

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIAS E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

SANMY SILVEIRA LIMA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, GEOCRONOLÓGICOS E DE
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA
PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA (DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS)**

Recife

2021

SANMY SILVEIRA LIMA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, GEOCRONOLÓGICOS E DE
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA
PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA (DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS)**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.

Coorientadora: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.

Recife

2021

Catálogo na fonte:
Bibliotecária Sandra Maria Neri Santiago, CRB-4 / 1267

- L732i Lima, Sanmy Silveira.
Integração de dados aerogeofísicos, geocronológicos e de sensoriamento remoto para a caracterização geológica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia (Domínio Pernambuco-Alagoas) / Sanmy Silveira Lima. – 2021.
148 f.: il., figs. e tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.
Coorientadora: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2021.
Inclui referências.
1. Geociências. 2. Província Borborema. 3. Domínio Pernambuco-Alagoas. 4. SRTM. 5. Dados aerogamaespectrométricos. 6. Dados magnetométricos. 7. U-Pb em zircão. I. Silva Filho, Adejardo Francisco da (Orientador). II. Guimarães, Ignez de Pinho (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-165

SANMY SILVEIRA LIMA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, GEOCRONOLÓGICOS E DE
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA
PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA (DOMÍNIO
PERNAMBUCO-ALAGOAS)**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geociências. Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovada em: 06/10/2021.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa (Examinador Externo)
Universidade Federal de Sergipe

Profa. Dra. Adriane Machado (Examinador Externo)
Universidade Federal de Sergipe

Profa. Dra. Anelise Losangela Bertotti (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Batista Siqueira (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos e da taxa de bancada (Processo: 143557/2017-3). A Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) pela concessão dos dados aerogeofísicos utilizados nesta pesquisa e as pessoas que contribuíram de maneira direta ou indireta para o término desta jornada.

RESUMO

Ao longo das últimas décadas, estudos geológicos, geofísicos e isotópicos na Província Borborema (NE, Brasil) evoluíram consideravelmente, principalmente nas subprovíncias Norte e Central. Entretanto, o Domínio Pernambuco-Alagoas, inserido na subprovíncia Sul, não dispõe de estudos geofísicos, isotópicos e geológicos em detalhe. O uso e interpretação de dados e imagens obtidos, através de sensores remotos permitem importantes aplicações nas geociências. Nesta pesquisa foram utilizados dados aerogeofísicos de alta densidade e dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), para delimitar litologias e capturar indicadores lineares geológicos e geomorfológicos na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia. Este batólito ocorre de forma longitudinal à costa atlântica de Recife para as proximidades de Maceió e apresenta um formato triangular irregular, alcançando uma área próxima a 4.000 km² de extensão. Os limites do batólito são marcados duas zonas de cisalhamento, a norte pela Zona de Cisalhamento Palmares e a sul, pela Zona de Cisalhamento Flexeiras. A utilização de dados de SRTM permitiu aplicar as metodologias de extração da hipsometria, grau de declividade, imagem sombreada e drenagem. O conjunto de produtos extraídos a partir desses dados possibilitou identificar os compartimentos geomorfológicos da área de estudo e como as estruturas geológicas imprimem um forte controle morfoestrutural na região. Nesse contexto, o controle estrutural do relevo é evidenciado pela dissecação das zonas de cisalhamento, onde a litologia granítica apresentou uma tensão maior ao longo do tempo geológico. O estudo aerogeofísico, por sua vez, permitiu delimitar os domínios litogeofísicos e os domínios magnéticos, além das principais direções dos lineamentos, zonas de cisalhamento e seu comportamento em profundidade através da continuação ascendente e da Deconvolução de Euler. O conjunto de dados magnetométricos integrados revelou que a região foi intensamente deformada por zonas de cisalhamento transcorrentes, com direção NE-SW. Os dados aerogamaespectrométricos possibilitaram o aprimoramento dos limites entre os plútons da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia. Após as etapas de sensoriamento remoto e interpretação dos dados aerogeofísicos foram escolhidos os principais litotipos, para a análise isotópica por Lu-Hf, geocronológica por U-Pb e litogeoquímica por rocha total. Os granitóides da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia apresentam feição metaluminosa a ligeiramente peraluminosa e estão associados a série magnesiânica. As rochas estudadas são enriquecidas em LILE e LREE, mas depletadas em HFSE, indicando características de zonas de subducção de arco vulcânico. Os dados isotópicos de Lu-Hf indicaram três grupos, com diferentes idades T_{DM} . O grupo 1, apresenta

idade modelo T_{DM} variando entre 0,9 e 1,1 Ga e valores de $\epsilon Hf(t)$ entre +4,26 e +54,36, sugerindo uma fonte Toniana juvenil; o grupo 2 é caracterizado por idade modelo T_{DM} entre 1,2 e 1,6 Ga e $\epsilon Hf(t)$ variando de -8,99 até 46,3; o grupo 3 apresenta idade modelo T_{DM} variando entre 3.3 e 2.8 Ga e $\epsilon Hf(t)$ exclusivamente negativo (-27.47 até -3.96) indicando a geração por *melting* de uma crosta Arqueana para o Plúton Murici (sin-transcorrente). Sete amostras de metagranitóides foram analisadas por LA-ICP-MS. Os metagranitóides e plútons foram correlacionados a partir de suas idades e dos eventos tectônicos ocorridos na Província Borborema, sendo eles divididos em: (1) plúton sin-transcorrência (Pluton Murici – $578,3 \pm 2,4$ Ma); (2) metagranitóides colisionais (Poço Feio – $620,6 \pm 3,5$ Ma; Manguape – $632,3 \pm 2,5$; Munguba – $639,1 \pm 4,3$ Ma; Santana do Mundaú – $629,8 \pm 4,2$ Ma) e (3) metagranitóides Tonianos (Riacho Cabeça de Porco - $828 \pm 7,6$ Ma e Metagranitóide Toniano Migmatizado - $957 \pm 6,1$ Ma). Assim, este estudo fornece bases sólidas para o entendimento e aprimoramento dos dados relativos ao plútons, zonas de cisalhamento e dinâmica tectônica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia.

Palavras-chave: Província Borborema; Domínio Pernambuco-Alagoas; SRTM; dados aerogamaespectrométricos; dados magnetométricos; U-Pb em zircão.

ABSTRACT

Over the last decades, geological, geophysical and isotopic studies in Borborema Province (NE, Brazil) have evolved considerably, mainly in the North and Central sub-provinces. However, the Pernambuco-Alagoas Domain, located in the South sub-province, does not have detailed geophysical, isotopic and geological studies. The use and interpretation of data and images obtained through remote sensors allow important applications in geosciences. In this research, high-density aerogeophysical data and SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) data were used to delimit lithologies and capture geological and geomorphological linear indicators in the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. This batholith occurs longitudinally from the Atlantic coast of Recife towards Maceió and has an irregular triangular shape, reaching an area close to 4,000 km² in length. The boundaries of the batholith are marked by two shear zones, to the north by the Palmares Shear Zone and to the south by the Flexeiras Shear Zone. The use of SRTM data allowed the application of hypsometry extraction methodologies, slope degree, shaded image and drainage. The set of products extracted from these data made it possible to identify the geomorphological compartments of the study area and how the geological structures impose a strong morphostructural control in the region. In this context, the structural control of the relief is evidenced by the dissection of the shear zones, where the granitic lithology presented a greater tension over the geological time. The aerogeophysical study, in turn, allowed to delimit the lithogeophysical domains and the magnetic domains, in addition to the main directions of the lineaments, shear zones and their behavior in depth through the ascending continuation and the Euler Deconvolution. The integrated magnetometric dataset revealed that the region was intensely deformed by transcurrent shear zones, with a NE-SW direction. The aerogammaspectrometric data allowed the improvement of the boundaries between the plutons of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. After the stages of remote sensing and interpretation of the aerogeophysical data, the main lithotypes were chosen for isotopic analysis by Lu-Hf, geochronological by U-Pb and lithogeochemistry by whole rock. The granitoids of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith have a metaluminous to slightly peraluminous feature and are associated with the Magnesian series. The studied rocks are enriched in LILE and LREE, but depleted in HFSE, indicating characteristics of volcanic arc subduction zones. Lu-Hf isotopic data indicated three groups, with different TDM ages. Group 1 has a TDM model age ranging between 0.9 and 1.1 Ga and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values between +4.26 and +54.36, suggesting a juvenile Tonian source; group 2 is characterized by age model

TDM between 1.2 and 1.6 Ga and $\epsilon\text{Hf}(t)$ ranging from -8.99 to 46.3; group 3 has a TDM model age ranging between 3.3 and 2.8 Ga and an exclusively negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ (-27.47 to -3.96) indicating the generation by melting of an Archean crust for the Murici Pluton (syn-transcurrent). Seven samples of metagranitoids were analyzed by LA-ICP-MS. The metagranitoids and plutons were correlated based on their ages and the tectonic events that occurred in the Borborema Province, being divided into: (1) syn-transcurrent pluton (Pluton Murici – 578.3 ± 2.4 Ma); (2) collisional metagranitoids (Poço Feio – 620.6 ± 3.5 Ma; Manguape – 632.3 ± 2.5 Ma; Munguba – 639.1 ± 4.3 Ma; Santana do Mundaú – 629.8 ± 4.2 Ma; Ma) and (3) Tonian metagranitoids (Cobra Cabeça de Porco - 828 ± 7.6 Ma and Migmatized Tonian Metagranitoid - 957 ± 6.1 Ma). Thus, this study provides solid bases for the understanding and improvement of data related to plutons, shear zones and tectonic dynamics of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

Keywords: Borborema Province; Pernambuco-Alagoas Domain; SRTM; aerogammaspectrometric data; magnetometric data; U-Pb in zircon.

LISTA DE FIGURAS

ARTIGO 1 - GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA OBTIDAS ATRAVÉS DE DADOS AEROMAGNÉTICOS E SRTM NA PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

- Figura 1 – Localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado da Província Borborema (Van Schumus et al. 2008); (B) Mapa do Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) (Silva Filho et al. 2016), com identificação da área de estudos em vermelho. Zonas de cisalhamento (ZC): ZCBMJ - Belo Monte Jeremoabo, ZCC - Cajueiro, ZCI - Itaíba, ZCM - Maravilha, ZCP - Palmares; ZCPA - Patos, ZCPE - Pernambuco, ZCR - Ribeirão, ZCRC - Rio da Chata 35
- Figura 2 - Mapa geológico simplificado. Zonas de cisalhamento (ZC): ZCP - Zona de Cisalhamento Palmares; SD-1, SD-2, SD-3, SD4 e SD-5 – zonas de cisalhamento sem denominação; ZCPI - Zona de Cisalhamento Palmeira dos Índios; ZCC - Zona de Cisalhamento Cajueiro 36
- Figura 3 - Campo Magnético Anômalo (CMA) e as sedes municipais situadas na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia 42
- Figura 4 - Imagens Magnéticas e lineamentos magnéticos primários e secundários do Batólito Ipojuca-Atalaia. A) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); B) Lineamentos interpretados a partir da imagem ASA; C) Primeira derivada vertical; D) Interpretação dos lineamentos da primeira derivada vertical (DZ) 43
- Figura 5 - Diagrama de roseta para lineamentos principais e secundários interpretados a partir da imagem DZ 44
- Figura 6 - (A) Mapa hipsométrico e corte do perfil topográfico (P-P'); (B): Mapa de declividade ou carta clinográfica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia 45
- Figura 7 - Perfil topográfico (P-P') da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia; 1- corresponde a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, 2- corresponde a Encosta Oriental (Planaltos Dissecados), 3- indica a exposição do embasamento e 4- corresponde aos Tabuleiros Costeiros (zonas de 45

	planície)	
Figura 8 -	Mapa da drenagem perene (principal) e intermitente ou efêmera (secundária) da área de estudo	46
Figura 9 -	Diagrama de roseta para drenagem principal e secundária interpretados a partir da extração automática de drenagem. A linha em vermelho marca a direção média das rosetas de drenagem principal e efêmera	47
Figura 10-	Imagens do MDT dos dados SRTM após aplicação da filtragem direcional. (A) Filtro direcional de 45° Az; (B) Filtro direcional de 90° Az; (C) Filtro direcional de 180° Az; (D) Interpretação dos lineamentos a partir da filtragem direcional	48
Figura 11-	Diagrama de roseta para lineamentos principais e secundários interpretados a partir da filtragem direcional	49
Figura 12 -	Mapa de compartimentos geomorfológicos da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia e lineamentos obtidos da filtragem direcional do MDT dos dados SRTM	50
Figura 13 -	(A) fotografia oblíqua de parte da cimeira estrutural; (B) Fotografia oblíqua da planície degradada desnudada nas imediações no município de Atalaia; (C): Fotografia oblíqua do planalto dissecado nas imediações de Viçosa; (D) Afloramento de composição sienogranítica pertencente ao Plúton Cajueiro: a frente setor de planície e ao fundo, as ondulações que marcam eventos deformacionais provenientes das zonas de cisalhamento	51
Figura 14 -	Mosaico de imagens; A) Microfratura antitética com indicador de movimentação – Zona de Cisalhamento SD-1. B) Fenocristal feldspático indicando movimentação dextral; C) Fenocristal de quartzo com movimentação sinistral; D) Veios de quartzo cortando a foliação milonítica com direção NE-SW e N-S indicadas por setas vermelhas, localizada entre as zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Cajueiro; E) Falha preenchida com minerais máficos, com direção NE-SW	55

ARTIGO 2 - AEROGEOPHYSICAL SYSTEMATICS APPLIED TO THE GEOLOGICAL RECONNAISSANCE OF THE EASTERN PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN, BORBOREMA PROVINCE: THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH

Figure 1 –	Location map of the studied area. A) Simplified map of the Borborema	64
------------	--	----

	Province area (Van Schmus et al., 2008); B) Map of the Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) (Silva Filho et al., 2016), indicating the studied area in red. Shear zones (SZ): BMJSZ - Belo Monte Jeremoabo, CSZ - Cajueiro, ISZ - Itaíba, MSZ - Maravilha, PSZ - Palmares, PESZ - Pernambuco, RSZ - Ribeirão, RCSZ - Rio da Chata	
Figure 2 -	Simplified geological map of the studied area. PSZ - Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ - Cajueiro Shear Zone	65
Figure 3 -	A) Viçosa Pluton mesoscopic sample showing the solid-state foliation (NE-SW – trending); B) Murici Pluton mesoscopic sample; C) União dos Palmares Migmatized Monzogranitic Pluton, with the presence of leucocratic xenolith (arrow); D) Cajueiro Pluton (coarse grained leucocratic granite); E) Riacho Cabeça de Porco Pluton mesoscopic sample. Arrows highlight the leucossomes; F) Santana do Mundaú Pluton granites, the arrows indicate localized partial melting process	67
Figure 4 -	Nd evolution paths for the granites of the Ipojuca-Atalaia listed in table 2. Intercepts with the depleted mantle curve of DePaolo (1981) Group 1: Viçosa Pluton samples; Group 2: Cajueiro and União dos Palmares plutons samples; Group 3: Santana do Mundaú and Manguape plutons samples	68
Figure 5 -	Anomalous Magnetic Field (AMF) and the main cities located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith	69
Figure 6 -	Magnetic images and magnetic lineaments inferred from the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Analytical Signal Amplitude (ASA); B) Lineaments interpreted from the ASA image; C) Rosette diagrams for the magnetic lineaments (main and secondary) obtained from the ASA image; D) First vertical derivative and magnetic anomaly of the investigated area; E) Lineaments interpretation of the first vertical derivative (DZ); F) Rosette diagrams for main and secondary lineaments interpreted from the DZ image	70
Figure 7 -	Euler deconvolution for the studied area with structural index 1, tolerance 5%, and window 15. PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ- Cajueiro Shear Zone	72
Figure 8 -	Average radial power spectrum and estimated depth obtained for the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith	73

- Figure 9 - Upward Continuation of the studied area located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Shallow (0.15 km); B) Intermediate (1.15 km); C) Deep (2.25 km). PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ- Cajueiro Shear Zone 73
- Figure 10- Radio element maps of the studied area located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Potassium map, areas with high counts: 1- Santana do Mundaú Pluton; 2- Viçosa Pluton; 3- Cajueiro Pluton. B) Thorium map, areas with high counts: 1- Munguba Pluton; 2- Santana do Mundaú Pluton; 3- Viçosa Pluton. C) Uranio map, high counts: Munguba Pluton (1), moderate counts: Santana do Mundaú (2), Viçosa (3) and Murici (4) plutons 74
- Figure 11 - A) Ternary image in RGB composition (K, eTh, and eU) obtained for the Ipojuca-Atalaia Batholith; B) Lithogeophysical domains map (H: High; M: medium; MH: medium-high; ML: medium-low; L: low) and magnetometric lineaments; PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ- Cajueiro Shear Zone 74
- Figure 12 - A) Structural map and B) stereograms of structural features. PSZ- Palmares Shear Zone; WD- Shear Zone without denomination (WD-1, WD-2, WD-3, WD-4, WD-5); PISZ- Palmeira dos Índios Shear Zone and CSZ- Cajueiro Shear Zone 76
- Figure 13 - A) Mylonitic foliation with sigma porphyroclasts, locally occur centimeteric feldspar crystals in association with antithetic microfaults in the proximity of the WD-1 Shear Zone, indicating dextral kinematics, Manguape Pluton; B) K-Feldspar stretched porphyroclast close to the Palmares Shear Zone indicating dextral kinematics; C) Granodiorite with stretched quartz crystals (ENE-WSW) exhibiting mylonitic foliation inside the Riacho Cabeça de Porco Pluton, close to the WD-3 Shear Zone; D) Compositional layering parallel to a solid-state foliation in the União dos Palmares Pluton and close to the WD-2 Shear Zone (the red arrow mark a fault); E) Quartz veins, with N and NE trending (red arrow), cutting the foliation of syenogranites located in the Southwest part of the studied area and close to Cajueiro Shear Zone 77

ARTIGO 3 - GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN PORTION OF THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST OF BRAZIL

- Figure 1 – Location map of the studied area. A) Simplified map of the Borborema Province area (Van Schmus et al., 2008); B) Map of the Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) (Silva Filho et al., 2016), indicating the studied area in red. Shear zones (SZ): BMJSZ - Belo Monte Jeremoabo, CSZ - Cajueiro, ISZ - Itaíba, MSZ - Maravilha, PSZ - Palmares, PESZ - Pernambuco, RSZ - Ribeirão, RCSZ - Rio da Chata 85
- Figure 2 - Simplified geological map of the studied area. PSZ - Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ - Cajueiro Shear Zone 88
- Figure 3 - U-Pb data for the Early Tonian Metagranodiorite (UDP-42). (A) Concordia diagram showing all analyzed zircon grains of sample UDP-42. In read, the most concordant ages. (B) The most concordant ages constraint the crystallization age of the metagranodiorite protolith. (C) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UBP-42 sample 91
- Figure 4 - U-Pb data for the Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite (UDP-46). (A) The Concordia diagram for all analyzed zircon of sample UDP-46; (B) Concordia diagram for zircon grains with high T/U ratios (> 0.44); (C) Concordia diagram for metamorphic spots ($\text{Th/U} < 0.1$). (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UBP-46 sample 93
- Figure 5 - U-Pb data for the Munguba Metamonzogranite (UDP-64). (A) All U-Pb zircon analysis. (B) Zoom in the analyzes that fall on the concord curve. (C) Age of crystallization of Munguba Metamonzogranite. (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from UDP-64 sample 94
- Figure 6 - U-Pb data for the Manguape metamonzogranite (UDP-89). (A) All U-Pb zircon analysis. (B) Diagram with 1σ error showing the age of concordia formed from the junction of the two groups. (C) Group 1 concordia diagram. (D) Group 2 concordia diagram; (E) Cathodoluminescence image 95

of analyzed zircon grains from sample UDP-89

- Figure 7 - U-Pb data for the Santana do Mundaú Quartz Metamonzonite (UDP-65). (A) All U-Pb zircon analyses. (B) Diagram with one sigma error (1σ) showing the age of concordia formed by 30 analyses. (C) Concordia diagram with eight high reliability analyzes (99-101%). (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from sample UDP-65 98
- Figure 8 - U-Pb data for the Poço Feio Biotite Metamonzogranite (UDP-48). (A) All U-Pb zircon analysis, in red zircon edge analysis and dark gray zircon core analysis; (B) Analyzes with concordance between 98 and 102%; (C) The most concordant spots in the concordia diagram to sample UDP-48; (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UDP-48 sample 99
- Figure 9 - U-Pb data for the Murici Pluton (UDP-44). (A) U-Pb data for the Murici (UDP-44) granitoids. All U-Pb zircon analysis in red zircon edge analysis and in dark gray zircon core analysis; (B) Analyzes with concordance between 98 and 102%; (C) Concordia diagram for spots with concordance between 97–104%; (D) Age of Concordia for the UDP-44 sample, in red: zircon edge analysis. (E) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from UDP-44 sample 101
- Figure 10 - (A) Aluminum saturation index (Shand, 1943) *versus* Agpaitic index, (B) Composition range of the studied granites in the FeOt/(FeOt+MgO) *versus* SiO₂ diagram. Fields of Ferroan and Magnesian granitoids from Frost et al. (2001); (C) MALI (K₂O + Na₂O – CaO *versus* Si₂O diagram with Fields after Frost et al. (2001); (D) AFM diagram (Irvine & Baragar, 1971; A: Na₂O+K₂O; F: FeOt; M: MgO) of the collisional orthogneisses of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith; (E) AFM diagram (Irvine & Baragar, 1971; A: Na₂O+K₂O; F: FeOt; M: MgO) of the syn-transcurrent granitoids of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith 106
- Figure 11 - Primitive mantle-normalized (McDonough & Sun 1995) REE patterns for the (A) Tonian orthogneisses, the pale gray and red camp was stracted from Guimarães et al. (2012; 2016) and Araújo et al. (2020); (B) 107

Ediacaran Syn-collisional granitoids and (C) syn-transcurrent granitoids, the pale gray camp was stracted from Neves et al. (2020)

- Figure 12 - Trace elements distribution normalized to the values suggested by Thompson (1982). (A) Tonian orthogneisses, the pale gray and red camp was stracted from Guimarães et al. (2012; 2016) and Araújo et al. (2020); (B) Ediacaran Syn-collisional granitoids and (C) syn-transcurrent granitoids, the pale gray camp was stracted from Neves et al. (2020) 110
- Figure 13 - Harker-type diagrams of the collisional orthogneisses of the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith 111
- Figure 14 - Harker-type diagrams of the syn-transcurrent plutons of the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith 112
- Figure 15 - Figure 15: (A) ϵHf versus time (Ga) diagram for zircons from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith; (B) $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ versus time (Ga) diagram for the sample of the studied area 116

LISTA DE TABELAS

ARTIGO 1 - GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA OBTIDAS ATRAVÉS DE DADOS AEROMAGNÉTICOS E SRTM NA PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

Tabela 1 – Valores de referência para classificação da densidade hidrográfica por Lollo (1995)	40
--	----

ARTIGO 2 - AEROGEOPHYSICAL SYSTEMATICS APPLIED TO THE GEOLOGICAL RECONNAISSANCE OF THE EASTERN PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN, BORBOREMA PROVINCE: THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH

Table 1 – Main features and petrographic classification of plutons of the studied area	66
Table 2 - Sm-Nd Isotopic data for Ipojuca-Atalaia Batholith rocks (Silva Filho et al., 2002, 2014, 2016)	67
Table 3 - Description of the magnetic domains of the Ipojuca-Atalaia Batholith	71
Table 4 - Radio elements intensity used to classify the lithogeophysical map	75
Table 5 - Description of the lithogeophysical domains and their correlation with the analyzed plutons	75

ARTIGO 3 - GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN PORTION OF THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST OF BRAZIL

Table 1 – U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Early Tonian Metagranodiorite (UDP-42)	96
Table 2 - U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite (UDP-46)	96
Table 3 - U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Munguba Metamonzogranite (UDP-64)	96
Table 4 - U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Manguape Metamonzogranite (UDP-89).	94
Table 5 - LA-ICPMS results from the zircon of Santana do Mundaú Quartz Metamonzonite (UDP-65)	102

Table 6 -	U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Poço Feio Biotite Metamonzogranite (UDP-48)	102
Table 7 -	U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Muruci Pluton (UDP-44)	102
Table 8 -	Geochemical analysis of the Tonian Metagranitoids from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm	104
Table 9 -	Geochemical analysis of the syn-collisional orthogneisses from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm	108
Table 10 -	Geochemical analysis of the syn-transcurrentes plutons from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm	113
Table 11 -	Results of <i>in situ</i> Lu-Hf LA-ICPMS analyses. For samples below 1.0Ga, ages obtained by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ were used, and for samples above 1.0Ga, the ages of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ were used	114
Table 12 -	Lithotypes and metagranitic bodies divided according to their T_{DM} ages	116

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	APRESENTAÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	19
1.2	TRABALHOS ANTERIORES: a Província Borborema, o Domínio Pernambuco-Alagoas e o Batólito Ipojuca-Atalaia	21
1.3	MATERIAL E MÉTODOS	24
1.4	REFERÊNCIAS	26
2	ARTIGO 1 - GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA OBTIDAS ATRAVÉS DE DADOS AEROMAGNÉTICOS E SRTM NA PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL	31
3	ARTIGO 2 - AEROGEOPHYSICAL SYSTEMATICS APPLIED TO THE GEOLOGICAL RECONNAISSANCE OF THE EASTERN PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN, BORBOREMA PROVINCE: THE IPOJUCA ATALAIA BATHOLITH	62
4	ARTIGO 3 - GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN PORTION OF THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST OF BRAZIL	82
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	129
6	REFERÊNCIAS	131

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A caracterização do meio físico terrestre apresentou significativas mudanças a partir da introdução de novas ferramentas. O início da década de 60 é marcado pelo uso ostensivo de dados aéreos e orbitais, facilitando de forma significativa, a caracterização geológica. Recentemente, o estudo integrado de dados a trabalhos sistemáticos de campo, tornou possível compreender a evolução e os eventos geológicos presentes em uma determinada região.

De acordo com Souza Filho e Crósta (2003), geotecnologia reúne o conjunto de ciências e tecnologias relacionadas à aquisição, armazenamento em bancos de dados, processamento e desenvolvimento de aplicações utilizando informações georreferenciadas. De modo mais específico, a geotecnologia engloba, de forma isolada ou em conjunto, o Sensoriamento Remoto, a Cartografia Digital, os Sistemas de Informações Georreferenciadas (SIG), a Aerogeofísica e a Geoestatística (Souza Filho e Crósta, 2003). De acordo com Rosa (2005) e Lima (2020), as soluções em *hardware* e *software* constituem importantes ferramentas para a delimitação e caracterização de unidades litológicas, bem como a tomada de decisões exploratórias.

Novo e Ponzani (2001) afirmam que, o Brasil iniciou os investimentos na capacitação de profissionais e no desenvolvimento de infraestrutura que viabilizasse a aplicação das técnicas de sensoriamento remoto na década de 1960, com a implantação do Projeto Sensoriamento Remoto no Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE). No início dos anos 70, todas as atividades concentraram-se na recepção e na utilização de imagens orbitais MSS dos satélites da série *Landsat*, possibilitando a identificação de feições específicas existentes na superfície terrestre (Novo e Ponzani, 2001). No final da década de 90, após 10 anos de desenvolvimento, o Brasil juntamente com a China lançou o satélite CBERS (*China-Brazil Earth Resources Satellite*). Iniciando assim, um novo marco para a aquisição e interpretação de dados orbitais para as geociências no Brasil.

Os primeiros levantamentos aerogeofísicos registrados no Brasil datam de meados da década de 50 e inicialmente restringia-se ao monitoramento das atividades do campo magnético, além das atividades sísmicas (Sordi, 2007). No final da década de 60, a geofísica estendeu suas atividades para o setor mineral e apresenta franca evolução até os dias atuais. Avanços tecnológicos como novos sensores, maior eficiência dos sistemas de posicionamento global e a velocidade de execução dos voos em áreas de difícil acesso ou com baixa

quantidade de afloramentos, fizeram da aerogeofísica uma ferramenta fundamental para a caracterização geológica.

O uso de técnicas analíticas para a caracterização geoquímica e geocronológica obtiveram grande impulso na década de 60, onde foi montado o Laboratório de Geoquímica da Universidade da Bahia através o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), em colaboração com o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). A partir desse marco histórico houve a criação de diversos outros laboratórios em solo brasileiro. Os avanços tecnológicos que surgiram nas décadas posteriores indicaram a geoquímica e a geocronologia como ferramentas primordiais, para a caracterização e prospecção mineral em grandes áreas.

Ao longo das décadas, o uso de dados geoquímicos, geocronológicos, aerogeofísicos e de sensoriamento remoto proporcionaram a caracterização regional da Província Borborema (PB; Almeida et al., 1977). A PB está situada no nordeste do Brasil e compreende uma área de aproximadamente 450.000 km², correspondendo à porção oeste do Sistema Orogênico Brasileiro-Pan Africano formado a partir da convergência dos crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo. Pesquisas recentes (Van Schums et al. 1998; Brito Neves et al. 2000; Osako, 2005 e Brito Neves e Silva Filho, 2019) indicam que a PB é constituída por um mosaico de blocos tectônicos, com proporções variadas de rochas do embasamento Paleoproterozoico, além de apresentar escassos núcleos arqueanos, rochas supracrustais e intrusões graníticas neoproterozoicas. O limite dos blocos ocorre através de lineamentos de idade neoproterozoica, os quais apresentam continuações registradas no lado africano. Segundo Osako (2005), essas continuações representam mais um elemento que denuncia a grande extensão do sistema orogênico em questão.

A área de estudo está localizada na porção sul da PB, essa região corresponde ao Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL). De acordo com Brito Neves e Silva Filho (2019), o PEAL apresenta composição variada, com terrenos de alto grau, arqueanos, paleoproterozoicos, eo-neoproterozoicos, tratos metavulcanossedimentares, granitóides com variação em tipo e extensão e, localmente, no centro-sul, expressivo plutonismo de arco magmático. Inserido nesse contexto geológico, na porção leste do PEAL, foi descrito o Batólito Ipojuca-Atalaia (Silva Filho et al., 2002). Este batólito apresenta como limites sul, a Zona de Cisalhamento Flexeiras e norte, a Zona de Cisalhamento Palmares.

Mesmo que, com os resultados apresentados neste trabalho, a cartografia e a caracterização geológica dos granitoides permaneçam deficientes, o conhecimento obtido permitiu levantar uma série de questões a respeito da gênese e tectônica da PB, que são apresentadas neste trabalho.

Este trabalho levanta a hipótese de uma orogênese acrescionária no limite entre a Província Borborema e o Cráton Congo-São Francisco (Gondwana Ocidental), onde o Domínio Pernambuco-Alagoas seria um equivalente de alto grau do Domínio Sergipano. A literatura indica que o PEAL engloba a maior área granítica da Província Borborema (Silva Filho et al., 2002, 2014; Brito Neves e Silva Filho, 2019), logo, o Batólito Ipojuca-Atalaia pode representar uma das áreas de crescimento crustal durante a amalgamação do Gondwana Ocidental no início da Orogenia Brasileira. Resultados similares foram apresentados por Lima et al. (2021), para o extremo Oeste do PEAL, onde o Batólito Santana do Ipanema também seria outra área de crescimento crustal durante o início da Orogenia Brasileira.

