento da cinemática-estrutural das deformações desenvolvidas na Faixa Paraguai oriental, provenientes da amalgamação do Oeste Gondwana durante a orogenia Brasileira;

D. Proveniência dos Sedimentos da Sequência Marinha Rasa da Margem Passiva da Faixa Paraguai e Glaciação Associada.

Análises isotópicas Sm-Nd combinadas com análises U-Pb em zircões detríticos e à geologia de campo permitem inferência sobre a idade limite deposicional e a proveniência destas sucessões sedimentares, em relação à margem do Cráton Amazônico, subsidiando as interpretações do ambiente, arcabouço e evolução da bacia deposicional;

750 Ma basic hyaloclastite and felsic volcanism in the passive margin of the Northern Paraguay Belt, Central Brazil: Rodinia Break-Up in Western Gondwana

Marcelo Ferreira da Silva,^{a*} Elton Luiz Dantas^b, Massimo Mateini

^aCPRM - Geological Survey of Brazil;

^bLaboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília 70910-900 Brasília, DF, Brazil;

*corresponding author: marcelo.ferreira@cprm.gov.br

Resumo

A dispersão do Rodínia e a montagem paralela do Gondwana dominou a rápida evolução paleogeográfica do Neoproterozoico superior e Fanerozoico inferior. A história da abertura e rifteamento a sul do paleo-continente Amazônico, com a implantação de uma tectônica extensional, e o desenvolvimento da margem passiva da Faixa Paraguai (FP) é pouco conhecida. Dentro da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, inserida na FP oriental, foram reconhecidas rochas extrusivas como hialoclastitos, escórias e metabasaltos, assim como intrusivas máfica-ultramáficas, além de depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos, associados a sucessões e intercalações de diamictitos, carbonatos e formações ferríferas, dando uma nova perspectiva para estudar os processos de rifteamento desta bacia neoproterozoica na porção central do Brasil. Dois estilos de erupções piroclásticas são identificados, a erupção explosiva Surtseyana básica-ultrabásica determinada pelos derrames de lava de hialoclastitos e bombas de escórias assimiladas, potencializada pela interação magma-água. O outro pertencente ao estilo Pliniano relacionado às rochas ácidas tufáceas e ignimbríticas provenientes de explosões muito mais violentas em ambientes subaéreos, com as maiores áreas de exposição na região. O desenvolvimento da bacia abrigou a instauração de ambientes subaquosos rasos desde lacustrinos, lagos salgados e até provavelmente proto-oceanos. Fazem parte de um vulcanismo sin-rifte com caráter bimodal. Constata-se pelas idades do vulcanismo que ocorreram pelo menos três eventos relacionados à formação do ambiente extensional formador da bacia rifte da Faixa Paraguai. Sugerindo tratar-se de uma bacia policíclica, tornando-a muito mais complexa que uma simples abertura, exigindo no mínimo duas câmaras magmáticas de composições antagônicas, com a formação inicial de um assoalho oceânico formado por metabasaltos de idade 745 Ma, crono-correlatos com a idade das vulcânicas félsicas de 735 Ma. Relacionadas ainda ao evento extensional ocorre outro evento de formação de rochas vulcânicas intrusivas gabróicas com idade de 714 Ma. Já no final da amalgamação do Oeste Gondwana, ocorre à última fase magmática, relacionada às rochas alcalinas ultramáficas de 577 Ma, e que pode estar ligada ao Complexo Alcalino Planalto da Serra. Ambientes vulcanogênicos desta natureza requerem a formação de caldeiras, e por meio de imagens satelitais é possível distinguir estruturas que se assemelham a uma caldeira responsável pelas erupções explosivas. Estas idades estão relacionadas cronoestratigraficamente com diversos terrenos de margens continentais ativas provenientes da ruptura do supercontinente Rodínia, que assumiram uma identidade semelhante a nível global.

Introdução

Estudos geológicos em margens continentais associadas a vulcanismo (do tipo Atlântico Norte), sem vulcanismo (tipo Ibéria-Newfoundland), margens passivas e riftes continentais (rifte do Leste Africano, sistema de rifte Baikal) têm fornecido uma melhor compreensão sobre o processo de rifteamento e ruptura das placas continentais, e fragmentação dos supercontinentes (Nance et al., 2002; Péron-Pinvidic e Manatschal, 2009). O momento da amalgamação

e ruptura dos supercontinentes prioritariamente se concentra nas margens continentais durante a sua construção.

A aglutinação do Rodínia ocorreu por volta de 900 Ma como uma consequência de uma cadeia global de orogenia Grenviliana (Li et al., 2008). A ruptura é frequentemente considerada como um processo de dois estágios, com rifteamento da Laurentia Ocidental iniciando em 800-750 Ma e Laurentia Oriental por volta de 600 Ma (Li et al., 2008a). A dispersão do Rodínia e a montagem paralela do Gondwana dominou a rápida evolução paleogeográfica do Neoproterozoico superior e Fanerozoico inferior.

O momento e a duração do rifteamento do Rodínia no Leste do Gondwana é bem documentado, por exemplo, na formação da margem passiva Norte Americana ocidental e Sul da China, até o Paleozoico, evidenciado por enxame de diques máficos e sills gabroicos, com idade iniciando em cerca de 780 Ma (Harlan et al., 2003; Keeley et al., 2012). Apenas os registros sedimentares de bacias rifte dão uma clara indicação do rifteamento mecânico, enquanto a sedimentação e vulcanismo em bacias rifte se desenvolvem em eventos sucessivos que têm sido datados entre 820 e 750 Ma, com uma fase final não vulcânica entre 750 a 690 Ma na China, Estados Unidos (USA) e Canadá (Lee et al., 1998; Li et al., 2003; Wang e Li, 2003; Lin et al., 2007). Sucessivos pulsos de vulcanismo associados a espessas sucessões sedimentares, mostram idades variando de 716-711 Ma (Macdonald et al., 2010), aproximadamente 688 Ma (Ferri et al., 1999) e por volta de 685 Ma (Lund et al., 2003), até 580-570 Ma (Christie-Blick e Levy, 1989; Colpron et al., 2002).

Importante ressaltar nas constatações de Keeley et al. (2012) que a deposição dos diamictitos glaciogênicos foram sincrônicos com o vulcanismo basáltico final e sugere que o vulcanismo basáltico, dado por hialoclastitos, era temporariamente relacionado ao vulcanismo silícico representado por clastos de vulcânicas félsicas e tufos, bem documentado em diversos lugares do mundo, como no USA e Antártica (Goodge et al., 2002; Cooper et al., 2011). O momento da alocação destas erupções vulcânicas e sills é imediatamente anterior a deposição de carbonatos, caracterizando uma glaciação generalizada, considerada um evento global, Sturtiano, durante o período Criogeniano, quando se considera a teoria do Snowball Earth (Narbonne e Aitken, 1995), e tem sido associado ao evento glacial "Sturtiano". A associação BIF-diamictito é uma das principais evidências da hipótese Snowball Earth (Hoffman et al., 1998; Hoffman e Schrag, 2002), cujos estratos procuram sustentar, respaldada pelos modelos paleogeográficos, o rifteamento do Rodínia e as drásticas flutuações tectônicas e climáticas próximas ao início da vida complexa (Macdonald et al., 2010; Lorentz et al., 2004; Corsetti et al., 2007).

A presença de hialoclastitos, rocha formada pela cristalização abrupta por arrefecimento (*quench*), junto com os extensivos fluxos de lava, grandes volumes de material que se forma devido à fragmentação não explosiva de erupção de lava (Lonsdale e Batiza, 1980; Batiza et al., 1984, 1989; Smith e Batiza, 1989; Batiza e White, 2000), é característico do vulcanismo efusivo em ambientes subaquosos, o tipo mais comum de vulcanismo na Terra, especialmente ao longo de cadeias meso-oceânicas (Batiza e White, 2000), e pode ser usado como uma ferramenta de correlação crono-estratigráfica para os modelos de reconstrução de supercontinentes no Neoproterozóico.

Vulcanismo subaquoso raso produz cones de tufo que frequentemente se desenvolvem em grupos que compreendem partes de campos vulcânicos monogenéticos. Alguns cones hidrovulcânicos podem ser correlacionados com “Surtseyan”, com base na sua semelhança com os depósitos associados da ilha vulcânica Surtsey (Thorarinsson, 1967; Kokelaar e Durant, 1983; Kokelaar, 1983; Moore, 1985).

Já no caso do Oeste Gondwana, a história evolutiva do supercontinente envolveu colisões continentais entre os blocos crustais Sul Americano e Africano, iniciando por volta de 850-750 Ma (Porada, 1989; Trompette, 1994; Brito Neves et al., 1999; Cordani et al., 2003) e se estendendo até 550-500 Ma. Entretanto, a locação dos limites dos blocos crustais, normalmente representados por sistemas de nappes e sequências ofiolíticas marcando as zonas de suturas, configuram um problema na reconstrução dos modelos de correlação entre eles. As idades dos ofiolitos servem como um elemento de correlação diagnóstico das faixas dobradas Neoproterozoicas durante a construção do Oeste Gondwana, especialmente em referência ao Brasil central e África.

Os relictos de crosta oceânica nos terrenos Anti-Atlas oriundos do rifteamento em *inliers* (ofiolitos do Grupo Bou-Azzer no Marrocos) intrudidos por plagiogranitos datados em 760 Ma (Samson et al., 2004) indicam que a idade mínima desta formação e este estágio de rifteamento podem ser correlacionados com o início de ruptura Neoproterozoica do supercontinente Rodínia. Já o estágio de oceanização, registrado na porção central do Brasil, é representado pela assembleia ofiolítica Quatipuru, na Faixa Araguaia, datada em 757 ± 49 Ma, com valores $\epsilon Nd = +6.6$, que indicam fonte mantélica depletada (MORB) (Paixão, 2009). Desta forma são correlacionadas ao estágio de formação de litosfera oceânica formado por fragmentos ofiolíticos pertinentes às faixas Mauritanide-Bassaride-Rokelide no norte do Cráton Oeste África e as rochas vulcânicas toleíticas relacionadas às suítes plutono-vulcânica calcio-alcálicas com idades que variam entre 650 e 700 Ma (Dallmeyer e Villeneuve, 1987; Dallmeyer e Lécorché, 1989)

Do ponto de vista estratigráfico os cinturões Paraguai e Araguaia têm sequências de cobertura de plataforma semelhantes representadas por formações ferríferas bandadas e carbonatos com fósseis (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001). Juntos com posição margeando o Cráton Amazônico podem ser considerados como um único cinturão dobrado Brasileiro (Almeida, 1974).

A história da abertura e rifteamento a sul do paleo-continente Amazônico, com a implantação de uma tectônica extensional, e o desenvolvimento da margem passiva da Faixa Paraguai (FP) é pouco conhecida.

O reconhecimento de rochas extrusivas como hialoclastitos, escórias e metabasaltos, assim como intrusivas máfica-ultramáficas, além de depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos (Silva, 2007), associado a sucessões e intercalações de diamictitos, carbonatos e formações ferríferas, abrem uma nova perspectiva para estudar os processos de rifteamento desta bacia neoproterozoica na porção central do Brasil.

Contudo, poucos exemplos de vulcanismo explosivo Neoproterozóico são bem descritos e preservados no mundo. Assim o principal objetivo deste artigo é apresentar a descrição de campo e textural dos tipos genéticos relacionados a fases de erupção, e outras características dos fragmentos a elas

relacionadas, para entender o ambiente de formação, deposição e estilos de erupção destes vulcões antigos na Faixa Paraguai.

Além disso, o foco deste artigo é determinar pelo método U-Pb LA-ICPMS em zircões, a idade deste vulcanismo relacionado à ruptura crustal do paleocontinente Amazônico.

Geologia Regional

A Faixa Paraguai, segundo a definição de Almeida (1965), é uma unidade geotectônica Brasileira-Pan-africana de destaque na região central do continente sul-americano, que borda marginalmente o Crátom Amazônico, sendo composta por uma espessa sucessão de rochas sedimentares glaciomarinhas, turbiditos, carbonatos e siliciclásticas depositadas em um ambiente de margem passiva (Alvarenga, 1990; Alvarenga e Saes, 1992; Alvarenga e Trompette, 1992; 1993; Alvarenga et al., 2000). Ainda segundo (Almeida, 1974), as Faixas Paraguai e Araguaia, são unidades que podem ser tratadas como um único cinturão dobrado Brasileiro, uma vez que estratigraficamente são similares, quanto ao tipo de cobertura plataformal, representadas pelas formações ferríferas bandadas e carbonatos com fósseis de idade Vendiana (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001) e relativas localizações marginais em relação ao Crátom (fig. 1).

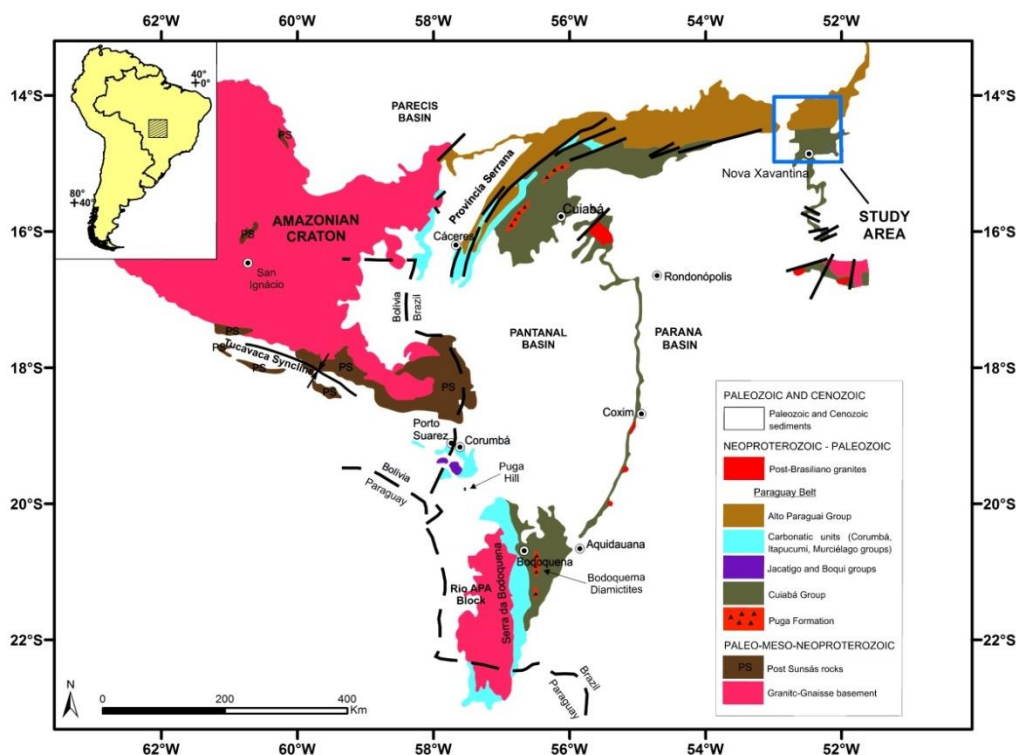


Fig. 1. Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Crátom Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986). O polígono azul demarca a localização da área de estudo. Limite oriental da Faixa Paraguai.

Diferentes colunas estratigráficas propostas para a Faixa Paraguai mostram controvérsias sobre a posição estratigráfica de unidades localizadas

na porção norte e sul ao longo de toda a extensão da faixa, que alcança mais de 1000 km (tab. 1). As rochas da zona interna (Grupo Cuiabá), mais fortemente metamorfoseadas e dobradas, foram consideradas como mais antigas que aquelas da Formação Diamantino, Raizama, Araras, Puga e Bauxi que constituem a cobertura cratônica e a zona externa da faixa (Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho e Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho et al., 1975; Corrêa et al., 1979; Nogueira e Oliveira, 1978; Oliva et al., 1979; Schobbenhaus Filho e Oliva et al., 1979; Schobbenhaus Filho et al., 1981; 1984; Barros et al., 1982; Araújo et al., 1982; Almeida, 1984; Alvarenga, 1984).

O Grupo Cuiabá é recoberto, ou lateralmente equivalente, aos diamictitos da Formação Puga. Rochas carbonáticas do Grupo Araras sobrepõem abruptamente aos diamictitos da Formação Puga. Espessos depósitos glaciomarinheiros da Formação Puga ocorrem ao longo da Faixa Paraguai em sua porção norte e sul (Alvarenga et al., 2011), e os mais jovens diamictitos da Formação Serra Azul que cobrem os calcários do Grupo Araras, são restritos ao norte da Faixa Paraguai (Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008). A idade desta plataforma carbonática de borda de bacia, tem sido correlacionados com a glaciação global Criogeniana superior (Marinoana) de ~635 Ma (Alvarenga e Trompette, 1992; Nogueira et al., 2003) e tem sido usadas para correlacionar com mudança climática globais e extremas na hipótese de snowball/slushball Earth (Hyde et al., 2000; Hoffman e Schrag, 2002; Nogueira et al., 2003; MCGee et al., 2015a, b; Babinski et al., 2013). Contudo, novas hipóteses sobre as idades das glaciações na Faixa Paraguai, sugerem que podem ser Marinoana (~635 Ma) ou Gaskiers (~582 Ma). (Babinski et al., 2006; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007).

A Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina foi individualizada do Grupo Cuiabá por Pinho (1990), considerando como unidades contemporâneas. Ele interpreta que sua origem estaria associada a um ambiente marinho, possivelmente do tipo back-arc. Enquanto, que é considerada como mais antiga que o Grupo Cuiabá, por Martinelli et al. (1998). Por outro lado, Almeida (1974) e Ruiz e Santos (1999) sugeriram que estas rochas vulcânicas representam o embasamento do Grupo Cuiabá na região do trabalho.

Northern Paraguay Belt								
Western Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt		
Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008.		Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978.		Luz et al., 1980		Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, 2018.		
Group	Formation	Group	Formation	Group	Formation	Group	Formation	
Alto Paraguai	Diamantino	Araras	Guia	Alto Paraguai		Alto Paraguai	Diamantino	
	Sepotuba						Sepotuba	
	Raizama						Raizama	
	Serra Azul						Serra Azul	
Araras	Nobres		Mirassol d Oeste			Araras	Pacu	
	Guia						Guia	
	Mirassol d Oeste							
	Puga	Cuiabá	Puga	Cuiabá			Cuiabá	
			Undivided				Subunit 8	Nova Xavantina Metavolcanosedimentary Sequence
							Subunit 7	
							Subunit 6	
							Subunit 5	
							Subunit 4	
							Subunit 3	
							Subunit 2	
	Subunit 1							

Tab. 1. Propostas de colunas estratigráficas de vários autores para os domínios norte (superior) e sul (inferior) da Faixa Paraguai. Para ambos os domínios, a natureza de contato entre o Grupo Cuiabá e a Formação Puga é mal estabelecida. Já consta a proposta deste trabalho na coluna estratigráfica (A) considerando a Sequência Metavolcanosedimentar Nova Xavantina como a base da Faixa Paraguai Oriental (Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, unpublished).

A presença de gabros e metabasaltos nas rochas da região de Nova Xavantina, apresentando valores de ϵNd positivos e assinatura geoquímica semelhante à magmatismo do tipo MORB, sugere envolvimento de crosta oceânica no desenvolvimento da Faixa Paraguai (Dantas et al., 2006). Bem como a idade absoluta obtida pelo método U-Pb SHRIMP de rocha metavulcânica ácida, pertencente à Sequência Nova Xavantina, é em torno de 750 Ma, considerando-a como a idade de cristalização da rocha, e conseqüentemente, o vulcanismo explosivo durante o evento de rifteamento extensional (Dantas et al., 2007). Esse evento de vulcanismo foi descrito por Silva (2007), que reconhece rochas piroclásticas ácidas (ignimbritos) e básicas (escórias), indicando o caráter bimodal do vulcanismo e sugerindo que esta unidade está inserida em um ambiente tectônico de rifteamento inicial evoluindo para uma margem passiva.

As rochas da Faixa Paraguai, também foram afetadas por magmatismo alcalino do Complexo Alcalino Planalto da Serra, constituindo um conjunto de rochas ultramáficas alcalinas representada por plugues, diques e derrames de direção N60-80E (Neder et al., 2005; Pinho et al., 2005; Stropper, 2014), constituídos principalmente por glimmeritos, harzburgitos e carbonatitos e brechas carbonatíticas. A idade deste complexo é admitida como neoproterozoica, baseada em datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ em flogopitas de diques e plugs glimmeritos com ca. 600 Ma. De Min et al. (2013) sugere que há uma relação entre a colocação destes corpos e o início da tectônica extensional, responsáveis pela separação dos crátons Amazônico e Laurentia. Em função desta idade, também sugerem que o início dos processos deformacionais do Grupo Cuiabá pode ser mais velho do que 600 Ma.

A idade do Grupo Alto Paraguai, composto por sedimentos clásticos, não é precisa, mas a proveniência dos sedimentos sugerem que foram depositadas em uma bacia foreland do orógeno Paraguai, que adentrou o Cambriano (Cordani et al., 1978; Bonhomme et al., 1982; Cordani et al., 1985; Dantas et al., 2009; Bandeira et al., 2012; McGee et al., 2012).

O metamorfismo de baixo grau da sequência Nova Xavantina foi datado em torno de 540 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Geraldtes et al. (2003; 2008), enquanto no Grupo Cuiabá forneceram idades entre 484 a 496 Ma (Tohver et al., 2010).

Métodos

Este trabalho é focado em mapeamento geológico de detalhe em escala 1:100.000, com o intuito de propor um novo empilhamento estratigráfico com ênfase na descrição de litofácies das sucessões vulcânicas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, além da utilização de dados geocronológicos para consolidar a interpretação dos eventos formadores da bacia rifte desenvolvida às margens do paleo-continente Amazônico. Os dados em conjunto permitem a interpretação do ambiente de formação da bacia oceânica marginal e a idade de cristalização das rochas pertencentes a ela.

Para a análise U-PB os cristais de zircão foram concentrados conforme o procedimento padrão do Laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais da Universidade Brasília (UnB), Brasil. As análises geocronológicas U-Pb foram realizadas usando uma microsonda laser ablation (new wave UP213) acoplada a LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan). O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (~0.40 L/min) e Ar (~0.90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 e o padrão interno PAD-1. As amostras de rocha foram trituradas usando um britador de mandíbula e um moinho de disco. A separação dos minerais pesados não-magnéticos incluíam procedimentos convencionais com handpanning, uso de fluidos densos (bromofórmio) e separador magnético Frantz. Os grãos de zircão foram montados em disco de epóxi e polidos, após, foram visualizados no modo de elétrons retroespalhados (BSE) para orientar as análises de LA-ICP-MS.

Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo cada na sequência: 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco e 1 padrão. Em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas 202Hg, 204 (Pb+Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb.

A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, derivada do equipamento e chumbo comum, foi realizada em planilha EXCEL, confeccionada no próprio laboratório (Bühn et al., 2009). As incertezas associadas às razões apresentadas nas tabelas são de 1σ , em porcentagem. As idades foram calculadas utilizando o ISOPLOT 3.0 e ^{238}U (Ludwig, 2003).

Para identificar estruturas de caldeira relacionadas ao vulcanismo existente na região foram usadas imagens do instrumento imageador Operational Terra Imager (OLI) do satélite Landsat 8, obtidas pelo site da U.S. Geological Survey (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Foram utilizadas as bandas 2, 3, 4 e 8 que, no espectro eletromagnético correspondem, respectivamente, às faixas da luz visível azul, verde, vermelho e pancromática (PAN), e as imagens foram tratadas usando o software ENVI 4.5.

Geologia Regional da Região de Nova Xavantina

A Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina (SMNX) aflora na extremidade leste da Faixa Paraguai, nas proximidades da cidade homônima, cujos principais afloramentos ocorrem a norte e a sul do rio das Mortes, na região do extinto garimpo “Araés” e ao longo dos córregos Laranjeiras e da Colher. O mapeamento geológico na área de estudo revela a presença destas rochas neoproterozoicas em uma janela estrutural, sobreposta por unidades sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná e da Formação Araguaia. A região é o limite entre a FP e o Lineamento Transbrasiliano (LTB), onde o LTB exerce grande influência sobre a FP. Constitui desta forma, uma zona de interferência, evidente pela mudança no *trend* das rochas da FP, que possuem direção preferencial EW na área de trabalho, e, após o truncamento com o LTB, assumem inflexão na direção N30E. Formam dobramentos apertados e falhas de arrasto, responsáveis por movimentos transcorrentes-transformantes com relação direta no desenvolvimento e continuidade da Bacia Paraguai-Araguaia para nordeste da área estudada.

O contexto geológico-estrutural das unidades litológicas deste segmento norte da Faixa Paraguai, faz com que a SMNX possa ser interpretada como representativa do vulcanismo associado ao desenvolvimento da margem passiva relacionada ao rifteamento do paleo-continente Amazônico ao longo da ruptura do Rodínia e conseqüente construção do Oeste Gondwana, durante a Orogenia Brasileira.

O mapeamento geológico permitiu a reformulação da estratigrafia local, propondo uma nova coluna estratigráfica, e redefinindo a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. As relações de campo permitiu colocar na unidade basal a litofácies vulcânica máfica com associação química constituída por metabasaltos e hialoclastitos com escórias centimétricas a métricas incorporadas, por vezes interacamadas em estruturas acunhadas (sharp) com formações ferríferas e metacherts, além de filitos, alternando para litofácies vulcânica félsica formada por metatufos, lappilli-tufos, ignimbritos e filitos. Corpos de gabros e diabásio, restritos, são intrusivos nesta sequência em metatufos e filitos (fig. 3).

Acima da sequência félsica, se observa subordinadamente contribuições clásticas, constituída de filitos e metassiltitos em contatos normais ou estão lateralmente inter-acamadadas com diamictitos, e lentes de filitos grafitosos, por contato tectônico por falhas transpressionais, verticalizando as camadas existentes. Essa unidade é seguida de litofácies glaciomarinha composta de calcilutitos, calcarenitos e diamictitos em contatos tectônicos, e por fim, sedimentos siliciclásticos, psamo-pelíticos, sustentando as cristas dobradas pertinentes à porção superior, formada por quartzitos, metassiltitos, metarenitos e metarcóseos.

A ocorrência de rochas ultramáficas alcalinas intrusivas em rochas metassedimentares psamíticas também é evidente.

Na área deste trabalho as rochas carbonáticas situam-se a noroeste e sudoeste de Nova Xavantina, expostas principalmente como lentes de braquianticlinais que sustentam os altos topográficos normalmente com direção nordeste. Composicionalmente são calcilutitos, calcarenitos e dolomitos de matriz carbonática que se sucede em contato de maneira transicional (fig. 2 a, b).

Os diamictitos ocorrem a norte e sul da cidade de Nova Xavantina, principalmente em drenagens intermitentes, expostos como lajedos ou em cortes verticalizados escavados pelas drenagens (fig. 2 c, d). Afloram lateralmente ou interacamadados com as rochas carbonáticas (calcilutitos) através de contatos normais ou por falhas. Os diamictitos são cinza-esverdeados, a matriz possui textura granular clástica, cristalina e granulometria fina até grânulos e clastos com tamanho de seixos até matacões, formados preferencialmente por calcários e quartzo. Os clastos são arredondados, angulosos e sigmoidais, sugerindo que os diacmititos foram deformados por processos de cisalhamentos transcorrentes.

A seqüência de sedimentos químicos é representada predominantemente por lentes de formações ferríferas bandadas (BIFs), que, na base exibem contatos normais com as rochas extrusivas metavulcânicas (hialoclastitos e escórias) e filitos. Ocorrem também metassiltitos, filitos e xistos intercalados subordinadamente.

São rochas bandadas, que possuem níveis milimétricos a centimétricos de hematita e/ou magnetita, de cor cinza escuro, preto e avermelhado quando oxidados e níveis de quartzo microcristalino (jaspe) (fig. 2 e, f). Há níveis onde predominam óxidos de ferro, compondo os hematititos, além de lentes de metacherts.

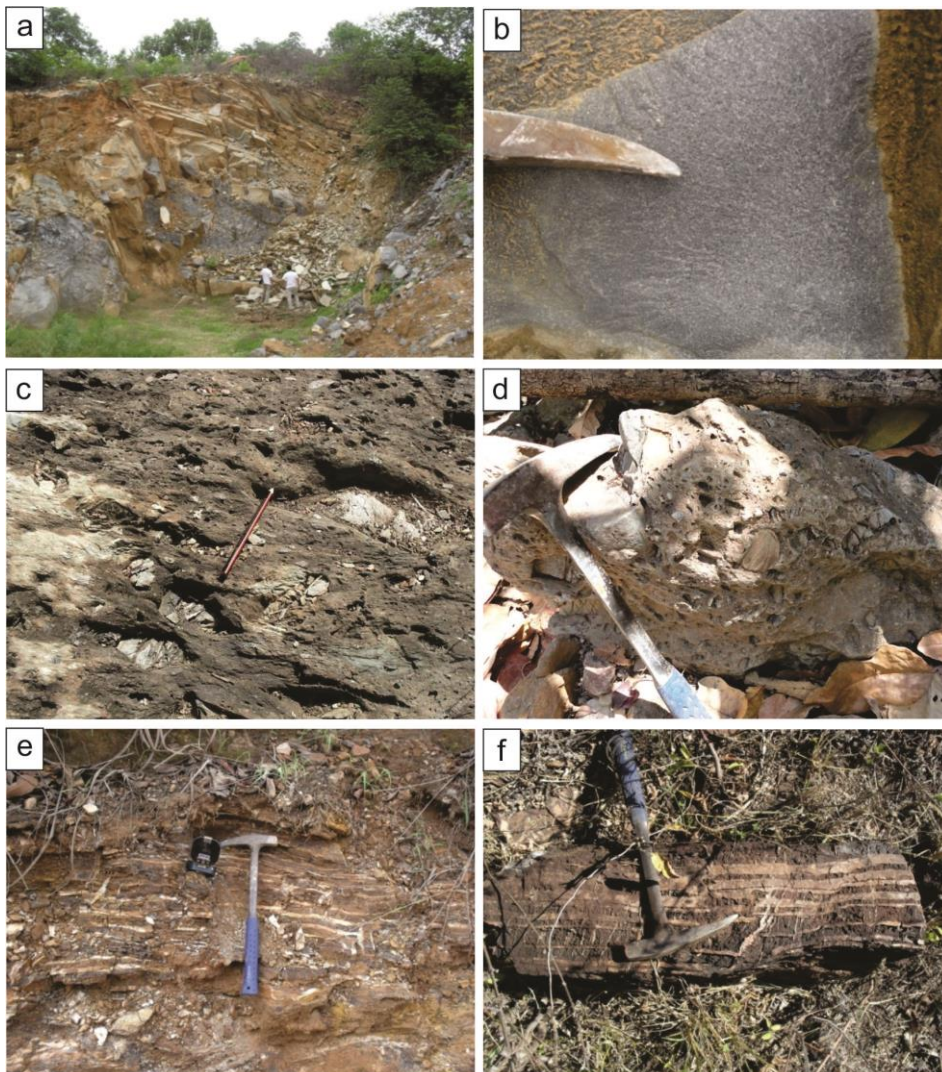


Fig. 2. a) Bancada de exploração de calcarenito cinza, capeados por calcissiltitos e filitos de cor bege-avermelhada; b) Detalhe do calcarenito cinza-escuro; c) Lajedo de diamictito com seixos estirados sigmoidais, detalhe dos clastos sigmoidais (grânulos a blocos) de calcário com estrias, mostrando cinemática preferencialmente sinistral; d) detalhe do diamictito com clastos de diversas composições e tamanhos; e) Formação ferrífera bandada (BIF) em barranco, a qual exhibe alternância de níveis quartzosos e ferruginosos, notar impregnações de manganês em cor preta; f) Blocos decimétricos de BIF com veios extensionais de quartzo cortando o bandamento, gerados em regime rúptil.

As rochas sedimentares siliciclásticas são constituídas por quartzarenitos, subarcóseos a metarcóseos e quartzitos, sustentando os altos topográficos normalmente com direção nordeste. Afloram na forma de cristas e morros, geralmente em anticlinais e sinclinais apertadas e muitas vezes com flancos verticalizados, com os eixos das charneiras com direção nordeste. Ocorrem intercaladas com as rochas sedimentares químicas e as rochas vulcanoclásticas, em contatos concordantes ou transicionais e contatos tectônicos por falhas de cisalhamento compressional ou transpressional. Os afloramentos são em corte e leitos de estrada, e encostas de serras. Na maioria das vezes possuem coloração acinzentada quando representadas pelos metarenitos e quartzitos, mas tendem a ser esbranquiçadas quando possuem mais feldspatos em sua composição.

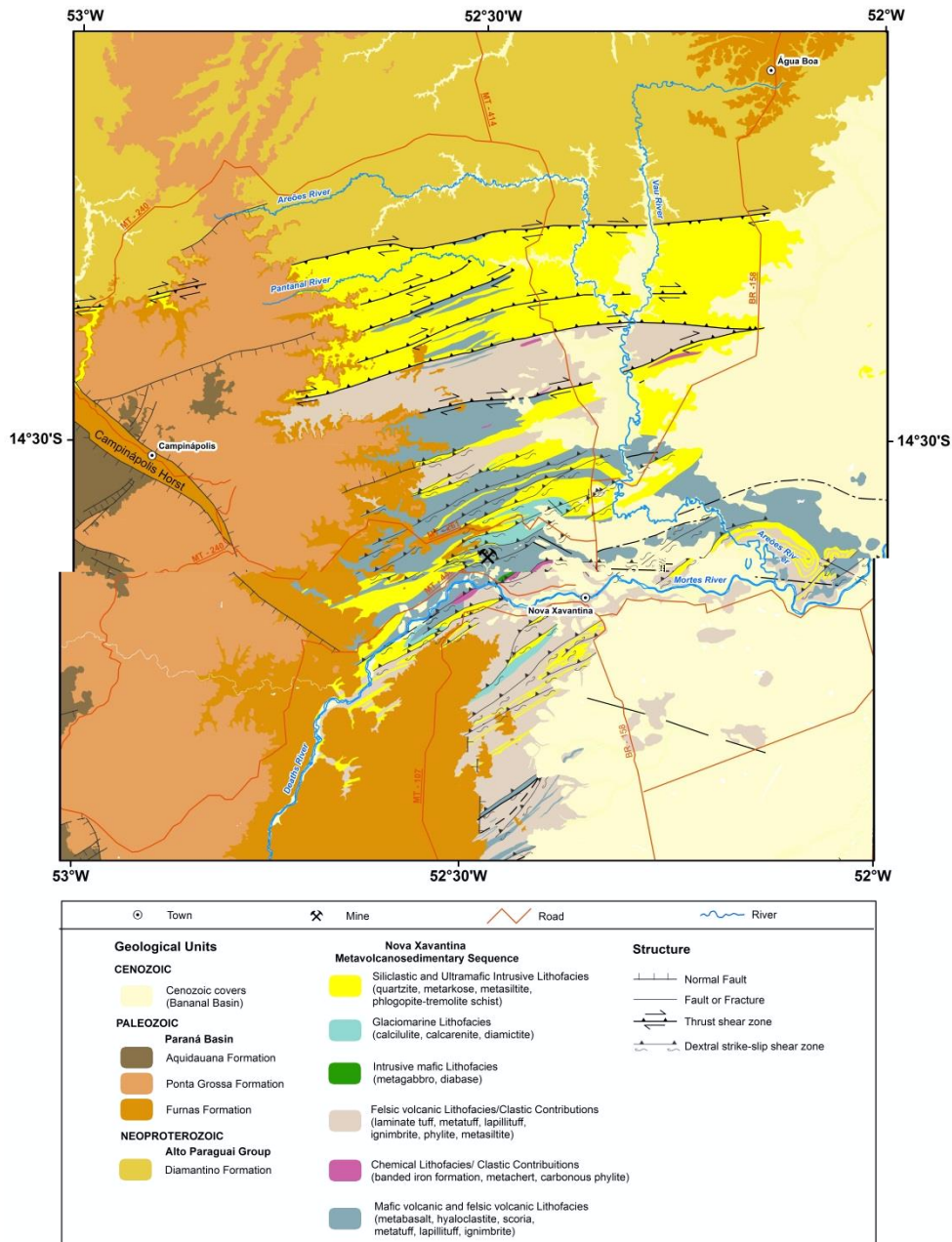


Fig. 3. Mapa geológico simplificado da região de Nova Xavantina, com ênfase na classificação das fácies da Sequência Neoproterozoica Metavulcanossedimentar Nova Xavantina.

Contudo, a fundamental contribuição para esta sequência é a descrição das rochas vulcânicas que foram encontradas. Os principais locais de exposição são em bancadas e cavas de exploração de extintos garimpos, morrotes com *trend* nordeste em meio a regiões peneplanas, assim como em cortes de drenagens e nos córregos da Colher e Laranjeiras. Bem como descrever as fácies intrusivas neste ambiente extensivo.

O objetivo deste trabalho é ressaltar a importância da identificação das rochas piroclásticas bimodais e intrusivas descobertas na região de Nova Xavantina, únicas por toda a Faixa Paraguai, com a apropriada interpretação dos seus ambientes formadores. Fácies de rochas vulcanoclásticas, incluindo a descrição de tipos genéticos (tipo de erupção, remoção, transporte e deposição do material) com base na sua composição, grau de selecionamento, forma, textura e outras características de fragmentos, tem servido como base para

entender o ambiente de formação, deposição e estilos de erupção de vulcões antigos (Rooney et al., 2001; Simpson & McPhie, 2001; Jutzeler et al., 2014b, 2016).

As sucessões vulcânicas de Nova Xavantina segue a classificação fundamentada nas estruturas deposicionais relacionadas ao vulcanismo explosivo, baseadas na textura, índice de cor e composições dos fenocritais. As rochas vulcanoclásticas são descritas seguindo a terminologia de Fisher e Schmincke (1984) e White e Houghton (2006) usando a classificação de granulometria padrão (bloco ≥ 64 mm, lapilli 2-64 mm, cinza ≤ 2 mm) e descrições de rochas (tufo tem $\geq 75\%$ cinza; lapilli tufo tem $\geq 25\%$ lapilli, $\geq 25\%$ cinza e $\leq 25\%$ blocos; tufo brecha tem $\geq 25\%$ blocos e $\geq 25\%$ cinza e/ou lapilli). As principais características dessas litofácies e fácies são sumarizadas no mapa geológico simplificado da região de Nova Xavantina (Fig. 3).

Resultados

Litofácies Vulcânica Máfica

Fácies efusiva máfica - Metabasaltos

Os metabasaltos ocorrem de forma restrita, como lajedos e blocos (5-30 cm) alongados, aflorantes principalmente ao longo do córrego Laranjeiras, imbricados e em contato tectônico com os corpos ignimbríticos e filitos (fig. 4). Estão bastante alterados apresentando textura afanítica e cores esverdeadas a cinza-esverdeadas, constituídas principalmente por uma estrutura maciça de clorita, foliada e densa.

Rocha com textura lepidoblástica e nematoblástica subequigranular muito fina. Possui estrutura vesicular e com indicação de fluxo magmático, formada por cristais com hábito fibroso, fibrorradiado e em folhas de clorita com tremolita-actinolita fibrosa associada (fig. 4 b, d, f). A presença de juntas de resfriamento poliedrais é nítida pelo arrefecimento abrupto da lava (Fig. 4 b). As vesículas possuem formas prolatas com eixo maior orientado na direção de fluxo e estão preenchidas por quartzo microgranular com clorita associada (Fig. 4 b). Essencialmente a rocha é composta por uma matriz microcristalina de tremolita e clorita fibrosas com material criptocristalino disseminado ou aglomerados de cristais submilimétricos xenomórficos de carbonato e leucóxênio (Fig. 4 c, d, e, f). O leucóxênio se desenvolve ao longo de clivagens de cristais de clorita e são em conjunto produtos de alteração de fases ferro-magnesianas. Vênulas disseminadas são comuns preenchidas por quartzo granoblástico, clorita e carbonato, às vezes interligadas por microfraturas preenchidas pelo mesmo material (Fig. 4 e f)

A rocha é formada essencialmente por clorita, sendo possível identificar anfibólio como actinolita/tremolita com textura fibrosa, provavelmente como produto de alteração de piroxênios e, plagioclásio alterando para epidoto, classificada como carbonato tremolita-actinolita clorita xisto.

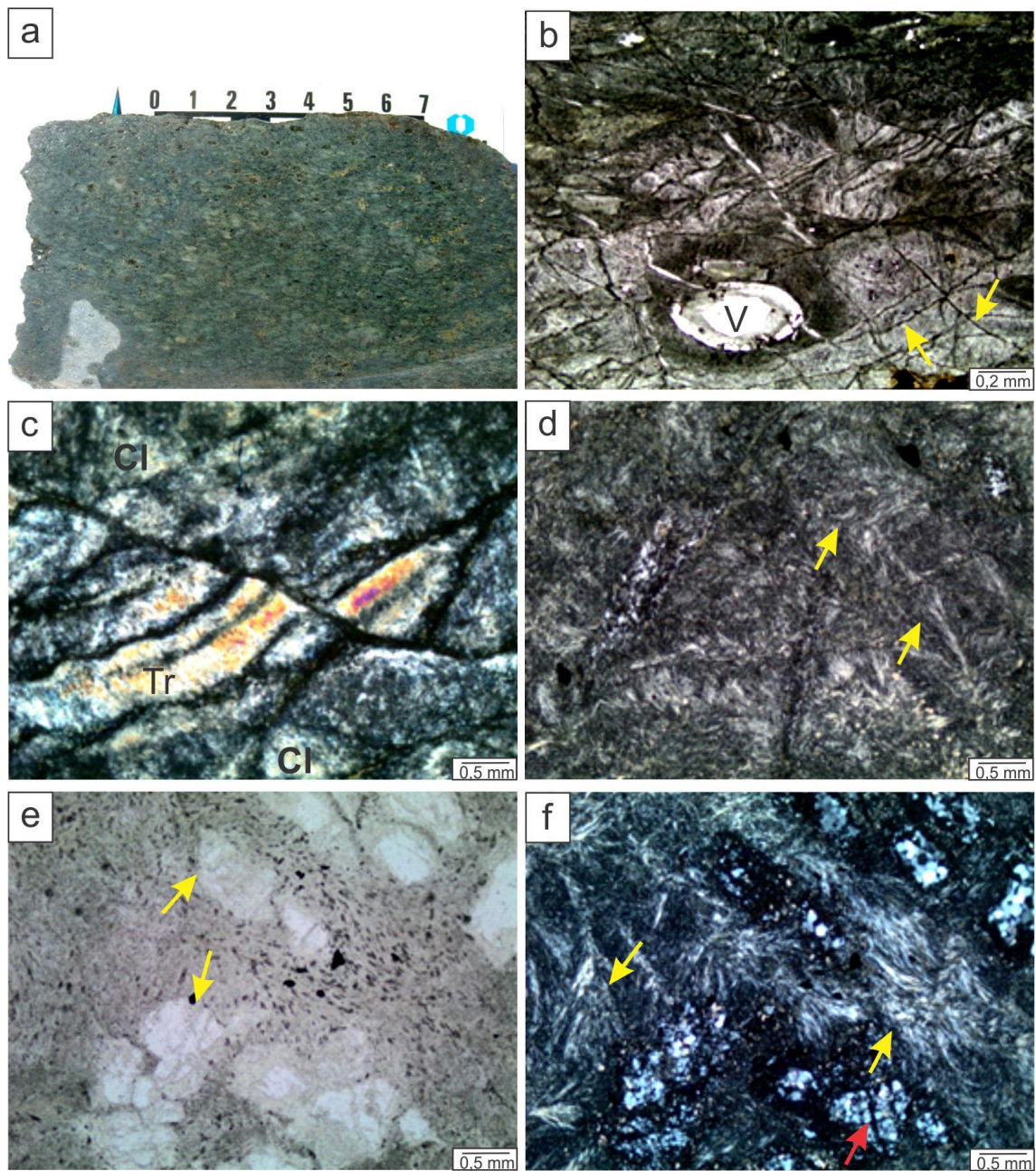


Fig. 4. a) Metabasalto maciço hidrotermalizado composto essencialmente clorita; b) Vesícula (V) com forma prolata com eixo maior orientado na direção de fluxo magmático, associada com disjunções (seta amarela) poliedrais formada pelo resfriamento abrupto do magma; c) Fraturas de resfriamento preenchidas por clorita. Presença de cristais com hábito fibroso, fibrorradiado e em folhas de clorita (Cl) com tremolita-actinolita (Tr) fibrosa; d) Textura lepidoblástica dada pelos minerais fibro-radiados tremolita e clorita (seta amarela); e) Presença de venulações disseminadas preenchidas por quartzo granoblástico, clorita e carbonato, e leucoxênio bem fino em matriz clorítica; f) Cristais de hábito fibro-radial de clorita e tremolita (seta amarela) e venulações preenchidas por quartzo (seta vermelha).

Fácies hidroclástica máfica-ultramáfica – Hialoclastitos e Escórias

Esta sequência vulcânica é de limitada distribuição, ocorrendo na forma de lajedos de derrames de hialoclastito, bem como blocos irregulares e

isolados de hialoclastitos e escórias. Geograficamente foram encontradas na fazenda Iturama, distante 19 km a noroeste da cidade Nova Xavantina, e a outra ocorrência dista 13 km da mesma cidade, próxima ao extinto garimpo “Araés” e onde se encontra atualmente a mina. Os derrames podem estar em contato interacamadados com as formações ferríferas e filitos, de forma acunhada (*sharp*), e mostram-se intensamente tectonizados, e quando aflorantes como blocos métricos estão isolados (Fig. 5 a, b, c, d).

A ocorrência em restrito morrote isolado tem aproximadamente 3.000 m² de extensão e as relações de contato com os filitos encaixantes não são bem visíveis. Os blocos irregulares de hialoclastito com escórias (lapilli e bombas) ocorrem dispersos e segregados, com dimensões decimétricas a métricas (10–150 cm).

Os derrames de hialoclastito possuem coloração cinza-esverdeada in situ e verde-avermelhada em corte (fig. 5 a, d), enquanto os clastos (lapillis e bombas) de escória têm cor marrom a marrom escuro, possuem forma fluidal com textura rinds e breadcrust nas suas margens de resfriamento compondo grandes fragmentos dispersos (fig. 5 b, c). A rocha apresenta um processo de soldadura (*welded*) evidente, com vesículas que chegam até 7 cm (fig. 5 c) com formatos alongados e alinhados. As escórias formam conjuntos (clusters) de vesículas que se encontram segregadas e imersas em matriz afanítica de coloração verde, localmente coalescidas e polilobadas, com formas subcirculares e algumas achatadas (*flattened*), com coloração avermelhadas devido à oxidação, e às vezes preenchidas por óxidos (fig. 5 d, e, f).

A rocha é formada por um derrame de lava com textura de fluxo magmático, formada principalmente por minerais deutéricos e secundários, principalmente a clorita e clorofeita como produtos de alteração de fragmentos vítreos de hialoclastitos de composição básica, muitos destes *shards* de hialoclastitos (sideromelano) de cor verde possuem formas cúspides (*cusps*) e lamelares (*platy*), com fragmentos finos com bordas irregulares com o empacotamento nítido (fig. 6 c, d, e), soldados (*welded*), achatados, e alterados por processo de cloritização (fig. 6 h, i). Outros vidros amarronzados com auréolas de palagonita de cor café-amarelado estão presentes (fig. 6 g). O desenvolvimento de textura (*quench*) que denota fragmentação do vidro vulcânico por arrefecimento abrupto com a interação com massa de água permanente (submarino raso) é nítido, além de contribuições de piroclastos juvenis (escórias) com vesículas circulares, subcirculares e irregulares, por vezes polilobadas, com contornos elípticos ou suaves chanfrados, imersos em matriz rica em argilominerais e óxidos (fig. 6 a, b, g). Notam-se diversos pseudomorfos de olivina, com alguns cristais esqueletais ainda preservados (fig. 6 b, d, f, j), além de pseudomorfos de piroxênios fraturados com processo de substituição. Todas essas características indicam processo freatomagmático, classificando a rocha como hialoclastito picrito-basáltico e escória.

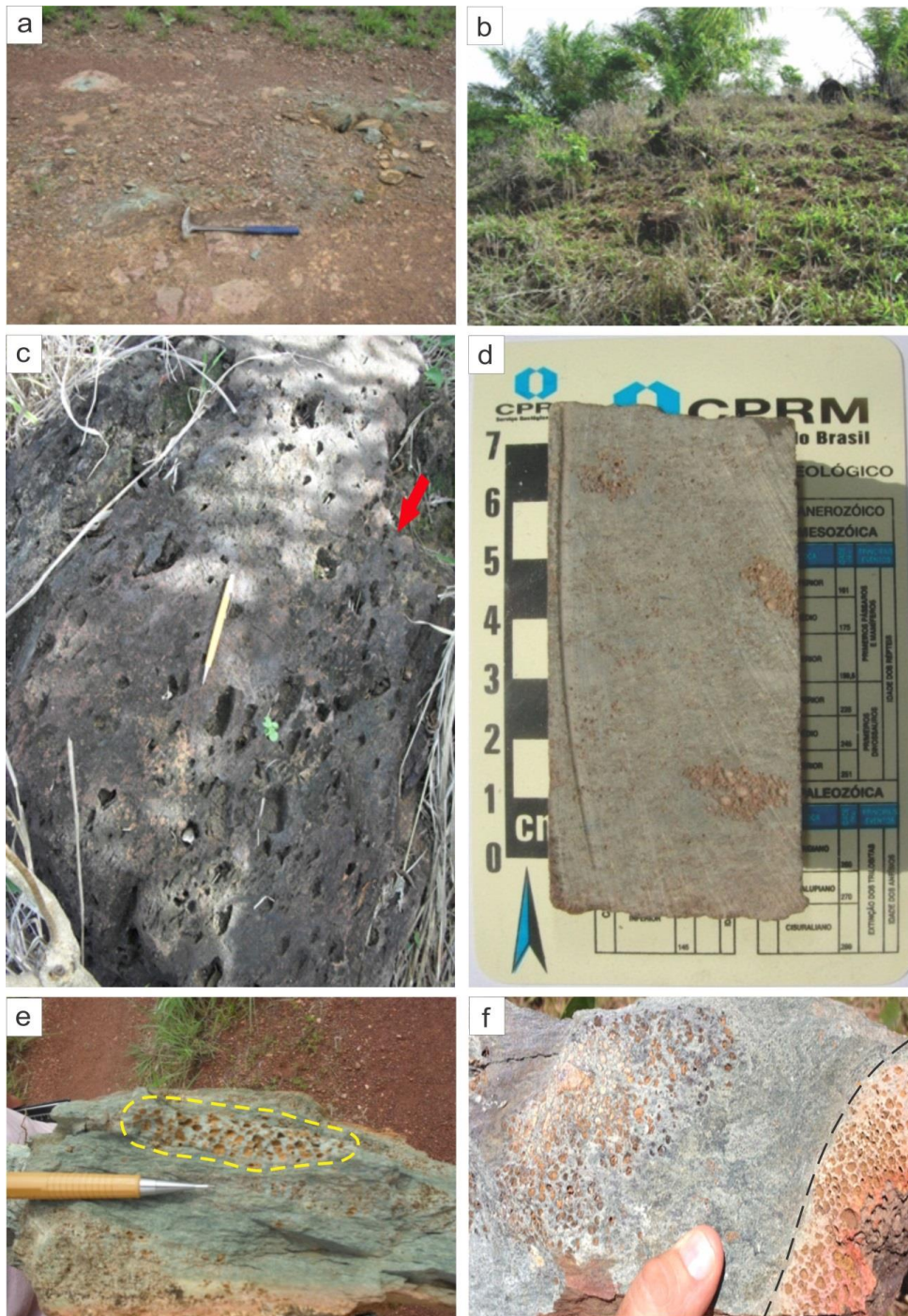


Fig. 5. a) Forma de ocorrência dos derrames de hialoclastito. Afloram como blocos e lajedos de coloração cinza-esverdeado, verticalizados em região relativamente plana intercamadados com metassedimentos químicos; b) Bombas de escória em relevo acidentado (morrote); c) bomba de escória marrom avermelhada fluida ou “balão de lava”, com dimensão métrica e textura rinds e breadcrust na sua margem de resfriamento (seta vermelha), com vesículas (cavidades) de gases centimétricas com formas subcirculares e elipsoidais alongadas; d) Escória com cluster de vesículas arredondadas oxidadas imersas em hialoclastitos; e) Hialoclastito verde foliado e soldado (*welded*) com lappili de escória delimitado pela linha tracejada amarela com cluster de vesículas subcirculares e elipsoidais oxidadas de cor avermelhada; f) amostra de hialoclastito verde limitado pela linha tracejada preta com as escórias oxidadas incorporadas mostrando agrupamento das vesículas subcirculares.

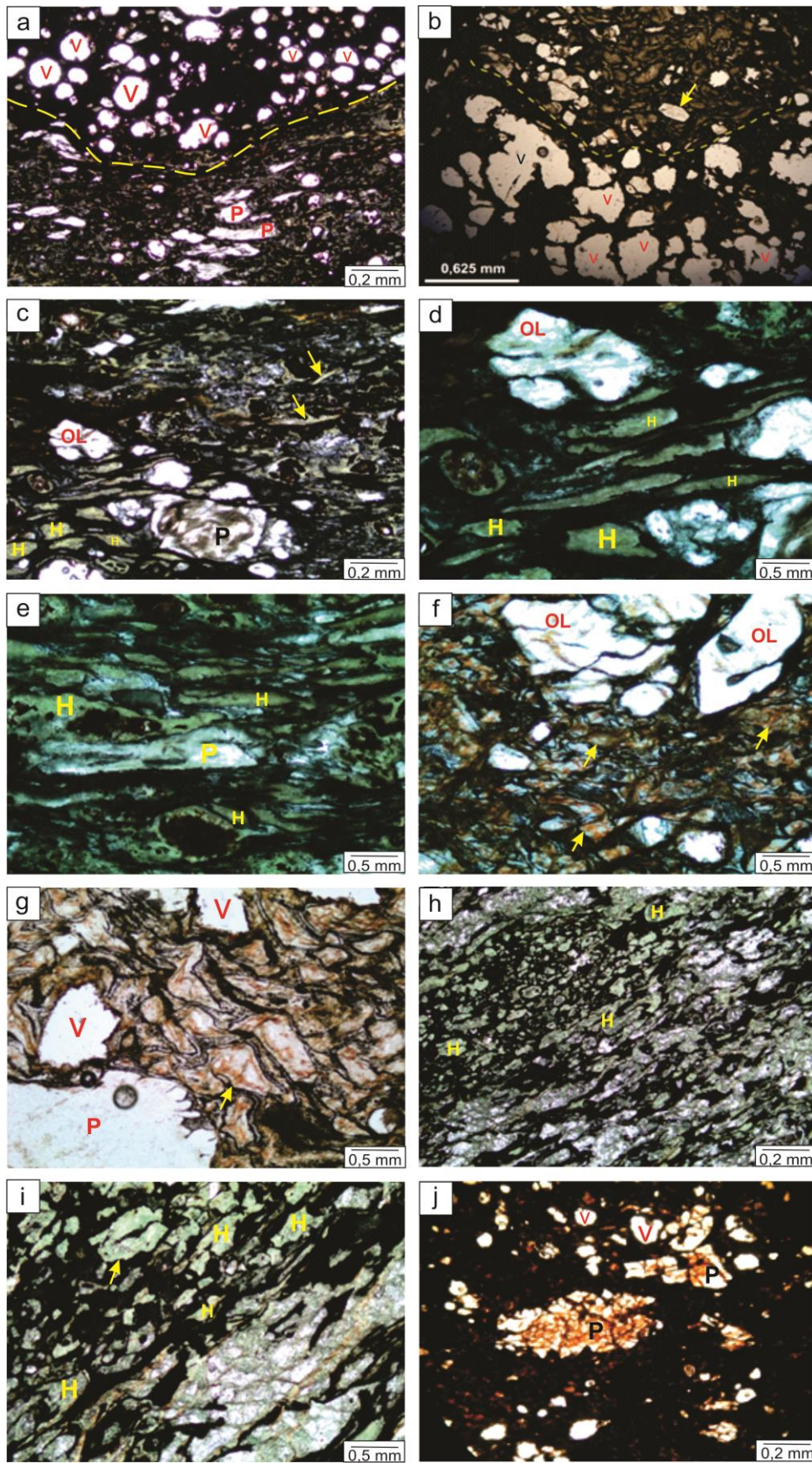


Fig. 6. a) Notar o contato da escória com o derrame de hialoclastito (linha tracejada amarela) com textura de fluxo magmático, a escória é dominada por vesículas (V) ovóides imersas em matriz oxidada. Ocorre a presença de pseudomorfos de cristais estirados no hialoclastito; b) Escória com vesículas (V) com formas irregulares polilobadas, subarredondadas e chanfradas,

delimitada do derrame de hialoclastito pela linha tracejada amarela. Notar cristal euédrico de olivina reliquiar (seta amarela); c) Hialoclastito (H) com textura de fluxo magmático com pseudomorfo (P) e cristal de olivina. *Shards* de vidros policúspides com fragmentos finos com bordas irregulares (seta amarela); d) Hialoclastito (H) em matriz oxidada de ferro, mostrando vidro vulcânico de composição básica (sideromelano) bem soldado (*welded*), achatados com textura (*quench*) formada pelo arrefecimento abrupto em contato com o corpo aquoso, evidenciando textura de fluxo magmático. O alinhamento regular dos clastos juvenis vitrificados achatados é conhecido como textura eutaxítica. Cristal de olivina (OL) esquelético pode ser observado; e) Pseudomorfos (P) estirados mostram compactação e deformação. Hialoclastito com textura (*quench*) evidencia textura de fluxo magmático; f) Olivina (OL) com diferentes formas, alguns são cristais esqueléticos complexos, outros são quase euédricos de seis lados em seções através do prisma, alterados e fraturados, caracterizando vulcanismo básico-ultrabásico. Fragmentos de vidro marrom alterados para palagonita de cor café são observados (seta amarela); g) Fragmento de vidro marrom pálido com halo de alteração para palagonita amarela (seta vermelha), formado pela reação do hialoclastito quente com a água do mar. Presença de vesículas (V) angulosas e pseudomorfos (P) de olivina; h, i) Hialoclastitos com textura de fluxo magmático com alteração para clorofeita e clorita; j) Pseudomorfos (P) de olivina totalmente fraturados e corruídos em matriz ferro oxidada estão presentes, mostrando a natureza ultramáfica desse vulcanismo.

Litofácies Vulcânica Félsica

Fácies Fluxo Piroclástico – Ignimbritos, Metatufos e Depósitos de Surge

As rochas piroclásticas representam as rochas vulcânicas de maior exposição na área de estudo e são decorrentes de explosões mais significativas do vulcanismo félsico na região, gerados por magmas viscosos responsáveis pelo grande acúmulo de polímeros de sílica e gases, cujo produtos finais são camadas de rochas muito finas, afaníticas, ricas em argilominerais e que formam pacotes espessos de rochas bastante homogêneas, interpretadas como cinzas vulcânicas e lappilis, que podem ser confundidas com rochas sedimentares.

Os litotipos mais representativos dos depósitos piroclásticos ignimbríticos afloram principalmente a oeste (14 km) de Nova Xavantina, próximos aos derrames de hialoclastitos escorácios. Os melhores afloramentos de rochas piroclásticas são encontrados na região do extinto garimpo “Araés”, situado a norte do rio das Mortes. Ocorrem também em cortes de estrada, em pequenas trincheiras e em amplas bancadas (anfiteatros), com aproximadamente 10-20 m de altura, exploradas por garimpeiros na década de 1980. Quando não aflorantes em bancadas de exploração, o depósito de fluxo piroclástico é encontrado principalmente em baixadas, por vezes drenagens, como por exemplo, no Córrego Barreira.

Predominam rochas de coloração amarelada esbranquiçada de composição dacítica/riolítica, com estratos ondulados acompanhando o paleo-relevo, bastante fina, com a presença de fluxos unidirecionais como laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo típica, estratificação laminar de corte e preenchimento, bem como acunhamento das camadas são observadas, características de depósitos de surge (fig. 7 a, b, c, d). A presença de fragmentos líticos e cristais são bem comuns nesses depósitos (fig. 7 d, e).

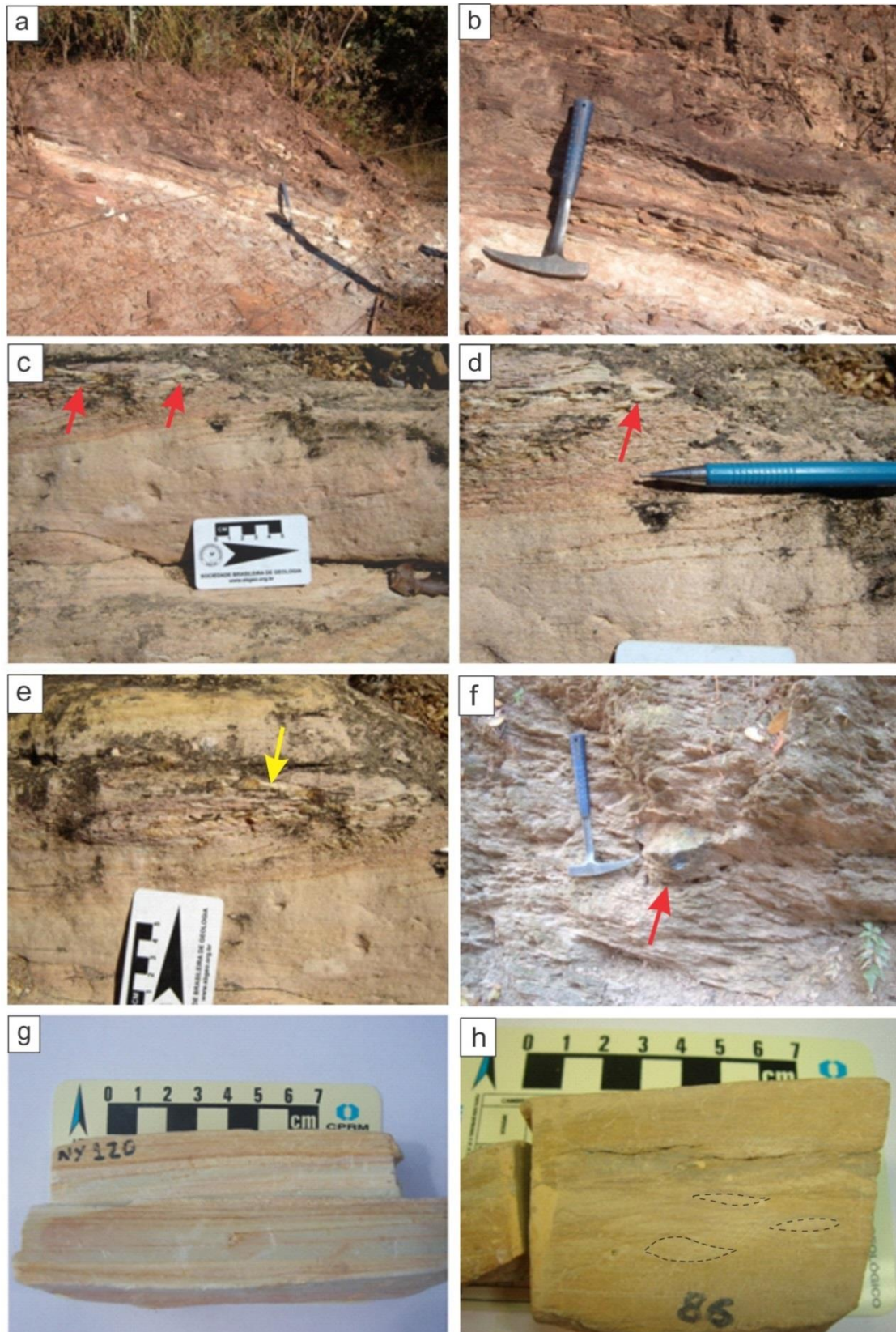


Fig. 7. a) Afloramento mostrando as estratificações plano-paralelas acompanhando o paleorelevo; b) Detalhe das camadas onduladas acompanhando o paleogeografia; c) Tufo cinerítico com fluxo unidirecional com laminação cruzada de baixo ângulo e cristais balísticos de quartzo (seta vermelha); d) Acunhamento das camadas típico de depósitos de *surge* e fragmento balísticos (seta vermelha); e) Cinzas vulcânicas mostrando laminações cruzadas e cristais (fragmentos-cognatos) de quartzo (seta amarela), oriundos de vulcanismo explosivo; f)

ignimbrito estratificado com fragmento balístico (bomba) de composição vítrea com marca de impacto (seta vermelha); g) Finas laminações em tufo amarelo-esbranquiçado de composição riolítica, bastante alterada para sericita; h) Amostra contendo púmices sigmoidais (linha preta tracejada) compactadas caracterizando a soldadura do ignimbrito.

Em alguns locais ainda se encontram ignimbritos, metatufos e lappili tufos de cor bege a cinza-amarelado, laminados e granulação fina, se observam ainda fragmentos balísticos de quartzo, variando de lappilis a bombas, típicos de vulcanismo explosivo de magmas ácidos e intermediários, restritos principalmente a estruturas deposicionais subaéreas (Fig. 7 c, d, e, f) que foram comumente achatados, soldados, alinhados paralelamente ao acamamento, durante a diagênese (Fig. 8 g, h). Quando sofrem processos de hitrotermalismo e/ou intemperismo, se enriquecem em sericita e argila.

Observam-se que estas rochas foram fortemente deformadas restando poucas estruturas reliquiares preservadas. Metatufos cineríticos também são depositados em sequências granodecrescente com laminação planoparalela, texturas do tipo granoblástica e lepidoblástica, contatos concordantes e composições modal distintas variando de cinzas intermediárias a ácidas (fig. 8 a, b, c, d). As camadas que apresentam granulometria mais fina são predominantemente mica branca, grãos de quartzo dispersos e óxidos (fig. 8 b, d). Nas de granulometria mais grossa o quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo ainda feldspato, sericita e carbonato. Discordantes com o acamadamento ocorrem fraturas irregulares preenchidas por argilominerais e óxidos (fig. 8 a, b). Agregados concêntricos de cinza envoltos por óxidos de ferro são interpretados com lapillis acrescionários sendo muito comum em depósitos de queda (fig. 8 g, h).

Os lapili-tufos têm matriz de granulometria muito fina e clastos que podem atingir até 0,9 mm de tamanho. O arcabouço é sustentado pela matriz com poucos contatos suturados entre os grãos (fig. 8 a, b). Os clastos predominantes são de quartzo (20%) sendo identificados também litoclastos (3-5%) e óxidos e hidróxidos de ferro (6%) (fig. 8 c, d). A matriz é composta por quartzo, feldspato e argilominerais oxidados chegando a constituir 65% da amostra (fig. 8 e, g). Observa-se zonas de percolação de óxidos de ferro originados por percolação de fluidos hidrotermais. Ocorrem muitas cavidades do tipo box work.

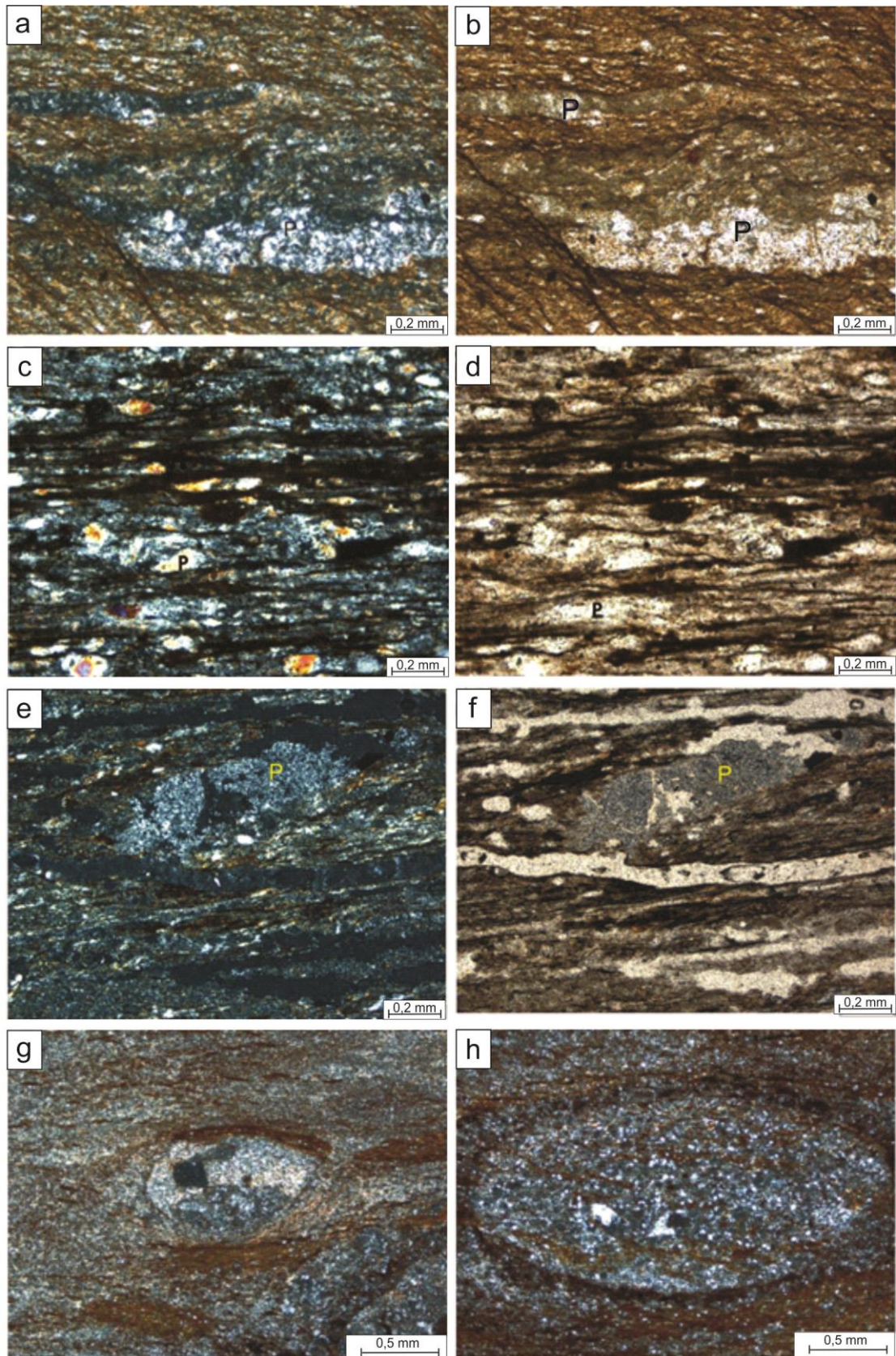


Fig. 8. a) Ignimbrito com púmice (P) recristalizadas para quartzo com formato sigmoidal, envolto por sericita como produto de alteração do vidro vulcânico de composição ácida; b) Púmice (P) compactadas e sigmoidais, presença de mica sericítica crenulada; c) Ignimbrito bastante fino formado basicamente por matriz quartzosa e presença de púmices (P) achatadas recristalizadas para quartzo; d) Rocha foliadada formada por sericita e óxidos, além de púmices achatadas mostrando forte soldadura; e) ignimbrito sericítico com púmice (P) recristalizada para

quartzo; f) Púmice em matriz sericítica e oxidada; g) Lapilli acrescionário com o núcleo preenchido por cristais de quartzo e fragmento lítico, rocha formada basicamente por quartzo, sericita e óxidos; h) Lappilli acrescionário composto essencialmente por quartzo e fragmentos no seu núcleo.

Litofácies Intrusiva Máfica

Fácies intrusiva – Gabros e Diabásios

Intrusões básicas de menor volume também ocorrem nesta porção do rifte da Faixa Paraguai. Na área são constituídas por gabros/metagabros e microgabros que ocorrem a oeste de Nova Xavantina, próximo ao rio das Mortes, na fazenda Morro Redondo. Os gabros/metagabros e microgabros ocorrem em contato intrusivo nos filitos e em contatos laterais nas rochas sedimentares químicas (BIF's e metacherts).

Ocorrem na forma de blocos e matacões maciços arredondados e elipsoidais, de cor verde acinzentado e com uma fina capa amarela quando intemperizados (fig. 10 a). São compostos por agregado de plagioclásio, piroxênio e clorita, apresenta textura fanerítica fina a média e, na maioria das vezes, as rochas isotrópicas são preservadas da deformação. Macroscopicamente essas rochas exibem coloração esverdeada com fenocristais brancos de plagioclásio com granulação de até 2 mm.

As bordas dos corpos são afetadas por zonas de cisalhamento dúctil de alto *strain* imprimindo à rocha uma foliação anastomosada, com feições sigmoidais e clivagens de crenulação, obliterando as estruturas primárias (fig. 9 b). Aparentemente são intrusões ou sills encaixados nos filitos e rochas metassedimentares.

A rocha possui textura subofítica reliquiar subequigranular fanerítica média, com cristais em torno de 3 mm. São observados cristais pseudomórficos euédricos com hábito tabular de plagioclásio totalmente saussuritizados, além de cristais pseudomórficos subédricos a euédricos de clinopiroxênios e ortopiroxênios totalmente metassomatizados, substituídos por tremolita-actinolita na forma de uralita, serpentina, clorita, opacos e leucóxênio, configurando microtextura do tipo janela ou hour-glass, com franjas de tremolita fibrosa (fig. 9 c, d, e, f, g, h).