O estudo geológico, geoquímico, geocronológico, geofísico e de sensoriamento remoto abordados nesta pesquisa auxiliarão no entendimento da evolução da Província Borborema, bem como a evolução da parte norte do Gondwana Ocidental.

O objetivo principal desta pesquisa foi fornecer informações para a caracterização geológica, geoquímica, geocronológica e geofísica do embasamento e das suítes intrusivas que constituem a parte oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, além de avaliar o seu significado para a evolução crustal da Província Borborema.

O presente trabalho foi dividido em três capítulos, onde cada capítulo representa um artigo. Os dois primeiros artigos foram submetidos e o terceiro está em vias de submissão.

O primeiro artigo aplicou técnicas de sensoriamento remoto e dados aeromagnéticos para o entendimento da geomorfologia estrutural da área de estudo e sua correlação com a geologia. O segundo artigo apresenta a caracterização litológica e estrutural, com base em dados de campo, petrográficos e aerogeofísicos (magnetométricos e gamaespectrométricos). O terceiro artigo apresenta dados geoquímicos de rocha total, isotópicos (Lu-Hf em zircão) e geocronológicos (U-Pb em zircão), para avaliar a evolução crustal da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia e suas implicações no PEAL e consequentemente, na PB.

1.2 TRABALHOS ANTERIORES: a Província Borborema, o domínio Pernambuco-Alagoas e o batólito Ipojuca-Atalaia

A Província Borborema (PB) foi inicialmente definida por Almeida et al. (1977) para designar a porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, uma vasta região com mais de 450.000 Km² e nitidamente marcada pela atuação da Orogenia Brasileira. Os primeiros estudos isotópicos realizados na Província Borborema, pelos métodos isotópicos K-Ar e Rb-Sr, identificaram dois eventos: A Orogenia Transamazônica (Paleoproterozoico) e a Orogenia Brasileira (neoproterozoico). Brito Neves (1975) compartimentou a PB em: (1) maciços

medianos (embasamento gnáissico-migmatítico representados pelos Maciços de Granja, Tróia, Rio Piranhas e Pernambuco-Alagoas); (2) sistemas ou faixas de dobramentos, sendo elas, sequências de rochas supracrustais deformadas e/ou metamorfizadas (faixas Médio Coreaú, Jaguaribe, Seridó, Piancó-Alto Brígida, Pajeú- Paraíba, Riacho do Pontal e Sergipana); (3) lineamentos tectônicos (*e.g.* Senador Pompeu, Patos e Pernambuco).

A Província Borborema é parte integrante do extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano gerado pela convergência dos crátons Amazônico, São Luiz-Oeste Africano e São Francisco-Congo durante o neoproterozoico e responsável pela amalgamação do Gondwana Oeste. Segundo a literatura (Van Schum et al. 1998; Brito Neves et al. 2000; Osako, 2005; Brito Neves e Silva Filho, 2019; dentre outros), a PB é formada por um conjunto de grandes segmentos crustais, geralmente limitados por extensas zonas de cisalhamento, os quais comportam proporções variadas de rochas do embasamento Paleoproterozoico (com núcleos arqueanos preservados), rochas supracrustais meso a neoproterozoico e granitóides neoproterozoico (Van Schum et al., 1998).

A caracterização atual da PB é o resultado da compilação de informações geológicas, geofísicas e isotópicas disponíveis na literatura (Jardim de Sá, 1994; Van Schum et al., 1995, 1998, 2003, 2008, 2011; Dantas et al., 1998; Brito Neves et al., 1975, 2000, 2003; Santos, 1995; Oliveira & Medeiros, 2018; Silva Filho et al., 2002). Van Schum et al (2008) dividiu a PB em três sub-províncias: Norte, Central ou Transversal e Sul.

A Subpróvincia Norte está localizada entre os crátons São Luiz-Oeste Africano e a leste do Lineamento Sobral (Osako, 2005; Van Schum et al., 2008). A subprovincia foi dividida nos domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. De acordo com Santos (1999), o Domínio Médio Careaú foi gerado em um ambiente de arco magmático no Paleoproterozoico (2,3 a 2,5 Ga).

A Subprovincia Central ou Transversal está limitada pelas grandes zonas de cisalhamento Patos (a norte) e Pernambuco (a sul). A evolução desta subprovincia está associada à fragmentação de um microcontinente paleoproterozoico e à formação de bacias Tonianas e Ediacarianas, no Neoproterozoico. De acordo com Santos et al. (2014), as unidades que constituem a Subprovincia Central estão deslocadas para oeste por um conjunto de zonas de cisalhamento NE-SW. Brito Neves et al. (1995, 2000, 2003), apresentou os principais domínios que compõem essa área, sendo estes, o Rio Capibaribe, o Alto Moxotó, o Alto Pajeú, o Riacho Gravatá, o Piancó-Alto Brígida, o São José do Caiano e o São Pedro.

A Subprovincia Sul compreende um dos principais segmentos tectônicos da Província Borborema e está localizada entre o Lineamento Pernambuco e o Cráton do São Francisco

(Brito Neves et al. 2000; Santos et al. 2000, 2010). Essa subprovíncia divide-se em Domínio Pernambuco-Alagoas e faixas Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana, as quais apresentam continuidade lateral e características geológicas correlatas. De acordo com Lima (2018), as faixas móveis da Subprovíncia Sul compreendem sequências psamíticas-pelíticas, que mudam para pelíticas-carbonáticas e associações vulcanossedimentares em algumas regiões.

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) compreende um dos segmentos crustais mais importantes da Subprovíncia Sul da Província Borborema (Van Schmus et al. 2008). O PEAL limita-se ao norte com a Subprovíncia Transversal, pelo Lineamento Pernambuco e ao sul, com a Faixa Sergipana por zonas de cisalhamentos indiscriminadas (Lima, 2018). De acordo com Silva Filho et al. (2002) esse domínio possui forma triangular com aproximadamente 70.000 km², a qual é dividida em duas partes pelos sedimentos fanerozoicos da Bacia de Jatobá.

Santos (1995), Medeiros & Santos (1998) e Medeiros (2000, 2004) subdividiram o PEAL em dois grandes complexos, o Complexo Belém do São Francisco, constituído por ortognaisses graníticos a granodioríticos migmatizados e o Complexo Cabrobó, uma unidade metavulcanossedimentar, metamorfizada na fácies anfibolito, composta por xistos, gnaisses e quartzitos (Lima, 2018).

De acordo com Lima (2018) e Osako (2005), os complexos supracitados apresentam tectônica transpressiva e transporte para WNW e exibem migmatitos nas regiões de intensa deformação. Silva Filho et al. (2016), indicam que no PEAL ocorreram várias intrusões plutônicas neoproterozoicas tardias, as quais podem ser agrupadas em pré, sin e pós colisional. Silva Filho et al. (2002) classificaram as intrusões graníticas do PEAL em cinco batólitos: Buíque-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé, Maribondo-Correntes, Ipojuca-Atalaia e Jaboatão-Garanhuns.

O Batólito Ipojuca-Atalaia, inicialmente definido por Silva Filho et al. (2002), apresenta uma forma alongada, segundo eixo NNE-SSW, entre as cidades de Ipojuca (PE) e Atalaia (AL). Este batólito constitui-se, predominantemente, por plútons cálcio-alcalinos, que intrudem ortognaisses e metatexitos proterozoicos. Estes plútons apresentam litologia variada destacando-se, granitos com álcali-feldspatos, sienogranitos, monzogranitos, quartzo sienitos e granodioritos (Brito Neves e Silva Filho, 2019). Silva Filho et al. (2016) apresentaram uma série de determinações Sm-Nd para as rochas graníticas deste batólito, com valores T_{DM} distribuídos por todo o Proterozoico. Os principais plútons presentes na região são Cajueiro, Viçosa, Santana do Mundaú, Poço Feio, Mangape, Flexeira, União dos Palmares, Correntes, Murici, Chã Preta, Paulo Jacinto e Pindoba.

Mendes et al. (2008), Ferreira et al. (2016), Silva Filho et al. (2002, 2014, 2016) sugerem que os plútons do Batólito Ipojuca-Atalaia registraram os vários estágios da colisão da Orogenia Brasileira, a saber: (1) plútons sin-colisionais caracterizados por forte foliação plana D2, por exemplo, o Plúton Santana do Mundaú - 636 ± 10 Ma (Ferreira et al., 2016) e o Plúton Cajueiro - 632 ± 13 Ma (Mendes et al., 2008); (2) plútons tardi-colisionais mostrando foliação D2 plana fraca, por exemplo, o Plúton Correntes próximo à área estudada com 610 Ma (Silva Filho et al., 2016) e o Plúton Manguape - 613 ± 7 (Silva Filho et al., 2014); (3) plútons sin-transcorrentes mostrando foliação vertical D3, por exemplo, Plúton Viçosa - 580 ± 5 Ma (Silva Filho et al., 2014). Esse magmatismo granítico também é descrito no Domínio PEAL e em outros domínios BP (Guimarães et al., 2004; Van Schmus et al., 2011; Silva Filho et al., 2014, 2016; Caxito et al., 2020).

1.3 MATERIAL E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos e consequentemente, a caracterização geológica e geomorfológica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, a presente pesquisa baseou-se nos seguintes métodos de trabalho:

Sensoriamento remoto: nesta etapa foram realizadas uma série de filtragens a partir de dados SRTM, para a obtenção e classificação das estruturas e drenagem presentes na área de estudo. Todos os procedimentos foram realizados no *Software ArcGis*. A partir do modelo digital de elevação (MDE) foram extraídos os mapas hipsométricos e de declividade seguindo a metodologia abordada por Herz & De Biasi (1989), Menges (1990), Duncan et al. (2003), Camolezi et al. (2012) e Joshi et al. (2013). A drenagem foi obtida de forma automática utilizando a metodologia elaborada por Ros & Borga (1997). De acordo com os procedimentos metodológicos de Drury (2001), objetivando destacar os lineamentos da região, foi aplicada a filtragem direcional do tipo kernel 3x3, com diferentes azimutes de iluminação (45° , 90° , 180°).

Aerogeofísica: o processamento dos dados geofísicos cedidos pelo Serviço Geológico Brasileiro - CPRM (Projeto Aerogeofísico Paulo Afonso–Teotônio Vilela obtidos em 2011) foram realizados no *Software Osais Montaj*. O processo para a obtenção dos dados, visou a correlação com os dados estruturais e litológicos existentes para a região. A partir do campo magnético anômalo (CMA) foram aplicados os filtros da amplitude do sinal analítico (ASA), seguindo a metodologia de Roest et al. (1992), para o realce de bordas de alvo magnéticos regionais e da derivada primeira derivada vertical (DZ) (Milligan & Gunn, 1997), com o intuito de realçar estruturas (zonas de cisalhamento, falhas, lineamentos) e corpos geológicos

da região. Com base no trabalho de Reid et al. (1990), foi aplicada a deconvolução de Euler, considerando-se índice 1, tolerância 5% e janela de 15, a fim de gerar um mapa de topos da profundidade de estruturas magnéticas. O espectro radial de potência, proposto por Bhattacharyya (1966) e reavaliado por Spector & Grant (1970), foi aplicado no CMA a fim de segregar resposta das fontes magnéticas entre rasas e profundas. Em seguida foi empregada a metodologia da continuação ascendente (Trompant *et al.*, 2003), onde foi possível ressaltar estruturas de baixa frequência e altos comprimentos de ondas associados às fontes profundas.

Cartografia geológica e geoprocessamento: esta etapa foi baseada no levantamento de pontos de afloramento. Em seguida foram obtidas a localização por GPS, identificação das litologias e estruturas, bem com a amostragem sistemática, dando subsídios a estudos posteriores (petrografia, geoquímica e geocronologia). No total foram visitados 106 afloramentos compreendendo as principais litologias presentes na área estudada. O geoprocessamento foi utilizado para a confecção de um banco de dados contendo as informações supracitadas. Em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) foi possível extrair os lineamentos de forma visual e trabalhar com a metodologia de sobreposições de camadas (Braga et al, 2002) para a obtenção das melhores respostas para a área de estudo.

Petrografia: As 31 lâminas delgadas foram preparadas nas dependências do Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (LPA-DGEO) e descritas no Laboratório de lentes e microscopia do Departamento de Geologia da UFPE em um microscópio petrográfico da marca Zeiss modelo Axio Lab. A1. A classificação segue os parâmetros propostos pela USGS, identificando os minerais principais e acessórios de cada litologia encontrada.

Geoquímica de rocha total: foram obtidos dados de 28 amostras, sendo aproximadamente duas de cada litologia estudada. As amostras foram escolhidas de lascas frescas e livres de capa de alteração. Em seguida, no LPA-DGEO as amostras foram convertidas em pó, seguindo os procedimentos de britagem (britador de mandíbula modelo MA2015), quartejamento manual, e pulverização no moinho de disco (modelo: rs200) e posteriormente enviadas as dependências do Laboratório ALS, situado em Goiânia-Goiás, onde foram analisados os elementos maiores e traços a partir das técnicas de ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para elementos menores e terras raras.

Sistema isotópico U-Pb: 07 amostras representativas dos plútons foram coletadas e posteriormente selecionadas para a datação U-Pb. Com base na metodologia empregada por

Sato et al. (2008), os grãos de zircão usados para análises geocronológicas foram concentrados por técnicas convencionais de britagem, moagem, peneiramento, separação eletromagnética e catação manual feitas nas dependências do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE). Em seguida encaminhou-se os cristais de zircão para o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal de Campinas (LAGIS-UNICAMP), onde foram montados em resina epóxi junto com o zircão de referência 91500 para calibração externa e com o zircão *Fish Canyon Tuff* (564 ± 4 Ma) para controle de qualidade das análises. Os *mounts* foram revestidos com carbono e fotografados por catodoluminescência (CL), para que as estruturas internas fossem investigadas, facilitando a seleção dos cristais e zonas a serem analisadas.

Sistema isotópico Lu-Hf: as 70 análises foram executadas nas mesmas amostras de rocha onde foram obtidos os dados do sistema isotópico U-Pb e preferencialmente, nos mesmos pontos (*spots*) das análises geocronológicas. A preparação das amostras seguiu a mesma metodologia utilizada para as análises de U-Pb, uma vez que o mesmo *mount* foi utilizado para obtenção dos dados geocronológicos e para a aquisição dos dados do sistema isotópico Lu-Hf. As análises isotópicas de Lu-Hf seguiram os protocolos adotados no Laboratório de Isótopos da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e foram realizadas com uso do espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICPMS de marca *Thermo Finnigan Neptune*. O padrão para a calibração são o *Mudtank* (732Ma): $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282507 \pm 0.000006$ Woodhead & Hergt (2005) e 91500(1062Ma): $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282307 \pm 0.000031$. Os isótopos foram medidos simultaneamente durante as análises.

1.4 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias crustais brasileiras. In: Simp. Geol. NE Brasil, Campina Grande, **Atas**, 8: 363-391. 1977.
- BHATTACHARYYA, B.K. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. **Geophysics**, 31(1): 97-121. 1966.
- BRAGA, B.; HESPANHOL, I.; CONEJO, J.G.L.; MIERZWA, J.C.; BARROS, M.T.L.; SPENCER, M.; PORTO, M.; NICCI, N.; JULIANO, N.; EIGER, S. **Introdução a Engenharia Ambiental**. São Paulo: PearsonPrenticeHall, 318p. 2002.
- BRITO NEVES, B.; SILVA FILHO, A. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 19, n. 2, p. 3-28. 2019.

BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 189p. 1975.

BRITO NEVES, B.B., PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A., SANTOS, E.J. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: South Am. Symp. Isotope Geology, Salvador: **Anais**, v.1, p.158-159. 2003.

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

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C., KOZUCH, M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(4): p. 279-296. 1995.

CAMOLEZI, B. A., FORTES, E., MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: O caso da bacia do ribeirão São Pedro - Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.201-211, 2012.

CAXITO, F.A.; HAGEMANN, T.G.; DIAS, V.; BARROTE, E.L.; DANTAS, A.C.; OLIVEIRA, M.S.; CAMPELLO, F.C. A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions. **Lithos**, 374–375:1-18. 2020.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 28: 221-228. 1998.

DRURY, S. **Image interpretation in geology**. Cheltenham: Nelson Thornes Ltd., 290p. 2001.

DUNCAN, C.; MASEK, J.; FIELDING, E. How steep are the Himalaya? Characteristics and of along-strike topographic variations. **Geology** v.31, p.75–78. 2003.

FERREIRA, V.P.; TCHOUANKOUE, J.P.; SIAL, A.N.; LIMA, M.M.C.; PIMENTEL, M.M. Two-stage mantle-derived Santana do Mundaú high-k cal-alkalic composite granitic batholith, Pernambuco-Alagoas domain. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2016, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBGEO, 1 CD-ROM. 2016.

HERZ, R.; DE BIASI, M. **Critérios e legendas para macrozoneamento costeiro**. Ministério da Marinha/ Comissão Interministerial para os Recursos do Mar. Brasília: MM, 1989.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804p. 1994.

JOSHI, P. N.; MAURYA, D. M.; CHAMYAL, L. S. Morphotectonic segmentation and spatial variability of neotectonic activity along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote sensing and GIS analysis. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 292–306, 2013.

LIMA, H.M. **Evolução tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema, Estado de Alagoas, NE do Brasil**. Tese de Doutorado: Programa de Pós-Graduação em Geologia da UnB. 178 p. 2018.

LIMA, S.S. Caracterização das inter-relações entre geologia e geomorfologia a partir de imagens Landsat e dados SRTM na Bacia Hidrográfica do Rio Japarutuba, Sergipe – Nordeste do Brasil. **Brazilian Journal of Development**, 6 (11): 92010-92026. 2020.

LIMA, M.M.C.; FERREIRA, V.P.; SILVA, T.R.; SIAL, A.N.; CARVALHO, B.M.B. Crustal growth during Western Gondwana amalgamation and onset of the Brasiliano orogeny: Insights from geochemistry and Pb-Sr-Nd-O isotopes from granites in northeastern Brazil. **Lithos**, 396-397:106223. 2021.

MEDEIROS, V. C. Aracaju NE: **Folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia**. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, PLGB. 2000.

MEDEIROS, V. C.; SANTOS, E. J. **Folha Garanhuns** (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil. 1998.

MEDEIROS, V.C. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p. 2004.

MENDES, V.A.; BRITO, M.F.L.; PAIVA, I.P. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. **Mapa Geológico**. Recife: CPRM, 1mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala - 1 :250.000. 2008.

MENGES, C.M., Late Quaternary fault scarps, mountain-front landforms, and Pliocene–Quaternary segmentation on the range-bounding fault zone, Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. In: Krinitzsky, E.L., Slemmons, D.B. (Eds.), *Neotectonics in Earthquake Evaluation. Reviews in Engineering Geology*, vol. 8. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 131–156. 1990.

MILLIGAN, P.R.; GUNN, P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2):63-75. 1997.

NOVO, E. M. L. M.; PONZONI, F. J. **Introdução ao Sensoriamento remoto**. INPE, São José dos Campos, 68 p. 2001.

OLIVEIRA, R.G.; MEDEIROS, W.E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Res.** 315, p. 45-65. 2018.

OSAKO, L.S. **Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção Centro- Norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Província Borborema**. Tese, Universidade Federal de Pernambuco, 165p. 2005.

REID, A.B.; ALLSON, J.M.; GRANSER, H.; MIETT, A.J.; SOMERTON, I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics**, 55: 80-91. 1990.

ROEST, W.R.; VERHOEF J.; PILKINGTON M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, 57(1):116-125. 1992.

ROS D. & BORGA M. Use of Digital Elevation Model Data for the Derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 1, p.13-33, 1997.

ROSA, R. Geotecnologias na geografia aplicada. **Revista do departamento de geografia USP**, v. 16, p. 81-90. 2005.

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

SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 29(1):61-76. 2010.

SANTOS, E.J. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Aracaju/NE - SC.24-X** (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7. 2000.

SANTOS, L.C.M.L., FUCK, R.A., SANTOS, E.J., DANTAS E.L. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplos das Províncias Borborema e Tocantins, Brasil. **Geonomos**, v.22, p.51-63. 2014.

SATO K., BASEI M.A.S., SIGA O.; SPROESSER W.M., PASSARELLI C.R. Novas Técnicas Aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços na Digestão Química, Espectrometria de Massa (TIMS) e Exemplos de Aplicação Integrada com SHRIMP. **Geol. USP Sér. Cient.**, v. 8, n. 2, p. 77-99, 2008.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARAES, I.P., SANTOS, L. ARMSTRONG, R VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, p. 1-70. 2016.

SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; VAN SCHMUS, W.R.; ARMSTRONG, R.; SILVA, J.M.R.; OSAKO, L.; CONCENTINO, L.; LIMA, D. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of the Borborema Province, NE Brazil. **Int. J. Earth Sci.**, 21: 2155-2190. 2014.

SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; VAN SCHMUS, W.R. Crustal evolution of the Pernambuco–Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil, Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research**. 5. p. 409–422. 2002.

SORDI, D.A. **Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da Sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central**. Dissertação, Universidade de Brasília. 130 p. 2007.

SOUZA FILHO, C.R. & CROSTA, A.P. Geotecnologias aplicadas à Geologia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, p. 1–4, 2003.

SPECTOR, A. & GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, 35(2): 293-302. 1970.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12 (1): 1- 33. 1976.

TROMPANT, H.; BOSCHETTI, F.; HORNBY, P. Improved downward continuation of potential field data. **Exploration Geophysics**, 34:249-256. 2003.

VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, 31, p. 227-252. 2011.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., FETTER, A.H., KOZUCH, M., DANTAS, E.L., BABINSKI, M. The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: International Conf. Basement Tectonic, 14, Ouro Preto, **Anais- Extended Abstracts**, p. 80-83. 1998.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., WILLIAMS, I.S., HACKSPACHER, P., FETTER, A.H., DANTAS, E.L., BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and SM-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precamb. Res.**, 127: 287-327. 2003.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, F., PENAYE J., GUIMARÃES, P. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society**, London, Special Publications 294, 66-69. 2008.

**2 GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO
GEOMORFOLÓGICA OBTIDAS ATRAVÉS DE DADOS AEROMAGNÉTICOS
E SRTM NA PORÇÃO OESTE DO BATÓLITO IPOJUCA-ATALAIA,
PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

*PHYSIS TERRAE - REVISTA IBERO-AFRO-AMERICANA DE GEOGRAFIA FÍSICA E
AMBIENTE*

DOI: <https://doi.org/10.21814/physisterrae.3525>



Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica obtidas através de dados aeromagnéticos e SRTM na porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, Província Borborema, Nordeste do Brasil

Structural geomorphology and geomorphological compartmentation obtained through aeromagnetic and SRTM data in the West portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith, Borborema Province, Northeast of Brazil

Sanmy Silveira Lima, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil, sanmy_lima@hotmail.com

<https://orcid.org/0000-0002-6609-2767>

Adejardo Francisco da Silva Filho, Departamento de Geologia e Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil, afsf@ufpe.br

<https://orcid.org/0000-0002-6341-2286>

Ignez de Pinho Guimarães, Departamento de Geologia e Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Brasil, ignez@ufpe.br

<https://orcid.org/0000-0002-5037-3820>

Gabriela Menezes Almeida, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasil, geol.gmalmeida@gmail.com

<https://orcid.org/0000-0002-1577-0660>

Resumo: O uso e interpretação de dados e imagens obtidos através de sensores remotos permitem importantes aplicações nas geociências. Neste artigo, foram utilizados dados aeromagnéticos e SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução de 30 metros para, respectivamente, capturar indicadores geológicos e geomorfológicos na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia. Técnicas de geoprocessamento foram utilizadas para correlacionar os fatores geológicos e geomorfológicos e como produto final obter a compartimentação geomorfológica da área. Para tanto, aplicou-se as metodologias de extração da hipsometria, grau de declividade, imagem sombreada e drenagem no MDT (modelo digital de terreno) do SRTM, além dos filtros da amplitude do sinal analítico (ASA) e da primeira derivada vertical (DZ) nos dados aeromagnéticos. Como resultado foi possível distinguir nove compartimentos geomorfológicos distintos, enquadrados em cinco categorias de acordo com os processos geológico-geomorfológicos dominantes na região, sendo elas a cimeira estrutural, os planaltos, o pediplano, o pedimento e as planícies. A compartimentação da área auxiliou o entendimento dos processos ocorridos e atuantes na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia e como o regime tectônico atua como agente primário na evolução do relevo na região.

Palavras-chave: Modelo digital do terreno (MDT); Amplitude do sinal analítico (ASA); Primeira derivada vertical (DZ); Compartimentação geomorfológica.

Abstract: The use and interpretation of data and images obtained through remote sensors allow important applications in geosciences. In this article, aeromagnetic data and SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) with a resolution of 30 meters were used to, respectively, capture geological and geomorphological indicators in the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Geoprocessing techniques were used to correlate the geological and geomorphological factors and as a final product to obtain the geomorphological compartmentalization of the area. For this purpose, the methodologies

used to extract hypsometry, degree of slope, shaded image and drainage in the MDT (digital terrain model) of the SRTM, in addition to the filters of the analytical signal amplitude (ASA) and the first vertical derivative (DZ) in aeromagnetic data. As a result, it was possible to distinguish nine distinct geomorphological compartments, framed in five categories according to the dominant geological-geomorphological processes in the region, namely the structural summit, the plateaus, the pediplane, the pediment and the plains. The compartmentalization of the area helped to understand the processes that occurred and were active in the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith and how the tectonic regime acts as a primary agent in the evolution of the relief in the region.

Keywords: Digital terrain model (MDT); Analytical signal amplitude (ASA); First vertical derivative (DZ); Geomorphological compartmentalization.

Introdução

O processo de decomposição progressiva de rochas através do intemperismo é denominado *etching* e o mesmo condiciona a erosão diferencial (Lima *et al.*, 2019; Migón, 2006). Tal processo é subordinado a fatores tectônicos e estruturas originadas por eles (dobras, zonas de cisalhamento, falhas, fraturas etc.), podendo ocasionar em perda das características originais da rocha, como mineralogia, resistência e densidade.

Estruturas geológicas lineares são uma das responsáveis pela criação de zonas de fraqueza em rochas, indicando um “caminho” preferencial para a percolação de fluidos (Pinotti e Carneiro, 2013; Lima *et al.*, 2017a; Lima *et al.*, 2017b; Lima, 2020). Dessa forma, a evolução de modelados graníticos segue a teoria da Etchplanação, onde a concepção de duplo “aplainamento” tem sido utilizada para explicar a evolução de áreas graníticas, tendo em vista não só os processos físicos superficiais, mas também levando em conta os processos intempéricos (químicos) que ocorrem no interior dos granitoides (Büdel, 1982; Twidale, 2005). Essa teoria concentra suas discussões na evolução do modelado a partir da dinâmica estrutural e climática (fatores endógenos e exógenos) ao longo do tempo geológico, indicando uma poligenia na formação do modelado granítico.

De acordo com Lima *et al.* (2017a, 2017b) o estudo integrado de fatores geológicos e geomorfológicos é uma importante ferramenta para a caracterização de uma determinada área. A evolução do modelado é o somatório dos fatores endógenos e exógenos impressos nas rochas e a evolução da paisagem pode ser constatada através do mapeamento geológico-geomorfológico (Cavalcanti, 2014). Rosa (2005), Carrino *et al.* (2007) e Lima *et al.* (2017a, 2017b) indicam que as geotecnologias constituem poderosas ferramentas para a aquisição de dados e tomada de decisões.

Segundo Carrino *et al.* (2007), o uso de geotecnologias tem subsidiado de forma crescente campanhas de mapeamento geológico e geomorfológico de cunho regional e local (e.g. Almeida *et al.*, 2003; Crósta *et al.*, 2003; Lima *et al.*, 2017a; Lima *et al.*, 2017b). O sensoriamento remoto e a aerogeofísica estão entre os métodos indiretos mais utilizados para a avaliação de áreas, devido à rapidez, acurácia e economia na obtenção dos dados (Madrucci *et al.*, 2003).

Em geral, os dados aerogeofísicos são pouco difundidos na geomorfologia, mas são de grande importância para o reconhecimento e validação de estruturas geológicas

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

(e.g. Carrino *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2021; Lima *et al.*, 2021). A aeromagnetometria além de ressaltar as estruturas em subsuperfície pode confirmar os lineamentos obtidos através dos dados SRTM, uma vez que o sensor aerotransportado mede a suscetibilidade magnética da rocha, ou seja, a influência causada pelo campo magnético terrestre, ao longo do tempo geológico, em rochas que contenham minerais magnéticos.

Dessa forma, o uso de dados aeromagnéticos é imprescindível para o reconhecimento de delimitação de estruturas lineares (Carrino *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2021; Lima *et al.*, 2021), para a obtenção dos demais parâmetros morfodinâmicos (hipsometria, declividade, forma e densidade de drenagem e extração de lineamentos) foram utilizados dados SRTM (Souza Filho, 2003; Cordeiro *et al.*, 2010; Tavares *et al.*, 2014).

Inserido nesse contexto o presente artigo busca avaliar as anomalias presentes nos dados supracitados utilizando técnicas de geoprocessamento para analisar os fatores geológicos e geomorfológicos na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia e obter como produto final a compartimentação geomorfológica da área.

1. Caracterização da área

A área está localizada na divisa entre os estados de Pernambuco e Alagoas. Região sudeste da Província Borborema (Figura 1).

Em regiões altamente deformadas o processo de Etchplanação ocorre não só por diferenças de resistência física e química das rochas, mas também pela deformação impressa na área. É o caso do Batólito Ipojuca-Atalaia (Figura 1B). A evolução desse batólito está ligada a evolução da Província Borborema (PB; Figura 1A) e por consequência as implicações causadas durante a Orogênese Brasileira, onde inúmeros corpos graníticos intrudiram na Província Borborema e consequentemente no Batólito Ipojuca-Atalaia. Essas rochas exibem morfologias diversas, logo, não existindo uma paisagem granítica padrão para a região estudada (Twidale, 1992).

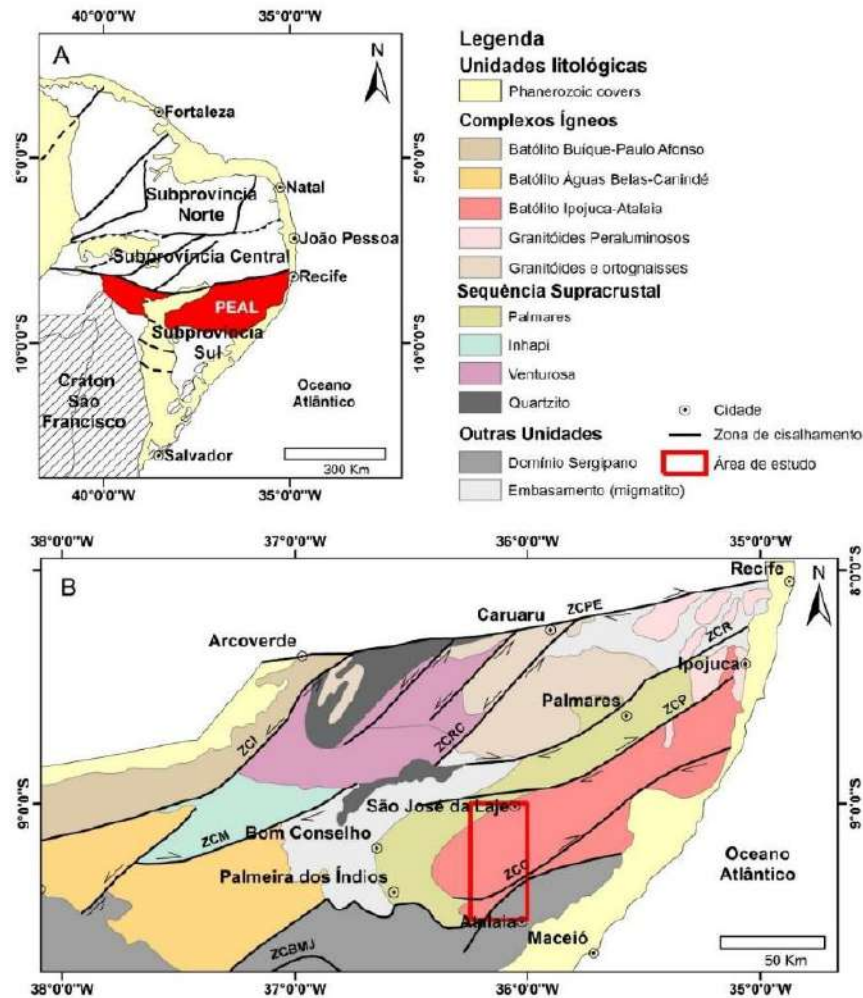


Figura 1: Localização da área de estudo. (A) Mapa simplificado da Província Borborema (Van Schumus *et al.*, 2008); (B) Mapa do Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) (Silva Filho *et al.*, 2016), com identificação da área de estudos em vermelho. Zonas de cisalhamento (ZC): ZCBMJ - Belo Monte Jeremoabo, ZCC - Cajueiro, ZCI - Itaíba, ZCM - Maravilha, ZCP - Palmares; ZCPA - Patos, ZCPE - Pernambuco, ZCR - Ribeirão, ZCRC - Rio da Chata.

A região estudada é controlada por dois conjuntos de zonas de cisalhamento. O primeiro conjunto, de cunho regional, é composto pelas zonas de cisalhamento: Palmares, Palmeira dos Índios e Cajueiro e o segundo conjunto é composto por 5 zonas de cisalhamento não denominadas (SD-1, 2, 3, 4 e 5; Figura 2). O controle tectônico da região, com suas feições e estilos, foi o principal critério de análise geomorfológica para a área estudada. Segundo Martins-Ferreira e Campos (2017) os fatores tradicionais (drenagem, altitude e declividade) também precisam ser levados em consideração, atuando como guias para a identificação e compartimentação dos padrões geomorfológicos.

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

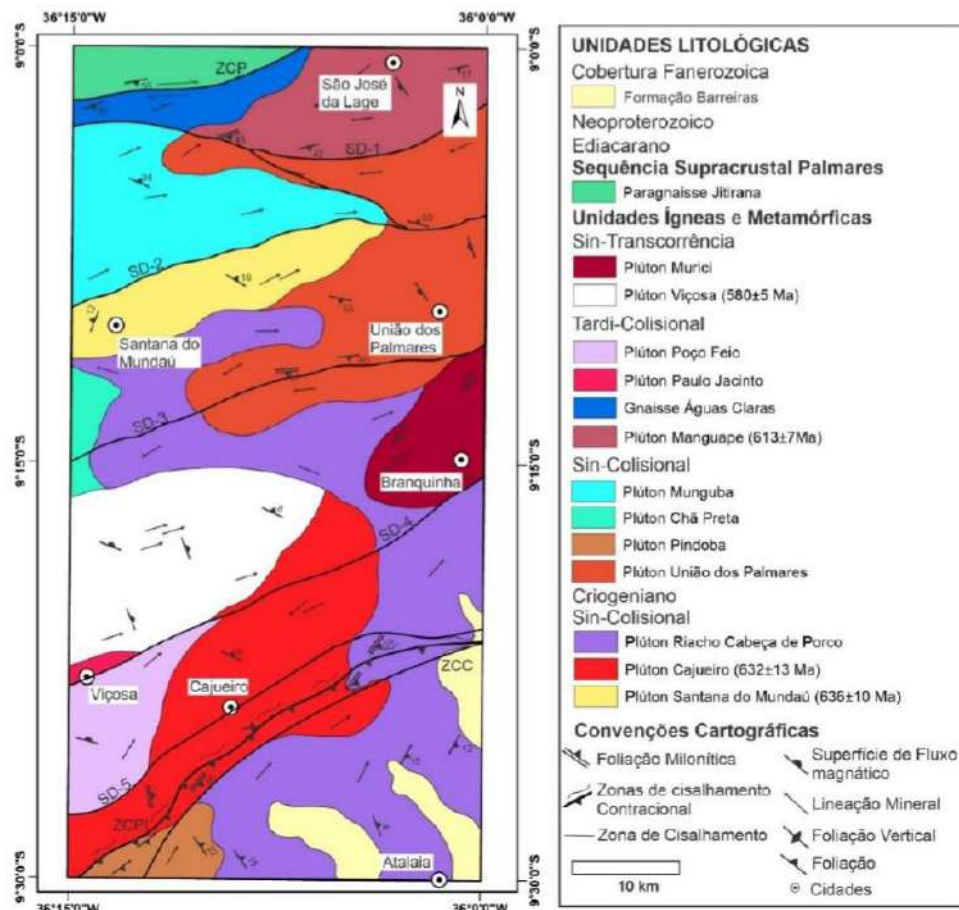


Figura 2: Mapa geológico simplificado (modificado de Lima *et al.*, 2021). Zonas de cisalhamento (ZC): ZCP - Zona de Cisalhamento Palmares; SD-1, SD-2, SD-3, SD-4 e SD-5 – zonas de cisalhamento sem denominação; ZCPI - Zona de Cisalhamento Palmeira dos Índios; ZCC - Zona de Cisalhamento Cajueiro.

Geomorfologicamente a região estudada compreende a cimeira estrutural, a escarpa e o pedimonte da porção sudeste da PB. Monteiro e Côrrea (2020) indicam que a evolução geomorfológica da área está associada às estruturas e rochas derivadas de processos acrescionários ocorridos no Ciclo Orogênico Brasileiro (Neoproterozoico).

1.1. Contexto geológico regional: A Província Borborema, o Superterreno Pernambuco-Alagoas e o Batólito Ipojuca-Atalaia

A Província Borborema (Figura 1A) foi formada pela convergência e colisão entre os crátons do Oeste da África, Congo-São Francisco e Amazônia, há cerca de 600 Ma. (Trompette, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2008, 2011; Toteu *et al.*, 2001; Dantas *et al.*, 2003). Essa colisão resultou na amalgamação de segmentos litosféricos distintos, associados concomitantemente a diferentes tipos de bacias com crostas proto-

oceânicas formadas entre eles. As subseqüentes interações entre estes blocos, descendentes de Rodínia (Frasca, 2015; Brito Neves e Silva Filho, 2019), ocorreram de acordo com as circunstâncias tectônicas locais, de um segmento litosférico para a outro, até a colisão de todas as bacias, em diferentes fases da convergência por todo o Neoproterozoico, desde o Toniano ao Cambriano (Frasca, 2015; Lima *et al.*, 2021).

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) (Figura 1B) ocorre ao longo da parte sudeste da Província Borborema. Essa entidade tectônica é delimitada, a norte e a sul, por falhamentos com mergulho para dentro da mesma e é caracterizada por gnaisses de alto grau, migmatitos e granitoides brasileiros que surgiram como largos maciços estruturais durante a deformação brasileira (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019). Trabalhos posteriores (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Oliveira *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019; Lima *et al.*, 2021), sugerem que o Superterreno PEAL é uma amálgama de vários terrenos com idades diversas. As idades modelos de Sm-Nd, de 1,0 a 1,5 Ga, mostram que grande parte do protólito (incluindo fontes para muitos plútons brasileiros) são Mesoproterozoicos ou mais jovens (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006), embora muitos gnaisses também apresentem origem Arqueana a tardi-paleoproterozoica (Brito Neves e Silva Filho, 2019).

O Batólito Ipojuca-Atalaia ocorre com forma alongada, segundo eixo NNE-SSW, entre as cidades de Ipojuca (PE) e Atalaia (AL). Constitui-se, predominantemente, por plútons cálcio-alcálicos, que intrudem ortognaisses e metatexitos Proterozoicos. Estes plútons apresentam litologia variada destacando-se, pela ordem, granitos com álcali-feldspatos e sienogranitos, monzogranitos e quartzo sienitos, e granodioritos (Brito Neves e Silva Filho, 2019; Lima *et al.*, 2021; Lima e Almeida 2021). As rochas graníticas apresentam uma série de determinações Sm/Nd (Silva Filho *et al.*, 2002, 2014), com valores de TDM distribuídos por todo o Proterozoico. Os principais plútons presentes na região são: Murici, Cajueiro, Viçosa, Santana do Mundaú, Poço Feio, Manguape e União dos Palmares (Figura 2).

As zonas de cisalhamento Palmares e Palmeira dos Índios limitam o batólito Ipojuca-Atalaia dentro do Superterreno Pernambuco-Alagoas, indicando seu cunho regional. Essas zonas de cisalhamento são amplamente descritas na literatura (Brito Neves e Silva Filho, 2019; Mendes *et al.*, 2008, 2010). A zona de cisalhamento Palmares apresenta cinemática transcorrente destal (Mendes *et al.*, 2010) e as rochas, apresentam xistosidade devido ao processo de tensão que reorientou os minerais. A zona de cisalhamento Palmeira dos Índios é caracterizada como uma zona de cisalhamento contracional e apresenta estruturas S-C e rochas milonitizadas com transporte tectônico para N-NE (Martins, 2018).

1.2. Contexto Geomorfológico

De acordo com Corrêa *et al.* (2010), a região da Província Borborema corresponde a um conjunto de terras altas que se distribuem no nordeste oriental do Brasil, com limites marcados por uma série de desnivelamentos topográficos, sendo comum não apresentar solução de continuidade litológica em relação ao relevo rebaixado

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

adjacente. Sua gênese está associada a dois eventos geológicos. O primeiro é o magmatismo associado aos processos ocorridos no Ciclo Orogênico Brasileiro e o segundo é a quebra do Pangea amplamente descritos na literatura (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019; Monteiro e Côrrea, 2020). Esses dois eventos atuaram sobre estruturas herdadas, dando origem a um mosaico de subcompartimentos com características distintas do ponto de vista morfoestrutural (Corrêa *et al.*, 2010). A área de estudo está localizada entre a Cimeira estrutural Pernambuco-Alagoas, a Encosta Oriental (Planalto da Borborema) e os Tabuleiros Costeiros.

A cimeira estrutural Pernambuco-Alagoas, segundo Corrêa *et al.* (2010), apresenta uma feição topográfica homogênea, onde predominam as cristas e relevos residuais. A elevação varia de 550 a 700 metros. Sua morfologia plana é o resultado da homogeneidade litológica do Batólito Ipojuca-Atalaia (rochas graníticas). A tectônica presente na região estrutura as zonas de topo na direção NE-SW.

A encosta oriental, é descrita por Corrêa *et al.* (2010), como uma faixa de relevo estreita em forma de escarpada que bordeja a porção leste da cimeira estrutural Pernambuco-Alagoas. Na região são encontrados plútons brasileiros dissecados dispostos em um alinhamento NNE-SSW. Lineamentos locais, por vezes, controlam a dissecação do relevo nessa unidade geomorfológica.

Segundo Araújo *et al.* (2012), os tabuleiros costeiros apresentam forma alongada, com altitudes máximas de 165m e largura variando de 40 a 80 km. Estas feições, são constituídas por sedimentos da Formação Barreiras, apresentam topografia ligeiramente ondulada. Normalmente, formam extensos corpos sub-horizontais, com ângulos baixo de declive para SE. Por vezes, a dissecação dos sedimentos da Formação Barreiras faz aflorarem rochas do embasamento Pré-Cambriano, impondo relevo de formas mais acidentadas (Barbosa, 1985).

2. Material e métodos

Para a realização da pesquisa, foi estabelecida uma rotina de processamento de imagens orbitais e dados aerogeofísicos.

Os dados geofísicos utilizados neste trabalho são provenientes do levantamento aéreo: Projeto Geofísico Paulo Afonso-Teotônio Vilela (1104), realizados Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2011. Esse projeto abrange grande parte do estado de Alagoas, a porção norte de Sergipe e a porção sudeste do estado de Pernambuco. O projeto foi adquirido com linhas de voo de direção N-S, com espaçamento de 500 m e linhas de controle E-W, com espaçamento de 10 km, e altura de voo média de 100 m. Os dados aerogeofísicos apresentam-se no sistema de coordenadas cartesianas bidimensionais UTM (Universal Transversa de Mercator), datum horizontal WGS-84, zona 24 sul. As etapas de processamento e análise dos dados foram realizadas no software da Geosoft Oasis Montaj TM v 9.3.

O processamento dos dados geofísicos e as técnicas de realce de anomalias são essenciais para a caracterização magnética e interpretação de seu significado

geológico-geomorfológico. Para o processamento e interpretação dos dados magnéticos foi utilizado como base o campo magnético anômalo (CMA), adquirido através da redução do campo magnético total pelo Campo Geomagnético Internacional de Referência (IGRF). Não foi realizada a operação de redução ao polo (Baranov, 1957; Baranov e Naudy, 1964) por se tratar de região de baixa latitude magnética, o que dificulta a aplicação da técnica. Como produtos, a partir da imagem do campo magnético anômalo, foram aplicados os filtros da amplitude do sinal analítico (ASA) (Roest *et al.*, 1992), para realce de bordas de alvo magnéticos regionais, e da primeira derivada vertical (DZ) (Milligan e Gunn, 1997), com o intuito de realçar estruturas (zonas de cisalhamento, falhas, lineamentos) e corpos geológicos da região.

O modelo digital do terreno (MDT), foi empregado na extração de drenagem, bem como foram aplicados filtros direcionais para o realce das informações e posterior extração de lineamentos de relevo, em seguida foram obtidos os demais produtos como os mapas de hipsometria e declividade. Por fim foi elaborado um mapa com a compartimentação geomorfológica da área.

Especificamente nessa pesquisa, empregou-se o MDT do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), caracterizado por 30 metros de resolução espacial e disponibilizadas via o sítio <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Esta imagem apresenta-se no sistema de coordenadas cartesianas bidimensionais UTM (Universal Transversa de Mercator), datum horizontal WGS-84, zona 24 sul.

O MDT obtido através dos dados SRTM, também possibilitou a obtenção dos mapas hipsométricos e de declividade, seguindo a metodologia abordada por Herz e De Biasi (1989), Menges (1990), Duncan *et al.* (2003), Camolezi *et al.* (2012) e Joshi *et al.* (2013), que estabeleceram oito classes segundo limites usados internacionalmente, bem como estão de acordo com as leis vigentes no Brasil. A hipsometria e a declividade foram obtidas através do software ArcGis 10.

A extração automática de drenagem foi feita no MDT do SRTM, a partir do aplicativo de software Global Mapper 11. A rede de drenagem foi extraída utilizando-se a metodologia de Ros e Borga (1997). Esta metodologia consiste na combinação e reconhecimento do conjunto pixels côncavos como potenciais pontos de transmissão (Flow direction) na atribuição de um sentido de drenagem para cada célula do MDT, e a derivação posterior da rede de drenagem (Flow accumulation). A classificação da drenagem, desenvolvida por Horton (1945) segue a equação $Dd = Lt/A$, onde Dd é a desividade drenagem, Lt é o comprimento dos canais e A é a área estudada. Lollo (1995) através da equação de Horton (1945) classificou a densidade de drenagem de acordo com a tabela 1.

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

Tabela 1: Valores de referência para classificação da densidade hidrográfica por Lollo (1995).

Densidade hidrográfica (rios km ²)	Classe
< 3	Ruim
3 – 7	Regular
7 – 15	Boa
>15	Muito boa

Os filtros direcionais aplicados na pesquisa são do tipo kernel 3x3, com diferentes azimutes de iluminação (45°, 90°, 180°) e elaborados no software ENVI 4.3. O objetivo da filtragem foi destacar os lineamentos e suas diferentes direções (Drury, 2001). Os dados obtidos através da técnica da filtragem direcional são fundamentais para a qualificação e quantificação das estruturas geológico-geomorfológicas, que são os principais fatores condicionantes da erosão (Batista *et al.*, 2014). Em seguida foi elaborado um perfil topográfico, com direção NNW-SSE, para a área de estudo.

Para a extração visual de lineamentos aerogeofísicos e do modelado, foi usada a metodologia desenvolvida por Chiang (1984, 1987) e, posteriormente modificada por Lima (2020). Na primeira etapa, em ambiente SIG (Sistema de informação geográfica), foram carregadas as imagens devidamente filtradas do MDT do SRTM (Lima *et al.*, 2017a; Lima *et al.*, 2017b; Lima, 2020). Em seguida, foi observado o contexto regional, levando em conta os aspectos geológicos e geomorfológicos mais estáveis da área (Chiang, 1984). A escala de interpretação utilizada foi 1: 250.000. Na segunda etapa, os lineamentos, representados por vales, cristas retilíneas, falhas e outras estruturas, foram traçados. As escalas utilizadas na segunda etapa variaram entre 1: 250.000 e 1: 100.000. Na última etapa, foi realizado o exame pontual de estruturas que levantaram dúvidas nas etapas anteriores, a partir da interpretação visual de estruturas lineares na escala 1: 75.000 (Lima, 2020). Os lineamentos foram divididos em dois grupos: lineamentos principais, que estão amplamente associados a zonas de cisalhamento e/ou limites de unidades geológicas ou geomorfológicas e lineamentos secundários que foram associados a estruturas lineares ou curvilíneas de menor expressão. Em seguida, todos os produtos obtidos através dos procedimentos metodológicos foram reamostrados para o datum SIRGAS 2000.

Após a compilação dos dados de estruturas lineares provenientes dos dados aerogeofísicos e SRTM e da rede de drenagem, foi elaborada a análise estatística dos mesmos por meio da confecção de diagramas de roseta no software Stereonet, indicando o número total de estruturas lineares em cada direção a partir de sua a sua frequência (Reeves *et al.*, 1983; Souza Jr., 1998).

Para a elaboração da compartimentação geomorfológica, foi utilizado o preceito da sobreposição de camadas (Braga *et al.*, 2002), onde o cruzamento de produtos (geofísicos e geomorfológicos) foi realizado para a caracterização geomorfológica das zonas-alvo. De acordo com Moura *et al.* (2009) o princípio de sobreposição de camadas é um procedimento de análise de multicritérios amplamente utilizado no

geoprocessamento, pois se baseia na lógica básica da construção de um SIG onde são selecionadas as principais variáveis que caracterizam o fenômeno e na representação da realidade segundo diferentes variáveis (geologia, geofísica, geomorfologia), organizadas em camadas de informação (planos de informação). As camadas são integradas na forma de um sistema, que traduza a complexidade da realidade, possibilitando a identificação dos diferentes padrões (geológicos - geofísicos - geomorfológicos) nos planos de informação obtidos através dos dados e imagens adicionados no banco de dados (e.g. Carrino *et al.*, 2007; Moura *et al.*, 2009; Almeida *et al.*, 2021; Lima *et al.*, 2017a, 2017b, 2021; Lima, 2020).

A escala utilizada para a compartimentação foi de 1:100.000, uma vez que os dados aerogeofísicos são limitados por essa escala. A sobreposição foi realizada no software ArcGis 10.

As litologias e estruturas geológico-geomorfológicas também foram visitadas em trabalhos de campo. Dados presentes na literatura apresentam as principais movimentações e o seu sentido (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Brito Neves e Silva Filho, 2019; Lima *et al.*, 2021), permitindo uma verificação com os dados obtidos através das técnicas geofísicas e de sensoriamento remoto. Fotografias obliquas realizadas durante essa visita e permitiram identificar as feições superficiais mais importantes, bem como validar os dados obtidos através da metodologia empregada.

3. Resultados e discussão

3.1. Aeromagnetometria

Nesta sessão abordamos o uso de dados aeromagnéticos para a delimitação e o estudo de lineamentos geológicos (zonas de cisalhamento) a partir da suscetibilidade magnética das rochas da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia. Com base no grid (matriz) do campo magnético anômalo (CMA; Figura 3) e seus produtos (filtragens) derivados, como: amplitude do sinal analítico (ASA) e primeira derivada vertical (DZ) foi possível realizar uma análise qualitativa dos tipos de lineamento.

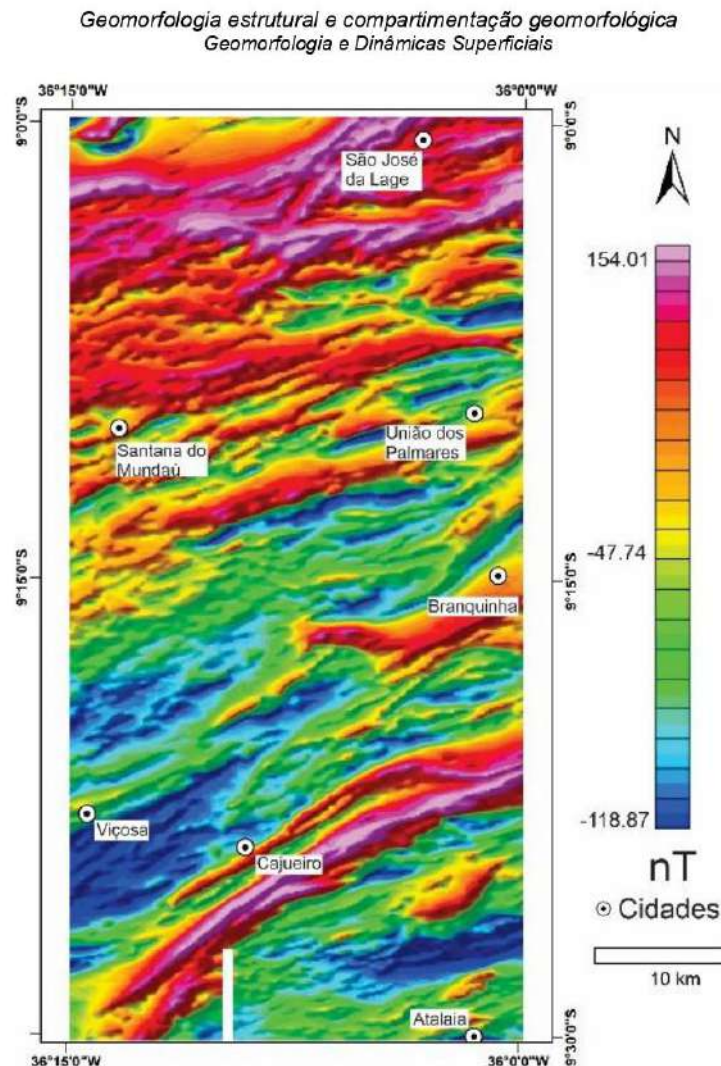


Figura 3: Campo Magnético Anômalo (CMA) e as sedes municipais situadas na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia.

Os lineamentos magnéticos foram divididos em dois grupos: lineamentos principais, que estão amplamente associados a zonas de cisalhamento e/ou limites de unidades geológicas e lineamentos secundários que foram associados a estruturas lineares ou curvilíneas de menor expressão. Ao todo foram extraídos 135 lineamentos magnéticos com comprimento variando entre de 0,5 e 30 km, conforme observado na figura 4. As imagens da amplitude do sinal analítico e da primeira derivada vertical e suas interpretações são mostrados na figura 4.

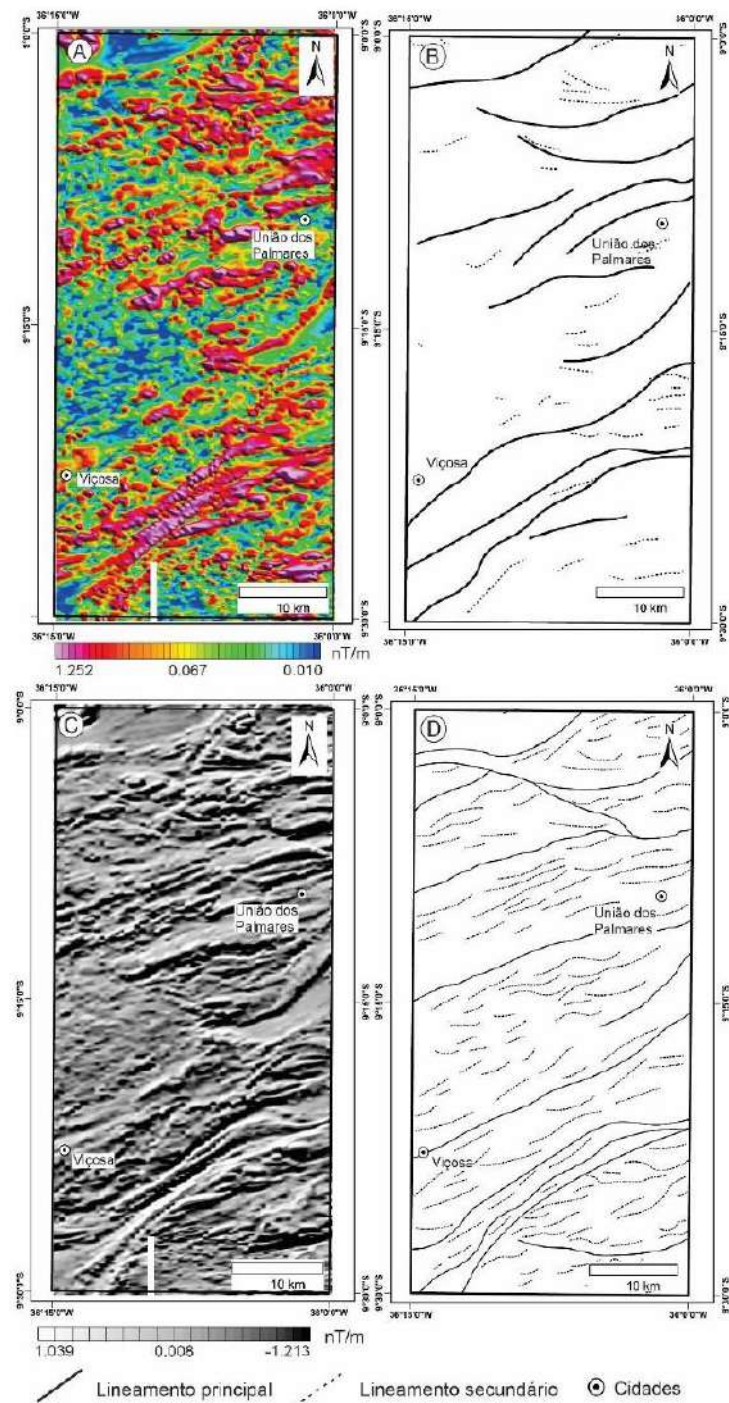


Figura 4: Imagens Magnéticas e lineamentos magnéticos primários e secundários do Batólito Ipojuca-Atalaia. A) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); B) Lineamentos interpretados a partir da imagem ASA; C) Primeira derivada vertical; D) Interpretação dos lineamentos da primeira derivada vertical (DZ).

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

Os diagramas de roseta apresentados na figura 5, indicam um padrão estrutural para os lineamentos magnéticos principais e secundários, com direção predominante para NE-SW, corroborando com os dados apresentados por Silva Filho *et al.* (2002; 2014) e Brito Neves *et al.* (2019).

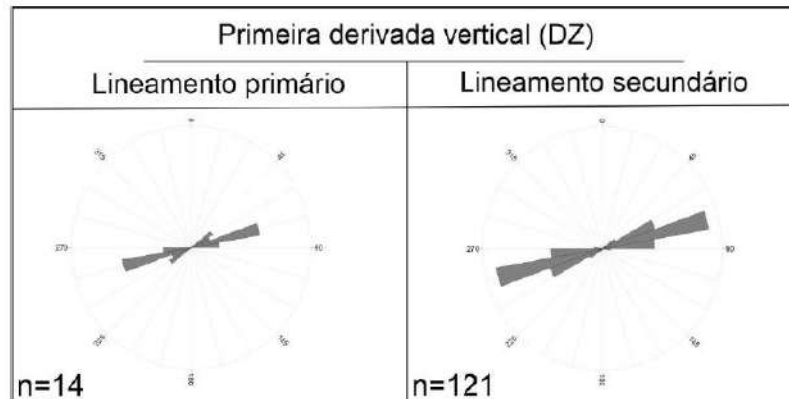


Figura 5: Diagrama de roseta para lineamentos principais e secundários interpretados a partir da imagem DZ.

3.2. Dados SRTM

A partir dos diferentes produtos obtidos através do MDT (modelo digital do terreno) dos dados SRTM foi possível elaborar os mapas: hipsométricos, de declividade e drenagem, bem como dar suporte à aplicação da filtragem direcional e a obtenção do perfil topográfico da região estudada.

O mapa hipsométrico (Figura 6A) foi dividido em oito intervalos, partindo do nível do mar até aproximadamente setecentos e setenta metros de altitude. De acordo com Côrrea *et al.* (2010) a porção noroeste da área representa a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, com altitudes entre 550 e 770 metros (Figuras 6A e 7). A Encosta Oriental também é indicada por Côrrea *et al.* (2010), como localidades onde a altitude varia entre 550 e 165 metros, contemplando as regiões nordeste, centro-oeste, e sudoeste da área de estudo. Por fim, a região de tabuleiros costeiros, descrita por Araújo *et al.* (2012), como localidades de modelado suavemente ondulado e com altitudes partindo do nível do mar até 165 metros (Figura 6A), sendo encontrada nas regiões sudeste e centro-leste.