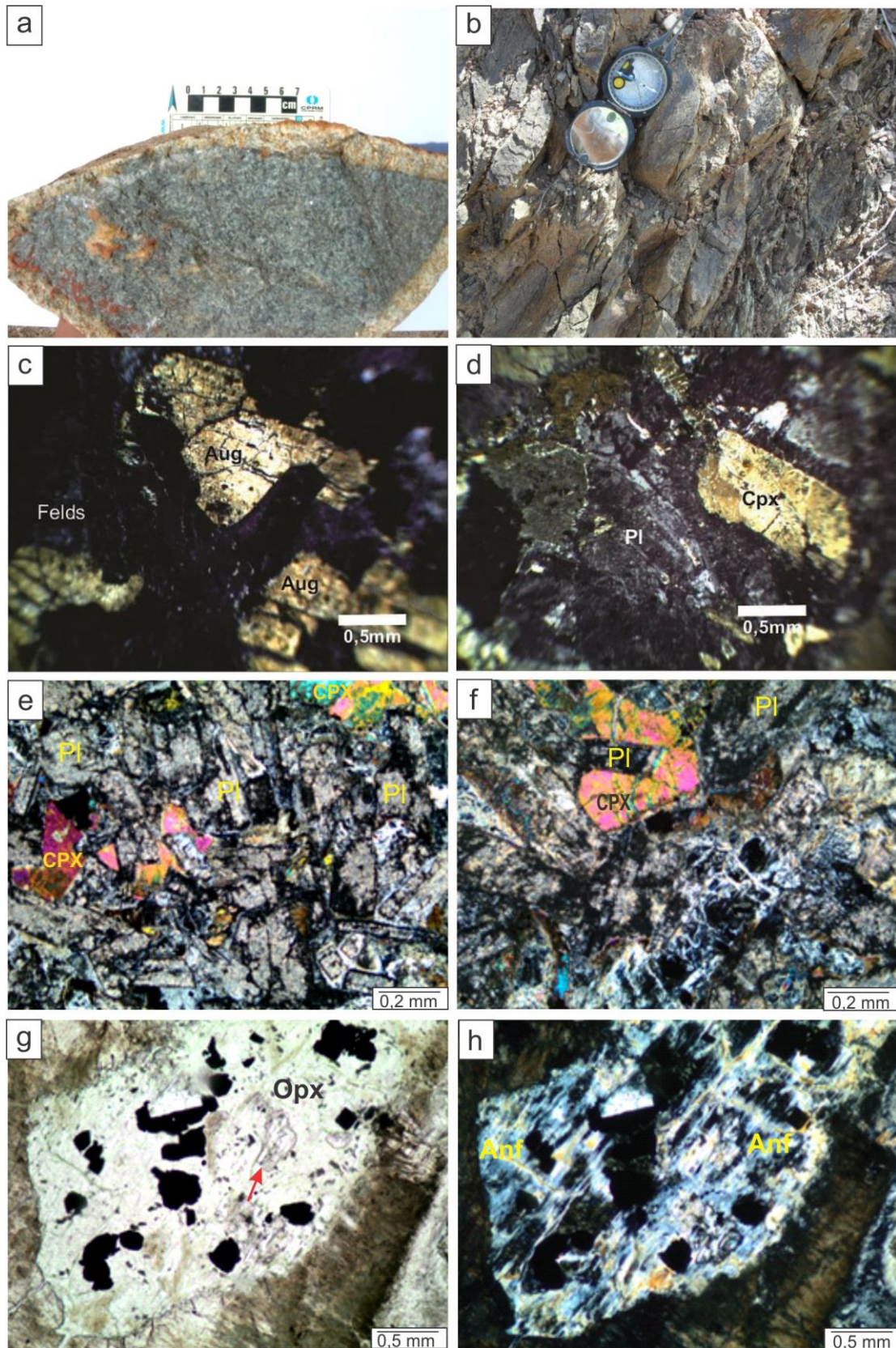


Fig. 9. a) Gabro maciço exibindo capa de alteração, e o núcleo preservado de cor esverdeada com textura fanerítica fina, composto por piroxênio, clorita e plagioclásio; b) Metagabro deformado mostrando a foliação com formato sigmoidal por influência da zona de cisalhamento na borda do corpo; c) Cristais de augita e plagioclásio; d) Cristais subédricos a euédricos de plagioclásio e augita; e, f) Cristais euédricos tabulares de plagioclásio (PI) são parcialmente incluídos em clinopiroxênios (CPX) evidenciando textura subofítica; g) Cristal de ortopiroxênio

bastante alterado com relíctos de microtextura (seta vermelha) do tipo janela (hour-glass) e clorita nos limites do cristal; h) ortopiroxênio substituído por uralita (Anf) e clorita.

Litofácies Intrusiva Ultramáfica

Fácies Alcalina Ultramáfica – Clorita-flogopita-tremolita xisto

Esta fácies é mapeada como um pequeno corpo de ~500 m², 20 Km a noroeste da cidade de Nova Xavantina. Possuem coloração cinza-esverdeado característico de processos de alteração em rochas ultramáficas, e marrom-avermelhado quando intemperizados, desenvolvendo espesso regolito argiloso avermelhado, possui aspecto sedoso.

A rocha meta-ultramáfica tem textura afanítica, sendo constituída por um tremolita, clorita, flogopita e opacos. Restos de anfibólio estão bastante destruídos, mas ainda podem ser reconhecida tremolita acicular e radial como provável produto de alteração do piroxênio (fig. 10 a, b). Opacos aciculares estão alinhados, assim como as micas em textura lepidoblástica. A composição do corpo é de um clorita-flogopita-tremolita xisto, cujo protólito parece ser de intrusões ou plugs de natureza alcalina.

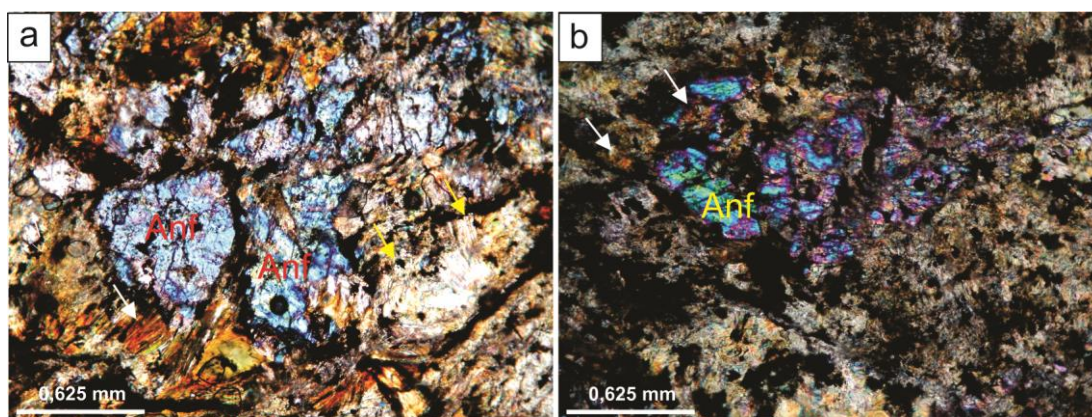


Fig. 10. a) Cristais de anfibólio (Anf) alterados com clivagem característica, flogopita em agregados fibrosos (seta branca) e tremolita acicular e radial (seta amarela); b) detalhe do cristal de anfibólio destruído envolto por flogopita (setas) e tremolita evidenciando forte alteração.

Geocronologia

Dados U-Pb foram obtidos para as rochas vulcânicas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina na maioria das fácies descritas anteriormente.

Análises em zircões da amostra MO-189 representativa dos metabasaltos, litofácies vulcânica máfica, encontrados no córrego Laranjeiras, mostra que a grande maioria são concordantes entre 771 até 745 ±3 Ma (fig. 11). Os zircões prismáticos, zonados, interpretados como ígneos é a população mais jovem, pode ser considerada como a idade de cristalização do derrame basáltico pertencente à Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. Zircões herdados do Paleo e Mesoproterozoico estão presentes nesta rocha. A tipologia dos zircões é euédrica a subédrica, semi-prismáticos a prismáticos, mas formas subordinadamente subarredondadas a arredondadas foram

observadas. São curtos, opacos e transparentes, levemente zonados com fraturas e ígneos, com tênues bordas metamórficas em alguns zircões. Os grãos variam em tamanho de 75 a 180 μm .

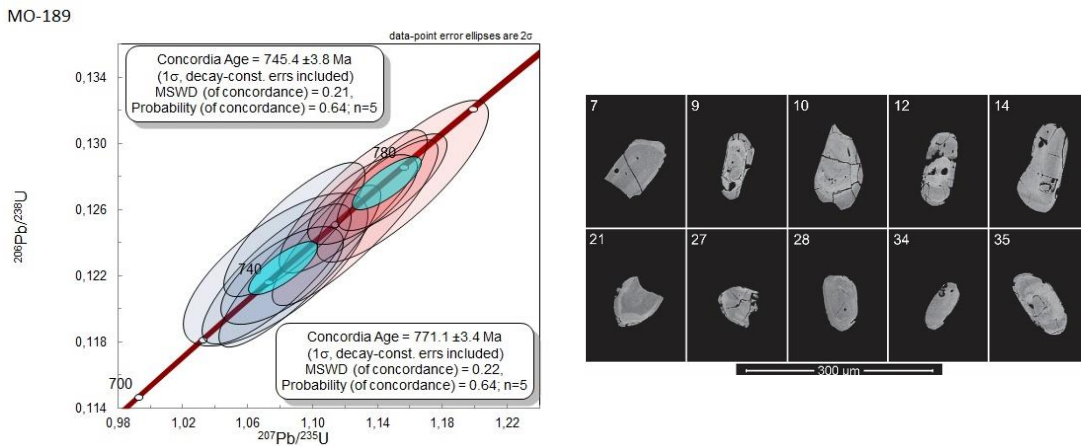
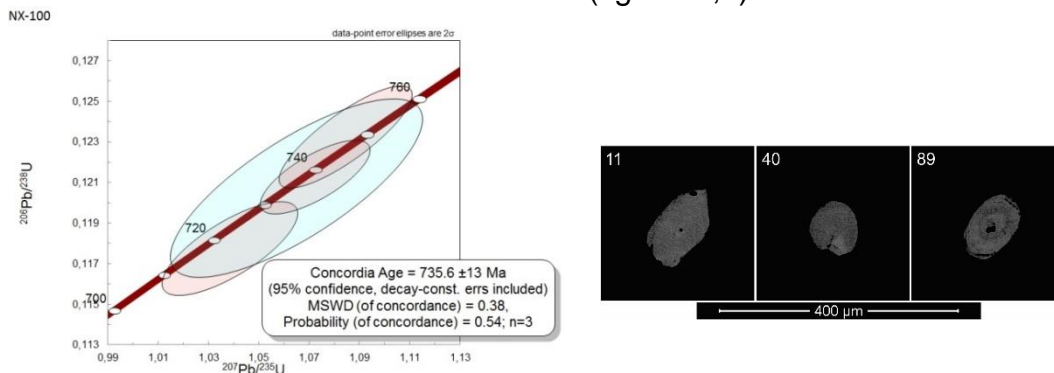


Fig. 11. a) Diagramas concórdias de zircões plotados U-Pb LA-ICPMS para as rochas básicas da Sequência Vulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde ao embasamento proto-oceânico da Faixa Paraguai; b) Imagens de retroespalhamento de grãos de zircão representativos da amostra MO-189.

O vulcanismo félsico foi analisado com base nos metatufos. A amostra NX-100 apresenta zircões concordantes de 735 ± 13 Ma, sugerindo que a erupção ácida é concomitante à básica na região (fig. 12 a). Contudo duas populações principais em torno de 940 Ma e outra Paleoproterozóica em 2.0 Ga são dominantes como representando zircões herdados. A tipologia dos zircões é subédrica a anédrica com formas semi-prismáticas, mas formatos subarredondados a arredondados foram observados. São curtos e opacos, fracamente zonados, com os grãos variando em tamanho de 85 a 140 μm (fig 12 b). A população de zircões entre 940-920 Ma também é a mais jovem encontrada em duas outras amostras de metatufos (amostras NX 101 e NX 162) (fig. 12 c, e). Zircões de idades Mesoproterozóicas até arqueanas, também são encontrados nestas rochas (fig. 12 d, f).



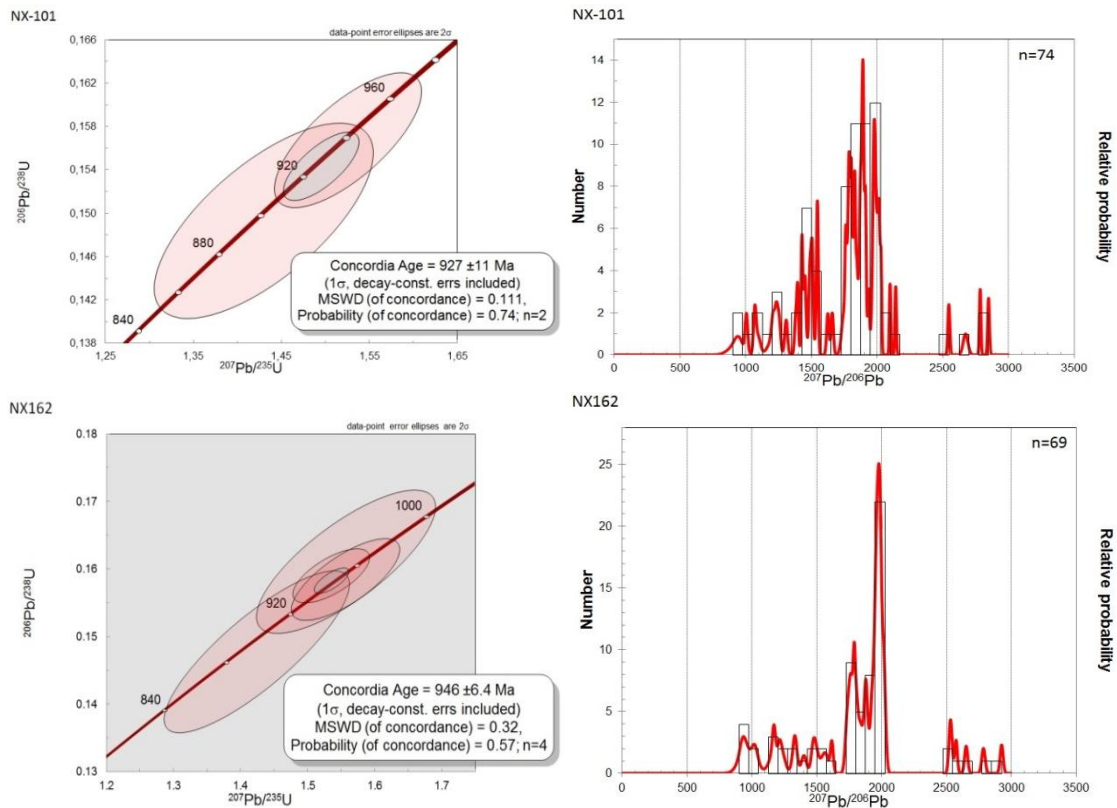


Fig. 12. a) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-100) da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde às rochas piroclásticas da Faixa Paraguai oriental; b) Imagens de retroespalhamento de grãos de zircão representativos da amostra NX-100; c) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-101); d) Histograma com as idades dos zircões herdados com fontes preferencialmente em torno de 2,0 Ga; e) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para os metatufos (NX-162); f) Histograma com as idades dos zircões grande contribuição em torno de 2,0 Ga.

Amostra MO-80 (fig. 13) é um metagabro exposto dentro da fazenda Morro Redondo pertencente à litofácies intrusiva máfica. A idade concordante nos zircões definidas pelo intercepto superior é de 714 ± 2 Ma, interpretamos como a idade de cristalização das intrusivas e sills gabróicos da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. Os grãos variam de 90 a 160 μm , são euédricos e principalmente prismáticos, transparentes a opacos até acastanhados, curtos, e com fraco zoneamento ou inexistente, e com diversas fraturas.

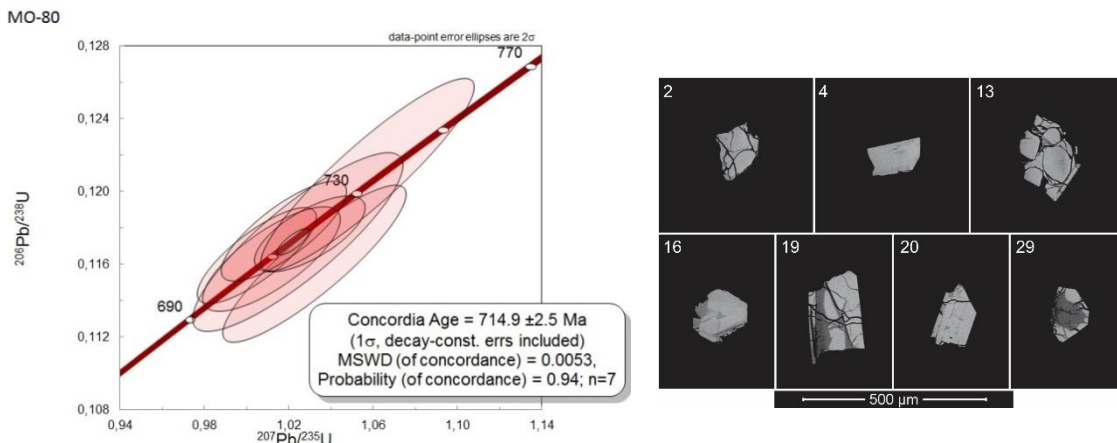


Fig. 13. a) Diagrama concórdia de zircões U-Pb para o metagabro da Sequência Vulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde às intrusivas máficas na Faixa Paraguai oriental; b) Imagens de retrospalhamento de grãos de zircão representativos da amostra MO-80.

A amostra DS-17 representativa do clorita-flogopita-tremolita xisto, da fácies intrusiva ultramáfica, tem zircões concordantes, cuja idade de 577 ± 3 Ma é interpretada como cristalização desta rocha (fig 14). Diversos zircões herdados mostram herança do embasamento Paleoproterozoico e Arqueano. Os zircões são bem desenvolvidos com pouca alteração, euédricos a subédricos, prismáticos com raras inclusões, transparentes e levemente zonados, com dimensões que variam de 175 a 250 μm .

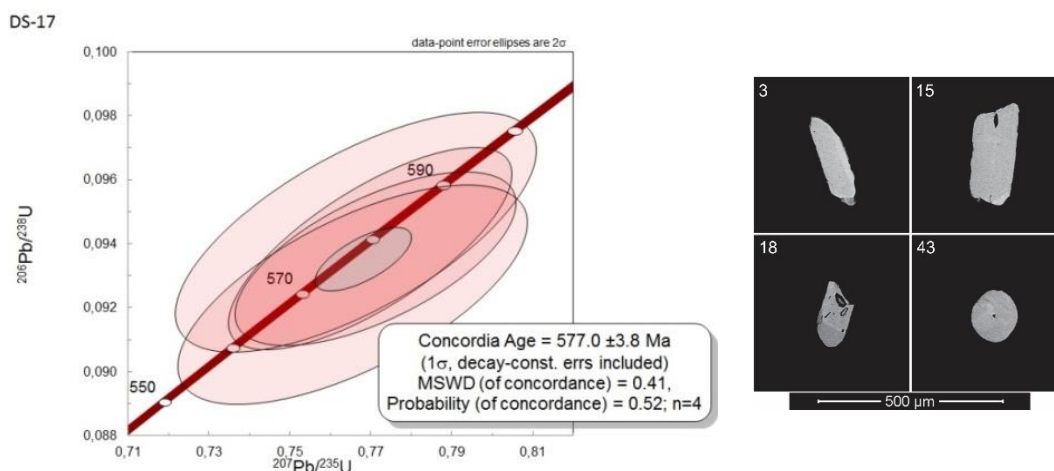


Fig. 14. Diagrama concórdia de zircões U-Pb para as intrusivas alcalinas ultramáficas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do ponto concordante jovem corresponde ao último evento intrusivo na Faixa Paraguai oriental.

Discussão e Interpretação

As novas idades obtidas para as rochas ígneas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina associada ao mapeamento geológico detalhado e suas relações de campo permitiu discriminar litofácies vulcânicas e intrusivas distintas, e propor uma nova estratigrafia para a sequência (fig 15). As litofácies vulcânicas máficas composta por metabasaltos com idade 771 a 745 Ma estão localizadas principalmente na base da estratigrafia, enquanto as litofácies vulcânicas félsicas datadas de 735 Ma em metatufos tornam-se mais espessas em direção ao topo. As rochas intrusivas máficas são de restrita distribuição na área, representadas por gabros, com idade 714 Ma, são aparentemente intrusivos nos filitos e depósitos de fluxos piroclásticos que antecedem a alocação desses corpos. Esse vulcanismo representa o ambiente extensional precursor da margem passiva do paleo-continente Amazônico. As rochas alcalinas ultramáficas cortam as sucessões psamíticas que estão no topo da sequência vulcanossedimentar, caracterizando um novo evento magmático na região.

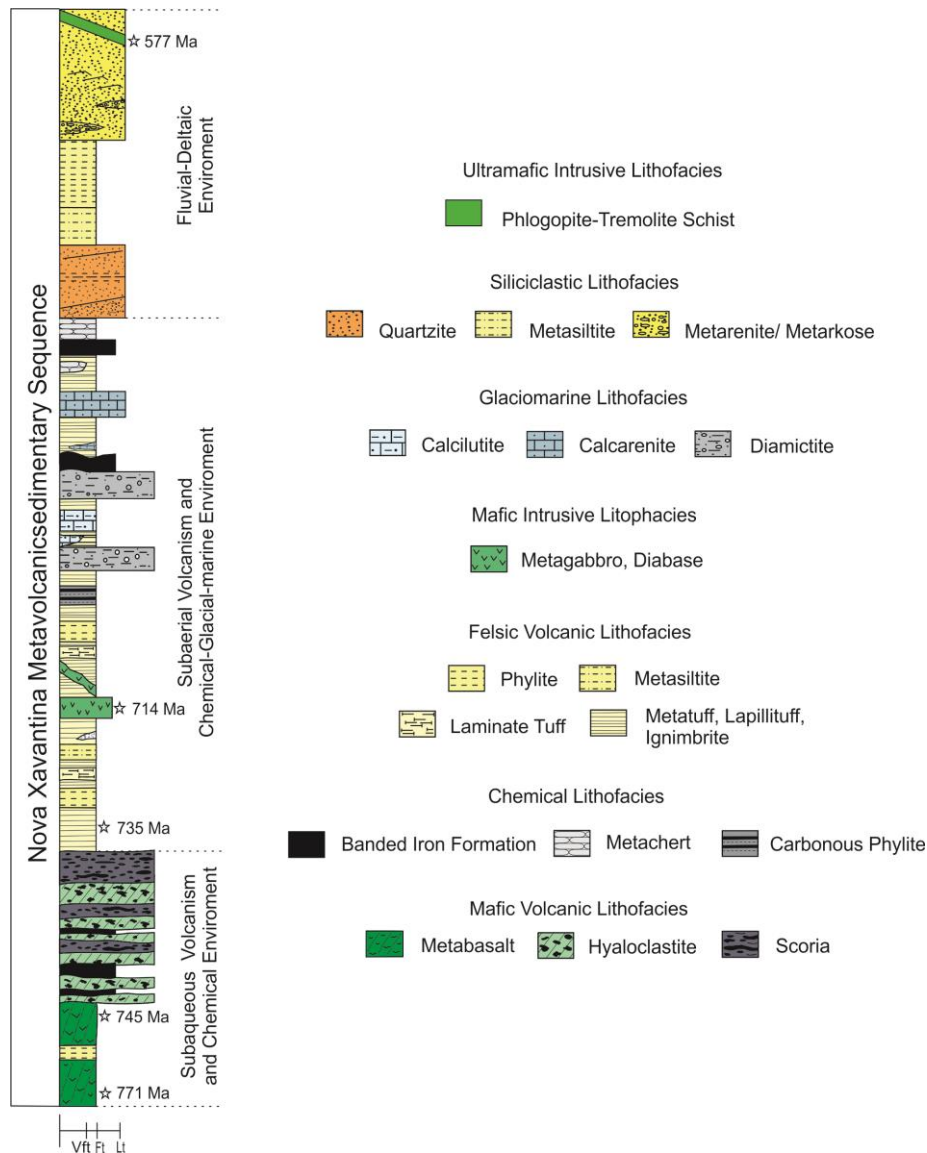


Fig. 12. Seção estratigráfica esquemática da área de estudo proposta para a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, baseada nas idades U-Pb das rochas e a relação das fácies em campo. Granulometria dos produtos piroclásticos: vft, tufo muito fino; ft, tufo fino; Lt, lapilli tufo.

A presença de metabasaltos com juntas de resfriamento e hialoclastitos de Nova Xavantina, com abundância de vidro e fraturas, e minerais deutéricos, sugere que os processos de fragmentação da lava têm sido estabelecidos por arrefecimento (*quench*) abrupto do fluxo de lavas subaquosas, similar ao descrito por Silvestri (1963) e Batiza et al. (1984) em vulcanismo recente formados pela interação com ambiente saturado em água, como nas margens tipo atlântico da América do Sul (Mohriak, 2008).

Blocos decimétricos a métricos de escória e hialoclastito distribuídos de forma bastante restrita, são a evidência que suporta os depósitos associados ao vulcanismo hidroclástico máfico-ultramáfico. As escórias de Nova Xavantina de composição picrito-basáltica, escura e com alta densidade, possuem alto teor de vesículas entre 70 e 85% e cristalinidade de 2-50, formados pela origem piroclástica, e podem estar relacionadas aos balões de lavas flutuantes (*lava balloons*) quentes e com aprisionamento de gases.

A forma fluidal e margens de resfriamento (*quenched*) das bombas de escória marrom indicam que estavam fundidas quando saíram do local de fragmentação. Cristais esqueléticos de olivina indicam que se formaram sob um super-resfriamento e a presença de vesículas suporta o rápido resfriamento (*quench*) de magma seguido por fragmentação de lava rica em gás, típicos erupções de ambientes aquosos (Corcoran e Moore, 2009; Vespermann e Schmincke, 2000; Cashman et al., 2000).

O formato alongado ou alinhamento de vesículas estiradas dentro de algumas bombas ou lappilis de Nova Xavantina, combinadas com *shards* de vidros policúspides com fragmentos finos com bordas irregulares, e cristais euédricos e quebrados, denotam a origem piroclástica para estas sucessões vulcânicas. Essas características têm sido identificadas em erupções recentes e implicam na atenuação do magma durante processos eruptivos (ex: Fiske e Matsuda, 1964; Fisher e Schmincke, 1984). Por essas relações de campo pode-se inferir que o derrame de lava hialoclastito e o material escorácio ejetado foram depositados simultaneamente em ambiente subaquoso raso, semelhante como as que ocorreram na Nova Zelândia (Corcoran e Moore, 2009).

Esta fase piroclástica básica-ultrabásica é dominada por um vulcanismo do tipo Surtseyano, similar ao encontrado na Islândia, e se refere a qualquer erupção onde a fragmentação do magma basáltico ocorreu devido à interação do magma e água, impulsionados pelas explosões de vapores (Walker, 1973). Este vulcanismo Surtseyano atribuído a Faixa Paraguai sugere que o ambiente de erupções explosivas subaquosas-superficiais (submarino, lacustrino ou glacial), possuíam profundidades da água inferior a algumas centenas de metros (White e Houghton, 2000). Estes ambientes desenvolvem-se ao longo dos eixos do rifte que formam os cones de escória, próximo do nível do mar (Waters e Fisher, 1971; Cole et al., 2001).

A litofácies vulcânica félsica da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina é caracterizada por camadas de cinzas vulcânicas que formam laminações e pela presença de fragmentos balísticos de cristais de quartzo caídos, derivados da explosão, e são estruturas características de surge, restritas principalmente a estruturas deposicionais subaéreas. A superposição de pequenos fluxos, originados em um mesmo evento, gerou o acamamento aparente. Por sua vez os ignimbritos, rochas produzidas por fluxos piroclásticos, formam depósitos mal selecionados e maciços. A má seleção é atribuída à alta concentração de partículas e não à turbulência, uma vez que o principal mecanismo de fluxo é laminar. Os corpos de ignimbritos têm espessuras variáveis e concordância com a topografia subjacente, sendo mais espessa nos vales atuais.

Estruturas de fluxos unidirecionais como estratificações cruzadas de baixo ângulo, estratificação laminar de corte e preenchimento, forma uma das características mais importantes dos depósitos de surge (Cas e Wright 1987, Wohletz, 1998), e costumam ser enriquecidos em fragmentos líticos densos e cristais.

Nós interpretamos os fragmentos piroclásticos ácidos de Nova Xavantina como fragmentos juvenis, uma vez que os clastos costumam ter menos de 10 cm de diâmetro, evidenciando alto grau de fragmentação associado à explosão. A ocorrência de lapiillis acrescionários é comum nestas rochas, e é um indicador de depósitos piroclásticos ondulados, sendo muito comum em vulcanismo atual, em depósito de queda (co-surge, co-ignimbrito,

freatopliniana) (Cas e Wright 1987) e surges úmidas (Wohletz, 1998). As espessas bancadas de tufo de extintos garimpos na região são coerentes com as espessuras dos depósitos de base surges, que podem chegar a 100 m próximo à cratera, mas se adelgaçam rapidamente (Cas e Wright, 1987; Wohletz, 1998).

Propomos para as rochas vulcânicas félsicas da Nova Xavantina que os produtos de erupções primárias caracterizam vulcões ácidos explosivos, formando depósitos plinianos (*plinian fall deposits*), com volumosos ignimbritos.

A presença de depósitos piroclásticos explosivos, ácidos e básicos, requer a presença de ambientes vulcânicos característicos, tipo caldeiras (Llambías, 2003). Tipicamente os ignimbritos dispõem-se ao redor das crateras (*vents*) vulcânicas (Pirajno, 2009) e no ambiente como o descrito para a região de Nova Xavantina, sugerimos que devam ocorrer diversos complexos de caldeiras.

A identificação nos produtos de imagens de sensores remotos, de uma estrutura fisiográfica semicircular, demarcada por escarpas (muros), e cuja superfície engloba a maioria das feições vulcânicas acima descritas. O anel topográfico é a escarpa que limita a área de subsidência (deposição) de uma caldeira (fig. 16).

Observa-se em campo que a maior concentração dos depósitos de fluxo piroclástico está inserida dentro do anel topográfico, e que os hialoclastitos escorácios provenientes de erupções Surtseyana são muito mais restritos que os ignimbritos, possivelmente tratando-se de estruturas ressurgentes, aproveitando a estrutura do aro topográfico principal. Próximo ao aro topográfico, encontra-se em plena atividade a exploração do depósito polimetálico (Au, Ag, Pb e Zn) na área, realizado pela mineração NX Gold.

A maioria das falhas anelares em caldeiras é gerada pelas tensões locais (*near field*), induzida pelo magma, ao redor das câmaras magmáticas crustais causada por uma intumescência inicial regional.

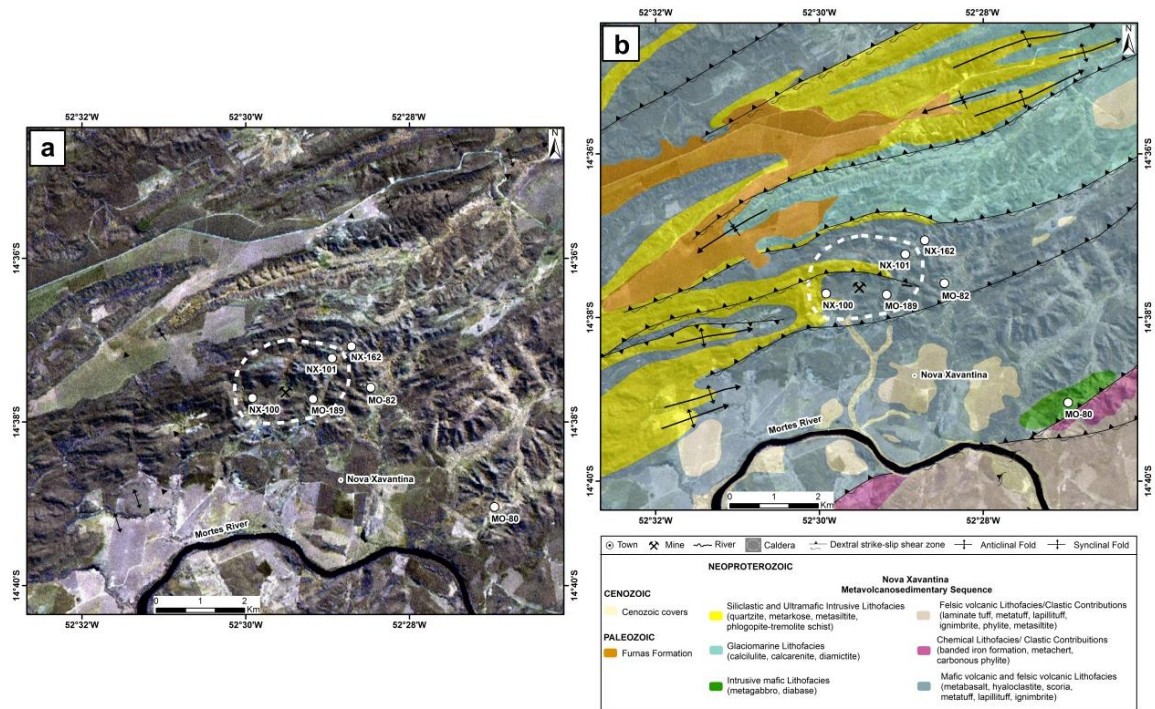


Fig. 13. Imagem do satélite Landsat 8 mostrando a caldeira de Nova Xavantina delimitada pelo anel topográfico (linha branca tracejada) e as zonas de cisalhamento tangenciais. Destaque para a localização das rochas piroclásticas ácidas (NX-100), os metabasaltos (MO-189-189) e a escória (MO-82).

Vulcanismo sin-rifte tem sido principalmente bimodal, isto é caracterizado pela emissão de piroclásticos riolíticos e picrito-basálticos, principalmente associados com vulcões centrais, subordinadamente, basaltos, geralmente associados com erupções fissurais relacionadas a zonas de cisalhamento profundas na área (Barberio et al., 1999; Chernet et al, 1999; Trua et al., 1999; WoldeGabriel et al., 1990; Acoccela, 2002).

O registro magmático bimodal na região de Nova Xavantina está relacionado ao estágio de ruptura crustal decorrente do rifteamento do paleocontinente Amazônico e evolução para um ambiente de margem passiva, evidenciado pelos metabasaltos de idades entre 771 a 745 Ma. Os metabasaltos são interpretados relacionados ao soerguimento e exumação mantélica na região, e a formação de um proto-oceano, semelhante ao sugerido por Dantas et al. (2006). Esse fragmento de crosta oceânica é representado por valores ϵNd positivos a perto de zero, com assinatura semelhante ao magmatismo do tipo E-MORB. A continuidade dos registros vulcânicos subaquosos ocorre com a extrusão de rochas vulcanoclásticas básica-ultrabásicas (hialoclastitos e escórias) com sucessões e intercalações de formações ferríferas e metachert associadas, com idade, ainda, incertas. Com o aquecimento da base da crosta, desenvolve-se a fusão (anatexia) parcial ou total, e a formação de magmatismo piroclástico ácido formando ignimbritos com idade 735 Ma.

Entretanto, idades concordantes entre 927 e 946 Ma, encontradas em tufos félsicos podem ser relacionadas a um evento de ruptura do Rodínia, ainda não identificado na Faixa Paraguai. Esta hipótese precisa ser melhor estudada e tem implicação global, uma vez que o quebramento de Rodínia, se iniciou por volta de 825 Ma, ou, cerca de 50 Ma antes (Paulsson e Andréasson, 2002),

causado por atividade de pluma mantélica e subsequente rifteamento continental com outro pico magmático com cerca de 800 Ma (Li et al., 2003; Ernst et al., 2008),

Várias populações de zircões apresentaram idades Meso-Paleoproterozoica a Arqueana, interpretadas como componentes herdados do embasamento subjacente provavelmente oriunda de crosta continental da placa superior do Cráton Amazônico, onde a margem passiva se estendeu.

Completando a estratigrafia vulcanogênica ainda relacionado ao estágio sin-rifte ocorrem corpos gabróicos de 714 Ma. As rochas máficas e félsicas são indiscutivelmente parte do evento tectonomagmático relacionado à extensão do rifteamento que ocorreu durante a ruptura do Rodínia ao longo do Neoproterozoico, com uma história evolutiva vulcanoossedimentar com mais de 50 Ma. Intrudidos na fase final de deposição siliciclástica na Sequência Nova Xavantina, o corpo alcalino ultramáfico com idade de 577 Ma pode estar ligado às intrusões ultramáficas de Planalto da Serra que intrudem arenitos, siltitos e folhelhos do Grupo Cuiabá e Formação Puga, com idade de 600 Ma (De Mim et al., 2012), já no final da amalgamação do Oeste Gondwana.

Correlação Global

Quebramento de Rodínia

A ruptura do Rodínia evidenciado nas bordas do paleo-continente Amazônico que se inicia por uma tectônica extensional possui evidências de uma crosta oceânica remanescente, de idade aproximada 745 Ma. A continuidade das Faixas Paraguai-Araguaia com o cinturão Mauritanide-Bassaride-Rokelide, no norte do Cráton Oeste África, que associou os fragmentos ofiolíticos (757 ±49 Ma) e rochas vulcânicas toleíticas, durante o estágio de formação da litosfera oceânica (Paixão et al., 2008).

Do mesmo modo que ocorreu na Faixa Paraguai-Araguaia constata-se que as rupturas do Rodínia por volta de 750-650 Ma deflagraram ambientes extensionais, acreções e novamente extensões, não necessariamente nesta ordem, formando eventos globalmente correlacionáveis. Como exemplo a Laurentia ocidental em conexão com a Antártica oriental e o Sul da China, a Antártica com a Índia, assim como o noroeste do Canadá em semelhança com Omã, as rochas do Egito com a Arábia Saudita.

Esses eventos análogos e coevos (~750 a 700 Ma) mostram que ao contrário do que se suspeitava, a Faixa Paraguai (FP) não estava estática neste período, e pelo contrário, havia neste período eventos policíclicos relacionados à uma bacia complexa de magmatismo bimodal, ou seja, provenientes de fontes magmáticas diferentes, consequência da variação de magmatismo do tipo EMORB e OIB, que duraram mais de 50 Ma. Provavelmente durante a construção do Gondwana estava havendo o rifteamento do cinturão Paraguai, com a extrusão de rochas vulcânicas e intrusivas de proveniência (exumação) mantélica (toleítica) e piroclástica ácida, com sedimentação diacrônica formada pela sucessão e intercalação de formações ferríferas, carbonatos e diamictitos, durante sua formação, com posterior acreção destes terrenos. Portanto, os três cinturões (Araguaia,

Paraguai e Pampeano) estavam tectonicamente ativos durante o fechamento do oceano Clymene (Tohver et al., 2012).

As rochas tufáceas na região são contemporâneas ao vulcanismo básico e associadas às formações ferríferas, intercaladas posteriormente com as rochas carbonáticas e os diamictitos superiores indicando que a deposição destas rochas glacio-marinhas foram também neste período, do Toniano ao Criogeniano inferior, relacionado à Glaciação “Sturtiana”, durante a ruptura do Rodínia.

Relação vulcanismo – sedimentos químicos (BIF) e glaciogênicos (Diamictitos)

A intercalação das rochas vulcânicas e glaciomarinhas da Faixa Paraguai oriental é dada pela relação entre hialoclastitos, formações ferríferas bandadas, diamictitos e carbonatos, ocorrendo no mesmo ambiente deposicional.

Esse tipo de associação é análogo às intercalações de sucessões vulcânicas e glaciomarinhas encontradas nas margens passivas Neoproterozoica da Laurentia ocidental. Exemplos de formação ferrífera sin-glacial dominada por clastos de basaltos encontram-se no Grupo Rapitan no noroeste canadense (Young, 1976), com idade de 715 Ma (Macdonald et al., 2010) e os diamictitos de Omã (Bowring et al., 2007) de idade aproximada 711 Ma, assim como Grupo Umberatana na Austrália (Trendall, 1973),

Durante a ruptura de Rodínia, idades dos estratos vulcânicos formados por hialoclastitos e BIFs, entre 717 a 660 Ma (Keeley et al., 2012), são encontrados a sudeste de Idaho (oeste do Estados Unidos) e leste da Antártica (Goodge et al., 2002; Cooper et al., 2011). As margens passivas relacionadas aos terrenos Anti-Atlas, associadas à *inliers* de ofiolitos intrudidos por plagiogranitos de 760 Ma (Samson et al., 2004), também indicam o estágio mínimo para a ruptura.

Igualmente ocorre nas rochas do rifteamento do Sul da China com a Laurentia ocidental, com idades de 780-750 em intrusões e vulcanismo de máficas e félsicas, intimamente associadas com formações ferríferas e diamictitos (Lee et al., 1998; Li et al., 2003; Lin et al., 2007; Jiang et al., 2011), e correlato também com sills gabróicos e diques da grande província ígnea Franklin (Harlan et al., 2003; Ernst et al., 2008) com idade de 716 Ma (Macdonald et al., 2010). Similares ocorrências de formações ferríferas associadas com arcos vulcânicos com idade ~730 Ma ocorrem no bloco Arabian-Nubian, no Egito e Arábia Saudita.

Semelhante, outras evidências de aberturas de mares restritos ao longo da Faixa Damara na Namíbia, são descritos entre os crátons Kalahari e Congo, com episódio extensional de ~760 a ~650 Ma (Hoffman e Halverson, 2008; McGee et al., 2012), e ao longo das faixas dobradas Ghats Oriental entre a Índia e Antártica Oriental, e, possivelmente, entre alguns outros pequenos blocos continentais (Johansson, 2014). Na América do Sul, o Grupo Jacadigo no Maciço do Urucum (Dorr II, 1945; Almeida, 1946), embora este seja considerado por muitos autores com idade Marinoana (Gaucher et al., 2003), tem a sua associação com glaciação e restrições de idade disponíveis, e permiti que ele possa ser de idade Sturtiana.

O magmatismo alcalino em torno de 577 Ma, também pode ser usado como um elemento de correlação entre os eventos de rifte e geração de margem passiva na conexão SW Laurentia-Leste Antártica (SWEAT) (Wingate e Giddings, 2000) de Moores (1991) do Gondwana (Diren e Crawford, 2003).

Conclusão

Dois estilos de erupções piroclásticas são identificados no limite oriental da Faixa Paraguai. A erupção explosiva Surtseyana básica-ultrabásica determinada pelos derrames de lava de hialoclastitos e bombas de escórias assimiladas, potencializada pela interação magma-água. O outro pertence ao estilo Pliniano relacionado às rochas ácidas tufáceas e ignimbríticas provenientes de explosões muito mais violentas em ambientes subaéreos, com as maiores áreas de exposição na região. Desta forma, o desenvolvimento da bacia abrigou a instauração de ambientes subaquosos rasos desde lacustrinos, lagos salgados e até provavelmente proto-oceanos, coevos e determinantes na formação dos derrames de metabasaltos, hialoclastitos escorácios e aos depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos). Fazem parte de um vulcanismo sin-rifte com caráter bimodal, isto é caracterizado pela emissão de piroclásticos riolíticos e picríto-basálticos, principalmente associados com vulcões centrais, subordinadamente, basaltos, geralmente associados com erupções fissurais.

Constata-se pelas idades do vulcanismo da Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina que ocorrem pelo menos três eventos relacionados à formação do ambiente extensional formador da bacia rifte da Faixa Paraguai. Sugere-se tratar de uma bacia policíclica, tornando-a muito mais complexa que uma simples abertura, exigindo no mínimo duas câmaras magmáticas de composições antagônicas, com a formação inicial de um assoalho oceânico formado por metabasaltos de idade 745 Ma, crono-correlatos com a idade das vulcânicas félsicas de 735 Ma. Relacionadas ainda ao evento extensional ocorre outro evento de formação de rochas vulcânicas intrusivas gabróicas com idade de 714 Ma. Já no final da amalgamação do Oeste Gondwana, ocorre à última fase magmática, relacionada às rochas alcalinas ultramáficas de 577 Ma, e que pode estar ligada ao Complexo Alcalino Planalto da Serra.

Este sistema rifte pode ser classificado como de pouco magma, semelhante à margem tipo Atlântico, onde a evidência de magmatismo extrusivo não é muito significativo.

Ambientes vulcanogênicos desta natureza requerem a formação de caldeiras, e por meio de imagens satelitais é possível distinguir estruturas que se assemelham a uma caldeira responsável pelas erupções explosivas.

A associação de rochas vulcânicas e sedimentos glacio-marinhos com idade entre 750 a 650 Ma estão relacionadas crono-estratigraficamente com diversos terrenos de margens continentais ativas, provenientes da ruptura do supercontinente Rodínia, que assumiram uma identidade semelhante a nível global.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil pelos trabalhos de mapeamento executados e disponibilização dos aerolevantamentos geofísicos, bem como os colegas Antônio Frasca, João Olímpio, Débora Regina e Tiago Bandeira envolvidos no trabalho de campo e discussões posteriores, bem como a equipe técnica do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), em especial Érico Zacchi e o doutorando Rodrigo Schwantes. Agradecemos também as sugestões do Professor Massimo Matteini.

Referências

Acoccela, V.; Korme, T.; Salvini, F.; Funicello, R. 2003. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027302003426>.

Acoccela, V.; Korme, T.; Salvini, F.; Funicello, R. 2002. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures, J. Volcanol. Geotherm. Res. n.2512, p.1-15.

Almeida, F. F. M. de. 1946. Origem dos minérios de ferro e manganês de urucum: Corumba: Estado de Mato Grosso. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 58 p. il. Inclui mapas geológicos e fotos.

Almeida, F. F. M. 1964. Geologia do centro-oste Mato-Grossense. Boletins do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, Largo da Misericórdia, v.59, n.213/216, p.Irreg, il + mapas.

Almeida, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena: Mato Grosso. Rio de Janeiro: DNPM-DG.

Almeida, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no proterozóico superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências, n.40, p.285–293.

Almeida, F. F. M. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 28.,1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, v.4. p.11-12 .

Almeida, F. F. M.; Mantovani, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. An. Acad. Bras. Ciênc., n.47, p.451-458.

Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, n. 7, p. 349- 364.

Almeida, F. M. M. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction; Earth Science Review, n. 17, p. 1-29.

Almeida, F. F. M. de. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida, F. F. M. De; Hasui, Y. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Editora Edgard Blücher, p.265-281.

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. Coord. 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda. 378 p.

Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, v.16, n.4, p. 325-349, il

Alvarenga, C. J. S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 28 out. - 04 nov. 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v.7, p.3258-3271.

Alvarenga, C. J. S. 1990. Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton: exemple de la chaine Paraguai d'age proterozoique superieur, Mato Grosso, Brèsil. Soutenue, 1990. 177f. Tese (Doutorado em Ciências)-Universite de Droit, d'Économie et des Sciences d'aix-Marseille, Faculte des Sciences et Techniques de St-Jerome, Soutenue.

Alvarenga, C.J.S.; Saes, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.4, p.493-499.

Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.92, p.85–105, DOI: 10.1016/0031 - 0182(92)90136-S.

Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.23, n.1, p. 18-30, il.

Alvarenga, Carlos; Moura, Candido; Gorayeb, Paulo; Abreu, Francisco de Assis Matos de 2000. Paraguay and Araguaia Belts. p.183 - 193.

Alvarenga, C.J.S.; Figueiredo, M.F.; Babinski, M. and Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *J. SAmEarth Sci*, doi:10.1016/ j.jsames.2006.09.015.

Alvarenga, C.J.S.; Boggiani, P.C; Babinski, M.; Dardenne, M.A; Figueiredo, M.F; Dantas, E.L; Uhlein, A.; Santos, R.V; Sial, U.M. and Trompette, R. 2011. Glacially-em flor Sedimentação sedentária da Formação Puga, Grupo Cuiabá e o Grupo Jacadigo, e carbonatos associados dos grupos Araras e Corumbá, Faixa do Paraguai, Brasil. *Sociedade Geológica de Londres, Memoir 36*, 487-497.

Araújo, E. S.; Andrade, R. S. 1982. Projeto Nova Xavantina: Relatório de Prospecção Preliminar. Goiânia: CPRM, 1v. p.487–497.

Babinski, M.; Trindade, R. I.; Alvarenga, C. J. S; Boggiani, P. C.; Liu, D.; Santos, R. V. and Brito Neves, B. B. 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in Central Brazil: Mar del Plata, Argentina, SSAGI, VI South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts, CD-ROM.

Babinski, M.; Boggiani, P.C.; Trindade, R.I.F., and Fanning, C.M. 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X12002341>.

Bandeira, J.; McGee, B.; Nogueira, A. C. R.; Collins, A. S. and Trindade, R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3), 323-340.

- Barberio, M. R., Donati, C., Donato, P., Yirgu, G., Peccerillo, A. and Wu, T. W. 1999. Petrology and geochemistry of Quaternary magmatism in the northern sector of the Ethiopian Rift between Debre Zeit and Awash Park. *Acta Vulcanologica* 11, 69--81.
- Barros, A. M. et al. Geologia. 1982. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p.25-192. il. color. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Barros, A.M.; Silva, R.M.; Cardoso, O.R.F.A.; Freire, F.A.; Souza, J.J. Jr.; Rivetti, M. and Luz, D.S. Geologia. In.: Projeto RadamBrasil Folha SD-21, Cuiabá, Rio de Janeiro, MME-SG: Levantamento de Recursos Naturais, v.26, p.25-192.
- Batiza, R.; Fornari, D. J.; Vanko, D. A.; Lonsdale, Peter. 1984. Craters, Calderas, and Hyaloclastites on Young Pacific Seamounts. *J. Geophys Res* 89, p. 8371 – 8390. <https://DOI.org/10.1002/9781118782095.ch12>.
- Batiza, R.; Smith, T. and Niu, Y.L. 1989. Geological and petrological evolution of seamounts near the EPR based on submersible and camera study, *Mar. Geophys. Res.*, n.11, p.169-236.
- Batiza, R.; White, J.D.L. 2000. Submarine lavas and hyaloclastite. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 361-381.
- Bonhomme, M.G.; Gauthier-Lafaye, F. and Weber, F. 1982. An example of lower Proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0301926882900389?via%3Dihub>.
- Bowring, S.A.; Grotzinger, J.P.; Condon, D.J.; Ramezani, J. and Newall, M. 2007. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman: *American Journal of Science*, v. 307, p.1097-1145, doi:10.2475/10.2007.01.
- Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. da C.; Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle orogenic collage. *Precambrian Research*, v.22, n.3, p.155-166.
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, v.47, p.72-89.
- Bühn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M. and Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MCICPMS). *An Acad Bras Cienc* v.81, p.99–114.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Cashman, K. B.; Sturtevant, P. Papale and Navon, O. 2000. Magmatic fragmentation. In.: *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by Sigurdsson; Houghton, H. B. S.R.; McNutt, Rymer, H. and Stix, J. p.421-430, Academic, San Diego, Calif.
- Chernet, T. and Hart, W. 1999. Petrology and Geochemistry of Volcanism in the Northern Main Ethiopian Rift - Southern Afar transition Region. *Acta Vulcanologica*. v.11, p.21-41.

- Cole, P.D.; Guest, J.E.; Duncan, A.M. and Pacheco, J. M. 2001. Capelinhos 1957-1958, Faial, Azores: deposits formed by an emergent surtseyan eruption. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s004450100136>.
- Colpron, M.; Logan, J. and Mortensen, J. 2002. U-Pb zircon age constraint for late Neoproterozoic rifting and initiation of the lower Paleozoic passive margin of western Laurentia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.39, n.2, p.133-143, doi:10.1139/e01-069.
- Condon, D.; Zhu, M.; Bowring, S.A.; Wang, W.; Yang, A. and Jin, Y. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China: *Science*, v.308, p.95-98, doi:10.1126/science.1107765.
- Cooper, A.F.; Maas, R.; Scott, J.M.; and Barber, A.J.W. 2011, Dating of volcanism and sedimentation in the Skelton Group, Transantarctic Mountains: Implications for the Rodinia-Gondwana transition in southern Victoria Land, Antarctica: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 3-4, p. 681-702.
- Corcoran, P.L.; Moore, L.N. 2009. Subaqueous eruption and shallow-water reworking of a small-volume Surtseyan edifice at Kakanui, New Zealand. DOI:10.1139/E09-068.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K. and Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: Cohee, B.V et al. (Eds), *Contributions to the geologic time scale*, Tulsa, Am. Assoc Petrol. Geol., p.93–117.
- Cordani, U.G.; Thomaz Filho, A.; Brito Neves, B.B and Kawashita, K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol*, n.471, p.253–280.
- Cordani, U. G. et al. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, v.15, n.5, p.350–359, <http://dx.DOI:org/10.1046/j.1365-3121.2003.00506>.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A. and Da Cunha, F. M. B., 2009a. Estudo preliminar de integração o Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Republicação). *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v.17, n.1, p.133-204.
- Cordani, U.G.; Pimentel, M.M.; Araújo, C.E.G; Basei, M.A.S; Fuck, R.A.; Girardi V.A.V. 2013a. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil? *American Journal of Sciences*, 313:517-539.
- Cordani, U.G.; Pimentel, M.M.; Araújo, C.E.G. and Fuck R.A. 2013b. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, n.43, p.583-597.
- Correa, J. A. et al. 1979. *Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena*. Brasília. 111p. il. (Geologia, 6. Seção Geologia Básica, 3). Inclui mapa.
- Corsetti, F.A.; Link, P.K. and Lorentz, N.J. 2007. $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of the Neoproterozoic succession near Pocatello, Idaho, U.S.A.: Implications for glacial chronology and regional correlations. In.: Link, P.K. and Lewis, R.S. eds. *Proterozoic Geology of Western North America and Siberia: Society for Sedimentary Geology Special Publication 86*, p.193-205.
- Crhstie-Blick, N.; Levy, M. 1989. Concepts of sequence stratigraphy, with examples from strata of late Proterozoic and Cambrian age in the western United States, In.:

Christie-Blick, N., and Levy, M., eds., Late Proterozoic and Cambrian Tectonics, Sedimentation and Record of Metazoan Radiation in the Western United States (28th International Geological Congress Field Trip Guidebook T331): Washington, D.C., American Geophysical Union, p. 23-37.

Dallmeyer, R. D.; Caen-Vachette, M. and Villeneuve, M. 1987. Emplacement age of post-tectonic granite in southern Guinea (West Africa) and the peninsular Florida subsurface: Implications for the origins of southern Appalachian exotic terranes: Geol. Soc. Am., Bull., n.99, p.87-93.

Dallmeyer, R. D. and J.P. L  corch  . 1989. ⁴⁰Ar/³⁹Ar polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa. Geol. Soc. Am., Bull., n.101, p.55-70.

Dantas, E. L. et al. 2007. 800Ma rifting in the Paraguay Belt, Central Brazil: U–Pb Shrimp age determination, Rodinia Break-up and implications for the connection with Avalonia Peri-Gondwana terranes. In: Proceedings Geological Society of American, Annual Meeting Denver. CD Rom.

Dantas E.L., Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Pimentel M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. Precambrian Research, v.170, n.1-2, 1-12.

Dantas, E. L.; Fuck R. A.; Pimentel, M. M.; Alvarenga, C. J. S.; Martielli, C.; Silva, M. F.; Laux, J. H.. 2006. *Evidências de crosta oceânica na Faixa Paraguai: Implica  es para a conexão com Aval  nia*

De Min, A.; Hendriks, B.; Slejko, F.; Comin-Chiaramonti, P.; Girardi, V. A. V.; Ruberti, E.; Gomes, C. B.; Neder, R. D. and Pinho, F. C. 2013. Age of ultramafic-K rocks from Planalto da Serra, Mato Grosso, Brazil, In: Gwalani, L. G.; Comin-Chiaramonti, P. and Downes, P. J. ed. Alkaline magmatism and lithospheric mantle: a special issue in honour of the work of Celso de Barros Gomes on the occasion of his 77th birthday: Journal of South American Earth Science, v.41, p.57–64, <http://dx.DOI.org/10.1016/j.jsames.2012.06.010>.

Del'arco, J.O.; Silva, R.H.; Tarapanoff, I.; Freire, F.A.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C.B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. MME/ SG. Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SE. 21 – Corumbá e parte da Folha SE. 20. Rio de Janeiro, v.27, p.25–160.

Direen, N.G.; Crawford, A.J. 2003. Fossil seaward-dipping reflector sequences preserved in southeastern Australia: A 600 Ma volcanic passive margin in eastern Gondwanaland: Journal of the Geological Society, v.160, n.6, p.985-990.

Dorr II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. Bull. U.S. Geol. Surv. 946A, 47p.

Ernst, R.; Wingate, M.; Buchan, K. and Li, Z. 2008. Global record of 1600-1700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents: Pre-cambrian Research, v.160, n.1-2, p.159-178.

Ferri, F.; Ress, C.; Nelson, J. and Legun, A. 1999. Geology and Mineral Deposits of the Northern Kechika Trough between Gataga River and the 60th Parallel: Geological Survey Branch, Mineral Resources Division, British Columbia Ministry of Energy and Mines Bulletin 107, 122 p.

- Figueiredo, A. J. A.; Olivatti, O. 1974. Projeto Alto Guaporé. Goiânia, DNPM/CPRM, 173p. (Relatório Final Integrado).
- Figueiredo, M. F.; Babinsky, M.; Alvarenga, C. J. and Pinho, F. E. C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: formação Serra Azul, v.8, n.2, DOI: 10.5327/Z262+-874X2008000200005.
- Fiske, R.S.; Matsuda, T. 1964. Submarine equivalents of ash flows Tokiwa Formation Japan. *Am. J. Sci.*, n.262, p.76-106.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin.
- Gaucher, C.; Boggiani, P. C.; Sprechmann, P.; Sial, A. N. and Fairchild, T. R. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications: *Precambrian Research*, v.120, n.3-4, p.241-278, [http://dx.DOI.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00140-7](http://dx.DOI.org/10.1016/S0301-9268(02)00140-7).
- Geraldes, M. C.; Tassinari, C. C. G.; Babinski, M.; Martinelli, C. D.; Yer, S. S.; Barboza, E. S.; Pinho, F. E. C.; Onoe, A. T. Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500- 550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil. *International Geology Review*, v. 50, p. 177-190, 2008.
- Goodge, J.; Myrow, P.; Williams, I. and Bowring, S. 2002. Age and provenance of the Beadmore Group, Antarctica: Constraints on Rodinia Supercontinent breakup: *The Journal of Geology*, v.110, n.4, p.393-406.
- Harlan, S.; Heaman, L.; LeCheminant, A. and Premo, W. 2003. Gunbarrel mafic magmatic event: A key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions: *Geology*, v.31, n. 12, p.1053-1056, doi:10.1130/G19944.1.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281, no. 5381, p. 1342, DOI: 10.1126/science.281.5381.1342
- Hoffman, K.H.; Condon, D.J.; Browring, S.A. and Crowley, J.L. 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation: *Geology*, v.32, p.817-820, doi: 10.1130/G20519.1.
- Hoffman, P.; Halverson, G. 2008. Oti Group of the Western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the Western Northern Margin Zone. Disponível em: <https://digital.library.adelaide.edu.au/dspace/handle/2440/54299>.
- Hoffman, P.; Schrag, D. 2002. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change: *Terra Nova*, v.14, n.3, p.129-155, doi: 10.1046/j.1365-31221.2002.00408.x.
- Hoffman, P.F.; Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, n.14, p.129-155.
- Hyde, W. T.; Crowley, T. J.; Baum, S. K., and Peltier, W. R. 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model, Disponível em: <https://www.nature.com/articles/35013005>.
- Jiang, Ganqing; Shi, Xiaoying; Zhang, Shihong; Wang, Yue and Xiao, Shihai. 2011. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551 Ma) in South China. *Gondwana Research*, v.19, n.4, p.831-849. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X11000281>.

Johansson, Å. 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model-A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*. 244, p. 226-235. [10.1016/j.precamres.2013.10.012](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.10.012).

Jutzeler, M., McPhie, J. and Allen, S.R. 2014b. Submarine eruption-fed and resedimented pumice-rich facies: the Dogashima Formation (Izu Peninsula, Japan) *Bull Volcanol*, v.76, p.867. [tps://doi.org/10.1007/s00445-014-0867-x](https://doi.org/10.1007/s00445-014-0867-x)

Jutzeler, M., White, J.D.L., Proussevitch, A.A. et al. 2016. Vesiculation and fragmentation history in a submarine scoria cone-forming eruption, an example from Nishiizu (Izu Peninsula, Japan). *Bull Volcanol*, v.78, p.7. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-0999-2>.

Keeley, J. A. et al. 2012. Pre to synglacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, v.5, n.1, p.128-150.

Kokelaar, B.P. 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of Geological Society of London*, n.140, p.939–944.

Kokelaar, B.P. and Durant, G.P. 1983. The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n.19, p.239-246.

Lee, K.S.; Chang, H.W. and Park, K.H. 1998. Neoproterozoic bimodal volcanism in the central Ogcheon Belt, Korea; age and tectonic implication: *Precambrian Research*, v.89, n.1-2, p.47-57, doi:10.1016/S0301-9268(97)00077-6.

Li, X.H.; Li, Z.X.; Ge, W.C.; Zhou, H.W.; Li, W.X.; Liu, Y. and Wingate, M.T.D. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?. *Precambrian Res.*, n.122, p.45.

Li, Z. X. et al. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, n.160, p.179–210.

Li, Z. X. et al. 2008. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia? New data from Hainan Island, south China. *Terra Nova*, n.20, p.154–164.

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. and Vernikovskiy, V. 2008. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: A synthesis: *Precambrian Research*, v. 67, n. 1–2, <http://dx.DOI:org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.

Li, Z.X.; Li, X.H.; Kinny, P.D.; Wang, J.; Zhang, S. and Zhou, H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research* 122, 85–109.

Lin, G.C.; Li, X.H.; and Li, W.X. 2007. SHRIMP U-Pb zircon age, geochemistry and Nd-Hf isotope of Neoproterozoic mafic dyke warms in western Sichuan: Protogenesis and tectonic significance: *Science in China Series D-Earth Sciences*, v.50, n.1, p.1-6, doi:10.1007/s11430-007-2018-0.

Litherland, M. et al. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shields. *Br. Geol. Surv. Overseas Mem.*, n.9, p.153.

Llambías E.J. 2003. *Geología de Los Cuerpos Ígneos*. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. p.7-175.

Lonsdale, P.; Batiza, R. 1980. Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible. *Geol Soc Am Bull*, v.91, p.545-554.

Lorentz, N.J.; Corsetti, F.A. and Link, P.K. 2004. Seafloor precipitates and C isotope stratigraphy from the Neoproterozoic Scout Mountain Member of the Pocatello Formation, southeast Idaho: Implications for Neoproterozoic Earth system behavior: *Precambrian Research*, v.130, p.57-70, doi: 10.1016/j.precamres.2003.10.017.

Ludwig, K.R. 2003. User's manual for isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft excel. Disponível em: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10027625576/>

Lund, K.; Aleinikoff, J.; Evans, K. and Fanning, C. 2003. SHRIMP U-Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere Supergroup, central Idaho: Implications for rifting of western Laurentia and synchronicity of Sturtian glacial deposits: *Geological Society of America Bulletin*, v.115, n.3, p.349-372, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0349:SUPGON>2.0.CO;2.

Macdonald, F.; Schmitz, M.; Crowley, J.; Roots, C.; Jones, D.; Maloof, A.; Strauss, J.; Cohen, P.; Jhonston, D. and Schrag, D. 2010. Calibrating the Cryogenian: *Science*, v.327, n. 5970, p. 1241-1243, doi:10.1126/science.1183325.

Martinelli, C. D. 1998. Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés- Nova Xavantina-MT. 1998. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro UNESP,

McGee, B.; Collins, A. S. and Trindade, R. I. F. 2012. G'Day Gondwana the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, <http://dx.DOI:org/10.1016/j.gr.2011.04.01>.

McGee, B.; Collins, A.S.; Trindade, R.I.F.; Jourdan F. 2015a. Investigating mid-Ediacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and ^{40}Ar - ^{39}Ar detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, 62:130-154.

McGee, B.; Collins, A.S.; Trindade, R.I.; Payne, J. 2015b. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 127(1-2):76-86.

Mohriak, W.; Szarmari, P.; Anjos, S.M.C. *Sal: geologia e tectônica, exemplos de bacias brasileiras*. 2008.

Moore, J.G. 1985. Structure and eruptive mechanisms at Surtsey volcano, Iceland. *Geological Magazine* n.122, p.649–661.

Moores, E. 1991. Southwest US-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis: *Geology*, v.19, n.5, p.425-428, doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0425:SUSEAS>2.3.CO;2.

Nance, D. R.; Murphy, J. B. and Keppie, J. (2002). A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*. 352. 11-31. 10.1016/S0040-1951(02)00187-7.

Narbonne, G. M. ; Aitken, J. D. 1995. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Precambrian Research*, v.73, n.1-4, p.101-121, May with 15 Reads. DOI: 10.1016/0301-9268(94)00073-Z.

Neder, R. D.; Pinho, F. E. C.; Souza, I. M. 2005. Alcalinas ultrapotássicas de Planalto da Serra, MT. Alvos exploratórios para, P₂O₅, K₂O, TiO₂, Nióbio, Tântalo, vermiculita, ETR, Metais Base de Dados e Diamante. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 9., Goiânia, 2005. Actas... Goiânia:SBG, p.41-4.

Nogueira, V.L.; Oliveira, C.C. 1978. Projeto Bonito Aquidauana. Goiânia, DNPM/CPRM. 121 p. (Relatório Final 1).

Nogueira, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173p.

Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, v.31. p.613-616.

Oliva, L. A. et al. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo Cuiabá SD.21. [s.l.]: DNPM, Escala 1:1.000.000, Impresso.

Osborne, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Arl Basin, Paraguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brasil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos Expandidos. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. 1 CD Rom.

Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A. and Dantas, E. L. 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. and Wit, M. J., ed. *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region: Geological Society, London, Special Publications*, v.294. <http://dx.DOI:org/10.1144/SP294.161>.

Paixão, M.A.P. 2009. Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2009. 118 p. (Tese de Doutorado).

Paulsson, Oskar and Andréasson, Per-Gunnar. 2002. Attempted break-up of Rodinia at 850 Ma: geochronological evidence from the Sveve–Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. Disponível em: <http://jgs.lyellcollection.org/content/159/6/751.short>.

Peron-Pinvidic, G.; Manatschal, Gianreto. (2008). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: A new point of view. *International Journal of Earth Sciences*. 98. 1581-1597. 10.1007/s00531-008-0337-9.

Pinho, F. E. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina - leste do Estado de Mato Grosso. 1990. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. Anais... Natal: SBG, v.3. p.1316-1330.

Pinho, F. E. et al. 2005. Geoquímica do complexo alcalino de Planalto da Serra-MT. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 23-25 out. 2005, Goiânia. Anais. Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste, p.54-56. il.

Pirajno, Franco. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer: Berlin, Germany. ISBN 978-1-4020-8612-0 DOI.10.1007/978-1-4020-8613-7.

Porada, H. 1989. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, n.44, p.103–136.

Ribeiro Filho, W. and Figueiredo, A. J. A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre: SBG, v.4, p. 27-35.

Ribeiro Filho, W.; Luz, J. S.; Abreu Filho, W. 1975. Projeto Serra Azul: Reconhecimento geológico. Relatório final. Goiânia: CPRM, 1975. v.1. s p.

Ruiz, A.S. and Santos, A.A. 1999. O Domínio interno da faixa Paraguai na Região de Nova Xavantina –MT. Dados Preliminares., VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, 1999.

Samson, S.D.; Inglis, J.D.; D'Lemos, R.S.; Adomu, H.; Blichert-Toft, J. and Hefferan, K. 2004. Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926804002025>

Schobbenhaus Filho, C. and Oliva, L.A. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo Corumbá SE.21. [s.l.]: DNPM, Escala 1:1.000.000, Impresso.

Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. and Asmus, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. Brasília, DNPM. 501 p.

Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1981. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais - Escala 1/2.500.000. Brasília, DNPM.

Silva, M. F. 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação(Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Silvestri, S.C. 1963. Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. Bulletin of Volcanology, n.25, p.315–21. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007%2FBF02596562>.

Simpson, K and McPhie, J. 2001 , 'Fluidal-clast breccia generated by submarine fire fountaining, Trooper Creek Formation, Queensland, Australia' , *Journal of volcanology and geothermal research*, vol. 109, no. 4 , pp. 339-355 , doi: [10.1016/S0377-0273\(01\)00199-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00199-8).

Smith, T.L.; Batiza R. (1989) New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits. *Bull. Volcanol.*, v.51, p.96-114. 12.11.2

Thorarinsson, S. 1967. *Surtsey. The New Island in the North Atlantic*. New York: The Viking Press, 47p.

Tohver, E. et al. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, n.38, p.267–270.

Tohver, E. et al. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, n.21, p.394–405.

Tohver, E. et al. 2012. Assembling two easy pieces: the geology of western Gondwana and plate tectonic theory - An introduction to the special volume. *Gondwana Research*, v.21, n.2-3, p.311-315.

Tohver, E.; Cawood, P. A.; Rossello, E. A. and Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost 538 U. G. Cordani and others—Was there an Rio de la Plata Craton, Argentina. *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, <http://dx.DOI:org/10.1016/j.gr.2011.04.001>

Trendall A.F. 1973. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Austrália: examples of varied Precambrian evaporates. In: UNESCO (ed.) *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits*. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970, Earth Sciences, 9, p.377-380.

Trompette, R. 1994. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema, 350p.

Trua, T; Deniel, C.; Mazzuoli, R. 1999. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence *Chem. Geol.*, 155 (1999), pp. 201-231, [10.1016/S0009-2541\(98\)00174-0](http://dx.DOI:org/10.1016/S0009-2541(98)00174-0) [ArticleDownload PDFView Record in Scopus](#)

Vespermann, D.; Schmincke, H. (2000). Scoria Cones and Tuff Rings, *Encyclopedia of Volcanoes*. Scoria Cones and Tuff Rings, *Encyclopedia of Volcanoes*. 683-694.

Waters, A. C. Fisher, Richard V. 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes. *Journal of Geophysical Research*. Volume 76, Issue 23<https://doi.org/10.1029/JB076i023p05596>

Walker, George P. L. 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, n.62, p.431-446. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01840108>.

Wang, J. and Li, Z.X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodina break-up: *Precambrian Research*, v.122, n.1. DOI:10.1016/S0301-9268(02)00209-7.

Wingate, M. T. D. and Giddings, J. W. 2000. Age and paleomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia–Laurentia connection at 755 Ma. *Precambrian Res.*, n.100, p.335–357.

White, J.D.L.; Houghton, B.F. 2000. Sutseyan and related eruptions. IN *Encyclopedia of volcanoes*. Edited by H. Sigurdson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, and J. Stix. Academic Press, New York, 1417 p.

Wohletz, K.H. 1998. *Pyroclastic Surges and Compressible Two- Phase Flow*. In: *Freundt, A., Rosi, M. (Editors) From Magma to Tephra: Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*, Elsevier, 274-312

WoldeGabriel, G. Aronson, J.L. Walter, R.C. 1990. Geochronology and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopian Rift. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 1990, pp. 439-485, [10.1130/0016-7606\(1990\)102<0439](http://dx.DOI:org/10.1130/0016-7606(1990)102<0439)

Young, Grant. 1976. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research - Precambrian Res.*, 3, 137-158. [10.1016/0301-9268\(76\)90030-9](http://dx.DOI:org/10.1016/0301-9268(76)90030-9).