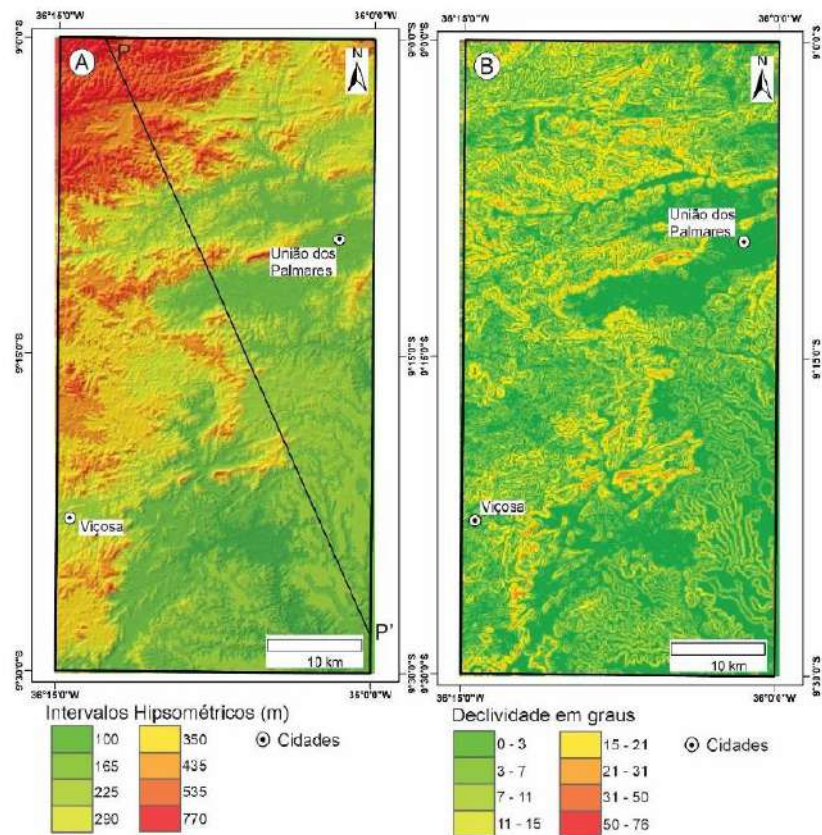


Figura 6:(A) Mapa hipsométrico e corte do perfil topográfico (P-P'); (B): Mapa de declividade ou carta clinográfica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia.

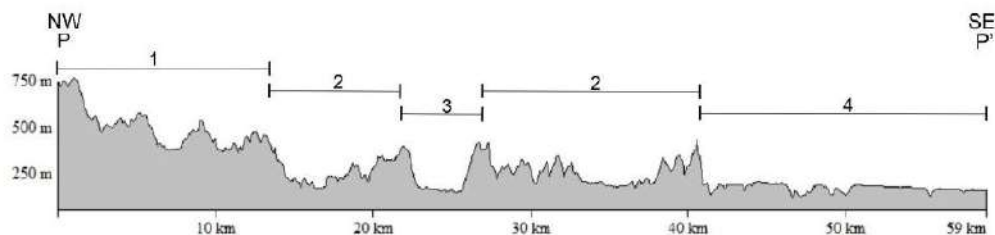


Figura 7: Perfil topográfico (P-P') da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia; 1- corresponde a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, 2- corresponde a Encosta Oriental (Planaltos Dissecados), 3- indica a exposição do embasamento e 4- corresponde aos Tabuleiros Costeiros (zonas de planície).

O mapa de declividade (Figura 6B), foi elaborado para ampliar a percepção do relevo, bem como auxiliar na identificação e correlação dos padrões de declividade com as feições geomórficas e sua relação com a tectônica, haja vista, a heterogeneidade de classes de declividade encontradas na área de estudo.

Analisadas as classes de declividade (Figura 6B) encontradas, a maior área geográfica encontra-se no intervalo de 0-15% que correspondem às áreas tipicamente

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

tabulares e aos setores de relevo agradacional, como as planícies. A segunda maior classe de declividade verificada corresponde ao intervalo de 15-31% e corresponde às vertentes com inclinação moderada. Esse intervalo de declividade encontra-se nas áreas de vertentes da Cimeira Estrutural PE-AL e da Encosta Oriental. Áreas com intervalo entre 50-76% são raras e estão associadas as serras residuais encontradas nas regiões de borda da Cimeira Estrutural PE-AL.

A drenagem da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia conta com 1828 canais perenes e intermitentes (Figura 8). Segundo Souza e Corrêa (2012), o papel desempenhado pela rede de drenagem é fundamental para que ocorra o transporte e a deposição dos sedimentos, que favorece a elaboração de novas formas do modelado. Hooke (2016) constatou que o comportamento do escoamento da água é essencial para a alteração da morfologia dos canais. Assim, a frequência dos fluxos é fator importante, bem como as características geológicas do material de fundo.

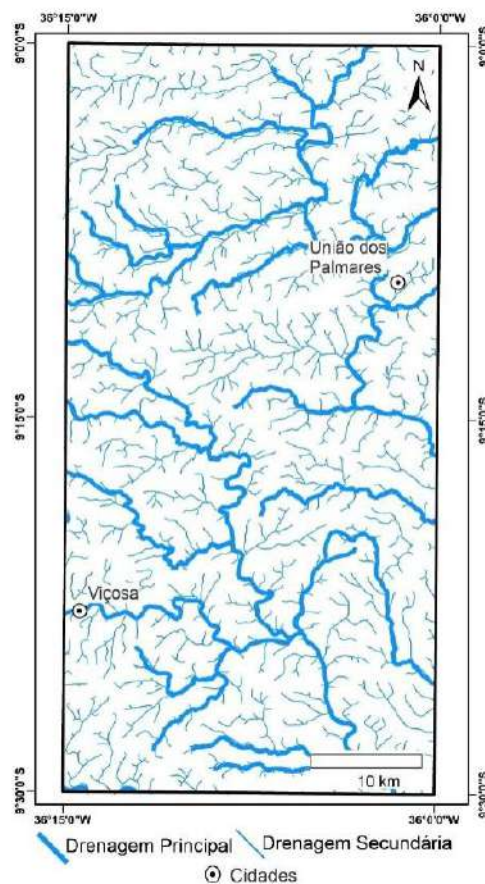


Figura 8: Mapa da drenagem perene (principal) e intermitente ou efêmera (secundária) da área de estudo.

O gradiente de declividade dos canais principais apresentou valores no intervalo de 3-7%, conforme indicado por *Côrrea et al.* (2010) e pela figura 6B. Ainda de acordo com os dados de declividade os canais principais possuem baixo potencial de mobilização de sedimentos, corroborando com os dados apresentados por Nascimento e Xavier (2010). Assim, somente o material fino, constituído de argila e silte, é deslocado. A densidade hidrográfica, apresentou valor de 1,21 canais/km², ou seja, existe uma frequência de 1.21 canais de drenagem para cada km² de área, o que significa uma quantidade regular de canais de acordo com Horton (1945).

As condições litológicas, pedológicas e climáticas favoreceram a formação de rios/riachos devido principalmente a baixa permeabilidade das rochas da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, corroborando com os textos de Soares e Fiori (1976) e Christofolletti (1980). A figura 9 apresenta os diagramas de roseta com duas direções predominantes. Os canais principais apresentam direção predominante NW-SE, caracterizada pelos fatores geomorfológicos exógenos e a drenagem efêmera ou intermitente (secundária), de direção ENE-WSW, está associada aos fatores geológicos, principalmente os de cunho litológico.

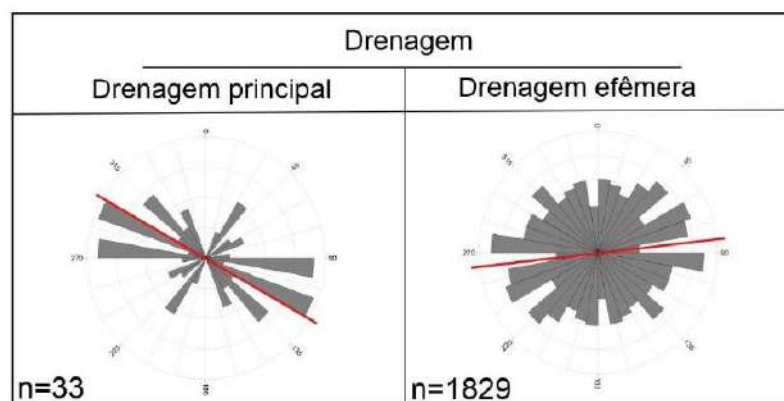


Figura 9: Diagrama de roseta para drenagem principal e secundária interpretados a partir da extração automática de drenagem. A linha em vermelho marca a direção média das rosetas de drenagem principal e efêmera.

Com base na interpretação das imagens obtidas através da filtragem do MDT dos dados SRTM, foi possível extrair 23 lineamentos morfoestruturais primários e 331 lineamentos morfoestruturais secundários, conforme a figura 10. A forma de como as estruturas estudadas (lineamentos morfoestruturais) apresentam-se impressas na paisagem foram analisadas com o objetivo de se estabelecer possíveis padrões entre as estruturas e o os regimes tectônicos a que a área de estudo foi submetida.

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

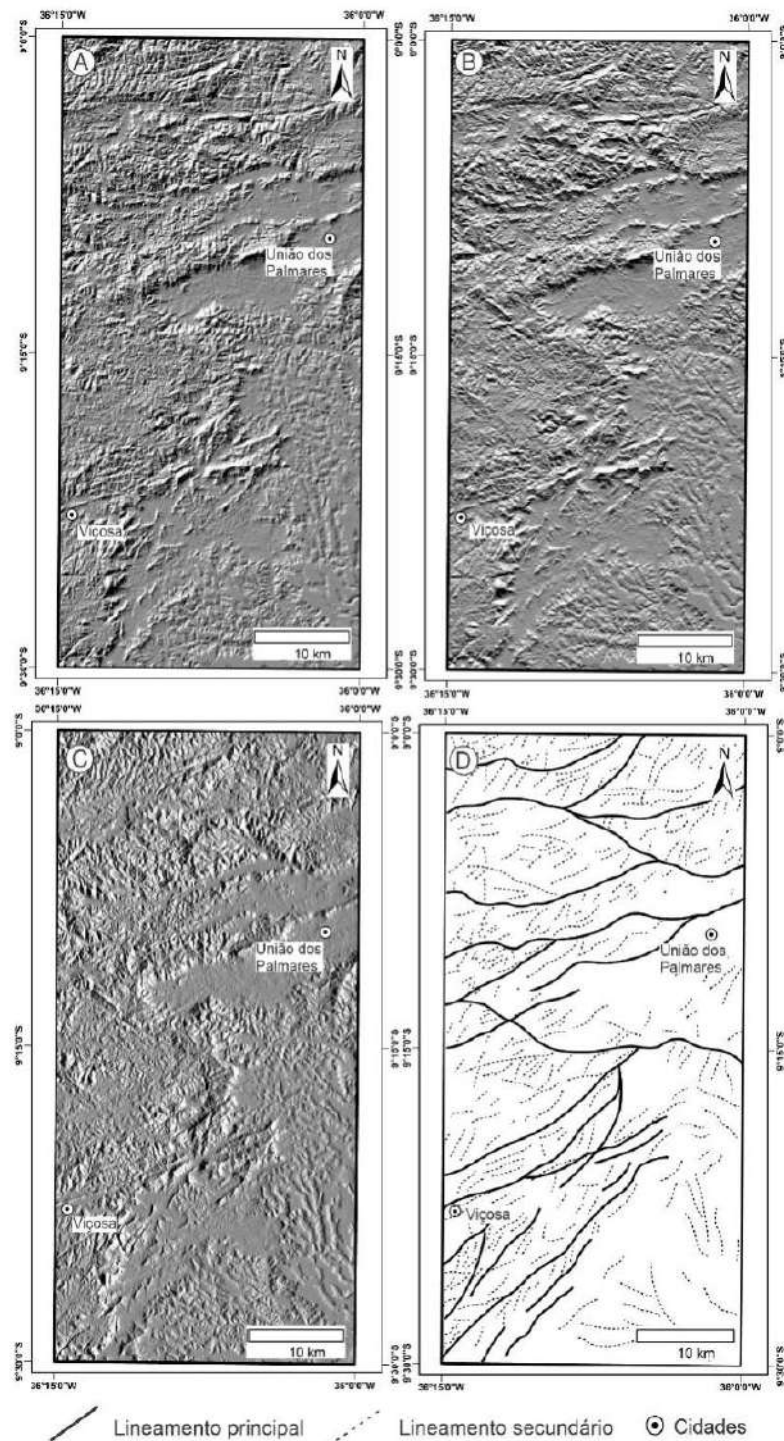


Figura 10: Imagens do MDT dos dados SRTM após aplicação da filtragem direcional. (A) Filtro direcional de 45° Az; (B) Filtro direcional de 90° Az; (C) Filtro direcional de 180° Az; (D) Interpretação dos lineamentos a partir da filtragem direcional.

Os lineamentos morfoestruturais primários estão associados as zonas de cisalhamento presentes na região, conforme as figuras 2 e 4 e ocorrem controlando alguns cursos de drenagem, principalmente na região noroeste. Os mapas de CMA, ASA e DZ (Figuras 3 e 4) evidenciaram uma forte correlação entre os lineamentos geológicos e os lineamentos morfoestruturais primários (Figura 10D). De maneira semelhante os lineamentos magnéticos e morfoestruturais seguem o mesmo *trend* NE-SW, conforme os diagramas de roseta (Figuras 5 e 11). Os lineamentos secundários estão associados os canais de drenagem secundários ou efêmeros (Figura 8), que são controlados pela componente litológica e apresentaram direção NE-SW, como indicado das figuras 5, 9 e 11.

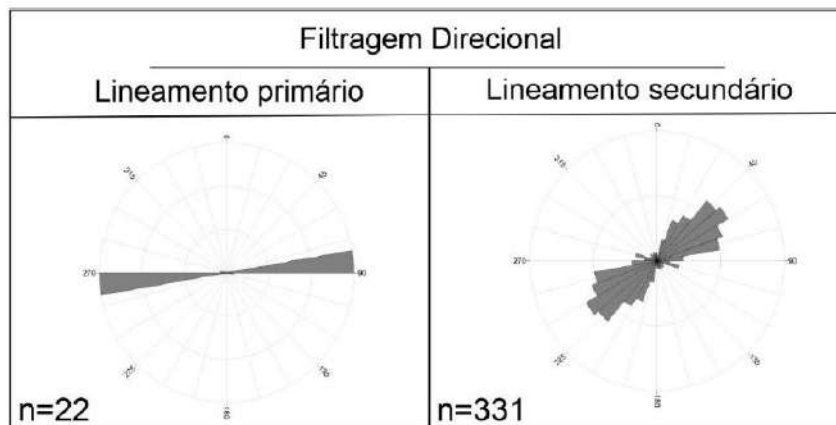
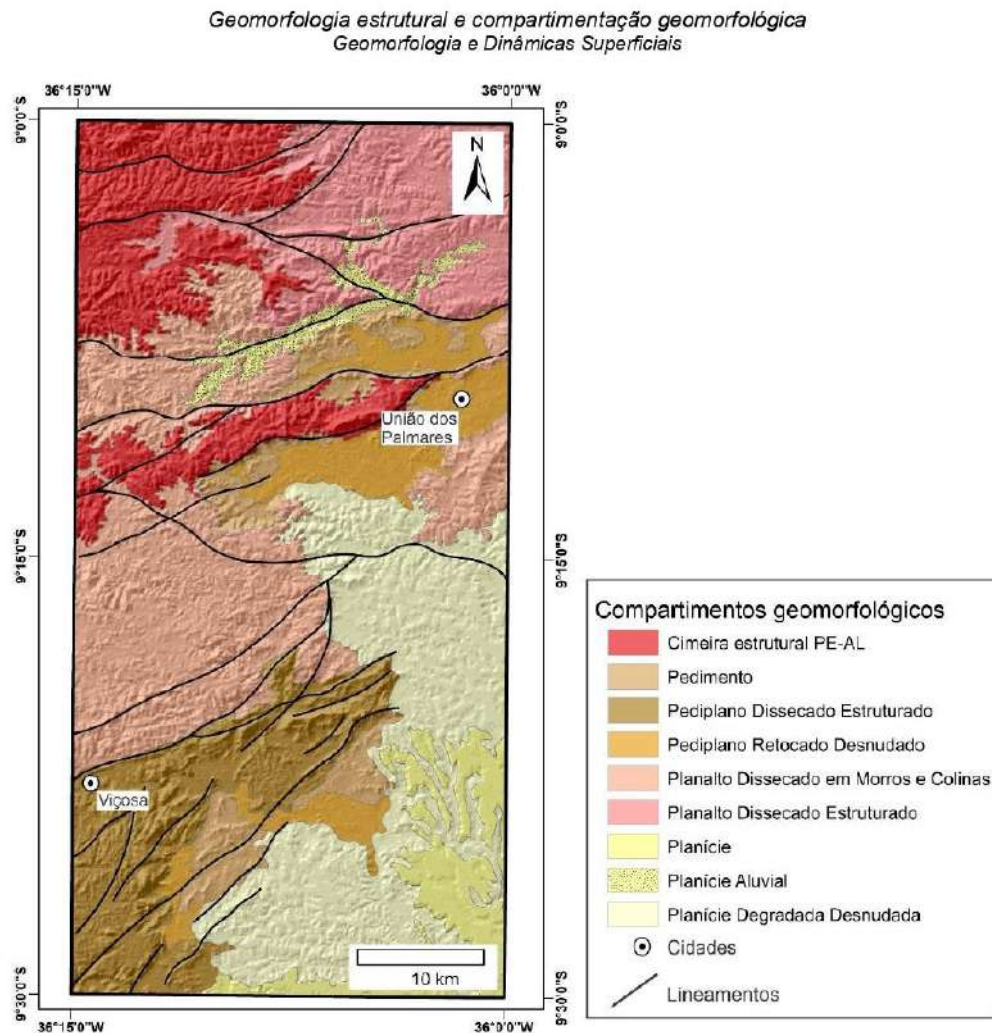


Figura 11: Diagrama de roseta para lineamentos principais e secundários interpretados a partir da filtragem direcional.

3.3. Compartimentação geomorfológica

Nesta seção serão apresentadas as principais características de cada um dos nove compartimentos geomorfológicos obtidos através da metodologia de sobreposição de planos de informação. Cinco conjuntos de compartimentos foram propostos, sendo eles: cimeira estrutural, pedimento, pediplano, planalto e planícies (Figura 12). Os principais critérios utilizados para a compartimentação incluem: padrão de relevo, grau de declividade, hipsometria, densidade de lineamentos e drenagem, bem como aspectos litológicos.



Cimeira Estrutural PE-AL: Caracterizado por um ambiente de dissecação com modelado rugoso, por vezes, pode apresentar a formação de serras residuais. Apresenta cotas entre 550 e 770 metros, conforme as figuras 6A e 7 e 13A. A densidade de drenagem é moderadamente densa de acordo com Horton (1945) e a drenagem principal, por vezes, se encontra encaixada na principal zona de cisalhamento que compõem a região (Zona de Cisalhamento Palmares). Este compartimento está associado a rochas graníticas (Águas Claras; Munguba; Chã Preta) e supracrustais (Palmares), como indicado nas figuras 1 e 2. Os lineamentos morfoestruturais da região encontram-se vergados por conta da deformação polifásica ocorrida durante o Proterozoico (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Brito Neves e Silva Filho, 2019)

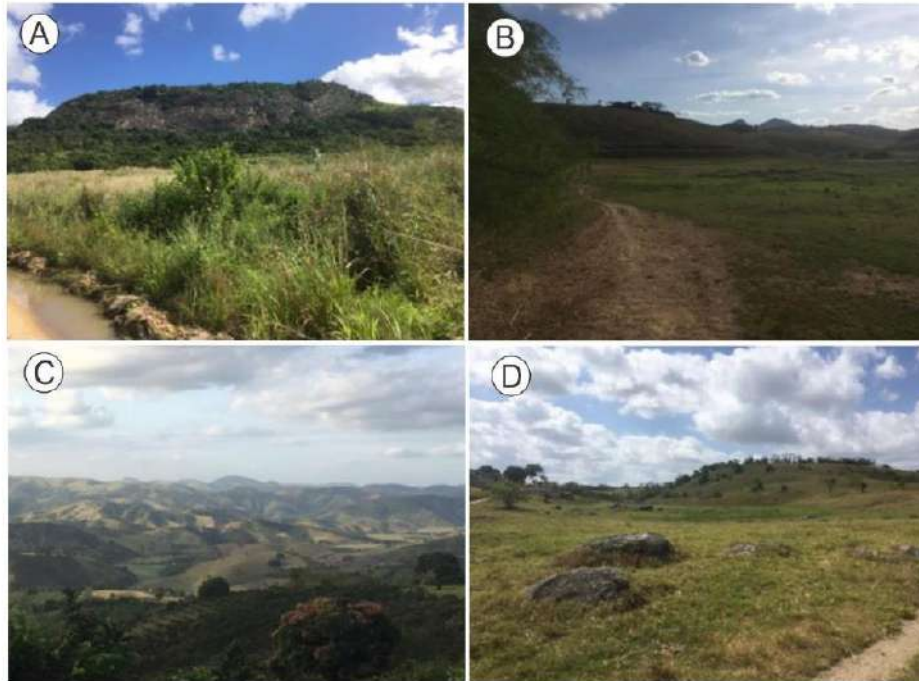


Figura 13: (A) fotografia oblíqua de parte da cimeira estrutural; (B) Fotografia oblíqua da planície degradada desnuda nas imediações no município de Atalaia; (C): Fotografia oblíqua do planalto dissecado nas imediações de Viçosa; (D) Afloramento de composição sienogranítica pertencente ao Plúton Cajueiro: a frente setor de planície e ao fundo, as ondulações que marcam eventos deformacionais provenientes das zonas de cisalhamento.

Planalto Dissecado Estruturado: Definido por um modelado ondulado, sendo este um ambiente de dissecação. Está inserido entre as cotas de 550 e 165 metros (Figuras 6A e 7). Esse compartimento apresenta uma grande diversidade de estruturas secundárias (lineamentos) alinhadas em forma de “V” (vide Figura 10D, extremo nordeste), sendo este um indicador de movimentação para norte-nordeste. A densidade de drenagem na região é regular (Horton, 1945). Esse compartimento está associado ao Plúton Manguape e a porção norte do Plúton União dos Palmares.

Planalto Dissecado em Morros e Colinas: Representa grande parte da porção oeste da área de estudo e é caracterizado como um ambiente de dissecação. O modelado é fortemente ondulado em formas de morros e colinas (Figura 13C). Este compartimento está entre as cotas de 550 e 165 metros (Figura 6A e 7). Não apresenta padrão estrutural definido. A densidade de drenagem é regular de acordo com a equação de Horton (1945) e o padrão de drenagem reconhecido na área foi o dendrítico. Este compartimento apresenta variada litologia granítica, fazendo parte do conjunto os plútons: Murici, Viçosa, Chã Preta, Santana do Mundaú, Riacho Cabeça de Porco.

*Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais*

Pediplano Dissecado Estruturado: Este compartimento está enquadrado na Encosta Oriental, apresentando relevo rugoso com pequenos setores planos e cotas com intervalo entre 350 e 165 metros (Figura 6A e 13D). Segundo Horton (1945) e Lollo (1995) a densidade de drenagem é ruim e por vezes encontra-se alocada nas estruturas geológicas. Os lineamentos morfoestruturais estão em consonância com as estruturas geológicas representadas pelo conjunto de zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Cajueiro (Figuras 2, 4 e 10). A litologia desse Compartimento está correlacionada aos monzogranitos do Plúton Poço Feio e aos sienogranitos dos plútons Cajueiro e Pindoba (Figura 13D).

Pediplano Retocado Desnudado: Esse compartimento apresenta relevo plano e também está associado a Encosta Oriental. A área apresenta padrão de drenagem dendrítico. Segundo Horton (1945) e Lollo (1995) a densidade de drenagem ruim. Esse ambiente geomorfológico de dissecção está correlacionado com o embasamento da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, onde afloram rochas da porção sul do Plúton União dos Palmares, bem como rochas do Plúton Riacho Cabeça de Porco (Figura 2).

Pedimento: Representado por um relevo ondulado, disposto nas soleiras da Cimeira Estrutural PE-AL ou da Encosta Oriental. Apresenta grau de declividade médio em torno de 21 graus e cotas variando 290 e 165 metros (Figura VI). Por vezes, o pedimento está correlacionado com os lineamentos secundários geológicos e morfoestruturais (Figuras 4 e 10).

Planície Degradada Desnudada: Composta por um modelado suavemente ondulado, na área de estudo compõe um ambiente de dissecção, com cota média em torno de 160 metros (Figura 13B). A drenagem é dendrítica e sua densidade é considerada boa pelos padrões de Horton, 1945 e Lollo, 1995. Este compartimento apresenta pequenos vales esculpidos pela drenagem que, em raras ocasiões, fazem aflorar rochas graníticas. A componente litológica desse compartimento é dividida entre os sedimentos inconsolidados da Formação Barreiras e os escassos afloramentos do Plúton Riacho Cabeça de Porco.

Planície Aluvial: Apresenta um ambiente de acumulação de sedimentos finos carreados pela drenagem, sendo o planalto dissecado estruturado sua principal fonte de sedimentos. Ocupa uma área de aproximadamente 31 km² formada dentro de um vale em "U" (Figura 6A e 12).

Planície: Este compartimento está enquadrado nos Tabuleiros Costeiros e apresenta modelado suave e cota média em torno de 150 metros de altitude (Figura 7). A drenagem é dendrítica. A componente litológica está exclusivamente associada a Formação Barreiras.

3.4. Correlações entre os dados geológicos e geomorfológicos na porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia

A compartimentação geomorfológica separou os setores de acordo com seu nível de deformação crustal exposta, cota (mapa hipsométrico), grau de declividade,

densidade de drenagem e tipo de drenagem. Os métodos geofísicos indiretos foram de extrema importância para estudar os tensores de deformação em subsuperfície através da susceptibilidade magnética das rochas.

Os dados aérogeofísicos e SRTM, indicam que a região sofreu uma deformação polifásica, corroborando com a literatura da área e suas adjacências (Silva Filho *et al.*, 2002; Oliveira *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2017). Os lineamentos morfoestruturais, na área de estudo, restringiram a posição e a geometria de grande parte das zonas de cisalhamento, fato corroborado pelos mapas ASA e DZ (Figura 4). A geometria das estruturas (lineamentos) geomorfológicas e geológicas da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, indicaram como principal marcador de movimentação, as zonas de cisalhamento, corroborando com os dados existentes na literatura (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Oliveira *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019).

Os lineamentos morfoestruturais apresentaram boa correlação, principalmente nas regiões graníticas (Figuras 2, 4, 10 e 12), onde os processos erosivos físico-químicos atuaram nas zonas de fraqueza das rochas. Através dos lineamentos morfoestruturais foi possível inferir um possível indicador de movimento para nordeste, movimento este já relatado na literatura (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Oliveira *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019; Lima *et al.*, 2021).

O magmatismo granítico Criogeniano a Ediacarano presente no Batólito Ipojuca-Atalaia está fortemente atrelado a movimentação e deformação em três estágios principais ocorrida na Orogenia Brasileira (Brito Neves e Silva Filho, 2019). O primeiro estágio, sin-colisional, está atrelado a foliação horizontal e a plútons de idade Criogeniana (Figura 2), como o Plúton Santana do Mundaú (636 ± 10 Ma; Ferreira *et al.*, 2016) e o Plúton Cajueiro (632 ± 13 Ma; Mendes *et al.*, 2008), apresentando forma alongada (Figura 2) e associados a cimeira estrutural e ao Pediplano Dissecado Estruturado (Figura 12). O segundo estágio está relacionado ao plutonismo tardi-colisional, tendo como principal característica a presença foliação plana e fraca (Silva Filho *et al.*, 2016), a exemplo, o Plúton Manguape com 613 ± 7 anos (Amostra GUS-152; Silva Filho *et al.*, 2014), este plúton apresenta indicadores cinemáticos por conta de sua proximidade com a Zona de Cisalhamento Palmares, estando ele inserido na unidade geomorfológica planalto dissecado estruturado. O terceiro estágio principal é marcado por plútons sin-transcorrentes, que apresentam foliação vertical e intensa deformação dúctil e rúptil (falhas preenchidas por minerais máficos ou veios de quartzo, sendo esse um dos últimos estágios da amalgamação, Silva Filho *et al.*, 2002; 2014; Brito Neves e Silva Filho, 2019), a exemplo, o Plúton Viçosa com idade de 580 ± 5 Ma (Silva Filho *et al.*, 2013), por conta da deformação, intemperismo e erosão impressas a essas unidades geológicas, as mesmas foram associadas aos Planaltos Dissecados em Morros e colinas.

O mesmo magmatismo granítico presente na porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia também foi descrito em outras áreas do PEAL e em outros domínios da Província Borborema (Guimarães *et al.*, 2004; Van Schmus *et al.*, 2011; Silva Filho *et al.*, 2013,

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

2014, 2016; Caxito *et al.*, 2020), e estão relacionados aos diferentes estágios do Ciclo Orogênico Brasileiro e posteriores deformações (Silva Filho *et al.*, 2014).

Dados estruturais coletados em campo atestam a presença de lineamentos geofísicos e morfoestruturais. Foram encontrados: microfalhas sintéticas (Figura 14A, Zona de Cisalhamento SD-1), minerais estirados (Figura 14B, Zona de cisalhamento Palmares; Figura 14C, Zona de Cisalhamento SD-3), boudins assimétricos e milonitos nas proximidades das principais zonas de cisalhamento, bem como a presença da tectônica rúptil tardia com veios de quartzo cortando as foliações magmáticas ou miloníticas com direção primária NE-SW (Figura 14D) e falhas preenchidas com minerais máficos, também apresentando direção NE-SW (Figura 14E). Esse conjunto de dados comprova a movimentação encontrada neste artigo e na literatura (Silva Filho *et al.*, 2002, 2006, 2016; Oliveira *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves e Silva Filho, 2019; Lima *et al.*, 2021). A drenagem, controlada preferencialmente por fatores geomorfológicos, por vezes é encontrada encaixada nas falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento, evidenciando um padrão secundário na área, onde em determinados compartimentos seguem o *trend* geológico, como visto nos compartimentos Planalto Dissecado Estruturado e Pediplano Dissecado Estruturado.

As unidades litológicas e os compartimentos geomorfológicos, por vezes, apresentam-se sobrepostos como é o caso do Plúton Cajueiro, inserido no compartimento geomorfológico Pediplano Dissecado Estruturado, onde os processos endógenos, através das zonas de cisalhamento, moldaram o seu formato (Figura 2) e os processos exógenos contribuíram na formação do seu modelado.

Outras correlações também são sinalizadas como o caso dos plútons de idade Brasileira (Murici, Chã Preta, Viçosa, dentre outros), que são em sua grande maioria inseridos no compartimento Pediplano Dissecado em Morros e Colinas, onde a zona central de tais plútons não sofreu alteração significativa pelos processos tectônicos impostos na região oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, logo os processos geomorfológicos como tipo de drenagem e densidade de drenagem assumem um papel primário na evolução do relevo.