Anexo 1 – Análises U-Pb em zircões (Artigo 1)

MO 189

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(Ma)	Conc(%)
013-ZR7	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	13	0,0024	0,228	84301	19,52	0,06421	0,98	1,081	1,44	0,1221	0,99	0,69	749	41	744	15	743	14	0,83
016-ZR10	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	6	0,0044	0,314	187200	11,69	0,06397	0,93	1,077	1,74	0,1222	1,42	0,82	740	39	742	18	743	20	-0,33
034-ZR21	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	20	0,0012	0,325	25443	20,94	0,06379	1,46	1,077	2,15	0,1224	1,54	0,72	735	61	742	23	744	22	-1,33
040-ZR27	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	26	0,0072	0,236	131219	23,20	0,06458	0,81	1,092	1,86	0,1226	1,64	0,88	761	34	749	20	746	23	1,96
007-ZR35	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	25	0,0073	0,179	51745	44,49	0,06323	0,86	1,089	1,63	0,1248	1,33	0,82	716	36	748	17	758	19	-5,92
020-ZR14	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	31	0,0070	0,532	107782	23,04	0,06519	0,82	1,126	1,86	0,1253	1,63	0,88	780	34	766	20	761	23	2,51
015-ZR9	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	24	0,0072	0,480	144157	20,29	0,06445	0,82	1,125	1,66	0,1265	1,39	0,84	757	34	765	18	768	20	-1,53
018-ZR12	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	30	0,0061	0,469	123336	34,48	0,06473	0,77	1,131	1,23	0,1267	0,87	0,71	765	32	768	13	769	13	-0,44
043-ZR28	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	20	0,0037	0,437	132593	55,36	0,06523	0,66	1,149	1,20	0,1277	0,93	0,77	782	28	777	13	775	14	0,92
006-ZR34	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNG)	120	0,0111	0,489	10348	23,23	0,06555	0,98	1,155	1,88	0,1278	1,56	0,83	792	41	780	20	775	23	2,13
044-ZR29	Data >90% concordant (used for PDP plot)	104	0,0087	0,534	5928	7,09	0,06521	0,55	1,123	1,19	0,1249	0,99	0,83	781	23	765	13	759	14	2,86
004-ZR1	Data >90% concordant (used for PDP plot)	45	0,0039	0,171	48862	27,87	0,06008	0,84	0,791	2,37	0,0955	2,18	0,92	606	36	592	21	588	24	3,06
030-ZR19	Data >90% concordant (used for PDP plot)	15	0,0026	0,363	80044	18,10	0,06084	0,94	0,911	1,30	0,1086	0,82	0,63	633	40	658	13	665	10	-4,92
026-ZR16	Data >90% concordant (used for PDP plot)	27	0,0076	0,226	109317	27,13	0,06273	0,67	0,999	1,23	0,1155	0,96	0,78	699	29	703	12	704	13	-0,74
035-ZR22	Data >90% concordant (used for PDP plot)	44	0,0084	0,222	79915	39,04	0,06386	0,55	1,048	1,23	0,1190	1,04	0,84	737	23	728	13	725	14	1,62
004-ZR32	Data >90% concordant (used for PDP plot)	29	0,0052	0,331	68956	26,66	0,06729	1,34	1,180	1,74	0,1272	1,05	0,60	847	55	791	19	772	15	8,84
017-ZR11	Data >90% concordant (used for PDP plot)	36	0,0019	0,357	34259	27,92	0,06319	1,15	1,117	1,74	0,1282	1,26	0,72	715	49	761	19	777	18	-8,74
027-ZR17	Data >90% concordant (used for PDP plot)	24	0,0085	0,461	147807	23,03	0,06387	0,60	1,129	1,17	0,1282	0,93	0,80	737	25	768	13	778	14	-5,49
014-ZR8	Data >90% concordant (used for PDP plot)	16	0,0013	0,358	35996	16,67	0,06564	1,33	1,194	2,33	0,1319	1,87	0,80	795	55	798	26	799	28	-0,46
039-ZR26	Data >90% concordant (used for PDP plot)	39	0,0038	0,439	35349	32,80	0,06682	0,98	1,240	1,97	0,1346	1,66	0,85	832	41	819	22	814	25	2,18
045-ZR30	Data >90% concordant (used for PDP plot)	25	0,0046	0,333	74901	27,40	0,06521	0,62	1,244	1,12	0,1384	0,86	0,77	781	26	821	13	835	13	-6,94
029-ZR18B	Data >90% concordant (used for PDP plot)	17	0,0056	0,361	333025	49,00	0,06663	0,69	1,274	1,11	0,1387	0,79	0,71	826	29	834	13	837	12	-1,31
036-ZR23	Data >90% concordant (used for PDP plot)	34	0,0125	0,386	163647	27,65	0,06592	0,54	1,265	1,16	0,1392	0,95	0,82	804	23	830	13	840	15	-4,50
028-ZR18N	Data >90% concordant (used for PDP plot)	20	0,0023	0,344	40863	21,15	0,06578	0,99	1,269	1,64	0,1399	1,25	0,76	799	41	832	18	844	20	-5,60
037-ZR24	Data >90% concordant (used for PDP plot)	73	0,0041	0,552	14924	55,79	0,09637	0,68	3,629	1,38	0,2731	1,14	0,83	1555	25	1556	22	1556	31	-0,08
019-ZR13	Data >90% concordant (used for PDP plot)	23	0,0043	0,460	108078	24,65	0,11967	0,70	6,016	1,12	0,3645	0,79	0,71	1951	25	1978	19	2004	27	-2,68
005-ZR2	Data >90% concordant (used for PDP plot)	57	0,0043	0,518	56283	29,52	0,12913	0,70	7,187	1,32	0,4036	1,05	0,80	2086	25	2135	23	2186	39	-4,77
005-ZR33	Data >90% concordant (used for PDP plot)	339	0,0176	1,031	3447	10,42	0,17975	1,27	11,347	2,25	0,4578	1,82	0,81	2651	42	2552	42	2430	74	8,33
033-ZR20	Data >90% concordant (used for PDP plot)	217	0,0292	0,145	8873	8,34	0,17004	0,65	11,379	1,21	0,4853	0,95	0,79	2558	22	2555	23	2550	40	0,30

NX 100

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁸ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(MA)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(MA)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(MA)	Conc(%)
039-ZR27	Data >90% concordant (used for PDP)	14	0,0027	0,465	68183	26,15	0,06216	0,81	0,943	1,14	0,1100	0,71	0,62	679	34	674	11	673	9	1,01
040-ZR89	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	12	0,0039	0,369	155921	12,87	0,06394	0,60	1,038	1,07	0,1178	0,80	0,75	740	25	723	11	718	11	2,97
017-ZR11	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	9	0,0050	0,246	212756	25,48	0,06411	0,43	1,072	0,83	0,1213	0,61	0,73	745	18	740	9	738	8	0,96
060-ZR40	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	12	0,0019	0,926	65574	15,70	0,06379	0,41	1,084	1,00	0,1233	0,83	0,83	735	17	746	11	749	12	-1,98
037-ZR25	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0009	1,273	33690	19,45	0,06992	0,91	1,410	1,17	0,1463	0,63	0,54	926	37	893	14	880	10	4,94
028-ZR18	Data >90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0007	1,795	31132	12,79	0,06985	0,84	1,421	1,21	0,1476	0,78	0,65	924	34	898	14	887	13	3,94
030-ZR20	Data >90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0023	1,144	90499	21,27	0,07043	0,68	1,478	1,03	0,1521	0,68	0,66	941	28	921	12	913	12	2,96
056-ZR37	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0006	4,435	25274	11,54	0,06994	0,63	1,468	1,21	0,1522	0,97	0,80	927	26	917	15	913	16	1,44
006-ZR61	Data >90% concordant (used for PDP plot)	21	0,0041	1,871	79491	22,53	0,07151	0,69	1,501	1,05	0,1522	0,70	0,67	972	28	931	13	913	12	6,03
005-ZR60	Data >90% concordant (used for PDP plot)	22	0,0030	1,407	81692	24,49	0,06990	0,76	1,474	1,22	0,1529	0,88	0,72	925	31	920	15	917	15	0,88
035-ZR23	Data >90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0032	0,856	115234	15,80	0,07020	0,70	1,482	1,01	0,1531	0,63	0,62	934	29	923	12	918	11	1,70
059-ZR39	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0009	2,465	43495	12,99	0,07016	0,62	1,482	1,09	0,1531	0,81	0,75	933	25	923	13	919	14	1,57
008-ZR5	Data >90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0007	1,086	24002	20,58	0,06950	0,89	1,468	1,31	0,1532	0,88	0,67	913	36	917	16	919	15	-0,59
068-ZR43	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0022	1,814	83650	13,34	0,06955	0,38	1,470	1,08	0,1533	0,94	0,87	915	16	918	13	919	16	-0,44
028-ZR79	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0019	1,476	65204	13,38	0,06970	0,97	1,475	1,45	0,1535	1,02	0,70	919	39	920	17	921	17	-0,12
015-ZR9	Data >90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0010	1,258	32367	18,81	0,06969	0,67	1,477	1,15	0,1537	0,86	0,75	919	27	921	14	922	15	-0,28
029-ZR80	Data >90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0020	1,269	73335	18,90	0,06947	0,90	1,476	1,45	0,1540	1,07	0,74	913	37	920	17	924	18	-1,19
010-ZR7	Data >90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0012	1,688	40508	19,59	0,07001	0,51	1,490	0,96	0,1544	0,72	0,75	929	21	926	12	925	12	0,34
034-ZR83	Data >90% concordant (used for PDP plot)	17	0,0015	1,748	38371	18,08	0,07087	1,62	1,554	2,15	0,1590	1,37	0,64	954	65	952	26	951	24	0,25
082-ZR55	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0008	1,318	28047	17,03	0,06989	0,84	1,541	1,18	0,1599	0,74	0,63	925	34	947	14	956	13	-3,34
073-ZR48	Data >90% concordant (used for PDP plot)	24	0,0016	0,539	30759	31,70	0,07050	0,81	1,690	1,41	0,1738	1,10	0,78	943	33	1005	18	1033	21	-9,57
017-ZR70	Data >90% concordant (used for PDP plot)	15	0,0010	1,884	30178	23,37	0,07280	2,40	1,559	3,55	0,1553	2,60	0,73	1008	96	954	43	930	45	7,72
018-ZR12	Data >90% concordant (used for PDP plot)	15	0,0049	0,046	147056	20,14	0,11413	0,31	5,270	0,82	0,3349	0,66	0,81	1866	11	1864	14	1862	21	0,24
069-ZR44	Data >90% concordant (used for PDP plot)	22	0,0018	0,836	66228	32,48	0,11416	0,47	5,767	1,53	0,3663	1,41	0,92	1867	17	1941	26	2012	49	-7,79

NX 101

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(Ma)	Conc(%)
025-ZR79	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	11	0,0009	2,190	26297	17,27	0,06942	2,54	1,430	3,56	0,1494	2,47	0,69	911	103	901	42	897	41	1,52
023-ZR77	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	11	0,0012	1,453	43069	13,13	0,07057	1,51	1,525	2,25	0,1568	1,62	0,72	945	61	941	27	939	28	0,67
003-ZR61	Data >90% concordant (used for PDP)	6	0,0090	0,255	520586	8,04	0,07268	0,49	1,738	1,54	0,1734	1,41	0,92	1005	20	1023	20	1031	27	-2,56
061-ZR44	Data >90% concordant (used for PDP)	41	0,0045	0,158	24770	34,62	0,07500	0,47	1,817	0,88	0,1757	0,64	0,73	1069	19	1052	12	1044	12	2,34
034-ZR86	Data >90% concordant (used for PDP)	11	0,0019	0,375	61944	13,98	0,07586	0,99	1,782	1,56	0,1703	1,15	0,74	1091	39	1039	20	1014	22	7,09
026-ZR80	Data >90% concordant (used for PDP)	12	0,0010	0,367	29525	15,13	0,07986	1,56	2,293	2,45	0,2082	1,86	0,76	1194	61	1210	34	1219	41	-2,15
030-ZR84	Data >90% concordant (used for PDP)	9	0,0046	0,353	173974	11,85	0,08049	0,64	2,279	1,00	0,2053	0,68	0,67	1209	25	1206	14	1204	15	0,42
080-ZR58	Data >90% concordant (used for PDP)	8	0,0020	0,333	68611	17,43	0,08148	0,53	2,402	1,05	0,2138	0,82	0,78	1233	21	1243	15	1249	19	-1,30
036-ZR88	Data >90% concordant (used for PDP)	11	0,0044	0,612	388531	62,44	0,08232	0,58	2,428	1,13	0,2139	0,90	0,80	1253	23	1251	16	1250	20	0,29
081-ZR59	Data >90% concordant (used for PDP)	14	0,0027	0,330	173743	58,76	0,08464	0,56	2,457	0,99	0,2105	0,73	0,74	1307	22	1259	14	1232	16	5,78
018-ZR74	Data >90% concordant (used for PDP)	5	0,0087	0,300	455540	6,34	0,08796	0,50	2,966	1,12	0,2445	0,93	0,83	1382	19	1399	17	1410	24	-2,06
075-ZR53	Data >90% concordant (used for PDP)	53	0,0078	0,146	109584	35,85	0,08861	0,34	2,988	0,82	0,2445	0,64	0,78	1396	13	1405	12	1410	16	-1,04
036-ZR24	Data >90% concordant (used for PDP)	22	0,0118	0,299	118508	30,05	0,09005	0,30	2,811	1,05	0,2264	0,94	0,89	1427	11	1358	16	1316	22	7,78
014-ZR09	Data >90% concordant (used for PDP)	8	0,0018	0,568	72469	12,94	0,09019	0,40	3,156	1,20	0,2538	1,07	0,89	1430	15	1446	18	1458	28	-1,98
017-ZR12	Data >90% concordant (used for PDP)	9	0,0054	0,366	211601	15,40	0,09115	0,40	3,024	0,86	0,2406	0,66	0,77	1450	15	1414	13	1390	16	4,13
029-ZR83	Data >90% concordant (used for PDP)	15	0,0051	0,472	134533	17,62	0,09122	0,70	2,906	1,72	0,2310	1,53	0,89	1451	27	1383	26	1340	37	7,66
040-ZR28	Data >90% concordant (used for PDP)	11	0,0028	0,262	116650	24,44	0,09289	0,37	3,166	0,92	0,2472	0,75	0,82	1486	14	1449	14	1424	19	4,15
066-ZR46	Data >90% concordant (used for PDP)	23	0,0048	0,383	642107	89,51	0,09352	0,43	3,408	0,97	0,2643	0,78	0,81	1499	16	1506	15	1512	21	-0,89
030-ZR22	Data >90% concordant (used for PDP)	9	0,0025	0,306	108233	15,19	0,09353	0,57	3,306	0,93	0,2564	0,63	0,68	1499	22	1483	14	1471	17	1,82
006-ZR03	Data >90% concordant (used for PDP)	21	0,0093	0,247	197714	25,05	0,09400	0,36	3,542	1,19	0,2733	1,07	0,90	1508	14	1537	19	1558	30	-3,28
019-ZR14	Data >90% concordant (used for PDP)	138	0,0080	0,040	13231	69,69	0,09555	0,45	3,647	3,36	0,2768	3,31	0,98	1539	17	1560	53	1575	92	-2,34
068-ZR48	Data >90% concordant (used for PDP)	24	0,0087	0,345	164650	22,34	0,09591	0,35	3,349	1,16	0,2532	1,04	0,90	1546	13	1493	18	1455	27	5,87
037-ZR25	Data >90% concordant (used for PDP)	15	0,0028	0,410	74815	17,72	0,09593	0,32	3,570	1,17	0,2699	1,06	0,91	1546	12	1543	18	1540	29	0,39
046-ZR31	Data >90% concordant (used for PDP)	98	0,0099	0,270	22015	48,11	0,10002	0,49	3,914	3,22	0,2838	3,16	0,98	1624	18	1617	51	1610	90	0,87
070-ZR50	Data >90% concordant (used for PDP)	247	0,0119	0,203	3098	6,77	0,10186	0,49	3,681	1,38	0,2621	1,23	0,90	1658	18	1567	22	1500	33	9,52
015-ZR71	Data >90% concordant (used for PDP)	2	0,0022	0,559	144983	16,63	0,10661	0,92	4,522	1,44	0,3076	1,05	0,73	1742	33	1735	24	1729	32	0,77
027-ZR19	Data >90% concordant (used for PDP)	104	0,0034	0,664	78993	44,24	0,10734	0,99	4,975	1,35	0,3361	0,84	0,62	1755	36	1815	23	1868	27	-6,45
050-ZR35	Data >90% concordant (used for PDP)	12	0,0056	0,361	189518	17,52	0,10768	0,32	4,879	0,83	0,3286	0,67	0,81	1761	12	1799	14	1832	21	-4,03

NX 162

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV [†]	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(MA)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(MA)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(MA)	Concl(%)
010-ZR6	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0001	0,449	3091	11,02	0,06986	2,15	1,424	3,96	0,1478	3,31	0,83	924	87	899	47	889	55	3,83
005-ZR3	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0005	0,975	45129	58,69	0,06998	1,06	1,535	1,52	0,1591	1,03	0,68	928	43	945	19	952	18	-2,57
018-ZR64	Data >90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0007	0,685	25517	20,00	0,07009	2,21	1,558	3,50	0,1612	2,69	0,77	931	90	954	43	963	48	-3,46
055-ZR42	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0001	1,013	4210	14,21	0,07121	1,39	1,557	2,12	0,1585	1,56	0,73	963	56	953	26	949	27	1,55
020-ZR66	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0012	0,405	43998	15,21	0,07324	1,07	1,863	1,52	0,1844	1,02	0,67	1021	43	1068	20	1091	20	-6,92
036-ZR27	Data >90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0001	0,378	2308	16,35	0,07344	1,62	1,806	2,47	0,1784	1,82	0,74	1026	65	1048	32	1058	35	-3,13
050-ZR37	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0001	0,895	2254	17,80	0,07830	2,31	1,962	4,13	0,1818	3,41	0,82	1154	90	1103	55	1077	67	6,75
019-ZR65	Data >90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0014	0,807	55291	13,52	0,07867	1,28	2,144	1,87	0,1976	1,31	0,70	1164	50	1163	26	1163	28	0,11
028-ZR72	Data >90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0038	0,416	162264	13,13	0,07890	0,60	2,269	1,85	0,2086	1,71	0,92	1170	24	1203	26	1221	38	-4,40
031-ZR22	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0008	0,162	26407	15,48	0,08062	0,79	2,341	1,24	0,2106	0,88	0,71	1212	31	1225	18	1232	20	-1,62
059-ZR43	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0003	0,182	10962	12,19	0,08175	1,10	2,190	1,79	0,1943	1,36	0,76	1240	43	1178	25	1144	28	7,68
064-ZR48	Data >90% concordant (used for PDP plot)	27	0,0009	0,312	24077	50,14	0,08560	1,20	2,852	1,58	0,2416	0,95	0,60	1329	46	1369	24	1395	24	-4,97
023-ZR67	Data >90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0034	0,347	146267	12,03	0,08567	0,74	2,699	1,23	0,2284	0,92	0,74	1331	29	1328	18	1326	22	0,34
061-ZR45	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0002	0,376	7517	15,64	0,08886	0,99	2,874	1,86	0,2346	1,53	0,82	1401	38	1375	28	1358	37	3,06
019-ZR13	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0016	0,215	65572	12,09	0,09219	0,88	3,350	2,49	0,2635	2,30	0,92	1471	33	1493	39	1508	62	-2,49
013-ZR9	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0003	0,371	14159	20,30	0,09308	1,00	3,532	2,23	0,2752	1,96	0,88	1489	38	1534	35	1567	54	-5,22
033-ZR75	Data >90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0015	0,722	51416	23,48	0,09521	1,73	3,221	2,33	0,2453	1,51	0,65	1532	65	1462	36	1414	38	7,70
004-ZR2	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0002	0,708	9698	13,02	0,09710	1,22	3,519	2,46	0,2628	2,11	0,86	1569	45	1531	39	1504	56	4,14
004-ZR52	Data >90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0056	0,235	164126	15,98	0,09954	0,59	3,819	1,29	0,2783	1,08	0,84	1616	22	1597	21	1583	30	2,04
024-ZR18	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0007	0,272	32377	10,90	0,10597	0,82	4,599	1,78	0,3148	1,53	0,86	1731	30	1749	29	1764	47	-1,90
049-ZR36	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0022	0,491	94762	18,33	0,10611	0,80	4,880	1,12	0,3335	0,70	0,62	1734	29	1799	19	1855	22	-7,02
045-ZR34	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0009	0,307	77909	50,83	0,10744	0,86	4,927	1,54	0,3326	1,22	0,79	1756	31	1807	26	1851	39	-5,37
044-ZR33	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0006	0,472	27496	19,12	0,10775	0,91	4,857	1,47	0,3269	1,08	0,74	1762	33	1795	25	1823	34	-3,49
066-ZR50	Data >90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0016	0,456	46230	19,52	0,10777	0,86	4,761	2,44	0,3204	2,25	0,92	1762	31	1778	41	1792	70	-1,68
040-ZR29	Data >90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0004	0,591	84584	87,12	0,10783	0,87	4,686	1,38	0,3152	1,00	0,73	1763	32	1765	23	1766	31	-0,18
005-ZR53	Data >90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0023	0,674	76918	16,10	0,10885	0,80	4,775	1,27	0,3182	0,92	0,72	1780	29	1781	21	1781	29	-0,03
037-ZR79	Data >90% concordant (used for PDP plot)	15	0,0075	0,323	221472	16,28	0,10931	0,42	4,846	0,89	0,3215	0,70	0,78	1788	15	1793	15	1797	22	-0,51
042-ZR31	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0013	0,407	43328	15,12	0,10953	0,63	4,939	1,05	0,3270	0,76	0,72	1792	23	1809	18	1824	24	-1,79
006-ZR54	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0017	0,806	73620	11,22	0,11039	0,76	4,827	1,28	0,3171	0,97	0,75	1806	27	1790	21	1776	30	1,66

008-ZR56	Data >90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0033	0,614	187644	26,65	0,11048	0,69	4,905	1,10	0,3220	0,78	0,71	1807	25	1803	18	1800	24	0,43
023-ZR17	Data >90% concordant (used for PDP plot)	4	0,0007	0,286	28029	15,67	0,11163	0,96	4,605	2,18	0,2992	1,92	0,88	1826	35	1750	36	1687	57	7,61
060-ZR44	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0013	0,409	63458	22,86	0,11232	0,73	5,097	1,19	0,3291	0,87	0,73	1837	26	1836	20	1834	28	0,17
038-ZR80	Data >90% concordant (used for PDP plot)	20	0,0019	0,559	45657	27,35	0,11400	0,85	4,894	1,56	0,3113	1,26	0,80	1864	31	1801	26	1747	38	6,28
039-ZR28	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0003	0,465	11819	12,34	0,11489	0,89	5,292	1,62	0,3340	1,30	0,80	1878	32	1868	27	1858	42	1,08
039-ZR81	Data >90% concordant (used for PDP plot)	16	0,0026	0,990	69503	18,48	0,11489	0,55	4,988	1,32	0,3148	1,14	0,86	1878	20	1817	22	1764	35	6,06
011-ZR7	Data >90% concordant (used for PDP plot)	4	0,0002	0,678	13966	22,69	0,11496	1,05	5,718	2,93	0,3607	2,71	0,93	1879	37	1934	50	1986	92	-5,67
021-ZR15	Data >90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0004	0,596	12979	15,70	0,11644	0,96	5,630	2,66	0,3506	2,45	0,92	1902	34	1921	45	1938	82	-1,86
053-ZR40	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0009	0,070	66354	60,13	0,11801	0,63	5,736	1,20	0,3525	0,94	0,79	1926	23	1937	21	1946	32	-1,04
046-ZR35	Data >90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0012	0,524	36794	17,02	0,11853	0,91	6,093	1,26	0,3728	0,78	0,62	1934	32	1989	22	2043	27	-5,60
025-ZR19	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0014	0,458	55743	11,46	0,11870	0,83	6,093	1,45	0,3723	1,12	0,78	1937	30	1989	25	2040	39	-5,34
016-ZR12	Data >90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0007	0,455	213788	85,24	0,11952	1,01	5,982	2,77	0,3630	2,55	0,92	1949	36	1973	48	1996	87	-2,42
032-ZR23	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0013	0,090	48374	13,57	0,11975	0,65	6,012	1,12	0,3641	0,83	0,74	1952	23	1978	19	2002	29	-2,52
029-ZR73	Data >90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0046	0,448	157979	19,45	0,12009	0,59	6,030	1,01	0,3641	0,73	0,73	1958	21	1980	18	2002	25	-2,26
030-ZR21	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0007	0,376	24884	12,20	0,12023	0,82	6,058	1,35	0,3654	1,00	0,75	1960	29	1984	23	2008	35	-2,45
010-ZR58	Data >90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0020	0,690	67798	15,69	0,12051	0,99	5,976	1,36	0,3596	0,85	0,62	1964	35	1972	23	1980	29	-0,84
035-ZR26	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0006	0,347	26479	16,26	0,12079	0,75	5,926	1,28	0,3558	0,97	0,76	1968	27	1965	22	1962	33	0,29
065-ZR49	Data >90% concordant (used for PDP plot)	5	0,0009	0,753	30427	12,03	0,12084	0,84	6,211	1,27	0,3727	0,88	0,69	1969	30	2006	22	2042	31	-3,74
041-ZR30	Data >90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0003	0,323	9185	14,51	0,12106	0,85	6,072	1,85	0,3637	1,61	0,87	1972	30	1986	32	2000	55	-1,42

MO 80

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(Ma)	Conc(%)
026-Zir16	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	70	0,0161	0,499	15619	6,50	0,06449	0,71	1,032	1,72	0,1160	1,52	0,88	758	30	720	18	708	20	6,60
020-Zir13	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	9	0,0088	2,269	496827	33,73	0,06307	0,77	1,012	1,32	0,1163	1,01	0,76	711	33	710	13	709	14	0,19
029-Zir19	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	17	0,0203	1,452	546281	17,07	0,06253	0,58	1,005	1,15	0,1165	0,92	0,80	692	25	706	12	710	12	-2,62
009-Zir4	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	19	0,0029	3,187	103195	16,86	0,06335	0,95	1,024	1,99	0,1172	1,71	0,86	720	40	716	20	715	23	0,75
041-Zir29	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	122	0,0210	1,281	12053	6,90	0,06346	0,66	1,030	1,04	0,1177	0,72	0,69	724	28	719	11	717	10	0,88
030-Zir20	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	23	0,0092	2,217	224577	22,59	0,06263	0,63	1,018	1,20	0,1178	0,95	0,79	696	27	713	12	718	13	-3,22
005-Zir2	Data used for Concordia AGE and Discordia AGE calculations	13	0,0050	2,006	216579	15,67	0,06337	0,72	1,057	1,96	0,1210	1,79	0,91	721	30	732	20	736	25	-2,14
016-Zir9	Data used for Discordia AGE calculation	33	0,0015	0,804	28417	30,68	0,06513	1,17	1,067	1,84	0,1188	1,37	0,75	779	49	737	19	724	19	7,03
017-Zir10	Data used for Discordia AGE calculation	30	0,0007	2,657	14068	20,97	0,06350	2,12	0,988	2,84	0,1129	1,86	0,66	725	88	698	29	689	24	4,89
031-Zir21	Data used for Discordia AGE calculation	19	0,0146	2,971	456066	23,30	0,06376	0,68	0,993	1,18	0,1129	0,89	0,76	734	29	700	12	690	12	5,97
007-ZR34	Data used for Discordia AGE calculation	10	0,0042	3,191	128408	15,12	0,06214	0,52	0,970	1,14	0,1132	0,94	0,83	679	22	688	11	691	12	-1,79
005-ZR32	Data used for Discordia AGE calculation	16	0,0078	2,922	186861	17,99	0,06236	0,49	0,959	1,10	0,1116	0,91	0,83	686	21	683	11	682	12	0,67
004-ZR31	Data used for Discordia AGE calculation	7	0,0039	0,670	150305	17,51	0,06516	0,66	1,090	1,56	0,1213	1,37	0,87	779	28	748	16	738	19	5,34
035-Zir23	Data used for Discordia AGE calculation	20	0,0037	2,317	114121	22,59	0,06261	0,75	1,043	1,41	0,1209	1,13	0,80	695	32	726	15	735	16	-5,80
006-Zir3	Data used for Discordia AGE calculation	15	0,0017	4,033	57066	18,73	0,06252	1,14	1,068	1,95	0,1239	1,54	0,79	692	48	738	20	753	22	-8,76
036-Zir24	Data used for Discordia AGE calculation	39	0,0082	4,139	51138	38,97	0,06165	0,68	1,067	1,29	0,1255	1,03	0,80	662	29	737	13	762	15	-15,12
010-Zir5	Data used for Discordia AGE calculation	12	0,0036	2,932	283164	51,12	0,06215	0,76	1,076	1,31	0,1255	1,01	0,77	679	32	742	14	762	14	-12,20
028-Zir18	Data used for Discordia AGE calculation	87	0,0283	2,771	22678	6,83	0,06133	0,59	1,062	1,08	0,1255	0,83	0,77	651	25	735	11	762	12	-17,12
011-Zir6	Data used for Discordia AGE calculation	12	0,0011	2,371	44891	15,96	0,06230	1,23	1,086	2,24	0,1264	1,83	0,82	684	52	747	24	767	26	-12,15
008-ZR35	Data used for Discordia AGE calculation	14	0,0017	0,484	49708	16,19	0,06421	1,19	1,128	1,76	0,1274	1,23	0,70	749	50	767	19	773	18	-3,22
021-Zir14	Data used for Discordia AGE calculation	48	0,0012	0,344	3403	41,14	0,06405	1,26	1,129	1,86	0,1279	1,32	0,71	743	53	767	20	776	19	-4,34
019-Zir12	Data used for Discordia AGE calculation	16	0,0021	2,747	41102	23,30	0,06208	1,23	1,117	1,88	0,1304	1,38	0,73	677	52	761	20	790	21	-16,75
012-Zir7	Data used for Discordia AGE calculation	35	0,0011	2,101	8203	29,74	0,06122	2,00	1,104	3,05	0,1308	2,27	0,74	647	85	755	32	793	34	-22,49
004-Zir1	Data used for Discordia AGE calculation	39	0,0012	0,488	9863	33,17	0,06306	1,42	1,169	2,17	0,1344	1,59	0,74	710	60	786	24	813	24	-14,46
037-Zir25	Data used for Discordia AGE calculation	11	0,0009	0,386	33340	13,85	0,06546	1,53	1,088	2,34	0,1206	1,73	0,74	789	64	748	25	734	24	6,99
022-Zir15	Data used for Discordia AGE calculation	34	0,0019	0,074	26515	29,69	0,05917	1,17	0,690	1,75	0,0846	1,25	0,71	573	50	533	14	524	13	8,65
015-Zir8	Data used for Discordia AGE calculation	30	0,0027	2,217	23407	27,98	0,06056	0,91	0,703	1,87	0,0842	1,60	0,85	624	39	541	16	521	16	16,43
018-Zir11	Data used for Discordia AGE calculation	67	0,0022	1,619	2425	9,17	0,06075	1,59	0,718	2,45	0,0858	1,83	0,75	630	68	550	21	530	19	15,84
032-Zir22	Data used for Discordia AGE calculation	28	0,0015	4,116	25632	26,82	0,06106	1,99	1,265	3,01	0,1502	2,23	0,74	641	84	830	34	902	38	-40,70

DS 17

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(MA)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(MA)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(MA)	Conc(%)
006-ZR03	Data >90% concordant (used for Concordia AGE YOUNGEST)	20	0,0015	0,244	31061	20,28	0,05887	1,71	0,766	2,38	0,0944	1,62	0,68	562	74	578	21	581	18	-3,38
030-ZR18	Data >90% concordant (used for Concordia AGE YOUNGEST)	8	0,0013	0,315	51839	11,95	0,05946	1,21	0,770	1,87	0,0939	1,37	0,74	584	52	580	16	578	15	0,95
018-ZR43	Data >90% concordant (used for Concordia AGE YOUNGEST)	13	0,0012	0,337	47693	15,34	0,05977	1,37	0,771	1,85	0,0935	1,18	0,64	595	59	580	16	576	13	3,13
024-ZR15	Data >90% concordant (used for Concordia AGE YOUNGEST)	12	0,0011	0,267	40171	15,14	0,06005	1,71	0,765	2,31	0,0924	1,52	0,66	605	73	577	20	570	17	5,86
034-ZR20	Data >90% concordant	20	0,0011	0,430	37066	18,08	0,05980	1,06	0,742	1,61	0,0899	1,15	0,71	596	46	563	14	555	12	6,88
009-ZR36	Data >90% concordant	11	0,0013	0,624	185527	78,85	0,06015	0,96	0,862	1,36	0,1039	0,88	0,65	609	41	631	13	637	11	-4,62
011-ZR06	Data >90% concordant	28	0,0018	0,385	23320	28,21	0,06046	1,52	0,863	2,19	0,1036	1,53	0,70	620	65	632	20	635	19	-2,49
006-ZR33	Data >90% concordant	10	0,0008	0,309	26117	17,32	0,06051	1,77	0,826	2,55	0,0990	1,80	0,71	622	75	611	23	609	21	2,16
009-ZR04	Data >90% concordant	22	0,0015	0,459	29753	21,40	0,06058	1,33	0,860	2,02	0,1030	1,47	0,73	624	57	630	19	632	18	-1,19
045-ZR27	Data >90% concordant	15	0,0034	0,971	184898	44,93	0,06060	0,72	0,884	1,09	0,1058	0,72	0,66	625	31	643	10	648	9	-3,74
003-ZR30	Data >90% concordant	20	0,0012	0,492	32914	30,50	0,06078	1,99	0,820	2,60	0,0979	1,63	0,63	632	85	608	24	602	19	4,69
028-ZR16	Data >90% concordant	12	0,0008	1,373	30996	15,22	0,06089	1,71	0,855	2,44	0,1019	1,69	0,69	635	73	628	23	625	20	1,55
004-ZR31	Data >90% concordant	21	0,0031	0,640	89447	18,39	0,06102	0,53	0,907	1,16	0,1078	0,96	0,83	640	23	655	11	660	12	-3,13
017-ZR42	Data >90% concordant	40	0,0123	0,194	182845	29,00	0,06105	0,39	0,790	0,70	0,0939	0,45	0,64	641	17	591	6	578	5	9,77
033-ZR19	Data >90% concordant	16	0,0041	0,282	95590	18,70	0,06122	0,63	0,882	1,03	0,1045	0,73	0,71	647	27	642	10	640	9	1,01
007-ZR34	Data >90% concordant	10	0,0006	0,740	20844	13,12	0,06136	1,82	0,920	3,03	0,1088	2,39	0,79	652	77	662	29	666	30	-2,10
021-ZR46	Data >90% concordant	11	0,0034	1,524	202091	44,15	0,06163	0,61	0,916	1,07	0,1078	0,80	0,75	661	26	660	10	660	10	0,26
004-ZR01	Data >90% concordant	13	0,0005	0,365	16465	16,80	0,06234	3,30	0,848	4,85	0,0987	3,53	0,73	686	77	624	45	607	41	11,54
023-ZR14	Data >90% concordant	15	0,0009	0,936	54450	46,96	0,06254	1,71	0,748	2,47	0,0867	1,74	0,71	693	26	567	21	536	18	22,59
015-ZR40	Data >90% concordant	17	0,0029	0,554	77421	20,44	0,06288	0,75	0,918	1,23	0,1059	0,90	0,73	704	138	661	12	649	11	7,87
042-ZR26	Data >90% concordant	13	0,0017	0,417	59790	15,04	0,06378	0,98	0,928	1,50	0,1055	1,08	0,72	734	72	667	15	647	13	11,93
029-ZR17	Data >90% concordant	21	0,0015	0,344	36841	20,27	0,06451	1,39	1,095	1,94	0,1231	1,30	0,67	758	32	751	20	748	18	1,34
022-ZR47	Data >90% concordant	45	0,0056	0,497	50925	40,14	0,06576	0,51	1,197	1,30	0,1320	1,14	0,88	799	41	799	14	799	17	-0,04
018-ZR11	Data >90% concordant	31	0,0010	0,507	16412	31,01	0,06662	1,85	0,998	2,48	0,1086	1,62	0,65	826	58	703	25	665	20	19,49
022-ZR13	Data >90% concordant	7	0,0018	0,619	81757	10,08	0,06860	0,97	1,400	1,49	0,1480	1,06	0,71	887	21	889	18	890	18	-0,36
017-ZR10	Data >90% concordant	16	0,0012	0,375	23866	20,91	0,06930	1,36	1,414	2,06	0,1480	1,50	0,73	908	76	895	24	890	25	1,99

040-ZR24	Data >90% concordant	16	0,0059	1,159	140046	20,15	0,12160	0,49	6,114	0,97	0,3646	0,75	0,78	1980	40	1992	17	2004	26	-1,22
019-ZR44	Data >90% concordant	14	0,0070	0,128	215555	15,63	0,12181	0,62	5,970	0,89	0,3554	0,52	0,59	1983	56	1971	15	1960	18	1,13
013-ZR38	Data >90% concordant	10	0,0157	0,488	528682	13,85	0,12523	0,40	6,464	0,80	0,3743	0,58	0,73	2032	17	2041	14	2050	20	-0,87
008-ZR35	Data >90% concordant	28	0,0028	0,218	84499	29,09	0,12611	0,77	6,516	1,17	0,3747	0,80	0,68	2044	22	2048	20	2051	28	-0,34
015-ZR08	Data >90% concordant	37	0,0192	0,126	262639	31,36	0,12739	0,54	6,014	1,37	0,3424	1,21	0,88	2062	14	1978	24	1898	40	7,97
005-ZR02	Data >90% concordant	15	0,0212	0,328	644913	16,08	0,12881	0,48	6,858	1,04	0,3861	0,85	0,81	2082	27	2093	18	2105	30	-1,10
016-ZR41	Data >90% concordant	10	0,0157	0,344	555764	16,03	0,12912	0,27	6,701	0,67	0,3763	0,49	0,73	2086	19	2073	12	2059	17	1,28
014-ZR39	Data >90% concordant	10	0,0163	0,099	3188141	84,06	0,12950	0,28	6,856	0,68	0,3840	0,50	0,73	2091	17	2093	12	2095	18	-0,17
020-ZR45	Data >90% concordant	10	0,0034	0,554	103013	15,40	0,12971	0,50	6,881	0,98	0,3847	0,76	0,78	2094	9	2096	17	2098	27	-0,20
021-ZR12	Data >90% concordant	15	0,0036	0,444	87850	20,54	0,13599	0,72	7,322	1,23	0,3905	0,93	0,76	2177	10	2152	22	2125	34	2,37
035-ZR21	Data >90% concordant	15	0,0007	0,938	16464	17,63	0,15053	2,04	9,935	3,50	0,4787	2,82	0,81	2352	17	2429	64	2521	117	-7,20
016-ZR09	Data >90% concordant	44	0,0062	0,762	50811	41,05	0,17773	0,77	11,619	2,01	0,4741	1,82	0,91	2632	25	2574	37	2502	75	4,95
041-ZR25	Data >90% concordant	8	0,0025	0,768	97787	12,39	0,19791	0,90	14,332	1,38	0,5252	0,98	0,71	2809	69	2772	26	2721	43	3,13
046-ZR28	Data >90% concordant	21	0,0019	0,334	52436	24,62	0,20589	1,23	14,898	1,87	0,5248	1,36	0,73	2873	25	2809	35	2719	60	5,36

Airborne survey in the reconstruction of the Neoproterozoic Passive to Active Margin in the Easter Paraguay Belt, Central Brazil.

Marcelo Ferreira da Silva^{a,b*}, Elton Luiz Dantas^b, Roberta Mary Vidotti^b,
Éderson Ribeiro da Silva

^aCPRM - Geological Survey of Brazil;

^bInstituto de Geociências, Universidade de Brasília 70910-900 Brasília, DF, Brazil;

*corresponding author: marceloferreirageo@gmail.com

Abstract

High resolution geophysics improves greatly our ability to understand the evolution of the passive margin of Amazonian Craton. Geophysical data help identifying processes related to initial stages of rift extension responsible for the formation of Paraguay Belt, once great part of it is covered by Paleozoic Paraná, Parceis and Bananal basins. Also The Neoproterozoic orogeny which led to the collision of the two big cratons of South America, Amazonian and São Francisco, during Gondwana amalgamation, obliterated much of the earlier register. Magnetometric techniques allow us to draw the major ancient breakaway faults, Campinápolis (CAL) and General Carneiro (GCL) lineaments. They might have controlled the evolution of the rift and the deposition of volcanosedimentary sequences, which formed the Paraguay Basin. They also mark the limits of the axial zone of the rift. Between these principal lineaments, similar magnetic signatures form a set of structures defined by discontinuous high magnetic amplitude and narrow curved strips (shear zones), which represent Santo Antônio do Leste (SALSZ), Nova Xavantina (NXSZ) and Poxoréo (PXSZ) shear zones. Gammasetrometric images show that the guide layers, Puga and Bauxi formations (Cuiabá Group), form several kilometric tight to isoclinal folds. Drawing those structures allowed us to infer that the basin hyperextended for more than 350 km in the NS direction, with later compression it was shortened and became 130 km wide. High amplitude of gravity and magnetic anomalies signatures associated with the axial zone of the rift correspond to the formation of a marginal oceanic basin. They represent a proto-oceanic floor formed during the rupture of Amazon paleocontinent and are characterized by 750 Ma basic metavolcanic rocks, with siliciclastic and chemical sedimentation. This opening is coeval to the Araguaia Belt and culminated with the Tocantins-Araguaia or Clymene suture. The EW trending segment of Paraguay Belt forks off into NS (intracratonic) and N30E (parallel to the Transbrasiliano Lineament - TBL) branches, eventually stretching towards Araguaia Belt. They form Y-type shear zone junction with the same shear sense, configuring a dextral freeway junction. A N30E trending structure with distinct magnetic signature crosscuts the eastern portion of Paraguay Belt. It is marked by anisotropy of magnetic data and several curved lineaments, which eventually form interwoven megasigmoidal features, such as Cocalinho (COSZ), Aruanã (ARSZ) and Britânia (BTSZ) shear zones. They are mainly dextral, with minor sinistral kinematics, and compose the Transbrasiliano Lineament System. The actual drainage network depocenters and the deposition of Neogene sediments of Bananal Basin are also controlled by this set of faults.

Introduction

Building and breaking up supercontinents are global tectonic processes occurring throughout the geologic evolution of the Earth. Potential-Field methods, as well as several other scientific approaches, are suitable for investigating this long history. High resolution magnetic data is a powerful tool for defining the geometry of subsurface geologic bodies and its relation with outcropping geologic units (Stewart and Betts, 2010; Del Río et al., 2013). Associated with gravimetric data, magnetic data constrains major structural elements and are instrumental in reconstructing the tectonic framework of ancient terrains overlain by recent sedimentary deposits (Stewart and Betts, 2010; Finn and Pisarevski, 2007; Del Río et al., 2013; Murthy, 2015).

Wilson cycle's based orogeny models start with opening oceanic basin and culminate with continental collision (Cawood et al., 2013). In the course of continental rupture, extensional limits are formed before and during 'rift-drift

transition'. Passive continental margin may form on each lithospheric plate, resulting from continental rifting during the formation of new oceanic basin, where continental crust is adjacent to oceanic crust (Behn and Lin, 2000).

Every passive continental margin formed during Neoproterozoic became active margins (Finn and Pisarevsky, 2007). Therefore Precambrian terranes are often deformed, reworked, reactivated and have their basement hidden by recent sedimentary covers. It may hamper the recognition of passive margin, particularly if it is involved in active margin processes.

Geophysics was hardly employed in reconstructing Neoproterozoic continental margins in order to understand the development of major structures and the processes rising during its tectonic evolution (Ayala et al., 2000; Boyce and Morris, 2002; Finn and Pisarevski, 2007; Stein et al., 2015).

Sophisticated methods for processing aeromagnetic and gravimetric data are being optimized for using in studies concerning sedimentary basin formation and orogenic belts generated during late tectonic inversion. Highlights include homogeneous solutions of Euler deconvolution for estimating the depth of magnetic sources; fusion of gravimetric and aeromagnetic data for delineating the tectonic-structural framework; low-pass filtering, such as upward continuation, for distinguishing deep and shallow sources of linear structures; and 3D inversion of magnetic data for estimating the depth and geometry of remanent and induced sources (Stewart and Betts, 2010; Del Rio et al., 2014; Phillips, 2001; Kinabo et al., 2007; Eyike et al., 2010; Ellis et al., 2012; Martelat et al., 2014; Murthy, 2015; Stein et al., 2015).

The history of configuration, agglutination and break-up of Rodinia supercontinent (Hoffman, 1991; Dalziel, 1992, 1997; Powell et al., 1993a; Karstrom et al., 1999; Wingate and Giddings, 2000; Li and Powell, 2001) began around 900 Ma after Grenville orogeny (Li et al., 2008). Rodinia fragmentation and parallel Gondwana assembly then dominated the rapid paleogeographic evolution in Late Neoproterozoic and Early Phanerozoic, registered in chronostratigraphic connected orogenic systems in South America and southwestern Africa (e.g., Porada, 1989; Trompette, 1994; Brito Neves et al., 1999; Cordani et al., 2003; Cawood and Buchan, 2007). Rodinia break-up is often considered as a two-steps process, with rifting beginning in Western Laurentia around 800-750 Ma and then in Eastern Laurentia around 600 Ma (Li et al., 2008).

Some of the main evidences of Rodinia and its fragmentation are the sequence of chrono-correlated rocks exposed worldwide and deposited in passive margin setting, which are formed by volcanic and siliciclastic rocks, diamictites, banded iron formations and carbonate (Wingate and Giddings, 2000; Gasquet et al., 2005; Abati et al., 2010; Keeley et al., 2012).

Geologic reconstructions of Neoproterozoic folded belts in West Gondwana (Porada, 1989; Trompette, 1994) suggest a link between Paraguay-Araguaia folded Belt in center-north Brazil and Mauritanide-Rokelide belt in Northwest Africa, with ophiolite slivers identified in Neoproterozoic Araguaia belt (Paixão and Nilson, 2002; Kotschoubey et al., 2005). Several Precambrian remnant oceanic lithosphere are recognized in Brazil, most of them are in Brasiliano orogenic belts and register consumption of Neoproterozoic oceans (Almeida, 1974; Trouw et al., 1976; Hasui et al., 1977; Gorayeb, 1989; Kotschoubey et al., 1996; Osborne 2001; Paixão and Nilson, 2001a). However,

positioning the limits of crustal blocks, usually represented by Nappes and ophiolites, is a problem for correlation models between them.

Paraguay and Araguaia belt also display similar platformal sequences, connected to each other and bordering Amazonian Craton (AC). They possibly form a single Brasiliano folded belt (Almeida, 1974). Those marginal belts represent ancient Atlantic-like continental margins, later converted into active margins (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001; Brito Neves and Fuck, 2013).

In this work we seek to enlighten the evolution of the passive margin developed on Amazonian Craton using magnetic and gravimetric data for geologic, structural and kinematic analysis. We also assess the geometry of precursor ancient crustal discontinuities, which were responsible for the formation of passive margin and posterior construction of oceanic basin related to Paraguay-Araguaia belt.

Regional Geology

Paraguay Belt (PB) is an important Brasiliano-Panafrican geotectonic unit in central South America (Almeida, 1965). It is limited in West by the Amazon Craton and the Rio Apa Block by the Tocantins-Araguaia suture zone (Almeida, 1974; Gorayeb, 1989) and in East by the Goiás Magmatic Arc in Brasília Belt. It stretches for ca. 1200 km, from Paraguay, through Bolivia and Bodoquena Range, in Mato Grosso do Sul, to Corumbá and further to Cuiabá, where it inflects eastwards to Rio das Mortes, in Mato Grosso (fig. 1). It constitutes a convex polyfolded belt, deformed during Brasiliano, composed of folded and metamorphosed metasedimentary rocks, which gradates to partially contemporaneous, non-metamorphic, slightly folded and fractured sedimentary covers towards the Amazonian Craton (Alvarenga and Trompette, 1993).

Paraguay and Araguaia belts platformal cover are stratigraphically similar, represented by banded iron formations and carbonate rocks with Vendian fossils (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001). They were both deposited along Amazonian Craton margins, which suggests those mobile belts may be part of a single Brasiliano folded belt (Almeida, 1974), despite being further split into two separate belts, Paraguay to the South and Araguaia to the North (Almeida, 1985).

PB has been interpreted as a sedimentary basin formed on the continental margin of the Amazonian paleocontinent. It is composed of a thick sequence of glaciomarine sediments, turbidites, carbonatic and siliciclastic rocks (Alvarenga, 1990; Alvarenga and Saes, 1992; Alvarenga and Trompette, 1992; 1993; Alvarenga et al., 2000).

Northern portion of the belt was developed during collision between Amazonian Craton to the West, São Francisco Craton to the East and Paranapanema Block to the South. This event has folded and metamorphosed this succession of rocks under greenschist facies, with syn-tectonic plutonism registered in the core of the belt. Metamorphism and magmatism ages vary between 590 and 490 Ma (Basei and Brito Neves, 1992; Geraldés et al., 2008; Manzano et al., 2008; Tohver et al., 2010). This orogeny is considerably younger than other Brasiliano mountain building events (630-570 Ma) (e.g. Trompette, 2000, Cordani et al., 2009), what makes Paraguay Belt one of the youngest orogens formed during West Gondwana amalgamation.

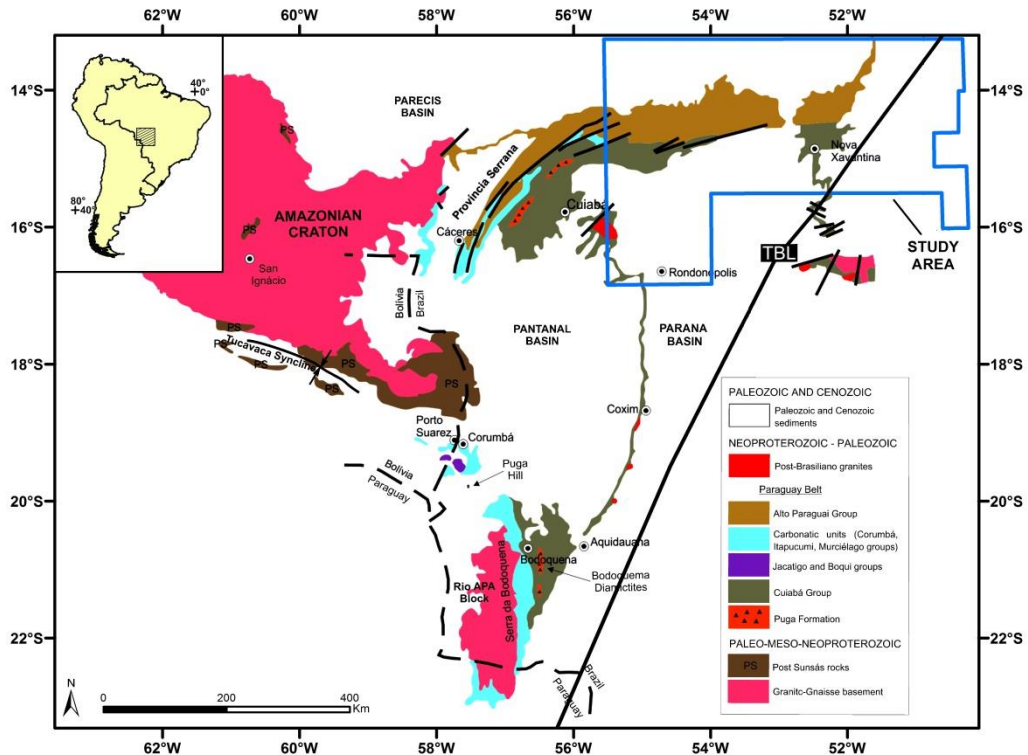


Fig. 1. Geologic map of Paraguay Belt in the Southeast part of Amazonian Craton and the Rio Apa Block (modified after Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986), with location of geophysical survey and study area (blue polygon). East limit of Paraguay Belt is truncated by the Transbrasiliano Lineament (TBL).

Flexural subsidence due to tectonic inversion (Dantas et al., 2009) may have formed depocenters in a system of foreland basins, where sediments of Alto Paraguay Group were deposited. This transition occurred after 541 Ma, according to mica ages and analyses of detrital grains of zircon of Alto Paraguay Group (Almeida, 1964; Alvarenga et al., 2009; Dantas et al., 2009; Bandeira et al., 2012; McGee et al., 2014, 2015).

Different schemes for Paraguay belt stratigraphic columns, excluding the region of Bodoquena Range and Upper Araguaia, reveal that the main controversy is located in the transition between structural internal zone (metamorphic with granitic intrusions) and external zone (folded, slightly or non-metamorphic) (Alvarenga, 1984).

Two major structural and stratigraphic units constitute the Paraguay belt. The Internal Zone is formed by rocks of Cuiabá Group and is intensely deformed and moderately metamorphosed. Younger rocks of Diamantino, Raizama, Araras, Puga and Bauxi formations compose the External Zone and the cratonic cover (fig. 2) (Figueiredo and Olivatti, 1974; Ribeiro Filho and Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho et al., 1975; Corrêa et al., 1979; Nogueira and Oliveira, 1978; Oliva et al., 1979; Schobbenhaus Filho and Oliva, 1979; Schobbenhaus Filho et al., 1981; 1984; Barros et al., 1982; Del'Arco et al., 1982; Araújo and Andrade, 1982; Almeida, 1984; Stropper, 2014).

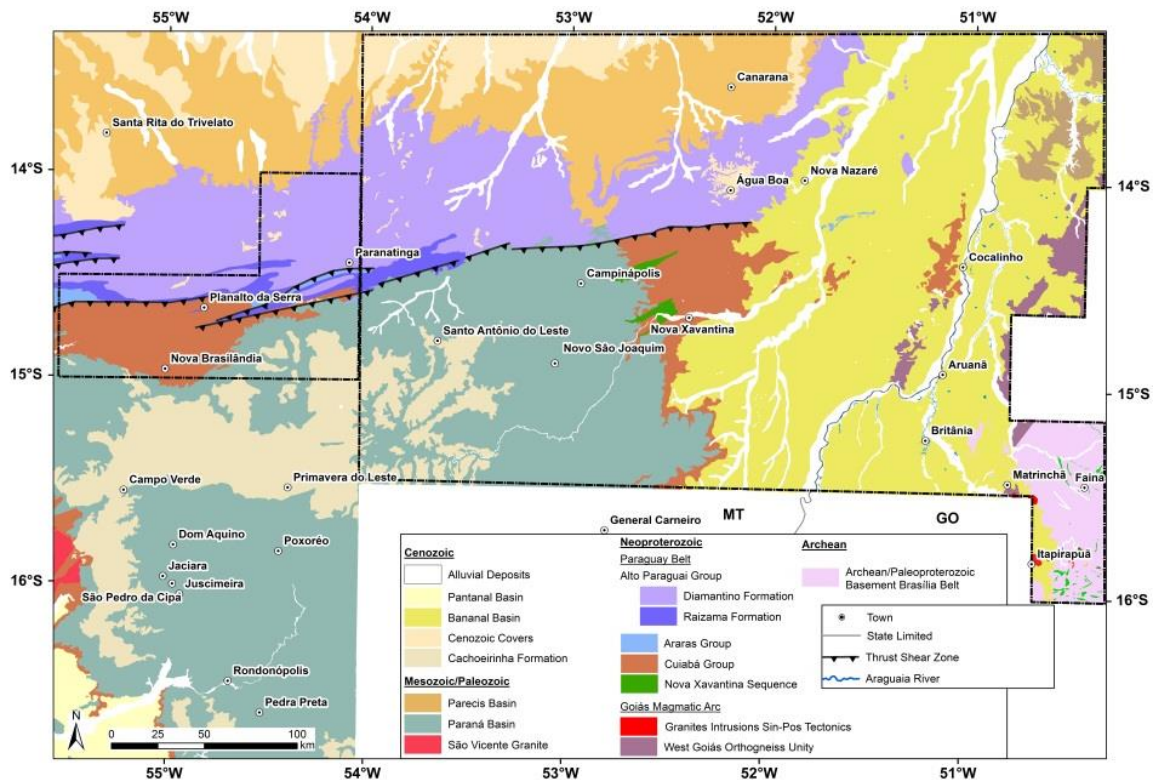


Fig. 2. Geologic context of the study area (Schobbenhaus et al., 2004). Limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO), gray line. The dashed polygons are areas that will be emphasized in airborne geophysics images.

Silva (2007) described an association of pyroclastic acid and basic rocks, respectively ignimbrites and scorias, exposed around Nova Xavantina in the eastern portion of PB. Those rocks are bimodal compositionally, ranging from riodacites to dacites and from basalts to picrobasalts, which may indicate that they were formed in an intracontinental rift setting.

Different evolutionary models have been proposed for Paraguay Belt. Brito Neves et al. (1985) and Jones (1985) suggest PB was developed in early stages of a triple junction rift, given the disposition of Paraguay and Tucavaca basins in Bolivia with 120° angle between them. This feature might have been set during a plume magmatism associated with the spreading of the rift. This event is registered in a place near Corumbá, by uplifting associated with instability and terrigenous sediments fill, from where rifting began.

Bologna et al. (2014) identified an anomalous high conductivity zone in Paraguay-Araguaia belt, located in northeast Cuiabá at the edge of the Amazonia lithospheric plate, using electro-magnetic and magneto-telluric methods. It is associated to high Bouguer anomalies and is interpreted as crustal and lithospheric boundaries, which represents the area of consumption of a narrow oceanic basin (fig. 3).

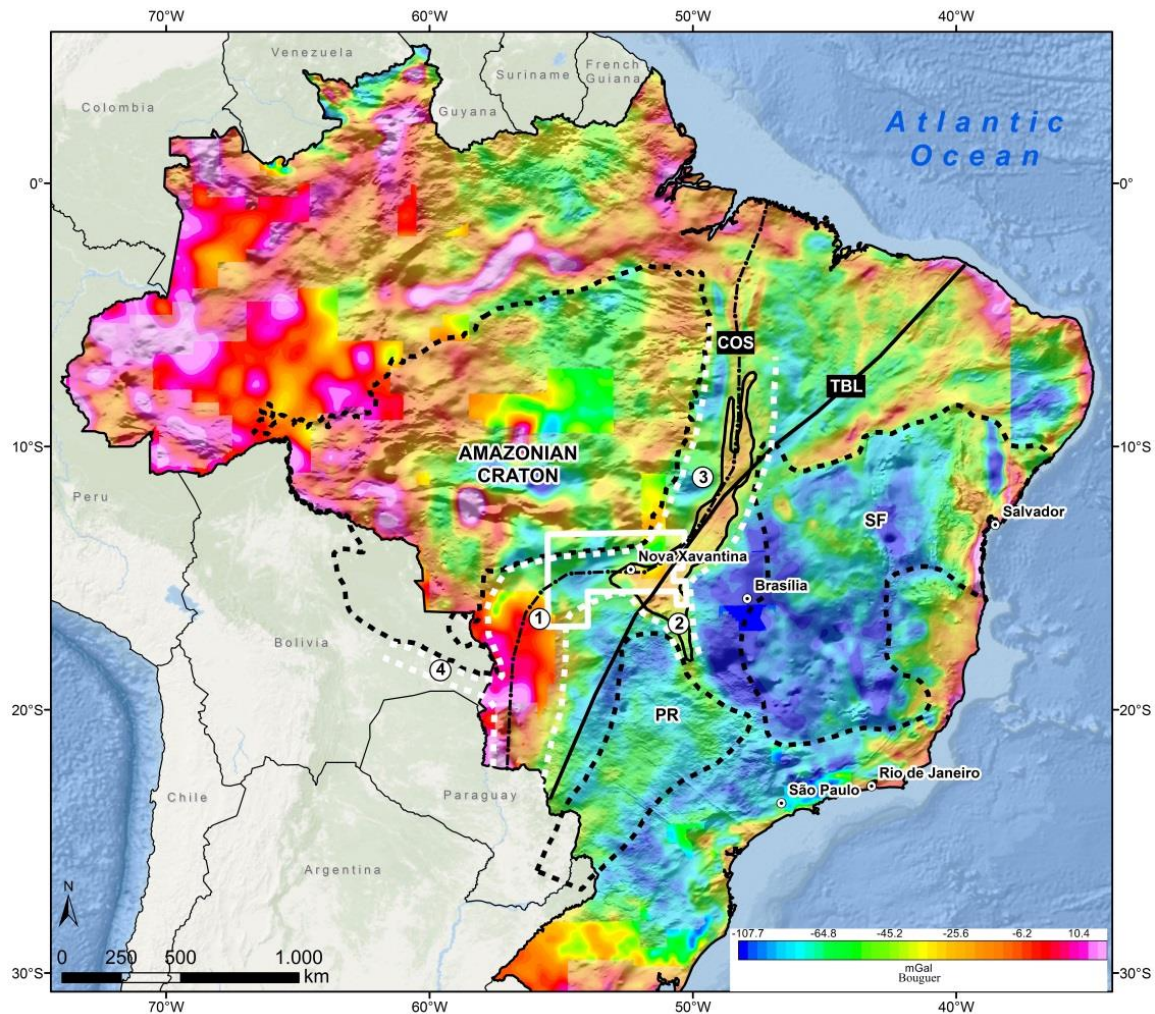


Fig. 3. Bouguer anomaly map produced by Geological Survey of Brazil (SGB-CPRM) and National Agency of Petroleum (ANP). White line polygon marks the study area corresponding to the area of aerogeophysical survey used in this work. Black polygon in central Brasil highlights high Bouguer anomalies bordering Amazon, São Francisco (SF) and Paranapanema (PR) cratons (dashed black line). White dashed line contours the folded belts, in Brazilian mobile belts ((1) Paraguay Belt, (2) Brasília Belt, (3) Araguaia Belt), and the Tucavaca belt (4), in Bolivia, which connects to PB. Transbrasiliiano Lineament (TBL) and Clymene Suture Zone (COS) are emphasized, it is crosscutting East of Nova Xavantina.

Vdovin et al. (1999), Rocha et al. (2011), Azevedo et al. (2015) and Albuquerque et al. (2017) used travel time P-wave tomographic data to study the deep mantle in central Brazil. They have attributed a low velocity anomaly under Transbrasiliiano Lineament (TBL) to the thinning of the lithosphere. Aerogeophysical data clearly mark the limits of Araguaia Belt (Ussami and Molina, 1999).

Moho depth in Tocantins Province vary between 36 and 44 km, interpreted as a suture zone in central Brazil, related to the Goiás Magmatic Arc (Soares, 2006, Curto et al., 2015). Marangoni (1994) has also estimated the thickness of the crust, based on gravimetric data, with values ranging from 38 to 40 km. Rosa et al. (2016) determined the depth of the boundary crust-mantle for the Southeast Amazonian Craton around 50 km, possibly related to ancient Paleoproterozoic magmatic arcs. On the other hand, Curie surface was estimated around $30,8 \pm 3,4$ km (Blum e Pires, 1996) and the Conrad surface depth for PB is ca. 15 km (Vidotti et al., 2016).

TBL is considered the easternmost limit of Paraguay Belt and is interpreted as a transcontinental suture zone (Brito Neves e Cordani, 1991; Mantovani and Brito Neves, 2005; Brito Neves and Fuck, 2014), characterized by a system of NE-SW strike-slip faults, stretching for more than 4000 km, extending towards Africa (Pankhurst et al., 2008) and Argentina (Ramos et al., 2010, Cordani et al., 2013). TBL also influences over the installation and depositional history of sedimentary basins (Vidotti et al., 2012; Curto et al., 2014), as well as the Neogene Pantanal basin and coast areas in Ceará (Brito Neves and Fuck, 2013). Curto et al. (2013) have modelled the depth of fault generation and determined different crustal blocks along TBL at the border of Paraná Basin. Tectonic and seismic intraplate activity is common along TBL, given that far-field stresses may concentrate in such lithospheric weakness zone (Fuck et al., 2013; Chamani, 2011). Seismicity is also aligned along the eastern margin of Amazonian Craton, at the limits of Araguaia Belt, in a region known as Central Brazil High, Tocantins-Goiás Seismic Zone (Assumpção and Sacek, 2013). This area is associated with high Bouguer gravity anomalies and may be related to intraplate flexural deformation of a thin crust and to the influence of dense and shallow upper mantle uplift. In this case, TBL wouldn't have been responsible for the recent seismic activity in Central Brazil.

Northern Paraguay Belt is covered by the Paleo-Mesozoic Paraná and Parecis basins. Reactivated pre-existent basement faults, including TBL (Brito Neves et al., 1984; Cordani et al., 2009a), with a clear strike-slip component controlled and exposed the contact of Phanerozoic sediments with the folded Neoproterozoic rocks. Its kinematic is marked by a series of synthetic normal faults and by tilt-block tectonics.

Paraná Basin is the major Brazilian Paleozoic sedimentary area, it covers more than 1.1 million km² in Brazil (Quintas et al., 1999), besides the eastern Paraguay, Argentina and Uruguay, covering more than 1.7 million km². It is filled up with ca. 8000 m thick sedimentary and magmatic pile of rocks (Milani et al., 2007; Milani and Zálán, 1999).

Zalán et al. (1991) recognized two major structural styles which affected the deposition in Paraná Basin. The first is associated with NW and NE trending brittle deformation, the second is related to igneous intrusions. According to them, NE strike-slip faults are the most common, with associated *en echelon* and reverse faults, fault-related folding and pop-up. Secondary Triassic to Cretaceous EW trending lineaments, related to the opening of the Atlantic Ocean are also recognized.

Subsidence in Paraná Basin began in Ordovician and is related to the NE-SW reactivated structures (Zalán et al., 1991; França et al., 1995; Milani et al., 2007).

Former works focused on estimating the thickness of the continental crust under Paraná Basin. Assumpção et al. (2002) using teleseismic receiver function and Vidotti et al. (1998) with spectral analyses of gravity data provided thickness ranging from 40 km to 46 km. (Assumpção et al., 2004; Assumpção and Sacek, 2013) suggested a thinning towards the northern flank of the basin.

Intracratonic Parecis Basin is located in the middle-west of Brazil, on the southwestern sector of Amazonian Craton. It covers an area of ca. 500,000 km² in the states of Rondônia and Mato Grosso, Brazil, with a 6000 meters column of mainly siliciclastic rocks. Deposition began in the lower Paleozoic, during extensional events that led to the formation of intracontinental rifts (Pedreira

and Bahia, 2000). However, Vasconcelos et al. (2014) proposed a new stratigraphic column to the basin, suggesting that the first registers date back to the limit between Neoproterozoic and Phanerozoic. This sequence was deposited in a continental setting controlled by NE trending tectonic movement, in extensional structures reactivated by NE, NW, NS and EW strike-slip faults (Del'arco et al., 1998; Gesicki 1998; Riccomini, 1998).

Bananal Basin covers the easternmost portion of the Paraguay Belt. It is constituted by sediments of the Araguaia Formation, deposited along Araguaia River. This formation is represented by a succession of layers, beginning with a basal conglomerate, followed by silts and poorly stratified sands, partially weathered. Its thickness calculated using seismic data varies from 170 m to 320 m (Araújo and Carneiro, 1977). Those sediments were deposited in extensional settings, related to neotectonic reactivation of transcurrent NE-SW and N-S faults.

One of the main issues still on debate about the evolution of Tocantins Province (TP) is related to the limits between the Amazonian Craton and the Precambrian folded belts developed along its margins. It may be addressed by geological and geophysical integration in an appropriate scale (Almeida, 1986). Recently, the integration of Bouguer anomaly gravimetric data of Brazil, accomplished by the Geological Survey of Brazil – CPRM and the National Agency for Petroleum – ANP, highlighted the major tectonic features in Tocantins Province, with the Paraguay (1), Brasília (2) and Araguaia (3) belts bordering the Amazon, Parapanema and São Francisco cratons (fig 3). It is observed the different Bouguer gravity signature of the cratons and the folded belts.

The major aim of this study is to understand the geologic history of Paraguay Belt, as it is registered in geophysical data. All the processes since the initial rifting, with opening, expansion and passive margin formation, until the posterior faulting during Brasiliano orogeny, associated to shortening events, and tectonic escape phase related to the strike slip system Transbrasiliano Lineament shall be addressed.

Material and Methods

We used high-resolution aerogeophysical (magnetic and gamma-spectrometric) data from three surveys, carried by the Geological Survey of Brazil between 2006 and 2013, named Mato Grosso – area I, Rondonópolis-Dom Aquino MT/MS and Southeast Mato Grosso. All surveys were flown with N-S flight line direction spaced 500 m, and tie lines on E-W direction spaced 10 km. Flight height were 100 m (fig. 4).

Gamma-spectrometric and magnetic data were grided by the bidirectional method available in the software Oasis Montaj® (Version 8.2), with cell size of 125 meters. Data from the different surveys were integrated using Grid Knitting tool, in order to generate Magnetic Anomaly Map (MAP) as well as the final grids of concentration of K, eTh and eU. From magnetic anomalies map we generated the 3D Analytic Signal (Li, 2006); Tilt derivative (Miller and Singh, 1994); First derivatives on X, Y and Z direction as well as second vertical derivative. In addition we composed a Ternary Composition RGB map from the final radiometric grids.

We also used Bouguer gravimetric data from the National Gravimetric Database – BNDG. Those data, primarily ground gravity data, were acquired by several research institutions as well as universities and compiled and organized by the National Agency for Petroleum – ANP. Gravity data randomly distributed and were grided using minimum curvature method, with cell size of 2000 m.

Inversion of magnetic data has been largely applied in several areas (Li and Oldenburg, 1996; Zhdanov and Portniaguine, 2002, Pilkington, M.; 2009). In this work, we use 3D Magnetic Vector Inversion (MVI) (Ellis et al., 2012; Barbosa and Pereira, 2013), which generates realistic models and highlights the complexity of geologic structures in subsurface, while still keeps it coherent with the observed data.

We used an 250 x 250 m magnetic anomaly grid for the MVI inversion. The inversion produced three Voxels: recovered amplitude (Ampl), perpendicular to Earth-field (Eperp) and projection of the magnetization on the Earth field direction (Eproj) components. Ampl, used to generate the fig. 9, takes into account the remnant magnetization and centralizes the anomalies without the need of other transformation in the Anomalous Magnetic Field.

In any map of total magnetic intensity, several sources contribute to the components spread along the spatial frequency spectrum. Therefore an ideal filter shall be applied, so to separate the high frequency anomalies, related to shallow sources, and the low frequency anomalies, related to the deep sources.

Thompson (1982) first developed the 2D Euler deconvolution and then Reid et al. (1990) improved the method or 3D, which allows quick estimation of the top depth of magnetic sources. Structural index (SI) (Thompson, 1982) ranges from 0 to 3 and refers to the shape of the source (e.g. contact, dyke and point). It is linked to a measurement of the rate of field decay versus distance. Biased estimations may rise from wrong structural indexes (Mushayandebvu et al., 2001), for that reason a good knowledge of the studied area is necessary.

The value correspondent to the structural index is given *a priori*, if it is assumed without criteria the results may over- or underestimate the depth of the anomaly, leading to wrong interpretations (Reid et al, 1995).

Once in magnetic products we delineate several linear features related to known faults and fractures, we used the structural index 1 for the Euler deconvolution, so that we may estimate the depths of the main structures.

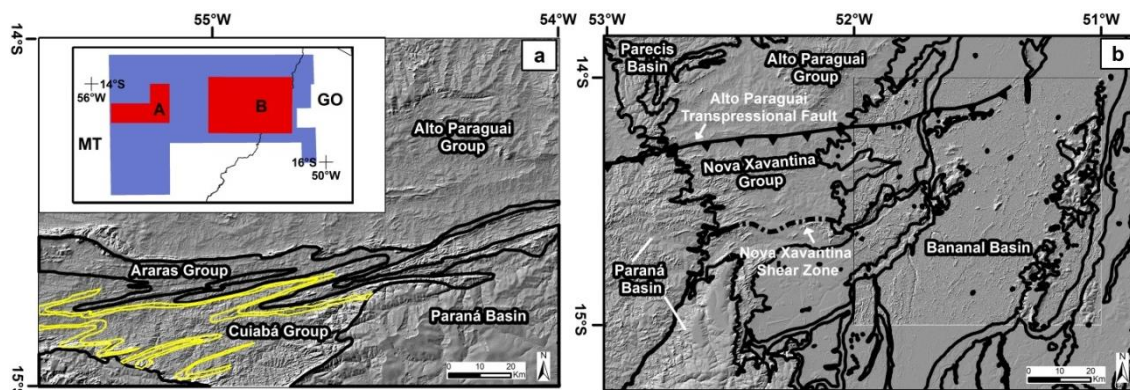


Fig. 4. Blue area refers to the coverage of the three aerogeophysical surveys used in this study. Red polygons represent the location of areas detailed in this paper: (a) Planalto da Serra region; (b) Nova Xavantina region. Both areas display background SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) images. Black lines are the limits of the terrains and the yellow lines mark the intense deformation of the lithological units. Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

Results

Magnetic Domains

Integration and interpretation of magnetic domains on Tilt and First Vertical Derivatives which are characterized by wavelength and amplitude variations. Also the geologic-geophysical framework of the area was assessed from magnetic anomalies map.

We distinguished six magnetic domains in the Magnetic Anomaly Map (fig. 5) – A, B, C, D, E and F. Those domains were named after the geographic location or according to the well-known tectonic units representing different blocks or crustal fragments, whose limits are recognized in the literature. Major magnetic lineaments define those limits.

A Domain consists of an area with high magnetic amplitude and high wavelengths, whose sources may be deep. Those anomalies are related to Amazonian Craton rocks, regionally covered by Phanerozoic sedimentary rocks of Parecis Basin.

In this crustal block, anomalies are heterogeneous and cut by N30-50E and NS magnetic lineaments, respectively L1 to L6 and L7 to L8, as shown in figure 5.

An EW trending magnetic discontinuity limits the Cratonic Domain (A) with the Água Boa Domain (B). This sector is magnetically homogeneous, extending for more than 300 km in the EW direction, with ca. 60 km width, which become narrower eastwards. It is characterized by low magnetic field, with values reaching -199.9 nT. Low frequency components represent the most significant signature in this domain and are associated to deep sources, with small amounts of ferromagnetic minerals. This signature may be attributed to the depocenters of Paraguay Basin.

Located in the central portion of the studied area, between Água Boa and General Carneiro cities, the Nova Xavantina Domain (C) is the segment with the higher magnetic anomaly of all Paraguay Belt, with values greater than 89.5 nT. This sector is more than 450 km long and approximately 120 km wide.

The boundary between C and B domains is characterized by robust 420 km long magnetic discontinuities, trending N70E, known as Campinápolis Lineament (CAL).

Phanerozoic sediments cover a great part of this terrain. However the structural framework of both the basement and supracrustal units of PB are identified in geophysical products.

Some medium scale magnetic discontinuities are present within Nova Xavantina Domain, such as Santo Antônio do Leste (SALL), Nova Xavantina (NXL) and Poxoréo (PXL) lineaments.