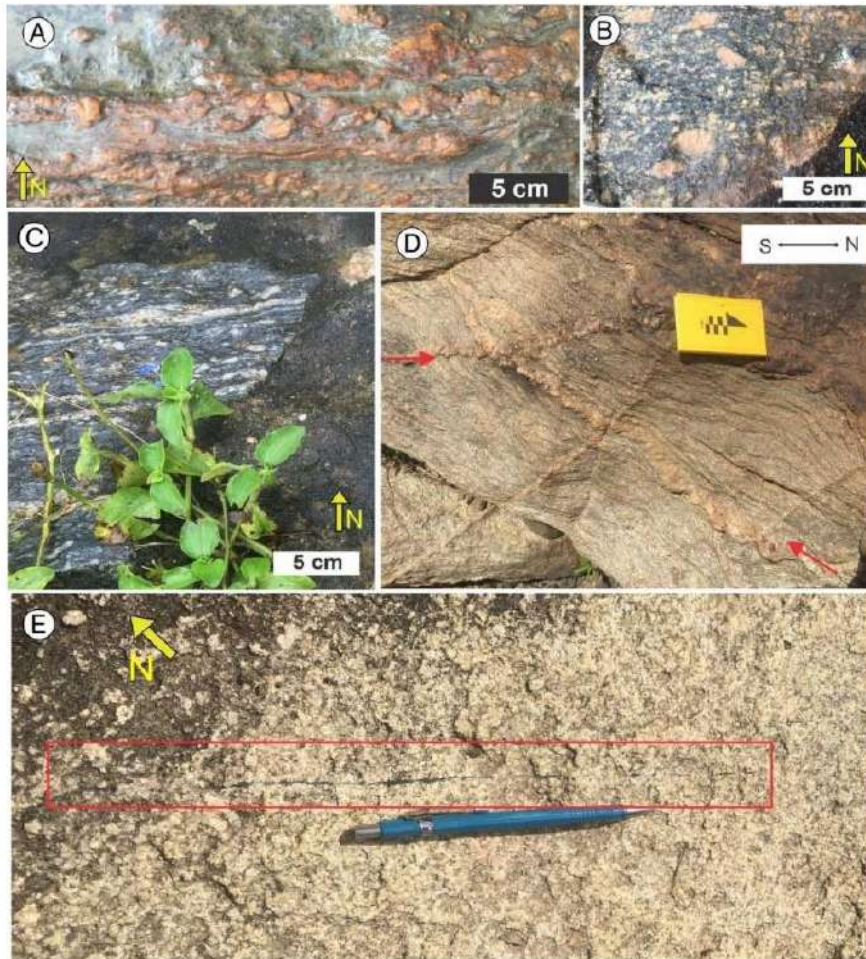


Figura 14: Mosaico de imagens; A) Microfratura sintética com indicador de movimentação dextral – Zona de Cisalhamento SD-1. B) Fenocristal feldspático indicando movimentação (dextral) na Zona de Cisalhamento Pamares; C) Fenocristal de quartzo com movimentação sinistral na zona de cisalhamento SD-3; D) Veios de quartzo cortando a foliação milonítica com direção NE-SW e N-S indicadas por setas vermelhas, localizada entre as zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Cajueiro; E) Falha preenchida com minerais máficos, com direção NE-SW.

A zona de Tabuleiro costeiro (planícies), por vezes, acoberta as rochas graníticas da região. Essa zona de planícies levemente onduladas apresenta forte correlação com a Formação Barreiras, de idade Fanerozoica. Esse relevo suave reflete a ausência de tectonismo proveniente do Ciclo Orogênico Brasileiro e da quebra do Pangea (Côrrea *et al.*, 2010), sofrendo apenas com eventos neotectônicos de reativação das principais zonas de cisalhamento (Palmeira dos Índios e Cajueiro; Monteiro e Côrrea, 2020).

Conclusões

A avaliação e análise dos produtos aerogeofísicos e SRTM se mostrou uma importante ferramenta para a caracterização de estruturas lineares e compartimentos

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

geomorfológicos. Com base na metodologia empregada foi possível identificar nove compartimentos geomorfológicos e como as estruturas geológicas imprimem um forte controle morfoestrutural na região. Nesse contexto, o controle estrutural do relevo é evidenciado pela dissecação das zonas de cisalhamento, onde a litologia granítica sofreu uma maior tensão ao longo do tempo geológico.

A porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia exibe diferentes feições formadas principalmente entre o Ciclo Orogênico Brasileiro e a quebra do Pangeia. A partir da análise dos lineamentos, foi possível visualizar evidências da deformação polifásica como os indicadores de movimentação para nordeste.

Para fins geológicos a compartimentação geomorfológica da área estudada foi considerada adequada aos objetivos propostos no presente artigo. A metodologia proposta viabilizou análises semiquantitativas na cartografia de estruturas geológico-geomorfológicas, evidenciadas pelos produtos gerados (ASA, DZ, mapa hipsométrico, mapa de declividade, filtragens direcionais, diagramas de roseta e mapa de compartimentos geomorfológicos). No entanto, a metodologia é limitada a resolução espacial dos dados aerogeofísicos que é de 1:100.000.

Os compartimentos exibem diferentes graus de dissecação, de acordo com as componentes estudadas, logo os resultados obtidos por esta pesquisa podem auxiliar no ordenamento territorial da área, uma vez que os mapas servem como fonte de informações tais como: formas do relevo, riscos de erosão, restrições de uso e ocupação urbana. Os dados foram gerados de forma rápida e podem ser atualizados ao longo do tempo, para o aprimoramento dos estudos da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM pelo apoio e concessão dos dados aerogeofísicos; O primeiro autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da bolsa de estudos modalidade doutorado. O quarto autor agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela concessão da bolsa de estudos modalidade doutorado.

Financiamento

Bolsa de estudos modalidade doutorado concedida pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, processo 143557/2017-3; Bolsa de estudos modalidade doutorado concedida pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, processo 88887.137872/2017-00.

Bibliografia

Almeida, T. Souza Filho, C. R., Abreu, F. R., Crósta, A. P. (2003). Modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Zn-Pb utilizando dados de alta resolução espacial e espectral do sensor GEOSCAN MKII: estudo de caso no depósito Salobro, Porteirinha (MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 33, 5-16.

- Almeida, G. M., Fuck, R. A., Lima, D. P. D., Dantas, E. L., 2021. Accretion tectonics in western Gondwana highlighted by the aeromagnetic signature of the Sergipano belt, NE Brazil. *Tectonophysics* 802 (228742). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228742>
- Araújo, T. C. M., Santos, R. C. A. L., Seoane, J. C. S., Manso, V. A. V. (2012). *Erosão e progradação do litoral brasileiro-Alagoas*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 475p.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359–383.
- Baranov, V., Naudy, H. (1964). Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Barbosa, L. M. (1985). *Quaternário costeiro do estado de Alagoas: Influências das variações do nível do mar*. Dissertação de mestrado em geologia, UFBA, 58p.
- Batista, C. T., Veríssimo, C. U. V., Amaral, W. S. (2014). Levantamento de feições estruturais lineares a partir de sensoriamento remoto – uma contribuição para o mapeamento geotécnico na Serra de Baturité, Ceará. *Geologia USP, Série Científica*, 14, 67-82.
- Braga, B., Hespanhol, I., Conejo, J. G. L., Mierzwa, J. C., Barros, M. T. L., Spencer, M., Porto, M., Nicci, N., Juliano, N., Eiger, S. (2002). *Introdução a Engenharia Ambiental*. São Paulo: PearsonPrenticeHall, 318p.
- Brito Neves, B., Silva Filho, A. (2019). Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 3-28.
- Büdel, J. (1982). *Climatic geomorphologie*. Tradução de Fischer e Busche. New Jersey: Princenton University Press, 443p.
- Camolezi, B. A., Fortes, E., Manieri, D. D. (2012). Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: O caso da bacia do ribeirão São Pedro - Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(2), 201-211.
- Carrino, T. A., Souza Filho, C. R., Leite, E. P. (2007). Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geof.*, 25(3), 307-320.
- Cavalcanti, L. C. S. (2014) *Cartografia de paisagens: Fundamentos*. São Paulo: Oficina de Textos, 95p.
- Chiang, C. L. (1987). A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do Landsat. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 1987, Rio de Janeiro. Resumo expandido...* Rio de Janeiro: SBG, Núcleo RJ-ES, 164-168.
- Chiang, C. L. (1984) *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 157 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Christofolletti, A. (1980). *Geomorfologia*, São Paulo: Edgard Blücher.
- Cordeiro, B. M., Facincani, E. M., Paranhos Filho, A. C., Bacani, V. M., Assine, M. L. (2010). Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do Rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2), 175-183.

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

- Côrrea, A. C. B., Tavares, B. A. C., Monteiro, K. A., Cavalcanti, L. C. S., Lira, D. R. (2010). Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do instituto geológico*, 31, 35-52.
- Crósta, A. P., Souza Filho, C. R., Azevedo, F., Brodie, C. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 4233–4240.
- Dantas, E. L., Silva, A. D., Almeida, T., Moraes, E. (2003). Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a study case in Seridó Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 65-72.
- Drury, S. (2001). *Image interpretation in geology*. Cheltenham: Nelson Thornes Ltd., 290p.
- Duncan, C., Masek, J., Fielding, E. (2003). How steep are the Himalaya? Characteristics and of along-strike topographic variations. *Geology*, 31, 75–78.
- Frasca, A. S. (2015). *Amalgamas do W-Gondwana na Província Tocantins*. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 172p.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M. M., Melo, S. C., Melo, E. B. (2004). Brazilian (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú–Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 23–53.
- Herz, R., De Biasi, M. (1989). *Crítérios e legendas para macrozoneamento costeiro*. Ministério da Marinha/ Comissão Interministerial para os Recursos do Mar. Brasília: MM.
- Hooke, J. M. (2016). Morphological impacts of flow events of varying magnitude on ephemeral channels in a semiarid region. *Geomorphology*, 252, 128-143.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, 275-370.
- Joshi, P. N., Maurya, D. M., Chamyal, L. S. (2013). Morphotectonic segmentation and spatial variability of neotectonic activity along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote sensing and GIS analysis. *Geomorphology*, 180-181, 292–306.
- Lima, D. L. S., Bastos, F. H., Cordeiro, A. M. N., Maia, R. P. (2019) Geomorfologia granítica do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 2, 373-395.
- Lima, S. S., Almeida G. M. (2021) Reflectância espectral e caracterização dos plútons da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Brazilian Applied Science Review*, 5(5), 1971-1989. <https://doi.org/10.34115/basrv5n5-001>
- Lima, S. S., Almeida, J. A. P., Siqueira, J. B. (2017a). Geoprocessamento Aplicado ao estudo de estruturas lineares na Bacia Hidrográfica do Rio Japarutuba, Sergipe, Brasil. *Estudos Geológicos*, 27(1), 159-170. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v27n1p159-170>
- Lima, S. S., Almeida, J. A. P., Siqueira, J. B. (2017b). Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao estudo geológico-geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Japarutuba, Sergipe - Brasil. *Revista Geonordeste*, 1, 203-214. <https://doi.org/10.33360/RGN.2318-2695.2017.i1.p.203-214>

- Lima, S. S. (2020). Levantamento de drenagem e de feições estruturais através de técnicas de geoprocessamento na microrregião de Boquim, Sergipe. *Brazilian Journal of Development*, 6, 81908-81922. <https://doi.org/10.34117/bjdv6n10-572>
- Lima, S. S., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Farias, D. J. S., Almeida, G. M. (2021). Aerogeophysical systematics applied to the geological reconnaissance of the Eastern Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province: The Ipojuca-Atalaia Batholith. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103628. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103628>
- Lollo, J. A. (1995). O uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico: sistematização e aplicação na quadricula de Campinas. Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos, Brasil. Tese Doutorado em Geotecnia. 267p.
- Martins, E. P. (2018). Análises geométrica e cinemática meso-microscópica das zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Jacaré dos Homens: significância geodinâmica destas estruturas para a zona de limite entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-graduação em Geociências UFPE. 154 p.
- Martins-Ferreira, M. A. C., Campos, J. E. G. (2017). Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação na região da Chapada dos Veadeiros, GO. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18(3), 501-519.
- Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Paiva, I. P. (2008). Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. FolhaSC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1mapa, color, 112,37 cmx 69,42 cm. Escala - 1 :250.000.
- Mendes, V. A., Lima, M. A. B., Moraes, D. M. F. (2010) Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. Texto explicativo. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 113p.
- Menges, C. M. (1990). Late Quaternary fault scarps, mountain-front landforms, and Pliocene–Quaternary segmentation on the range-bounding fault zone, Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. In: Krinitzky, E.L., Slemmons, D.B. (Eds.), *Neotectonics in Earthquake Evaluation. Reviews in Engineering Geology*, vol. 8. Geological Society of America, Boulder, Colorado, p. 131–156.
- Migón, P. (2006). *Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world*. New York: Oxford University Press Inc., 417p.
- Milligan, P. R.; Gunn, P. J. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 63-75.
- Monteiro, K. A., Corrêa, A. C. B. (2020). Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage Knick-points. *Journal of South American Earth Sciences*, 103.
- Moura, A. C. M., Freire, G. J., Oliveira, R., Santana, S., Pereira, M., Soares, A. M., Voll, V. L. (2009). Geoprocessamento no apoio a políticas do programa Vila Viva em Belo Horizonte-MG: Intervenções em assentamentos urbanos precários. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 61(2), 177-188.

Geomorfologia estrutural e compartimentação geomorfológica
Geomorfologia e Dinâmicas Superficiais

- Nascimento, P. T. S., Xavier, R. A. (2010). Análise pluviométrica do estado de Alagoas. Anais... 1º SIMAGA - Simpósio Alagoano de Gestão Ambiental, Arapiraca-AL, Brasil, UNEAL, p. 11-19.
- Oliveira, R. G. (2008). Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (NE do Brasil). Tese (Doutorado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN.
- Pinotti, A. M., Carneiro, C. D. R. (2013). Geologia Estrutural na previsão e contenção de queda de blocos em encostas: aplicação no Granito Santos, SP. *Terrae Didactica*, 9(2), 132-168.
- Reeves, R. G., Anson, A., Landen, D. (1983). *Manual of Remote Sensing*. Falls Church: American Society of Photogrammetry, 2440 p.
- Ros, D., Borga, M. (1997). Use of Digital Elevation Model Data for the Derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph. *Hydrological Processes*, v. 11, n. 1, p.13-33.
- Rosa, R. (2005) Geotecnologias na geografia aplicada. *Revista do departamento de geografia USP*, 16, 81-90.
- Santos, L. C. M. L., Dantas, E. L., Vidotti, R., Cawood, P., Santos, E., Fuck, R., Lima, H. (2017). Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 103, 167-184. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.012>
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W. R. (2016). Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brasil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 134-154.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Silva, J. M. R., Osako, L., Van Schmus, W. R., Cocentino, L., Verde, V. V. (2006). Sm-Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL massif and its relevance for the crustal evolution of the Borborema Province, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracajú, Brazil, Abstract, 20 p. 1 CD-ROM.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. (2002). Crustal evolution of the Pernambuco–Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil, Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, 5, 409–422.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R., Silva, J. M. R., Osako, L., Cocentino, L., Lima, D. (2014). SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of the Borborema Province, NE Brazil. *Int. J. Earth Sci.*, 21, 2155-2190.
- Soares, P. C., Fiori, A. (1976). Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, 16(32), 71-104.
- Souza Filho, C. R., Crosta, A. P. (2003). Geotecnologias aplicadas à Geologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 1–4.
- Souza, J. O. P; Corrêa, A. C. B. (2012) Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. *Mercator*, Fortaleza, 11(24), 149-168.

- Souza-Junior, M. A. (1998) Sensoriamento Remoto Aplicado no Estudo de Estruturas Geológicas com Ocorrências de Depósitos Minerais, na Porção Centro-norte do Estado da Paraíba. São José dos Campos, 122 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Tavares, B. A. C., Corrêa, A. C. B., Lira, D. R., Cavalcanti, L. C. S. (2014). Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, apartir do imageamento remoto. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(4), 523-538.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A. (2001). New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45-73.
- Trompette, R. (1994). Geology of Western Gondwana, Pan-african-brasiliano: Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.
- Twidale, C. R., Campbelle, M. (1992). On the Origin of pedestal rocks. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 1-13.
- Twidale, C. R., Romaní, J. R. V. (2005). Landforms and Geology of Granite Terrains. Boca Ratón, USA: CRC Press. 362 p.
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil; Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 227-252.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. *Geological Society of London*, 294, 66-69.

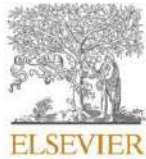
Artigo recebido em / Received on: 31/07/2021

Artigo aceite para publicação em / Accepted for publication on: 30/12/2021

**3 AEROGEOPHYSICAL SYSTEMATICS APPLIED TO THE GEOLOGICAL
RECONNAISSANCE OF THE EASTERN PERNAMBUCO-ALAGOAS DOMAIN,
BORBOREMA PROVINCE: THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH**

JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103628>



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

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

Aerogeophysical systematics applied to the geological reconnaissance of the Eastern Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province: The Ipojuca-Atalaia Batholith

Sanmy Silveira Lima^{a,*}, Adejardo Francisco da Silva Filho^a, Ignez de Pinho Guimarães^a, Douglas José Silva Farias^a, Gabriela Menezes Almeida^b

^a Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. da Arquitetura s/n, CEP, 50740-550, Recife, PE, Brazil

^b Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, ICC, CEP, 70910-900, Brasília, DF, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Upward continuation
Euler deconvolution
Borborema Province
Pernambuco-Alagoas Domain
Ipojuca-Atalaia Batholith
Shear zones

ABSTRACT

Over the past few decades, geological and geophysical studies in the Borborema Province (NE Brazil) have evolved considerably, especially in the North and Central subprovinces. However, the Pernambuco-Alagoas Domain, inserted in the South subprovince, does not have, up to now, detailed geophysical and geological studies, mainly due to a thick soil profile, which make difficulty the geological survey in the region. The aerogeophysical study of an area located in the Ipojuca-Atalaia Batholith, Eastern part of the Pernambuco-Alagoas Domain allowed the delimitation of the lithogeophysical and magnetic geophysical domains, main directions of the lineaments, main shear zones, and their behavior in depth through the upward continuation and the Euler Deconvolution. The set of integrated magnetometric data revealed that the region was intensely deformed by a set of transcurrent shear zones of NE-SW direction. Aerogammaspectrometric data enabled the improvement of the geological mapping (1) of the Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith granitic plutons and gneisses and (2) of the limits of the batholith with the adjoining crustal sub-domains. The integration of the whole set of aero magnetometric and aero gammaspectrometric data also provides a basis for a better understanding of the tectonic evolution of the studied area and the Ipojuca-Atalaia Batholith.

1. Introduction

Gondwana is a mosaic of Archean, Paleo- and Mesoproterozoic cratonic cores. The Gondwana amalgamation resulted in part from the Rodinia fragmentation (Hoffman, 1991; Dalziel, 1994; Dalziel et al., 2000; Urung, 1997) and from the reassembly of the cratonic blocks during the Neoproterozoic (Powell & McA. et al., 1993; Trompette, 1997). Uncertainties exist in the timing and structural mechanisms of collisional events, among different crustal blocks and cratons, besides unknown occurrence of former oceanic basins and insufficient precise ages for orogenic belts. Those questions limit the understanding of the Gondwana assembly. Some areas like Borborema Province (BP) in NE Brazil, located between West Africa and the São Francisco-Congo cratons in pre-drift reconstructions, are still poorly understood, and several alternative paleogeographic reconstructions remain to be reconciled. Geophysical research in BP has evolved considerably during the last ten

years. Oliveira and Medeiros (2018) presented the crustal framework of the BP and interpreted the main magnetization contrasts and density using the first available regional coverage of aerogeophysical data. Correa et al. (2016) used the Curie surface to interpret information about BP thermal structure, through magnetic data and spatial frequency domain techniques. Research with a focus on local geophysics is still scarce, with a greater number of studies focused on the North and Central subprovinces (Dantas et al., 2003; Maas et al., 2003; Araújo et al., 2014; Pedrosa Júnior, 2015; Santos et al., 2015, 2017; Araújo Neto, 2018).

The Ipojuca-Atalaia Batholith located in the Eastern part of the Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) (Fig. 1) is a key area for the understanding of the Southeastern part of the Borborema Province. The studied area is located near the Atlantic Coast, comprising an area of approximately 1500 km² (Fig. 1B). The humid climate, associated to high precipitation in the studied area accelerates erosion and

* Corresponding author.

E-mail address: sanmy_lima@hotmail.com (S.S. Lima).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103628>

Received 6 April 2021; Received in revised form 13 October 2021; Accepted 7 November 2021

Available online 11 November 2021

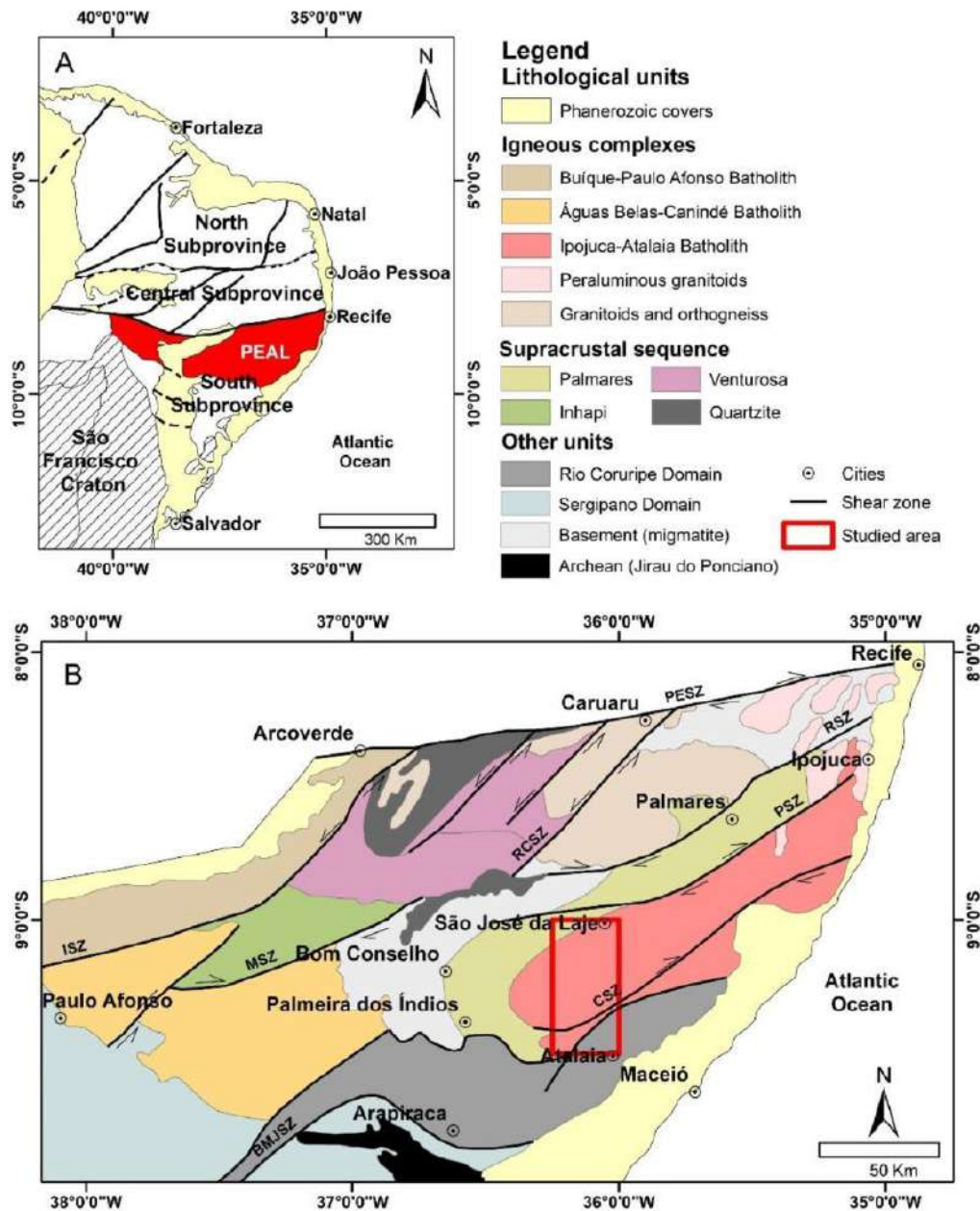


Fig. 1. Location map of the studied area. A) Simplified map of the Borborema Province area (Van Schmus et al., 2008); B) Map of the Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) (Silva Filho 2006), indicating the studied area in red. Shear zones (SZ): BMJSZ - Belo Monte Jeremoabo, CSZ - Cajueiro, ISZ - Itaíba, MSZ - Maravilha, PSZ - Palmares, PESZ - Pernambuco, RSZ - Ribeirão, RCSZ - Rio da Chata.

weathering processes (Duarte and Lopes, 2021; Oliveira and Antônio, 2015), leading to the appearance of thick profiles of red-yellow clay soil type, in the low hills and mountains domain (Santos et al., 2018; Oliveira and Antônio, 2015). The lack of outcrops hinders the geological mapping campaigns by traditional methods and the scarcity of local data (geophysical, geochronological and remote sensing) limits the advancement of geological knowledge of the region. The use of geotechnologies has increasingly subsidized regional and local fieldwork (e.g., Almeida et al., 2003; Crósta et al., 2003; Carrino et al., 2007).

The main applications of gamma-ray spectrometry comprise the identification of outcrops and the characterization of undifferentiated intrusions (Ribeiro et al., 2015). The main aim of aeromagnetometry is related to mineral prospecting and to oil and gas exploration, where an in-depth study of regional structures is necessary (Blum, 1999). Hence, the use of aerogeophysical data quickly provides a greater understanding of the geological-structural framework and helps to characterize areas that have been less studied.

Magnetic data, through qualitative analysis, provide an important

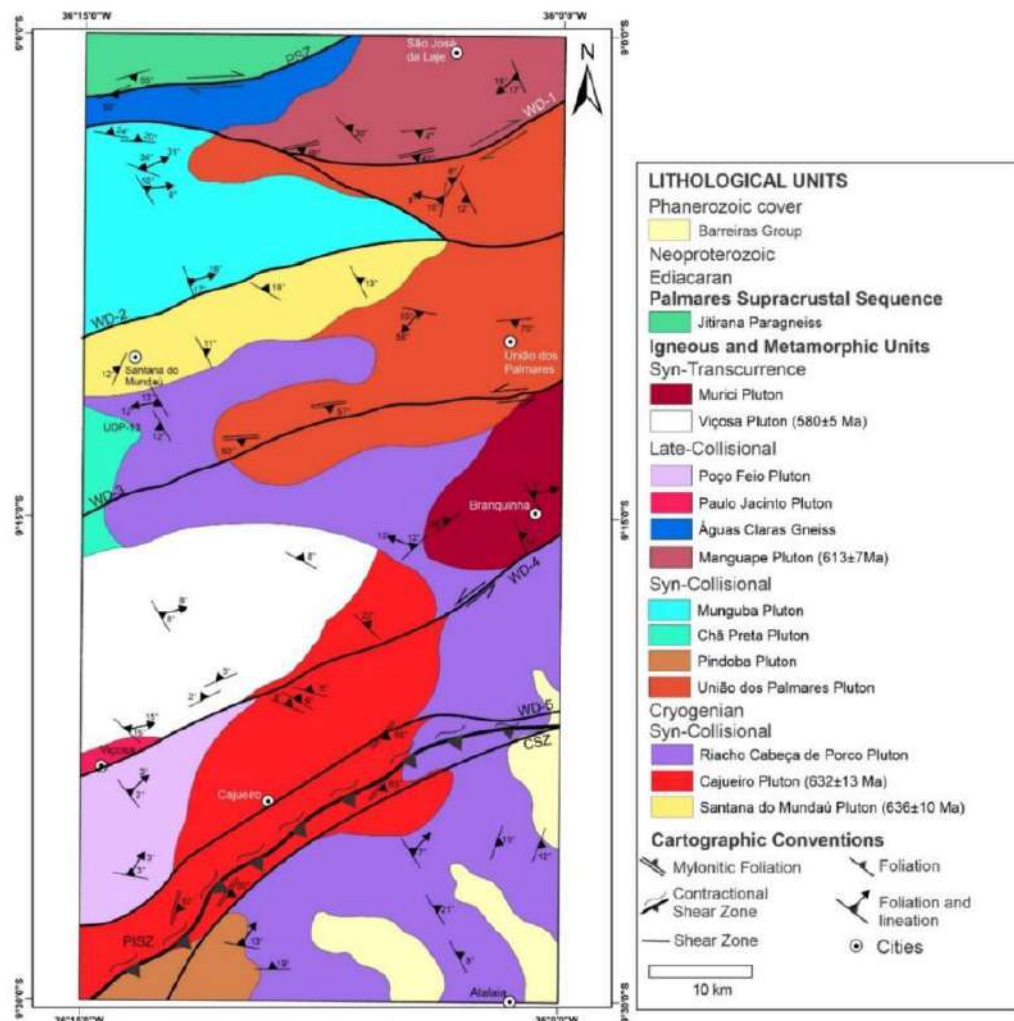


Fig. 2. Simplified geological map of the studied area. PSZ - Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ - Cajueiro Shear Zone.

answer regarding the structural framework of the approached region (lineaments and faults), whilst gamma spectrometric data help the individualization of lithological units (Airo, 2005; Ruy et al., 2006; Carrino et al., 2007; Ribeiro et al., 2015).

As part of the paleogeographic Central Africa Fold Belt – Borborema Province reconstruction efforts, a key area after De Wit et al. (1988, 2004) located in the SE part of the BP, the Eastern part of the PEAL, across the Palmares and Cajueiro shear zones, was selected to be studied in detail. Thus, the present work focuses on the use of high-density sampling aerogeophysical data integrated with geological field data to provide advances on the definition of major shear zones, tectonic processes and crustal evolution of the PEAL, with emphasis on a section of the Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith (Fig. 1B).

2. Geological setting

The Borborema Province was formed by the convergence and collision between the West Africa, Congo-San Francisco and the Amazon cratons ca. 600 Ma. (Trompette, 1994; Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011; Toteu et al., 2001; Dantas et al., 2003), which resulted in the

amalgamation of different lithospheric fragments and coeval with the formation of different basin types flanked by proto-oceanic crust segments. The subsequent interactions among the blocks, which were the Rodinia descendants, occurred according to local tectonic circumstances, from one lithospheric segment to another, until the collision of all basins, in different phases of convergence throughout the Neoproterozoic, from the Tonian to the Cambrian, (Frasca, 2015). The Borborema Province constitutes the Western part of a belt that extends from Brazil to the NW part of Africa, according to the pre-drift reconstructions of the Atlantic, Pangea (De Wit et al., 1988, 2008, 2008; Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011; Toteu et al., 2001; Brito Neves, 1984, 2002; Santos et al., 2010). According to Rodrigues Neto (2016), the Borborema Province shows a great stratigraphic and geochronological complexity that defines a series of tectonic compartments. The pioneering compartmentalization models proposed for the BP were elaborated by Brito Neves (1975) and Santos (1982) using Rb-Sr and K-Ar geochronological data, in addition to field data. Additionally, in the last decades, studies based on geochronology and isotope geology (Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf), besides fieldwork correlations, have been widely used in the investigation of the tectonic compartments that compose BP

Table 1
Main features and petrographic classification of plutons of the studied area.