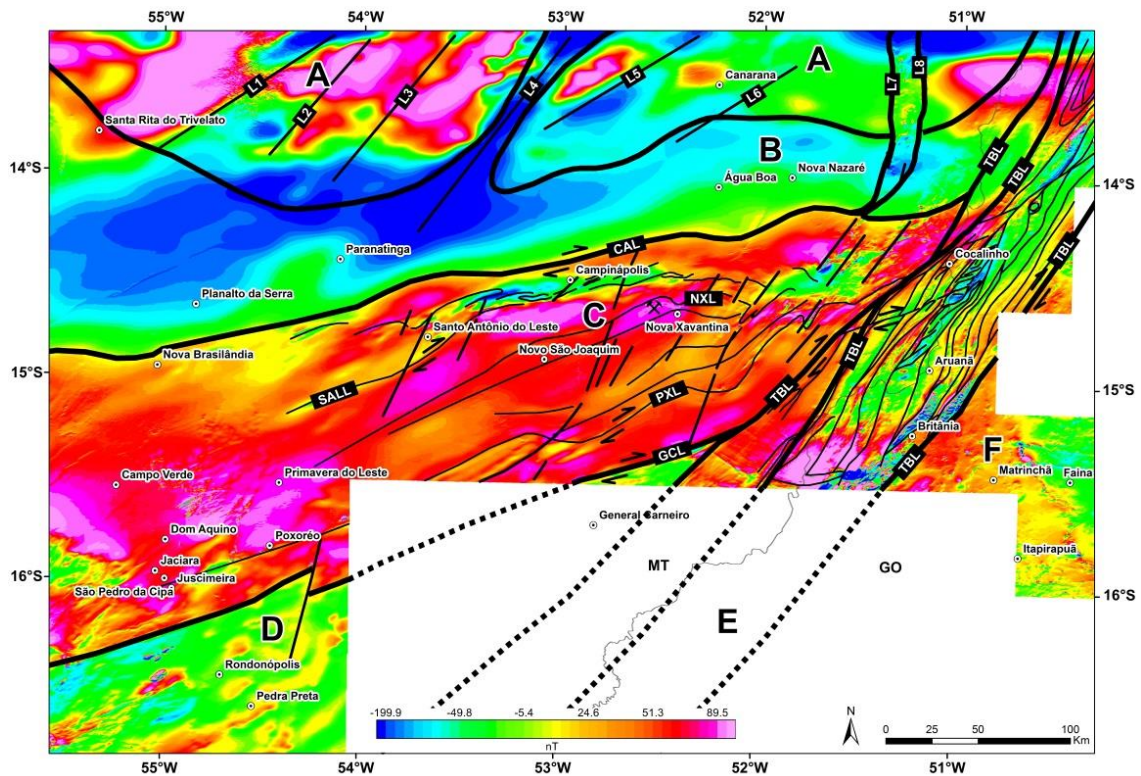


Fig. 5. Magnetic anomaly map (MAP), with emphasis on magnetic discontinuities and the main crustal blocks (A, B, C, D, E and F). Fractures intercepting A Domain are L1 to L8. Major structures are CAL – Campinápolis Lineament; SALL – Santo Antônio do Leste Lineament; NXL – Nova Xavantina Lineament; PXL – Poxoréo Lineament; GCL – General Carneiro Lineament; TBL – Transbrasilian Lineament. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

The limit between the highly magnetic and dense Nova Xavantina Domain (C) and the Rondonópolis Domain (D) is defined by the 340 km long magnetic discontinuity General Carneiro Lineament (GCL), parallel to CAL. This block is magnetically similar to the B Domain, with low magnetic values, ranging from -49.8 to -5.4 nT, and low frequencies.

A N20-30E trending crustal segment represents the E Domain. It consists of smooth magnetic amplitudes, with high-frequencies and the most expressive gradient in the area, suggesting preferential contribution of shallower sources. Extensive magnetic lineaments define some tectonically imbricated segments and might be interpreted as strike-slip shearing systems. They configure typical NE-SW dextral sigmoid features and are spatially correlated to the eastern limit of the Paraguay Belt, the Transbrasiliano Lineament (TBL).

F Domain consists of high magnetic anomalies, correlated to the Goiás Magmatic Arc rocks.

Blocks A, B, C and D represent to the deposition region of the Paraguay Basin sediments, considering the paleogeography of the passive margin around Amazonian Craton.

Gravimetric Domains

We generated the Bouguer anomaly map for the region, as well as the fusion of it with the First vertical derivative (1VD), in order to understand the spatial relations between crustal discontinuities and heterogeneities, represented by intracrustal sources present in the area (fig. 6).

Bouguer anomaly map draws attention to two high density areas, with anomalies varying from -6.2 to 10.4 mGal. A high Bouguer anomaly area to the North may represent the crustal thickening and dense rocks related to the Amazonian Craton. It also coincides with high magnetic field values. The elevated gravimetric gradient, marked by the EW gravimetric lineament, characterize the contact between the Amazonian Craton and the Paraguay Basin, stressed by crustal heterogeneity and discontinuity named Canarana Lineament (CNL). It marks the transition from high to low gravimetric and is also notorious in magnetic maps. The elliptical shape in the low gravity anomalies, ranging from -107.7 to -64.8 mGal, emphasizes the Alto Paraguay Lineament (APL) in its southern limit.

High Bouguer gravity anomalies are observed in the Center-South of the image, stretching towards Northeast. It corresponds to a major high density segment of the PB, with values of -6.2 to 10.4 mGal. High magnetic signatures (C Domain) coincide with this area, where bimodal magmatic rocks outcrops near Nova Xavantina, and are limited by the CAL, GCL and TBL. N30W magnetic lineaments, here called Novo São Joaquim Lineament (NSJL), limit this high density area to the Southwest.

The West portion of the Bouguer map display an NS trending area, whose values vary from -64.8 to -107.7 mGal. We related this signature to the crustal discontinuity and heterogeneity between the eastern and western Paraguay Belt. In this region, Paraguay Belt assumes a NS direction, composed by the folded rocks of the thick sedimentary pile in the Internal and External zones.

At the edge of B, C and D domains, major EW magnetic and gravity lineaments, known as Campinápolis and General Carneiro Lineaments (CAL and GCL, respectively), may represent deep crustal discontinuities in the basement of Paraguay Basin. The fusion of Bouguer gravity map with the 1VD aided the recognition a set of structures between CAL and GCL. They are defined by narrow strips of high discontinuous magnetic amplitudes, which we relate to the formation of Santo Antônio do Leste (SALSZ), Nova Xavantina (NXSZ) and Poxoréo (PXSZ) shear zones.

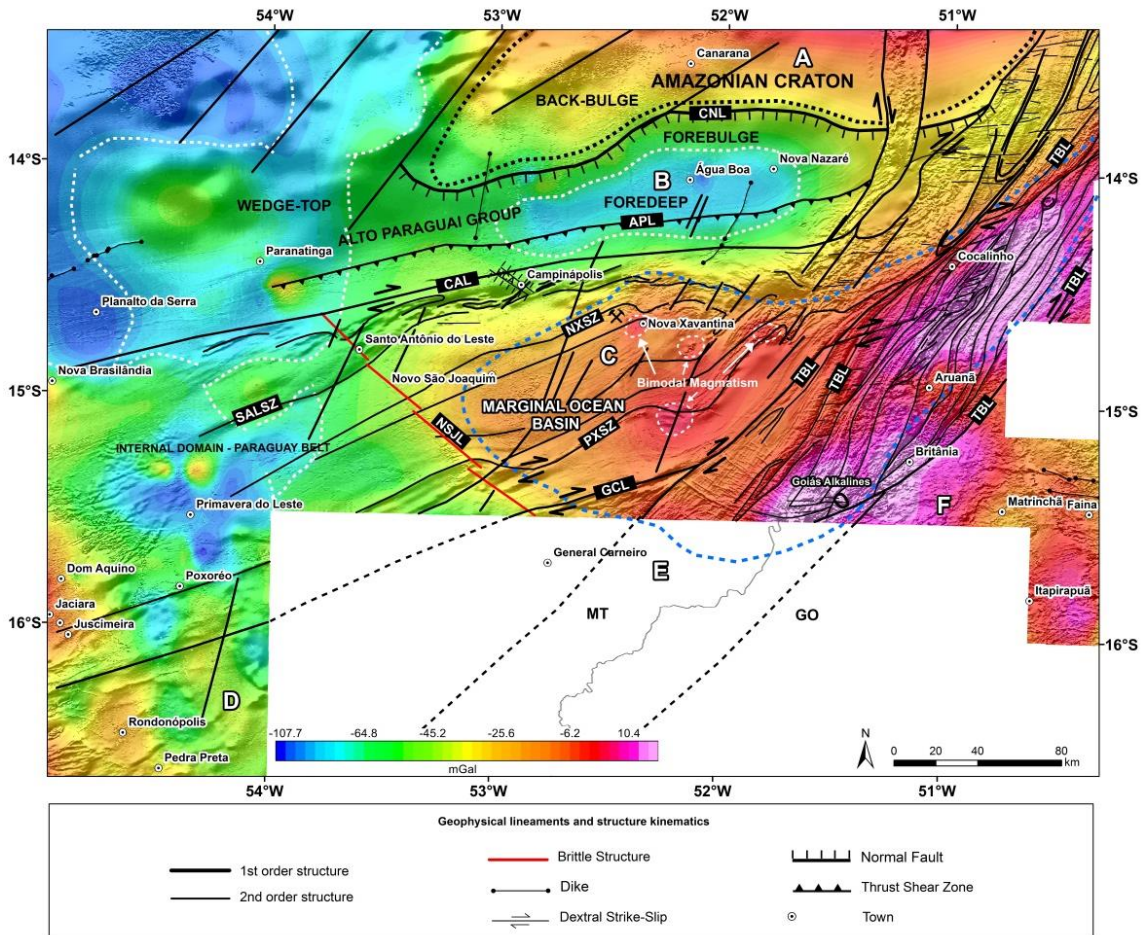


Fig. 64. Fusion of Bouguer anomaly (colour) with the First Vertical Derivative of Magnetic Anomaly (shaded). The limits of tectonic blocks and major structural elements (white dashed lines) were interpreted from the Tilt derivative and the First Vertical Derivative of Magnetic Anomaly. They also coincide with the higher gradients of Bouguer gravity anomalies. Blue dashed line in the center of the image marks the limit of the Nova Xavantina marginal oceanic basin, attributed to the basaltic mantellic rocks. Major structures are: CNL – Canarana Lineament; APL – Alto Paraguai Lineament; CAL – Campinópolis Lineament; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCL – General Carneiro Lineament; TBL – Transbrasiliano Lineament; NSJL – Novo São Joaquim Lineament. The limits of Transbrasiliano Lineament are highlighted by the high gravimetric anomaly related to the High of Central Brasil. Shear sense indicators display the apparent relation between major structures. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

Discussion

The themes derived from the Anomalous Magnetic Field supported the understanding of tectonic processes involving the Amazonian Craton. Late events such as the Rodinia break-up and formation of passive margin, as well as posterior construction of Gondwana, are well registered in such products.

First order magnetic lineaments are longer than 100 km and usually separate different magnetic domains. They often represent major structural controls. Second and third order magnetic lineaments are secondary, superficial and shorter than 100 km and may cut the first-order lineaments.

Rift phase – Opening of Paraguay Basin

The limit between A and B, C and D domains (figs. 5 and 6) displays morphological features of a transition from the paleocontinent and the evolution of a passive margin. Those tectonic settings are represented by big EW crustal segments, more than 350 km long and 100 km wide.

Tilt and first vertical derivatives clearly mark the border between Amazonian Craton (A Domain) and the Paraguay Belt sedimentary rocks (B Domain). It is defined by high magnetic gradients and smooth relief, indicating deep sources.

Although A Domain is covered by Phanerozoic sediments of Parecis and Bananal basins, we identified Precambrian features within the magnetic data. B Domain features the longest wavelengths of the area, and probably the deepest and less dense sources (figs. 6 and 7). It configures the area of PB most rich in paramagnetic mineral and may be related to the depocenters of Alto Paraguay Group, corresponding to the trough of the Raizama and Diamantino formations.

We highlight the importance of major EW lineaments, such as CAL and GCL, which delimit the blocks B/C and C/D, with A. Magnetic lineaments form interwoven sigmoidal sets, trending from N50E to N70E, whose depth was estimated by Euler deconvolution over upward continuation for different depths of anomalous magnetic sources.

C Domain corresponds to a homogeneous crustal block, where different stratigraphic successions of Paraguay Belt are exposed. In this region, the main fluvial-marine (carbonates and banded iron formations) and glacial (diamictite) sediment supply is registered, as well as bimodal volcanism near Nova Xavantina city (figs. 6 and 7). We interpret this crustal domain as the axial zone of the Paraguay Basin rift.

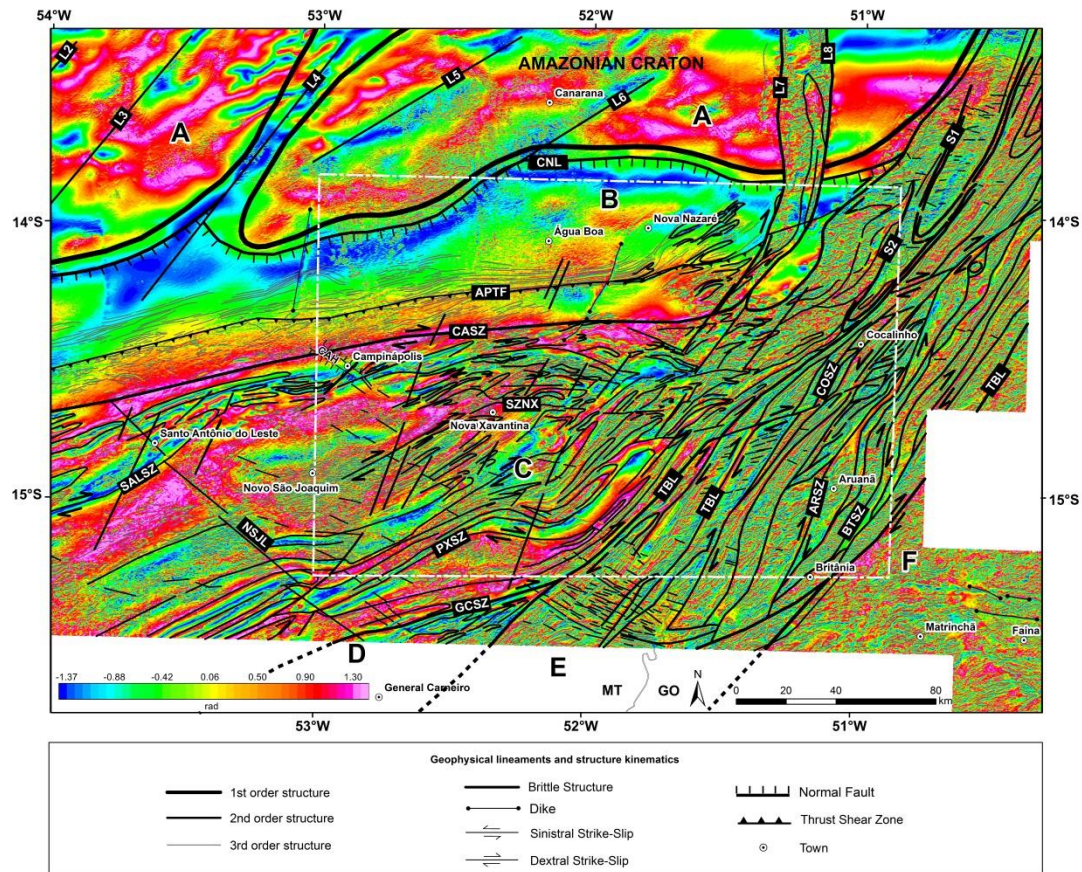


Fig. 7. Tilt derivative of magnetic anomalies map emphasizing the magnetic discontinuities and the tectonics lineaments. Major structural elements are marked as lineaments and shear zones. Major EW structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. The principal NS structures are, from West to East: TBL – Transbrazilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Synclinal folds to the north east are S1 and S2. NW brittle structures are: NSJL – Novo São Joaquim Lineament; CAH – Campinópolis Horst. Intracratonic fractures to the North are L2 to L8. The white dashed line will emphasize the region of convergence between the Paraguayan Range and the Transbrazilian Lineament. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

Other important features in A Domain are the NS trending lineaments L7 and L8, whose distance among them is approximately 25 km. They are 90 km eastwards away from the Canarana Lineament. The magnetic signature between L7 and L8 is similar to that corresponding to the Paraguay Basin rocks. Therefore this crustal segment may configure an extension of the Paraguay Belt north- and northeastwards of the studied area and represent a rupture inside the Amazonian Craton. The same occurs between Nova Nazaré and Cocalinho, where a strip of a similar magnetic signature branches into two subparallel arms, characterized by magnetic anomalies similar to what is displayed between CASZ and GCSZ, with dextral sigmoid features (figs. 7, 10 and 11).

Bimodal volcanic rocks exposed near Nova Xavantina suggest that the crust underwent thinning or even rupture during mantle upwelling, registered by

geophysical anomalies. We modelled the depth and geometry of those sources using the Magnetization Vector Inversion (MVI) algorithm (fig. 8). Figure 8a shows the Magnetic Anomaly Map overlain by the block diagram of the MVI. It indicates that these high magnetic amplitudes may be related to the magnetic induction caused by a robust and structured igneous body. Some sections of the magnetization inversion (figs. 8 c, d, e and f) reveal that the magnetic source is mainly in intermediate depths of the crust. Although source depths vary between 7487 m and the surface, the predominant source is at approximately 3700 m deep. This datum may explain the relative absence of outcropping volcanic rocks in the region.

The studied bodies are similar to EW stretched boudins, ca. 49 km long and 30 km wide, in NS direction. Small mushroom-like bodies seem to occur at shallower depths.

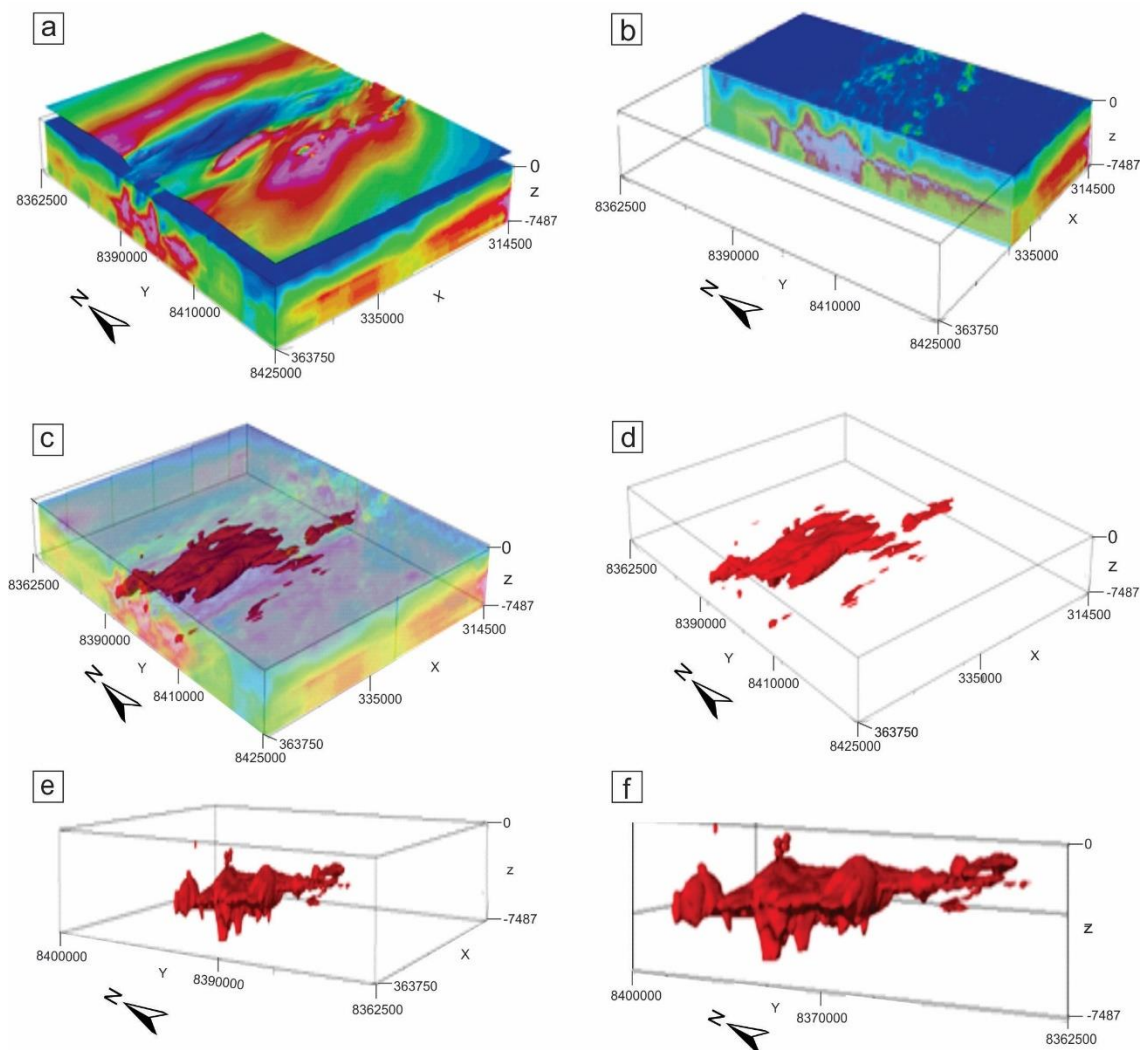


Fig. 8. a) Magnetic anomaly map overlain by the Magnetization Vector Inversion of the total magnetic intensity of the selected area, showing that high magnetic amplitudes at the center (C Domain) is due to magnetic induction caused by an igneous body; b) Section of the magnetic inversion clearly shows the magnetic source of intermediate depth, responsible for the magnetic induction; c) and d) The igneous source is boudin-like, located at the central region of the selected area, with approximately EW 49 km extension and 30 km width in the NS direction; e) and f) Small mushroom-like bodies are shallower than the main body. Depths vary between 7487 m and the surface, but are dominantly intermediate, approximately 3700 m deep.

Shortening phase of the Basin – Compressional Stage of the Basin

Several EW to NE harmonic, asymmetric, tight to isoclinal folds with thickened hinge are well marked in RGB Ternary Composition (K-eTh-eU) and the 3D Analytic Signal, between Planalto da Serra and Nova Brasilândia cities (fig. 9 a and b).

The difference of competence between argillites and siltstones of Bauxi Formation and the interstratified diamictites of Puga Formation accentuates the folding in ternary gammaespectrometry composition (fig. 9 a). Bauxi Formation act as a guide layer in RGB map, with high concentration of K, eTh and eU (white color – fig. 9 a), while the rocks of Puga Formation appear red because only K concentration is anomalous. Tight folds are seen along all the northern segment of PB, since Cuiabá until Nova Xavantina. A 130 km wide shortening zone is defined by the folded region. Folds geometry suggests that the shortening rate in Paraguay Belt is of ca. 40%, indicating that the basin was wider than 350 km before the deformation.

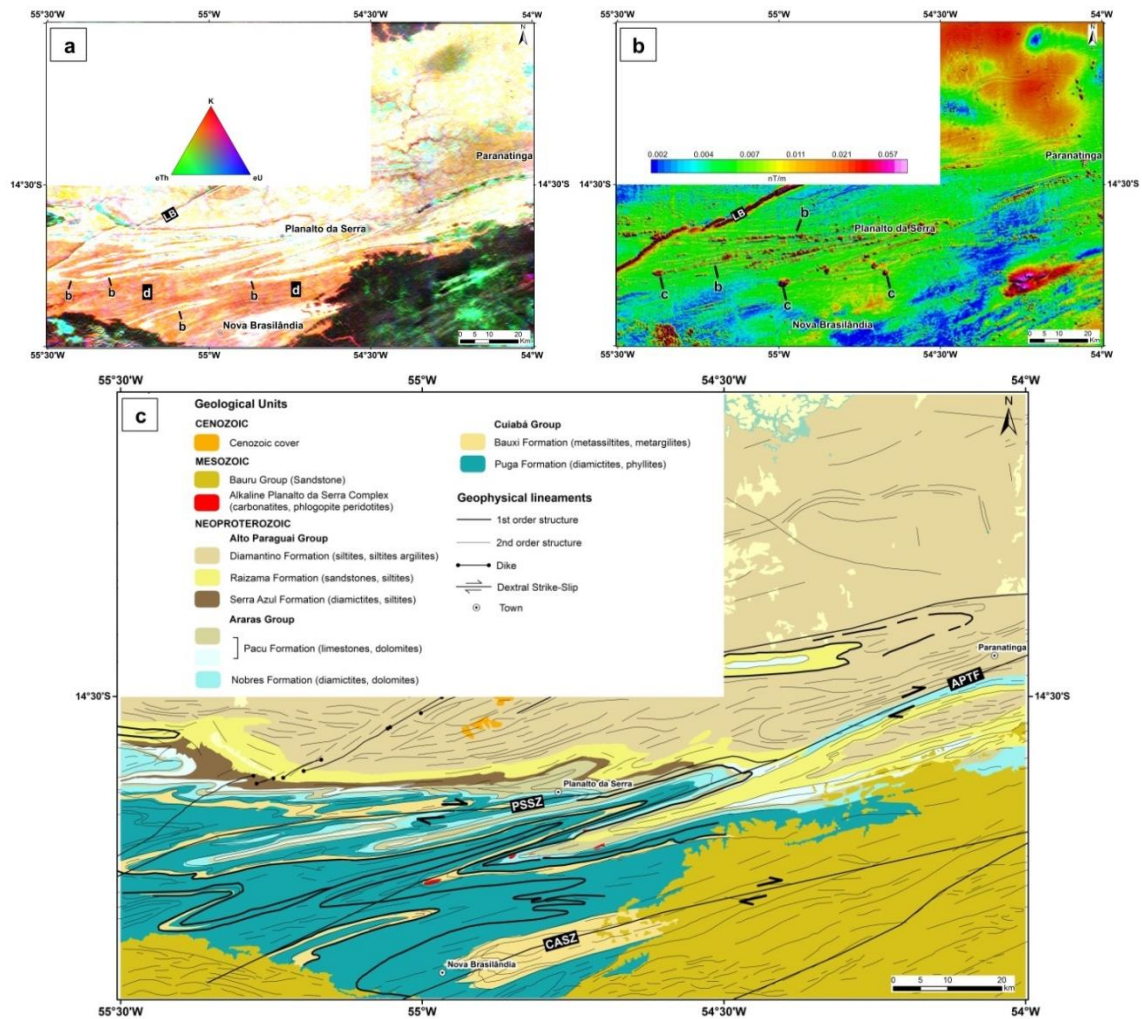


Fig. 9. a) RGB Ternary Composition (K, eTh, eU) of gamespectrometric data. Emphasis to the tight folds in white on the western portion, showing guide layers of metargillites (Bauxi Formation); b) 3D Analytic Signal of magnetic anomalies. Folding is marked by high gradient, with circular anomalies along the hinge line related to alkaline rocks of Planalto da Serra, as

well as to N45E dyke swarm; c) Simplified geologic map overlaid by the tectonic map generated from the interpretation of geophysical data. Tectonic discontinuities and structural lineaments mark the isoclinal folding, which denotes the intense shortening which affected the region, with also important NE transcurrent shear zones crosscutting the area, such as: PSSZ – Planalto da Serra Shear Zone; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Location of this figure is indicated in figure 4 a.

The Transcurrent Phase – the role of TBL

The chief features described in E and F domains correspond to structures formed during the development of TBL in the region and also to previous structure of Paraguay Belt affected by TBL (figs. 5, 10 and 11).

The role of TBL (figs. 7 and 11) is evident in these themes because of the magnetic anisotropy of the data. It is registered in several lineaments, which represent a bunch of curvilinear shear zones and compose interwoven megasigmoidal features. Their kinematics is mainly dextral, with minor sinistral movements, and its dimensions are up to 100 km long. Shear zones are named from West to East as Cocalinho (COSZ), Aruanã (ARSZ) and Britânia (BTSZ) and compose the Transbrasiliano Lineament in this area, with a corridor of more than 80 km width. N70E faults crosscut the sigmoidal beams and may be related to the reactivation of major shear zones (CASZ, SALSZ, NXSZ, PXSZ and GCSZ), even with the same dextral kinematics (figs. 10 and 11).

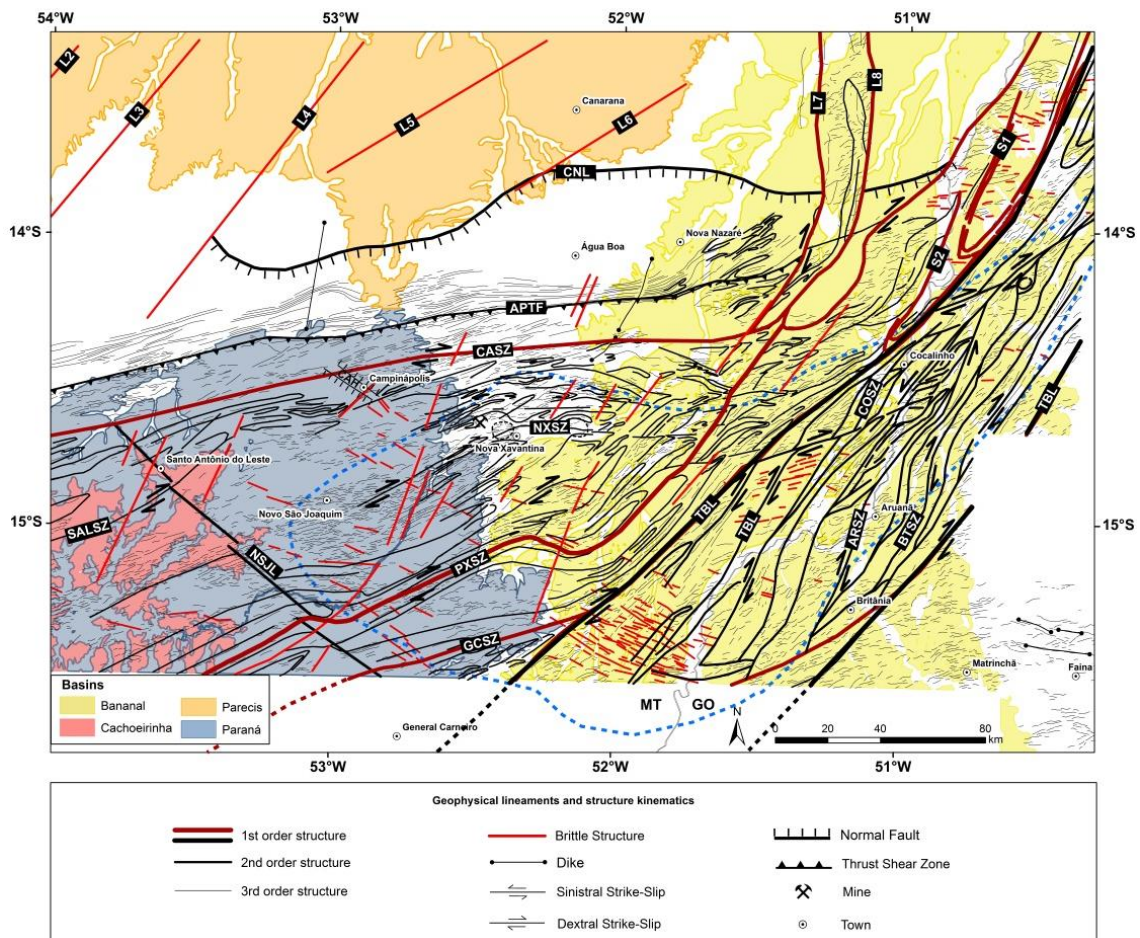


Fig. 10. Map of tectonic discontinuities and structural lineaments generated from interpretation of geophysical products, with the limits of Phanerozoic basins and recent covers. Major structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinápolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrazilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Synclinal folds to the north east are S1 and S2. Black lines represent the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

Interference zone of TBL within Paraguay Belt is evident between Nova Xavantina Domain (C) and Transbrasiliano Lineament (E). Detailed analysis of an area influenced by this interference pattern reveals the preservation of EW and NE structures (fig. 11). Nova Xavantina Domain displays sigmoidal bunches, with duplex-like and *en echelon* geometries, characterizing a transcurrent shear zone.

Northeast- and northward prolongation of Paraguay Belt in the studied area is parallel and contiguous to TBL, revealing the influence of N30E TBL on the borders of Amazonian Craton, to the North-Northeast of Cocalinho. Extense tight folds, 50 km long and 20 km wide, with NE-SW limbs and SW hinge line characterize this segment. They may form a synclinorium with direct relation to the development and continuation of Paraguay-Araguaia Basin northeastwards of the studied area (S1 and S2).

Near Britânia, TBL inflects towards EW-NW, with high magnetic frequencies suggesting shallow brittle features.

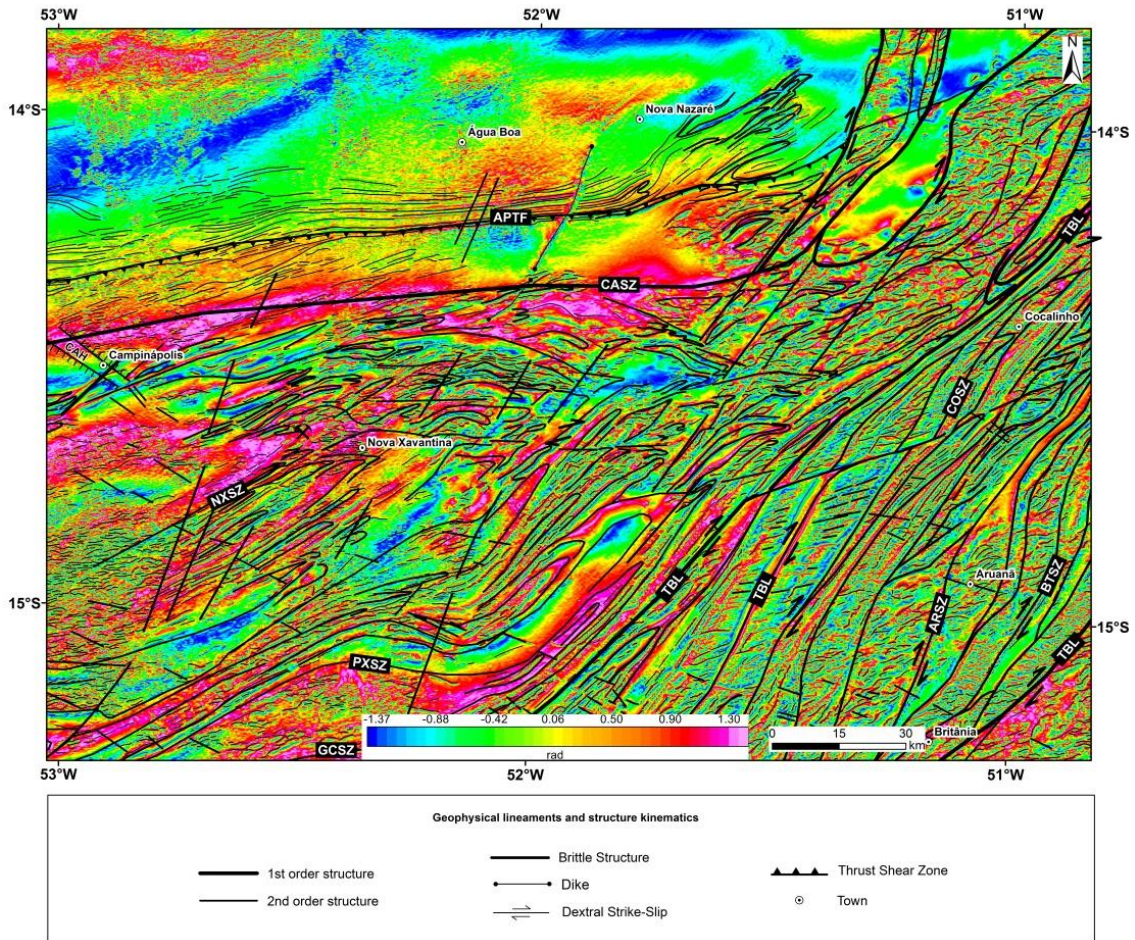


Fig. 11. Tilt derivative of magnetic anomaly for the region of interference between domains C and E, showing the main folds and shear zones, with shear sense indications, and shallow crosscutting N30E and N70-80E fractures. Major structure are, from North to South: APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrazilian Lineament; COSZ – Cocalinho Shear Zone; ARSZ – Aruanã Shear Zone; BTSZ – Britânia Shear Zone. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Ruptile structure of northwest direction is: CAH - Campinópolis Horst. Location of this figure is indicated in figure 7.

Extensional Phanerozoic Phase

Geophysical signatures related to reliquial structures of Paraguay, Paraná, Parecis and Bananal basins basements suggest that structural framework stretches under the sedimentary layers.

Homogeneous Euler solutions obtained in this work correlate to the main lineaments of qualitative interpretations from magnetic data (figs. 7 to 10). Four specific depths interval categories are indicated: shallower than 100 m, between 100 and 250 m, between 250 and 400 m and deeper than 400 m. The deeper (> 400m) and intermediate (250-400m) depths occur along the major shear zones (CASZ, SALSZ and GCSZ), within the Nova Xavantina Domain (C), at the Paraná Basin border (fig. 12).

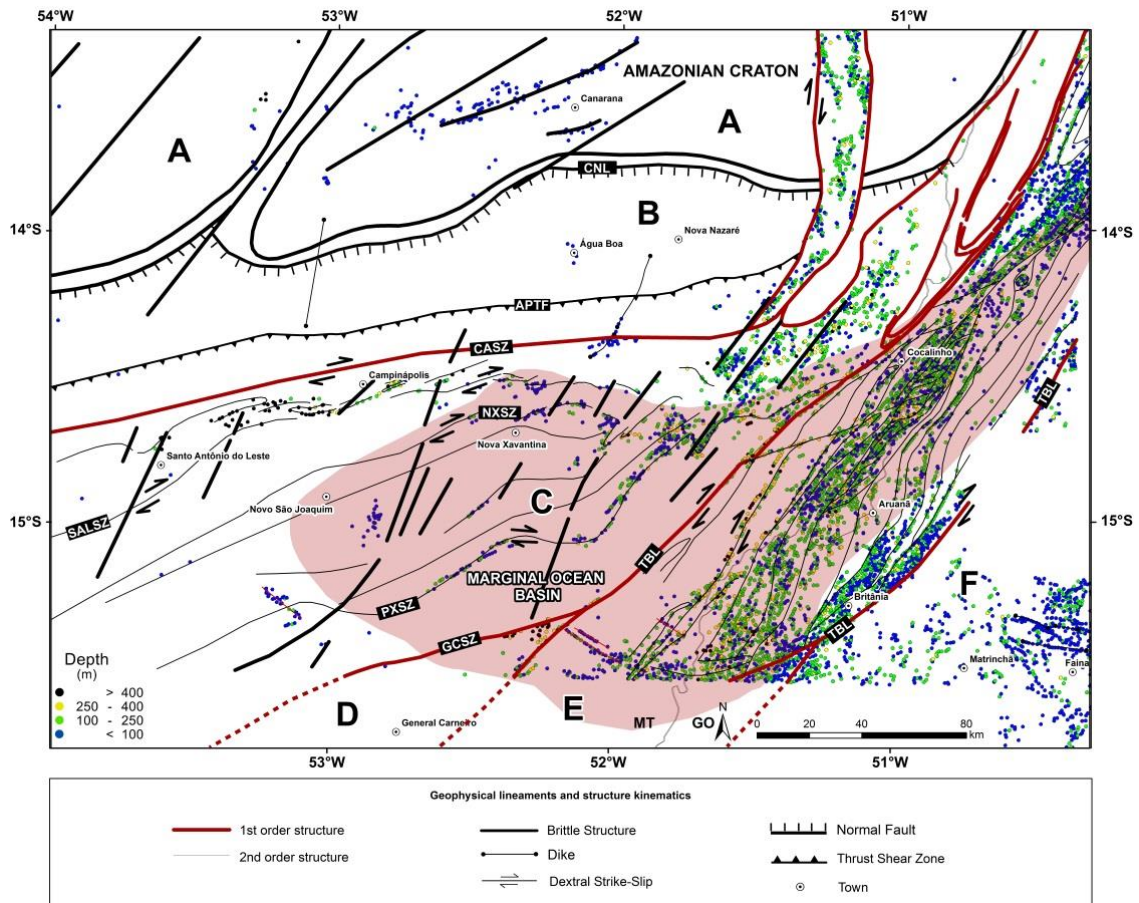


Fig. 12. 3D Euler deconvolution solutions of the area for the structural index 1. Circles show the estimated depth. Emphasis is on first and second order lineaments from Tilt and First Vertical Derivatives of magnetic anomaly map, showing the correlation with Euler solutions. Major structures are, from North to South: CNL – Canarana Lineament; APTF – Alto Paraguay Transpressional Fault; CASZ – Campinópolis Shear Zone; NXSZ – Nova Xavantina Shear Zone; SALSZ – Santo Antônio do Leste Shear Zone; PXSZ – Poxoréo Shear Zone; GCSZ – General Carneiro Shear Zone. From West to East: TBL – Transbrazilian Lineament. Major shear zones (CASZ, SALSZ and GCSZ) show deeper magnetic sources and represent the main normal faults of the rift, later reactivated. Shear sense indicators display apparent kinematic relation between major structures. Pink area limits the Nova Xavantina oceanic marginal basin, defined in the Gravimetric Bouguer map. Black line represents the limits between Mato Grosso (MT) and Goiás (GO) states.

TBL (E Domain) continues underneath Bananal Basin, with depths varying from 100m to 250m. Several structural features clearly control the depositional quaternary troughs and NE-SW depocenters of this basin. This structure also constrains the course of the main rivers and their tributaries in the region. N70E dextral strike-slip faults cut the TBL and may represent reactivation of structural framework inherited from the installation of Paraguay Basin.

Brittle NW structures and dykes were interpreted from magnetic data and also display shallow sources.

Correlation with regional and global models

Geophysical models show that magnetic and gravity Bouguer signatures correspond to the tectonic framework of Paraguay Belt. They also yield a

guideline for reconstructing this unit since the fragmentation of the precursor basin, responsible for the rifting structure of the basement, until the collision of Amazon, São Francisco and Paranapanema cratons, during the construction of Gondwana in the Brasiliano Orogeny.

For elaborating the geotectonic model of the area, we assume that the EW-NE magnetic lineaments – Campinópolis, Santo Antônio do Leste and General Carneiro – are breakaway faults, which led the initial phase of rifting. This process would later originate the passive margin at the border of Amazonian Craton.

High Bouguer anomalies are strictly correlated to different crustal fragments or blocks between Amazonian Craton and the Paraguay Basin basement, as well as to crustal discontinuities inside the basin. Big gravity anomalies are related to the magmatic register of the extensional phase, initially associated to pre-rift stage and, consequently, to crustal stretching. These events correspond to the initial and intermediate opening phase, with the installation of a marginal oceanic basin, characterized by basic-ultrabasic volcanoclastic rocks (hyaloclastites and scoria) and mantellic intrusions (talc-serpentine schist). 3D magnetic inversion in Nova Xavantina region reveals that the major igneous body is about 3700m deep, with more than 50 km length.

Evidences raised within this paper and in some recent results (Silva, unpublished) corroborate the hypothesis that Paraguay Belt represents an Atlantic-like oceanic basin, which eventually evolved to hyperextended margins. It may have developed during pre-rift and/or syn-rift stages of continental separation and is similar to several places around the World (Mutter et al., 1982; White et al., 1987; Holbrook and Kelemen, 1993; Eldholm and Grue, 1994 and Courtillot, 1999).

Paraguay Belt marginal oceanic basin may extend 100 km from Nova Xavantina westwards beyond Novo São Joaquim. Northeast- and northwards prolongations must be better studied, given their similar geophysical signatures. PB northern segment connects to the Araguaia Belt, leading to the conception of a single Brazilian folded belt (Almeida, 1974). Such as in PB, relicts of oceanic crust mark the oceanization stage in Araguaia Belt, represented by mafic-ultramafic bodies settled along deep faults related to the Tocantins-Araguaia suture zone (Almeida, 1974; Gorayeb, 1989).

This basin may represent the spread of a Neoproterozoic proto-ocean, possibly the Clymene Ocean (Tohver et al., 2010). It corroborates the models proposed by Brito Neves et al. (1985) and Jones (1985), which suggest that the set of ramifications of Neoproterozoic basins in Tocantins Province, such as Tucavaca-Chiquitos basin, may configure ancient opening zones (restricted rifts, aulacogens or impactogens), forming triple-junctions. All these data support that the rocks of Upper Proterozoic in this region were deposited during one or more episodes of rifting.

Before this scenario, we suggest that the taphrogenesis began in a R-R-R triple-junction, such as proposed by Burke and Dewey (1973). This setting may also be registered along the correlated terrains of Pampean-Paraguay-Araguaia belts and Rokelides and Mauritanide-Bassaride belts in northwestern Africa. Thus, we relate the rifting phase to the Rodinia break-up in ca. 750 Ma (Dantas et al., 2007; Silva, unpublished).

West Gondwana formation began around 850-750 Ma with continental collisions between South-American and African crustal blocks and extended until ca. 550-500 Ma.

In Paraguay Belt, this event is registered by intense shortening of the sequence of rocks deposited along the ancient passive margin. Folds and faults with vergence toward North accommodate the deformation in PB, causing the uplift of Cuiabá and Araras groups rocks and consequently leading to the erosion of the upper units and posterior deposition in the flexural subsidence (foreland basin) represented by Alto Paraguay Group (Raizama and Diamantino formations). Alto Paraguay Transpressional Fault represents the major thrust front and is well marked in magnetic and Bouguer gravimetric products. It depicts the lowest susceptibility and density values of the area, with smooth magnetic relief and long wavelengths. This geophysical signature may be correlated to the thick pile of marine, lacustrine and deltaic sediments, representing the final marine record of the closing Clymene Ocean (Tohver et al., 2010).

One of the main open questions is how deep was the basin represented by rocks of Paraguay Belt. Discontinuities marking the basement top-edge suggest that the sedimentary column of the Alto Paraguay Group is the thickest along this section, with ca. 5 km thick. Carbonate rocks of Araras Group and metasedimentary rocks of Cuiabá Group are 0.8 km and 3.0 km thick, respectively. Vidotti et al. (2016) inferred that the Amazonian paleocontinent extends under those sedimentary successions.

TBL crosses the easternmost portion of the area, cutting Paraguay Belt and influencing its North-Northeast extension towards Araguaia Belt. It may correspond to the Tocantins-Araguaia (Almeida, 1974) or Clymene (Tohver et al., 2012) suture zone. We individualize a strike-slip shear zone corridor within TBL, with approximately 80 km width, dextral kinematics and N20-30E direction.

The NE transcurrent fault system is clearly related to TBL. Those faults crosscut the previous EW fractures, related to rifting of Paraguay Belt, and reactivate them as inverse and strike-slip faults. NS transcurrent shear zones form an interconnected anastomosed framework. So the convergence of shear zones with different directions in a Y-type geometry and with the same dextral shear sense configures a freeway junction (Passchier and Platt, 2016), suggesting that those branches are contemporaneous (fig. 13). Freeway shear zone junctions are composed of three ramifications with the same shear sense, either dextral or sinistral, while zipper shear zone junctions result from the intersection and fusion of two shear zones with opposite shear senses.

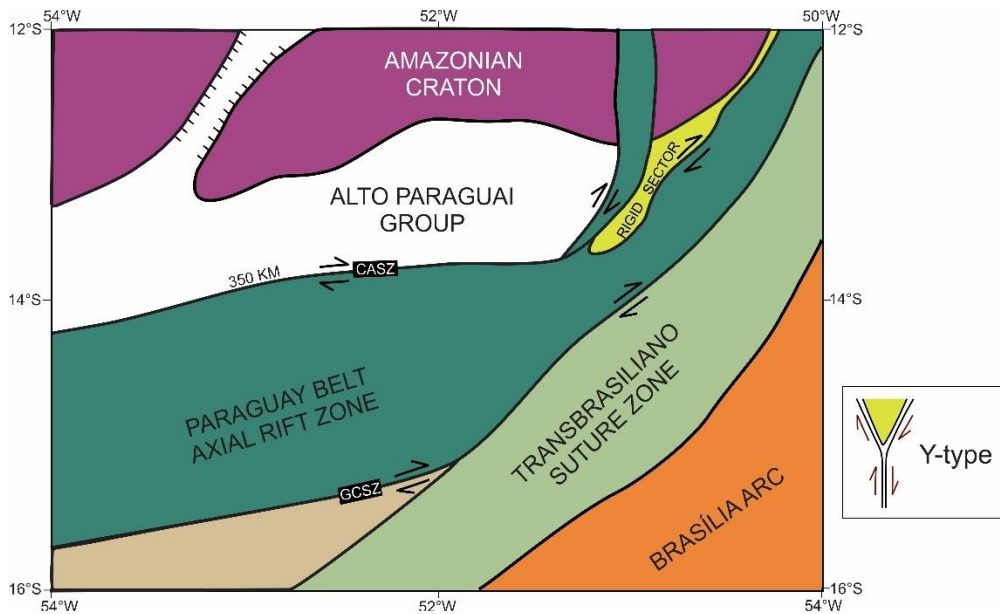


Fig. 13. Shear zone junction model in regional scale, based on interpretations of magnetic and gravimetric data. Paraguay Belt – Axial Rift Zone ramification (green) with main direction EW, branching toward NS (intra-cratonic fracture) and N30E (parallel to Transbrasiliano suture zone), with continuity toward Araguaia Belt. It configures the Y-type junctions, with unequal angles, and may present sector that behaved rigidly (yellow). Transbrasiliano suture zone separates the Paraguay Belt (green) of the Brasília Belt (orange). Outline of the Y-type junction with two subparallel branches (NS and N30E).

Phanerozoic History

Normal faults, shallower than 1000 m, with several directions represent the brittle Phanerozoic tectonics. We suggest that they were controlled by previous structures inherited from the basement, eventually reactivated during Cretaceous, as shown by the contacts between Upper Proterozoic rocks and Cretaceous rocks of Parecis and Paraná basins.

Ancient faults clearly control the structural framework of Paraná Basin, with evidences that the major shear zones (CASZ, SALSZ, NXSZ, PXSZ and GCSZ) were reactivated until the surface. They formed actual cliffs, Horst and Graben structures, with clear strike-slip component, and a series of synthetic normal faults representing the tilt-block tectonics. Kilometric horizontal displacements (> 40km) were identified in gamma-spectrometric images.

TBL also constrains the structure of the Quaternary Bananal Basin. The system of troughs settles over ancient imbricate NE shear zones, where the alluvium are deposited.

Conclusions

This study emphasizes the design of magnetic bodies and the recognition of extensive crustal discontinuities at the limits of different units of Paraguay Orogenic Belt. In this context, we seek to fill the absence of works using geophysical data in order to decipher the tectonic history of Brasiliano orogeny. Little is known about the framework of the Neoproterozoic basement

underneath Paraná, Parecis and Bananal basins. Therefore airborne geophysical surveys are a powerful tool for unravelling the structures of the basement, particularly in poorly outcropped areas, as well as for obtaining information on the regional and local scope.

High-resolution geophysical data improve our ability of understanding the evolution of the passive margin of the Amazonian Craton, leading to the identification of the processes related to initial stages of rifting responsible for the formation of Paraguay Belt.

Enhancement and interpretation techniques applied to magnetic data allow us to draw the major ancient faults responsible for the opening of the rift and posterior deposition of volcanosedimentary sequences, which led to Paraguay Basin formation.

Northern Paraguay Belt is a polycyclic basin, with a much more complex genesis than just the opening of an initial rupture in the Amazonian paleocontinent, with a hyperextended margin and posterior formation of a proto-ocean floor, formed by 750 Ma metavolcanic bimodal rocks. In order to estimate the depth and geometry of the magmatic rocks' sources, referring to the marginal oceanic basin, we used the Magnetization Vector Inversion (MVI). It produced a result coherent with the deformation and outcrop description, with boudin-like shape and stretching and an average depth of 3700m.

During Brasiliano Orogeny, the PB rocks were intensely shortened, forming anticlinal and synclinal pairs and even isoclinal folds. Guide layers (Puga and Bauxi formations of the Cuiabá Group) mark well the folding and allow estimates that the basin extended for more than 350 km in NS direction and later, due to increment of deformation, was shortened to only 130 km width, which represents a shortening rate of 40%.

The major strike slip system TBL divides the Brasília and Paraguay belts and is characterized by dextral transpressive-transcurrent phases. TBL is considered the continuation of the same age Tocantins-Araguaia suture zone (Almeida, 1974; Gorayeb, 1989) or Clymene suture (Tohver, 2012).

Brittle tectonics in the region is represented by normal and transcurrent faults, which reactivated ancient basement faults and caused differential movement along the edges and within the interior of Phanerozoic basins. This framework guided the deposition and controlled the installment of horst and graben structures, promoting tilt-block tectonics in NE-SW and NW-SE directions, as well as horizontal displacements along EW.

Acknowledgements

Authors are thankful to the Geological Survey of Brazil for the mapping executed and for the geophysical survey made available, as well as to the colleagues Antônio Frasca, Jônatas Carneiro, João Olímpio and Débora Regina, which were involved in field work and latter discussion. We also thank Roberta Vidotti for the manuscript improvements.

References

- Abati, Jacobo; Aghzer, Abdel Mohsine; Gerdes, Axel and Ennih, Nasser. 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, v.181, n.1–4, August 2010, p.115-128 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.018>
- Albuquerque, D.F.; França, G.S.; Moreira, L.P.; Assumpção, M.; Bianchi, M.; Barrosa, L.V.; Quispe, C.C.; Oliveira, M.E. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 79 (2017), pp. 431-442
- Almeida, F. F. M. 1964. Geologia do centro-oste Mato-Grossense. *Boletins do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, Largo da Misericórdia, v.59, n.213/216, p.Irreg, il + mapas.
- Almeida, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena: Mato Grosso. Rio de Janeiro: DNPM-DG
- Almeida, F. F. M. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., 1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, v.4. p.11-12 .
- Almeida, F. F. M. Alguns problemas das relações geológicas entre o cráton amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. 1985. In: Simposio de Geologia do Centro-Oeste, 2., 28-31 maio, Goiânia. Ata. Goiânia: SBG Núcleo Centro-Oeste, 1986. p. 3-14. il. Geologia do pré-cambriano.
- Almeida, F. F. M. de. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida, F. F. M. De; Hasui, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blücher, p.265-281.
- Alvarenga, C. J. S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 28 out. - 04 nov. 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v.7, p.3258-3271.
- Alvarenga, C. J. S. de. Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton: exemple de la chaine Paraguai d'age proterozoique superieur, Mato Grosso, Brèsil. Soutenue, 1990. 177f. Tese (Doutorado em Ciências)-Universite de Droit, d'Économie et des Sciences d'aix-Marseille, Faculte des Sciences et Techniques de St-Jerome, Soutenue, 1990.
- Alvarenga, C. J. S. et al. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani, Umberto Giuseppe et al. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p.183-193. ISBN 8590148211
- Alvarenga, C. J. S. et al. 2009. The Amazonian Palaeocontinent. In.: Gaucher, C. et al. (eds.). *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, global, change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Oxford:Elsevier, p.15-28. ISBN 9780444 532497. (Developments in Precambrian Geology, v.16)
- Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.4, p.493-499.
- Alvarenga, C. J. S.; Trompette, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.92, p.85–105, DOI: 10.1016/0031 - 0182(92)90136-S.

- Alvarenga, C. J. S.; Trompette, R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.23, n.1, p. 18-30, il.
- Araújo, E. S.; Andrade, R. S. 1982. Projeto Nova Xavantina: Relatório de Prospecção Preliminar. Goiânia: CPRM, 1 v. Convenio CPRM/BRASMINAS 487–497.
- Araújo, J. B.; Carneiro, R. G. 1977. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém: Petrobrás/RENOR, 11p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- Assumpção, M. and Sacek, V. 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophys Res Lett* 40: 487-491.
- Assumpção, M.; James, D. and Snoke, A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, 107. doi:10.1029/2001JB000422.
- 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*, v. 388, n. 1, p. 173-185. (96/01566-0, 00/07134-2).
- Ayala, C; S. Kimbell, G.; Brown, D; Ayarza, P.; Menshikov, Y. P. 2000. Magnetic evidence for the geometry and evolution of the eastern margin of the East European Craton in the Southern Urals [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00033-0).
- Azevedo, P. A.; Rocha, M. P.; Soares, J.E.P.; Fuck, R.A. 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* 201, 61-69, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv003>.
- Bandeira, J. et al. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, p.323–340, Mar.
- Barbosa, R.D. and Pereira, J.G. 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa–Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.
- Barros, Adalberto Maia et al. *Geologia*. 1982. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p.25-192. il. color. (Levantamento de Recursos Naturais, 26)
- Basei, Mas and Brito Neves, Bb. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Faneozóico no Brasil. In: Gutierrez, M. J. G. et al. (Eds), *Paleozóico Inferior de Iberoamérica*, Mérida, Universidad de Extremadura, p. 331–342.
- Behn, M; Lin, J. 2000. Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the US coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere, *J. geophys. Res.*, 105, 25 769 – 25 790.
- Blakely, R. J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, UK, p. 1-63.
- Blum, M. de L. B. and Pires, A. C. B. 1996. Superfície Curie da Região Central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 26(3): 197-208, setembro.
- Bologna, M.S.; Padilha, A.L.; Pádua, M.B.; Vitorello, Í.; Chamalaun, F.H. 2014. Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 15, n. 3, p. 509–515. doi:10.1002/2013GC004970.

- Boyce, I. J.; Morris, W. A. 2002. Basement controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical lineament mapping. *Tectonophysics* 353 (1-4), 151-171 23 August 2002
- Brito Neves, B. B.; Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research.*, v.53, p.23 – 40.
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, v.47, p.72-89.
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. *Precambrian Research*, n.244, p.75-86,
- Brito Neves, B.B. de. 1985. Teorias e Modelos em Geotectônica. Introdução ao Problema. *Bol. IG-USP, Sér. Didát.*, n.1, p.73.
- Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A.; Cordani, U.G. and Thomaz Filho, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of major sedimentary basins of Brazil; a case of tectonic heritage. *J. Geol.*, v.1, n.3/5, p.495-510.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C. and Fuck, R.A.1999.From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v.22, n.3, p.155-166.
- Burke, K. and Dewey, J.F. 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol*, v.81, p.406-433
- Cawood, P. and Buchan, C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Sci. Rev.* 82, 217-256.June .
- Cawood, Peter A.; Kroner, Alfred; Collins, William J.; Kusky, Timothy M.; Mooney, Walter D. and Windley, Brian F. 2013. Accretionary orogens through Earth history <http://sp.lyellcollection.org/> at USGS Libraries on April 11, 2013
- Chamani, A.M.C. 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos : O Linamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Paranaíba , Brasil. Master Dissertation. Universidade de São Paulo.
- Cordani, U. G. et al. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, v.15, n.5, p.350–359, <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00506>.
- Cordani, U. G. et al. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v.15, n.3–4, p.396–407, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>.
- Cordani, U. G. et al. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazil. J. Geol.*, v.43, n.3, p.583–597, <http://dx.DOI.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>.
- Cordani, U. G. et al. 2013. Was there an ediacaran clymene ocean in central South America? *American Journal of Science*, v.313, June, p. 517–539. DOI 10.2475/06.2013.01.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A. and Da Cunha, F. M. B., 2009a. Estudo preliminar de integração o Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Republicação). *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v.17, n.1, p.133-204.
- Cordeiro, A. A. C.; Mccandles, G. C. 1976. Maciço Ultramáfico de Quatipuru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. , nov. 1976, Ouro Preto - MG. Anais. Belo Horizonte: SBG. Núcleo Sudeste, v.3. p.9-15.

Correa, J. A. et al. 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. Brasília. 111 p. il. (Geologia, 6. Seção Geologia Básica, 3). Inclui mapa.

Courtillot, V. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n.166, p.177-195.

Curto, J. B. 2013. Unveiling the Transbrasiliano fault system in northern Paraná Basin using airborne magnetic data. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 13, 26-29 aug. 2013, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos. Rio de Janeiro: SBGF, p.452-456.

Curto, J. B. et al. 2014. The tectonic evolution of The Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, p.1544-1562.

Curto, J. B.; Vidotti, R. M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S. and Dantas, E. L. 2015. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA.

Dalziel, I. A. D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakup of Laurentia. *GSA Today*, n.2, p.238-241.

Dalziel, I. W. D. 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypotheses and environmental speculations. *Geological Society of America Bulletin*, n.109, p.16-42.

Dantas, E. L. et al. 2007. 800Ma rifting in the Paraguay Belt, Central Brazil: U-Pb Shrimp age determination, Rodinia Break-up and implications for the connection with Avalonia Peri-Gondwana terranes. In: Proceedings Geological Society Of American, Annual Meeting Denver. CD Rom.

Dantas, E. L. et al. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, v.170, p.1-12.

Del Río, P.; Casas, A.; Villalaín, J. J.; Mochales, T.; Soto R. and Oliva-Urcia, B.. 2014. Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources Received: September 14, 2012; Revised: December 3, 2012; Accepted: February 8, 2013.

Del'arco, J.O.; Silva, R.H.; Tarapanoff, I.; Freire, F.A.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C.B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. MME/ SG. Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SE. 21 – Corumbá e parte da Folha SE. 20. Rio de Janeiro, v. 27, p. 25-160.

Eldholm, O.; Grue, K. 1994. North Atlantic volcanic margins: Dimensions and Productive Rates. *J. Geophys. Res.*, n.99, p.2955-2968.

Ellis, R.; Wet, G. de B.; MacLeod, I. N. 2012. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. ASEG Extended Abstracts 2012, 1-4.

Eyike, A.; Werner, S.C.; Ebbing, J.; Dicoum, E.M. 2010. On the use of global potential field models for regional interpretation of the West and Central African Rift System. *Tectonophysics*, v.492, n.1/4, p.25 e 39.

Figueiredo, A. J. A.; Olivatti, O. 1974. Projeto Alto Guaporé. Goiânia, DNPM/CPRM, 173p. (Relatório Final Integrado).

Finn, C. A. and S. Pisarevsky. 2007. New airborne magnetic data evaluate SWEAT reconstruction, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of

the 10th ISAES X, edited by Cooper, A.K. and Raymond, C.R. et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 170, 4p.

França, A.B.; Milani, E.J.; Schneider, R.L.; López, P.O.; López, M.J.; Suárez, S.R.; Santa Ana, H.; Wiens, F.; Ferreiro, O.; Rossello, E.A.; Bianucci, H.A.; Flores, R.F.A.; Vistalli, M.C.; Fernandez-Seveso, F.; Fuenzalida, R.P. and Munoz N. 1995. Phanerozoic correlation in southern South America. In: Tankard A.J., Soruco R.S. and Welsink, H.J. (eds.) Petroleum Basins of South America. AAPG/YPF/Acad. Nac. Ci. Bolivia. AAPG Memoir 62, p.129-161.

Fuck, R. A. et al. 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliano, geometria, idade e significado. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SNET, 14., 19-23 maio 2013, Chapada dos Guimarães, MT. Anais. Chapada dos Guimarães, MT: SBG, CD-ROM Simultaneamente International Symposium on Tectonics, 8.

Gasquet, D. et al. 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Marocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambr. Res.*, n.140, p.157-182.

Geraldes, M. C. et al. 2008. Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500- 550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil. *International Geology Review*, v. 50, p. 177-190. DOI:10.2747/0020-6814.50.2.177.

Gesicki, A. L.D. and Riccomini, C. 1998. Neotectônica na Borda sudeste do Pantanal Sulmatogrossense. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, 1998. Anais..., SBG, 84.

Goarayeb, P. S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro – Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 19, p. 51-62.

Gunn, P. J.; Maidment, D.; Milligan, P. R. 1997. Interpretation Aeromagnetic Data in Areas of Limited Outcrop. AGSO, *Journal of Australian Geology and Geophysics.*, n.17, p.175-186.

Hasui, Y.; Abreu, F. A. M.; Rangel, J. M. R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro norte do Brasil. *Boletim do IG - USP*, n.8, p.107-118.

Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, v.252, p.1409-1412.

Holbrook, W. S.; Kelemen, P. B. 1993. Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup. *Nature*, n.364, p.433-436.

Jones, J. P. 1985. The Southern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geological evolution. *Precambrian Res.*, n.28, p.111–135.

Karlstrom, K. E. et al. 1999. Refining Rodinia: Geologic evidence for the Australia – Western U.S. connection for the Proterozoic. *GSA Today*, v.9, n.10, p.1-7.

Karlstrom, K.E; Harlan, S.S.; Williams, M.L; McLelland, J.; Geissman, J.W. and Åhäll, K.I. 1999. Refinamento de Rodínia: evidência geológica da Conexão Austrália-Oeste dos EUA no Proterozóico. *GSA Today*, v.9, n.10, p.2-7.

Keeley, J. A. et al. 2012. Pre to synglacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, v.5, n.1, p.128-150.

- Kinabo, B. D. et al. 2007. Early structural evolution of the Okavango Rift Zone, NW Botswana. *J. African Earth Sci.*, v.48, p.125-136.
- Kotschoubey, B.; Truckenbrodt, W.; Hieronymus, B. 1996. Depósitos de caulim e argila semi-flint no nordeste do Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, PT, p.71-80.
- Kotschoubey, B; Truckenbrodt, W.; Calaf, J. M. C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, v.35, n.2, p.263-272.
- Kusky, Walter D. Mooney and Brian F. Windley Peter A. Cawood, Alfred Kröner, William J. Collins, Timothy M. 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geological Society, London, Special Publications Geological Society, v.318; doi: 10.1144/SP318.1 p1-36.
- Li, Y. and Oldenburg, D.W. 1996. 3D inversion of magnetic data. *Geophysics*, v.61, n.2, p.394-408.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v.7, n.2, p. L13–L16
- Li, Z. X. et al. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, n.160, p.179–210.
- Li, Z. X. et al. 2008. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia? New data from Hainan Island, south China. *Terra Nova*, n.20, p.154–164.
- Li, Z. X.; Powell, C. M. 2001. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth-Science Reviews*, n.53, p.237–277.
- Litherland, M. et al. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shields. *Br. Geol. Surv. Overseas Mem.*, n.9, p.153.
- Mantovani, M.S.M.; Brito Neves, B.B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. *Gondwana Research*, n.8, p.303–315.
- Manzano, J. C.; Godoy, A. M.; Araújo, L. M. B. 2008. Contexto tectônico dos granitoides da faixa de dobramentos Paraguay, MS e MT. *Geociências*, São Paulo, UNESP, v. 27, p.493-507.
- Manzano, L. L. C. 2009. Caracterização dos Granitoides Brasileiros da Faixa de Dobramento Paraguai, MT e MS. Rio Claro, 99p. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Marangoni, Y.R. 1994. Modelo crustal para o Norte de Goiás a partir de dados gravimétricos. 130 p. (Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo).
- Martelat, J. E.; Randrianasolo, B.; Schulmann, K.; Lardeaux, J.M and Devidal. J.L. 2014. Airborne magnetic data compared to petrology of crustal scale shear zones from southern Madagascar: A tool for deciphering magma and fluid transfer in orogenic crust,. *Journal of African Earth Sciences*, Elsevier, n.94, p.74-85.
- McGee, B.; Collins, A.; Trindade, R.; Jourdan, F. 2014. Sedimentology T1 - Investigating mid-Ediacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil VL - 62 DOI - 10.1111/sed.12143.
- McGee, Ben; Collins, Alan S.; Trindade, Ricardo; I.F. and Payne, Justin. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin

sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. GSA Bulletin, v.127, n.1-2, p. 76-86. DOI:<https://doi.org/10.1130/B30842.1>.

Milani, E. J. and Zalán, P. V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. Episodes - J. Int. Geosciences, v.22, n.3, p.199-205, Kalkreuth.

Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A. and França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás. v.15(2). p. 265-287.

Milligan, P. R. and Gunn, P. J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v.17, n.2, p.63-75.

Murthy, K.S.R. 2015 Exploring the Passive Margins—a case study from the Eastern Continental Margin of India. J. Ind. Geophys. Union (January 2015) v.19, no.1, p:11-26

Mushayandebvu, Mf; Van Driel, P; Reid, Ab and Fairhead, Jd. 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. Geophysics, n.66, p.814–823.

Mutter, J., Talwani, M. and Stoffa, P.L. 1982. Origin of seaward dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by “subaerial seafloor spreading”. Geology, 10: 353-357.

Nogueira, V. L.; Oliveira, C. C.; Figueiredo, J. A.; Corrêa Filho, F. C. L.; Scislewski, G.; Souza, M. R.; Moraes Filho, J. C. R.; Leite, E. A.; Souza, N. B.; Souza, J. O.; Cerqueira, N. L. S.; Vanderlei, A. A.; Takaschi, A. T.; Abreu Filho, W.; Rosito, J.; Olivatti, O.; Hausen, J. E. P.; Gonçalves, G. N. D.; Ramalho, R.; Pereira, L. C. B. 1978. Projeto Bonito - Aquidauana. Goiânia: DNPM/ CPRM. 14 v. Relatório de Arquivo Técnico do DGM, 2744.

Oliva, L. A. et al. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo Cuiabá SD.21. [s.l.]: DNPM, Escala 1:1.000.000, Impresso.

Osborne, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Arl Basin, Paraguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brasil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos Expandidos. Belém: SBG. Núcleo Norte,2001. 1 CD Rom.

Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A. 2001a. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil – and implications for the tectonic evolution of the Araguaí Belt. In: INTERNATIONAL CONFERENCE: Geology of Oman, Abstracts, 68.

Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. Contribuições à Geologica da Amazônia, 3, 85-103.

Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A.; Brito-Neves, B. B. and Wit, M. J. (Ed.). 2008. West Gondwana: Pre Cenozoic Correlations across the South Atlantic region. London: Geological Society of London, 422 p. (Geological Society Special Publication, 294).

Passchier, C.W., Platt, J.P. 2016. Shear zone junctions: Of zippers and freeways, Journal of Structural Geology, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2016.10.010>

Pedreira, A.J., Bahia, R.B.C. 2000. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonian craton. Revista Brasileira de Geociências, 30 (3):477-480.

Phillips, J. D. 2001. Designing matched band-pass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type, 15th

Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, extended abstract,1-4, doi:[10.1071/ASEG2001ab110](https://doi.org/10.1071/ASEG2001ab110).

Pilkington, Mark . 2009. 3D magnetic data-space inversion with sparseness constraints. *Geophysics*, v.74, n.1, p. L7-L15. <https://doi.org/10.1190/1.3026538>.

Porada, H. 1989. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, 103-106.

Powell, C.McA.; Li, Z.X.; McElhinney, M.W.; Meert, J.G. and Park, J.K., 1993a. Paleomagnetic constraints on the timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology* 21, 889 – 892.

Quintas, M.C.L.; Mantovani, M.S.M.; Zalán, P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. v.29, n.2, p.217-226.

Ramos, V. A.; G. Vujovich, R. Martino; and Otamendic, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent, *J. Geodyn.*, 50, 243–255. doi:[10.1016/j.jog.2010.01-019](https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01-019).

Reid, A. B.; Allsop, J. M.; Granser, H.; Millett, A. T. and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, v.55, n.1, p.80-91.

Reid, A. B. 1995. Euler deconvolution: past, present and future – a review. In *Anais 65th Annual International Meeting 65th Society of Exploration Geophysicists*, 272–273, Houston, Texas.

Ribeiro Filho, W. and Figueiredo, A. J. A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre: SBG, v.4, p. 27-35.

Ribeiro Filho, W.; Luz, J. S.; Abreu Filho, W. 1975. Projeto Serra Azul: Reconhecimento geológico. Relatório final. Goiânia: CPRM, 1975. v.1. s p.

Rocha, M.P.; Schimmel, M. and Assumpção, M. 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltimes tomography, *Geophys. J. Int.*, 184, 268–286.

Rosa, J.W.C; Rosa, J.W.C. and Fuck, R.A. 2016. The structure of the Amazonian craton: Available geophysical, *Journal of South American earth Sciences* 70 (2016) 162-173.

Schobbenhaus Filho, C. and Oliva, L.A. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo Corumbá SE.21. [s.l.]: DNPM, Escala 1:1.000.000, Impresso.

Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. and Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineraiis*. Brasília, DNPM. 501 p.

Schobbenhaus Filho, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1981. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineraiis - Escala 1/2.500.000*. Brasília, DNPM.

Schobbenhaus Filho, Carlos (Coord.) et al. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folha Goiás (SD.22)*. Brasília: DNPM, 114 p. il. 1 mapa color.

Schobbenhaus Filho, Carlos (coord.) et al. 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos mineraiis*. Escala 1.2:500.000. Brasília: DNPM, 501p.

Schobbenhaus, C. et al. 1975 *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiás (SD.22)*. Brasília: DNPM.

Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; 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 e 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 41 CD ROMs.

Schobbenhaus, Carlos et al. 1981. Mapa Geológico do Brasil e da área oceanica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. [BRASÍLIA]: DNPM; CPRM. Mapa Color., 4 folhas.

Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U.S. East Coast passive margin: Implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, n., B11, p.25, 769-25, 790, november 10, 2000. Mark D. Behn MIT-WHOI Joint Program, Cambridge, Massachusetts; Jian Lin Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts.

Silva, M. F. 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação(Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília,

Soares, J.E.; Berrocal, J.; Fuck, R.A.; Mooney, W.D. and Ventura, D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *J. Geophys. Res.* 111, 1029-1060. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003769>.

Stein, C.A.; Kley, J.; Stein, S.; Hindle, D. and Keller, G.R. 2015. North America's Midcontinent Rift: when rift met LIP. *Geosphere*, v.11, p.1607–1616.

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

Stropper, José Luciano. Petrologia do complexo alcalino Planalto da Serra - MT. 2014. xii, 74 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

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

Tohver, E. et al. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, n.38, p.267–270.

Tohver, E. et al. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, n.21, p. 394–405.

Trompette, R. 1994. Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Balkema, 350p.

Trompette, R., 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Compte Rendu de la Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330, 305-315.

Trouw, R. A. J. et al. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29., 1976, Ouro Preto. Resumo dos trabalhos... Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, p.20-31.

Ussami, N., and E. C. Molina. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, 12, 87–98.

Vasconcelos, C. S.; Morales, I. V.F. and Figueiredo, M.F. 2014. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: 47° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, p. 400.

Vdovin, O.; Rial, J.A.; Levshin, A.L. and Ritzwoller, M.H. 1999. Groupvelocity tomography of South America and the surrounding oceans. *Geophys. J. Int.* 136, 324–340.