Main features		Miraflores	Mangape	Munguba	Poco Feto	União dos Palmares	Vieçosa	Cajueiro	Riacho Cabeça de Porco	Santa do Mundau
Plutons										
Group classification										
Coloration										
Structure										
Granulation	Predominance	Group 1 Gray Sub-horizontal magnetic foliation	Gray	Grayish-pink Sub-horizontal magnetic foliation; schlieren features	Light gray Mafic mineral concentration for NE-SW	Dark gray Sub-horizontal magnetic foliation	Dark gray Sub-horizontal magnetic foliation; schlieren features	Group 2 Pinkish gray Sub-horizontal magnetic foliation	Group 3 Dark gray Sub-horizontal magnetic foliation	Group 4 Light gray Sub-horizontal magnetic foliation
		Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Fine to medium (0.05–0.3 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)	Medium to coarse (0.3–1 cm)
Mineral arrangement	Variation Phenocrystals	Equigranular Quartz (1–2 cm)	Equigranular	Equigranular	Unequigranular Quartz (2–4 cm)	Unequigranular Quartz (2–4 cm)	Unequigranular Quartz (2–4 cm, stretched)	Equigranular	Unequigranular Quartz (1–2 cm, stretched)	Unequigranular Quartz (2–8 cm, stretched)
Mineralogy	Main minerals	Quartz, plagioclase, biotite	Quartz, plagioclase, feldspar, biotite, pyroxene, zircon	Alkali-feldspar, plagioclase, quartz, biotite	Alkali-feldspar, plagioclase, quartz, pyroxene, biotite	Alkali-feldspar, plagioclase quartz, hornblende, biotite	Alkali-feldspar, quartz, biotite, plagioclase	Quartz, microcline, plagioclase, biotite	Plagioclase, quartz, pyroxene, amphibole, biotite	Quartz, pyroxene, plagioclase, biotite
	Accessory minerals	Zircon, titanite	Epidote, titanite, zircon	Zircon, titanite	Zircon, titanite	Zircon, titanite	Epidote, titanite, zircon	Epidote, titanite, allanite, zircon	Zircon, titanite	Hornblende, epidote, titanite, zircon
Petrographic classification	Presence of opaque minerals	Yes	No	Yes	No	Yes	Yes	Yes	Yes	No
		Biotite-Monzogranite	Biotite-Monzogranite	Monzogranite	Monzogranite	Monzogranite	Monzogranite	Biotite-Syenogranite	Granodiorite	Quartz-Monzodiorite



Fig. 3. A) Viçosa Pluton mesoscopic sample showing the solid-state foliation (NE-SW – trending); B) Murici Pluton mesoscopic sample; C) União dos Palmares Migmatized Monzogranitic Pluton, with the presence of leucocratic xenolith (arrow); D) Cajueiro Pluton (coarse grained leucocratic granite); E) Riacho Cabeça de Porco Pluton mesoscopic sample. Arrows highlight the leucosomes; F) Santana do Mundaú Pluton granites, the arrows indicate localized partial melting process.

Table 2

Sm–Nd Isotopic data for Ipojuca-Atalaia Batholith rocks (Silva Filho et al., 2002a,b, 2014, 2016).

Sample	Pluton	Group	Nd (ppm)	Sm (ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	±2σ	ε(Nd) Today	ε(Nd) (0.6Ga)	TDM (Ga)
VI-S	Viçosa	1	33.11	5.50	0.10047	0.51162	9	–19.9	–12.6	1.88
VI-1			33.36	6.84	0.12389	0.51191	9	–14.3	–8.7	1.89
CAJ-1	Cajueiro	2	32.69	5.75	0.10639	0.51225	9	–7.6	–0.6	1.13
UDP-1	União dos Palmares		28.36	6.69	0.14273	0.51251	7.3	–2.5	+1.6	1.14
SMU-1	Santana do Mundaú	3	40.59	7.36	0.10956	0.51233	9	–6.0	+0.7	1.05
GUS-152	Manguape		14.42	2.54	0.10664	0.51232	20	–6.2	+0.7	1.03

(Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011; Santos and Medeiros, 1999; Brito, 2005; Silva Filho et al., 2014; Neves et al., 2000, 2014). We used the division proposed by Van Schmus et al. (2011), where the BP is divided into three subprovinces (North, Central and South) limited by the large Patos and Pernambuco shear zones (Fig. 1). The Southern Subprovince is subdivided into PEAL, Riacho do Pontal and Sergipano domains. However, another distinct unit, Rio Coruripe Domain, which is absent in most regional maps, contacts the PEAL Domain to the Southern, through

the Palameiras dos Índios Shear Zone. Silva Filho et al. (2002a,b) suggested that the Rio Coruripe Domain comprises a unit distinct from the Sergipano Domain (Fig. 1B). Late, Brito Neves et al. (2016) and Mendes et al. (2017a) defined the Rio Coruripe Domain as a unit distinct from the Sergipano Domain, based on field, geochronological and isotopic data. Recently, Almeida et al. (2021) used aerogeophysical data to constrain the distinct character of the Rio Coruripe and Sergipano domains, corroborating the previous work.

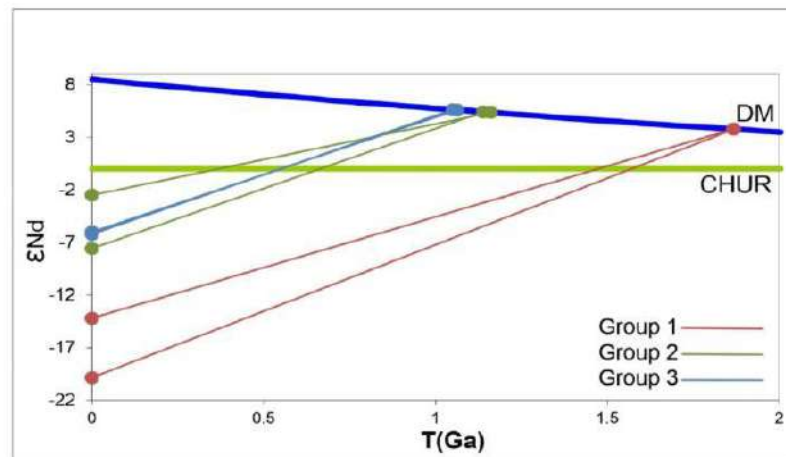


Fig. 4. Nd evolution paths for the granites of the Ipojuca-Atalaia listed in Table 2. Intercepts with the depleted mantle curve of DePaolo (1981) Group 1: Viçosa Pluton samples; Group 2: Cajueiro and União dos Palmares plutons samples; Group 3: Santana do Mundaú and Manguape plutons samples.

The prolongation for NE of the Palmeira dos Índios Shear Zone, with a different kinematics, extends along the coast and probably into the Central African Fold Belt (Toteu et al., 2001), as a major shear zone named Tcholliré Banyo Fault. The studied area is inserted in the Southern Subprovince and within the Eastern part of the PEAL Domain.

To the North and Eastern, the PEAL Domain (Fig. 1B) is bounded by the Pernambuco Shear Zone and a set of shear zones to the North and South. The PEAL Domain is characterized by high-grade gneisses, migmatites, and supracrustal rocks, besides the Buíque-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé and Ipojuca-Atalaia batholiths, which emerged as broad structural massifs during the Brasiliano Orogeny (Silva Filho et al., 2002a,b, 2006, 2014, 2016; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves and Silva Filho, 2019).

The PEAL Domain was initially designated as “Pernambuco-Alagoas Massif” (Bruto Neves, 1975) and described as a set composed of a gneissic basement from the Archean to the Paleoproterozoic (Transamazonian), with Ediacaran granitic intrusions. Subsequent works (Silva Filho et al., 2002a,b, 2014, 2016; Oliveira, 2008; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves and Silva Filho, 2019) suggested that the PEAL is an amalgamation of various terranes, with different ages and limited by shear zones. The range of Sm–Nd model ages, from 1.0 to 2.0 Ga, shows that a large part of the protoliths (including sources for many Ediacaran plutons) are Mesoproterozoic or younger (Silva Filho et al., 2002a,b, 2014, 2016), although many gneisses also have an Archean to Late Paleoproterozoic origin (Bruto Neves and Silva Filho, 2019).

Silva Filho et al. (2002a,b, 2014) evaluated the PEAL crustal evolution based on Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids, orthogneisses, and supracrustal rock sequences, identifying three distinct crustal subdomains, namely Garanhuns, Água Branca and Palmares, limited by Itaíba, Garanhuns, Palmares, Macururé, Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones. Oliveira (2008), in turn, using aerogeophysical data, identified three subdomains, Cabrobó, Garanhuns, and Arapiraca.

The Palmares Subdomain consists of the Ipojuca-Atalaia and Buíque-Paulo Afonso batholiths of Neoproterozoic age. The batholiths have dozens of metaluminous and peraluminous calc-alkaline granitic plutons, with a T_{DM} model ages between 0.9 and 2.0 Ga (Silva Filho et al., 2002a,b, 2014, 2016).

The Ipojuca-Atalaia Batholith crops out over an area of 5000 km², has an elongated shape, trending NNE-SSW with a 250 km long axis, between of Ipojuca (PE) and Atalaia (AL) cities (Fig. 1B). To the North, the batholith is bounded by rocks from the Garanhuns Subdomain across the Palmares Shear Zone and to the South by the Cajueiro Shear Zone. It

consists predominantly of peraluminous and metaluminous calc-alkaline granitic plutons, which intruded Neoproterozoic orthogneisses and metatexites. Lithological domains with high concentrations of potassium radio element are associated with Cryogenian to Ediacaran granitic magmatism in the Ipojuca-Atalaia Batholith. This granitic magmatism records various stages of the Brasiliano Orogeny collision; (1) Syn-collisional plutons characterized by D_2 strong flat-lying foliation, e.g., the Santana do Mundaú Pluton - 636 ± 10 Ma (Ferreira et al., 2016) and Cajueiro Pluton - 632 ± 13 Ma (Mendes et al., 2008); (2) Late-collisional plutons showing weak D_2 flat-lying foliation, e.g., The Correntes Pluton close to the studied area, 610 Ma (Silva Filho et al., 2006) and Manguape Pluton - 613 ± 7 (Silva Filho et al., 2014); (3) Syn-transcurrent plutons showing D_3 vertical foliation, e.g., Viçosa Pluton - 580 ± 5 Ma (Silva Filho et al., 2013). Such granitic magmatism is also described across the PEAL Domain and in others BP domains (Guimarães et al., 2004; Van Schmus et al., 2011; Silva Filho et al., 2013, 2014, 2016; Caxito et al., 2020).

In the studied area, the main plutons described in the literature are Viçosa, Cajueiro, Santana do Mundaú and União dos Palmares (Silva Filho et al., 2000, 2002a,b, 2014). These plutons have varied lithotypes, with alkali-feldspar granite and syenogranite, monzogranite, quartz-syenite and granodiorite (Bruto Neves and Silva Filho, 2019). There is a set of Sm–Nd determinations (Silva Filho et al., 2002a,b, 2013, 2014, 2016) on the above-mentioned granites, with T_{DM} ages ranging from Paleoproterozoic to Neoproterozoic. These plutons were divided into two groups, based on the isotopic signature. Thus, one group with a T_{DM} model age of around 2.0 Ga and ϵ_{Nd} (0.6 Ga) around -10, and another group with a T_{DM} model age around 1.0 Ga and ϵ_{Nd} (0.6 Ga) around 0 (Silva Filho et al., 2002a,b). The Nd isotopic signature of the late group suggests the Ipojuca-Atalaia Batholith could be a magmatic arc.

3. Methods

The magnetic and gamma-ray spectrometric data from Paulo Afonso – Teotônio Vilela Aerogeophysical Project obtained in 2011, by the Geological Service of Brazil (CPRM), were used for elaborating the aerogeophysical products. The data were acquired with the flight height of 100 m, flight (N–S), and control (E–W) line spacing of 500 and 10,000 m, respectively. Grids of the K, eTh, eU channels and the anomalous magnetic field were previously assigned by CPRM, with 125 m cells.

The images of the individual radiometric channels were interpreted qualitatively and used for the production of RGB ternary composition

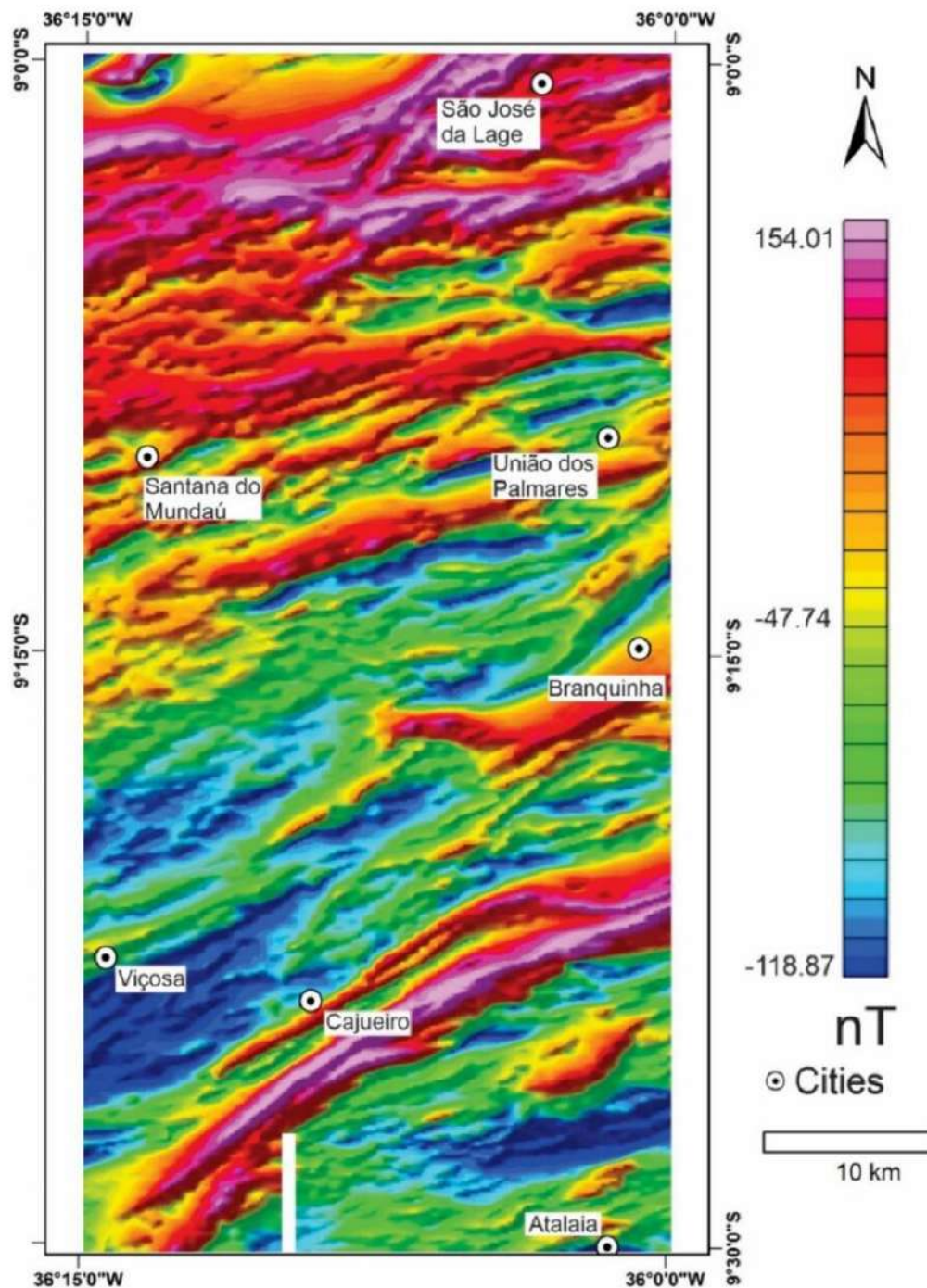


Fig. 5. Anomalous Magnetic Field (AMF) and the main cities located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

(red, green, blue), to interpret lithogeophysical domains. From the anomalous magnetic field image, the analytical signal amplitude filters (ASA) (Roest et al., 1992) were applied to enhance regional magnetic target edges and the first vertical derivative (DZ) (Milligan and Gunn, 1997), to highlight structures (shear zones, faults, lineaments) and geological bodies in the region. Euler Deconvolution was also applied,

considering index 1, tolerance 5%, and window 15, to generate a map estimating the depth of the top of magnetic structures (Reid et al., 1990).

The upward continuation filter was used to highlight low-frequency structures and high wavelengths associated with deep sources attenuating, by contrast, wave contents relative to shallow sources (Henderson and Zietz, 1949; Henderson, 1970; Parker and Klingord, 1972;

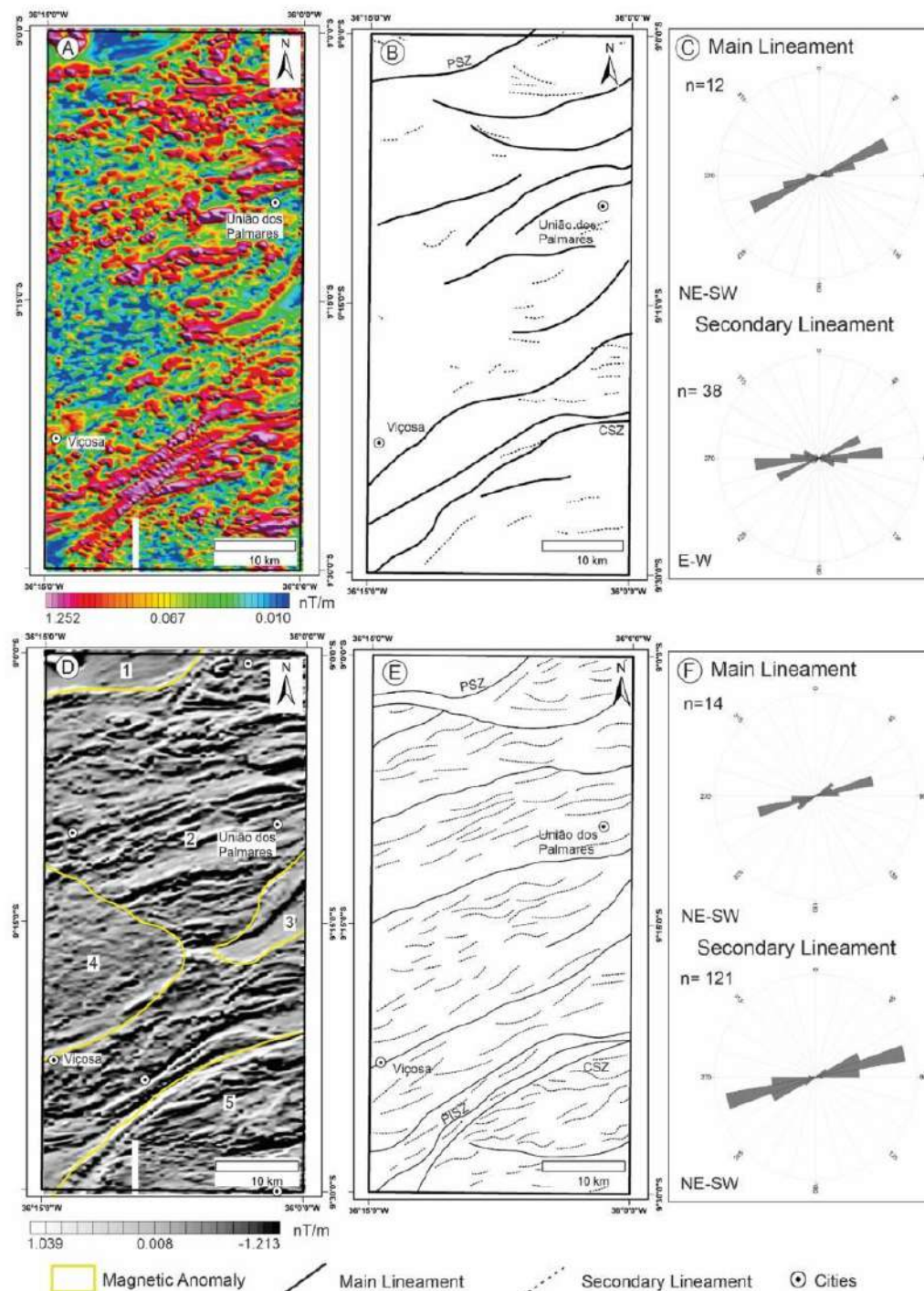


Fig. 6. Magnetic images and magnetic lineaments inferred from the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Analytical Signal Amplitude (ASA); B) Lineaments interpreted from the ASA image; C) Rosette diagrams for the magnetic lineaments (main and secondary) obtained from the ASA image; D) First vertical derivative and magnetic anomaly of the investigated area; E) Lineaments interpretation of the first vertical derivative (DZ); F) Rosette diagrams for main and secondary lineaments interpreted from the DZ image.

Table 3
Description of the magnetic domains of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

Magnetic domain	Main features				
	Location	Magnetic field (nT)	Magnetic relief	Direction of magnetic lineaments	Geological correlation
1	Northwest end	1.08 to 47.74	Flat	-	Palmares Supracrustal rocks (Jitirana Paragneiss)
2	Central region	154.01 to 268.81	Rugged	NE-SW	Cajueiro, Poço Feio, Santana do Mundaú, Manguape and Munguba plutons
3	East Center	-1.08 to 95.57	Flat	NE-SW	Murici Pluton
4	Midwest	-27.55 to 95.57	Rugged (plateau)	E-W	Viçosa Pluton
5	South	154.01 to 268.81	Rugged	ENE-WSW	Riacho Cabeça de Porco Pluton

Trompant et al., 2003). This characteristic is evident in the upward continuation filter equation explained by Reeves (2005). Based on the results obtained through this function, it is possible to observe that the higher the wavenumber, the more attenuated the signal will be, justifying the prevalence of significant regional anomalies. The product of the upward continuation was subjected to the first vertical derivative (DZ) filter. It was decided to present them in colors so that the regional linear structures were emphasized in the low frequency and long wavelength maps.

The geological map was elaborated using data from the literature (Silva Filho et al., 2002a,b; Mendes et al., 2008, 2017a; Silva Filho et al., 2002a,b), in addition to the gamma-spectrometric studies from this work. All maps were made in geographic coordinates, Datum WGS 84, zone 24S. Because of the climatic factors and the scarcity of outcrops reported in the introduction of this article, only 106 outcrops and control points were obtained in the fieldwork, allocating this data on a regional scale (1:250,000). In addition, 18 thin sections representing eleven plutons of the Ipojuca-Atalaia Batholith (i.e., Cajueiro, Manguape, Munguba, Murici, Poço Feio, Riacho Cabeça de Porco, Santana do Mundaú, União dos Palmares and Viçosa) were used to validate the lithological and structural characterization proposed in this work.

4. Geological and petrographic characterization

The granitic plutons of the studied area (Fig. 2) were divided into four groups, based on their compositional characteristics, as showed in Table 1.

The Group 1 is represented by the Viçosa (Fig. 3A), Murici (Fig. 3B), Manguape, Munguba, Poço Feio and União dos Palmares (Fig. 3C) plutons. They comprise solid-state deformed equigranular to porphyritic monzogranites. Biotite, hornblende $\pm$ pyroxene constitute the mafic phases and titanite the main accessory phase. A sub-horizontal foliation was recorded in the central part of the Murici, Munguba, União dos Palmares and Viçosa plutons. However, the granitoids of group 1 (Table 1) shows an E-W to NE-SW trending solid-state foliation and evidence of migmatization (Fig. 3B and C).

Group 2 is constituted by the Cajueiro Pluton (Fig. 3D), which has an elongated shape with a NE-SW trend, sub-horizontal foliation (Costa et al., 2017; Mendes et al., 2017b), comprising leucocratic coarse grained equigranular syenogranites. The mafic mineral phase is biotite, and titanite and zircon occur as the accessory phases. The Group 3 comprehend the Riacho Cabeça de Porco Pluton composed of biotite amphibole granodiorites, showing penetrative solid-state foliation

(Fig. 3E). The group 4 is composed of the Santana do Mundaú Pluton, which comprises amphibole, biotite monzodiorites, with titanite, epidote and zircon as the accessory phases. It has a lenticular shape, ENE-WSW trending direction (Fig. 2).

In addition to the main plutons listed in Table 1, the Western region of the Ipojuca-Atalaia Batholith is composed of supracrustal (Jitirana paragneiss) rocks defined by Silva Filho et al. (2002a,b) as a metasedimentary sequence of quartzites, biotite schists, paragneisses, calcisilicate rocks and amphibolite. Others plutons of the Ipojuca Atalaia Batholith, that comprise small occurrences within the studied area are: syenogranites of Pindoba (Silva Filho et al., 2002a,b), Paulo Jacinto and Aguas Claras gneisses (Mendes et al., 2008), and the Chã Preta syn-collisional monzogranite Pluton (Ferreira et al., 2016).

The geochronological survey of the Ipojuca-Atalaia Batholith, available in the literature, comprises four U-Pb zircon geochronological data: 632 ± 13 Ma - Cajueiro Pluton granites (LA-ICP-MS Mendes et al., 2008); 580 ± 5 Ma - Viçosa Pluton granites (SHRIMP - Silva Filho et al., 2013); Manguape Pluton granites (SHRIMP - Silva Filho et al., 2014); 636 ± 10 Ma - granites of the Santana do Mundaú Pluton (TIMS - Ferreira et al., 2016).

Silva Filho et al. (2000, 2002a,b, 2006, 2013, 2014, 2016 and references therein), based on geochemical and Nd isotopic data, suggested that the Ipojuca - Atalaia Batholith plutons were generated and emplaced at different stages, during the PEAL tectonic evolution. Nd determinations (Silva Filho et al., 2002, 2014, 2016) for the main plutons (Table 2; Fig. 4) of the Ipojuca-Atalaia Batholith, allowed to divide them into three groups: (1) T_{DM} model age of ~ 1.89 Ga and ϵNd values (0.6 Ga) ranging from -12.6 to -8.7 , (2) T_{DM} model age of ~ 1.13 Ga and ϵNd values (0.6 Ga) between $+1.6$ and -0.6 , (3) T_{DM} model ages of ~ 1.04 and ϵNd (0.6 Ga) to $+0.7$.

The granitoids from groups 2 and 3 share similar Nd signature, interpreted as generated by re-melting of Tonian source rocks (Silva Filho et al., 2014, 2016; Brito Neves and Silva Filho, 2019). Granitoids of group 1 (Viçosa Pluton) has the lowest ϵNd values, suggesting that they were generated by re-melting of Paleoproterozoic crust.

5. Aerogeophysical data

In this section, the results of aeromagnetometry analysis and aerogammaespectrometry data were used to delimit the shear zones and igneous bodies, present in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

5.1. Magnetometry

To separate the magnetic domains and extract the lineaments at different depths, a qualitative analysis of anomalous magnetic field (AMF) grid and its derivative products (Analytical Signal Amplitude, First Vertical Derivative, Euler deconvolution, radial power spectrum and upward continuation) was performed. From the location of Euler's solutions, elaboration of rosette diagrams and data collected from the literature, it was possible to identify the structures that make up the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

The magnetic lineaments distinguish two categories: (i) main lineaments that are associated with shear zones or unit boundary and (ii) secondary lineaments that are related to smaller planar or curvilinear structural features.

The structural pattern of the studied area is marked by a predominance of magnetic lineaments in the NE-SW direction, with lineaments in the E-W and ENE-WSW directions occurring subordinately, also indicated by Silva Filho et al. (2000, 2002a,b, 2013, 2014), Brito Neves & Silva Filho et al. (2019). The length of the lineaments varies from 0.5 to 30 km, as seen in the image derived from the anomalous magnetic field (Fig. 5). The Analytical Signal Amplitude Images (ASA), the First Vertical Derivative (DZ), and their respective lineaments maps are shown in Fig. 6.

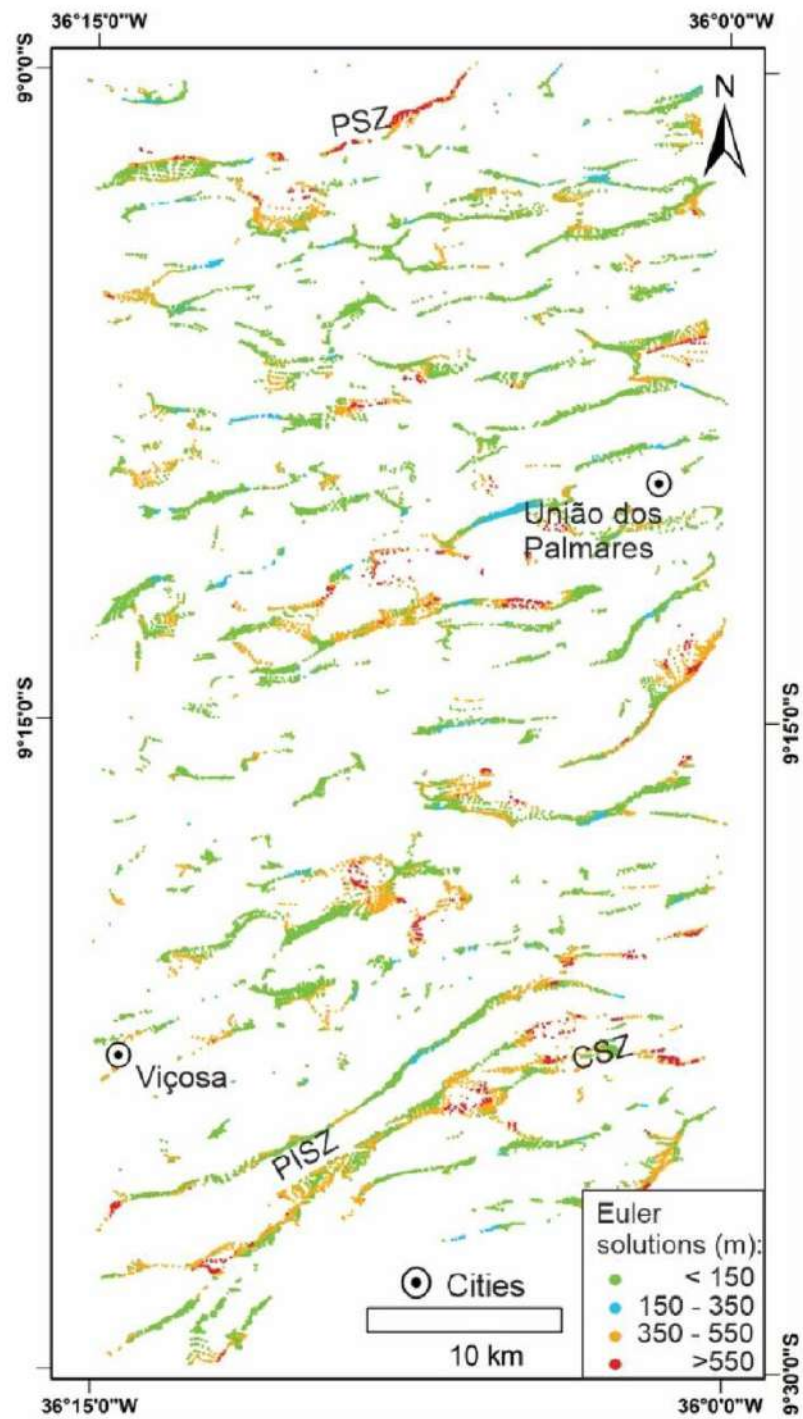


Fig. 7. Euler deconvolution for the studied area with structural index 1, tolerance 5%, and window 15. PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ- Cajueiro Shear Zone.