Vidotti, R. M. et al. 2012. Lineamento Transbrasiliano: Universidade de Brasília Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas 113 interpretação de dados aerogeofísicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46., Santos, 2012. Anais ... SBG

Vidotti, R.; Ebinger, C. and J. Fairhead. 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil: *Earth and Planetary Science Letters*, 117–132.

Vidotti, Roberta M. ; Abreu, C. J. ; Alvarenga, C. J. S. ; Vasconcelos, C. S. and Lugao, P. P. Bacia dos Parecis e sua Porção Dobrada (Faixa Paraguai) Registrada em Seção Magnetotélúrica. In: Rio Oil & Gas 2016, Rio de Janeiro. Rio Oil & Gas. Rio de Janeiro: IIBP, 2016.

White, R.S. et al. 1987. Magmatism at a rifted continental Margin. *Nature*, n.330, p.439-444.

Wingate, M. T. D. and Giddings, J. W. 2000. Age and paleomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia–Laurentia connection at 755 Ma. *Precambrian Res.*, n.100, p.335–357.

Wingate, Michael TD and Giddings, John W. Idade e paleomagnetismo do enxame Mundine Well dyke, Austrália Ocidental: implicações para uma conexão entre Austrália e Laurentia em 755 Ma. *Precambrian Research*, Volume 100, Issues 1–3, March 2000, Pages 335-357. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00080-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00080-7)

Zalán, P.V.; Wolf, S.; Conceição, J.C.; Astolfí, A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.;Zanotto, O.A.; Marques, A. 1991. Tectonics and sedimenta abatition of the Paraná Basin. In: Ulbrich, H.H.G.J. and Rocha-Campos, A.C. ed.Gondwana Seven. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, p.83-117.

Zhdanov, M. S. and Portniaguine, O. 2002. 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing, *Geophysics*, 67, 1532-1541.

Shortening history of the Neoproterozoic Oroclinal bending Paraguay Belt, Central Brazil, based on structural interpretation of Field and High Resolution Airborne Survey

Marcelo Ferreira da Silva^{a,b*}, Elton Luiz Dantas^b, Roberta Mary Vidotti^b,

^aCPRM - Geological Survey of Brazil;

^bLaboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília 70910-900 Brasília, DF, Brazil;

*corresponding author: marcelo.ferreira@cprm.gov.br

Resumo

As rochas da Faixa Paraguai formadas durante o rifteamento do Cráton Amazônico ao longo da ruptura do Rodínia, afetadas posteriormente pela Orogenia Brasileira-Pan-Africana na construção do Oeste Gondwana, entre o limite Ediacarano-Cambriano, gerou um cinturão dobrado edificado na borda meridional do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa, na porção ocidental da Província Tocantins. Estudos geofísicos integrados à análise estrutural em mapeamento de campo têm sido utilizados na restauração dos cinturões de dobramentos e empurrões em estruturas oroclinais, principalmente em regiões onde os dados e conhecimento geológico estão mal expostos ou são inexistentes. Esta integração fornece a arquitetura crustal bem como a sequência de eventos em duas janelas estruturais do embasamento na região de Planalto da Serra e Nova Xavantina, no estado de Mato Grosso, segmento norte da Faixa Paraguai, Brasil Central. Nas imagens aerogeofísicas e dados de campo, a região de Planalto da Serra é caracterizada por dobras harmônicas sanfonadas com ápices espessados, assimétricas e com estilos variáveis entre apertadas e isoclinais, compondo pares de anticlinais e sinclinais, com flancos subparalelizados e direção EW e NE. Estima-se que os comprimentos originais das camadas guias no momento pré-deformacional eram de ~350 km durante a formação da plataforma hiperextendida resultante do rifteamento do Cráton Amazônico, e após o intenso encurtamento, durante a orogênese Brasileira, as estruturas guias oroclinais se restringiram a ~130 km de largura, na fase pós-deformacional. Na janela estrutural Nova Xavantina os linamentos magnéticos formam importantes descontinuidades litosféricas compreendidas pelos lineamentos Campinópolis (CAL) e General Carneiro (GCL), que parecem ser as falhas mestras profundas dentro do embasamento que controlaram a extensão e por onde a zona axial do rifte se desenvolveu. Entre elas se propagaram os lineamentos secundários Santo Antônio do Leste, Nova Xavantina e Poxoréo (SZSAL, SZNX e SZPX), e sob influência do Lineamento Transbrasiliano (LTB), formaram dobras e falhas de arrasto, transformando os lineamentos em zonas de cisalhamentos com escapes laterais, e que posteriormente atuaram na deposição e deslocamentos horizontais das unidades litológicas das bacias Fanerozoicas. Entre os dois lineamentos principais ocorreu a deposição de sedimentos e sucessões vulcânicas encontradas relacionadas à Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, representando a bacia oceânica marginal. A região de Nova Xavantina reflete a transição da passagem do trend EW da Faixa Paraguai para o trend NE da Faixa Araguaia, por influência direta da superposição da instalação do LTB. O papel do LTB é evidente nas imagens magnéticas formando um mosaico de diferentes blocos crustais, que correspondem a variadas zonas de cisalhamentos curvilíneas com trend unidirecional N30-45E, em níveis rasos e profundos, compondo megasigmóides entrelaçados com cinemáticas preferencialmente dextrais. Como resposta ao processo deformacional decorrente da orogenia é gerada uma região de subsidência flexural resultante na inversão tectônica da bacia, e a formação de possíveis depocentros que serviram como aporte para a deposição dos sedimentos do Grupo Alto Paraguai (formações Raizama, Sepotuba e Diamantino), em sistema foreland basin, que neste trabalho foi individualizada, com o uso de dados gravimétricos, em quatro discretas depozonas (back-bulge, forebulge, foredeep e wedgetop), entre o Cráton Amazônico e a zona estrutural interna, pertencentes, sobretudo, pelos grupos Alto Paraguai e Araras.

Introdução

Cinturões encurvados podem formar oroclinais, estruturas cuja forma curva foi adquirida por progressivo encurvamento (flambagem) de traços estruturais inicialmente retos em torno de um eixo vertical (Carey, 1955, 1958; Marshak, 1988). Oroclínios estão entre as maiores estruturas da Terra e se formaram do Arqueano ao recente. Sua existência tem profundas implicações para os princípios de tectônica de placas e desafia a hipótese fundamental de rigidez de placas (Gutiérrez-Alonso et al., 2012).

Estudos recentes amparados pela geofísica têm sido utilizados amplamente na restauração dos cinturões de dobramentos e empurrões pelo mundo (ex: Apeninos Centrais, Chiappini et al., 2001; Andes Centrais, Giambiagi et al., 2008; Austrália, Stewart e Betts, 2010; Europa oriental, Gutiérrez-Alonso et al., 2012; Apalachiano, Sak et al., 2012; Apeninos, Turtú et al., 2013), integrados à análise estrutural para quantificar a estrutura de encurtamento, visando compreender a geometria e os modelos cinemáticos, para determinar como, quando e por que os orógenos adquiriram curvatura.

A maioria das curvas descritas pelos traços estruturais dos cinturões orogênicos reflete a arquitetura e propriedades mecânicas do preenchimento da bacia antes e depois da deformação. Com o intuito de decifrar a complexidade da cinemática e morfologia em estruturas oroclinais formadas pela inversão tectônica da bacia causada pela mudança do campo de tensões, resultante da convergência das massas continentais adjacentes durante a formação de supercontinentes, tem-se aplicado estudos aerogeofísicos (magnetométricos e gamaespectrométricos) principalmente em regiões onde os dados e conhecimento geológico são escassos ou inexistentes (Direen et al., 2005; Stewart e Betts, 2010). Mas sua utilização ainda não é muito difundida se comparada ao uso de paleomagnetismo e geocronologia nestas estruturas (Tohver et al., 2010; Glen e Roberts, 2012; Shaw e Johnston, 2012; Gutiérrez-Alonso et al., 2012), que permitem quantificar a presença e quantidade de rotações do eixo vertical e a datação da remagnetização durante as curvaturas das camadas.

A orogenia Brasileira foi um evento colisional de grande escala que envolveu a amálgama de múltiplos continentes, núcleos e fragmentos cratônicos na consolidação do Oeste Gondwana, durante o Neoproterozoico.

A Faixa Paraguai (FP) constitui um cinturão dobrado, neoproterozóico, edificado na borda meridional do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa na porção ocidental da Província Tocantins (Almeida, 1977). Compreende rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico, depositadas em ambiente plataformar, entre 600-540Ma, e deformadas durante os estágios finais da orogenia Brasileira, entre 550 e 500 Ma. Nos estágios finais, se associou magmatismo granítico tardi-orogênico (ca 500 Ma) representado pelos granitos da Suíte São Vicente (Alvarenga e Trompete, 1992; Ruiz, 2005, Manzano et al., 2008). O metamorfismo nesta faixa ocorreu durante o Cambriano, ca. 530–500 Ma (Geraldés et al., 2003, Geraldés et al., 2008, Tohver et al., 2010).

Dados estruturais, geológicos e geofísicos da Faixa Paraguai são consistentes com um modelo de curvatura oroclinal na escala litosférica de uma margem convergente durante as últimas etapas de deformação no final

do Criogeniano, decorrente do fechamento do Oceano Clymene (Tohver et al., 2010, 2012) que resultou em intenso encurtamento E-W e N-S, a depender da proximidade do anteparo, produzindo um trend linear N-S e E-W, respectivamente.

Pesquisas anteriores na Faixa Paraguai (Almeida, 1968, 1977; Corrêa et al., 1979, Luz et al., 1980; Jones, 1985; Alvarenga e Trompette 1993) fizeram considerável progresso no entendimento da evolução tectônica e estrutural em escala mesoscópica e regional. Entretanto, a utilização integrada de dados aerogeofísicos e de análise estrutural para entender a história extensional durante a ruptura do paleocontinente Amazônico, com conseqüente convergência durante a orogênese Brasileira que culminou na geometria das dobras e as falhas de empurrão, para quantificar o encurtamento no segmento norte da Faixa Paraguai, ainda é pouco utilizado.

O objetivo deste trabalho é a restauração do cinturão orogênico (Faixa Paraguai) periférico ao Cráton Amazônico, utilizando imagens aerogeofísicas (magnetométricas e gamaespectrométricas) combinado com estudos de campo, uma análise tridimensional do estado de deformação finita impressos nas rochas metassedimentares que compõem esta unidade tectônica na Província Tocantins, parte central do Brasil.

Ênfase será dada em duas áreas onde as rochas da Faixa Paraguai são janelas do embasamento das bacias fanerozoicas – região de Planalto da Serra e Nova Xavantina.

Geologia Regional

A Província Tocantins (PT) é um cinturão orogênico Neoproterozoico, situado entre os paleo-continentes Amazônico, a oeste, e São Francisco, a leste (Almeida et al., 1981), com a participação dos blocos continentais do Parnaíba e Parapanema, existentes, respectivamente, sob as bacias do Parnaíba (Ussami e Molina, 1999; Castro et al., 2014), Paraná (Mantovani e Brito Neves, 2005) e Parecis (Bahia et al., 2007). A PT compreende três cinturões de dobramentos denominados faixas Araguaia e Paraguai, bordejando o Cráton Amazônico, e faixa Brasília, na margem oeste do Cráton São Francisco, as quais foram desenvolvidas durante a amalgamação do Gondwana ocidental (Brito Neves e Cordani, 1991, Trompette, 1994, Brito Neves et al. 1999).

Modelos evolutivos para a FP dentro do conceito da tectônica global foram inicialmente propostos por Almeida (1968). Ele distinguiu três estágios estruturais na evolução da FP por meio de discordâncias e mudanças contrastantes de litologia associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton. O estágio supostamente mais antigo (Grupo Cuiabá) é formado por rochas metamorfoseadas na fácies xisto-verde, intensamente dobradas, pelíticas com caráter *flysch* (turbiditos), tendo na base camadas de quartzitos e calcários subordinados. O estágio intermediário foi definido pelos diamictitos do Grupo Jangada (atualmente referido como Formação Puga), recobertos pelas sucessões carbonáticas do Grupo Araras. O estágio superior é representado pelo Grupo Alto Paraguai, com sedimentação “molássica” em sua parte superior (Almeida, 1968).

As rochas da FP foram afetadas pela Orogenia Brasiliana-Pan-Africana, em torno do limite inferior-médio Cambriano (Trompette, 1994; 1997; Pimentel et al., 1996; Alvarenga et al., 2000). O qual foi resultado do choque entre as massas continentais do Cráton Amazonas e o Maciço Central de Goiás, evoluindo ao longo do processo, seguido imediatamente por magmatismo sub-alcalino pós-orogênico em cerca de 500 Ma (Almeida e Mantovani, 1975; Alvarenga, 1990; Alvarenga e Trompette, 1993). O aumento da deformação e metamorfismo migra de efeitos fracos ao longo da fronteira ocidental da bacia para metamorfismo de baixo grau no interior das porções da FP (Alvarenga e Trompette, 1993).

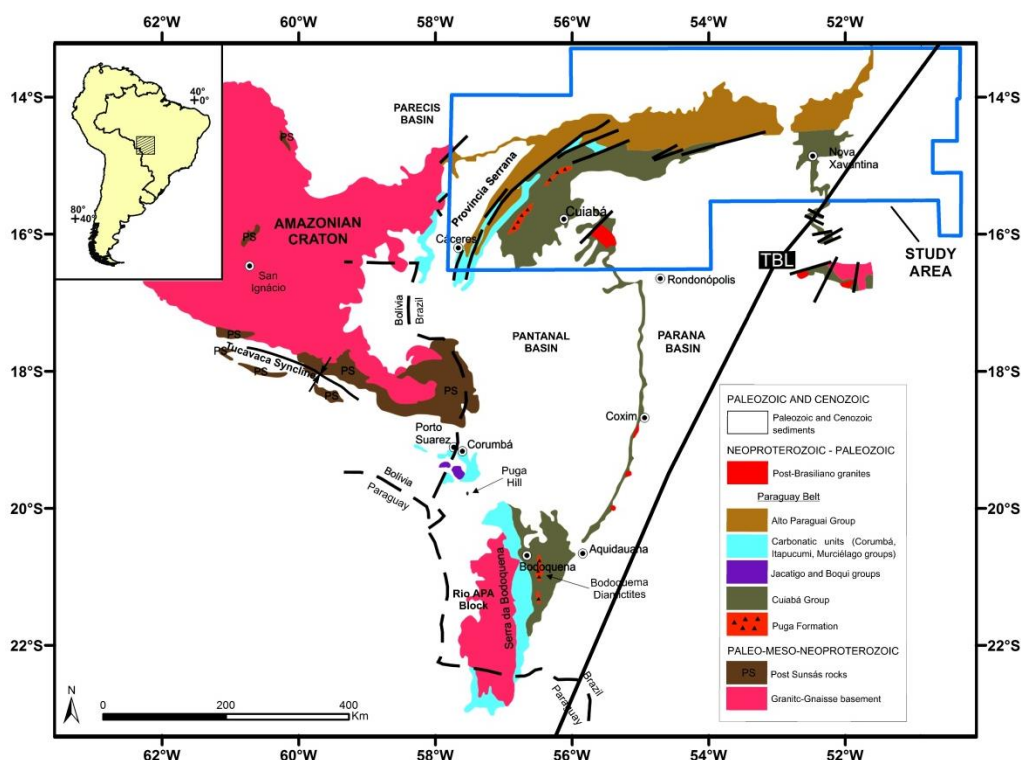


Fig. 5. Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986), com a localização dos aerolevantamento geofísicos e área de estudo em polígono azul (limite oriental da Faixa Paraguai).

Diversos trabalhos propõem a compartimentação tectônica da Faixa Paraguai, cuja zonalidade sedimentar, tectônica e metamórfica varia de Oeste para Leste (Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho et al., 1975; Nogueira e Oliveira, 1978; Corrêa et al., 1979, Boggiani, 1998, Lacerda Filho et al., 2006). Alvarenga e Trompette (1993) sugerem uma divisão do cinturão em três setores: Zona Cratônica, com estratos sub-horizontais, suavemente ondulados e exibindo tectônica rúptil (Formações Diamantino, Raizama, Araras, Puga e Bauxi); Zona Pericratônica, com amplas dobras holomórficas (Grupo Cuiabá); e Zona Interna constituída pela Sequência Metavulcanossedimenter Nova Xavantina (Pinho, 1990; Silva, 2007) e parte do Grupo Cuiabá, metamorfizada em fácies xisto verde a anfíbolito, com dobras e empurrões de vergência para oeste (Fig. 1).

A zona cratônica abrange as rochas sedimentares do Grupo Alto Paraguai, caracterizados por uma sedimentação continental de antepaís, e

restritas exposições da Formação Puga e do Grupo Araras, representadas por diamictitos e calcários na região de Mirassol d'Oeste. Na porção meridional da Faixa Paraguai, os carbonatos dos grupos Itapucumi e Corumbá e os ritmitos clasto-químicos do Grupo Jacadigo constituem o domínio estrutural cratônico na porção sul da faixa. Na região norte, os depósitos glaciais e marinhos são capeados por arenitos, siltitos e arenitos conglomeráticos da Formação Raizama e ritmitos avermelhados e arenitos finos da Formação Diamantino (568 ± 20 Ma Rb/Sr). A proveniência sedimentar no Grupo Alto Paraguai apresenta fontes distintas do restante da faixa (Dantas et al., 2009). As rochas depositadas no domínio cratônico (Grupo Araras, formações Raizama, Sepotuda e Diamantino) são afetadas por suaves ondulações e uma tectônica rúptil, não penetrativa que se manifesta por falhas normais. Essas falhas são parcialmente reativadas até o Cretáceo, como mostram os contatos entre as rochas do Proterozoico superior e as rochas Cretáceas da Chapada dos Parecis (Barros et al., 1982) e na região boliviana próxima a Rincon del Tigre (Litherland et al., 1986).

A zona pericratônica é na sua maior parte representada pelo Grupo Cuiabá e formações Puga e Bauxi. Além de alguns afloramentos de calcário das formações Guia (Hennies, 1966; Alvarenga 1988, 1990), Nobres e Pacu (Souza et al., 2012). Além das formações Raizama e Diamantino do Grupo Alto Paraguai (Hennies, 1966; Alvarenga, 1990). No setor meridional da FP, essa zona abrange as rochas da sequência carbonática, denominada de Grupo Corumbá (Boggiani, 1998; Boggiani & Coimbra, 1996). A deformação nesse setor é acomodada por dobras abertas de grande amplitude, com planos axiais subverticais, limitadas por falhamentos inversos. Esse sistema pode exibir dupla vergência, com dobras assimétricas voltadas ao Cráton Amazônico e, em sentido oposto, às áreas internas da faixa (Delgado et al., 2003). Essas rochas foram afetadas apenas localmente por metamorfismo em fácies anquizonal (Alvarenga, 1990). Os dobramentos inicialmente abertos na zona externa evoluem para dobras fechadas, inversas e isoclinais no extremo leste da zona interna (Alvarenga e Trompette, 1993). Esta zona foi afetada por um metamorfismo de baixo grau e denominada de "Brasilides metamórfica" por Almeida (1984; 1985).

A zona Interna é constituída pela associação quartzito-pelito-carbonatada e turbiditos (Grupo Cuiabá), e, rochas geradas e depositadas em ambiente de rifte (Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina) (Silva, 2007). Essas unidades estão metamorfizadas em fácies xisto-verde e exibem uma estruturação assinalada por sistema de dobras e empurrões com vergência em direção ao Cráton Amazônico (NE) e para SW-SE. Marcam ainda esse setor, grandes zonas de cisalhamento dextrais que reativam as estruturas contracionais profundas.

Por outro lado, o ambiente de formação das rochas da região de Nova Xavantina (Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina) foi interpretado do tipo *back-arc*, baseado em dados litogeoquímicos (rochas predominantemente intermediárias) e no tipo de sedimentação marinha presente na área (Pinho, 1990). Sobreposto à Sequência Nova Xavantina e ao Grupo Cuiabá, a sucessão carbonática do Grupo Araras compõe o embasamento do Grupo Alto Paraguai com *trend* nordeste, aflorante na FP Norte, região central do Brasil. O contato inferior com a Formação Puga e o superior com a Formação Raizama é gradacional. São registrados contatos tectônicos através

de falhas de empurrão e inversas com as Formações Bauxi e Puga (Luz et al., 1980). Já o contato com a Sequência Nova Xavantina é estabelecido por falhas.

As litologias que compõem a Faixa Paraguai, ainda foram afetadas por magmatismo alcalino do Complexo Alcalino Planalto da Serra, (Neder et al., 2005; Pinho et al., 2005; Stropper, 2014) constituído por uma série de corpos mafico ultramáficos alcalinos, representados por glimmeritos, harzburgitos, carbonatitos e brechas carbonatíticas. A idade neoproterozóica deste complexo é baseado em datações $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ca. 600 Ma (De Min et al., 2013).

O metamorfismo regional do Grupo Cuiabá ~200 km a leste da zona de inflexão da FP foi datada por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ em biotitas produzindo idades de 530–540 Ma (Geraldes et al., 2008), em micas desenvolvidas na zona de cisalhamento do Araés, na região do Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, que interpretam como representativas do pico do metamorfismo de um evento colisional relacionada à colagem do oeste do Gondwana no continental Sul Americano (Geraldes et al., 2003). Idades obtidas em argilas dentro da zona de charneira da faixa, datada pelo mesmo método, produziu um agrupamento de idades de 495-500 Ma (Tohver et al., 2010). Este mesmo autor considera que a inflexão oroclinal da Faixa Paraguai foi causada por uma rotação de 90° no sentido horário no limbo leste-oeste após ca. 528 Ma.

O Lineamento Transbrasiliano (LTB), definido no trabalho pioneiro de Schobbenhaus et al. (1975), pode ser entendido como corredor de cisalhamento, composto por sistema complexo de zonas de cisalhamento. Brito Neves e Cordani (1991) o colocam como divisor da Plataforma Sul Americana em dois domínios tectônicos distintos, com o Cráton Amazônico e faixas móveis marginais a oeste do LTB e as províncias Tocantins, Borborema e Mantiqueira do lado leste, caracterizadas pela intensidade dos processos orogênicos brasileiros.

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é considerado o limite leste da Faixa Paraguai, e é interpretado como representando uma zona de sutura transcontinental (Brito Neves e Cordani, 1991; Mantovani e Brito Neves, 2005; Brito Neves e Fuck, 2014). Corresponde ao último episódio tectônico associado com a Orogenia Brasileira-Pan Africana do período Neoproterozoico (Marini et al., 1984; Cordani et al., 2010, 2013a, 2013b) e mostra evidências estruturais de cinemática predominantemente dextrais (Fuck et al., 2013; Dantas et al., 2017). Na Província Tocantins o sistema de zonas de cisalhamento apresenta trend unidirecional N45-60E ao longo de todo o LTB. A partir de evidências geofísicas Mantovani e Brito Neves (2005), e como sugerido por Cordani et al. (1984), a megazona cisalhante separa as rochas supracrustais da Faixa Paraguai, a oeste, do fragmento cratônico Paranapanema, a leste (Cordani et al., 2013).

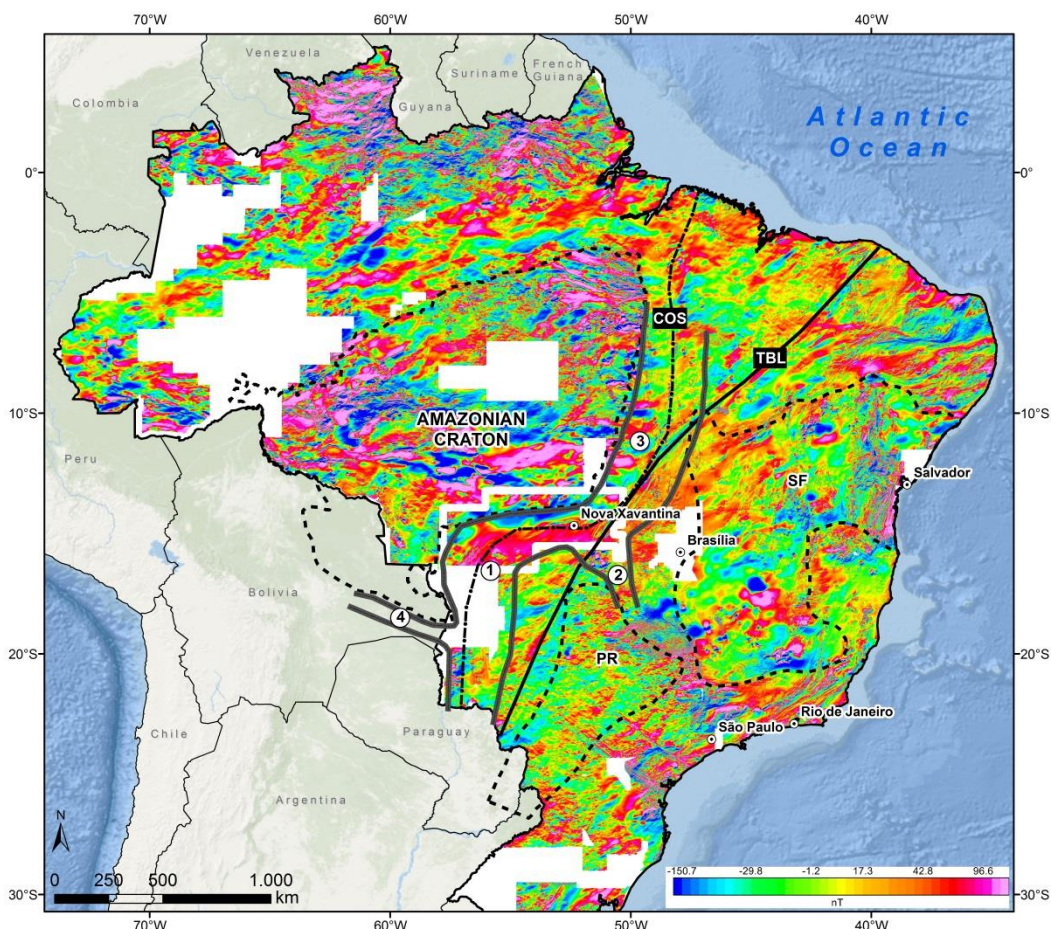


Fig. 2. Mapa Magnético Anômalo (MMA) produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) e Agência Nacional do Petróleo (ANP). O polígono demarcado pela linha branca é a área do aerolevantamento geofísico regional. Destaque para as altas anomalias magnetométricas na porção central do Brasil, bordejante aos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, inseridas nas faixas móveis brasileiras: (1) Faixa Paraguai; (2) Faixa Brasília; (3) Faixa Araguaia; e o cinturão Tucavaca (4) inserido na Bolívia, que faz conexão com a FP, delimitadas pela linha contínua em cinza. Ênfase para o Lineamento Transbrasiliense (TBL) e a Zona de Sutura Clymene (COS) que se interceptam a oeste de Nova Xavantina. As linhas tracejadas em preto se referem aos crátons Amazônico, São Francisco (SF) e Paranapanema (PR).

O norte da Faixa Paraguai é recoberto por duas bacias paleo-mesozoicas: a do Paraná e dos Parecis. Seus contatos são exibidos e controlados por falhas pré-existentes do embasamento, reativadas, incluindo o LTB (Brito Neves et al., 1984; Cordani et al., 2009a), com rejeito direcional nítido, constatados por patamares escalonados ou “tectônica de teclas extensionais”.

A Bacia do Paraná (BP), uma vasta região de sedimentação situada na porção centro-oriental da América do Sul, evolui durante o Paleozoico e o Mesozoico e abriga um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, documentado assim quase 400 milhões de anos de história geológica (Milani et al., 2007). Por sua vez, Zalán et al. (1991) reconheceram dois estilos estruturais maiores que influenciaram fortemente a deposição dos sedimentos da Bacia do Paraná. Primeiramente uma deformação associada com reativação de tectonismo rúptil com trend NW e NE, e uma segunda deformação associada às intrusões ígneas. De acordo com esses autores, o trend mais comum é o NE e estão relacionados a

movimentos strike-slip, tais como em echelon e falhas inversas, dobramentos e estruturas pop-up. Subordinadamente um agrupamento de lineamentos estruturais com trend E também são reconhecidos, desde o Triássico até o Cretáceo, relacionados com a abertura do Oceano Atlântico.

A Bacia intracratônica dos Parecis também recobre parte da Faixa Paraguai, na borda sudoeste do Cratón Amazonas. Segundo Pedreira e Bahia (2000) a implantação da bacia deu-se no Neo-Ordoviciano, quando a Região Amazônica foi afetada por um evento extensional, com a geração de um sistema de riftes intracontinentais, aproveitando zonas de fraqueza anteriores, do embasamento na borda do Cratón Amazonas. Entretanto, Vasconcelos et al. (2014) considera a sua implementação na transição do Ediacarano-Cambriano.

A Bacia do Bananal é um amplo compartimento intracratônico que cobre a porção mais oriental da Faixa Paraguai, constituída por um pacote de sedimentos da Formação Araguaia estabelecido no médio curso do rio Araguaia. A formação é representada por uma sucessão de camadas que se inicia por um conglomerado basal seguido 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). Estes sedimentos foram depositados em ambientes extensionais provenientes de reativações neotectônicas de falhas transcorrentes de direções NE-SW e N-S.

A principal proposta deste estudo é entender o registro geofísico da história geológica da Faixa Paraguai, integrado com estudo de mapeamento básico e estrutural na escala de detalhes, obtidos em trabalhos de campo nas duas janelas estruturais de Planalto da Serra e Nova Xavantina (Figs. 2 e 3). Assim, procuramos mostrar as evidências desde a fase inicial de rifteamento, com processos de abertura, expansão e formação da margem passiva, com posterior fechamento durante a orogênese Brasileira, associada aos eventos de encurtamento, bem como o escape lateral devido à tectônica transcorrente relacionada ao desenvolvimento do Lineamento Transbrasiliano.

Material e Métodos

Para caracterizar a estruturação da margem passiva bordejante ao Cratón Amazônico e a restauração do intenso encurtamento sofrido pelas sucessões vulcanossedimentares resultantes da convergência da orogenia Brasileira, no final do Neoproterozoico, foram utilizados dados geofísicos de alta resolução, adquiridos pelo Serviço Geológico do Brasil entre 2006, 2007, 2011 e 2013. Os projetos denominados Estado de Mato Grosso-área I e II, Rondonópolis-Dom Aquino MT/MS, Cuiabá e Sudeste de Mato Grosso foram realizados com espaçamento das linhas de voo de 500 m com direção N-S, linhas controle com 10 km na direção E-W e com altura nominal de voo de 100 m (Figs. 1 e 2).

Os dados gamaespectrométricos e magnetométricos de cada aerolevantamento foram interpolados pelo método bidirecional, utilizando célula de 125 metros, com a utilização do software Oasis Montaj® (Versão 8.2). Os dados aerogeofísicos dos 5 aerolevantamentos foram integrados com a função Grid Knitting para gerar Mapa magnético Anômalo (MMA) assim como as malhas finais das concentrações de K, eTh e eU. Do mapa magnético anômalo foram gerados a Amplitude do Sinal Analítico (Li, 2006); Inclinação do Sinal

Analítico (Miller e Singh, 1994); Primeiras derivadas sobre as direções X, Y e Z assim como a segunda derivada vertical. A partir das malhas finais de K, eTh e eU foi gerada a Composição Ternária RGB (K-eTh-eU).

Para estimar os limites das entidades tectônicas envolvidas no segmento norte da FP e consolidar as interpretações adquiridas pela aeromagnetometria na tentativa de discriminar as descontinuidades crustais do sistema de bacias foreland em resposta aos ambientes tectônicos formadores e, os blocos tectônicos envolvidos, na estruturação formada durante a ruptura do paleocontinente Amazônico, foram utilizados dados gravimétricos Bouguer do Banco Nacional de Dados Gravimétricos-BNDG e a fusão deste. Estes dados, principalmente dados terrestres, foram adquiridos por diversas instituições de pesquisa e organizados pela Agência Nacional de Petróleo-ANP. Os dados de anomalia Bouguer da área possuem espaçamento irregular e distribuição aleatória e foram interpolados pelo método da curvatura mínima com célula de 2000 m.

Resultados

O arcabouço geológico do segmento norte do cinturão orogênico Paraguai, uma faixa periférica ao Cráton Amazônico, com mais de 700 Km de extensão e largura aproximada de 300 Km, é caracterizado por uma geometria curvilínea. Entre as cidades de Poconé e Cáceres, a faixa tem direção N30E, e a partir daí, vai assumir uma nova direção, próximo à cidade de Cuiabá até Nova Xavantina, com inflexão na direção E-W. Nesta região, se observa uma zona de intenso encurtamento crustal, dado por um cinturão de dobras e empurrões com vergência para o Cráton Amazônico. (Figs. 3 a; b).

Em termos geotectônicos, essa região é considerada no contexto tectono-estrutural das zonas pericratônica ou externa (OZ) e interna do orógeno (IZ), compreendendo as rochas do Gupo Araras e Cuiabá, a noroeste da cidade de Cuiabá, formado por espessas camadas de rochas metacarbonáticas e metassedimentares, dobradas, e representadas nos produtos aeromagnéticos por anomalias de altas amplitudes e gradientes magnéticos (Fig. 3 b).

Os grandes dobramentos regionais, dados por estruturas assimétricas anticlinais e sinclinais, abertas até isoclinais (DI), em regime estritamente dúctil-rúptil, com comprimento de ondas com dimensões superiores a 20-30 km de largura, podem ser identificados também na imagem ternária RGB (K, eTh, eU) (Fig. 3 a), entre as cidades de Nobres e Cuiabá. Essa região corresponde às zonas pericratônica e interna, metamorfizada de Alvarenga e Trompette (1993). Devido ao incremento da deformação, os flancos das grandes dobras se rompem, e geram falhas de arrasto paralelas a direção de maior deformação, com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com cinemática preferencialmente dextral.

Esses falhamentos, nos produtos aeromagnetométricos, constituem extensos lineamentos retilíneos com assinaturas magnéticas, com mais de 160 km de comprimento, direção preferencial N20-40E próximo à cidade de Jangada, e a partir da cidade Planalto da Serra, assume direção N70-80E, como o Lineamento Alto Paraguai (APL) (Fig. 3 a).

Na zona cratônica (CZ) da Faixa Paraguai, a assinatura geofísica é dada por forte gradiente magnético delimitado por uma descontinuidade com direção

N60E que configura o Lineamento Tangará da Serra (TSL), e o alto gradiente é aqui denominado de anomalia Tangará da Serra (TSA) (Fig. 3 b). Nós interpretamos como a presença de um alto do embasamento, relacionado às rochas do Cráton Amazônico, circunvizinha à cidade homônima. Contudo, os altos gradientes magnéticos desta anomalia, também podem ser associados aos basaltos da Formação Tapirapuã de idade Jurássica, encoberto pelos sedimentos da Bacia dos Parecis.

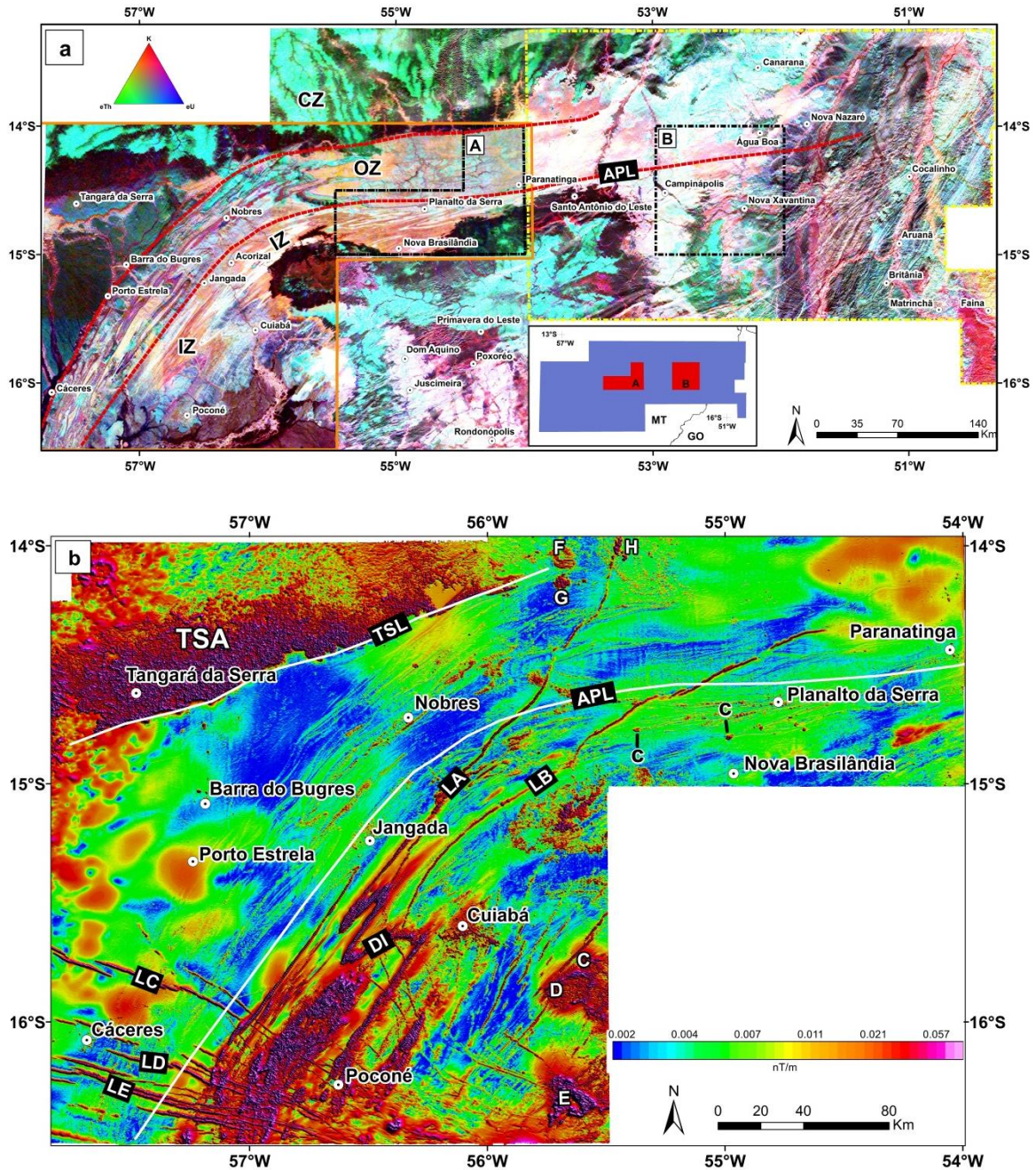


Fig. 3. a) Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU). Destaque para as dobras apertadas em branco (RGB) na porção sudoeste e central da imagem dentro da zona interna (IZ) da Faixa Paraguai, mostrando as camadas guia de metargilito da Formação Bauxi e dos carbonatos do Grupo Araras. Os polígonos tracejados em preto se referem às áreas de Planalto da Serra (A) e Nova Xavantina (B). O polígono azul é a área do aerolevante geofísico. O polígono tracejado em amarelo é a área que enfatiza a ligação da FP com o Lineamento Transbrasiliiano (LTB). O polígono demarcado pela linha laranja é para destacar a inflexão da Faixa Paraguai e a estruturação pertinente a ela. Enquanto as linhas tracejadas em vermelho delimitam a zona interna da Faixa Paraguai (IZ) da zona externa (OZ),

e esta da zona cratônica (CZ). Linha preta representa os limites entre os estados de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO); b) Mapa da amplitude do Sinal Analítico realçando as dobras apertadas e isoclinais (DI) com altos gradientes magnéticos evidenciando o intenso encurtamento que foi submetido à zona interna da Faixa Paraguai, delimitadas por falhas com direção N20-40E definido como Lineamento Alto Paraguai (APL). Os principais lineamentos estruturais são: TSL – Lineamento Tangará da Serra, e os representantes de diques (LA, LB, LC, LD, LE). Anomalias circulares são: C, D, E, relacionadas ao magmatismo Serra Geral, F, G e H não possui correlação com rochas reconhecidas na região. Anomalias com menores dimensões e circulares representantes de pequenas intrusões são c.

Lineamentos magnéticos retilíneos de direção N30-45E, cortam discordantemente as rochas metassedimentares da Faixa Paraguai (Fig. 3 b, LA e LB), próximos à cidade de Jangada. Pela geometria, interpretamos como diques. O mesmo se aplica as de direção N45-70W na região de Cáceres, que parece representar um enxame de diques (Fig. 3 b, LC, LD, LE).

Grandes anomalias magnéticas circulares ocorrem sob a bacia do Paraná e podem ser correlacionadas ao magmatismo Serra Geral cretáceo, bem conhecido na região (Fig. 3 b, C, D, E). Pequenas anomalias arredondadas são visíveis abaixo dos sedimentos da Bacia dos Parecis e não possuem correlação com rochas aflorantes reconhecidas na região (Fig. 3 b, F, G, H).

Anomalias magnéticas arredondadas, nos eixos das charneiras de grandes dobras regionais, na região de Planalto da Serra, refletem pequenas intrusões de corpos ígneos (Figs. 3 b, c; 4 b,c).

Duas janelas estruturais, na região de Planalto da Serra (Fig. 3 a, área A) e Nova Xavantina (Fig. 3 a, área B), expõem as rochas da Faixa Paraguai, sob os sedimentos das bacias Paraná e Parecis. Nesta região foi realizado um mapeamento geológico e estrutural de detalhe, que permitem entender melhor a evolução tectônica deste segmento da Província Tocantins.

A região de Planalto da Serra (A) está inserida prioritariamente na zona interna da Faixa Paraguai, onde se observam dobras abertas a fechadas, formando um sistema de anticlinais e sinclinais, com mergulhos fortes e eixos sub-horizontais, e ápices espessados de direção EW e NE. As dobras são assimétricas e com estilos variáveis e mostram vergência para o Cráton Amazônico. As grandes dobras refletem a diferença de competência nos estratos das rochas mais incompetentes e homogêneas como os metargilitos e metassiltitos da Formação Bauxi, com altos teores nos três radioelementos, interestratificadas com os diamictitos da Formação Puga, com alto potássio, pertencentes às unidades superiores da zona interna e pericratônica do Grupo Cuiabá. Nos produtos aerogeofísicos, estas estruturas são bem realçadas pelo alto nos três radioelementos (branco) na Composição Ternária RGB (K, eTh, eU) (Fig. 4 a, b), e altos gradientes magnéticos da Amplitude do Sinal Analítico, entre as cidades de Planalto da Serra e Nova Brasilândia (Fig. 4 b, b).

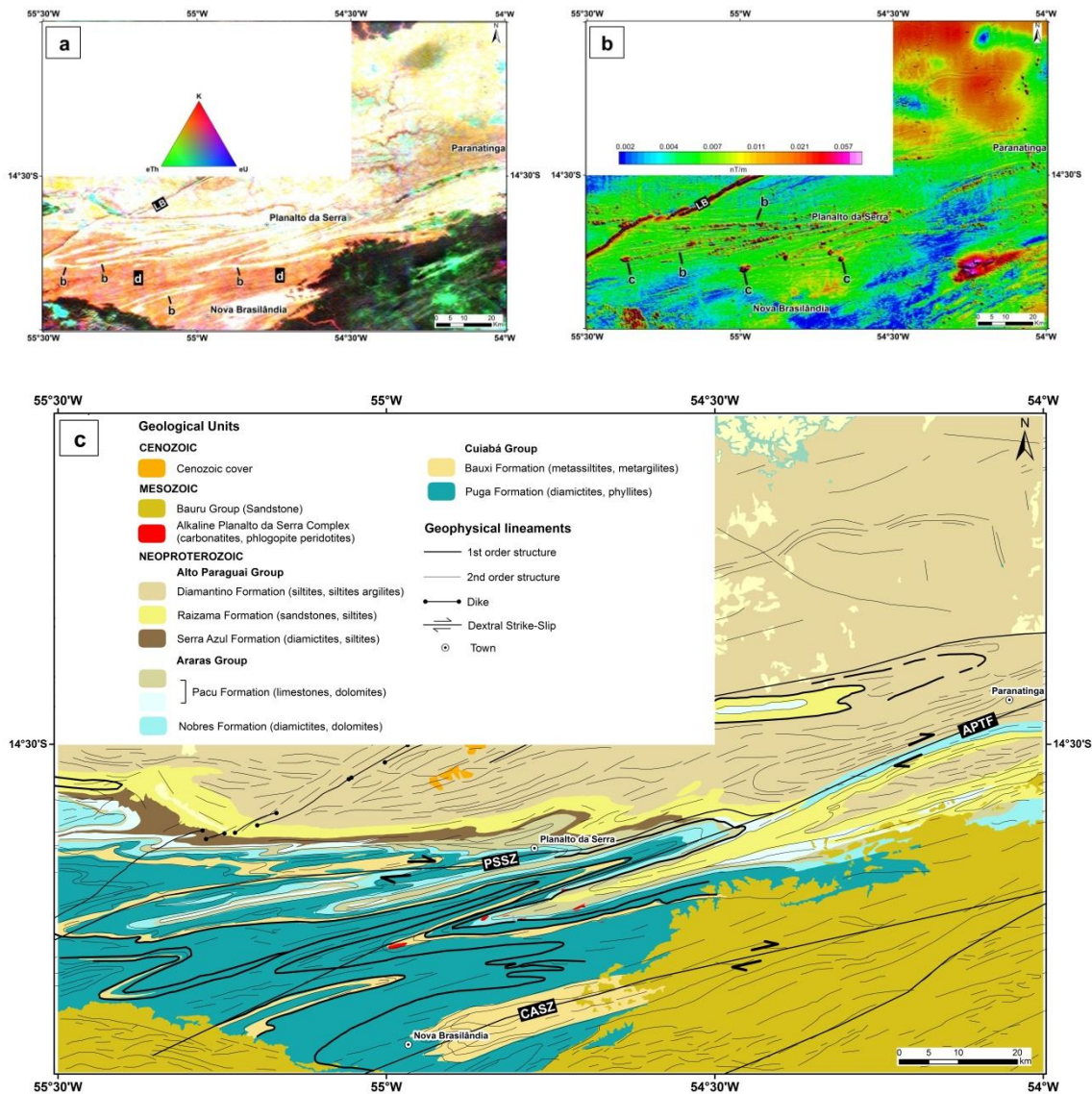


Fig. 4. a) Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU). Destaque para um lineamento magnético (LB) N45E referente à dique, dobras apertadas em branco (b) mostrando as camadas guias de metargilito (Formação Bauxi) dispostas entre o diamictitos (d) (Formação Puga) de alto K; b) Anomalias da Amplitude do Sinal Analítico onde os dobramentos são marcados por alto gradiente (b), com anomalias circulares nos eixos das charneiras relacionadas à pequenas intrusões de corpos ígneos (c), assim como o enxame de diques com direção N45E (LB); c) Mapa geológico simplificado sobreposto pelo mapa tectônico gerado a partir das imagens geofísicas. As discontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais destacam os dobramentos isoclinais que denotam a intensa deformação de encurtamento que a região foi submetida com importantes zonas de cisalhamentos transcorrentes, tasi como: PSSZ – Zona de Cisalhamento Planalto da Serra; APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinópolis. Possuem direção nordeste cortando toda a área. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Veja fig. 3 para localização.

Nesta região as estruturas de campo, observadas nas rochas da Faixa Paraguai mostram uma direção preferencial N70E-EW com mergulhos variando de baixo ângulo a subverticais. Observa-se um grande sistema de dobras sinclinais e anticlinais, desde escala macroscópica a amplas dobras com dezenas de quilômetros de extensão. São dobras apertadas e de charneiras espessadas, muito bem observadas nas imagens geofísicas (Figs. 4 a; b). Em

geral formam dobras cilíndricas, assimétricas, plano axial inclinado, caimento de baixo ângulo, ou duplo caimento tanto para NE como SW.

As dobras apresentam geometria inclinada, plano axial subverticalizado, com orientação média de seu plano axial N71°E/88°SE e eixos subhorizontais, com duplo caimento (12°/61°NE e 10°/250°SW) (Figs. 6 a; b). Estes padrões podem ser observados nos estereogramas da figura 7.

Padrões de dobras assimétricas sugerem movimentação de massa de SE para NW, empurrando as rochas das formações Raizama e Diamantino, pertencentes ao Grupo Alto Paraguai em direção ao Craton Amazônico, por vezes associado à falhamento reverso (Fig. 5).

Interpretamos como uma deformação relacionada ao domínio rúptil, caracterizada por intenso encurtamento crustal, evoluindo para um sistema transpressional inverso, em um sistema de cisalhamento puro e cuja cinemática dos empurrões mostra vergência de SE para NW.



Fig. 5. Corte de barranco do lado Oeste da Rodovia MT-130 mostrando dobramentos em arenitos e pelitos, com vergência para NW.

O estereograma mostra que as dobras deste domínio apresentam geometria inclinada, plano axial mergulhante com ângulo alto e baixo para sudeste e orientação média de seu plano axial entre N65°-70°E; 34°-80°SE, e eixos sub-horizontais com duplo caimento, variável de 12°/061°NE para 10°/250°SW, conforme observado na figura 7.

A cinemática da análise geométrica da zona de cisalhamento Planalto da Serra sugere um movimento dextral na escala regional, muito bem caracterizada nos produtos magnéticos, contudo pode ser sinistral em escala de campo, reforçando o cisalhamento puro para esta estrutura (Fig. 6 c; d). A foliação impressa nos diamictitos mostra superfícies onduladas irregularmente, formada por minerais micáceos e quartzo. A deformação intracristalina dos minerais micáceos exibem agregados lamelares orientados, lenticularizados e microdobrados, com sericitização evidenciando metamorfismo de baixo grau. O quartzo apresenta-se com formas xenomórficas, formando cristais estirados e imbricados.

A outra janela estrutural de embasamento da Faixa Paraguai é na região Nova Xavantina (B). Nesta área, afloram rochas do cinturão dobrado sobreposto por unidades sedimentares fanerozoicas das bacias do Paraná e Bananal (Fig. 9 b).

As principais anomalias magnéticas de direção EW são os lineamentos Campinápolis (CAL) e General Carneiro (GCL). São lineamentos de forte magnetismo, persistentes por mais de 100 km, com relevo bastante movimentado, característico de assinaturas magnéticas de altas frequências.

Vários lineamentos magnéticos podem ser extraídos da interpretação das imagens aerogeofísicas e de sensores orbitais nesta região, e correspondem a zonas de cisalhamento regionais. São elas Zonas de Campinápolis (CASZ),

Santo Antônio do Leste (SALSZ), Nova Xavantina (NXSZ), Poxoréo (PXSZ) e General Carneiro (GCSZ), de direção N50-70E (Fig. 8).

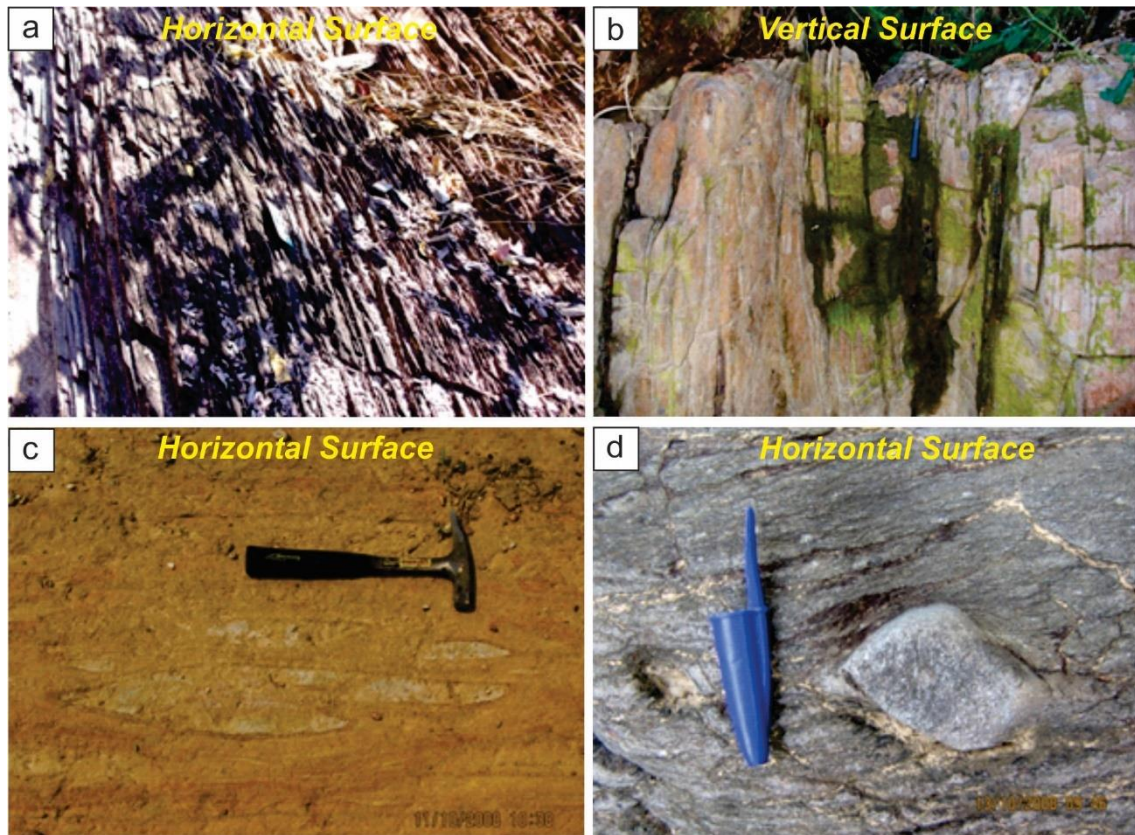


Fig. 6. a e b) Foliação em alto ângulo, representando limbo de dobras apertadas em filitos do Grupo Cuiabá e em calcário dolomítico do Grupo Araras, respectivamente; c) Zona sob cisalhamento simples de alta deformação em diamictitos alterados mostrando dobra isoclinal fechada (D_{n+1}) com flancos rompidos em D_{n+2} ; d) Diamictito mostrando a foliação e rotação dos clastos indicando cinemática sinistral.

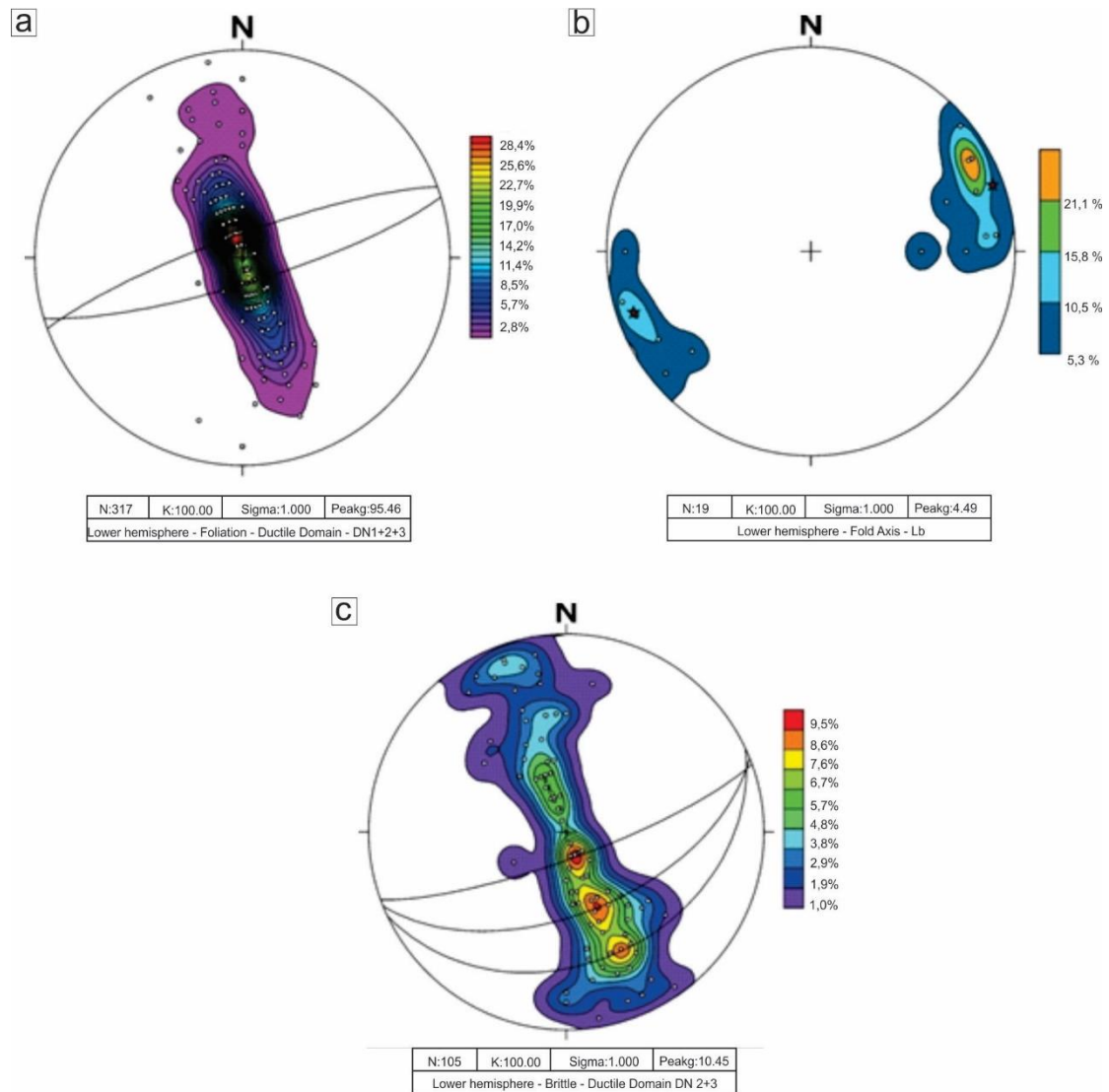


Fig. 7. a) Estereogramas das superfícies para a região de Planalto da Serra – Foliação de xistosidades do Domínio rúptil-ductil com eixo de dobras projetado; b) Concentrações médias dos eixos das dobras encontrados em campo coerentes com estereograma a; c) Estereograma das superfícies – Foliação marcada pela xistosidades do Domínio rúptil progressivo em relação à deformação anterior.

Uma zona de diversos lineamentos magnéticos de segunda ordem, paralelos, entrelaçados, de geometria sigmoidal, e de direção N20-30E, cortam as direções anteriores e são associadas ao sistema de lineamentos do Transbrasiliano (LTB). A cinemática destes lineamentos é típica de zonas de cisalhamentos dúcteis transcorrentes de caráter dextral, e são classificadas de oeste para leste como Cocalinho (COSZ), Aruanã (ARSZ) e Britânia (BTSZ) (Fig. 8).

Lineamentos de segunda ordem são descritos na região que corresponde à borda da zona cratônica da Faixa Paraguai, e está recoberta pelos sedimentos da Bacia dos Parecis, e correspondem às diversas discontinuidades magnéticas formando lineamentos com trend N30-50E (L1 a L5) e NS (L6 e L7) (Fig. 8).

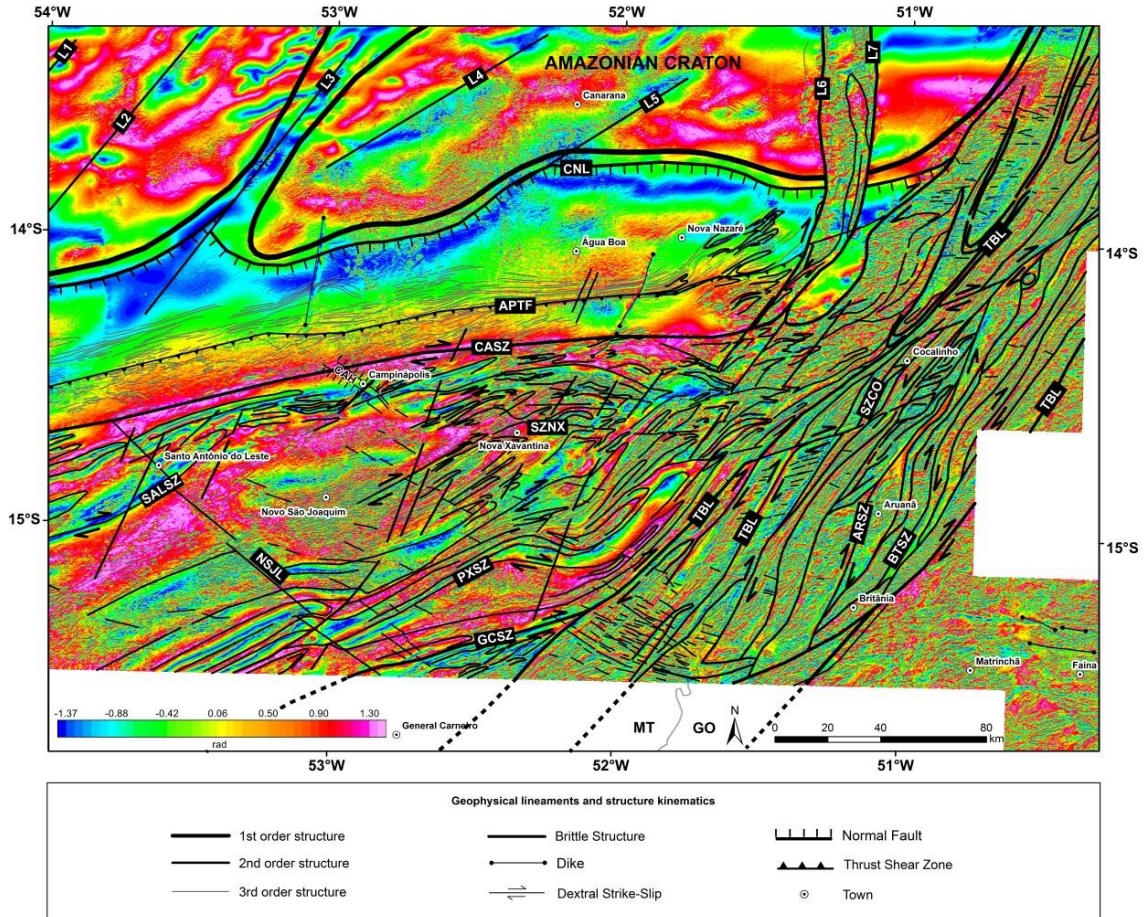


Fig. 8. Mapa da Inclinação do Sinal Analítico destacando as discontinuidades magnéticas e os lineamentos tectônicos. Os elementos estruturais maiores são marcados pelos lineamentos e as zonas de cisalhamentos. Estruturas maiores de norte para sul são: CNL – Canarana Lineament; APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinópolis; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoréu; GCSZ – Zona de Cisalhamento General Carneiro. De oeste para leste são: TBL – Lineamento Transbrasiliano; SZCO – Zona de Cisalhamento Cocalinho; SZAR - Zona de Cisalhamento Aruanã; SZBT - Zona de Cisalhamento Britânia. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Fraturas a norte intracratônicas (L1 a L7). Limite entre os estados Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Estruturas rúpteis principais de direção noroeste são: NSJL – Lineamento Novo São Joaquim, delimitam a bacia oceânica marginal e CAH – Horst Campinópolis. Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Linha preta representa os limites entre os estado de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Veja a fig.3 (linha tracejada amarela) para localização.

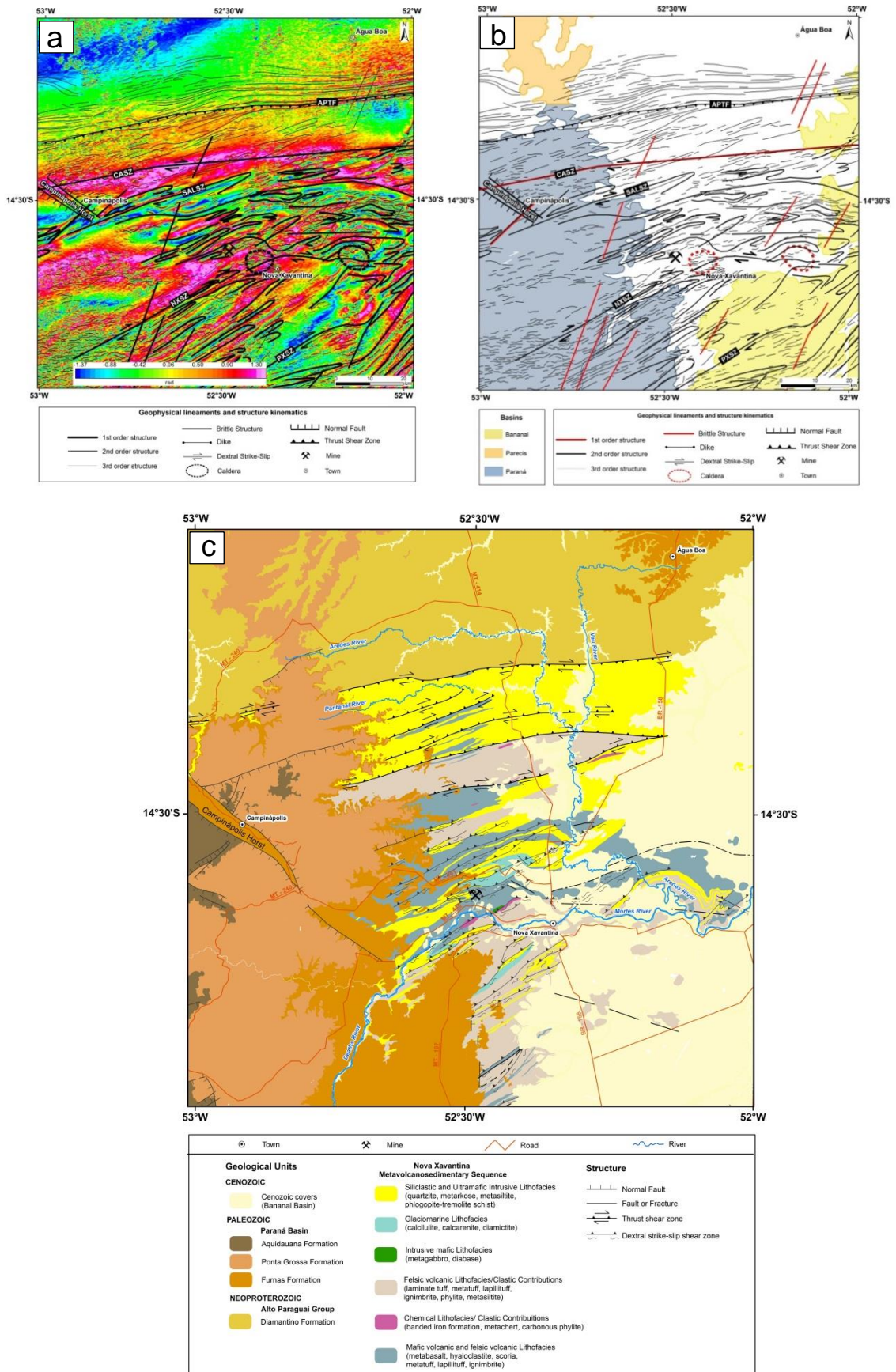


Fig. 9. a) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico com as principais estruturas; b) Mapa de descontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais gerados a partir das interpretações geofísicas com os limites das bacias fanerozoicas e as coberturas recentes. Estruturas maiores de

norte para sul são: APTF – Falha Transpressional Alto Paraguai; CASZ – Zona de Cisalhamento Campinópolis; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoréo. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é o Horst Campinópolis. Estruturas elípticas com linha tracejada em vermelho são relacionadas às caldeiras; c) Mapa geológico simplificado da região de Nova Xavantina, com ênfase na classificação das fácies da Sequência Neoproterozoica Metavulcanossedimentar Nova Xavantina.

Na janela estrutural de Nova Xavantina, as rochas da Faixa Paraguai tem foliação principal com trend EW e se observa um sistema de dobras sinclinais e anticlinais paralelas, ocorrendo desde escala macroscópica a grandes dobras com extensão quilométrica, observadas em aerofotos, imagens de satélite e aerogeofísica. Em geral formam dobras cilíndricas, assimétricas, de plano axial inclinado e com caimento de eixo de baixo ângulo, preferencialmente para NE e localmente para SW (Fig. 10 a). As dobras podem ser apertadas, inversas e possuem charneira espessada.

As geometrias das dobras são inclinadas, com plano axial mergulhante e variável, ora com ângulos altos, ora com ângulos baixos. A diversificação da geometria e inclinação dos flancos e planos axiais das dobras se deve à variação de competência entre os estratos, diferenças reológicas entre os blocos, proximidade de corpos mais competentes e da própria heterogeneidade deformacional. Em geral apresentam orientação principal de seu plano axial N48°E/78°NW e flancos invertidos N55°E/79°NW. Apresentam eixos sub-horizontais com duplo caimento, tanto para 16°/039° NE, como para 18°/232°SW, conforme estereogramas (Fig. 11).

Em termos da deformação, este setor foi submetido a um regime contracional de forte encurtamento crustal, cuja característica da geometria de fluxo indica cisalhamento puro e cinemática convergente de NW para SE, ou, NE para SW, a depender da obliquidade da rampa, e com vetor predominante em torno de N60°-70°W (Fig. 10 b, c, d).

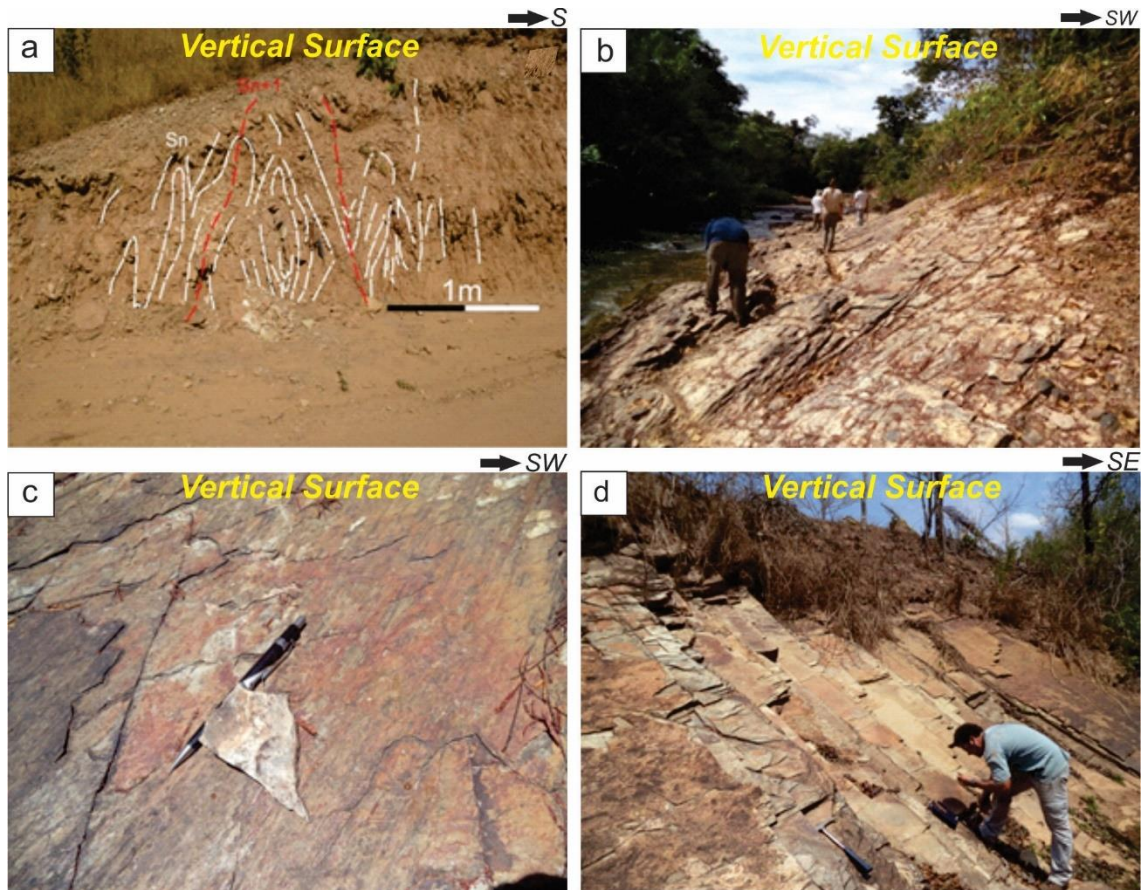


Fig. 10. a) Filitos sericíticos com dobras fechadas com plano axial subvertical, associada à zona de encurtamento crustal, formando dobras em “M” ($S_n-306^{\circ}75^{\circ}$); b) Amplo lajedo mostrando a foliação impressa nos filitos de baixo ângulo com vergência para SW. Interpretamos como rampas oblíquas em falhas transpressivas; c) Lineação de estiramento mineral indicando a direção do calvagem de NE para SW ($L_x-28^{\circ}030^{\circ}$), d) Lajedos escalonados de metassiltito evidenciando rampa oblíqua de baixo ângulo com lineação de estiramento mineral indicando cavalgamento de NW para SE ($L_x-10^{\circ}340^{\circ}$).

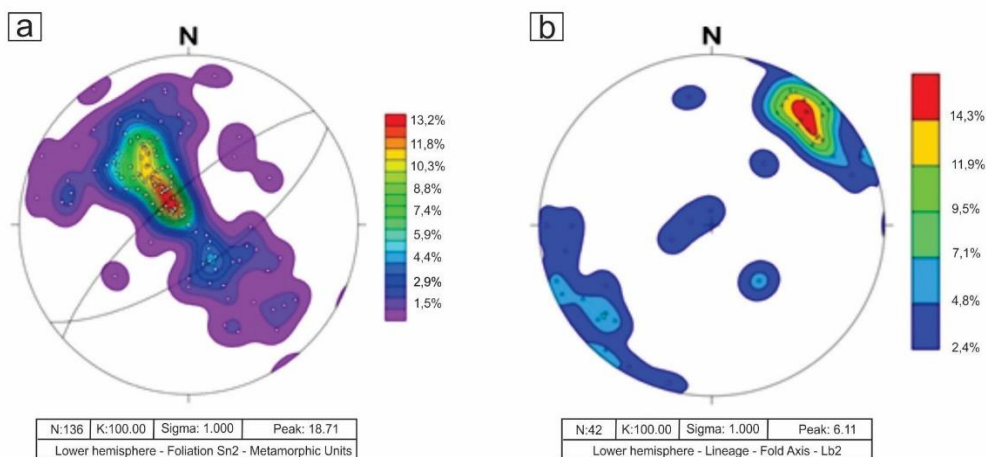


Fig. 11. a) Estereograma das superfícies – Foliação S_n/S_{n+1} . Estratificações e xistosidades do domínio dúctil com eixo de dobras projetado; b) Concentrações médias dos eixos das charneiras encontrados em campo, coerentes com o gráfico A.

A Zona de Cisalhamento Nova Xavantina (NXSZ), desenvolvida no domínio dúctil-rúptil, de direção variando de N45-80E, rotaciona por influência do LTB, para a direção N30E, bem delimitada em campo pelas fácies vulcânica

piroclástica e efusiva (Figs. 8 e 9 b, c). Os padrões de dobras gerados relacionam-se a arrastos e rompimentos de dobras anteriores e aproveitamento das estruturas e descontinuidades prévias para seu desenvolvimento, formando falhas e zonas predominantemente transpressivas, com ângulos variáveis de altos a baixos e subparalelos às zonas de charneiras (Fig. 10 b, c, d).

A evolução desses esforços e a falta de espaço faz com que estas zonas evoluam para falhas inversas seguindo o movimento geral para SE e/ou deslizem lateralmente para zonas transcorrentes confinadas e restritas (Fig. 12). É normal encontrar estas zonas com deslocamentos direcionais limitados, ora com movimentações dextrais, ora sinistrais, tendendo a zonas de cisalhamento maiores N30E, uma preferência ao sentido horário, onde passa a dominar o cisalhamento simples.

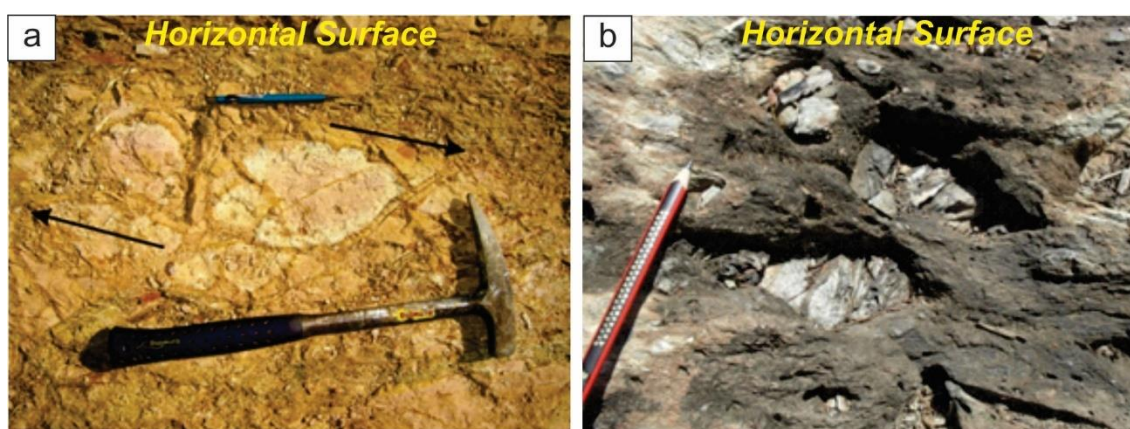


Fig. 12. a) Zonas de cisalhamento com cinemática dextral. Domínio Dúctil-Rúptil de direção N30°E; b) Diamictito polimítico com clastos de dolomito apresentando rotação sinistral e lineação de estiramento mineral $Lx 20^\circ / 030^\circ$, em zonas de cisalhamento simples em zonas predominantemente transpressivas.

A Fase Transtraccional rúptil é marcada nos temas aeromagnéticos e gamaespectrômétricos, por descontinuidades na direção preferencial NW, NE e NS. Essas direções preferenciais marcam a tectônica na borda da Bacia do Paraná, na forma de falhas e fraturas, constituindo um padrão paralelo à foliação regional, bem como discordantes e ortogonais a este sistema, com máximos segundo as direções N65°E/87°NW e N27°W/85° NE (Fig. 13).

A principal estrutura rúptil na região são as falhas que formam o Horst Campinópolis (Figs. 8 e 9). São falhas N45W, normais, com deslocamentos marcados por rejeito vertical ultrapassando os 250 m, pelo fato de se encontrar afloramentos da Formação Furnas (Bacia do Paraná) na cota 260 m descritos próximo ao rio Pindaíba, a sul de Nova Xavantina, em relação aos encontrados nos chapadões da Serra do Roncador (520 m).

A reativação de antigas falhas do embasamento é refletida nas zonas de cisalhamento duplexes Campinópolis (CASZ), Nova Xavantina (NXSZ) e Poxoréo (PXSZ) (Fig. 13), que deslocam as unidades sedimentares permodevonianas da Bacia do Paraná com rejeitos direcionais de mais 40 km. As falhas do embasamento controlam os depocentros e distribuição das diferentes unidades sedimentares da mesma formando patamares escalonados. Presume-se que estas estruturas estejam relacionadas a esforços pré a pós-

paleozoicos, pois afetam rochas mais jovens, relacionadas às tafrogêneses Fanerozoicas.

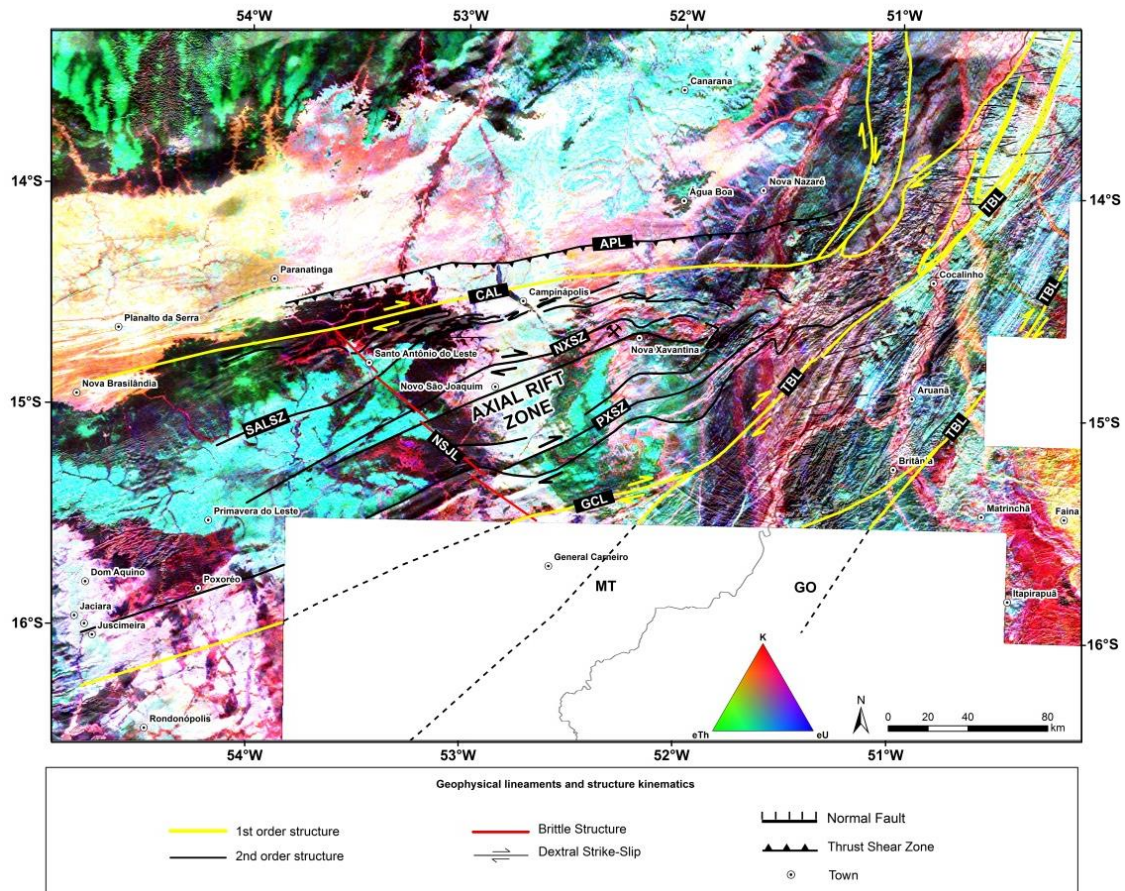


Fig. 13. Mapa gamaespectrométrico da composição ternária RGB (K, eTh, eU) sobreposta à primeira derivada vertical sombreada mostrando a compartimentação das unidades litodêmicas. As estruturas maiores do embasamento controlam a deposição das rochas sedimentares da Bacia do Paraná (BP), representadas pelos: APL – Lineamento Alto Paraguai; CAL - Lineamento Campinápolis; GCL – Lineamento General Carneiro. Enquanto as zonas de cisalhamento deslocam as unidades litológicas da BP com rejeitos direcionais superiores a 40 km, representadas pelas: SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoreó. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é: NSJL – Lineamento Novo São Joaquim. A confluência destas estruturas é condicionada pela megasutura do TBL – Lineamento Transbrasiliano. Linha preta representa os limites entre os estados de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO). Veja a fig. 3 para localização-Linha tracejada amarela.

Feições de campo relacionadas à tectônica rúptil tem expressão em afloramentos com desenvolvimento de veios em echelon e fraturas extensionais do tipo “T”, preenchidas por veios de quartzo. A cinemática do evento rúptil é interpretada como preferencial dextral (Fig. 14).

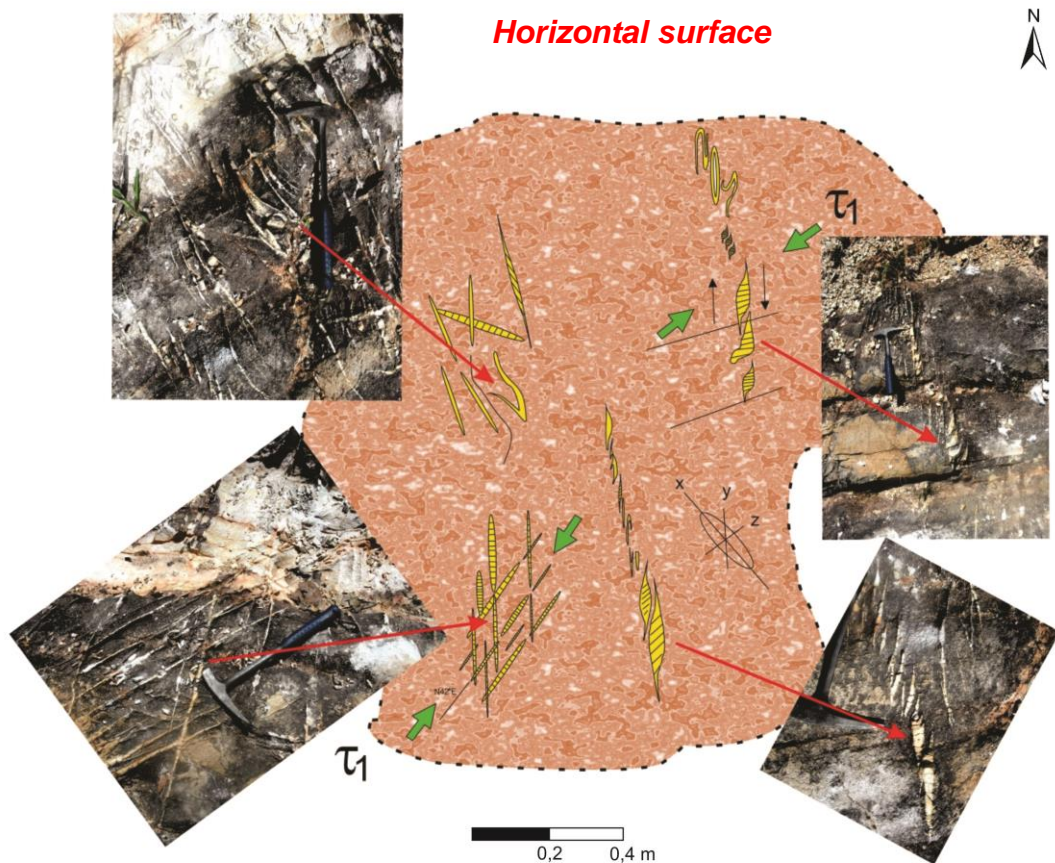


Fig. 14. Feições deformacionais do Domínio Rúptil - Fase Transtracional/Extensional. As setas verdes posicionam aproximadamente o vetor de máxima compressão.

No domínio rúptil os dados de campo ficaram bem marcados pelas fraturas na bacia principalmente às de direção NW, concordantes com o eixo dos grabens e horsts instalados.

As falhas normais aproveitam estruturas e discontinuidades herdadas de seu embasamento causando uma série de abatimentos de blocos, com movimentos verticais em toda área.

O sistema de fraturas parece controlar algumas seções retilíneas de rios e demais córregos, transferindo a estas falhas e fraturas um conjunto ainda ativo e de reativação neogênica. Na figura 8 e 9 constata-se que tais feições rúpteis podem ser observadas também responsáveis pelos depósitos terciários e atuais da Bacia do Bananal retrabalhados por drenagens quaternárias.

Discussão

As feições interpretadas dos produtos aerogeofísicos e a sua integração com dados estruturais de campo, são consistentes com um modelo de curvatura oroclinal para a Faixa Paraguai, com a exibição de traços curvos a exemplo dos orógenos no nordeste da Ibéria (Gutiérrez-Alonso et al., 2012); sudeste da Ásia (Zahirovic et al., 2013); Apalaches (Spranggins e Dunne 2002); Apeninos (Turtú et al., 2013) e Alpes (Ravaglia et al., 2006). Esse contorno geométrico encurvado da Faixa Paraguai, mostra que o mecanismo de geração de traços estruturais curvos são frutos dos obstáculos, que servem

de anteparo a propagação da deformação, devido à movimentação convergente de blocos continentais durante o desenvolvimento da orogenia Brasileira. Neste caso, os blocos podem ser referidos como o Cráton Amazônico situado a norte, e o Bloco Paranapanema e São Francisco a sul e nordeste, na atual posição geográfica.

A integração geofísica-geológica sugere que as camadas sedimentares da Faixa Paraguai foram inicialmente depositadas numa bacia de margem passiva com extensões retilíneas e comprimentos superiores a 350 km. Na fase orogênica, a deformação impressa nestas rochas gerou intenso encurtamento crustal, formando dobras isoclinais, com flancos na direção nordeste, por vezes rompidos, formando descontinuidades que evoluem para zonas de cisalhamentos (Alvarenga e Trompette, 1993; Martinelli, 1998). Na interpretação dos produtos aerogeofísicos e de sensores remotos, observa-se um grande sistema de dobras sinclinais e anticlinais, com dobras apertadas e de charneiras espessadas.

Os padrões de dobras gerados relacionam-se a arrastos e rompimentos de dobras anteriores e aproveitamento das estruturas e descontinuidades prévias para seu desenvolvimento, formando falhas e zonas predominantemente transpressivas, com ângulos variáveis de altos a baixos e subparalelos às zonas de charneiras. A evolução desses esforços e a falta de espaço faz com que estas zonas evoluam para falhas inversas seguindo o movimento geral para NW e SE e/ou deslizem lateralmente para zonas transcorrentes confinadas e restritas.

Em geral formam dobras cilíndricas, assimétricas, com plano axial inclinado e caimento de baixo ângulo, ou duplo caimento tanto para NE como SW. As dobras na área de Planalto da Serra apresentam geometria inclinada e plano axial subverticalizado. Padrões de dobras assimétricas sugerem movimentação de massa de SE para NW, empurrando as rochas das formações Raizama e Diamantino, pertencentes ao Grupo Alto Paraguai em direção ao Cráton Amazônico, associado à falhamento reverso e segundo Alvarenga e Trompette (1993), com metamorfismo anquizonal ou inexistente.

Como resposta ao processo deformacional decorrente da orogênese Brasileira que formou todo o padrão de dobras fechadas e isoclinais, bem como a verticalização das camadas de metassedimentos dos grupos Cuiabá e Araras na Faixa Paraguai (zona pericratônica e interna) e Faixa Brasília principalmente, é gerada uma região de subsidência flexural resultante na inversão tectônica da bacia, e a formação de possíveis depocentros que serviram como aporte para a deposição dos sedimentos do Grupo Alto Paraguai (formações Raizama, Sepotuba e Diamantino), em sistema de *foreland basin*. A região pericratônica de Almeida (1986) e Alvarenga (1990), de acomodação de esforços entre o cinturão orogênico contracional e o cráton adjacente (Amazônico), pode ser assim agora interpretada.

A implantação do sistema *foreland basin* formado pela região alongada de potencial acomodação de sedimentos, principalmente em resposta a processos geodinâmicos relacionados ao cinturão dobrado periférico (zona interna), ou, relacionada a uma carga distante (Faixa Brasília) representando uma estruturação do tipo *far-field*, e, neste trabalho com base na interpretação de dados gravimétricos e aeromagnetométricos, foi individualizada em quatro discretas depozonas (*back-bulge*, *forebulge*, *foredeep* e *wedgetop*) entre o

Cráton Amazônico e a zona estrutural interna, de norte para sul, todas pertencentes aos grupos Alto Paraguai, Araras e Cuiabá.

Essa transição ocorreu após 541 Ma, baseado nas proveniências das rochas e nas idades de micas e zircões detríticos do Grupo Alto Paraguai (Dantas et al., 2009; Bandeira et al., 2012). Os Lineamentos Campinápolis (CAL) e General Carneiro (GCL) podem ser interpretados como falhas de bordas do paleo-rifte, separando a depozona (wedgetop) da parte profunda da bacia oceânica marginal, que é representada pelas assinaturas magnéticas e gravimétricas com altas amplitudes, que refletem a presença de rochas intrusivas e efusivas bimodais, do vulcanismo descrito na região de Nova Xavantina (Silva, 2018 *in press*). Essas interpretações são coerentes com a espessura e composição encontradas para os sedimentos da Faixa Paraguai na região, através de estudos magneto-telúricos por Bologna et al. (2014), a nordeste da cidade de Cuiabá, e, por Vidotti et al. (2016) nas imediações de Campinápolis.

O sistema *foreland basin* pode ser individualizado em quatro discretas depozonas na região, de norte para sul (Fig. 15). A depozona back-bulge representada pelo gradiente gravimétrico entre o Cráton Amazônico e o Grupo Alto Paraguai é a massa de sedimentos que se acumula na zona ampla mais rasa de subsidência flexural do cráton, geralmente representada principalmente pela formação Diamantino, levemente ondulada. A depozona forebulge possui baixo gravimétrico e se inicia a sul do Lineamento Canarana (CNL), e, refere-se à borda do Cráton Amazônico, formada pela ampla região de potencial soergimento flexural entre as depozonas foredeep e o backbulge. A depozona foredeep está limitada entre o CNL e o Lineamento Alto Paraguai (APL), é a região com as menores anomalias gravimétricas Bouguer e aeromagnéticas. Consiste no sedimento entre a frente estrutural do cinturão de empurrão e o flanco proximal do forebulge. Esses sedimentos formam o pacote mais espesso formado rapidamente em direção ao cinturão de empurrão onde se junta à extremidade distal da depozona wedge-top, preenchidos pelos sedimentos das formações Raizama, Sepotuba, Diamantino e parcialmente carbonatos do Grupo Araras, e essas três depozonas representam a zona estrutural externa ou pericratônica e cratônica caracterizada por suaves ondulações e metamorfismo anquizonal (Alvarenga e Trompette, 1993). A depozona wedge-top é a massa de sedimentos que se acumularam no topo da parte frontal da cunha orogênica, representados pela deposição do espesso pacote de sedimentos dobrados e numerosas inconformidades tectônicas com deformação progressiva e empurrões, representados pelo Grupo Cuiabá, incluindo os diamictitos da Formação Puga, e os carbonatos do Grupo Araras (Figs. 4 e 15), bem representado pelas estruturas oroclinais pertinentes à zona interna da FP. Adjacente a esta depozona e separada por um grande lineamento interpretado como uma falha borda do paleo-rifte Paraguai no limite com a sedimentação profunda da bacia oceânica marginal. A porção oceânica tem assinaturas de altas amplitudes magnéticas e gravimétricas e são representadas pelas rochas efusivas (basaltos e hialoclastitos), piroclásticas de composição bimodal (ignimbritos e escórias), e intrusivas máficas (gabros) e ultramáficas (clorita-flogopita-tremolita xisto).

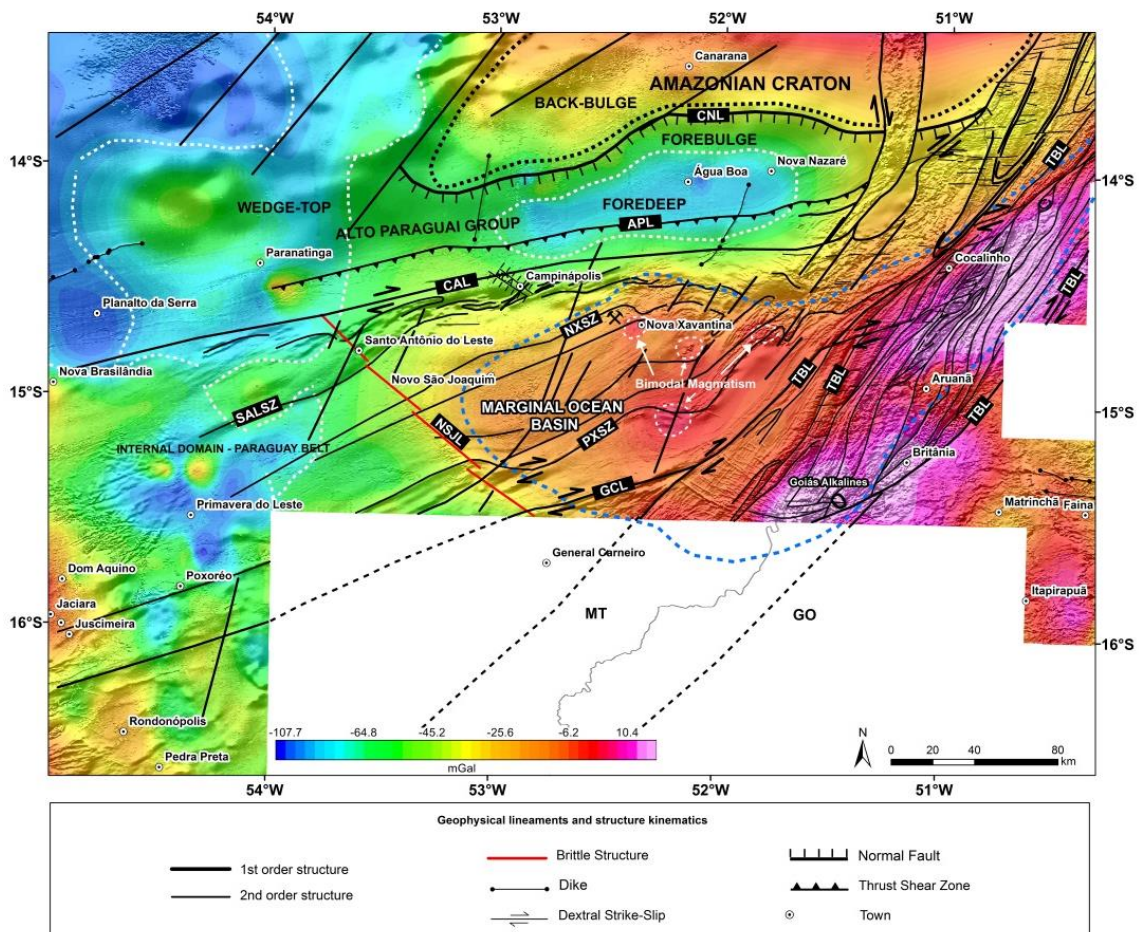


Fig. 15. Mapa da fusão da Primeira Deriva Vertical (1DV) com o Mapa de anomalias Bouguer. Os limites dos blocos tectônicos e elementos estruturais maiores foram interpretados a partir da Inclinação do Sinal Analítico e a 1DV, e coincidem com os maiores gradientes das anomalias Bouguer. E são representados pelas linhas tracejadas em branco. A linha tracejada azul no centro da imagem marca o limite da bacia oceânica marginal Nova Xavantina, atribuídas às rochas mantélicas de composição basáltica. Estruturas maiores são: CNL – Lineamento Canarana; APL – Lineamento Alto Paraguai; CAL - Lineamento Campinópolis; SALSZ – Zona de Cisalhamento Santo Antônio do Leste; NXSZ – Zona de Cisalhamento Nova Xavantina; PXSZ – Zona de Cisalhamento Poxoró; GCL – Lineamento General Carneiro; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Estrutura rúptil principal de direção noroeste é o NSJL – Lineamento Novo são Joaquim. Os limites do Lineamento Transbrasiliano são evidenciados por um alto gravimétrico, e é relacionado ao alto do Brasil central. Os Indicadores do sentido de cisalhamento dos lineamentos fornecem aparente relação cinemática para as estruturas maiores. Linha preta representa os limites entre os estados de Mato Grosso (MT) e Goiás (GO).

Os principais lineamentos na região de Nova Xavantina têm direção EW e possuem forte magnetismo, caracterizados por assinaturas magnéticas de altas frequências, correlacionadas a importantes discontinuidades litosféricas, definidos pela Zona de Cisalhamento Campinópolis (CASZ) e Zona de Cisalhamento General Carneiro (GCSZ) (Figs. 8 e 15). Formam corredores de cisalhamentos que são truncados por lineamentos magnéticos de direção N20°/30°E-SW, relacionados ao sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes do LTB. Na zona de interferência dos dois sistemas é nítida o arrasto de dobras para a nova direção NE.

Outra característica e peculiaridade desta fase do Orógeno Paraguai refere-se à sua vergência e cinemática. A porção ocidental da FP (Área

Planalto da Serra) apresenta vergência prioritariamente para NW, e no setor oriental (Área Nova Xavantina) admite vergência preferencialmente para SE. Esse comportamento pode ser explicado por uma estrutura em flor positiva em um sistema transpressional, reativando as antigas falhas normais do rifte precursor da Bacia do Paraguai.

Conclusões

O estudo integrado da interpretação de dados aeromagnetométricos e gamaespectrométricos de alta resolução e geologia estrutural de campo, permite melhorar o entendimento de processos geodinâmicos em escala continental em Faxias móveis Pré-cambrianas, a exemplo da Faixa Paraguai, na Província Tocantins, porção central do Brasil.

Megadobras em escala quilométricas podem ser usadas para determinar a taxa de encurtamento do sistema orogênico, bem como quantificar a taxa de deformação a que as rochas foram submetidas.

O registro da fase rifte é bem marcado nas imagens aeromagnetométricas, revelando estruturas profundas e de contexto regional. Outra particularidade desta fase é a própria organização estratigráfica e a distribuição destas sequências dentro da Bacia Paraguai.

O Oroclínio Paraguai Setentrional é reconhecido pelas mudanças geométricas das estruturas pretéritas formadas na Bacia Paraguai, resultante da tendência de dobras relacionadas aos empurrões que se formaram durante o Orógeno Paraguai, que aproveitaram estruturas pré-existentes do rifteamento inicial. O Cratón Amazonas serviu de anteparo para a formação da subsidência flexural que gerou o depocentro da bacia foreland, como resposta à convergência do cinturão. Entretanto, os limites da litosfera hiperextendida do embasamento, que se encontram atualmente sob os sedimentos da Bacia dos Parecis, não é bem reconhecida.

Assim, a compreensão das deformações tectono-estruturais que envolvem os cinturões dobrados relacionados à evolução da Província Tocantins desenvolvido às margens do Cráton Amazônico, durante a consolidação do Oeste Gondwana no Neoproterozico, podem ser esclarecidos com a execução de trabalhos geológicos e geofísicos em escala adequada, conforme preconizado por Almeida (1986).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil pelos trabalhos de mapeamento executados e disponibilização dos aerolevantamentos geofísicos, bem como os colegas Antônio Frasca, João Olímpio e Débora Regina envolvidos no trabalho de campo e discussões posteriores. Agradecemos também as sugestões de Roberta Vidotti que melhorou a qualidade do manuscrito.

Referências

- Almeida, F. F. M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o cráton amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: Simposio de Geologia do Centro-Oeste, 2., 28-31 maio, Goiânia. Ata. Goiânia: SBG Núcleo Centro-Oeste, 1986. p. 3-14. il. Geologia do pré-cambriano.
- Almeida, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no proterozóico superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências, n.40, p.285–293.
- Almeida, F. F. M., 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. Anais Acad. Bras. Ciências, n. 40, p. 285-295.
- Almeida, F. F. M., 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, n. 7, p. 349- 364.
- Almeida, F. F. M.; Mantovani, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. An. Acad. Bras. Ciênc., n.47, p.451-458.
- Almeida, F. M. M. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction; Earth Science Review, n. 17, p. 1-29.
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, v.16, n.4, p. 325-349, il.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (Coord.). 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda. 378 p.
- Alvarenga, C. J. S. et al. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani, Umberto Giuseppe et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p.183-193. ISBN 8590148211.
- Alvarenga, C. J. S.; Trompette, R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.92, p.85–105,1992. DOI: 10.1016/0031-0182(92)90136-S.
- Alvarenga, C. J. S; Trompette, R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.23, n.1, p. 18-30, il.
- Alvarenga, C. J. S. 1990. Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton: exemple de la chaine Paraguai d'age proterozoique superieur, Mato Grosso, Brèsil. Soutenue, 1990. 177f. Tese (Doutorado em Ciências)-Universite de Droit, d'Économie et des Sciences d'aix-Marseille, Faculte des Sciences et Techniques de St-Jerome, Soutenue.
- Araújo, J.B., Carneiro, R.G. 1977. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém, PETROBRAS-Região Norte, 11 p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- Araújo, J.B., Carneiro, R.G. 1977. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém, PETROBRAS-Região Norte, 11 p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- Bahia, R. B. C. et al. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de Métodos Potenciais. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 639-649, 2007. Disponível em:<
http://www.sbgeo.org.br/pub_sbg/rbg/vol37_down/3704/8010.pdf>.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene

ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21:323-340.

Barros, A. M. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1982. p. 25-192. il. color. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).

Boggiani, P. C. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul. 1998. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo, 1998. DOI:10.11606/T.44.1998.tde-14082013-111741.

Boggiani P.C. & Coimbra A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) in the context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Resumo das Comunicações*, 68(4):595- 596

Bologna, M.S.; Padilha, A.L.; Pádua, M.B.; Vitorello, Í. and Chamalaun, F.H. 2014. Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 15, n. 3, p. 509–515. DOI:10.1002/2013GC004970.

Brito Neves, B. B.; Campos Neto, M. da C.; Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle orogenic collage. *Precambrian Research*, v.22, n.3, p.155-166.

Brito Neves, B. B.; Cordani, A.; Thomaz Filho, R. A. 1984. Influence Of Basement Structures On The Evolution Of The Major Sedimentary Basins Of Brasil. *Journ. of Geodynamics*, v.1, n.3, p.495-510.

Brito Neves, B. B.; Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research.*, v.53, p.23 – 40.

Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. *Precambrian Research*, n.244, p.75-86.

Carey, S. W. 1955. The Orocline Concept in Geotectonics. Disponível em: https://eprints.utas.edu.au/13965/1/1955_Carey_Orocline_Concept_Geotectonics_Pt1.

Carey, S. W . (1958) The orocline concept in geotectonics. *Proc Royal Soc Tasmania* 89:255–288,

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

Chiappini, M.; Meloni, A.; Boschi, E.; Faggioni, O.; Beverini, N.; Carmisciano, C. and Marson, I. 2001. Magnetic Anomaly Map at Sea level of Italy and surrounding areas – Total Intensity, Scale 1:1 500 000, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Cordani, U.G., Neves, B.B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A. Cunha, F.M.B. da, 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, p. 1-70.

Cordani, U. G. et al. 2008. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, v.15, n.3–4, p.396–407, 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.12.005>.

Cordani, U. G. et al. 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, n.310, p.981–1025.

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

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

Correa, J. A. et al. 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. Brasília, 111 p. il. (Geologia, 6. Seção Geologia Básica, 3). Inclui mapa.

Dantas, E. L. et al. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, v.170, p.1–12.

De MIN, A. et al. 2013. Age of ultramafic high-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v.41, January 2013, p.57–64.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.R., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C., Perrotta, M.M., Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., B, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (editores). *Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM, pp. 227-334

Direen, Nicolas G., et al. 2005. Architecture of Proterozoic shear zones in the Christie Domain, western Gawler Craton, Australia: Geophysical appraisal of a poorly exposed orogenic terrane. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926805001506.stw>.

Figueiredo, A. J. d A.; Olivatti, O. 1974. Projeto Alto Guaporé: Relatório Final Integrado. Goiânia: CPRM, v. 11 - RF. il.

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Vidotti, R.M., Roig, H.L., Almeida, T., 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do lineamento transbrasiliiano: geometria, idade e significado. In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 1, CD-ROM de Resumos.

Gutiérrez-Alonso, Gabriel; Collins, Alan S.; Fernández-Suárez, Javier; Pastor-Galán, Daniel González-Clavijo, Emilio et al.. Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike-slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics*, Volume 643, 7 March 2015, Pages 44-54.

Geraldes, M. C et al. 2003. A aplicação de imagens Landsat como suporte a estudos tectônicos e geocronológicos dos terrenos paleo e mesoproterozóicos do SW do craton Amazônico. In: Simposio Nacional de Estudos Tectonicos, SNET, 9, 2003, Búzios. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, p. 58-60.

Geraldes, M. C. et al. 2008. Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500- 550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil. *International Geology Review*, v. 50, p. 177-190, DOI:10.2747/0020-6814.50.2.177.

Giambiagi, L., et al., Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes, *Tectonophysics* (2008), DOI:10.1016/j.tecto.2007.11.069.

Glen, R. S. and Roberts, J. 2012. Formation of oroclines in the new England Orogen, Eastern Australia. Disponível em: <https://www.researchonline.mq.edu.au/vital/access/manager/Repository/mq:25819>.

- Gutiérrez-Alonzo, G.; Johnston, S.T.; Weil, A.B.; Pastor-Galán.; Fernández-Suárez, J. uckling an orogen: The Cantabrian Orocline . 2012. Disponível em: <https://www.geosociety.org/gsatoday/archive/22/7/article/i1052-5173-22-7-4.html>.
- Hennies, W. T. 1966. Geologia do Centro-Norte Mato-Grossense. [São Paulo], 1966. 65f. Tese (Doutorado em engenharia)-Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Departamento de Engenharia de Minas, [São Paulo].
- Jones, J. P. 1985. The Southern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geological evolution. *Precambrian Res.*, n.28, p.111–135.
- Lacerda Filho, J. V. de; Brito, R. S. C. de; Silva, M. da G.; Oliveira, C. C. de; Moreton, L. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. da C.; Lima, T. M.; Larizatti, J. H.; Valente, C. R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul: texto explicativo. Campo Grande: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 200p. 1 mapa. Escala 1:1.000.000.
- Li, X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2): L13-L16.
- Litherland, M. et al. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shields. *Br. Geol. Surv. Overseas Mem.*, n.9, p.153.
- Luz, J. S.; Araujo, E. S.; Godoi, H. O. 1980. Projeto Coxipó: Relatório Final. Fase I. Goiania: CPRM, v.1.
- Mantovani, M.S.M.; Brito Neves, B.B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. *Gondwana Research*, n.8, p.303–315.
- Manzano, J. C.; Godoy, A. M.; Araújo, L. M. B. 2008. Contexto tectônico dos granitoides da faixa de dobramentos Paraguay, MS e MT. *Geociências*, São Paulo, UNESP, v. 27, p.493-507.
- Marini, O.J. et al. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Coord.) *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p.251-303.
- Marshak S. 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics*, 7:73-86.
- Martinelli C. D. 1998. Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés- Nova Xavantina-MT. 1998. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro UNESP.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G., Souza, P. A.; Fernandes, L. A. e França, A. B. (2007) Bacia do Paraná. In: *Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, mai/nov. 2007.
- Miller, Hugh D., Singh, Vijay. 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. 1994. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0926985194900221>
- Neder, R. D.; Pinho, F. E. C.; Souza, I. M. 2005. Alcalinas ultrapotássicas de Planalto da Serra, MT. Alvos exploratórios para, P₂O₅, K₂O, TiO₂, Nióbio, Tântalo, vermiculita, ETR, Metais Base de Dados e Diamante. In: *Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, 9., Goiânia, 2005. Actas... Goiânia:SBG, p.41-4.
- Nogueira, V. L. et al. 1978. Projeto Bonito – Aquidauana, Final Report. Goiânia: DNPM/CPRM, 14v. 2744 p.

Pedreira A.J and Bahia R.B.C. 2000. Sedimentary Basins of Rondônia State, Brazil: Response to the geotectonic evolution of the Amazonic Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):477-480.

Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Alvarenga, C. J. S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil: The role of late Precambrian–early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, v.80, p.217–238, DOI: 10.1016/S0301-9268(96)00016-2.

Pinho, F. E. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina - leste do Estado de Mato Grosso. 1990. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, v. 3. p. 1316-1330.

Pinho, Francisco Egídio C. et al. 2005. Geoquímica do complexo alcalino de Planalto da Serra-MT. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9, 23-25 out. 2005, Goiânia. *Anais*. Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste, p. 54-56. il.

Ravaglia, Antonio; Seno, Silvio; Toscani, Giovanni; Fantoni, Roberto. 2006. Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0191814106001659>.

Ribeiro Filho, Wilson; Luz, José da Silva; Abreu Filho, Waldemar. 1975. Projeto Serra Azul: Reconhecimento geológico. Relatório final. Goiânia: CPRM, v.1. s p.

Ruiz, A.S. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil Bolívia-Mato Grosso. Rio Claro, 2005. 289 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Sak, Peter; Nadine, B.; McQuarrie, Oliver; Benjamin, P.; Lavdovsky, Natasha and Jackson, Margaret S. 2012. Unraveling the central Appalachian fold-thrust belt, Pennsylvania: The power of sequentially restored balanced cross sections for a blind fold-thrust belt. *Geosphere*; June; v. 8; no. 3; p. 1–18; DOI:10.1130/GES00676.1; 12 figures; 3 tables; 1 plate; 1 supplemental file.

Schobbenhaus Filho, Carlos (Coord.) et al. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folha Goiás (SD.22). Brasília: DNPM, 114 p. il. 1 mapa color.

Shaw, J.; Johnston, S. T. 2012. Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: Paleocurrent analysis and paleogeographic implications. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X12000982>.

Silva, M. F. 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação(Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Souza, J. O. et al. 2012. Geologia e recursos minerais das folhas Paranatinga - SD.21-Z-B-III, Caiana - SD.21-Z-B-IV, Brasilândia - SD.21-Z-B-V, Cacimba - SD.21-Z-B-VI. Goiânia: CPRM, 2012. 105 p. il. color. Projeto Planalto da Serra; Estado de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil; Levantamentos Geológicos Básicos. ISBN 9788574991719.

Spraggins, S. Alan; Dune, William M. Deformation history of the Roanoke recess, Appalachians,USA.2002. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0191814101000773>.

Stewart, J.R.; Betts, P.G.; Collins, A.S. and Schaefer, B.F. 2009. Multi-scale analysis of Proterozoic shear zones: an integrated structural and geophysical study. *Journal of Structural Geology* 31, 1238–1254.

Stewart, John R., Betts, Peter G. 2010. Implications for Proterozoic plate margin evolution from geophysical analysis and crustal-scale modeling within the western

Gawler Craton, Australia. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195109006581>.

Tohver, E. et al. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, n.21, p. 394–405.

Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C.R., 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology* 38, 267–270.

Trompette, R. 1994. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema, 350p.

Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precamb Res.*, n.82, p.101-112.

Turtù, Antonio; Satolli, S.; Maniscalco, S; Calamita, F; Speranza, F 2013. Understanding progressive-arc- and strike-slip-related rotations in curve-shaped orogenic belts: The case of the Olevano- Antrodoco-Sibillini thrust (Northern Apennines, Italy). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, VOL. 118, 459–473, doi:10.1002/jgrb.50096

Ussami, N., and E. C. Molina. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, 12, 87–98.

Vasconcelos C. S., Morales, I. V.F., Figueiredo, M.F. 2014. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: 47° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, p. 400.

Vidotti, Roberta M. ; Abreu, C. J. ; Alvarenga, C. J. S. ; Vasconcelos, C. S. and Lugao, P. P. Bacia dos Parecis e sua Porção Dobrada (Faixa Paraguai) Registrada em Seção Magnetotélúrica. In: *Rio Oil and Gas 2016*, Rio de Janeiro. Rio Oil and Gas. Rio de Janeiro: IIBP, 2016.

Zahirovic, S.; Seton, M. and R. D. Müller. 2014. The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia S., M. *Solid Earth*, 5, 227–273, 2014 www.solid-earth.net/5/227/2014/ doi:10.5194/se-5-227-201.

Zalán, P.V.; Wolf, S.; Conceição, J.C.; Astolfí, A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A.; Marques, A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: Ulbrich, H.H.G.J. and Rocha-Campos, A.C. ed. *Gondwana Seven*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, p.83-117.

Proveniência dos Sedimentos da Sequência Marinha Rasa da Margem Passiva da Faixa Paraguai e Glaciação Associada

Marcelo Ferreira da Silva,^{a*}, Elton Luiz Dantas^b, Rodrigo Schwantes Marimon^b

^aCPRM - Geological Survey of Brazil;

^bLaboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília 70910-900 Brasília, DF, Brazil;

*corresponding author: marcelo.ferreira@cprm.gov.br

Resumo

As glaciações Neoproterozoicas no *Snowball Earth* concentraram nos oceanos grande quantidade de carbonatos maciços de cobertura na deglaciação, que estão associadas diretamente ao vulcanismo submarino raso formado durante a ruptura do supercontinente Rodínia. A associação BIF-diamictito é uma das principais evidências da hipótese Snowball Earth. As idades U-Pb registradas marcam os eventos de rifteamento da Faixa Paraguai durante o amálgama do continente Gondwana. Apresentam simultaneidade ao ciclo de construção de supercontinente e são coincidentes e diacrônicos com os períodos de fragmentação de Rodínia e as colisões de montagem de Gondwana Ocidental. A ocorrência de rochas extrusivas (hialoclastito e escórias) intercaladas às formações ferríferas e aos filitos da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, sugerem que a deposição dos sedimentos glaciais e químicos foram sincrônicos, conforme os resultados das datações destas rochas vulcanoclásticas de 745 a 714 Ma. A sobreposição de diamictitos sob BIFs e vulcânicas tem ocorrência semelhante ao constatado na Província Franklin, margeando a Laurentia, onde há evidência de efusão generalizada de hialoclastito durante a ruptura do Rodínia, em 716 Ma, antes da glaciação *Snowball Earth*. As rochas sedimentares da Faixa Paraguai apresentam uma ampla variedade de valores TDM, sugestivo de uma mudança da área fonte durante a evolução da bacia e é o que se espera de processos tectono-magmáticos complexos. As rochas mais antigas se comparam às assinaturas Nd do Cráton Amazônico, predominantemente na Província da Amazônia Central. As idades modelo TDM entre 1.6 e 2.1 Ga são relacionadas à mistura da porção central Amazoniana com outras fontes de regiões jovens das Províncias geocronológicas Amazônicas que possuem idades modelo compatíveis, tais como Ventuari-Tapajós, Rio Negro Juruena, Rondoniana e Sunsás. Os diamictitos que afloram na Faixa Paraguai oriental são interpretados como depositados em ambiente glacial e interglacial do Criogeniano, provavelmente no período entre a glaciação “Sturtiana” e “Marioana”, após a formação da plataforma carbonática, em ambientes de taludes com a formação de corridas de lama em ambientes turbidíticos, com a incorporação de calcários formados na plataforma rasa e posteriormente depositados em águas mais profundas. As rochas glaciomarinhas da Faixa Paraguai registram os três eventos glaciais globais, o Sturtiano em 710 Ma, o Marioano em 635 Ma e o Gaskiers em 580 Ma.

Introdução

Várias questões permanecem incompreendidas com respeito à reconstruções paleocontinentais durante o ciclo de vida do supercontinente Rodínia (ca. 1200-600 Ma; Li et al., 2008). Uma delas é a ligação entre a ruptura do Rodínia e o desenvolvimento de glaciações em baixas latitudes que também permanecem incertas, e sua relação com vulcanismo de 750 Ma associada a ruptura de Rodínia e a formação de sequências de margens continentais (Prave, 1999; Macdonald et al., 2013). Como também, onde se encontram e se comportam nestes modelos as assembleias que representam o

limite continente-oceânico e o registro da história acrecionária da margem Gondwânica (Cawood, 2005).

As glaciações Neoproterozoicas no Snowball Earth (Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002) concentraram nos oceanos grande quantidade de carbonatos maciços de cobertura na deglaciação, que estão associadas diretamente ao vulcanismo submarino formado durante a ruptura do supercontinente Rodínia, resultante na formação de grandes volumes de hialoclastitos, que abruptamente se alteraram para palagonita (Gernon et al., 2016). Com isso, o extensivo vulcanismo contribuiu para a supersaturação de Ca^{2+} e Mg^{2+} explicando o volume de carbonatos depositados coevos ao vulcanismo, exatamente como ocorre na Faixa Paraguai oriental segundo Silva et al. (unpublished), constatando que as evidências de espalhamento do hialoclastito foram antes da glaciação snowball, como por exemplo, na Formação Pocatello (Keeley et al., 2012) e na Província Franklin (Macdonald et al., 2010).

Os eventos glaciais são contemporâneos ao reaparecimento das formações ferríferas bandadas (BIF) depois de mais de 1 bilhão de anos (Klein e Beukes, 1993). A associação BIF-diamictito é uma das principais evidências da hipótese Snowball Earth (Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002). Macdonald et al., (2010) ao analisar evidências geocronológicas disponíveis de ocorrências de BIF Neoproterozoicas sugeriu que todos eles possuem idades de cerca 720 Ma, implicando assim, que eles registram a oxigenação global dos oceanos de condições euxínicas prevalecendo após a glaciação Criogeniano.

A hipótese de snowball Earth postula que a anoxia generalizada devido à cobertura de gelo sobre o oceano permitiu que o ferro e o manganês acumulassem na água do mar para ser precipitado mais tarde, em grandes quantidades, com a ventilação dos oceanos após a deglaciação (Kischvink, 1992).

A sincronicidade dos depósitos glaciais é uma das previsões dos modelos globais de glaciação. Grandes esforços estão sendo feitos para melhorar a estratigrafia e a geocronologia de sequências contendo depósitos glaciais. Dados disponíveis dão evidências crescentes de pelo menos três grandes glaciações neoproterozóicas. Sturtiana (~720 Ma) e Maroniana (~635 Ma), a partir do nome de sucessões Australianas, e o evento Ediacarano mais tardio, que é correlacionado com o evento Gaskiers (580 Ma) originalmente registrada em Newfoundland, no Canadá. Apesar da popularidade da nomenclatura “Sturtiana” e “Marinoana”, ainda não há um consenso sobre a idade destes eventos glaciais em sua área tipo (Calver et al., 2004; Kendall et al., 2004, 2006, 2009; Fanning and Link, 2008).

Os eventos de rifteamento que representam a separação inicial do Rodínia são reconhecidos em diversas partes do mundo, como na ruptura do Cráton Kalahari da Austrália, Rio de La Plata na América do Sul (Evans, 2009; Pisarevsky et al., 2003; Frimmel et al., 2011; Gaucher et al., 2010), e a formação de Rapitan pela dispersão entre Laurentia da Báltica, eventos semelhantes por volta de 800 a 750 Ma.

A paleogeografia de 635 Ma caracteriza o mundo no final da glaciação “Marinoana” global, novamente com depósitos glaciais se espalhando de paleolatitudes $>70^\circ$ ao paleo-equador, e interpretado por representar um evento Snowball Earth (Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002).

Depósitos glaciais desta idade têm sido encontrados sobre todos os blocos continentais exceto no Cráton Norte da China, mais uma vez por causa de sua posição isolada e submersão total (Li et al., 2013).

As sucessões sedimentares siliciclásticas fornecem registros importantes do processo tectônico e ciclos orogênicos. Os princípios de análise de fácies, sequência estratigráfica, estudos de soerguimento e geocronologia de minerais detríticos são aplicados para analisar a resposta sedimentar ao tectonismo, em particular o tempo, as taxas e a proveniência da deposição.

O reconhecimento de faixas móveis nas margens de crátons Precambrianos é fundamental para o estudo e reconstrução geológica de cinturões orogênicos antigos, principalmente onde relíctos oceânicos magnéticos são restritos e dados paleomagnéticos são inexistentes para blocos específicos, e períodos geológicos são limitados. Por estas razões, reconstruções de supercontinentes Neoproterozoicos e conexões paleogeográficas entre diferentes crátons dependem principalmente de correlações geológicas baseadas em dados geocronológicos precisos para obter soluções através da proveniência de assinaturas isotópicas. Entretanto, qualquer tentativa para reconstruir cinturões orogênicos antigos tem que lidar com os problemas de retrabalhamento crustal mais jovem, cobertura sedimentar extensiva e processos marginais dos terrenos que dividem fragmentos de crosta continental para redistribuí-los entre outros crátons como blocos alóctones.

Do ponto de vista estratigráfico, os cinturões Paraguai e Araguaia têm sequências de cobertura de plataforma semelhantes a outras faixas móveis Brasileiras, que se destacam devido às suas montagens do tipo QPC (quartzitos, pelitos e carbonatos), assim como diamictos e outros depósitos glaciais (Brito Neves and Fuck, 2013), (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001), podem ser considerados como um único cinturão dobrado Brasileiro (Almeida, 1974).

A Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina formada pelos seus depósitos vulcanoclásticos associados à sedimentação glaciomarinha preserva um registro estratigráfico que pode mensurar como se desenvolveu a paleo-geografia bordejante ao paleo-continente Amazônico, durante a fragmentação do Rodínia.

Análises isotópicas Sm-Nd combinado com análises de zircões detríticos U-Pb associado à geologia de campo permiti inferirmos sobre a idade limite deposicional e a proveniência destas sucessões sedimentares, em relação à margem do Cráton Amazônico, subsidiando as interpretações do ambiente, arcabouço e evolução da bacia deposicional. O registro também contém provas da ruptura do superontinente Rodínia e, portanto, pode fornecer informações importantes sobre o modelo de placa tectônica e evolução continental, possivelmente tratando a Faixa Paraguai-Araguai como uma margem passiva única, mas segmentada por algumas bacias com características distintas, semelhante ao que ocorre na margem Atlântica.

O rifteamento mecânico ao longo da borda oeste e sudoeste do Cráton Amazônico é então evidenciado pela relação das sucessões vulcânicas, carbonatos, diamictitos e depósitos siliciclásticos para o desenvolvimento da margem passiva, registrados durante a quebra do supercontinente Rodínia no Neoproterozoico, durante o espalhamento da glaciação regional. O momento e a duração desta ruptura se mostram pouco restritiva.

Geologia Regional

A Faixa Paraguai está localizada ao longo da margem sudeste do Cráton Amazônico, relacionada ao desenvolvimento da margem passiva durante a quebra do supercontinente Rodínia no Neoproterozoico. É composta por uma espessa sucessão de rochas sedimentares glaciomarinhas, turbiditos, carbonatos e siliciclásticas (Almeida; 1968, Alvarenga, 1990; Alvarenga e Saes, 1992; Alvarenga e Trompette, 1992,1993; Alvarenga et al., 2000) (fig. 1).

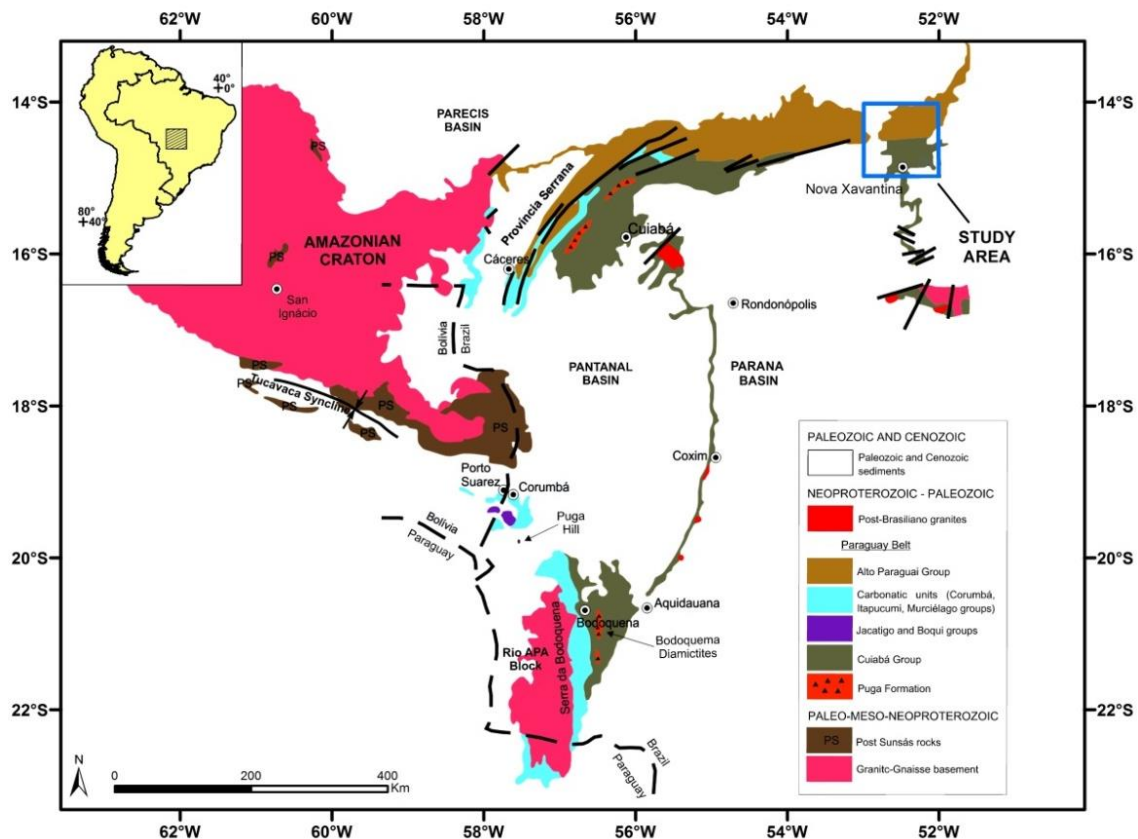


Fig.1. Mapa geológico detalhado da Faixa Paraguai na parte sudeste do Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa (modificado a partir de Alvarenga et al., 2000; Litherland et al., 1986). O polígono azul demarca a localização da área de estudo. Limite oriental da Faixa Paraguai.

As rochas mais antigas da Faixa Paraguai são rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Estes afloramentos estão depositados por uma vasta área nas porções sul e leste do orógeno. Litologias vulcânicas na região são comumente correlacionadas com o Grupo Cuiabá. Por outro lado, Almeida (1974) e Ruiz and Santos (1999) sugeriram que estas rochas vulcânicas representam o embasamento do Grupo Cuiabá na região do trabalho, e Pinho (1990) individualizou a Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina do Grupo Cuiabá mesmo considerando crono-correlatas. A posição estratigráfica da sequência Nova Xavantina tem sido discutido na literatura recente, onde Martinelli et al. (1998), Dantas et al. (2006, 2008), Silva (2007) e Silva et al. (unpublished) sugerem que seja a unidade basal da Faixa Paraguai, de idade Neoproterozóica, em torno de 750 Ma, composta por rochas metavulcânicas básicas (metabasaltos) alternando para metavulcânicas intermediárias a ácidas mais acima (metatufos), sobrepostas a estas encontram-se sedimentos químicos compostos por formações ferríferas

bandadas e metachert ferruginosos, filitos carbonosos numa porção intermediária e metachert quartzosos no topo da sequência química, e por fim sedimentos clásticos psamo-pelíticos pertinentes a porção superior (tab. 1). A presença de gabros e metabasaltos nas rochas da região de Nova Xavantina, apresentando valores de ϵNd positivos e assinatura geoquímica semelhante à magmatismo do tipo MORB, sugere envolvimento de crosta oceânica no desenvolvimento da Faixa Paraguai (Dantas et al., 2007). Alternativamente, o ambiente de formação das rochas da região de Nova Xavantina pode ser considerado do tipo back-arc, baseado em dados litogeoquímicos e no tipo de sedimentação marinha presente na área (Pinho, 1990).

O Grupo Cuiabá é sobreposto, ou lateralmente equivalente aos diamictitos da Formação Puga. A Formação Puga consiste de diamictitos associados com conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos. A ampla ocorrência de diamictitos indica transição lateral de camadas mais finas de grãos grosseiros próximos ao Cráton Amazonas (Formação Puga) para fácies espessas de grãos finos no leste (Grupo Cuiabá) (Alvarenga et al., 2011). Estes têm sido registrados como um sistema deposicional glaciomarinho formando uma grande plataforma de borda de bacia correlacionados com a glaciação global Criogeniana superior (Marinoana) de ~635 Ma (Alvarenga and Trompette, 1992; Nogueira et al., 2003) e considera-se ser contemporâneos com a Formação Ghaub na Namíbia, a Formação Elatina na Austrália, e o Grupo Nafun de Omã entre outros (Alvarenga and Trompette, 1993; Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2000; Kennedy et al., 2001; Nogueira et al., 2003; Allen and Hoffman, 2005; Halverson and Hurtgen, 2007). O trabalho de Babinski et al., 2013 em diamictitos na área da Bodquena limitaram a idade deposicional destas rochas em 706 Ma. Estudos paleomagnéticos na FP sugere que a sedimentação da Formação Puga ocorreu em baixas latitudes (Trindade et al., 2003). Diamictitos mais jovens da Formação Serra Azul também são encontrados restritos ao norte da Faixa Paraguai (Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008). Os eventos glaciais supracitados são contemporâneos ao reaparecimento das formações ferríferas bandadas (BIF) depois de mais de 1 bilhão de anos (Klein e Beukes, 1993). Desta forma, este resultado descarta uma idade inferior-Criogeniano para um das mais volumosas ocorrências de BIF neoproterozoica no mundo (Formação Puga). Os diamictitos cobriram a margem do Cráton Amazônico e por isso foram derivados de áreas fontes mais proximais, com idades modelo TDM de 1.5-2.2 Ga. Contrastando essas idades, o valores ϵNd (T) mostram variações muito mais restritas (cerca -8), principalmente para a composição da sua matriz, muito diferente das rochas siliciclásticas de granulometria fina que variam de -6.8 a -11 (Dantas et al. 2009).

Os diamictitos glaciais da Formação Puga são recobertos pela capa carbonática do Grupo Araras (Nogueira et al., 2007), que foi depositada após o último evento de glaciação global Criogeniana, relacionada à hipótese do snowball/slushball Earth (Hoffman and Schrag, 2002; Nogueira and Riccomini, 2006; Nogueira et al., 2007; Soares and Nogueira, 2008) revelam idades de 627 Ma (Babinsky et al., 2006) o que suporta a correlação quimioestratigráfica de isótopos de carbono à deposição carbonática após a última glaciação Criogeniana (Marinoana) de 635 Ma (Nogueira, 2003; Alvarenga et al., 2004; Halverson et al., 2004; Nogueira et al., 2007). Estima-se que este grupo possua ~ 1300 m de espessura (Luz and Abreu Filho, 1978). Distintos em Formações Mirassol do Oeste (~ 30 m), seguidos pela Guia (~ 200m) e no topo a Nobres

com ~ 1100 m (Almeida, 1964; Alvarenga et al., 2000; 2004, 2008; Nogueira et al., 2003). Essa deposição é encontrada em sucessões neoproterozoicas de várias partes do mundo, interpretada como um evento de precipitação sincrônica após a glaciação global.

Estudo de proveniência de zircões detríticos no Grupo Cuiabá, porção norte da Faixa Paraguai, mostram idades variando entre 2253 a 652 Ma (Babinky et al., 2018), esta idade mais jovem é concordante, segundo os autores, com a deposição sincrônica a glaciação Marinoana. Além disso os estudos mostram assim como Mcgee et al., (2018) que a proveniência destes sedimentos são fonte do Cráton Amazônico.

Northern Paraguay Belt							
Western Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt		Eastern Paraguay Belt	
Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008.		Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978.		Luz et al., 1980		Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, 2018.	
Group	Formation	Group	Formation	Group	Formation	Group	Formation
Alto Paraguai	Diamantino	Araras	Guia	Alto Paraguai		Alto Paraguai	Diamantino
	Sepotuba						Sepotuba
	Raizama						Raizama
	Serra Azul						Serra Azul
Araras	Nobres	Cuiabá	Undivided	Cuiabá		Cuiabá	Pacu
	Guia						Guia
	Mirassol d Oeste						Mirassol d Oeste
	Puga						Puga
	Puga						Nova Xavantina Metavolcanosedimentary Sequence
					Subunit 8		
					Subunit 7		
					Subunit 6		
					Subunit 5		
					Subunit 4		
					Subunit 3		
					Subunit 2		
					Subunit 1		

Tab. 1. Propostas de colunas estratigráficas de vários autores para os domínios norte (superior) e sul (inferior) da Faixa Paraguai. Para ambos os domínios, a natureza de contato entre o Grupo Cuiabá e a Formação Puga é mal estabelecida. Já consta a proposta deste trabalho na coluna estratigráfica A considerando a Sequência Metavolcanosedimentar Nova Xavantina como a base da Faixa Paraguai Oriental (Almeida, 1964; Hennies, 1966; Luz et al., 1978; Pinho, 1990; Martinelli, 1998; Nogueira et al., 2003; Alvarenga et al., 2007; Figueiredo et al., 2008; Souza et al., 2012; Silva, unpublished).

O Grupo Araras é sobreposto por inconformidade pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai ou, segundo Alvarenga et al., (2007), recoberto pelos siltitos e diamictitos glaciogênicos da Formação Serra Azul, situados na Faixa Paraguai Norte. Estes autores interpretaram esta formação como representante da glaciação ~580 Ma Gaskiers (Bowring et al, 2003; Knoll et al, 2004). Seguindo a mesma proposição Figueiredo et al., (2008) incluiu estas rochas como a formação basal do Grupo Alto Paraguai. Análises em muscovita da Formação Serra Azul dão uma idade de deposição máxima de 646 ±15 Ma, esta idade segundo Mcgee et al., (2012) permite que a glaciação possa ser Marinoana (~635 Ma) ou Gaskiers (~582 Ma). Desta forma, a Formação Serra Azul sobrepõem uma capa carbonática supostamente Marinoana (Babinski et al., 2006; Nogueira et al. 2003) de forma que vários

autores tem correlacionado esses diamictitos com a glaciação Gaskiers (Alvarenga et al., 2007).

Valores de isótopos Nd de rochas sedimentares carbonáticas e siliciclásticas da Faixa Paraguai são consistentes com origem predominantemente de crosta continental, caracterizados por altos valores negativos de ϵNd (T), com idades modelo TDM Paleo a Meosoproterozoicos (Dantas et al., 2009). As idades modelo TDM entre 1.6 e 2.1 Ga são provavelmente relacionadas à mistura da porção central Amazoniana com outras fontes de regiões jovens das Províncias geocronológicas Amazônicas (Dantas et al., 2009) que possuem idades modelo compatíveis, tais como Ventuari-Tapajós, Rio Negro Juruena, Rondoniana e Sunsás (Geraldes, 2000; Tassinari et al., 2000; Santos et al., 2002, 2004).

Tradicionalmente o Grupo Alto Paraguai é formado pela Formação Raizama (arenitos, siltitos e folhelhos subordinados) em sua base e passa-se para a Formação Sepotuba (folhelhos, siltitos e arenitos finos) seguido pela Formação Diamantino (ritmitos avermelhadas e arenitos finos). Embora similar, a distinção entre as Formações Sepotuba e Diamantino só podem ser observadas em estudo detalhado de suas fácies, onde o Sepotuba é um depósito marinho aberto, enquanto o Diamantino foi depositado em um mar confinado que envolve um sistema delta não marinho que inclui ambiente lacustrino e deltaico (Bandeira et al., 2012). Almeida (1964) estimou que a espessura para este grupo são ~3000 m, com a Formação Raizama com ~1600 m, Sepotuba com ~900 m e 600 m para a Formação Diamantino.

As idades máximas de deposição das formações Raizama e Sepotuba são limitadas entre 635 a 615 Ma, respectivamente. Enquanto os zircões mais novos da Formação Diamantinos são de 527 Ma (McGee and Trindade, 2012). Esta idade é 15 Ma anos mais jovem que a idade de 541 Ma determinada por Bandeira et al., (2011), indicando que a deposição na bacia foreland do orógeno Paraguai adentrou o Cambriano.

As baixas idades modelo (1.50-1.68 Ga) da unidade superior siliciclástica marca a mais importante mudança nas assinaturas isotópicas Nd, indicando uma drástica mudança nos sedimentos provenientes da área fonte, e é também observada a mudança para os valores ϵNd (T) assim como as razões Sm/Nd através da inconformidade entre a unidade superior siliciclástica e a sequência carbonática. Baseadas em idades modelo TDM, possivelmente as áreas fontes destas rochas sedimentares são da Província Rondonia-São Ignácio, que margeia a oeste-noroeste esta bacia sedimentar, ou oriundas das Faixas Araguaia e Brasília Dantas et al., (2009). Mas estes autores consideram preferencialmente este último como fornecedor deste intervalo TDM. Dados obtidos por Dantas et al., (2007) também para as rochas do Grupo Cuiabá indicam contribuição Mesoproterozoica (1000-1200 Ma) e que podem ser correlacionadas com idades comuns dentro da Província Rondoniana e Sunsás na porção oeste do Cráton Amazônico (Tassinari and Macambira, 1999).

As rochas do Grupo Alto Paraguai (Raizama e Diamantino) derivam de uma fonte jovem, provavelmente oriundas do Arco Magmático de Goiás ou da Faixa Brasília, inferindo uma inversão tectônica da bacia (Dantas et al., 2009).

As rochas da Faixa Paraguai foram afetadas pela Orogenia Brasileira-Pan Africana, em torno do limite inferior-médio Cambriano (Trompette and 1994; 1997; Pimentel et al.; 1996; Alvarenga et al., 2000), seguido

imediatamente por magmatismo sub-alkalino pós-orogênico em cerca de 500 Ma (Almeida and Mantovani, 1975).

Métodos

Este trabalho é focado em mapeamento geológico de detalhe em escala 1:100.000 (Fig. 3), e para subsidiar as interpretações das paleo-fontes que abasteceram à bacia Paraguaí rifteada, desenvolvida às margens do paleo-continente Amazônico, foram utilizadas análises isotópicas U-Pb e Sm-Nd. Os dados em conjunto permitem inferirmos sobre a idade limite deposicional e a proveniência destas sucessões sedimentares, em relação à margem do Cráton Amazônico, auxiliando as interpretações do ambiente, arcabouço e evolução da bacia deposicional.

Para a análise U-PB os cristais de zircão foram concentrados conforme o procedimento padrão do Laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais da Universidade Brasília (UnB), Brasil. As análises geocronológicas U-Pb foram realizadas usando uma microsonda laser ablation (new wave UP213) acoplada a LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan). O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (~0.40 L/min) e Ar (~0.90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 e o padrão interno PAD-1. As amostras de rocha foram trituradas usando um britador de mandíbula e um moinho de disco. A separação dos minerais pesados não-magnéticos incluíam procedimentos convencionais com handpanning, uso de fluidos densos (bromofórmio) e separador magnético Frantz. Os grãos de zircão foram montados em disco de epóxi e polidos, após, foram visualizados no modo de elétrons retroespalhados (BSE) para orientar as análises de LA-ICP-MS.

Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo cada na sequência: 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco e 1 padrão. Em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas 202Hg, 204 (Pb+Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb.

A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, derivada do equipamento e chumbo comum, foi realizada em planilha EXCEL, confeccionada no próprio laboratório (Bühn et al., 2009). As incertezas associadas às razões apresentadas nas tabelas são de 1σ , em porcentagem. As idades foram calculadas utilizando o ISOPLOT 3.0 e ^{238}U (Ludwig, 2003).

Foram analisadas quarenta amostras isotópicas de Nd pelo Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). Neste procedimento cerca de 50 mg de amostra pulverizada são misturados a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em Hf, HNO_3 e HCL. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos por meio de duas colunas de troca catiônica, confeccionados em teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectômetro de massa iônico, modelo Finnigan TRITON em modo estatístico. As incerteza para as razão Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Os valores TDM foram calculados usando o modelo de Paolo (1981).

Resultados

Geologia da Área

A distribuição das unidades de mapeamento da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina (SMNX) ocorre na extremidade leste da Faixa Paraguai, nas proximidades da cidade homônima, cujos principais afloramentos estão a norte e a sul do rio das Mortes, na região do extinto garimpo “Araés” e na mina de calcário, situada a norte do garimpo, e faz contato com os arenitos com esfoliação esferoidal da Formação Diamantino, pertencente ao Grupo Alto Paraguai. As rochas supracrustais neoproterozoicas da SMNX ocorrem em uma janela estrutural, sobreposta por unidades sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná e da Formação Araguaia.

O contexto geológico-estrutural das unidades litológicas deste segmento oriental da Faixa Paraguai, faz com que a SMNX possa ser interpretada como representativa de um vulcanismo bimodal associado ao desenvolvimento da margem passiva hiperextendida relacionada à ruptura inicial do paleo-continente.

As relações de campo e idades geocronológicas U-Pb (Silva et al., unpublished) sugerem uma seção estratigráfica onde coloca na unidade basal a litofácies vulcânica máfica de 745 Ma constituída por metabasaltos e hialoclastitos com escórias, por vezes interdigitadas com associação química composta por formações ferríferas e metacherts, além de filitos, alternando para litofácies vulcânica félsica formada por metatufos, lapilli-tufos, ignimbritos e filitos de idade 735 Ma, além da presença de corpos gabroicos e de diabásio, restritos, intrusivos nesta litofácies, com idade de 714 Ma (fig. 2).

Acima da sequência félsica, se observa subordinadamente contribuições clásticas, constituída de filitos e metassiltitos em contatos normais ou estão lateralmente inter-acamadadas com diamictitos, e lentes de filitos grafitosos, por contato tectônico por falhas transpressionais, verticalizando as camadas existentes. Essa unidade é seguida de litofácies glaciomarinha composta de calcilutitos, calcarenitos e diamictitos em contatos tectônicos, e por fim, sedimentos siliciclásticos, psamo-pelíticos, sustentando as cristas dobradas pertinentes à porção superior, formada por quartzitos, metassiltitos, metarenitos e metarcóseos.

Litofácies Química

Fácies Formações Ferríferas (BIF'S) e Metachert associado aos Hialoclastitos e Basaltos

Uma sequência de rochas químicas, constituída predominantemente por lentes de formações ferríferas bandadas (BIFs), metacherts e folhelhos negros, ocorrem a oeste da cidade de Nova Xavantina, a norte e a sul do rio das Mortes, intercalados com rochas metavulcanoclasticas (hialoclastitos e escórias). Subordinadamente ocorrem filitos carbonosos, encaixados nas rochas metaignimbríticas e têm espessuras que variam de centímetros a até 1-2 metros (fig. 3 d, e). Apresentam-se com uma foliação penetrativa, possuem coloração preta a cinza. São nestas rochas que estão hospedadas grande parte dos veios de quartzo mineralizados na região de NX. A maioria dos contatos tectônicos e as rochas formam cristas e morrotes alinhados com

direção NE-W e subverticalizados, com espessura variável, de camadas métricas até centenas de metros.

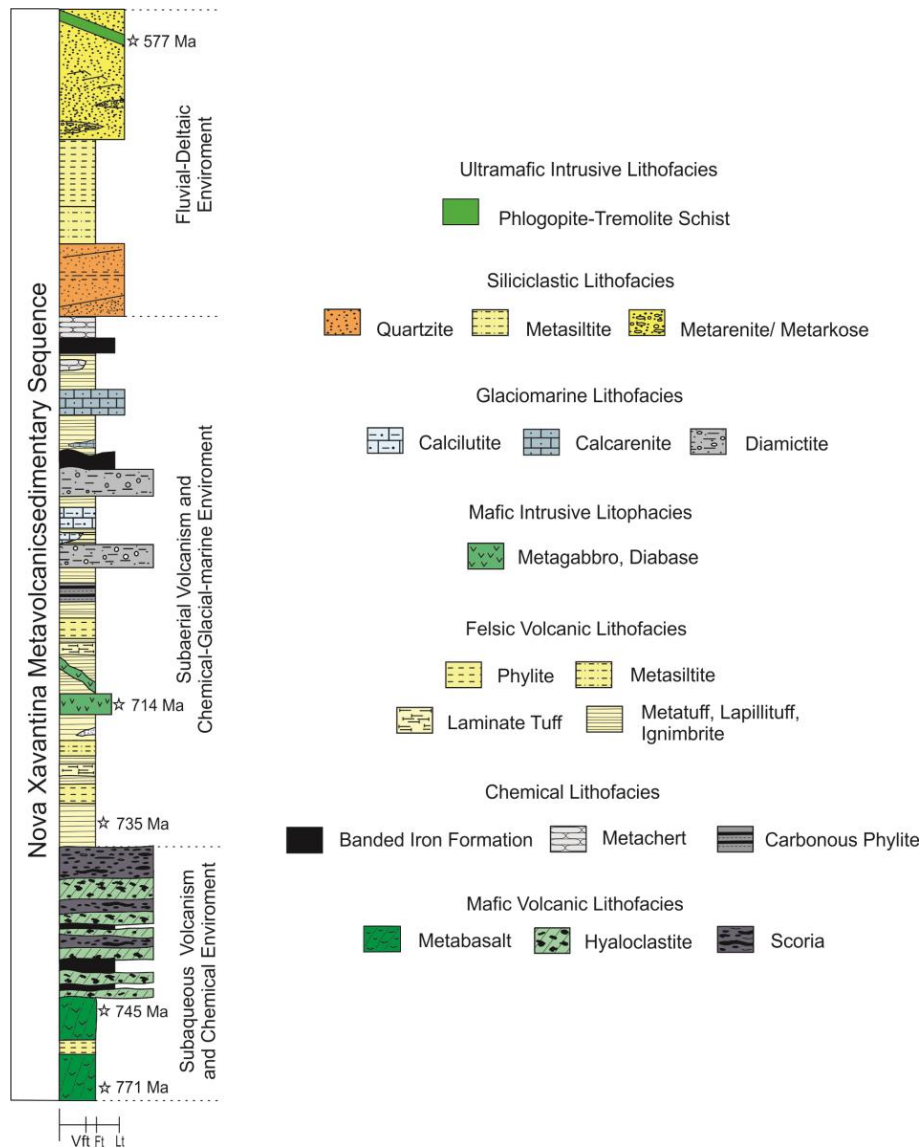


Fig. 2. Seção estratigráfica esquemática da área de estudo proposta para a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, baseada nas idades U-Pb das rochas e a relação das fácies em campo. Granulometria dos produtos piroclásticos: vft, tufo muito fino; ft, tufo fino; Lt, lapilli tufo (Silva, unpublished).