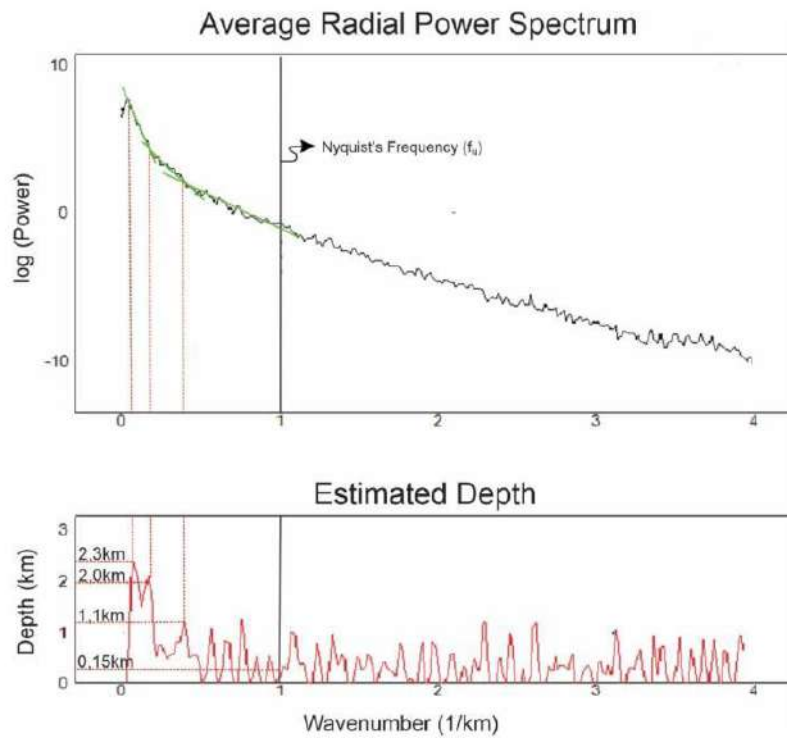


Fig. 8. Average radial power spectrum and estimated depth obtained for the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

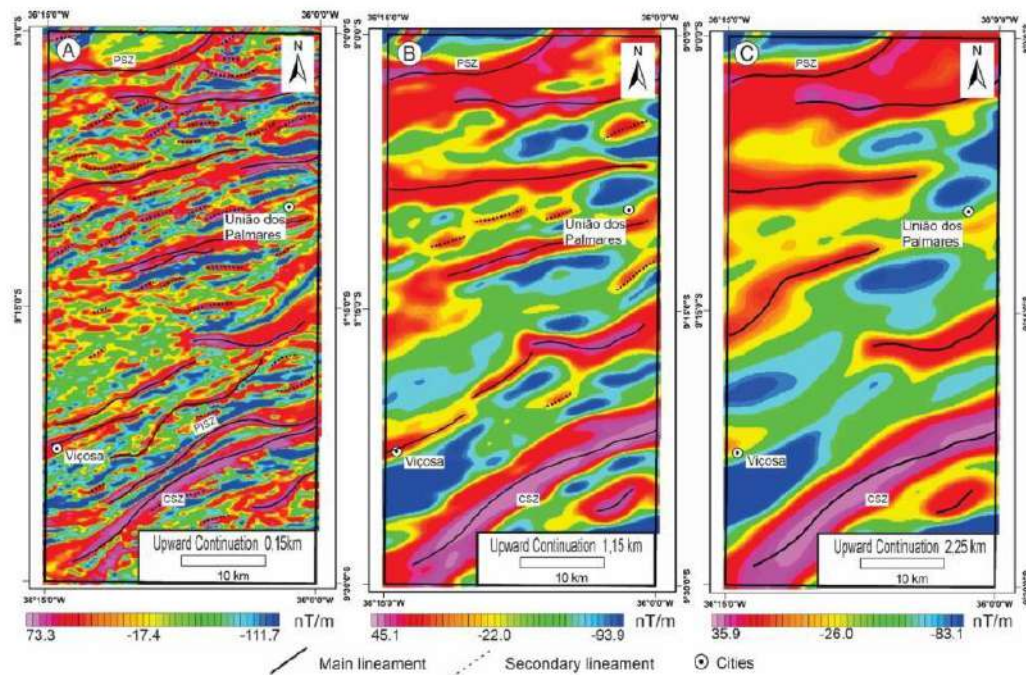


Fig. 9. Upward Continuation of the studied area located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Shallow (0.15 km); B) Intermediate (1.15 km); C) Deep (2.25 km). PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ – Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ – Cajueiro Shear Zone.

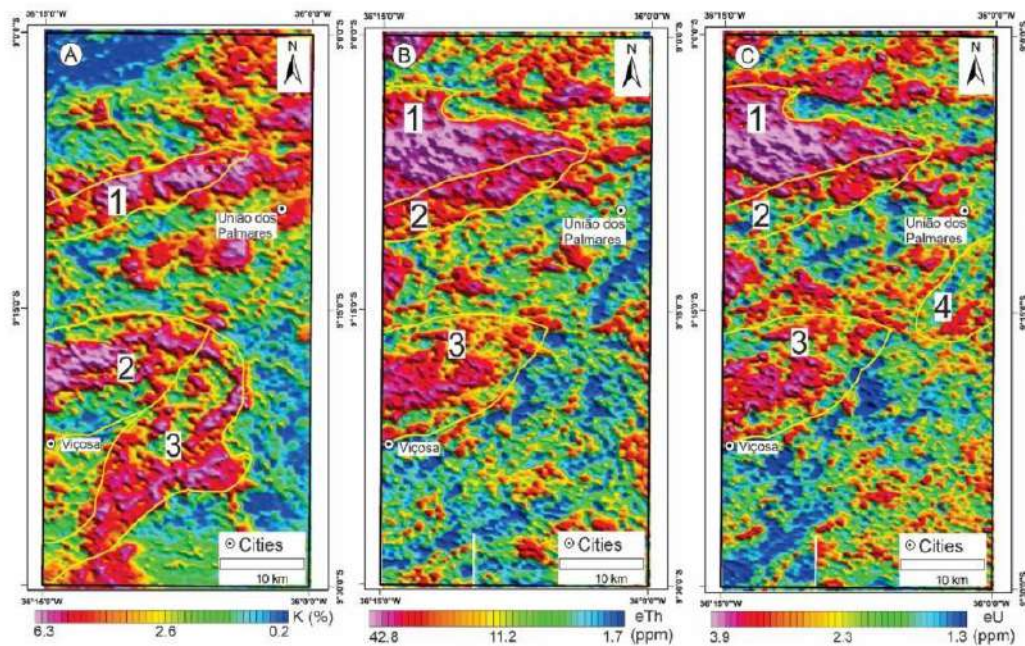


Fig. 10. Radio element maps of the studied area located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. A) Potassium map, areas with high counts: 1- Santana do Mundaú Pluton; 2- Viçosa Pluton; 3- Cajueiro Pluton. B) Thorium map, areas with high counts: 1- Munguba Pluton; 2- Santana do Mundaú Pluton; 3- Viçosa Pluton. C) Uranio map, high counts: Munguba Pluton (1), moderate counts: Santana do Mundaú (2), Viçosa (3) and Murici (4) plutons.

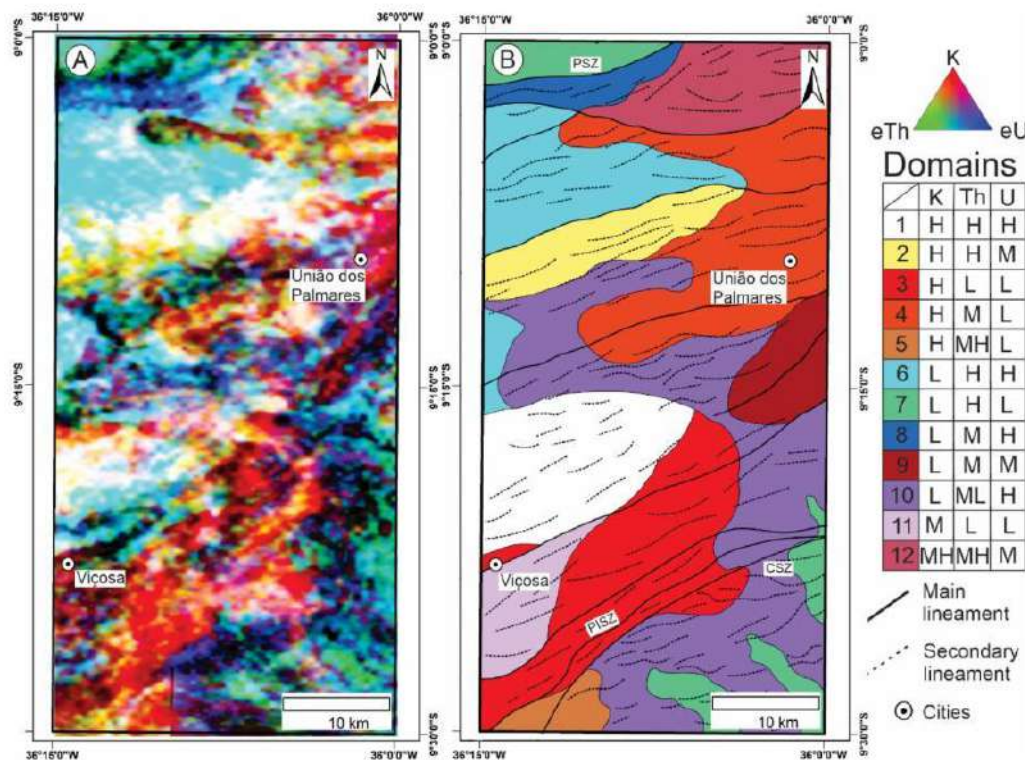


Fig. 11. A) Ternary image in RGB composition (K, eTh, and eU) obtained for the Ipojuca-Atalaia Batholith; B) Lithogeophysical domains map (H: High; M: medium; MH: medium-high; ML: medium-low; L: low) and magnetometric lineaments; PSZ – Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ- Cajueiro Shear Zone.

Table 4
Radio elements intensity used to classify the lithogeophysical map.

Intensity	K (%)	eTh (ppm)	eU (ppm)
Low	<1.6	<7.6	<2.1
Medium	1.6–2.8	7.6–11.7	2.1–2.4
High	2.8–4.1	11.7–17.6	2.4–2.8
Very high	4.1–6.3	17.6–42.8	2.8–3.9

Two main types of magnetic anomalies were recognized in the area, a strong anomaly (~ 154.01 to -40.31 nT) and a weak one, with values ranging from ~ -54.18 nT to -268.81 nT. The integration between anomaly data with the structural pattern of lineaments and magnetic relief allowed the identification and characterization of five distinct magnetic domains (Fig. 6D and Table 3). The magnetic domains strongly correlate with the geological features, which are observed in the existing intrusions of the Western portion of the studied batholith.

Euler deconvolution (Thompson, 1982; Reid et al., 1990) was applied to obtain additional information about the depth and position of magnetic sources. Broadly, the Euler solutions position concur with the magnetic lineaments location, reinforcing the structural interpretation of the main shear zones observed in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith (Fig. 6B and E). Four categories of depth intervals were recognized (<150, 150 to 350, 350 to 550, and >550 m) (Fig. 7).

Solutions with intervals varying from 0 to 150 m and from 150 to 350 m mark most of the secondary lineaments obtained in the structural interpretation from the ASA and DZ maps (Fig. 6B, C, 6E, and 6F). The main lineaments representing the shear zones exhibit the intervals with the greatest values (350–550 and > 550 m) (Fig. 7). The Palmares and Cajueiro shear zones feature a set of solutions with more expressive values (350–550 and > 550 m), while the Palmeira dos Índios Shear Zone presents Euler solutions with low values (<150 m), as seen in Fig. 7.

The studied area average radial power spectrum (Fig. 8; Bhattacharyya, 1966; Spector and Grant, 1970) has three linear components of the signal power spectrum logarithm, which depict three main tops of magnetic sources. It shows that the use of the high-density aeromagneto-metric method of sampling was effective in studying the igneous bodies of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

Since the threshold value associated with the Nyquist frequency (fN) is equivalent to 1 km, the deepest magnetic source varies between 2.0 and 2.3 km and is associated with the Palmares and Cajueiro shear zones (Fig. 6B, E, 8). Intermediate values of the average radial power spectrum (~ 1.1 km) were correlated to the primary lineaments between the Palmares and Cajueiro shear zones. On the other hand, the shallower sources (~ 0.15 km) were associated with secondary linear structures (Fig. 6B and E).

Based on the depth data obtained from the average radial power spectrum, maps of upward continuations at different observation heights (Fig. 9) were created, which allowed the identification of the causative sources at different crustal levels. Therefore, an analysis was carried out simulating the separation between high-frequency components, related to shallow sources (Fig. 9A), and low-frequency components, associated with long wavelengths, indicative of regional geological structures (Fig. 9B and C).

The upward continuation maps highlight non-surface magnetic sources and are supported by the structural data obtained on the surface (Fig. 6). The shallow upward continuation map (Fig. 9A) indicates the massive presence of secondary lineaments obtained from the interpretation of the first vertical derivative (Fig. 6E). The intermediate upward continuation map (Fig. 9B) indicates high anomalies (~ 45.1 – 38.9 nT/m) close to the Palmares and Cajueiro shear zones (main lineaments, in agreement with the data obtained through Euler solutions (Fig. 7).

Elevated anomalies (~ 35.9 to -10.8 nT/m) were found close to the Palmares and Cajueiro shear zones on the deep upward continuation

Table 5
Description of the lithogeophysical domains and their correlation with the analyzed plutons.

Domains	Description	Geological Correlation
1	Domain located in the Center-West portion of the studied area. It presents high values of the three radio elements (K, eTh, and eU).	Viçosa Pluton
2	Elongated shape domain, K and eTh rich. It has low eU counts.	Santana do Mundaú Pluton
3	Domain located in the Northwest region, with high K counts and low eTh and eU counts.	Cajueiro Pluton
4	Domain presents K enrichment, moderate eTh values and low eU counts.	União dos Palmares Pluton
5	Domain with high K counts, from moderate to high eTh and low eU values. The domain is located close to the Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones, the extreme Southwest of the area.	Pindoba Pluton
6	Domain with high eTh and eU values, and low K counts.	Munguba and Chã Preta Pluton
7	Domain rich in eTh and with low K and eU values. Present in two regions of the studied area, the Northwest (Palmares supracrustal rocks) and the Southeast (Barreiras Group).	Palmares supracrustal rocks and Barreiras Group
8	This domain has high eU counts, intermediate eTh counts, and low K values.	Águas Claras Gneiss
9	Located in the Central-Eastern region of the studied area. The domain presents intermediate values of eTh and eU and low K counts.	Murici Pluton
10	Large domain covered in the Southeastern region by the Barreiras Group (domain 7). It has low K counts, moderately low eTh values, and high eU counts.	Riacho Cabeça de Porco Pluton
11	Domain with medium K values and low eTh and eU values.	Poço Feio Pluton
12	Located in the Northeast region of the studied area, it is characterized by moderately high K and eTh counts and intermediate eU counts.	Manguape Pluton

map (Fig. 9C), and the average radial power spectrum (Fig. 8). Such shear zones fit at depths between 2.0 and 2.3 km, revealing that the primary outlines (Fig. 6) indicate large regional structures that delimit the Ipojuca-Atalaia Batholith in the Pernambuco-Alagoas Domain.

5.2. Gamma-ray spectrometry

The interpretation of gamma-spectrometric data defined the most expressive contrasts among the plutons in the studied area based on the distribution of radio elements. The K, eTh, and eU channels (Fig. 10) were used to obtain information from individual radio elements on the plutons, while the ternary composition (RGB) allowed the qualitative evaluation of the three variables.

The potassium (K) map exhibits a high correlation with the granitic bodies mapped in the field (Fig. 10A), mainly the units with a high modal percentage of K-feldspars and K₂O contents in total rock, ranging from 4.1 to 6.3% (Santana de Mundaú, Viçosa, and Cajueiro plutons), with Cryogenian–Ediacaran crystallization ages (Mendes et al., 2010; Silva Filho et al., 2002a,b, 2013, 2014, 2016).

The eTh map shows high values (20.1–42.8 ppm) for two different regions (Fig. 10B): 1) region composed by the Munguba and Santana do Mundaú plutons; and 2) region of the Viçosa Pluton, with values of Th between 15.9 and 20.1 ppm (Fig. 10B).

The eU map indicates high counts (3.9–2.8 ppm) for the Munguba pluton, and moderately high values for Viçosa and Murici plutons (2.3–3.3 ppm) (Fig. 10C). In the pluton Santana do Mundaú, intermediate values (1.7 and 2.8) suggest lithological differences with the rocks

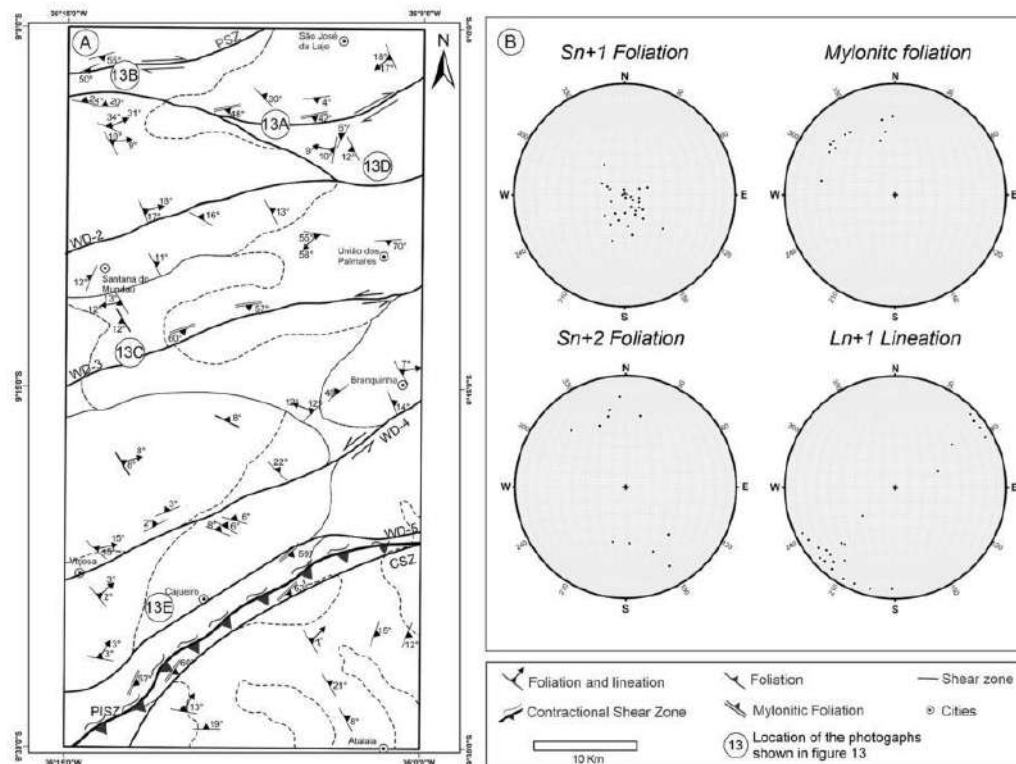


Fig. 12. A) Structural map and B) stereograms of structural features. PSZ- Palmares Shear Zone; WD- Shear Zone without denomination (WD-1, WD-2, WD-3, WD-4, WD-5); PISZ- Palmeira dos Índios Shear Zone and CSZ- Cajueiro Shear Zone.

of the higher values group (Munguba, Murici, and Viçosa) and the intermediate values group (Santana do Mundaú), as shown by the petrographic descriptions in Table 1.

The interpretation of the ternary image (Fig. 11) allowed the separation of the studied area in 12 lithogeophysical domains (Fig. 11B) that are associated with the lithological units present in the region. The domains were classified, according to the intensity of the radio elements (low, medium, high, and very high; Table 4). Aerogeophysical data and subsequent fieldwork allowed the identification of new units (Poço Feio and Riacho Cabeça de Porco plutons), not shown in previous geological mappings (Mendes et al., 2010). In addition, it was obtained a more precise association with the geological structures (lineaments and shear zones) present in the region (Fig. 11; Table 4).

The Poço Feio Pluton was individualized through aerogammaspectrometric compartmentation (Figs. 2 and 11). It is characterized by high K counts, in addition to moderate eU counts and low eTh counts (Fig. 11B, Table 4). It reflects the syenogranitic composition of the rock. Poço Feio Pluton differs from Viçosa Pluton, widely discussed in the literature (Mendes et al., 2008; Silva Filho et al., 2013, 2016; Costa et al., 2017), in that it has high eTh and eU counts (Figs. 2 and 11B and Tables 3 and 4) in addition to high K. counts. The lenticular shape of Viçosa Pluton is shown on the ternary map, corroborating the data by Silva Filho et al. (2013).

Several domains (1, 2, 3; Table 5; Fig. 11) are characterized by stretched lenticular bodies, showing radiometric signature varying in color, from white through yellow to red (Fig. 11A), suggesting high - K concentrations.

In the extreme Northwest of the area, the supracrustal rocks of the Palmares sequence have high eTh values, low K and eU counts (Fig. 11B and Table 4). Values of similar radioelements, observed in the

Southeastern region of the area, correspond to the Barreiras Group, which covers the lithogeophysical domain 10 (Riacho Cabeça de Porco Pluton). In the Northwest region, the Águas Claras gneiss (Fig. 11B; Tables 4 and 5; domain 8) is characterized by high eU counts, moderate eTh counts, and low K counts.

6. Structural features

The Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith presents a set of shear zones with NE-SW direction, three of which (Palmares, Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones) are known and well defined in the literature (Fig. 12) (Silva Filho et al., 2006; Brito Neves and Silva Filho, 2019; Mendes et al., 2008, 2010). The mesoscopic structural analysis was guided by the interpretation of the magnetic lineaments identified in the geophysical maps (Figs. 6, 7 and 9). From the integration of field, literature (Mendes et al., 2008) and aerogeophysical data, the existence of five other shear zones was identified. In total, the Western part of Ipojuca-Atalaia Batholith presents eight shear zones, which are, from North to South: Palmares, WD-1 (without denomination 1), WD-2 (without denomination 2), WD-3 (without denomination 3), WD-4 (without denomination 4), WD-5 (without denomination 5), Palmeira dos Índios and Cajueiro (Fig. 12A).

The Palmares Shear Zone shows dextral kinematic flow (Figs. 12A and 13B); Mendes et al. (2010). According to Silva Filho et al. (2014, 2006) and Brito Neves and Silva Filho, 2019, the Palmares Shear Zone marks the Northern boundary of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Corroborating with the data presented by Silva Filho (2014, 2006 and references cited by the authors) and Brito Neves and Silva Filho, 2019, the upward continuation images (Fig. 9) and Euler solutions (Fig. 7) mark high values in the proximity of that zone showing this limit.

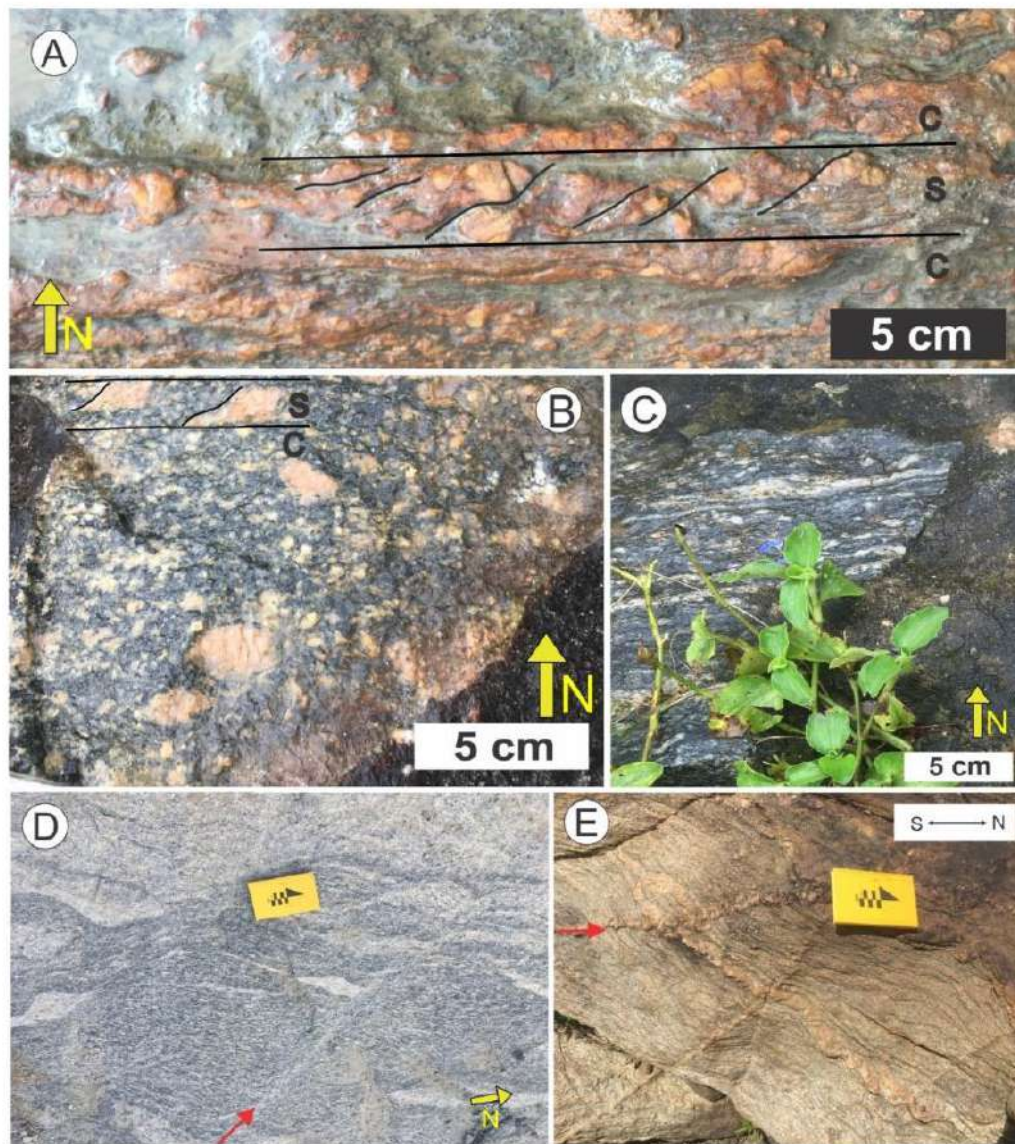


Fig. 13. A) Mylonitic foliation with sigma porphyroclasts, locally occur centimetric feldspar crystals in association with antithetic microfaults in the proximity of the WD-1 Shear Zone, indicating dextral kinematics, Manguape Pluton; B) K-Feldspar stretched porphyroclast close to the Palmares Shear Zone indicating dextral kinematics; C) Granodiorite with stretched quartz crystals (ENE-WSW) exhibiting mylonitic foliation inside the Riacho Cabeça de Porco Pluton, close to the WD-3 Shear Zone; D) Compositional layering parallel to a solid-state foliation in the União dos Palmares Pluton and close to the WD-2 Shear Zone (the red arrow mark a fault); E) Quartz veins, with N and NE trending (red arrow), cutting the foliation of syenogranites located in the Southwest part of the studied area and close to Cajueiro Shear Zone.

The stereograms (Fig. 12B) show that the S_{n+1} (flat-lying foliation) presents a dispersed pattern with a trend varying from SE to NE. This foliation was generated during the early contractional stage of the Brasiliano Orogeny, when many intrusions occurred in the region. In turn, S_{n+2} (middle to high angle foliation) generated during the transcurrent stage, with a well-marked NE-SW trend (Fig. 12B), transposed the S_{n+1} , and together with the magmatic intrusions may respond to the dispersed pattern of S_{n+1} . The L_{n+1} measures suggest that the tectonic transport direction is SW-NE, however more detailed studies are necessary to confirm this indication. Mylonitic foliations also show middle to high angles with a main trend for ENE-NE, corroborating the

geophysical data presented by Oliveira and Medeiros (2018).

Mylonites were found near the WD-1 shear zone and their monolithic foliations present middle-angles (42° – 48° ; Fig. 12), as well as the sporadic presence of asymmetric boudins with sigma porphyroclasts in association with antithetic microfaults (Fig. 13A).

The aerogeophysical data showed moderate to low values in the ascending continuation images (Fig. 9B and C), as well as intermediate values in the Euler solutions (Fig. 7) for the WD-1 and WD-2 shear zones that present S-C structures and foliations mylonitic, indicating the existence of NE trend and middle-angle shear zones (Figs. 12 and 13). The WD-3, WD-4 and WD-5 shear zones show moderate to low values in the

ascending continuation and Euler solutions, positioning these zones as a local tectonic event. Mendes et al. (2017a, 2017b) indicated the existence of protomylonites close to these shear zones. However, the lack of outcrops makes it difficult to study these shear zones.

At the Southern end of the batholith, a group of shear zones form a mylonitic corridor. Silva Filho and Brito (2002a,b) indicate that the Cajueiro Shear Zone is the continuation of the Palmeira dos Índios Shear Zone in the studied area (Figs. 2, 6E and 12). Euler's solutions and upward continuation images indicate that region has high magnetic counts, revealing a likely main shear zone (Figs. 7 and 9). Martins (2018) and Mendes et al. (2008, 2017a, 2017b) indicate that this region was characterized as a contractional shear zone. Over the last decade, this region has been studied by several authors (Mendes et al., 2008, 2010; Silva Filho et al. 2002a,b, 2016; Martins, 2018; Brito Neves and Silva Filho, 2019; Almeida et al., 2021). All researchers suggested that this major shear zone is the likely the boundary between the Sergipano Domain and the PEAL.

The syn-collisional plutons present as their primary structure the magmatic flow foliation (Neves et al., 2014; Brito Neves and Silva Filho, 2019) that was partially or totally obliterated by flat-lying foliation (S_{n+1} ; Fig. 12) which is associated with the onset of collision events occurring between ~640 Ma to ~620 Ma (Neves et al., 2014). The final collision process in the Borborema Province was marked by the formation of mylonitic foliations between ~600 Ma to ~580 Ma when the change from the contractionary to the transcurrent regime occurred (Neves et al., 2014; Brito Neves and Silva Filho, 2019; Van Schmus et al., 1995, 2008).

Later events of transcurrence marked the syn-collisional plutons, with mineral lineation and plunge measures varying according to the distance between the edge and the center. The late-collisional plutons also feature as primary structure, magmatic flow foliation, which was slightly deformed, as these plutons were subjected to the process of emplacement in the final stages of the collisional event in the region. The syn-transcurrent plutons (Murici and Viçosa) present a NE-trend (S_{n+2} ; Fig. 12), indicating that the transcurrent process shaped the format of these plutons (Fig. 2). However, the weathering process to which the studied area was subjected (Duarte and Lopes, 2021; Oliveira and Antônio, 2015) made it difficult to in-depth study of the relationships between aerogeophysical and fieldwork data.