O acamamento (S0) apresenta mergulhos altos ou verticalizados, e as camadas dos BIF's também exibem bandamentos rítmicos, onde mesobandas ricas em ferro alternam com chert ou jaspe (fig. 3 a, b). Em lâmina delgada nota-se nesses BIF's níveis escuros alternados com claros, menores que 3mm de espessura compostos por quartzo, bem compactados, equigranulares, com contatos côncavo-convexos, textura granoblástica poligonal. Os níveis escuros são de hematita.

No leito do córrego Marimbondo, camadas de metachert e filito carbonoso, são brechados, fraturados, com preenchimento de material friável manganífero, veios de quartzo formam feições texturais do tipo stockwork, devido a atuação de processos rúpteis extensivos, pos-deposicionais.

Fraturas escalonadas *tension gashes* em veios de quartzo são preenchidas por sulfetos, principalmente pirita, arsenopirita, calcopirita e bornita (fig. 3 c). Os principais veios mineralizados apresentam-se concordantes com a foliação mais proeminente, posicionando-se na direção N60-80E, com mergulhos variáveis para NW. Ocorrem ainda veios encaixados em fraturas com direções NW-SE, N-S e NE-SW, geralmente subverticalizados. As espessuras são variáveis, desde alguns centímetros a mais de um metro, com predomínio dos veios centimétricos.



Fig. 3. a) Detalhe da formação ferrífera bandada, a qual exibe alternância de níveis quartzosos; b) Blocos decimétricos de BIF ricos em ferro alternado com chert ou jaspe com veios extensionais de quartzo cortando o bandamento, gerados em regime rúptil; c) detalhe da amostra com arsenopirita e pirita em *metachert* e filito carbonoso; d) Afloramento de filito carbonoso em planta; e) Filito carbonoso com intercalações de *metachert*; f) Fraturas preenchidas por hidróxidos de ferro.

Litofácies Piroclástica Félsica/Contribuições Clásticas

Fácies Pelítica incluindo folhelhos, metassiltitos com tufo cineríticos, vulcanoclásticas e ignimbritos

A fácies pelítica ocorre distribuída ao longo de toda a região de Nova Xavantina, intercalada principalmente às rochas piroclásticas ácidas e aos filitos tufaceos. As camadas são finamente laminadas, e têm colorações que vão de cinza a amarelo claro, e róseo-avermelhado, a depender da composição dos argilominerais. Muitas vezes se confunde com os depósitos de fluxos piroclásticos (ignimbritos), uma vez que possui granulometria muito fina (fig. 4 a, b).

Apresentam textura lepidoblástica, lepidogranoblástica e se encontram milonitizadas em zonas de alto strain (fig. 4 c). Siltitos e folhelhos são compostos por micas e caulinita (10 – 87 %), quartzo (1- 15%), feldspato (3-5%), opaco (1-4), hidróxidos de ferro (4%). Calcedônia também pode estar presente, não ultrapassando 2% da rocha. Ocorrem porfiroclastos de muscovita, feldspatos e de quartzo (fig. 4 d, e, f).

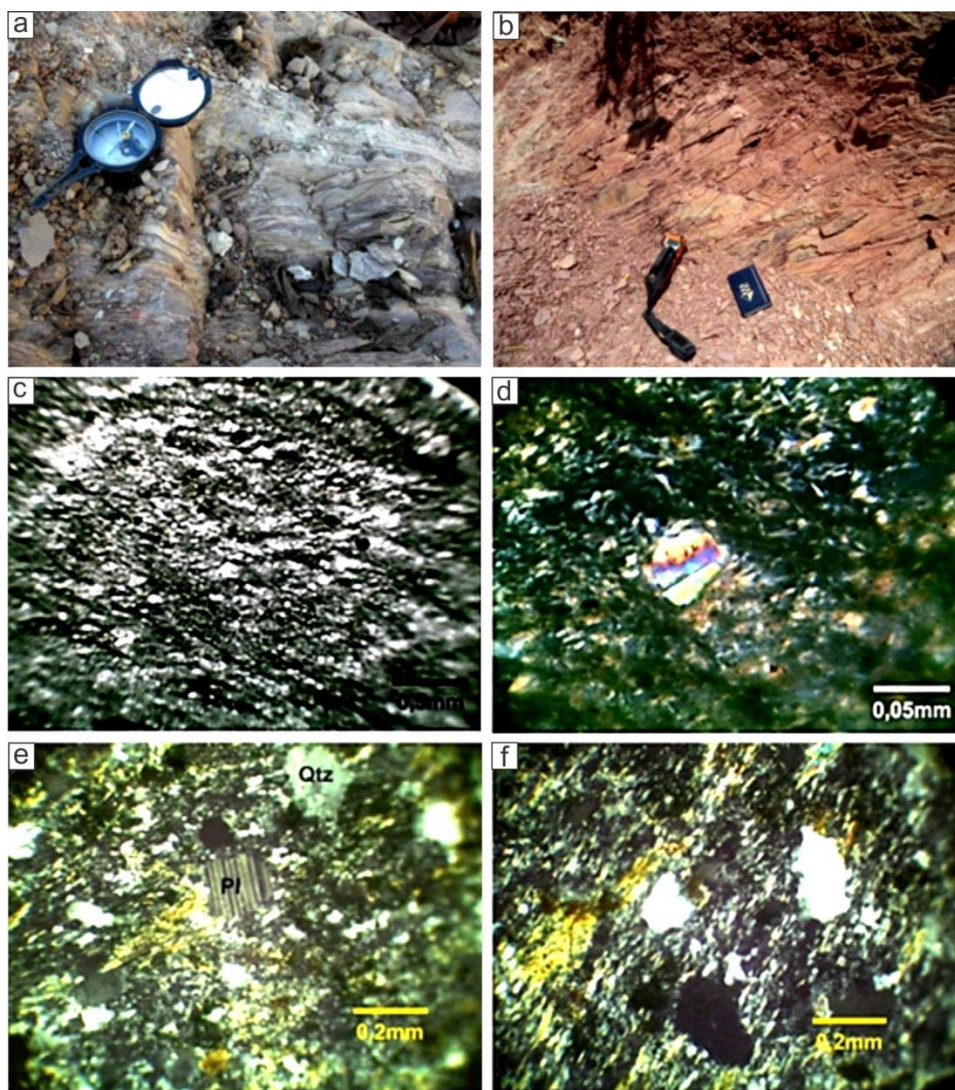


Fig. 4. a) Metassiltitos foliados cinza-avermelhados intercalados com filitos carbonosos com médio a alto grau de alteração; b) Metassiltitos e Metargilitos, vermelhos, micáceos, foliados e intensamente fraturados; c) Foliação milonítica em Sericita Xisto; d) Porfiroclastos de muscovita

e agregados de sericita; e) Porfiroclastos de plagioclásio e porfiroblastos de quartzo; f) Grãos de quartzo junto às micas anteriores aos porfiroblastos de quartzo.

Litofácies Glaciomarinha

Fácies Carbonática

As rochas carbonáticas situam-se a nordeste e sudoeste da cidade de Nova Xavantina, expostas principalmente nas Minerações Shalom e Roncador (fig. 5 a, b). Ocorrem como lentes capeando os sedimentos finos e metatufos, ou estão lateralmente intercamadas e em contato tectônico com os diamictitos e as rochas extrusivas vulcânicas da sequência piroclástica félsica (metaignimbritos e filitos) e vulcânicas básicas (hialoclastito escorácio).

Composicionalmente são calcissiltitos, calcarenitos e dolomitos de matriz carbonática que se sucedem em contato de maneira transicional. Em alguns locais estão dobrados e/ou deformados, formando intercalações milimétricas com lâminas de grãos mais finos se intercalam com lâminas de grãos mais grossos, proporcionando uma diferenciação de cores, que se observa macroscopicamente. As porções mais finas são formadas por micrita, podendo desenvolver foliação conspícua, a qual não se desenvolve nas de granulometria grossa, compostas por grãos de sílex, quartzo e feldspato. Os grãos de quartzo muitas vezes exibem formas irregulares e mostram-se corroídos.

Os dolomitos têm coloração cinza-claro e geralmente são laminados, com alternância de níveis mais puros e impuros. As lâminas tem forma lenticular, sendo que as de granulometria fina são de coloração escura exibindo mais grãos de opacos. As lâminas de grãos grossos são mais claras, pois contém quartzo e feldspatos angulosos.

Os calcissiltitos e calcarenitos são rochas cinza-claro a cinza, maciças ou laminadas e de textura cristalina a granular clástica. São constituídos por calcita (68-95%), quartzo (3-20%), muscovita (1-10%), feldspatos (1,5%), intraclastos (<1%) e opacos (<1%). Os calcissiltitos apresentam recristalização para pseudoesparito, os grãos de quartzo são autigênicos e menores que 0,1mm, há alguns vazios intercrystalinos e palhetas de muscovita branca dispersas.

Os calcarenitos têm grãos angulosos a subangulosos de quartzo, grãos angulosos de carbonatos e raros de opacos, em uma matriz pseudoesparítica. O quartzo apresenta desenvolvimento de subgrão (fig. 5 f). Os grãos de plagioclásio geralmente estão parcialmente ilitizados (fig. 5 e). A matriz geralmente foi recristalizada com zonas de dimensões variadas de cristais mostrando a irregularidade no processo de recristalização. Ocorrem também micas brancas dispersas, feldspatos e calcitas magnesianas (fig. 5 d). Observam-se em alguns tipos de intraclastos como grãos de microesparito, calcilutito, fragmentos e agregados de oólitos, assim como fantasmas destes (fig. 5 c).

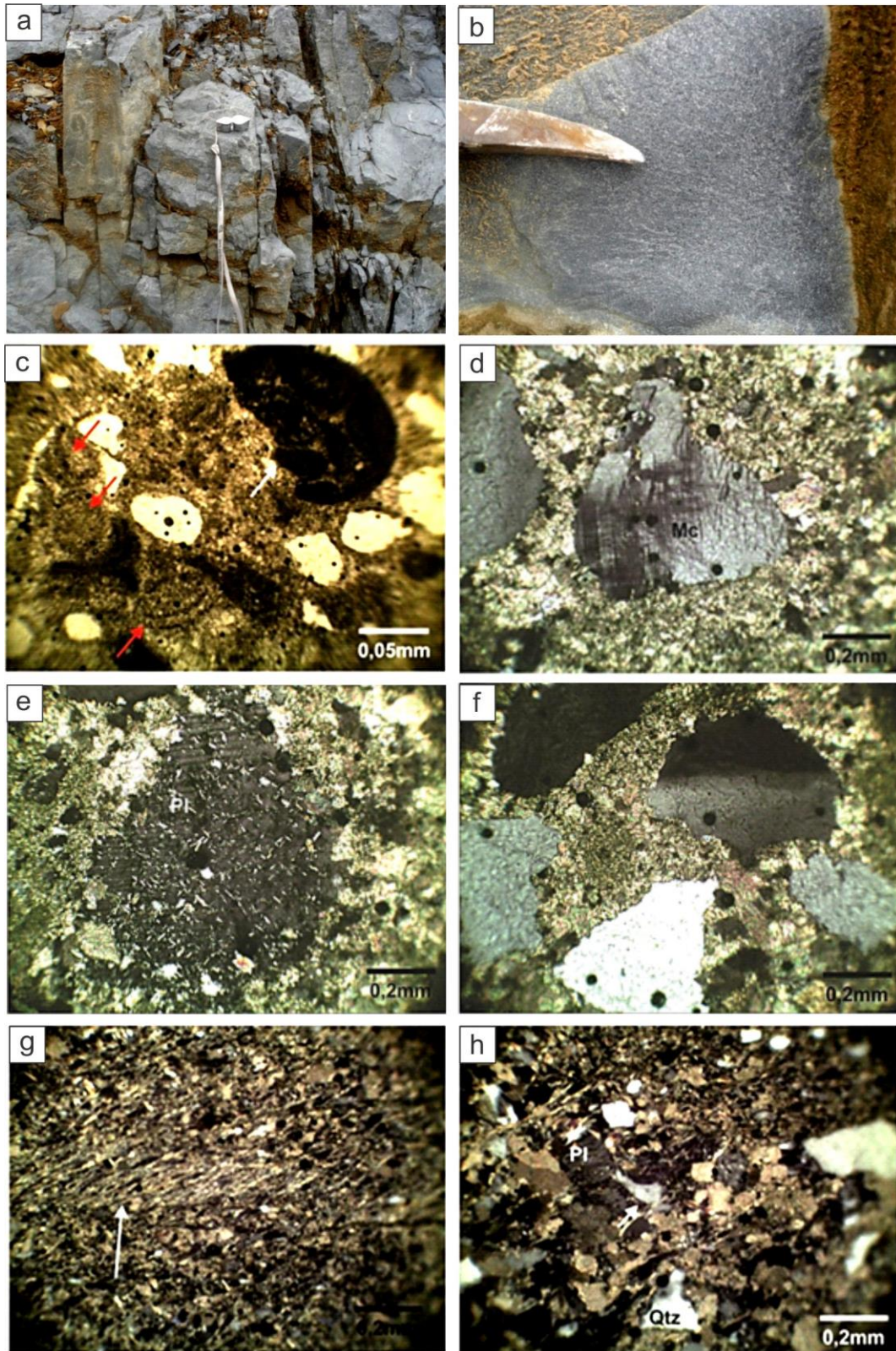


Fig. 5. a) calcarenito da Mineração Shalon, bastante fraturado; b) amostra de calcarenito cinza-escuro com granulação grossa (Mineração Shalon); c) Fragmentos de oólitos e fantasmas de oólitos (setas); d) grãos de microclínio; e) grãos de Plagiocásio com lamelas de ílita; f) subgranulação no quartzo; g) Porção fina de calcisilito (seta); h) Grãos de feldspato e grãos de quartzo vulcânicos corroídos em lâminas calcareníticas.

Os dolomitos têm coloração cinza-claro e geralmente são laminados, com alternância de níveis mais puros e impuros (fig. 6 d). São compostos por dolomita (83%), quartzo (6%), feldspatos (1%), opacos (4,6%), muscovita (<1%) (fig. 6 c). As lâminas têm forma lenticular, sendo que as de granulometria fina são de coloração escura exibindo mais grãos de opacos. As lâminas de grãos grossos são mais claras, pois contêm quartzo e feldspatos angulosos assim como pseudomorfos fibrosos de aragonita.

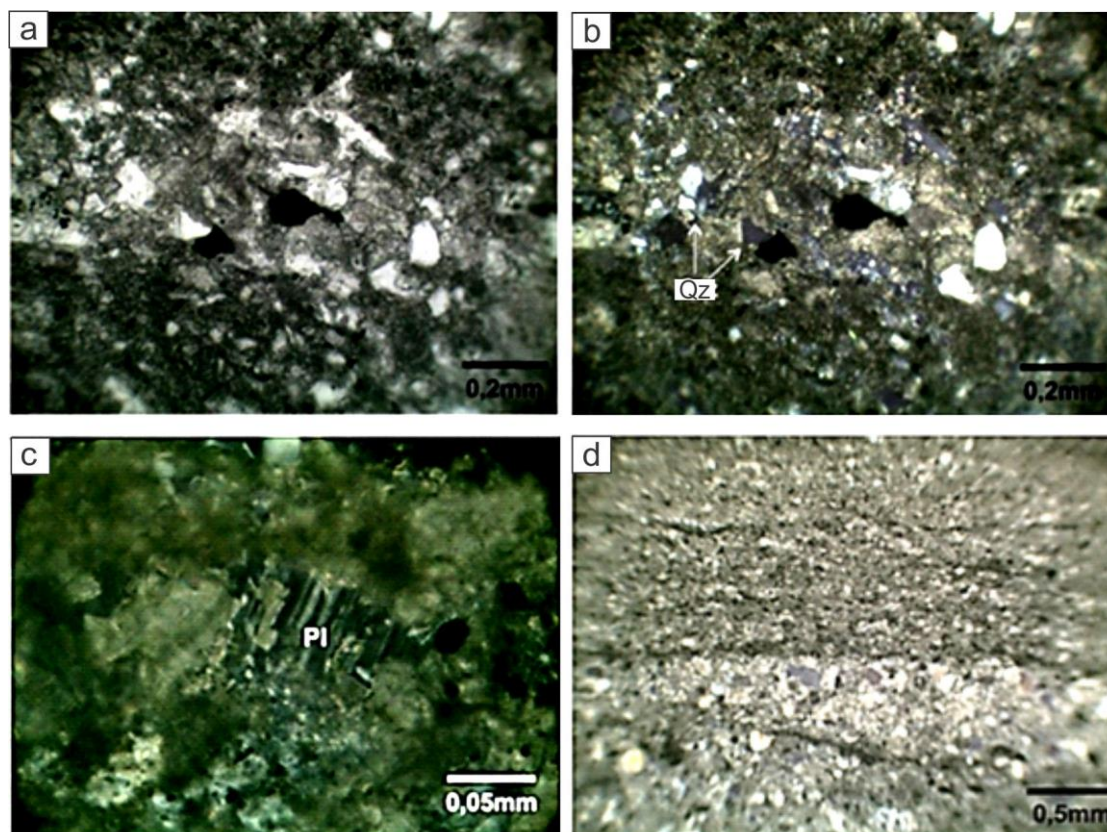


Fig. 6. a) Grãos incolores alongados e orientados, aglomerados de opacos; b) Grãos angulosos de quartzo; c) Grãos anédricos de plagioclásio; d) Intercalações de lâminas essencialmente carbonática e lâminas com variedades de grãos de quartzo.

A presença de oólitos em algumas rochas indica deposição em águas rasas. Grãos de quartzo e feldspato demonstram influência de material continental fluvial. A deposição da sequência se deu na margem de uma plataforma com uma sucessão de fácies com depósitos de planícies de maré, bancos de oólitos e de taludes inferiores, com posterior transporte dos sedimentos para ambientes de águas mais profundas, com lama carbonática.

Cristaloclastos de feldspato e quartzo pode denotar contribuição vulcânica por erupção de material piroclástico de composição ácida durante a deposição do material carbonático em ambiente marinho raso.

Fácies Glacial e Diamictitos

Os diamictitos ocorrem na porção sul do rio das Mortes, principalmente em drenagens intermitentes, expostos em lajedos de aproximadamente 50 m², através de contatos normais ou por falhas, como pequenas janelas estruturais, na borda da Bacia do Paraná (fig. 7). Afloram lateralmente ou intercamadas

com as rochas carbonáticas (calcilutitos) e estão em contato gradacional com uma capa carbonática, de carcarenito.

Os diamictitos são cinza esverdeados, a matriz possui textura granular clástica, cristalina e granulometria fina até grânulos e clastos com tamanho de seixos até matacões, formados preferencialmente por calcários e quartzo (fig. 7 b, c, d). Essas rochas são caracterizadas por grãos arredondados, angulosos e sigmoidais. Observa-se uma diferenciação de camadas dada pela maior ou menor concentração de grãos em cimento carbonático. Quando deformados, muitas vezes mostrando os parâmetros de rotação (vorticidade) regional, e apresentam forte foliação e os seixos encontram-se alongados chegando a formar cauda de pressão.

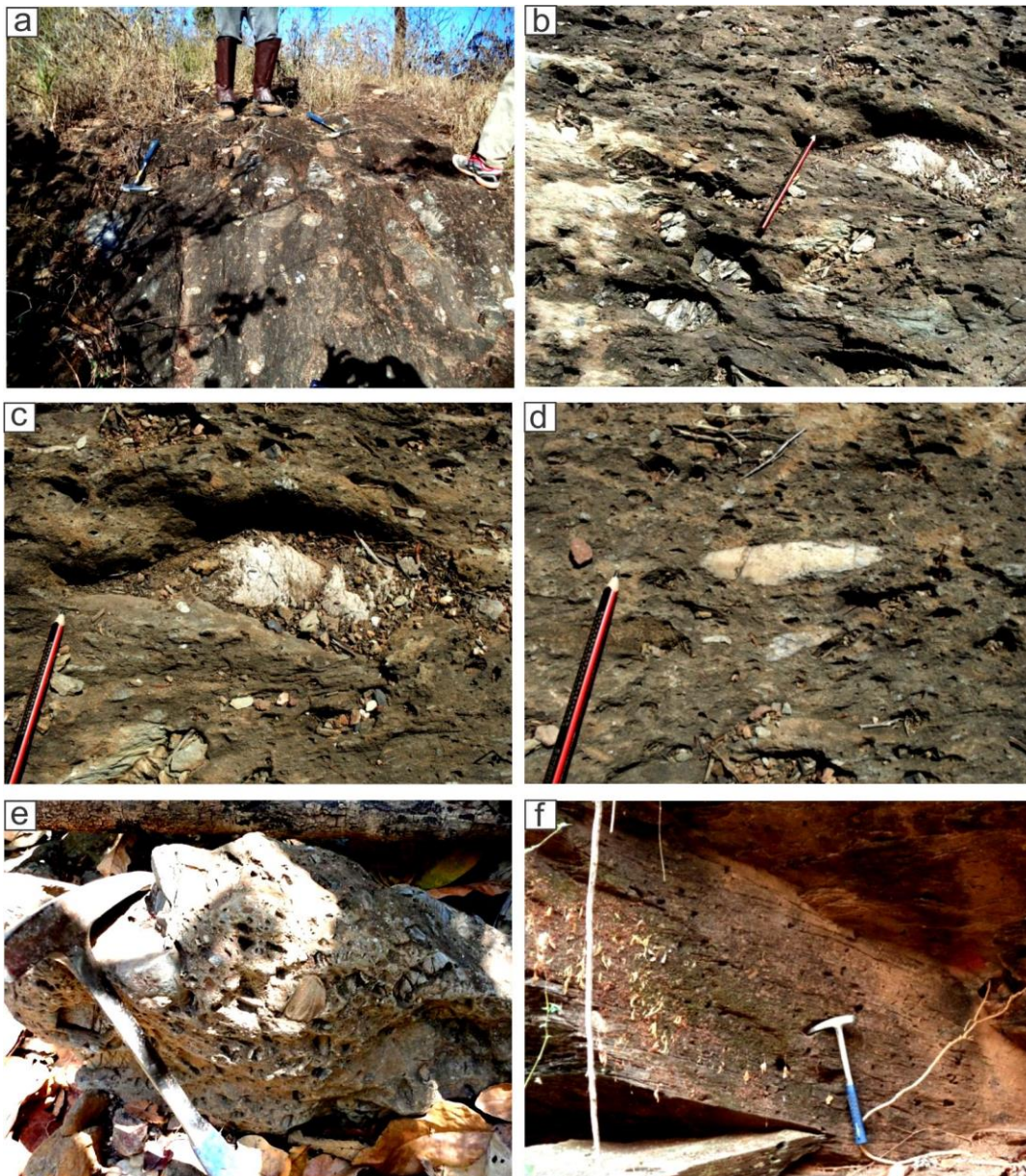


Fig. 7. a) Lajedo de diamictito com seixos estirados sigmoidais; b) Clastos que variam de tamanho de grânulos a blocos, detalhe dos clastos de calcário estriados sigmoidal mostrando cinemática preferencialmente sinistral; c) Detalhe do clasto de calcário; d) Clasto de quartzo estirado em diamictito em drenagem seca; e) Clastos de calcários e quartzo mostrando diversas

fontes de proveniência do diamictito, f) Diamictitos a norte de Nova Xavantina em drenagem intermitente com diversos vazios.

Em lâmina delgada são compostos por matriz carbonática (22-61%), quartzo (28-35%), fragmentos líticos (10%), feldspatos (3-5%), muscovita (2-5%), opacos (1-2%), zircão (<1%). Os grãos de quartzo são monocristalinos e policristalinos, muitas vezes com desenvolvimento de subgrão e crescimento secundário (fig. 8 a). Os feldspatos encontram-se parcialmente substituídos por calcita, às vezes com maclas polissintéticas (fig. 8 d). Em algumas amostras a matriz está parcialmente substituída por cimento carbonático. Os litoclastos são de natureza múltipla de fonte cataclástica, vulcânica e de sedimentos clásticos. São comuns fraturas preenchidas por calcita e veios de quartzo com crescimento de grãos sintaxiais (fig. 8 b, c).

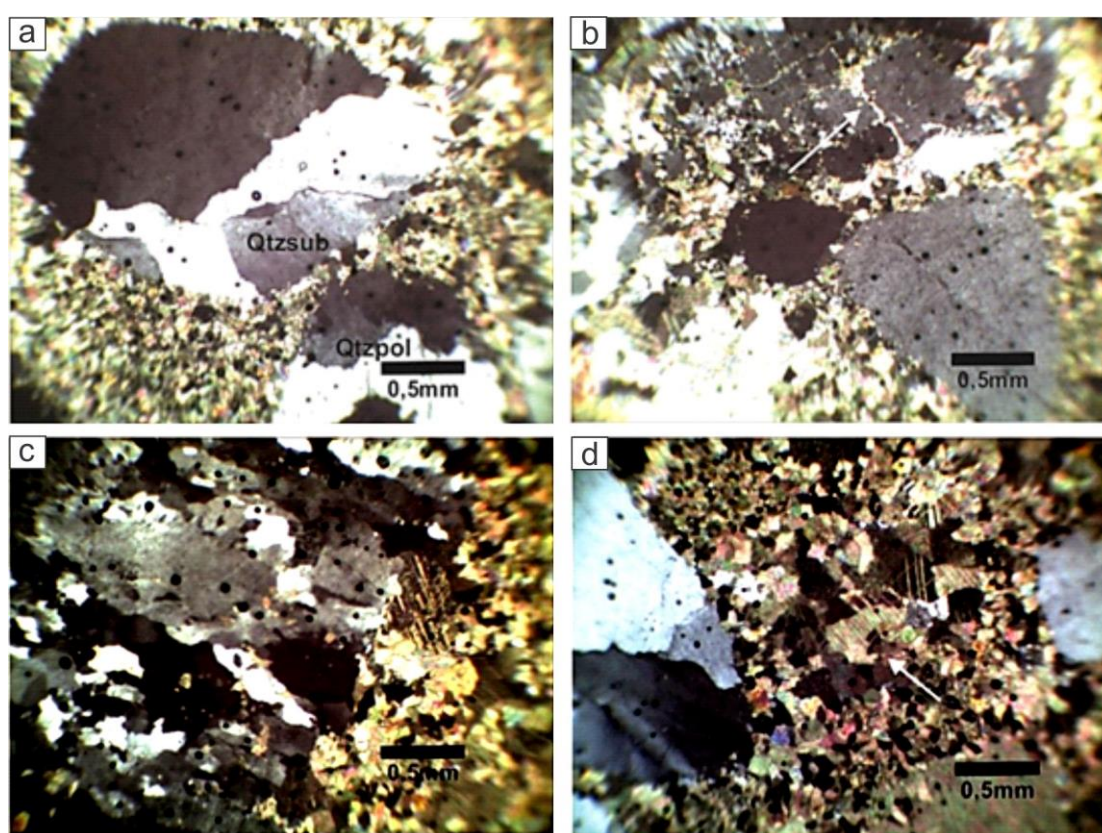


Fig. 8. a) Quartzo subgranulado; b) Fraturas preenchidas por calcita (seta); c) Veios de quartzo exibindo crescimento de grãos a partir das bordas; d) Calcita com macla polissintética deformada.

Em alguns diamictitos há níveis diferenciados por granulometria e composição de grãos. Intercalam-se lâminas de granulometria areia grossa, textura granular clástica com quartzo, feldspato e fragmentos de rocha e lâminas compostas apenas por carbonato e alguns opacos (fig. 9 a, c). Nessas rochas os grãos são angulosos a arredondados e moderadamente a mal selecionados. Os litoclastos são de silexito ou chert. A matriz fina entre os grãos é micrítica (fig. 9 b, e). Alguns grãos de calcita já foram neomorforizados para pseudoesparito. Grãos de monazita são raros (Fig. 9 d). NÃO DÁ PARA ver na foto.

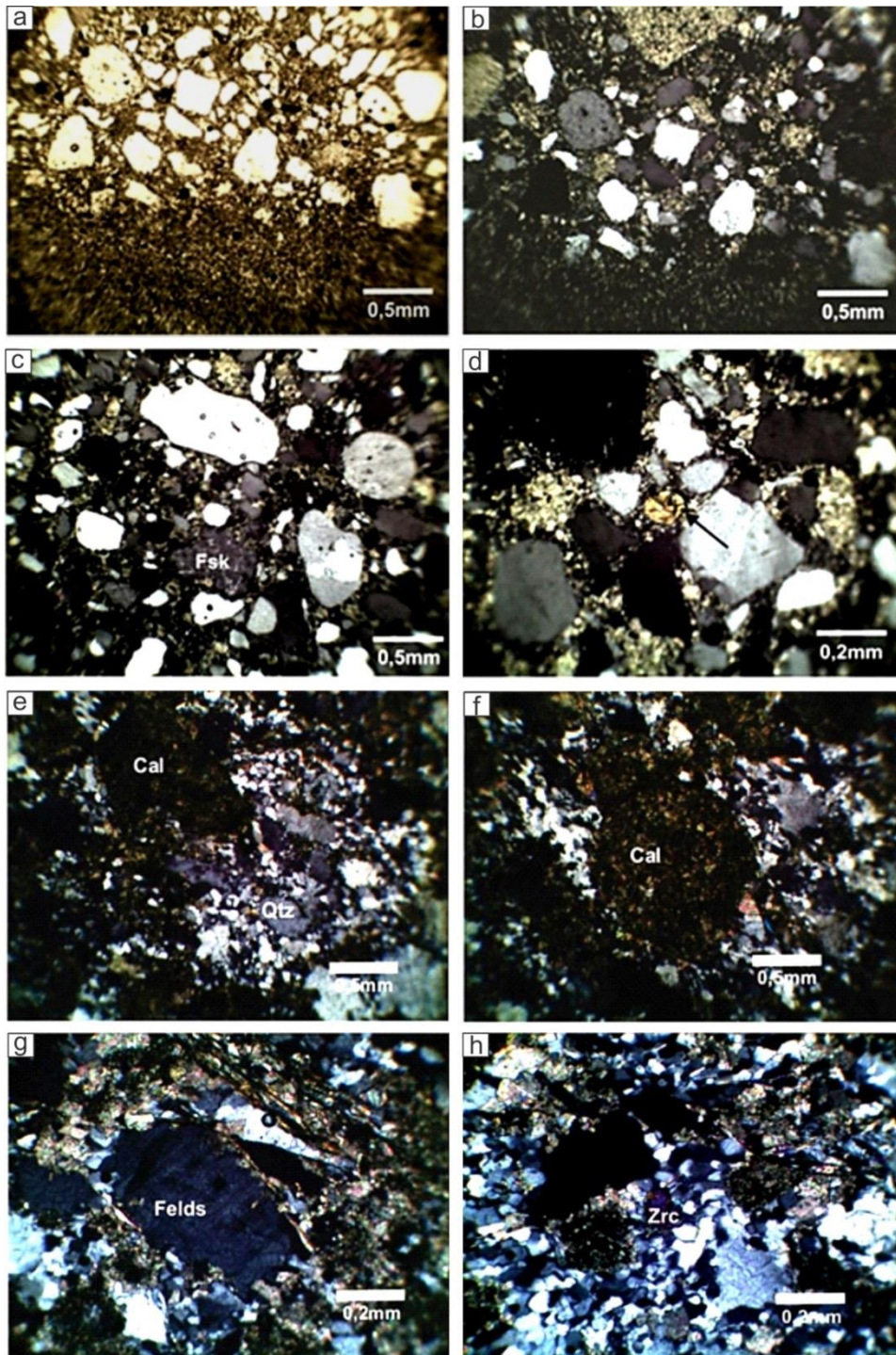


Fig. 9. a) Lâminas de granulometria distintas; b) Matriz carbonática; c) Grãos de K-feldspato; d) Grão arredondado de monazita; e) Matriz deformada e recrystalizada, formada por quartzo e carbonato; f) Grão turvo de rocha carbonática; g) Grão de feldspato preservado; Grão arredondado de zircão; h) Fraturas de dissolução por pressão preenchidas por resíduos opacos.

Quando deformado, a rocha apresenta textura protomilonítica, (fig. 9 e, f), onde os grãos de quartzo geralmente estão orientados, indicando avançada recrystalização dinâmica e recuperação de deformações cristalinas. Porfiroclastos de carbonato exibem inclusões dobradas, indicando que a fonte já estava deformada ou é um estágio anterior à deformação

Notam-se feldspatos ainda preservados (fig. 9 g). Fraturas de dissolução por pressão são preenchidas por material opaco e amorfo e há o desenvolvimento de micas e carbonatos paralelamente a elas (fig. 9 h). Pseudomorfos de carbonato e opaco desenvolvem-se a partir da titanita, esta proveniente do metamorfismo em zona de alta pressão.

Litofácies siliciclástica

Fácies Siliciclástica com quartzarenitos-metaquartzarenitos-quartzitos

Esta fácies é a de melhor representação e identificação por toda a área do trabalho, na forma de cristas e morros alinhados em altos topográficos normalmente com direção nordeste, dobrados e formando estruturas anticlinais e sinclinais apertadas, podendo ter flancos verticalizados. Os dobramentos são bem marcados em imagens de sensores remotos (Fig. 10).

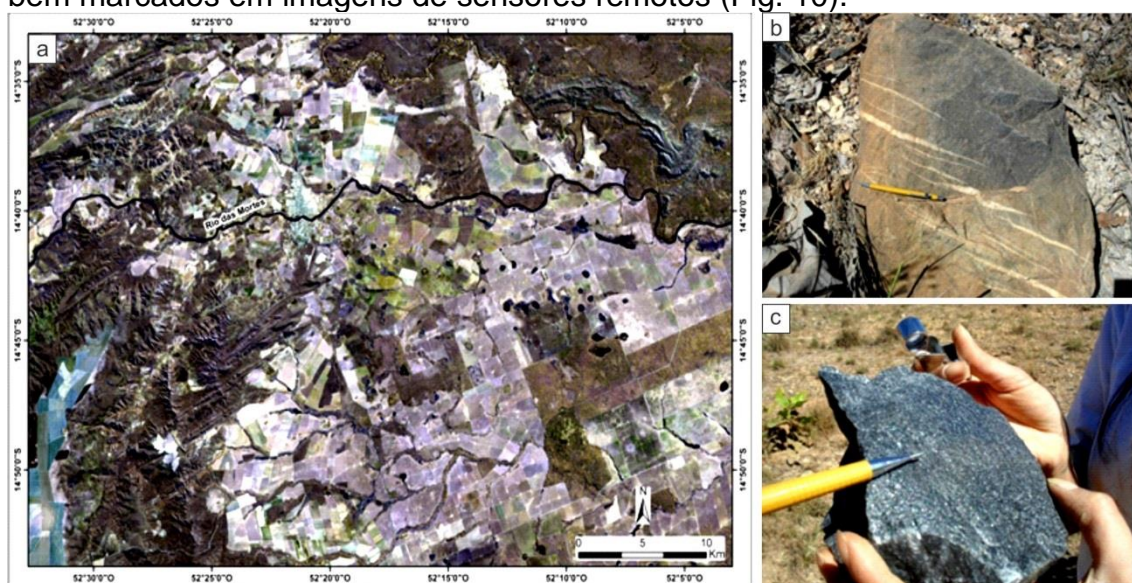


Fig. 10. a) Imagem do satélite Landsat 8 com a composição de bandas 5-7-3 com filtragem *pansharp* mostrando os dobramentos anticlinais e sinclinais das cristas formadas por quartzitos da Litofácies siliciclásticas; b) bloco de quartzo-arenito cinza com veios extensionais escalonados preenchidos por quartzo; c) metaquartzarenito cinza escuro com textura grossierira.

As rochas siliciclásticas ocorrem intercaladas com as rochas sedimentares químicas e as rochas vulcânoclásticas, em contatos concordantes ou transicionais e contatos tectônicos dados por falhas. As rochas sedimentares clásticas, incluem quartzo-arenitos, subarcóseos a metarcóseos, sublitarenitos e litarenitos e subordinadamente metassiltitos, filitos e xistos intercalados. Na maioria das vezes possuem coloração acinzentada, mas tendem a ser esbranquiçadas quando possuem mais feldspatos em sua composição (fig. 10 b, c).

Os quartzo-arenitos têm textura granular, coloração cinza, creme e porções arroxeadas, granulometria areia grossa a muito grossa, podendo haver grânulos. As rochas são porosas, moderadamente selecionadas e exibem muitos alvéolos devido à lixiviação de minerais. Os grãos são subangulosos a subarredondados (fig. 11 a, b). O quartzo constitui o mineral predominante (80-96%), havendo ainda micas (1-3%), litoclastos (1%), opacos (<1%), turmalina

(<1%), zircão (<1%). O quartzo é na maioria monocristalino com poucos policristalinos, sendo identificado, algumas vezes, desenvolvimento de subgrão. O cimento é de microquartzo e/ou calcedônia e algumas palhetas de micas (clorita e mica branca) ocorrem entre os grãos. Franjas de sílica ou sericita são formadas localizadamente indicando porosidade secundária por dissolução intergranular (fig. 11 c). Os litoclastos são de silexito e chert.

Quando deformada a rocha apresenta subgrãos de quartzo orientados e é possível identificar superfícies irregulares de dissolução sob pressão, parcialmente preenchidas por hidróxidos de ferro, envolvendo os grãos. A rocha é bem compactada, com os contatos entre os grãos longitudinais e côncavo-convexos.

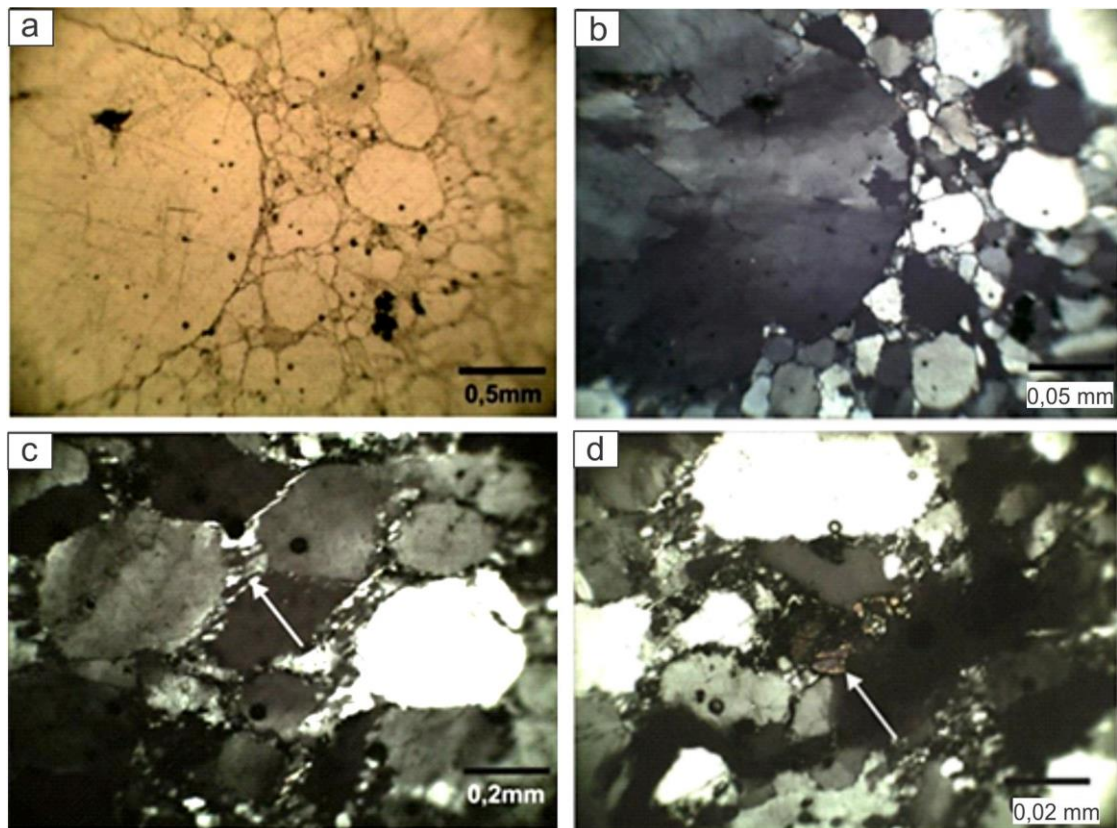


Fig. 11. a) Grão subarredondado chegando a medir até 3mm, enquanto outros não ultrapassam 0,5mm; b) Cristal de quartzo fortemente subgranulado e fraturado; c) Opacos em superfícies de dissolução por pressão; d) Grãos de quartzo deformados na mesma direção das superfícies de dissolução; e) Grãos com cauda de pressão; f) Grão fraturado de zircão (seta).

Em zonas de alta deformação, ocorrem quartzitos e metaquartzo-arenitos, com textura cataclástica a protomilonítica. Alguns grãos de quartzo estão orientados, mostram lamelas de deformação, e caudas de pressão (fig. 11 c, d, e). O material intersticial é constituído de grãos menores de quartzo, originados por processo de *bulging* ou cominuição. Palhetas de micas alinhadas formam incipiente foliação. Pelas feições de recuperação de defeitos cristalinos, juntamente com a orientação e deformação dos grãos, a rocha foi submetida a altas pressões e temperaturas moderadas, podendo ter atingido metamorfismo na fácies xisto verde superior.

Arenitos com fragmentos líticos têm coloração cinza a rosado, granulometria areia grossa a muita grossa e matriz areia fina a média. A

composição se dá por quartzo (50-70%), fragmentos líticos (15-25%), feldspatos (2-5%), opacos (7-8%), zircão (<1%), com matriz sericítica. Os grãos de quartzo são na maioria monocristalinos, subgranulados e os feldspatos estão argilizados (fig. 12 c, d), enquanto que os fragmentos líticos são de chert e de rocha vulcânica com golfos de corrosão.

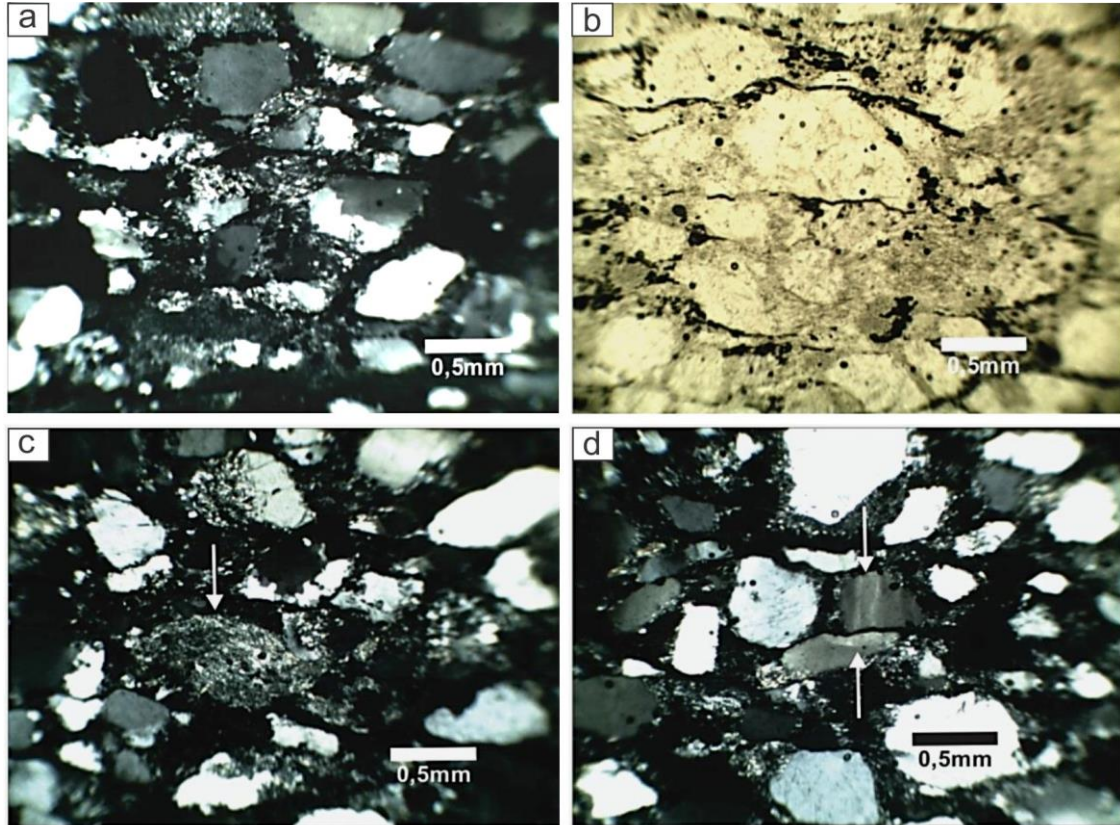


Fig. 12. a) Grãos deformados de quartzo em uma matriz sericítica; b) superfícies de dissolução por pressão preenchidas por opacos; c) Porfiroclastos de fragmentos líticos, quartzo e feldspatos argilizados; d) Porfiroclastos com desenvolvimento de subgrão com direções variadas.

Geocronologia

Amostras analisadas

As amostras analisadas são pertencentes à Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina situadas principalmente a sul do rio das Mortes, nas adjacências da cidade Nova Xavantina, os arenitos pertencem à fácies silicilástica, enquanto os diamictitos pertencem à fácies glacial amostrados principalmente em drenagens intermitentes.

Amostra NX1

Foram analisados 72 grãos de zircão em arenito com fragmentos líticos de vulcanoclástica. Os grãos variam de fonte dominante em 1.9 Ga e secundárias

Mesoproterozóicas em 960 Ma e 1.0 Ga, bem como fontes arqueanas em 2.7 Ga.

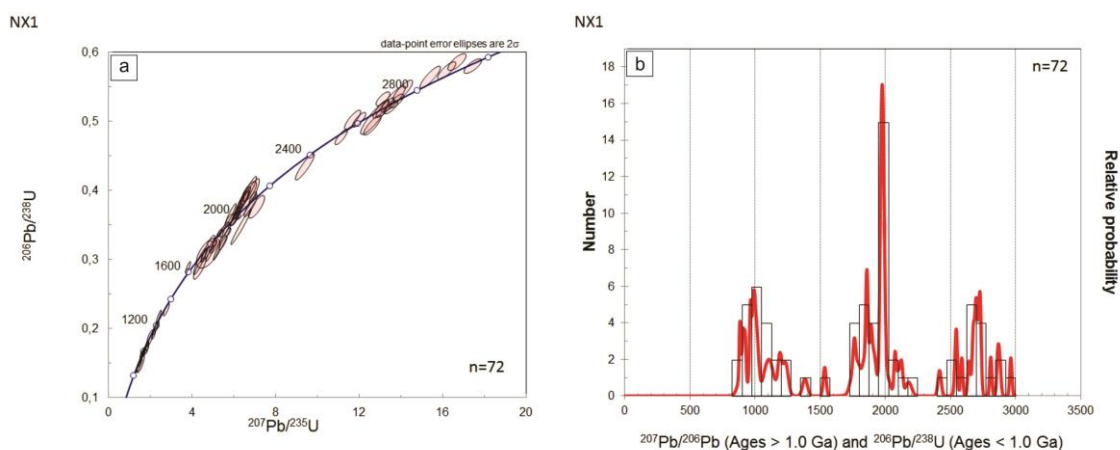


Fig. 13. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra NX-1. Os dados estão concentrados do arqueano à 960 Ma; b) histograma para as idades de zircões detríticos, indicando três picos dominantes de idade.

Amostra Diamictito

Foram analisados 109 grãos de zircão diamictito, com o histograma mostrando uma grande variedade de zircões com a população mais jovem em 914 Ma e subordinadas em 1.2, 1.5 e 1.9 Ga.

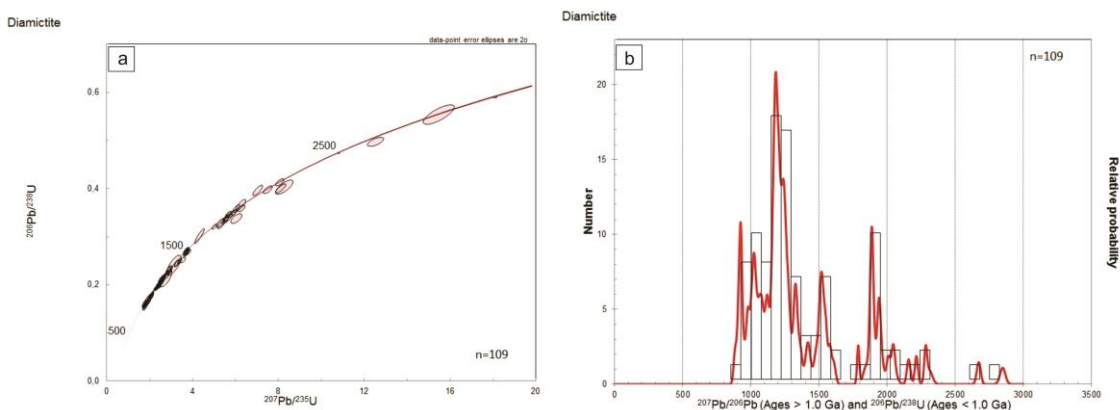


Fig. 14. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra de diamictito. Os dados estão concentrados no Meoso e paleoproterozoico; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes.

Amostra MO-114

Cinquenta e cinco grãos de zircão obtidos de arenito marrom grosseiro da amostra foram datados. Mostram os picos de idade fonte dominante em 1.85 Ga.

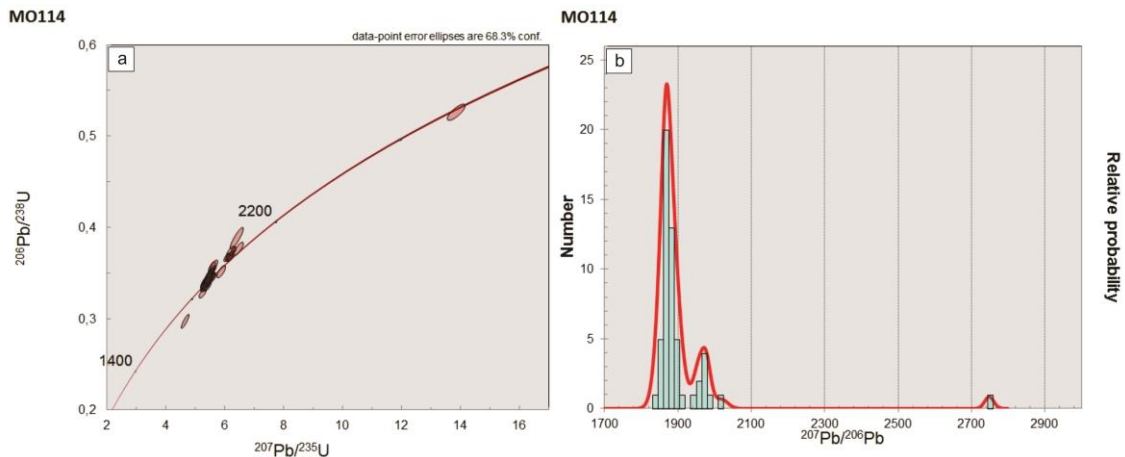


Fig. 15. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra Mo-114. Os dados estão concentrados no Orosiriano; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes de idade.

Amostra MO-84

Foram analisados 42 grãos de zircão para MO-84 mostrando distribuição bimodal com picos em 2.0 Ga e 2.6 Ga e fontes subordinadas do Mesoarqueno em 2.9 e 3.1 Ga, provavelmente atribuídas a fontes distais.

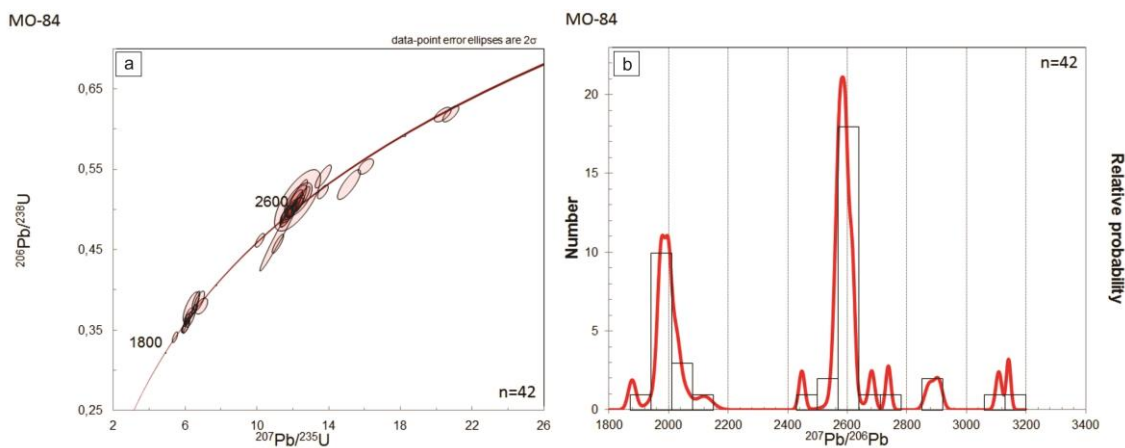


Fig. 16. a) Diagrama condórdia com análises U-Pb de zircão da amostra Mo-84. Os dados estão concentrados no Orosiriano e Mesoarqueno; b) histograma para as idades de zircões detríticos indicando dois picos dominantes de idade, e outras duas fontes restritas.

Geoquímica Isotópica

A Figura 17 compõe a distribuição espacial das idades modelo para as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina e do Grupo Alto Paraguai. As idades modelo TDM estão inseridas na tabela em anexo para os dados obtidos neste trabalho. Os valores de ϵ_{Nd} calculadas para (T750) foram adotadas para todas as amostras e se baseiam na idade de cristalização das rochas vulcânicas da sequência obtidas por Silva (unpublished).

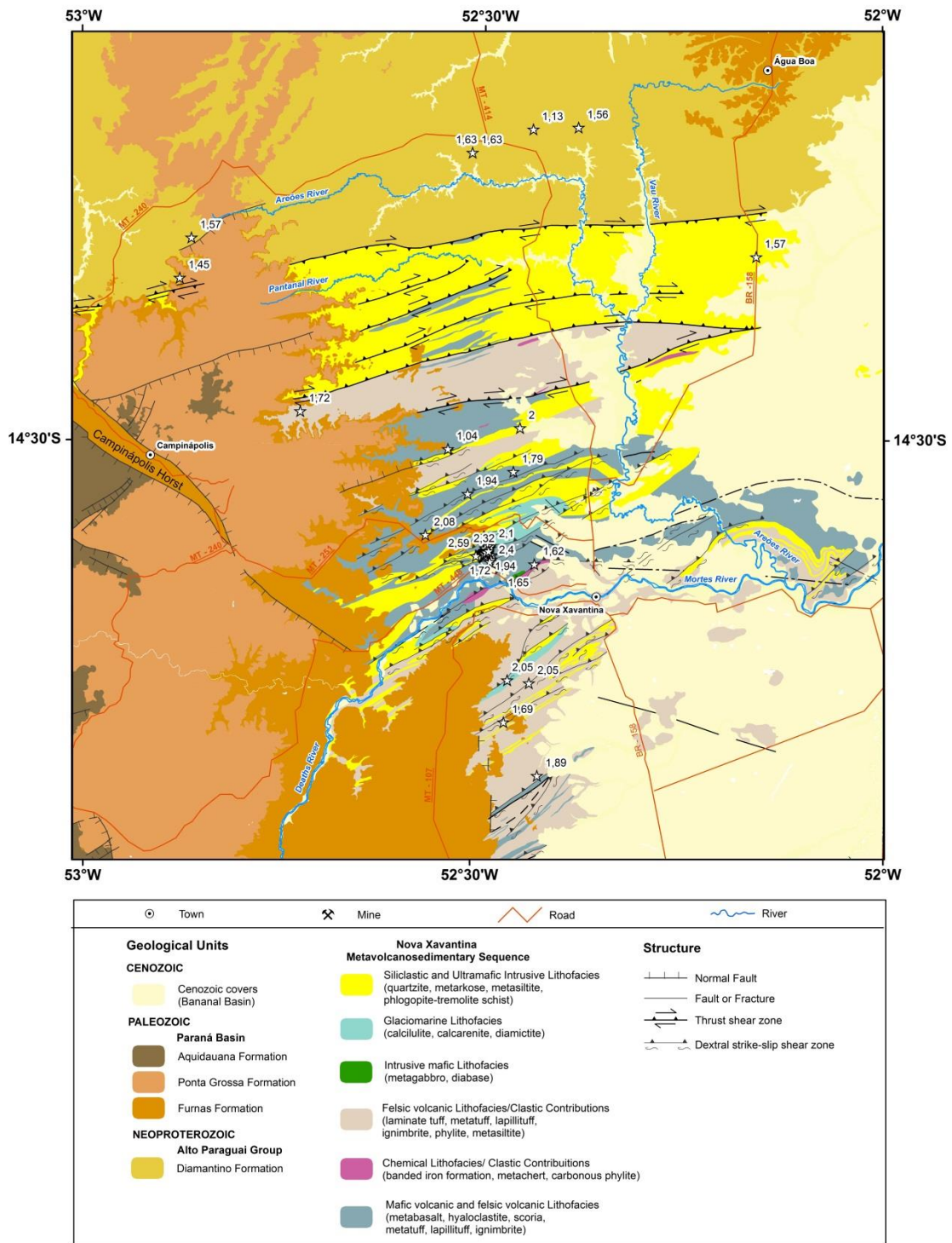


Fig. 17. Mapa geológico com a distribuição geográfica das idades modelo T_{DM} obtidas neste estudo. Algumas idades foram suprimidas para melhor visualização.

O diagrama de evolução isotópica de Nd é o resultado das tabelas citadas (fig. 18). As rochas metavulcânicas da sequência Nova Xavantina, incluindo tufos e lappili tufos mostram idade modelo TDM e valores de ϵ_{Nd} calculadas para ($t = 750$ Ma) altamente negativos, variando entre -15.33 a -3.59, indicando crosta antiga e reciclada. Estes resultados assemelham-se aos das rochas metabásicas encontrados por Dantas and Martinelli (2003).

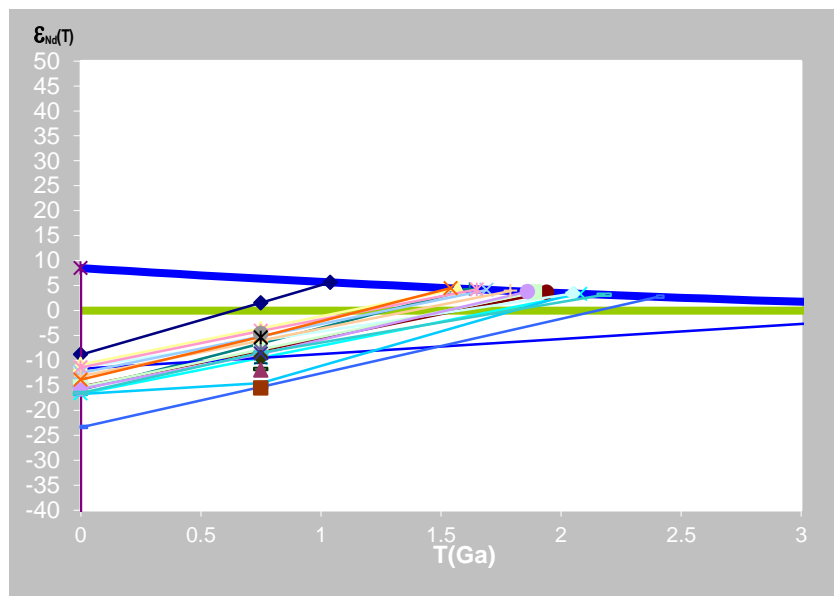


Fig. 18. Diagrama de evolução ϵNd versus Tempo para as rochas metavulcânicas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina e os sedimentos do Grupo Alto Paraguai.

Idades modelos TDM para as fácies piroclásticas ácidas (tufos e lappili tufos) e sedimentos pelíticos finos da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina é relativamente amplo, variando entre 1.54 a 2.59 Ga, sugerindo a derivação de fontes erodidas de crosta Paleoproterozoica a Arqueana, indicando que a fonte dessas rochas podem ser oriundas principalmente das províncias geocronológicas Amazônicas divididas por Tassinari and Macambira (1999): a Província Amazoniana Central (>2.3 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga) e a Província Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga).

Os diamictitos encontrados na área possuem ϵNd (-6.93 a -14.56) para as idades modelo variando TDM 1.7-2.05, indicando que, foram transportados para a bacia por gelo que cobriam a margem do Cráton Amazônico. Estes dados são similares aos diamictitos da Faixa Paraguai Ocidental, onde as idades variam 1.5-2.2 Ga (Dantas et al., 2009).

Rochas siliciclasticas da Sequencia Nova Xavantina também mostram derivação do Craton Amazônico, com idade modelo entre 2.0 e 1.7 Ga e valores negativos.

O Grupo Alto Paraguai representado neste trabalho pela Formação Diamantino, ocorrem no norte da área estudada, mostra valores ϵNd (-0.17 a -4.46) com idades modelo TDM 1.13-1.63 Ga em arcóseos, coincidente com os dados produzidos por Dantas et al., (2009), e estes atribuíram que o material deriva-se de fonte jovem provavelmente da Arco Magmático de Goiás, o que lhe confere uma inversão tectônica da bacia segundo estes autores.

Rocha com fonte juvenil formada por clorita-flogopita-tremolita xisto possui TDM 1.04 Ga, com valores ϵNd (+1.55) evidenciando a derivação mantélica para a formação destas rochas, compatível com o quimismo alcalino ultrabásico, diferenciada das demais rochas ácidas que as circunda. Esta idade modelo indica uma contribuição de fonte Mesoproterozoica (1.04 Ga), similar aos dados obtidos para as rochas do Grupo Cuiabá (Dantas et al., 2007), e

estas idades são comuns dentro da província geocronológica Sunsás (1.25-1.0 Ga). Outra possibilidade, as fontes poderiam representar terrenos Grenvilianos na América do Norte que estavam conectados ao Cráton Amazonas antes da ruptura do Rodínia (Tohver et al., 2004).

Discussão

Vulcanismo e Glaciação

As idades U-Pb registradas marcam os eventos de rifteamento da Faixa Paraguai durante o amálgama do continente Gondwana. Apresentam simultaneidade ao ciclo de construção de supercontinente e são coincidentes e diacrônicos com os períodos de fragmentação de Rodínia e as colisões de montagem de Gondwana Ocidental.

A ocorrência de rochas extrusivas (hialoclastito e escórias) intercaladas às formações ferríferas e aos filitos da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, sugerem que a deposição dos sedimentos glaciais e químicos foram sincrônicos, conforme os resultados das datações destas rochas vulcanoclásticas de 745 a 714 Ma (Silva, unpublished). A sobreposição de diamictitos sob BIFs e vulcânicas tem ocorrência semelhante ao constatado na Província Franklin, margeando a Laurentia, onde há evidência de efusão generalizada de hialoclastito durante a ruptura do Rodínia, em 716 Ma, antes da glaciação *Snowball Earth* (Gernon et al., 2016). Este período prolongado de atividade vulcânica rasa de hialoclastitos persistiram por mais de 20 Ma impulsionando grandes mudanças químicas nos oceanos, responsáveis pelo aumento da alcalinidade oceânica e a sequência de carbonatos, com altas concentrações de sílica que se manifestaram em formações ferríferas bandadas (Gernon et al., 2016), semelhante ao ocorrido na Faixa Paraguai.

As idades do vulcanismo da Sequência Metavulcanossedimentar de Nova Xavantina, ocorrem pelo menos três eventos relacionados à formação do ambiente extensional formador da bacia rifte da Faixa Paraguai. Sugere-se tratar de uma bacia policíclica, tornando-a muito mais complexa que uma simples abertura, com a formação inicial de um assoalho proto-oceânico formado por metabasaltos de idade 743 Ma, correlatos com a idade das vulcânicas félsicas de 750 Ma datadas por Dantas et al., (2007).

Relacionadas ainda ao evento extensional ocorre outro evento de formação de rochas vulcânicas intrusivas (gabros e diabásios) com idade de 714 Ma. Vulcanismo sin-rifte tem sido principalmente bimodal, isto é caracterizado pela emissão de piroclásticos traquitos/riolitos, principalmente associados com vulcões centrais, subordinadamente, basaltos, geralmente associados com erupções fissurais.

Do mesmo modo, comparações podem ser realizadas com a Laurentia ocidental por possuir idades de 717-660 Ma (Keeley et al., 2012) para o vulcanismo (hialoclastito, basaltos e riolitos) no sudeste de Idaho (EUA), intercalados com diamictitos e formações ferríferas, e possui correlação com as idades vulcânicas documentadas da Antártica oriental, auxiliando a compreensão da conexão SW Laurentia-leste Antártica (SWEAT) (Wingate and Giddings, 2000) de Moores (1991). Essa conexão é consistente também com o

evento rifte da margem passiva do Gondwana ao longo do sudeste da Austrália (Diren and Crawford, 2003).

Análogo ao que ocorreu na Faixa Paraguai a ruptura e rifteamento da margem norte do Cráton Oeste África encontram-se os terrenos peri-Gonwânicos do cinturão dobrado Neoproterozoico Anti-Atlas (Marrocos), adjacente aos terrenos peri-Gonwânicos Avalônia. Estes terrenos são correlacionados com o início de ruptura Neoproterozoica do supercontinente Rodínia, baseado em datações de plagiogranitos (760 Ma) intrudidos em relíctos (ofiolitos) de crosta oceânica (Samson et al., 2004), evoluindo para a formação de uma margem passiva composta por estromatólitos e quartzitos. Diamictitos encontrados neste terreno são correlacionados com o período glacial “Marinoano” de 630-610 Ma (Keneddy et al., 1998).

E que por sua vez foi constatado, segundo Paixão et al., (2009), que a Faixa Paraguai-Araguaia possui continuidade no cinturão Mauritanide-Bassaride-Rokelide ou mesmo na Faixa Dahomey no norte da África ocidental, baseando-se na similaridade dos litotipos das rochas do embasamento, as idades e os tipos de ofiolitos, bem como os depósitos glaciais, etc.

Nossos dados completam as sugestões elaboradas por Paixão et al., (2009) apregoando a continuidade das Faixas Paraguai-Araguaia no cinturão Mauritanide-Bassaride-Rokelide, no norte do Cráton Oeste África, que foram mostrados e associados aos fragmentos ofiolíticos 757 ± 49 Ma (Paixão et al., 2008).

Contexto semelhante encontra-se ao longo da cordilheira ocidental Laurentia para o desenvolvimento da margem passiva Norte Americana ocidental também relacionado ao rifteamento do Rodínia no Neoproterozoico. O rifteamento é evidenciado pelo espesso pacote de sucessões vulcânicas que variam entre 716-711 Ma a 685 Ma (Macdonald et al., 2010; Ferri et al., 1999; Lund et al., 2003) e os diamictitos depositados em ambiente glaciomarinho (Calkins and Butler, 1943; Crittenden et al., 1983; Link, 1983), em que Keeley et al. (2012) constataram que a deposição dos diamictitos foram sincrônicos com o vulcanismo basáltico final, e que por sua vez era contemporâneo ao vulcanismo silício, representado por clastos de vulcânicas félsicas e tufos.

A idade máxima limite dos diamictitos de 685 e 667 Ma, do médio Criogeniano, destaca que os estratos são mais jovens que os diamictitos Rapitan (715 Ma) no Canadá (Macdonald et al., 2010) e os diamictitos de Omã (711 Ma) (Bowring et al., 2007). Para Keeley et al., (2012) as glaciações se correlacionam às glaciações “Marioana” de 635 Ma (Macdonald et al., 2010; Petterson et al., 2011) pela razão de suas restrições ao limite superior “Sturtiana” de 660 Ma e o limite inferior “Marinoano” de 655 Ma, unido ao capeamento carbonático acima do diamictito superior, descrito por Corsetti and Lorentz (2006), contendo características estilo “Marinoano” similares àquelas datadas de 635 Ma no sul da China (Condon et al., 2005), Omã (Bowring et al., 2007) e Namíbia (Hoffman et al., 2004).

Enquanto que a correlação dos estratos de cerca de 715 Ma de idade referentes aos diamictitos Rapitan no Canadá (Macdonald et al., 2010) e os diamictitos de Omã (Bowring et al., 2007) de idade aproximada 711 Ma. Essas idades podem ser consistentes com uma glaciação “Sturtiana” do Criogeniano inferior.

Similarmente, outras evidências de bacias marinhas restritas abriram e fecharam ao longo da Faixa Damara, entre os crátons Kalahari e Congo, e ao

longo das faixas dobradas Ghats Oriental entre a Índia e Antártica Oriental, e, possivelmente, entre alguns outros pequenos blocos continentais (Johansson, 2014).

Já no final da construção do Oeste Gondawana, o último evento magmático da Faixa Paraguai Oriental, datado em ultramáficas alcalinas, forneceu idades de 577 Ma, sugerindo estar ligada às intrusões ultramáficas de Planalto da Serra que intrudem arenitos, siltitos e folhelhos do Grupo Cuiabá e Formação Puga no rifte Rio dos Cavalos, e que forneceram idades semelhantes em Ar-Ar, Rb/Sr e Sm/Nd por volta de 600 Ma (De Min et al., 2013)

Isto quer dizer que a abertura do Oceano Iapetus caracterizado pela separação do Cráton Amazônico do Laurentia ocorreu logo em seguida (580 Ma), conforme dados paleomagnéticos (Trindade et al., 2009), sugerindo que a alocação destas rochas ultramáficas alcalinas podem estar relacionadas a esta ruptura, assim como sugeriu De Min et al. (2013) para Planalto da Serra.

Tohver et al. (2012) relatam que a transição para uma plataforma, o rifteamento e a acreção se desenvolveram, independentes da ordem de evolução, periféricos ao longo de uma margem ativa do Gondwana Neoproterozoico.

Proveniência das fontes

O início da história geralmente reflete uma sedimentação madura, com o material proveniente de cráton, contendo pelitos, ou carbonatos em ambientes de maior quiescência. As Faixas Araguaia e Paraguai recebem a maioria dos aportes sedimentares do Cráton Amazônico (Moura et al., 2008 ; Dantas et al., 2009), assim como os dados encontrado para a Faixa Paraguai oriental.

As rochas sedimentares da Faixa Paraguai apresentam uma ampla variedade de valores TDM, sugestivo de uma mudança da área fonte durante a evolução da bacia e é o que se espera de processos tectono-magmáticos complexos. Os dados mostram no segmento noroeste da FP uma maior contribuição de uma fonte Paleoproterozoica e menor contribuição de fontes Meso a Neoproterozoica, e inferem-se processos tectônicos envolvidos durante a evolução da bacia (Dantas et al., 2009). As rochas mais antigas se comparam às assinaturas Nd do Cráton Amazonas, predominantemente na Província da Amazônia Central, distantes mais que 1000 km a norte desta porção da FP. As idades modelo TDM entre 1.6 e 2.1 Ga são provavelmente relacionadas à mistura da porção central Amazoniana com outras fontes de regiões jovens das Províncias geocronológicas Amazônicas (Dantas et al., 2009) que possuem idades modelo compatíveis, tais como Ventuari-Tapajós, Rio Negro Juruena, Rondoniana e Sunsás (Geraldés, 2000; Tassinari et al., 2000; Santos et al., 2002, 2004).

As baixas idades modelo (1.50-1.68 Ga) da unidade superior siliciclástica marca a mais importante mudança nas assinaturas isotópicas Nd, indicando uma drástica mudança nos sedimentos provenientes da área fonte, e indicam a inversão da Bacia Paraguai, em um contexto de *foreland* (Dantas et al. 2009). Baseadas em idades modelo TDM, possivelmente as áreas fontes destas rochas sedimentares são da Província Rondonia-São Ignácio, que margeia a oeste-noroeste esta bacia sedimentar, ou oriundas das Faixas Araguaia e Brasília, segundo Dantas et al. (2009). Mas estes autores consideram preferencialmente este último como fornecedor deste intervalo TDM. Dados

obtidos por Dantas et al. (2007) também para as rochas do Grupo Cuiabá indicam contribuição Mesoproterozoica (1000-1200 Ma) e que podem ser correlacionadas com idades comuns dentro da Província Rondoniana e Sunsás na porção oeste do Cráton Amazônico (Tassinari and Macambira, 1999). Essa hipótese da inversão da Bacia Paraguai, foi comprovada por dados de zircão detriticos reportados por Babinsky et al. (2018), McGee et al. (2018), Bandeira et al. (2016).

Diamictitos

Os diamictitos que afloram na Faixa Paraguai oriental são interpretados como depositados em ambiente glacial e interglacial do Criogeniano, provavelmente no período entre a glaciação “Sturtiana” e “Marioana”, após a formação da plataforma carbonática, em ambientes de taludes com a formação de corridas de lama em ambientes turbidíticos, com a incorporação de calcários formados na plataforma rasa e posteriormente depositados em águas mais profundas.

A capa carbonática do Grupo Araras depositada após o último evento de glaciação global Criogeniana, relacionada à hipótese do snowball/slushball Earth (Hoffman and Schrag, 2002; Nogueira and Riccomini, 2006; Nogueira et al., 2007; Soares and Nogueira, 2008) revelam idades Pb/Pb de 627 Ma (Babinsky et al., 2006) o que suporta a correlação quimioestratigráfica de isótopos de carbono à deposição carbonática após a última glaciação Criogeniana (Marinoana) de 635 Ma (Nogueira, 2003; Alvarenga et al., 2004; Halverson et al., 2004; Nogueira et al., 2007). Essa deposição é encontrada em sucessões neoproterozoicas de várias partes do mundo, interpretada como um evento de precipitação sincrônica após a glaciação global.

Diamictitos foram transportados durante a fase marinha e glacial da bacia cobrindo a margem do Cráton Amazônico, e as fontes para estas rochas sedimentares foram localizadas a oeste e noroeste e são representadas por rochas magmáticas e metamórficas dentro do Cráton Amazônico (Almeida, 1964). Os processos tectônicos atuantes na história deposicional da FP controlou as áreas fontes (Alvarenga and Trompette, 1992) e a sucessão influenciada glacialmente exibem três principais ambientes deposicionais: plataforma, talude e talude externo (Alvarenga and Trompette, 1992).

Conclusões

Análises U-Pb em grãos detriticos de zircão são importante ferramenta na geração de grande volume de dados para estudos de proveniência e derivação crustal pelo rifteamento extensivo até forma uma margem passiva. Seu aspecto geral incorpora e preserva as informações geocronológicas das fontes amostradas na área de captação da bacia.

As idades U-Pb de cristalização das rochas vulcanoclásticas associadas ao estudo dos zircões detriticos dos diamictitos permite compararmos ao mesmo ambiente encontrado no Canadá Ártico, relacionada à glaciação Sturtiana.

Ao se avaliar dados regionais de grãos detriticos de zircão, ao invés de análises globais, observam-se ainda picos de idades, o que pode indicar a

importância do diversos retrabalhamentos crustais e da preservação mesmo em áreas restritas. Entretanto, sua disposição parece ser fortemente dependente do ambiente tectônico em que se depositaram os sedimentos. Os dados geocronológicos corroboraram sua interpretação anterior e estabeleceram limites cronológicos para o período de colisão.

As evidências glaciomarinhas da Faixa Paraguai formadas por carbonatos e diamictitos registram as três glaciações globais Neoproterozoicas existentes, Sturtiana referente aos diamictitos da Sequência Nova Xavantina, a Marinoana relacionados à Formação Puga e Gaskiers coerente com a Formação Serra Azul.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil pelos trabalhos de mapeamento executados e disponibilização dos aerolevantamentos geofísicos, bem como os colegas Antônio Frasca, João Olímpio, Débora Regina e Tiago Bandeira envolvidos no trabalho de campo e discussões posteriores, bem como a equipe técnica do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), em especial Érico Zacchi e o doutorando Rodrigo Rodrigo Schwantes. Agradecemos também as sugestões de Massimo Matteini.

Referências

- Allen, P.A. and Hoffman, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation: *Nature*, v. 433, p. 123–127, doi: 10.1038/nature03176.
- Almeida, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no proterozóico superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, n.40, p.285–293.
- Almeida, F. F. M. Geologia do centro-oste Mato-Grossense. *Boletins do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, Largo da Misericórdia, v.59, n.213/216, p.Irreg, il + mapas. 1964.
- Almeida, F. F. M. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 28.,1974, Porto Alegre. *Anais ... Porto Alegre: SBG*, 1974. v.4. p.11-12.
- Almeida, F. F. M.; Mantovani, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, n.47, p.451-458.
- Alvarenga, C. J. S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 28 out. - 04 nov. 1984, Rio de Janeiro. *Anais... Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro*, 1984. v.7, p.3258-3271.
- Alvarenga, C. J. S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, Umberto Giuseppe et al. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.183-193. ISBN 8590148211.
- Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.4, p.493-499.

Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.4, p.493-499, 1992.

Alvarenga, C. J. S.; Trompette, Roland. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.23, n.1, p. 18-30, 1993. il.

Alvarenga, C.J.S. (Coord.) et al. 2007. Geologia da Folha Nova Roma SD.23-V-C-VI Monte Alegre de Goiás SD.23-V-C-III Cavalcante SD.23-V-C-V. Escala 1:100.000: relatório final. Sistema de Informações Geográficas - SIG. rev. atual. Goiás: CPRM/UnB, CD-ROM. Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos.

Alvarenga, C.J.S.; Boggiani, P.C; Babinski, M.; Dardenne, M.A; Figueiredo, M.F; Dantas, E.L; Uhlein, A.; Santos, R.V; Sial, U.M. and Trompette, R. 2011. Glacially-em flor Sedimentação sedentária da Formação Puga, Grupo Cuiabá e o Grupo Jacadigo, e carbonatos associados dos grupos Araras e Corumbá, Faixa do Paraguai, Brasil. *Sociedade Geológica de Londres, Memoir 36*, 487-497.

Alvarenga, Carlos José Souza de. Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton: exemple de la chaine Paraguai d'age proterozoique superieur, Mato Grosso, Brèsil. Soutenue, 1990. 177f. Tese (Doutorado em Ciências)-Universite de Droit, d'Économie et des Sciences d'aix-Marseille, Faculte des Sciences et Techniques de St-Jerome, Soutenue, 1990.

Babinski, M.; Trindade, R. I.; Alvarenga, C. J. S; Boggiani, P. C.; Liu, D.; Santos, R. V. and Brito Neves, B. B. 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in Central Brazil: Mar del Plata, Argentina, SSAGI, VI South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts, CD-ROM.

Bandeira, J. et al. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, p.323–340, Mar.2012.

Bandeira, J.; McGee, B.; Nogueira, A.C.R.; Collins, A.S., and Trindade, R. I. F. 2011. Closure of the Neoproterozoic Clymene Ocean: sedimentar and detrital zircon geochronology evidence from the siliciclastic upper Alto Paraguai Group, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*.

Bowring, S.A.; Grotzinger, J.P.; Condon, D.J.; Ramezani, J. and Newall, M. 2007. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman: *American Journal of Science*, v. 307, p.1097-1145, doi:10.2475/10.2007.01.

Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, v.47, p.72-89, 2013.

Bühn, Bernhard, Pimentel, Márcio M., Matteini, Massimo, and Dantas, Elton L.. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1), 99-114. <https://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>

Calver, C.R., Black, L.P., Everard, J.L., Seymour, D.B., 2004. U–Pb zircon age constraints on Late Neoproterozoic glaciation in Tasmania. *Geology* 32, 893–896.

Cawood, P. A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69, 249–279.

Condon, D.; Zhu, M.; Bowring, S.A.; Wang, W.; Yang, A. and Jin, Y. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China: *Science*, v.308, p.95-98, doi:10.1126/science.1107765.

Cordani, U. G. et al. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v.15, n.3–4, p.396–407, 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>.

Corsetti, F.A.; Link, P.K. and Lorentz, N.J. 2007. ^{83}C chemostratigraphy of the Neoproterozoic succession near Pocatello, Idaho, U.S.A.: Implications for glacial chronology and regional correlations. In: Link, P.K. and Lewis, R.S. eds. *Proterozoic Geology of Western North America and Siberia: Society for Sedimentary Geology Special Publication 86*, p.193-205.

Crittenden, Jr., M.D., Coney, P.J. and Davies, G.H. 1980. (Eds) *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153, 490 pp

Dantas M.E., Armesto R.C.G, Adamy A. 2008. A Origem das Paisagens. In: Silva C.R. Ed. 2008. *Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro*. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 33-56. (Cap. 3).

Dantas, E. L. et al. 800Ma rifting in the Paraguay Belt, Central Brazil: U–Pb Shrimp age determination, Rodinia Break-up and implications for the connection with Avalonia Peri-Gondwana terranes. In: *Proceedings Geological Society of American, Annual Meeting Denver*. 2007. CD Rom.

Dantas, E. L. et al. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, v.170, p.1–12, 2009.

Dantas, E.L. and Martinelli, C.D. (2003). Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, n.4, v.1, p.168-169.

De Min, Angelo ; Hendriks, Bart ; Slejko, Francesca Federica & Comin-Chiaramonti, Piero; Girardi, V; Ruberti, Ettore ; Gomes, Celso ; D. Neder, Renato and Pinho, Francisco. (2013). Age of ultramafic high-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 41. p. 57-64. 10.1016/j.jsames.2012.06.010.

DePAOLO, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* v.291, p.193–196 (21 May 1981). doi:10.1038/291193a0.

Direen, N.G. and Crawford, A.J. 2003. Fossil seaward-dipping reflector sequences preserved in southeastern Australia: A 600 Ma volcanic passive margin in eastern Gondwanaland: *Journal of the Geological Society*, v.160, n.6, p.985-990.

Evans, D.A.D. 2009. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. *Geological Society, London, Special Publications 327*, 371–404. <http://dx.doi.org/10.1144/SP327.16>.

F.C. Calkins, B.S. Butler and V.C. Heikes. 1943. Geology and ore deposits of the Cottonwood-American Fork area, Utah, with sections on history and production. Professional Paper, 201. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp201>.

Fanning, Christopher and Link, Paul. 2008. Age constraints for the Sturtian Glaciation; data from the Adelaide Geosyncline, South Australia and Pocatello Formation, Idaho, USA. Geological Society of Australia Extended Abstracts. 91. 57-62.

Ferri, F.; Ress, C.; Nelson, J. and Legun, A. 1999. Geology and Mineral Deposits of the Northern Kechika Trough between Gataga River and the 60th Parallel: Geological Survey Branch, Mineral Resources Division, British Columbia Ministry of Energy and Mines Bulletin 107, 122 p.

Figueiredo, M. F.; Babinsky, M.; Alvarenga, C. J. and Pinho, F. E. C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: formação Serra Azul, v.8, n.2, DOI: 10.5327/Z262+-874X2008000200005.

Frimmel, H. E.; Basei, M. A. S.; Gaucher, C. 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. International Journal of Earth Sciences, v.100, n.2/Mar, p.323-354.

Gaucher, C., Boggiani, P., Sprechman, P., Sial, A., Fairchild, T., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. Precambrian, Res. n.120, p.241–278.

Geraldes, M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. USP, São Paulo, 193 p.

Gernon, T. M.; Hincks, T. K.; Tyrrell, T. ; Rohling, E. J. and Palmer, M. R. 2016. Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup. *Nature Geoscience* v.9, p.242–248. doi:10.1038/ngeo2632.

Gioia, S.M.C.L. and Pimentel, M.M.. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. An. Acad. Bras. Ciênc. [online]. 2000, vol.72, n.2, pp.219-245. ISSN 0001-3765. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652000000200009>.

Halverson, G.P. and Hurtgen, M.T. 2007. Ediacaran growth of the marine sulfate reservoir. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.263, n.1, p.32–44.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotope record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 117, 1181–1207.

Hoffman, P.F. and Schrag, D.P. 2000. Snowball Earth. *Sci. Amer.* 282 (1), 50–57.

Hoffman, P.F. and Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* 14, 129–155.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346.

Hoffmann, K.-H.; Condon, D.J.; Bowring, S.A. and Crowley, J.L. 2004. U Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoanglaciation. *Geol. Surv. Am.* 32–39, 817–820.

Johansson, Å. 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model-A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*. 244, p. 226-235. [10.1016/j.precamres.2013.10.012](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.10.012).

Keeley, J. A. et al. 2012. Pre to synglacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, v.5, n.1, p.128-150.

Kendall, B., Creaser, R.A., Gordon, G.W., Anbar, A.D., 2009. Re–Os and Mo isotope systematics of black shales from the Middle Proterozoic Velkerri and Wollgorang Formations, McArthur Basin, northern Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2534–2558.

Kendall, B., Creaser, R.A., Selby, D., 2006. Re–Os geochronology of postglacial black shales in Australia: constraints on the timing of “Sturtian” glaciation. *Geology* 34, 729–732.

Kendall, B.S.; Creaser, R.A.; Ross, G.M. and Selby, D. 2004. Constraints on the timing of Marinoan “Snowball Earth” glaciation by ^{187}Re – ^{187}Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial black shale in Western Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.* N.222, p.729–740.

Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Sohl, L.E., 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth’s coldest intervals? *Geology* 29, 443–446.

Kennedy, M.J., Runnegar, B., Prave, A.R., Hoffmann, K.-H., Arthur, M.A., 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology* 26, 1059–1063.

Kirschvink, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51–52.

Klein, C., Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. *Econ. Geol.* 88, 542–565.

Li, Z. X. et al. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, n.160, p.179–210.

Li, Z. X. et al. 2008. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia? New data from Hainan Island, south China. *Terra Nova*, n.20, p.154–164.

Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Halverson, G.P., 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sed. Geol.* 294, 219–232. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>.

Ludwig, K.R. 2003. User’s manual for isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft excel. Disponível em: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10027625576/>

Lund, K.; Aleinikoff, J.; Evans, K. and Fanning, C. 2003. SHRIMP U-Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere Supergroup, central Idaho: Implications for rifting of western Laurentia and synchronicity of Sturtian glacial deposits: *Geological Society of America Bulletin*, v.115, n.3, p.349-372, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0349:SUPGON>2.0.CO;2.

Luz, J.S. and Abreu Filho, W. 1978. Aspectos geológicos econômicos da Formação Araras do Grupo Alto Paraguai, MT. In: *Congr. Bras Geol.* 30, Recife. 1978. Anais ... Recife. SBG., p.1816-1826.

Macdonald, F.; Schmitz, M.; Crowley, J.; Roots, C.; Jones, D.; Maloof, A.; Strauss, J.; Cohen, P.; Jhonston, D. and Schrag, D. 2010. Calibrating the Cryogenian: Science, v.327, n. 5970, p. 1241-1243, doi:10.1126/science.1183325.

Macdonald, Graham ; D.H. Penney, Michael ; E. Mullaley, Michelle ; L. Cuconato, Amanda ; Drake, Corey ; Behm, David and Button, Duane. 2012. An Acute Bout of Self-Myofascial Release Increases Range of Motion Without a Subsequent Decrease in Muscle Activation or Force. *Journal of strength and conditioning research / National Strength and Conditioning Association*. 27. 10.1519/JSC.0b013e31825c2bc1.

Martinelli C. D. 1998. Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés- Nova Xavantina-MT. 1998. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro UNESP.

McGee, B.; Collins, A. S. and Trindade, R. I. F. 2012. G'Day Gondwana the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, <http://dx.DOI.org/10.1016/j.gr.2011.04.01>

McGee, B.; Collins, A. S. and Trindade, R. I. F. 2012. G'Day Gondwana the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v.21, n.2–3, <http://dx.DOI.org/10.1016/j.gr.2011.04.01>.

Moore, E. 1991. Southwest US-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis: *Geology*, v.19, n.5, p.425-428, doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0425:SUSEAS>2.3.CO;2.

Nogueira, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173p.

Nogueira, A.C.R. and Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras da Faixa Paraguai Norte, Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 623-640. Nogueira et al. 2003.

Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Trindade, R.I.F. and Fairchild, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chem. Geol.* 237, 168–190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.016>.

Osborne, G. C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Arl Basin, Paraguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brasil. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos Expandidos*. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. 1 CD Rom.

Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A. and Dantas, E. L. 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. and Wit, M. J., ed. *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region: Geological Society, London, Special Publications*, v.294. <http://dx.DOI.org/10.1144/SP294.161>.

Paixão, M.A.P. 2009. Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2009. 118 p. (Tese de Doutorado).

Petterson, R., Prave, A.R., Wernicke, B.P., and Fallick, A.E., 2011, The Neoproterozoic Noonday Formation, Death Valley region, California: Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 1317–1336.

Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Alvarenga, C. J. S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil: The role of late Precambrian–early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, v.80, p.217–238, DOI: 10.1016/S0301-9268(96)00016-2.

Pinho, F. E. 1990. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina - leste do Estado de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Natal. Anais... Natal: SBG, v.3. p.1316-1330.

Pisarevsky, Sergei; T.D. Wingate, Michael; McA. Powell, Chris; Johnson, Simon and Evans, David. (2003). Models of Rodinia assembly and fragmentation. Geological Society, London, Special Publications. 206. 35-55. 10.1144/GSL.SP.2003.206.01.04.

Prave, A.R. 1999. Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: The Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California: *Geology*, v. 27, p. 339–342, doi: 10.1130/0091-7613(1999) 027<0339:TDTCCCT>2.3.CO;2.

Ruiz, A.S. and Santos, A.A. 1999. O Domínio interno da faixa Paraguai na Região de Nova Xavantina –MT. Dados Preliminares., VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, 1999.

Samson, S.D.; Inglis, J.D.; D'Lemos, R.S.; Adomu, H.; Blichert-Toft, J. and Hefferan, K. 2004. Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926804002025>.

Silva, M. F. 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação(Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Tassinari, C.C.G. and Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, n.22, p.174-182.

Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B. and Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A. and Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution Of South America*, Rio de Janeiro, p.41-95.

Tohver, E. et al. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, n.21, p. 394–405,

Tohver, E.; Van der Pluijm, B.A.; Mezger, K.; Essene E.; Scandorala, J.E and Rizzotto, G.J. 2004. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon Craton. *Tectonics*. doi:10.1029/2003TC001563 (TC6004).

Trindade, R.I.F.; Font, E.; D'Agrella Filho, M.S.; Nogueira, A.C.R. and Riccomini, C., 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova* 15, 441–446. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00510.x>.

Trompette, R. 1994. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema, 350p.

Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precamb Res.*, n.82, p.101-112.

Wingate, M. T. D. and Giddings, J. W. 2000. Age and paleomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia–Laurentia connection at 755 Ma. *Precambrian Res.*, n.100, p.335–357.

Anexo 2 – Análises U-Pb em zircões (Artigo 4)

MO 084

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs	% U- Pb disc ⁴
036-Zir19	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	17	0.0056	0.301	125497	20.81	0.12089	0.71	6.077	1.04	0.3646	0.66	0.63	1969	25	2004	23	1987	18	-1.75
026-ZR50	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	20	0.0061	0.751	137018	24.62	0.12092	0.50	5.904	0.94	0.3541	0.70	0.75	1970	18	1954	24	1962	16	0.81
045-Zir24	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	10	0.0097	0.502	327066	14.85	0.12166	0.52	6.055	0.90	0.3609	0.63	0.71	1981	18	1987	22	1984	16	-0.30
051-Zir28	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	21	0.0040	0.755	85208	24.62	0.12194	0.80	6.148	1.26	0.3656	0.90	0.71	1985	28	2009	31	1997	22	-1.21
006-Zir03	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	20	0.0034	0.348	77464	22.58	0.12278	0.95	6.025	1.50	0.3559	1.10	0.73	1997	34	1983	37	1979	26	1.72
028-ZR52	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	9	0.0115	0.210	456016	20.85	0.12289	0.49	6.126	0.88	0.3615	0.63	0.72	1999	17	1989	22	1994	15	0.46
020-ZR46	Data >90% concordant (used for PDP and Concordia AGE YOUNGEST)	23	0.0032	0.234	65965	19.46	0.12300	0.80	6.011	1.18	0.3544	0.78	0.66	2000	28	1955	26	1977	20	2.24

Diamicte

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs	% U- Pb disc ⁴
005-ZR03	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	14	0.0036	0.225	93187	16.86	0.06963	0.68	1.435	1.05	0.1494	0.71	0.68	917	28	898	12	904	13	2.13
076-ZR60	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	7	0.0008	1.382	28881	15.11	0.07136	2.42	1.477	3.54	0.1501	2.56	0.72	968	97	902	43	921	42	6.83
020-ZR16	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	13	0.0008	0.222	29069	13.52	0.06955	1.79	1.456	2.66	0.1518	1.94	0.73	915	73	911	33	912	32	0.44
117-ZR93	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	19	0.0014	0.379	33537	19.82	0.07054	1.36	1.481	2.11	0.1522	1.58	0.75	944	55	913	27	922	25	3.25
064-ZR50	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	9	0.0015	0.280	67450	13.39	0.06981	1.09	1.466	1.81	0.1523	1.13	0.70	923	44	914	19	916	19	0.98
105-ZR83	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	10	0.0008	0.222	28755	12.75	0.06865	1.74	1.443	2.68	0.1524	2.00	0.75	888	71	914	34	907	32	-2.94
093-ZR73	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	10	0.0019	0.216	88066	25.07	0.06904	1.03	1.468	1.47	0.1542	0.99	0.67	900	42	924	17	917	18	-2.72
107-ZR85	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	10	0.0007	2.289	29092	15.40	0.06744	2.03	1.435	3.02	0.1543	2.20	0.73	851	83	925	38	904	36	-8.69
029-ZR23	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	9	0.0035	0.193	129810	13.94	0.07013	0.76	1.498	1.25	0.1549	0.92	0.74	932	31	929	16	930	15	0.39
133-ZR105	Data >90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE YOUNGEST calculation)	12	0.0008	0.210	22335	15.88	0.07108	1.65	1.529	2.53	0.1560	1.88	0.74	960	67	935	33	942	31	2.62

NX 1

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs	% U- Pb disc ⁴
029-ZR22	Data > 90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE calculation)	8	0,0016	0,247	54312	12,42	0,07249	0,77	1,811	1,11	0,1812	0,70	0,64	1000	31	983	13	975	14	3,64
033-ZR24	Data > 90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE calculation)	8	0,0019	0,380	73836	18,74	0,07188	0,91	1,801	1,74	0,1816	1,43	0,82	982	37	966	26	971	22	1,72
019-ZR14	Data > 90% concordant (used for PDP plot and Concordia AGE calculation)	16	0,0039	0,360	174761	50,88	0,07180	0,88	1,848	1,03	0,1864	1,33	0,81	980	36	992	24	989	21	-1,22
040-ZR31	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0008	0,874	26724	13,17	0,06956	0,84	1,408	1,16	0,1468	0,70	0,61	915	34	883	12	883	14	3,51
006-ZR3	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0010	0,408	34254	13,83	0,07180	1,67	1,472	3,89	0,1487	3,27	0,89	980	67	894	54	919	44	8,86
035-ZR26	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0006	0,360	18569	15,13	0,07422	2,74	1,542	4,51	0,1507	3,56	0,79	1048	109	905	80	947	55	13,04
030-ZR23	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0005	0,161	20191	20,99	0,07275	0,95	1,515	1,36	0,1510	0,89	0,66	1007	38	907	15	937	17	9,94
027-ZR20	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0004	0,242	13264	14,18	0,07282	0,82	1,542	1,24	0,1540	0,84	0,68	1003	33	923	15	947	15	7,99
037-ZR28	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	18	0,0026	0,420	69669	17,40	0,06994	1,11	1,577	1,68	0,1635	1,21	0,72	927	45	976	22	961	21	-5,35
007-ZR4	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0099	0,326	302991	14,94	0,07215	0,43	1,673	1,12	0,1681	0,96	0,86	990	17	1002	18	998	14	-1,18
005-ZR3	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0016	0,166	34967	19,20	0,07279	0,65	1,720	1,27	0,1713	1,02	0,81	1008	26	1019	19	1016	16	-1,11
049-ZR38	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	23	0,0056	0,301	85499	30,52	0,07325	0,69	1,733	2,80	0,1715	2,48	0,96	1021	28	1021	47	1021	33	0,04
024-ZR17	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0001	0,147	4663	12,99	0,07637	1,81	1,814	2,89	0,1722	1,96	0,73	1105	72	1024	37	1050	35	7,27
004-ZR2	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0013	0,194	74596	33,36	0,07264	0,69	1,727	1,13	0,1724	0,82	0,72	1004	28	1026	16	1019	15	-2,16
048-ZR37	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0004	0,241	13174	13,33	0,07688	1,07	1,834	1,52	0,1730	1,02	0,67	1118	42	1026	19	1058	20	8,02
019-ZR15	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0004	0,238	8507	21,10	0,07543	1,17	1,863	1,58	0,1791	1,00	0,63	1080	47	1062	19	1068	21	1,64
037-ZR28	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0001	0,145	2724	19,86	0,07653	2,19	1,977	3,43	0,1874	2,61	0,76	1109	86	1107	53	1108	46	0,16
034-ZR25	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0003	0,348	7706	15,27	0,08109	0,94	2,143	1,70	0,1916	1,37	0,81	1224	37	1130	28	1163	23	7,64
040-ZR31	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0014	0,206	83395	33,41	0,07971	1,26	2,204	2,32	0,2005	1,92	0,83	1190	49	1178	41	1182	32	0,98
034-ZR25	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0027	0,443	97565	13,74	0,08188	0,91	2,296	1,73	0,2033	1,42	0,82	1243	35	1193	31	1211	24	3,99
038-ZR29	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0101	0,453	310669	18,72	0,07968	0,65	2,396	1,93	0,2180	1,79	0,92	1189	25	1271	41	1241	28	-6,90
049-ZR38	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0003	0,390	7884	23,72	0,08801	0,97	2,766	1,84	0,2279	1,63	0,84	1383	37	1323	36	1346	29	4,29
024-ZR17	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0010	0,567	37267	15,29	0,10679	1,42	4,357	2,70	0,2878	2,27	0,84	1796	51	1630	65	1704	44	9,21
044-ZR33	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0049	0,378	220741	25,90	0,09529	0,80	3,802	1,39	0,2893	1,20	0,86	1534	22	1638	35	1593	22	-6,81
050-ZR39	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0002	0,788	6398	37,16	0,10676	1,13	4,388	2,95	0,2981	2,70	0,91	1745	41	1682	80	1710	48	3,81
009-ZR6	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	15	0,0142	0,613	282228	21,23	0,10774	0,56	4,561	1,50	0,3070	1,34	0,89	1762	20	1726	40	1742	25	2,04

015-ZR10	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	30	0,0138	0,781	171384	29,30	0,11373	0,45	4,853	1,63	0,3095	1,52	0,93	1860	16	1738	46	1794	27	6,55
013-ZR8	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	323	0,0068	0,567	7922	21,98	0,11150	3,93	4,763	4,88	0,3098	2,87	0,59	1824	139	1740	87	1778	80	4,62
003-ZR1	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0002	0,332	6934	15,23	0,10928	1,15	4,775	2,71	0,3168	2,42	0,89	1787	42	1774	75	1780	45	0,74
045-ZR34	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0004	0,259	12352	19,62	0,11223	0,74	4,971	1,32	0,3212	1,02	0,78	1836	27	1796	32	1814	22	2,20
053-ZR40	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0017	0,473	57945	13,53	0,11369	0,57	5,059	1,02	0,3227	0,76	0,74	1859	21	1803	24	1829	17	3,04
010-ZR7	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	369	0,0098	1,161	3244	16,26	0,12126	0,62	5,414	3,13	0,3238	3,05	0,97	1975	22	1808	96	1887	53	8,44
017-ZR12	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0041	0,617	121011	16,30	0,12202	0,57	5,471	1,46	0,3251	1,29	0,88	1986	20	1815	41	1896	25	8,62
030-ZR23	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	29	0,0033	0,528	68867	24,27	0,11509	1,02	5,208	2,62	0,3281	2,39	0,91	1881	37	1829	76	1854	44	2,76
054-ZR41	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0044	0,495	231873	46,25	0,11346	0,44	5,299	0,91	0,3387	0,70	0,77	1856	16	1880	23	1869	15	-1,33
035-ZR30	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0014	0,404	40361	16,15	0,12174	0,65	5,716	1,08	0,3405	0,77	0,71	1982	23	1889	25	1934	19	4,68
027-ZR20	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0088	0,612	171813	18,87	0,11672	0,97	5,537	1,68	0,3440	1,31	0,78	1907	35	1906	43	1906	29	0,04
018-ZR13	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	137	0,0068	1,372	4037	11,39	0,13192	0,60	6,339	3,16	0,3485	3,08	0,97	2124	21	1927	102	2024	55	9,24
028-ZR21	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0052	0,812	169371	14,25	0,11741	0,88	5,787	1,44	0,3574	1,07	0,75	1917	32	1970	36	1944	25	-2,75
038-ZR29	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	13	0,0007	0,365	17235	20,99	0,12219	0,66	6,050	1,31	0,3591	1,07	0,82	1989	24	1978	36	1983	23	0,54
046-ZR35	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0006	0,509	21219	14,74	0,12203	0,62	6,060	1,42	0,3602	1,22	0,86	1986	22	1983	42	1985	25	0,16
048-ZR37	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0049	0,393	159956	14,13	0,12104	0,62	6,092	1,98	0,3650	1,84	0,93	1972	22	2006	63	1989	34	-1,74
046-ZR35	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	23	0,0038	0,960	70025	23,59	0,11558	0,49	5,827	1,85	0,3656	1,75	0,94	1889	18	2009	60	1950	32	-6,35
044-ZR33	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	12	0,0008	0,325	21163	18,94	0,12098	0,62	6,155	1,21	0,3689	0,98	0,80	1971	22	2024	34	1998	21	-2,72
056-ZR43	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0020	0,257	73972	13,10	0,12091	0,49	6,206	1,07	0,3722	0,88	0,82	1970	18	2040	31	2005	19	-3,55
025-ZR18	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	7	0,0011	0,577	41728	12,26	0,13611	1,34	7,072	2,29	0,3768	1,82	0,79	2178	46	2061	64	2120	40	5,37
004-ZR1	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0025	0,667	60901	18,33	0,13002	0,78	6,794	1,93	0,3789	1,73	0,89	2096	27	2071	61	2085	34	1,29
045-ZR34	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	29	0,0075	0,602	138278	21,35	0,12039	0,48	6,303	1,25	0,3797	1,09	0,87	1982	17	2075	39	2019	22	-5,76
005-ZR2	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	16	0,0041	0,634	65495	27,16	0,12133	0,51	6,425	1,70	0,3840	1,58	0,93	1976	18	2095	56	2036	30	-6,03
020-ZR15	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	19	0,0037	0,739	96281	19,19	0,12071	0,91	6,423	2,34	0,3859	2,12	0,91	1967	32	2104	76	2035	41	-6,96
026-ZR19	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	17	0,0013	0,640	216385	86,38	0,12428	1,44	6,652	3,47	0,3882	3,13	0,90	2019	51	2114	112	2066	60	-4,74
035-ZR30	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	50	0,0086	0,586	60926	38,91	0,12099	0,65	6,478	1,63	0,3883	1,45	0,89	1971	23	2115	52	2043	28	-7,30
047-ZR36	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0016	0,246	44311	16,74	0,12823	0,47	6,894	1,09	0,3899	0,91	0,83	2074	17	2122	33	2098	19	-2,34
047-ZR36	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0021	0,913	79877	15,90	0,12179	0,80	6,687	2,46	0,3982	2,30	0,93	1983	28	2161	84	2071	43	-8,99
029-ZR22	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0034	0,789	119569	15,48	0,12220	1,34	6,725	2,05	0,3991	1,50	0,73	1989	47	2165	55	2076	36	-8,86
025-ZR18	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0005	0,882	17917	15,79	0,15629	0,74	9,380	1,99	0,4353	1,80	0,91	2416	25	2329	70	2376	36	3,58

017-ZR13	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	14	0,0029	0,561	55072	20,96	0,16870	0,50	11,125	1,13	0,4783	0,94	0,83	2546	17	2520	30	2534	21	0,99
036-ZR27	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0007	0,168	15336	17,55	0,18513	0,61	12,830	1,35	0,4648	1,15	0,85	2699	20	2591	40	2652	25	4,01
035-ZR26	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	17	0,0011	0,087	20809	20,50	0,16831	0,64	11,664	1,36	0,5026	1,14	0,84	2541	21	2625	40	2578	25	-3,31
006-ZR4	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0028	0,032	86704	13,94	0,17288	0,51	11,982	1,09	0,5026	0,89	0,82	2586	17	2625	38	2603	20	-1,52
023-ZR16	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	6	0,0019	0,408	82955	11,40	0,18245	0,89	12,745	2,22	0,5066	2,00	0,90	2675	29	2642	87	2661	41	1,24
055-ZR42	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	8	0,0012	0,295	48556	18,33	0,18240	0,47	13,035	1,17	0,5183	1,01	0,86	2675	16	2692	44	2682	22	-0,64
007-ZR5	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0015	0,275	43430	16,55	0,18445	0,54	13,239	1,32	0,5205	1,14	0,87	2693	18	2701	50	2697	25	-0,30
015-ZR11	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0047	0,193	183725	19,63	0,18822	0,49	13,515	0,99	0,5207	0,78	0,78	2727	16	2702	34	2716	19	0,89
043-ZR32	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0020	0,338	50003	17,52	0,18836	0,57	13,771	1,04	0,5302	0,79	0,76	2728	19	2742	35	2734	20	-0,53
010-ZR8	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0009	0,234	30758	22,73	0,18556	0,77	13,622	1,71	0,5324	1,48	0,86	2703	25	2752	66	2724	32	-1,79
008-ZR6	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0024	0,144	69068	15,76	0,17873	0,58	13,142	1,03	0,5333	0,77	0,75	2641	19	2755	35	2690	19	-4,32
009-ZR7	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0017	0,599	48848	15,71	0,18751	0,70	14,080	1,40	0,5446	1,16	0,83	2720	23	2803	53	2755	26	-3,02
016-ZR12	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0018	0,451	60270	21,99	0,19785	0,51	15,400	1,30	0,5645	1,14	0,88	2809	17	2885	53	2840	25	-2,72
026-ZR19	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	9	0,0018	0,279	460721	83,62	0,20458	0,52	16,186	1,10	0,5738	0,90	0,82	2863	17	2923	42	2888	21	-2,10
014-ZR10	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	11	0,0045	0,212	142831	22,41	0,21758	0,52	17,420	0,99	0,5806	0,75	0,76	2963	17	2951	36	2958	19	0,39
013-ZR9	Data > 90% concordant (used for PDP plot)	10	0,0031	0,392	85875	17,32	0,20643	0,59	16,682	1,09	0,5861	0,83	0,77	2878	19	2973	40	2917	21	-3,33
043-ZR32	Data < 90% Concordant	11	0,0011	0,820	37994	14,31	0,09294	1,24	2,876	2,14	0,2244	1,71	0,80	1487	47	1305	40	1376	32	12,20
036-ZR27	Data < 90% Concordant	39	0,0070	0,561	73967	29,06	0,12149	0,46	4,514	1,83	0,2694	1,74	0,95	1978	16	1538	47	1733	30	22,25
016-ZR11	Data < 90% Concordant	39	0,0038	0,249	61964	24,60	0,08309	1,33	2,065	2,83	0,1803	2,47	0,87	1271	52	1068	49	1137	38	15,96
014-ZR9	Data < 90% Concordant	167	0,0029	1,103	12067	47,78	0,07175	1,84	2,881	2,99	0,2912	2,33	0,78	979	74	1648	67	1377	45	-68,34
058-ZR45	Data < 90% concordant	25	0,0031	0,210	29654	26,59	0,13252	0,58	6,011	1,29	0,3290	1,09	0,84	2132	20	1833	35	1978	22	13,99
057-ZR44	Data < 90% concordant	119	0,0015	0,696	881	6,86	0,12240	0,60	4,435	1,49	0,2628	1,31	0,88	1991	21	1504	35	1719	24	24,48
033-ZR24	Data < 90% concordant	9	0,0004	0,469	11856	14,01	0,09666	0,97	3,439	1,72	0,2503	1,37	0,80	1618	36	1440	35	1513	27	11,00
018-ZR14	Data < 90% concordant	50	0,0015	0,543	2442	12,23	0,12190	0,64	4,445	1,84	0,2644	1,68	0,92	1984	23	1513	45	1721	30	23,77
060-PAD1	Secondary standard	6	0,0002	0,165	6496	11,74	0,06416	1,80	0,956	2,40	0,1081	1,54	0,64	747	75	662	19	681	24	11,41
050-PAD1	Secondary standard	11	0,0019	0,693	66508	13,13	0,06266	0,97	1,017	1,99	0,1178	1,70	0,85	697	41	718	23	713	20	-2,98
003-PAD1	Secondary standard	11	0,0027	0,718	109846	19,11	0,06307	0,67	1,010	1,63	0,1161	1,43	0,88	711	29	708	19	709	17	0,37

MO 114

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs	% U- Pb disc ⁴
080-ZR59	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0027	0,301	90433	17,42	0,11440	1,28	5,491	1,72	0,3481	1,09	0,63	1871	46	1925	36	1899	29	-2,94
078-ZR57	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0025	0,392	98384	13,67	0,11513	0,98	5,447	1,49	0,3431	1,07	0,71	1882	35	1902	35	1892	25	-1,05
077-ZR56	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0019	0,434	101383	36,35	0,11564	0,96	5,239	1,47	0,3286	1,05	0,72	1890	34	1831	34	1859	25	3,09
076-ZR55	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0010	0,450	35249	14,77	0,11475	1,31	5,345	2,04	0,3378	1,52	0,74	1876	47	1876	49	1876	35	0,00
075-ZR54	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	14	0,0027	0,445	99362	16,68	0,11534	0,83	5,383	1,56	0,3385	1,27	0,81	1885	30	1879	41	1882	27	0,32
074-ZR53	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0024	0,375	81419	16,86	0,11471	0,89	5,416	1,60	0,3424	1,28	0,80	1875	32	1898	42	1887	27	-1,22
073-ZR52	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	6	0,0031	1,857	137583	12,70	0,12439	0,95	6,473	1,64	0,3774	1,29	0,78	2020	33	2064	45	2042	29	-2,17
070-ZR51	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	16	0,0022	0,554	73574	23,67	0,12091	1,06	5,868	1,70	0,3520	1,27	0,75	1970	38	1944	42	1957	29	1,31
069-ZR50	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0021	0,415	58094	21,63	0,11317	1,11	5,305	1,68	0,3399	1,21	0,72	1851	40	1886	39	1870	29	-1,91
068-ZR49	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	9	0,0034	0,291	150976	12,68	0,11433	0,77	5,484	1,41	0,3479	1,12	0,79	1869	28	1924	37	1898	24	-2,95
066-ZR47	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	23	0,0042	0,294	97419	23,22	0,11322	0,85	4,650	1,96	0,2979	1,73	0,88	1852	31	1681	51	1758	32	0,24
064-ZR45	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	14	0,0024	0,355	85102	17,40	0,11939	0,98	6,398	2,29	0,3886	2,04	0,89	1947	35	2116	73	2032	40	-8,70
060-ZR44	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0018	0,709	53133	24,91	0,11402	1,19	5,343	1,91	0,3398	1,45	0,76	1864	43	1886	47	1876	32	-1,15
059-ZR43	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	16	0,0026	0,385	72851	19,88	0,11484	1,11	5,441	1,75	0,3436	1,29	0,74	1877	40	1904	43	1891	30	-1,42
058-ZR42	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0024	0,380	78976	16,39	0,11441	0,96	5,451	1,61	0,3455	1,24	0,77	1871	34	1913	41	1893	27	-2,28
057-ZR41	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0034	0,350	85346	16,22	0,12138	0,76	6,179	1,33	0,3692	1,02	0,77	1977	27	2026	35	2001	23	-2,48
056-ZR40	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	14	0,0022	0,491	63078	17,21	0,11578	0,87	5,460	1,43	0,3420	1,07	0,75	1892	31	1896	35	1894	24	-0,22
055-ZR39	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0041	0,430	127649	16,05	0,11378	0,72	5,503	1,26	0,3507	0,96	0,76	1861	26	1938	32	1901	22	-4,17
054-ZR38	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	22	0,0020	0,527	45122	22,26	0,11998	0,92	6,184	1,53	0,3738	1,17	0,76	1956	33	2047	41	2002	27	-4,66
053-ZR37	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0043	0,233	310759	56,65	0,11451	0,78	5,298	1,31	0,3355	0,99	0,76	1872	28	1865	32	1869	22	0,38
050-ZR36	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0023	0,442	266821	73,22	0,11635	1,17	5,413	1,70	0,3374	1,17	0,69	1901	42	1874	38	1887	29	1,40
049-ZR35	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0024	0,401	78418	15,23	0,11572	0,86	5,516	1,55	0,3457	1,23	0,80	1891	31	1914	41	1903	26	-1,22
048-ZR34	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	9	0,0029	0,494	118240	13,14	0,11622	0,92	5,552	1,41	0,3464	1,01	0,71	1899	33	1918	33	1909	24	-0,99
047-ZR33	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0035	0,552	128713	15,03	0,12065	0,74	6,138	1,20	0,3690	0,87	0,73	1966	26	2024	30	1996	21	-2,98
046-ZR32	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	16	0,0023	0,343	67555	16,84	0,11587	0,90	5,402	1,55	0,3381	1,21	0,78	1893	32	1878	39	1885	26	0,83
045-ZR31	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	16	0,0036	0,456	109587	16,79	0,11421	0,74	5,425	1,29	0,3445	0,99	0,77	1868	27	1908	33	1889	22	-2,18

044-ZR30	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0026	0,405	104225	16,56	0,11518	0,82	5,476	1,41	0,3448	1,09	0,77	1883	29	1910	36	1897	24	-1,45
040-ZR29	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	9	0,0021	0,396	103907	28,84	0,11539	1,13	5,430	1,66	0,3413	1,19	0,71	1886	40	1893	39	1890	29	-0,36
039-ZR28	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0024	0,392	94105	12,67	0,11560	0,88	5,478	1,37	0,3437	0,98	0,71	1889	32	1904	32	1897	23	-0,79
038-ZR27	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0029	0,486	82391	17,78	0,12168	0,85	6,189	1,33	0,3689	0,95	0,71	1981	30	2024	33	2003	23	-2,18
037-ZR26	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	17	0,0018	0,459	55355	18,99	0,11558	1,08	5,463	1,55	0,3428	1,05	0,68	1889	39	1900	35	1895	26	-0,60
036-ZR25	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0023	0,251	76835	17,43	0,19071	0,76	13,651	1,40	0,5267	1,11	0,80	2748	25	2726	49	2740	26	0,75
035-ZR24	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0038	0,375	141804	16,43	0,11461	0,76	5,499	1,26	0,3479	0,94	0,74	1674	27	1925	31	1900	22	-2,72
034-ZR23	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0030	0,396	92463	15,12	0,11481	0,71	5,458	1,22	0,3448	0,92	0,75	1877	25	1910	30	1894	21	-1,74
033-ZR22	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0028	0,402	128716	26,32	0,11560	0,94	5,471	1,59	0,3432	1,23	0,77	1889	34	1902	40	1896	27	-0,67
028-ZR20	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0032	0,443	92843	17,23	0,11387	0,65	5,311	1,14	0,3382	0,86	0,76	1862	23	1876	26	1871	19	-0,86
027-ZR19	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	7	0,0034	0,465	147905	14,68	0,11483	0,60	5,451	1,10	0,3442	0,84	0,77	1877	21	1907	28	1893	19	-1,59
026-ZR18	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0024	0,428	109823	27,87	0,11388	1,28	5,395	1,77	0,3435	1,16	0,66	1862	46	1904	38	1884	30	-2,22
025-ZR17	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	28	0,0030	0,378	56040	24,92	0,11715	0,79	5,581	1,31	0,3455	0,98	0,75	1913	28	1913	32	1913	23	0,00
024-ZR16	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0037	0,425	217416	46,82	0,11313	0,71	5,392	1,17	0,3456	0,85	0,73	1850	26	1914	26	1884	20	-3,43
020-ZR15	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0041	0,339	129331	16,64	0,11414	0,76	5,568	1,31	0,3538	1,00	0,76	1866	27	1953	34	1911	22	-4,61
019-ZR14	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	14	0,0059	0,447	191147	17,47	0,11983	0,71	6,082	1,16	0,3681	0,84	0,72	1954	25	2020	29	1988	20	-3,41
018-ZR13	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	19	0,0032	0,373	115130	31,79	0,11397	0,74	5,466	1,33	0,3478	1,03	0,78	1864	27	1924	34	1895	23	-3,24
017-ZR12	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0049	0,416	204192	14,33	0,11413	0,54	5,485	0,97	0,3485	0,71	0,74	1866	19	1928	24	1898	17	-3,29
016-ZR11	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	17	0,0022	0,520	48415	20,75	0,11374	1,01	5,409	1,51	0,3449	1,06	0,70	1860	36	1910	35	1886	26	-2,70
015-ZR10	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0051	0,228	155571	15,20	0,11365	0,68	5,418	1,10	0,3457	0,79	0,72	1859	24	1914	26	1888	19	-2,99
014-ZR9	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	10	0,0030	0,472	120149	17,66	0,11276	0,89	5,559	1,43	0,3575	1,06	0,74	1844	32	1970	36	1910	24	-6,83
013-ZR8	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0029	0,303	113271	14,82	0,11340	0,89	5,465	1,56	0,3495	1,23	0,79	1855	32	1932	41	1895	27	-4,18
010-ZR7	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	8	0,0035	0,401	143139	12,09	0,11379	0,94	5,481	1,38	0,3494	0,93	0,68	1861	34	1932	31	1898	24	-3,80
009-ZR6	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	15	0,0029	0,683	1349582	93,34	0,11442	0,92	5,436	1,36	0,3446	0,94	0,69	1871	33	1909	31	1891	23	-2,02
008-ZR5	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	12	0,0046	0,430	183963	14,44	0,11442	0,72	5,590	1,22	0,3543	0,91	0,75	1871	26	1955	31	1915	21	-4,51
007-ZR4	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	11	0,0032	0,509	117048	15,67	0,11385	1,02	5,632	1,56	0,3587	1,13	0,72	1862	36	1976	38	1921	27	-6,15
006-ZR3	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	10	0,0037	0,682	115223	15,96	0,12146	0,58	6,282	1,09	0,3751	0,84	0,78	1978	20	2053	30	2016	19	-3,82
005-ZR2	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	7	0,0062	0,535	323724	16,09	0,11427	0,40	5,560	0,87	0,3529	0,67	0,78	1868	15	1948	23	1910	15	-4,28
004-ZR1	Data used for Wetherill plot and probability density diagram	13	0,0042	0,368	150824	13,99	0,11438	0,64	5,410	1,08	0,3430	0,79	0,73	1870	23	1901	26	1886	18	-1,66
063-91500	Secondary standard	16	0,0006	0,203	29508	14,92	0,07540	2,20	1,843	3,08	0,1773	2,13	0,69	1079	87	1052	41	1061	40	2,51

043-91500	Secondary, standard	16	0,0010	0,205	28450	18,05	0,07702	1,47	1,833	2,17	0,1728	1,56	0,72	1122	58	1028	30	1057	28	8,50
023-91500	Secondary, standard	16	0,0012	0,204	40421	15,15	0,07531	1,10	1,814	1,77	0,1747	1,34	0,76	1077	44	1038	26	1051	23	3,80
003-91500	Secondary, standard	11	0,0015	0,202	84929	28,86	0,07568	1,13	1,846	1,81	0,1769	1,09	0,68	1087	45	1050	21	1062	21	3,39
079-ZR58	Bad analysis or data less concordant than 90%	22	0,0018	0,197	40737	21,65	0,11968	1,08	3,722	2,22	0,2249	1,91	0,86	1956	38	1308	45	1578	35	33,13
067-ZR48	Bad analysis or data less concordant than 90%	26	0,0032	0,264	74617	22,08	0,11985	0,80	4,833	2,22	0,2924	2,04	0,92	1954	28	1654	59	1791	37	15,37
065-ZR46	Bad analysis or data less concordant than 90%	24	0,0015	0,453	41239	20,81	0,10997	1,29	5,534	2,66	0,3649	2,30	0,86	1799	47	2005	79	1908	45	-11,48
030-ZR21B	Bad analysis or data less concordant than 90%	70	0,0041	0,188	4852	9,49	0,12207	0,67	1,644	2,84	0,0977	2,73	0,96	1987	24	601	31	987	36	69,77
029-ZR21N	Bad analysis or data less concordant than 90%	29	0,0055	0,362	108497	20,12	0,12114	0,58	3,975	1,92	0,2379	1,79	0,93	1973	21	1376	44	1629	31	30,27

NX 4

Sample	Comments	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs	% U- Pb disc ⁴
015-ZR10	Used to plot probability density diagram	18	0.0033	0.268	79391	20.79	0.12861	0.72	6.747	1.25	0.3799	0.96	0.77	2082	25	2076	34	2079	22	0.29
028-ZR19	Used to plot probability density diagram	5	0.0023	0.743	323301	65.75	0.12250	0.78	6.081	1.14	0.3600	0.75	0.66	1993	27	1982	26	1988	20	0.55
057-ZR37	Used to plot probability density diagram	15	0.0051	0.481	151348	17.30	0.10999	0.71	5.022	1.08	0.3311	0.71	0.66	1799	26	1844	23	1823	18	-2.48
019-ZR13	Used to plot probability density diagram	19	0.0024	0.837	48869	21.19	0.11037	0.84	5.034	1.35	0.3308	0.99	0.74	1805	30	1842	32	1825	23	-2.04
004-ZR1	Used to plot probability density diagram	30	0.0011	0.374	17916	27.89	0.11267	1.36	5.121	2.05	0.3296	1.49	0.73	1843	49	1837	48	1840	35	0.34
024-ZR15	Used to plot probability density diagram	10	0.0041	0.512	152844	16.84	0.10828	0.62	4.892	1.01	0.3277	0.71	0.70	1771	23	1827	23	1801	17	-3.19
033-ZR22	Used to plot probability density diagram	9	0.0025	0.514	112908	13.40	0.11067	0.64	5.007	1.12	0.3275	0.85	0.75	1814	23	1826	27	1820	19	-0.69
086-ZR56	Used to plot probability density diagram	8	0.0026	0.452	119857	10.49	0.11095	0.74	5.007	1.15	0.3273	0.80	0.70	1815	27	1825	25	1821	19	-0.56
067-ZR43	Used to plot probability density diagram	23	0.0021	0.490	21410	31.23	0.10873	0.97	4.904	1.56	0.3270	1.16	0.75	1778	35	1824	37	1803	26	-2.57
053-ZR33	Used to plot probability density diagram	9	0.0020	0.548	63021	18.86	0.11157	0.99	5.018	1.60	0.3262	1.21	0.75	1825	36	1820	36	1822	27	0.29
075-ZR48	Used to plot probability density diagram	15	0.0023	0.721	71433	20.38	0.10980	0.73	4.915	1.21	0.3247	0.89	0.74	1796	26	1812	26	1805	20	-0.91
069-ZR45	Used to plot probability density diagram	19	0.0011	0.336	29228	19.97	0.11210	1.55	4.960	2.21	0.3222	1.53	0.69	1834	56	1800	48	1816	37	1.82
058-ZR38	Used to plot probability density diagram	15	0.0031	0.446	77906	18.49	0.10884	0.70	4.824	1.17	0.3214	0.87	0.74	1780	25	1797	27	1789	20	-0.93
059-ZR39	Used to plot probability density diagram	16	0.0019	0.480	51272	24.24	0.10908	0.96	4.827	1.45	0.3210	1.03	0.71	1784	35	1794	32	1790	24	-0.58
050-ZR32	Used to plot probability density diagram	17	0.0028	0.541	72504	18.94	0.09588	1.07	3.935	1.55	0.2976	1.05	0.68	1545	40	1679	31	1621	25	-8.67
048-ZR31N	Used to plot probability density diagram	20	0.0043	0.420	104914	20.58	0.09611	0.68	3.814	1.15	0.2878	0.85	0.74	1550	26	1631	24	1596	18	-5.20
027-ZR18	Used to plot probability density diagram	11	0.0039	0.328	164679	15.79	0.09615	0.56	3.805	1.13	0.2870	0.91	0.80	1551	21	1626	26	1594	18	-4.87
055-ZR35	Used to plot probability density diagram	5	0.0042	0.617	209202	11.52	0.09577	0.70	3.784	1.36	0.2866	1.10	0.81	1543	26	1624	32	1589	22	-5.25
014-ZR9	Used to plot probability density diagram	11	0.0039	0.329	112236	16.29	0.09634	0.55	3.799	1.00	0.2860	0.75	0.75	1554	21	1622	21	1593	16	-4.32
017-ZR12N	Used to plot probability density diagram	18	0.0040	0.326	118857	20.08	0.09594	0.74	3.771	1.08	0.2851	0.88	0.64	1547	28	1617	20	1587	17	-4.54
049-ZR31B	Used to plot probability density diagram	23	0.0040	0.451	68341	25.87	0.09661	0.64	3.767	1.06	0.2828	0.75	0.71	1560	24	1605	21	1586	17	-2.94
018-ZR12B	Used to plot probability density diagram	47	0.0020	1.025	12991	57.11	0.09630	0.94	3.748	1.29	0.2823	0.80	0.62	1554	35	1603	23	1582	21	-3.16
030-ZR21	Used to plot probability density diagram	8	0.0023	0.447	90840	12.86	0.09595	0.76	3.717	1.16	0.2810	0.79	0.68	1547	29	1596	22	1575	18	-3.21
078-ZR50B	Used to plot probability density diagram	48	0.0039	0.534	17683	49.87	0.09541	1.37	3.697	2.28	0.2810	1.76	0.78	1536	51	1596	50	1571	36	-3.91
039-ZR27N	Used to plot probability density diagram	14	0.0060	0.451	219263	39.34	0.09751	0.74	3.766	1.14	0.2801	0.79	0.69	1577	27	1592	22	1585	18	-0.93
038-ZR26	Used to plot probability density diagram	16	0.0019	0.564	61473	16.51	0.09547	0.86	3.679	1.41	0.2795	1.05	0.75	1537	32	1589	30	1567	22	-3.35
013-ZR8	Used to plot probability density diagram	14	0.0066	0.214	146479	18.97	0.09561	0.50	3.663	0.86	0.2794	0.59	0.68	1540	19	1588	17	1568	14	-3.12

020-ZR14	Used to plot probability density diagram	12	0.0032	0.482	102381	15.14	0.09511	0.81	3,641	1.30	0.2776	0.95	0.73	1530	30	1579	26	1559	21	-3.21
083-ZR53	Used to plot probability density diagram	13	0.0012	0.410	34695	17.04	0.09580	1.18	3,694	1.82	0.2773	1.33	0.73	1560	44	1578	37	1570	29	-1.17
025-ZR16	Used to plot probability density diagram	16	0.0016	0.486	38098	21.07	0.09317	0.95	3,554	1.43	0.2786	1.01	0.70	1491	36	1574	28	1539	23	-5.57
068-ZR44	Used to plot probability density diagram	15	0.0013	0.199	71795	50.42	0.09326	1.23	3,551	1.81	0.2762	1.28	0.71	1493	46	1572	36	1539	29	-5.28
060-ZR40	Used to plot probability density diagram	23	0.0044	0.384	63779	22.50	0.09463	0.58	3,583	1.07	0.2746	0.83	0.77	1521	22	1564	23	1546	17	-2.85
077-ZR50N	Used to plot probability density diagram	15	0.0026	0.557	69286	18.45	0.09574	0.79	3,624	1.27	0.2745	0.92	0.72	1543	30	1564	25	1555	20	-1.35
079-ZR51	Used to plot probability density diagram	14	0.0012	0.480	35729	18.39	0.09490	1.43	3,566	2.08	0.2725	1.47	0.71	1526	53	1553	40	1542	33	-1.78
084-ZR54	Used to plot probability density diagram	6	0.0007	0.216	31207	15.66	0.09733	1.52	3,643	2.41	0.2715	1.83	0.76	1574	57	1548	50	1559	38	1.61
016-ZR11	Used to plot probability density diagram	20	0.0018	0.435	46721	29.73	0.09341	0.88	3,464	1.42	0.2713	1.05	0.74	1496	33	1547	29	1526	22	-3.41
064-ZR41	Used to plot probability density diagram	17	0.0013	0.533	37298	18.12	0.09490	1.14	3,537	1.58	0.2703	1.02	0.65	1526	43	1542	28	1536	25	-1.07
056-ZR36	Used to plot probability density diagram	6	0.0022	0.447	101860	25.82	0.09622	1.16	3,573	1.72	0.2693	1.21	0.70	1552	43	1537	33	1544	27	0.86
044-ZR28	Used to plot probability density diagram	15	0.0029	0.259	85628	16.38	0.09517	0.63	3,568	1.17	0.2691	0.91	0.78	1551	24	1536	25	1542	18	0.97
037-ZR25	Used to plot probability density diagram	8	0.0012	0.445	39138	13.70	0.09797	1.40	3,623	1.97	0.2682	1.33	0.68	1586	52	1532	36	1555	31	3.41
005-ZR2	Used to plot probability density diagram	28	0.0026	0.400	54499	23.68	0.09536	0.70	3,507	1.09	0.2667	0.76	0.69	1535	26	1524	21	1529	17	0.72
054-ZR34	Used to plot probability density diagram	30	0.0040	0.360	60765	35.20	0.09113	0.74	3,308	1.24	0.2632	0.92	0.74	1449	28	1506	25	1483	19	-3.93
076-ZR49	Used to plot probability density diagram	14	0.0023	0.461	66641	17.88	0.09518	0.90	3,475	1.30	0.2620	0.87	0.67	1551	34	1500	23	1521	20	3.31
006-ZR3	Used to plot probability density diagram	25	0.0085	0.360	216329	30.77	0.09529	0.52	3,412	0.86	0.2597	0.58	0.67	1534	19	1488	15	1507	13	2.97
008-ZR5	Used to plot probability density diagram	38	0.0041	0.504	35610	33.40	0.09578	0.56	3,422	0.95	0.2591	0.67	0.71	1544	21	1485	18	1510	15	3.77
036-ZR24	Used to plot probability density diagram	8	0.0011	0.501	49752	11.85	0.08734	1.43	2,893	2.19	0.2403	1.61	0.74	1368	54	1388	40	1380	33	-1.47
026-ZR17	Used to plot probability density diagram	8	0.0027	0.232	104853	11.89	0.08588	0.77	2,791	1.36	0.2357	1.06	0.78	1335	30	1364	26	1353	20	-2.17
029-ZR20	Used to plot probability density diagram	7	0.0036	0.377	165106	12.59	0.08198	0.69	2,607	1.18	0.2307	0.89	0.75	1245	27	1338	21	1303	17	-7.47
070-ZR46	Used to plot probability density diagram	14	0.0007	0.271	20925	18.74	0.08602	2.32	2,700	3.43	0.2276	2.50	0.73	1339	89	1322	60	1329	50	1.23
085-ZR55	Used to plot probability density diagram	12	0.0027	0.295	204359	52.10	0.08475	0.83	2,643	1.26	0.2261	0.86	0.69	1310	32	1314	21	1313	18	-0.34
046-ZR29	Used to plot probability density diagram	15	0.0007	0.264	20449	22.77	0.08665	1.80	2,648	2.79	0.2216	2.10	0.75	1353	69	1290	49	1314	41	4.63
073-ZR47N	Used to plot probability density diagram	13	0.0021	0.608	67238	17.28	0.08166	0.95	2,475	1.45	0.2198	1.03	0.71	1237	37	1281	24	1265	21	-3.52
009-ZR6	Used to plot probability density diagram	30	0.0071	0.196	81070	35.46	0.08351	0.59	2,524	0.93	0.2192	0.62	0.67	1281	23	1278	14	1279	13	0.27
007-ZR4	Used to plot probability density diagram	22	0.0017	0.184	33850	21.95	0.08422	0.86	2,545	1.36	0.2192	0.99	0.72	1298	33	1277	23	1285	20	1.56

Anexo 3 – Análises Sm-Nd em rocha total (Artigo 4)

Composição isotópica de Sm-Nd das rochas metavulcanossedimentares da Sequência Nova Xavantina e das rochas sedimentares Grupo Alto Paraguai.

Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina									
Amostra	Coord_X	Coord_Y	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	eNd (0)	eNd T(0.75)	TDM (Ga)
MO-17	342970	8366229	1,46	7,33	0,120200	0,511779+/-9	-16,76	-14,56	2,05
MO-20	345808	8365920	21,52	92,30	0,140900	0,512056+/-18	-11,35	-6,02	2,05
MO-24	347167	8353912	4,69	23,95	0,118300	0,511853+/-11	-15,32	-7,81	1,89
MO-36	345613	8341578	6,66	33,19	0,121400	0,512084+/-11	-10,80	-3,59	1,57
MO-70	342621	8360758	7,49	37,57	0,120600	0,511999+/-17	-12,47	-5,17	1,69
MO-81	341544	8380759	7,21	35,32	0,123400	0,512055+/-9	-11,37	-4,08	1,65
MO-83	340616	8382457	7,37	38,60	0,115500	0,511832+/-17	-15,72	-8,71	1,86
MO-91	343070	8393364	7,09	34,99	0,122400	0,511964+/-9	-13,15	-6,03	1,79
MO-120	346104	8381417	2,36	14,32	0,099600	0,511824+/-12	-15,87	-6,58	1,62
MO-146	340894	8362070	22,63	78,84	0,173500	0,512039+/-12	-11,68	-9,48	4,04
DS-17	334476	8396110	31,74	216,31	0,088700	0,512186+/-10	-8,83	1,55	1,04
DS-35	331833	8384870	1,34	6,63	0,122200	0,511785+/-17	-16,64	-9,51	2,08
JO-76	337197	8390338	4,92	24,51	0,121500	0,511857+/-10	-15,23	-8,03	1,94
DF-44	343777	8399074	15,91	73,53	0,130800	0,511945+/-8	-13,51	-7,21	2
DS-12	298987	8417503	20,00	113,61	0,106400	0,512018+/-3	-12,09	-4,64	1,45
DS-80	300366	8422761	5,43	27,61	0,118900	0,51206+/-2	-11,28	-3,82	1,57

Composição isotópica de Sm-Nd das rochas metavulcanossedimentares da Sequência Nova Xavantina e das rochas sedimentares Grupo Alto Paraguai (Continuação).

Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina									
Amostra	Coord_X	Coord_Y	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	eNd (0)	eNd T(0.75)	TDM (Ga)
FM-08	315126	8400548	11,59	64,15	0,109200	0,511853+/-1	-15,31	-6,93	1,72
FM-15	336684	8434737	35,77	180,36	0,119900	0,512032+/-2	-11,82	-4,46	1,63
NX 1	340370	8382442	6,76	36,29	0,112400	0,511439+/-28	-23,40	-15,33	2,4
NX 2	340463	8381827	7,02	33,50	0,126700	0,511790+/-12	-16,54	-8,47	2,18
NX 16	340266	8383289	8,18	46,40	0,106700	0,511928+/-17	-13,86	-5,23	1,54
NX 16A	340112	8383327	7,05	37,45	0,113800	0,511824+/-17	-15,87	-7,94	1,84
NX 17	340197	8383386	3,50	17,24	0,122800	0,512037+/-6	-11,73	-4,64	1,67
NX 18	340330	8383585	7,00	36,46	0,117500	0,511705+/-6	-18,20	-10,62	2,1
NX 19	339958	8383605	7,90	44,96	0,106300	0,511433+/-16	-23,51	-14,86	2,27
NX 30	338480	8382273	2,90	12,79	0,137500	0,511746+/-9	-17,40	-11,74	2,59
NX 4	340285	8381576	4,67	23,02	0,122600	0,511791+/-21	-16,51	-9,43	2,08
NX 8	339494	8382388	3,52	14,91	0,143100	0,511581+/-15	-20,63	-15,51	3,19
NX 20	339659	8383328	0,12	6,33	0,126400	0,511852+/-10	-15,33	-8,61	2,06
NX 7	339631	8382329	2,21	11,07	0,120800	0,511988+/-6	-12,67	-5,41	1,71
NX 10	339558	8382614	7,28	38,96	0,112900	0,511649+/-6	-19,30	-11,28	2,09
NX 11	339847	8382628	16,33	99,24	0,101300	0,511761+/-17	-17,11	-7,97	1,72
NX 12	339793	8382786	14,25	74,77	0,115200	0,511779+/-12	-16,76	-8,96	1,94
NX 13	340110	8382939	10,23	47,33	0,130800	0,511772+/-13	-16,89	-10,59	2,32

Formação Diamantino-Grupo Alto Paraguai									
Amostra	Coord_X	Coord_Y	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	eNd (0)	eNd T(0.75)	TDM (Ga)
DF-02	373920	8422105	6,63	34,18	0,117200	0,512042+/-2	-11,63	-4,01	1,57
DF-18	344532	8437963	5,04	36,63	0,083200	0,512071+/-2	-11,07	-0,17	1,13
DF-23	350402	8438350	8,67	44,44	0,118000	0,512056+/-3	-11,35	-3,81	1,56
FM-15	336684	8434737	35,77	180,36	0,119900	0,512032+/-2	-11,82	-4,46	1,63
KH-19	192389	8402237	7,03	34,52	0,123200	0,512100+/-2	-10,50	-3,45	1,57

CONCLUSÕES

Este trabalho enfatiza o delineamento de corpos magnéticos, e o reconhecimento de descontinuidades crustais extensivas dentro dos limites de diferentes unidades de mapeamento da Faixa Orogênica Paraguai. A aerogeofísica de alta resolução oferece uma oportunidade única para ajudar no entendimento da evolução da margem passiva do Cráton Amazônico, identificando os processos relacionados aos estágios iniciais da extensão do rifte responsável pela formação da Faixa Paraguai.

As técnicas de realce e interpretação de dados magnéticos permitiu delinear as principais paleofalhas responsáveis pela abertura do rifte, e consequente deposição de sucessões vulcanossedimentares, que formaram a Bacia Paraguai.

Dois estilos de erupções piroclásticas são identificados no limite oriental da Faixa Paraguai. A erupção explosiva Surtseyana básica-ultrabásica determinada pelos derrames de lava de hialoclastitos e bombas de escórias assimiladas, potencializada pela interação magma-água. O outro pertence ao estilo Pliniano relacionado às rochas ácidas tufáceas e ignimbríticas provenientes de explosões muito mais violentas em ambientes subaéreos, com as maiores áreas de exposição na região. Desta forma, o desenvolvimento da bacia abrigou a instauração de ambientes subaquosos rasos desde lacustrinos, lagos salgados e até provavelmente proto-oceanos, coevos e determinantes na formação dos derrames de metabasaltos, hialoclastitos escorácios e aos depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos). Sugere-se tratar de uma bacia policíclica, tornando-a muito mais complexa que uma simples abertura, exigindo no mínimo duas câmaras magmáticas de composições antagônicas, com a formação inicial de um assoalho oceânico formado por metabasaltos de idade 745 Ma, crono-correlatos com a idade das vulcânicas félsicas de 735 Ma. Relacionadas ainda ao evento extensional ocorre outro evento de formação de rochas vulcânicas intrusivas gabróicas com idade de 714 Ma. Já no final da amalgamação do Oeste Gondwana, ocorre à última fase magmática, relacionada às rochas alcalinas ultramáficas de 577 Ma, e que pode estar ligada ao Complexo Alcalino Planalto da Serra.

Ambientes vulcanogênicos desta natureza requerem a formação de caldeiras, e por meio de imagens satelitais é possível distinguir estruturas que se assemelham a uma caldeira responsável pelas erupções explosivas.

O método Inversão do Vetor de Magnetização (MVI) produziu resultados coerentes com a deformação e afloramentos na área, com aspecto boudinados e estirados, e profundidade média estimada em 3700 m para a massa ígnea alimentadora das atividades vulcânicas.

A ocorrência de rochas extrusivas (hialoclastito e escórias) intercaladas às formações ferríferas e aos filitos da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina sugerem sincronismo entre o vulcanismo e a deposição na bacia em torno de 745 a 714 Ma (Silva, unpublished). A interdigitação de diamictitos e BIFs, possibilita inferir que a glaciação a precipitação dos sedimentos químicos estão associados, semelhante ao constatado na Província Franklin, margeando a Laurentia, onde há evidência de efusão generalizada de hialoclastito durante a ruptura do Rodínia, em 716 Ma, antes da glaciação Snowball Earth. Este período prolongado de atividade vulcânica rasa de hialoclastitos persistiram por

mais de 20 Ma impulsionando grandes mudanças químicas nos oceanos, responsáveis pelo aumento da alcalinidade oceânica e a sequência de carbonatos, com altas concentrações de sílica que se manifestaram em formações ferríferas bandadas semelhante ao ocorrido na Faixa Paraguai, relacionado à glaciação Sturtiana.

Durante a orogenia Brasiliana, as rochas da FP foram submetidas a intenso encurtamento, formando pares de dobras anticlinais e sinclinais, até isoclinais. As camadas guias das formações Puga e Bauxi (Grupo Cuiabá) registram dobramentos que permitem inferirmos que a bacia se hiperxtendeu por mais de 350 km no sentido N-S, e posteriormente, com o incremento da deformação, reduziram-se a apenas 130 km de largura, com taxa de encurtamento de 40%.

O Oroclínio Paraguai Setentrional é reconhecido pelas mudanças geométricas das estruturas pretéritas formadas na Bacia Paraguai, resultante da tendência de dobras relacionadas aos empurrões que se formaram durante o Orógeno Paraguai, que aproveitaram estruturas pré-existentes do rifteamento inicial. O Cratón Amazonas serviu de anteparo para a formação da subsidência flexural que gerou o depocentro da bacia foreland, como resposta à convergência do cinturão. Entretanto, os limites da litosfera hiperxtendida do embasamento, que se encontram atualmente sob os sedimentos da Bacia dos Parecis, não é bem reconhecida.

O megassistema de falhas transcorrentes relacionado ao LTB, dividindo as Faixas Paraguai e Brasília, é caracterizado por fases transpressivas-transcorrentes de cinemática essencialmente dextral. O LTB é considerado como a continuidade e contemporâneo da zona de sutura Tocantins-Araguaia.

REFERÊNCIAS

- Abati, J.; Aghzer, A. M.; Gerdes, A. and Ennih, N. 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, v.181, n. 1–4, August 2010, p.115-128. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.018>
- Almeida, F. F. M. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., 1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, v.4. p.11-12 .
- Dalziel, I.W.D. 1992. On the organisation of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, v.2, n.11, p.237–241.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.109, p.16–42.
- Del Río, P.; Casas, A.; Villalaín, J. J.; Mochales, T.; Soto R. and Oliva-Urcia, B.. 2014. Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources Received: September 14, 2012; Revised: December 3, 2012; Accepted: February 8, 2013
- Direen, N.G.; Crawford, A.J. 2003. Fossil seaward-dipping reflector sequences preserved in southeastern Australia: A 600 Ma volcanic passive margin in eastern Gondwanaland: *Journal of the Geological Society*, v.160, n.6, p.985-990.

Direen, Nicolas G. et al. 2005. Architecture of Proterozoic shear zones in the Christie Domain, western Gawler Craton, Australia: Geophysical appraisal of a poorly exposed orogenic terrane. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926805001506.stw>.

Finn, C. A. ; S. Pisarevsky. 2007. New airborne magnetic data evaluate SWEAT reconstruction, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES X, edited by Cooper, A.K. and Raymond, C.R. et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 170, 4p.

Gasquet, D. et al. 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Marocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precamb. Res.*, n.140, p.157-182.

Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, v.252, p.1409-1412.

Karlstrom, K. E. et al. 1999. Refining Rodinia: Geologic evidence for the Australia – Western U.S. connection for the Proterozoic. *GSA Today*, v.9, n.10, p.1-7.

Keeley, J. A. et al. 2012. Pre to synglacial rift-related volcanism in the Neoproterozoic (Cryogenian) Pocatello Formation, SE Idaho: New SHRIMP and CA-ID-TIMS constraints. *Lithosphere*, v.5, n.1, p.128-150.

Klein, C. and Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan ironformation, in Canada. *Economic Geology*, n.88, p.542-565.

Kotshcoubey, B.; Hieronymus, B.; Albuquerque, C. A. R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaí Belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, v.20, p.211-230.

Li, Z. X. et al. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, n.160, p.179–210.

Li, Z. X.; Powell, C. M. 2001. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth-Science Reviews*, n.53, p.237–277.

Loewy, S.L.; Connelly, J. N.; Dalziel, I.W.D. and Gower, C.F. 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, v.375, n.1–4, 6 November 2003, p.169-197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00338-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00338-X).

Murthy, K.S.R. 2015 Exploring the Passive Margins—a case study from the Eastern Continental Margin of India. *J. Ind. Geophys. Union*, v.19, n.1, p:11-26.

Paixão, M. A. P.; Nilson, A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologica da Amazônia*, 3, 85-103.

Porada, H. 1989. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, n.44, p.103–136.

Powell, C.McA.; Preiss, W.V.; Gatehouse, C.G.; Krapez, B.; Li, Z.X. 1994. South Australian record of a Rodinian epicontinental basin and its mid-neoproterozoic breakup (~700 Ma) to form the Palaeo-Pacific Ocean. *Tectonophysics*, v.237,

n.3–4, 30 October 1994, Pages 113-14. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90250-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90250-X)

Silva, M. F. 2007. Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

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

Trompette, R. 1994. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema, 350p.

Williamson, N.M. B.; Ootes, L.; Rainbird, R.H.; Bédard, J. H. and Cousens B. 2016. Initiation and early evolution of the Franklin magmatic event preserved in the 720 Ma Natkusiak Formation, Victoria Island, Canadian Arctic. *Bull Volcanol*, v.78, p.19. DOI 10.1007/s00445-016-1012-9

Wingate, M. T. D. and Giddings, J. W. 2000. Age and paleomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia–Laurentia connection at 755 Ma. *Precambrian Res.*, n.100, p.335–357.