Based on the data obtained in the field, three stereograms were created (Fig. 12B). The foliation and lineation stereograms show a trend in the NE-SW direction, as described in the literature (Silva Filho et al., 2000, 2002a,b, 2013, 2014; Brito Neves and Silva Filho, 2019). According to the field data described in Fig. 12B, mylonitic foliation is represented by a trend in the NE-SW direction. Brito Neves and Silva Filho, 2019, Silva Filho et al. (2002a,b), Oliveira (2008) and Van Schmus et al. (2008), indicate this trend as a possible movement marker for the Borborema Province.

Several stages of late brittle deformation have been identified in the field (Fig. 13) and the structural features have been described throughout the PEAL (Silva Filho et al. 2002a,b; Silva Filho et al. 2002a, b, 2016; Santos et al., 2017; Mendes et al., 2017a, 2017b; Martins, 2018; Brito Neves and Silva Filho, 2019). Some faults and fractures generated by brittle deformation were filled by K-feldspar and quartz, forming veins, which cross the regional foliation in the N-S, NE-SW directions, and rarely in E-W occasions.

7. Discussion

7.1. Aeromagnetic data and tectonic evolution of the studied area

The integrated study of field and aerogeophysical data allowed the mapping of twelve lithological units (Murici, Cajueiro, Chã Preta, Manguape, Munguba, Pindoba, Poço Feio, Riacho Cabeça de Porco, Santana do Mundaú, União dos Palmares and the Viçosa plutons and the Águas Claras gneiss) and eight main linear structures: Palmares shear

zone, WD-1, WD-2, WD-3, WD-4, WD-5, Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones (Fig. 12A). The AMF, ASA, and DZ maps (Figs. 5 and 6) show a strong correlation among the positive magnetic anomalies, the shear zones (Fig. 12A) and the mylonitic rocks presented in item 6 of this article. Similarly, the magnetic lineaments follow the preferred NE-SW and ENE-WSW trends, widely identified in fieldwork. A secondary trend N-S (e.g. Fig. 13 E) and another E-W, identified in the area, represent a late brittle deformational stage. Such trends are not recognizable in magnetometric maps due to the small dimensions of the structures.

The aerogeophysical and structural data from the Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith suggest that the main lineaments are shear zones as shown by the literature data (Santos and Medeiros, 1999; Silva Filho et al. 2002a,b, 2014, 2016; Mendes et al. 2010, 2017a, 2017b) and Figs. 1, 6 and 82A. Thus, it was possible to delimit the studied area into five main magnetic domains (Fig. 6 and Table 3). The magnetic signal in the Palmares supracrustal rocks (Jitirana Paragneiss; Fig. 2) is marked by a flat relief (low magnetic anomaly; Fig. 6A, magnetic domain 1), whereas the rocks in the Central and Southeastern regions are marked by a rough relief (high magnetic anomalies; Fig. 6A, domains magnetic 2 and 5), demonstrated by the occurrence of minerals with high Fe and Ti values as described in this article (Table 1).

The magnetic lineaments interpreted in Fig. 6, together with the structural map (Fig. 12), the upward continuation data (Fig. 9), and Euler solutions (Fig. 7) constrained the position of the magnetic anomalies. Therefore, the WD shear zones (1, 2, 3, 4, and 5) are of local influence, since the intermediate and deep upward maps of the zones have low to intermediate counts (~20 to ~110 nT/m). Contrastingly, the Palmares, Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones display high values, both in the upward continuation maps and in the Euler solutions, evidencing their regional nature.

Migmatitic structures and mylonitic foliations were recognized along the shear zones. They are evidence of the D_2 (thrust tectonics) and D_3 (transcurrent tectonics) stages of the Brasiliano orogeny (Silva Filho et al., 2014, 2016) which are recorded by the studied granitic plutons. The Palmares shear zone marks the boundary between the Ipojuca-Atalaia Batholith (Palmares crustal subdomain) and the Garambuns subdomain, as shown in Figs. 1, 1, 6, 7 and 92A, supporting previous work (Silva Filho et al., 2014, 2016). Another regional boundary was identified in the southern Palmeira dos Índios - Cajueiro shear zone complex (Fig. 12A), a potential boundary between the PEAL and the Sergipano Domain, but actually, it represents the boundary between the Ipojuca-Atalaia Batholith and the Coruripe Domain (Silva Filho et al., 2014, 2016). However, the suture status of this boundary needs to be clarified.

7.2. Radio element data and the granitic plutons mapping

The individual radio element maps and the integrated ternary map contributed to the delimitation and individualization of the studied lithotypes, which show contrasting contents of K (%), eTh (ppm), and eU (ppm). Even with the wide spacing of the flight lines (500 m), it was possible to individualize the Poço Feio and Riacho Cabeça de Porco plutons, in addition to the other ten lithologies already discussed in the literature (Silva Filho et al., 2002a,b; Silva Filho et al. 2002a,b, 2016; Mendes et al., 2008, 2010, 2017a, 2017b; Martins, 2018; Brito Neves and Silva Filho, 2019). The Poço Feio pluton shows moderate K counts and low eTh and eU values. Conversely, the Riacho Cabeça de Porco pluton has high values of eU, moderately low values of eTh, and low values of K, and concur with the field and petrographic data, where this lithology was classified as a granodiorite.

7.3. Major shear zones

In macroscale, most models propose to the PEAL Domain final configuration was a result of the several terranes and small cratonic

blocks amalgamation (Oliveira, 2008; Oliveira et al., 2010; Van Schmus et al., 2008; Silva Filho et al., 2014; Brito Neves, 2010, 2016; Brito Neves and Silva Filho, 2019). However, the Brasiliano Orogeny intense deformation hinders the identification of the entirety of processes, which occurred in the region. According to Santos et al. (2017), one of the crucial points for understanding this type of process is defining the main boundaries among crustal subdomains, because they provide evidence concerning the amalgamated terrains.

The position and geometry of the structures from the Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith, defined through aerogeophysical and field data, indicate oblique transcurrent shear zones as the primary marker of movement. The results presented in this article indicate strike-slip movements, in agreement with the existing data in the literature (Silva Filho et al. 2002a,b, 2014, 2016; Oliveira et al., 2010; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves and Silva Filho, 2019).

7.4. The limit between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Coruripe Domain

According to Martins (2018), most Cajueiro and Palmeira dos Índios shear zones structures were obliterated by erosional phenomena, limiting the fieldwork. From the data of the average radial power spectrum (Fig. 8), Euler deconvolution (Fig. 7) and upward continuation (Fig. 9), it was possible to estimate the depth of the magnetic anomaly in the region of the Cajueiro and Palmeira dos Índios shear zones. The data indicate that these shear zones have a low frequency and therefore, a zone with deep responses.

In the regional context, the literature (Nascimento, 2005; Lima et al., 2018, 2019; Caxito et al., 2016, 2017; Brito Neves et al., 2016) presents a series of correlations between the rocks of the PEAL and the Sergipano domains. Almeida et al. (2021) explain these correlations and mark them as a suture zone, between the Sergipano and the PEAL domains, named the Palmeira dos Índios Shear Zone.

Silva Filho and Brito (2002a,b), Mendes et al. (2017a, 2017b) present the Cajueiro Shear Zone as a continuation of the Palmeira dos Índios Shear Zone, corroborating with the aerogeophysical data presented in this article (Figs. 6, 7, 9 and 12). Given these facts and data, it was possible to identify as a major shear zone, between the PEAL and the Sergipano domains, the Palmeira dos Índios and Cajueiro shear zones.

8. Conclusions

The aeromagnetometric data (AMF, ASA, DZ, Euler Deconvolution, average radial power spectrum, and upwards continuations) together with aerogammaspectrometric data (Individual counting of K, eTh, and eU radioelements; ternary map) and fieldwork data show contrasting signatures of the main units in the Western part of the Ipojuca-Atalaia Batholith. The study enabled the recognition of new shear zones and the identification and individualization of the Poço Feio and Riacho Cabeça de Porco plutons.

Evidence of deformation was interpreted in the studied area through Euler Deconvolution and upward continuation images, suggesting that Palmares Shear Zone, the Palmeira dos Índios and Cajueiro are the limits of the Ipojuca-Atalaia Batholith and that they show a major shear zone character. The Cajueiro-Palmeira dos Índios shear zone marks the boundary between Ipojuca-Atalaia Batholith and Rio Coruripe Domain. However, the suture status needed to be investigated. The WD shear zones (1, 2, 3, 4), in turn, demarcate a shallow movement (Euler solution map and upward continuation images) related to the transcurrent stage of the Brasiliano Orogeny.

In general, the geological characteristics (e.g. granitic bodies and large shear zones) were favorable to the use of aerogeophysics as a tool for improvement of data related to shear zones, plutons, and other rocks of the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Therefore, these techniques are suitable for application in other locations of BP, to expand the geological and geotectonic information.

CRedit authorship contribution statement

Sammy Silveira Lima: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Investigation, Methodology, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. **Adejardo Francisco da Silva Filho:** Project administration, Investigation, Formal analysis, Writing – review & editing, Visualization, Supervision. **Ignês de Pinho Guimarães:** Formal analysis, Investigation, Supervision, Validation, Visualization, Writing – review & editing. **Douglas José Silva Farias:** Data curation, Writing – review & editing. **Gabriela Menezes Almeida:** Writing – review & editing, Validation.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgment

The authors would like to thank the Geological Survey of Brazil - CPRM for the support and concession of aerogeophysical data; to Thais Carrino for the considerations suggested during the construction of this article. SSL thanks the National Council for Scientific and Technological Development - CNPq, for granting a doctoral scholarship, process 143557/2017-3. AFSF thanks the National Council for Scientific and Technological Development - CNPq, for granting research aid, process 403935/2016-4.

References

- Silva Filho, A.F., Guimarães, L.P., Van Schmus, W.R., 2002a. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil, Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Res.* 5, 409–422.
- Airo, M.L., 2005. Regional interpretation of aerogeophysical data: extracting compositional and structural features. *Spec. Pap. Geol. Surv. Finland* 39, 176–197.
- Almeida, T., Souza Filho, C.R., Abreu, F.R., Crósta, A.P., 2003. Modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Zn-Pb utilizando dados de alta resolução espacial e espectral do sensor GEOSCAN MKII: estudo de caso no depósito Salobro, Porteira (MG). *Rev. Bras. Geociências* 33 (2), 5–16.
- Almeida, G.M., Fuc, R.A., Lima, D.P.D., Dantas, E.L., 2021. Accretion tectonics in western Gondwana highlighted by the aeromagnetic signature of the Sergipano belt, NE Brazil. *Tectonophysics* 802 (228742), DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228742>.
- Araújo, C.E.G., Cordani, U.G., Weinberg, R.F., Basel, M.A., Armstrong, R., Sato, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202–203, 167–189. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.015>.
- Bhattacharyya, B.K., 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31 (1), 97–121.
- Blum, M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.
- Bruto, M.F.L., 2005. Evolução petrológica do complexo Serra do Catú, Terreno Pernambuco-Alagoas. Tese de Doutorado, universidade federal de Pernambuco.
- Bruto Neves, B.B., 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de doutorado, p. 200. Universidade de São Paulo.
- Bruto Neves, B., Cordani, A., Thomaz Filho, R.A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil. *Journ. of Geodynamics* 1 (3), 495–510.
- Bruto Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2010. The research for the paleoproterozoic basement of the neoproterozoic 'orogenic belt' by using the Sm/Nd mineralogy - transverse zone, northeast Brazil. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, X., Portugal, Porto (Eds.), *Anais... Faculdade de Ciências universidade do Porto*, pp. 177–178, 1 CD-ROM.
- Bruto Neves, B., Silva Filho, A., 2019. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica* 19 (2), 3–28. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-148257>.
- Bruto Neves, B.B., Schmus, W.R.V., Fetter, A., 2002. North-western Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 275–278.
- Bruto Neves, B.B., Santos, E.J., Fuc, R.A., Santos, L.C.M.L., 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Braz. J. Genet.* 46, 491–508.
- Carrino, T.A., Souza Filho, C.R., Leite, E.P., 2007. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos

- intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geofis.* 25 (3), 307–320. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2007000300007>.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Salgado, S.S., Dussin, L.A., Sial, A.N., 2016. A complete Wilson cycle recorded within the Riocho do Pontal orogen, NE Brazil: implications for the neoproterozoic evolution of the Borborema province at the heart of west Gondwana. *Precambrian Res.* 282, 97–120.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Egydio-Silva, M., Salgado, S.S., 2017. The Rio Preto and Riacho do Pontal belts. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton Eastern Brazil*. Springer, Zurich, pp. 221–239. *Regional Geology Reviews*.
- Caxito, F.A., Hagemann, T.G., Dias, V., Barroto, E.L., Dantas, A.C., Oliveira, M.S., Campello, F.C., Campos, 2020. A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U-Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions. *Lithos* 374–375, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105708>, 10578.
- Correa, R.T., Vidotti, R.M., Okum, E., 2016. Curie surface of Borborema province, Brazil. *Tectonophysics* 679, 73–87.
- Costa, A.L.S., Silva Filho, A.F., Carrino, T., Coutinho, M.M., Dantas, E., Santos, D., 2017. Geologia, petrografia e geocronologia U-Pb em zircão dos plutons Vicosas e Chã Preta, Alagoas. In: Ipojuca-Atalaia, Batólito (Ed.), *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*. João Pessoa. Anais... João Pessoa, SBGEO, 1 CD-ROM.
- Crósta, A.P., Souza Filho, C.R., Azevedo, F., Brodic, C., 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *Int. J. Rem. Sens.* 24 (21), 4233–4240.
- Dalziel, I.W.D., 1994. Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link: origin and significance of orogenic promontories. *Geology* 22, 589–592.
- Dalziel, I.W.D., Mosher, S., Gahagan, L.M., 2000. Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *J. Geol.* 108, 499–513.
- Dantas, E.L., Silva, A.D., Almeida, T., Moraes, E., 2003. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a study case in Seridó Belt, NE Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 33, 65–72.
- De Wit, M.J., 2004. Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites. *Dev. Precambrian Geol.* 13, 599–614.
- De Wit, M., Jeffery, M., Bergh, H., Nicolaysen, L., 1988. Geological Map of Sectors of Gondwana Reconstructed to Their Disposition CA. 150 Ma. American Association of Petroleum Geologists, Publicação Especial, Tulsa, Oklahoma.
- De Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. *Geol. Soc.* 294, 399–412.
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86 (B11), 10,470–10,488.
- Duarte, S.D., Lopes, J.L.S., 2021. Gestão territorial e zoneamento ambiental na Bacia Hidrográfica do Rio Gurupi-AL: embases territoriais e perspectivas geográficas. *Divers. J.* 1 (6), 957–975. DOI: 10.17648/diversitas-journal-v6i1-1578.
- Ferreira, V.P., Tchouankoue, J.P., Sial, A.N., Lima, M.M.C., Pimentel, M.M., 2016. Two-stage mantle-derived Santana do Mundau high-K calc-alkalic composite granitic batholith, Pernambuco-Alagoas domain. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2016. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBGEO, 1 CD-ROM.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Santos, L., Armstrong, R., van Schmus, W.R., 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma late Ediacaran high-K syn-collisional magmatism in the Pernambuco Alagoas domain, Borborema province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 68, 134–154.
- Frasca, A.S., 2015. Amalgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, p. 172.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Poraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.* 135, 23–53.
- Henderson, R.G., 1970. On the validity of the use of the upward continuation integral for the total magnetic intensity data. *Geophysics* 35, 916–919.
- Henderson, R.G., Zietz, I., 1949. The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics* 14, 517–534.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252, 1409–1412.
- Lima, H.M., Pimentel, M.M., Fuc, R.A., Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., 2018. Geochemical and detrital zircon geochronological investigation of the metavolcanosedimentary Araticum complex, Sergipano Fold Belt: implications for the evolution of the Borborema province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 86, 176–192.
- Lima, H.M., Pimentel, M.M., Santos, L.C.M.L., Dantas, M.E.L., 2019. Isotope and geochemical characterization of metavolcano-sedimentary rocks of the Jirau do Ponciano Dome: a structural window of a paleoproterozoic continental arc root within the southern Borborema province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 90, 54–69.
- Mans, M.V.R., Oliveira, C.G., Pires, A.C.B., Moraes, R.A.V., 2003. Aplicação da geofísica aérea na exploração mineral e mapeamento geológico do setor sudoeste do Cinturão Cupífero Orós-Jaguaribe. *Rev. Bras. Geociências* 33 (3), 279–288.
- Martins, E.P., 2018. Análises geométrica e cinemática meso-microscópica das zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Jacaré dos Homens: significância geodinâmica destas estruturas para a zona de limite entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana. Dissertation, Federal University of Pernambuco, p. 154.
- Mendes, V.A., Brito, M.F.L., Paiva, I.P., 2008. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SG.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala 1:250.000.
- Mendes, V.A., Lima, M.A.B., Moraes, D.M.F., 2010. Geologia do Estado de Alagoas. Mapa escala 1:250.000., CPRM. (Serviço Geológico do Brasil).
- Mendes, V.A., Lima, M.A.B., Moraes, D.M.F., 2017a. Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. Texto explicativo. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 113.
- Mendes, V.A., Lima, M.A.B., Moraes, D.M.F., 2017b. Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. Mapa de Recursos Minerais do Estado de Alagoas. Recife: CPRM/2017, 1 mapa color. Escala 1:250.000.
- Milligan, P.R., Gunn, P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2), 63–75.
- Nascimento, R.S., 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental neoproterozoico. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Campina, p. 159.
- Araújo Neto, J.F., Santos, G.L., Souza, I.M.B.A., Barreto, S.B., Santos, L.C.M.L., Bezerra, J. P., Carrino, T.A., 2018. Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study of the Vitorópolis region, Borborema Province, NE Brazil. *Geol. Usp. Série Científica* 18 (3), 89–103.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Schmus, W.R.Q., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. In: International Geological Congress. Special Publication, Rio de Janeiro, pp. 151–182.
- Neves, Brito, Fuc, B.B., Pimentel, R.A., M., M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Genet.* 44 (3), 493–518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-488920140003001>.
- Oliveira, R.G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua Margem Continental (NE do Brasil). Tese (Doutorado). Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN, Natal.
- Oliveira, B.R., Antônio, G.B., 2015. Geoprocessamento aplicado ao mapeamento cartográfico do município de União dos Palmares-AL. *Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental* 19 (3), 136–146. DOI: 10.5902/2236117017757.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Res.* 315, 45–65.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res.* 181, 64–84.
- Parker, R.L., Klingor, K.D., 1972. Magnetic upward continuation from an uneven track. *Geophysics* 37, 662–668.
- Pedrosa Junior, N.C., 2015. Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução tectônica do rifte de Juabaras, NE do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília.
- Powell, C.M.C., McElhinny, M.W., Li, Z.X., Meert, J.G., Park, J.K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology* 21, 889–892.
- Reeves, C., 2005. Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation. Geosoft, Toronto, Canadá, p. 155. E-book.
- Reid, A.B., Allison, J.M., Graiser, H., Miett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Ribeiro, V.B., Mantovani, M., Louro, V.H.A., 2015. Aerogeomagnética e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terra Didática* 10 (1), 29–51. <https://doi.org/10.20396/td.v10i1.8637386>.
- Rodrigues Neto, N.N., 2016. Evolução tectono-metamórfica da cobertura deformada (Quartzito Garanhuns) e de seu embasamento durante a Orogênese Brasileira de uma área a SE da folha Venturosa. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Recife, p. 101.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57 (1), 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>.
- Ruy, A.C., Silva, A.M., Toledo, C.L.B., Souza Filho, C.R., 2006. Uso de dados aerogeofísicos de alta densidade para mapeamento geológico em terrenos altamente intemperizados: o estudo de caso da região de Claudio, porção sul do Craton São Francisco. *Rev. Bras. Geofis.* 24 (4), 535–546. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2006000400007>.
- Santos, E.J., 1982. Characteristics and mineralizations of the Archean and early Proterozoic of the Borborema province, Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 12, 234–239.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 29 (1), 73–84. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999297384>.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 61–76.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Santos, E.J., Santos, R.V., Lima, H.M., 2015. Early to late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: the Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the pre-Western Gondwana assembly. *J. S. Am. Earth Sci.* 58, 188–209.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Vidotti, R., Gawood, P., Santos, E., Fuc, R., Lima, H., 2017. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 103, 167–184. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.012>.
- Santos, H.G., Jocomine, P.K.T., Anjos, L.H.C., Oliveira, V.A., Lumbreiras, J.F., Coelho, M. R., Almeida, J.A., Araújo Filho, J.C., Oliveira, J.B., Cunha, T.J.F., 2018. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. EMBRAPA, Brasília, Brasil. 356 p.
- Silva Filho, A.F., Van Schmus, W.R., Guimarães, I.P., 2000. High-K calc-alkalic granitoids of CA. 1 Ge. T_{DM} along the limit PEAL massif/Sergipano Fold Belt, NE Brazil and their geotectonic significance. *Revista Brasileira de Geologia* 30 (1), 182–185.
- Silva Filho, M.A., Brito, M., de, F.L., 2002b. Interpretação Fotoaerogeológica e Reconhecimento Geológico de Parte do Estado de Alagoas e Recife. CPRM, 2002.1 mapa color. Escala 1:250.000.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Silva, J.M.R., Osako, L., Van Schmus, W.R., Cozzentino, L., Verde, V.V., 2006. Sm-Nd isotopic mapping and tectonic setting of

- Proterozoic metamorphic successions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL massif and its relevance for the crustal evolution of the Borborema Province. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju. Abstract, Brazil, p. 20, 1 CD-ROM.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, L.P., Van Schmus, W.R., Dantas, E., Armstrong, R., Cocentino, L.M., Lima, D., 2013. Long-lived neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema province, northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.* 55 (10), 1280–1299 doi:10.1080/00207179.2013.774156.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, L.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R., Silva, J.M.R., Osako, L., Cocentino, L., Lima, D., 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of the Borborema Province, NE Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 21, 2155–2190.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2), 293–302.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: a new technique for making computer assisted depth estimate from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Totcu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Res.* 108, 45–73.
- Trompant, H., Boschetti, F., Hornby, P., 2003. Improved downward continuation of potential field data. *Explor. Geophys.* 34, 249–256.
- Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana, Pan-African-Brasiliano: Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 350.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Res.* 82, 101–112.
- Urung, R., 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today (Geol. Soc. Am.)* 7 (1), 1–5.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *J. S. Am. Earth Sci.* 8 (3–4), 267–283. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6).
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Totcu, F., Penaye, J., Guimarães, L.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. *Geol. Soc. London* 294 (1), 66–69. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the zona transversal of the Borborema province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 31 (2–3), 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.

4 GEOCHRONOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN PORTION OF THE IPOJUCA-ATALAIA BATHOLITH, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST OF BRAZIL

Abstract: The Ipojuca Atalaia Batholith is located in the East portion of the Pernambuco-Alagoas Domain, Southern subprovince of the Borborema Province. It comprises orthogneisses, granitoids and supracrustal sequences. U-Pb LA-ICP-MS zircon data showed that the studied area comprises: 1) migmatized orthogneisses of Early Tonian protolith crystallization age (957 Ma), restricted to an occurrence localized in the south part of the studied area, 2) Middle Tonian orthogneisses, comprising a large body, with 827 Ma protolith crystallization age; (3) Early Ediacaran pre- to syn-collisional plutons (Munguba Pluton - 639.1 ± 4.3 Ma, Santana do Mundaú Pluton- 629.8 ± 4.2 Ma, Poço Feio Pluton - 620.6 ± 3.5 Ma, Manguape Pluton- 632.3 ± 2.5), (4) syn-truncure intrusions (Murici and Viçosa with crystallization age of - 580 Ma). The Tonian granitoids of the studied area are like Tonian granitoids from the Central sub-province, with some geochemical distinctions recorded in the migmatized early Tonian orthogneisses, as lower HFSE, and REE contents. The recorded geochemical differences are interpreted as due to the migmatization be unable to melting the biotite, which is a common host phase of many accessory minerals in granitic magmas. The studied granitoids are metaluminous to slightly peraluminous, and predominantly of the magnesian series. The studied rocks are LILE- rich, and HFSE-depleted indicating characteristics a source with arc signature. The presence of Archean to Paleoproterozoic zircon grains in the Munguba orthogneisses, suggest the presence of an Archean/Paleoproterozoic crust north of the WD2 shear zone. The isotopic data indicated three groups with different T_{DM} ages: Group 1, presents T_{DM} model ages ranging from 1.6 to 1.2 Ga and $\epsilon_{Hf}(t)$ values between -8.99 to 6.91; Group 2, T_{DM} model ages between 1.1 and 0.9 Ga and positive $\epsilon_{Hf}(t)$ values, Riacho Cabeça de Porco and Santana do Mundaú orthogneisses, suggesting a source of Tonian Juvenile; Group 3 presents T_{DM} ages from 3.3 to 2.8 Ga and negative values of $\epsilon_{Hf}(t)$ (-27.47 to -3.96) indicating an generation by melting of Archean crustal source to Murici Pluton. The geochronological, isotope and geochemical data suggest that the Ipojuca Atalaia Batholith were build up by magmas generated from distinct sources, from Tonian to Ediacaran.

Keywords: Pernambuco-Alagoas Domain; Whole-rock geochemistry; U-Pb geochronology in zircon.

1. INTRODUCTION

Gondwana amalgamation was the result of part of the Rodinia Supercontinent fragmentation (Hoffman, 1991; Dalziel, 1994; Dalziel et al., 2000; Urung, 1997) and the reassembly of cratonic blocks during the Neoproterozoic (Powell et al., 1993; Trompette, 1997). In this scenario, uncertainties in time and structural mechanisms of collision events, between the different crustal blocks and cratons, in addition to the occurrence of ancient

unknown ocean basins and insufficient geochronological data for orogenic belts, are some of the issues that limit the understanding of the processes that occurred in Gondwana.

Areas such as the Borborema Province (BP), located in Northeastern Brazil, that were formed from the convergence and collision of cratons remain poorly understood (Trompette, 1994; Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011; Toteu et al., 2001; Dantas et al., 2003). Significant advances have been made in the last decade through the acquisition and interpretation of geochronological and geochemical data in the sub-provinces (North, Central or Transversal and South) that composes the BP (e.g. Sial et al., 2008; Van Schmus et al., 2011; Silva Filho et al., 2014, 2016; Arthaud et al., 2008; Guimarães et al., 2016; Brito Neves et al., 2016), however, the Pernambuco-Alagoas Domain is apart from this progress in knowledge (Brito Neves & Silva Filho, 2019).

The Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL), located in the South sub-province, stands out as one of the most important crustal segments of the Borborema Province (Van Schmus et al., 2008). The Brasiliano granitoids emerged as large structural massifs (Silva Filho et al. 2002, 2006, 2016; Brito Neves & Silva Filho, 2019) and have distinct characteristics, being divided into three batholiths: Buique-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé and Ipojuca-Atalaia (Silva Filho et al. 2016). According to Lima et al. (2021) these granitic bodies are the final magmatic product of crustal differentiation and constitute a significant component in the production of the terrestrial continental crust.

The studied area is located in the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith, which is a key area for understanding the processes occurring in the outeastern portion of the BP.

The first U-Pb geochronological data for the Ipojuca-Atalaia Batholith was obtained by Mendes et al. (2008), in a syenogranite of the Cajueiro Pluton (36°10'15.4"W/9°21'54.7"S) with an age of 632 ± 13 Ma. Silva Filho et al. (2013) also dated the Pluton Viçosa (36°12'51.7"W/9°20'35.4"S) at the age of 580 ± 5 Ma. Ferreira et al. (2016), dated the Santana do Mundaú Pluton, presenting the age of 636 ± 10 Ma as a result, these are the main ages found in the literature on the studied area.

Through the different ages of metamorphic overgrowth in zircons, Silva Filho et al. (2014; 2015; 2016), Guimarães et al. (2004) and Brito Neves et al. (2014) identified four possible tectonic-metamorphic events related to Brasiliano collage. Therefore, the association of U-Pb geochronological data, Lu-Hf isotope data and geochemical recognition through

whole-rock geochemistry, represents a new mark in the knowledge, in order to contribute to the geotectonic and temporal understanding of these igneous bodies.

Seven samples were analyzed by the Lu-Hf isotopic system previously dated by U-Pb zircon LA-ICPMS, six samples of the main metagranitoids (Murici, Cabeça de Porco, Manguape, Munguba, Poço Feio and Santana do Mundaú) and one analysis of the Early Tonian Migmatized Orthogneiss. The information presented and discussed supports the hypothesis defended in the literature of crustal growth during the Brasiliano Orogenic Cycle in the Borborema Province (Silva Filho et al., 2002, 2006, 2016; Brito Neves & Silva Filho, 2019; Lima et al., 2021).

2. GEOLOGICAL SETTING

2.1. Borborema Province

The Borborema Province (BP), initially described by Almeida et al. (1981), is formed by small Archean blocks surrounded by Paleoproterozoic domains (also called terrains or super terrains), in addition to the presence of meso to Neoproterozoic supracrustal sequences that partially cover the Archean lithology and Paleoproterozoic (Van Schmus et al., 1995, 2003; Brito Neves et al. 2000, 2019; Fetter et al. 2003; Dantas et al. 2013, Araújo et al. 2014; Santos et al. 2015, 2020; Costa et al. 2018). Brito Neves (1975), Trompette (1994) and Van Schmus et al. (2008) presented studies on the reconstruction of Western Gondwana and its continuation on the African continent. Over time, BP has presented several subdivisions, but the most common is the one that divides the territory into the North, Central or Transversal and South sub-provinces (Van Schmus et al. 1995, Santos & Medeiros 1999, Brito Neves et al. 2000; Figure 1).

According to Santos et al. (2020), the Brasiliano Orogenesis stages were abundantly registered in the BP granitic domains. Thus, these domains are targets of intense studies over decades (eg Silva Filho et al., 2002, 2013, 2014; Guimarães et al., 2004; Brito Neves et al. 2016).

Brito Neves et al. (2014), based on geochronological and isotopic data of the granites that composes the BP, obtained in the literature (Brito Neves et al., 2000; Silva Filho et al., 2002, 2014, 2016; Ferreira et al., 2004; Guimarães et al., 2004; Araújo et al., 2014; Silva et al., 2005; Van Schmus et al., 2011 and their references) classified the events and rocks of the Borborema Province as follows: (1) pulse one, Early Cryogenian (840 – 750 Ma), formed by calc-alkaline to high-K calc-alkaline granites; (2) pulse two, Neocryogenian-Early Ediacaran (650/600 – 600/590 Ma), also formed by calc-alkaline to high-K calc-alkaline type-I granites;

(3) pulse three, Early – Middle Ediacaran (590 – 560 Ma), composed of calc-alkaline and shoshonitic granites; (4) pulse four, Cambrian Orogeny (540 – 490 Ma), constituted by post-orogenic extension (type-A granites) and were associated with subvolcanic bimodal magmatism.

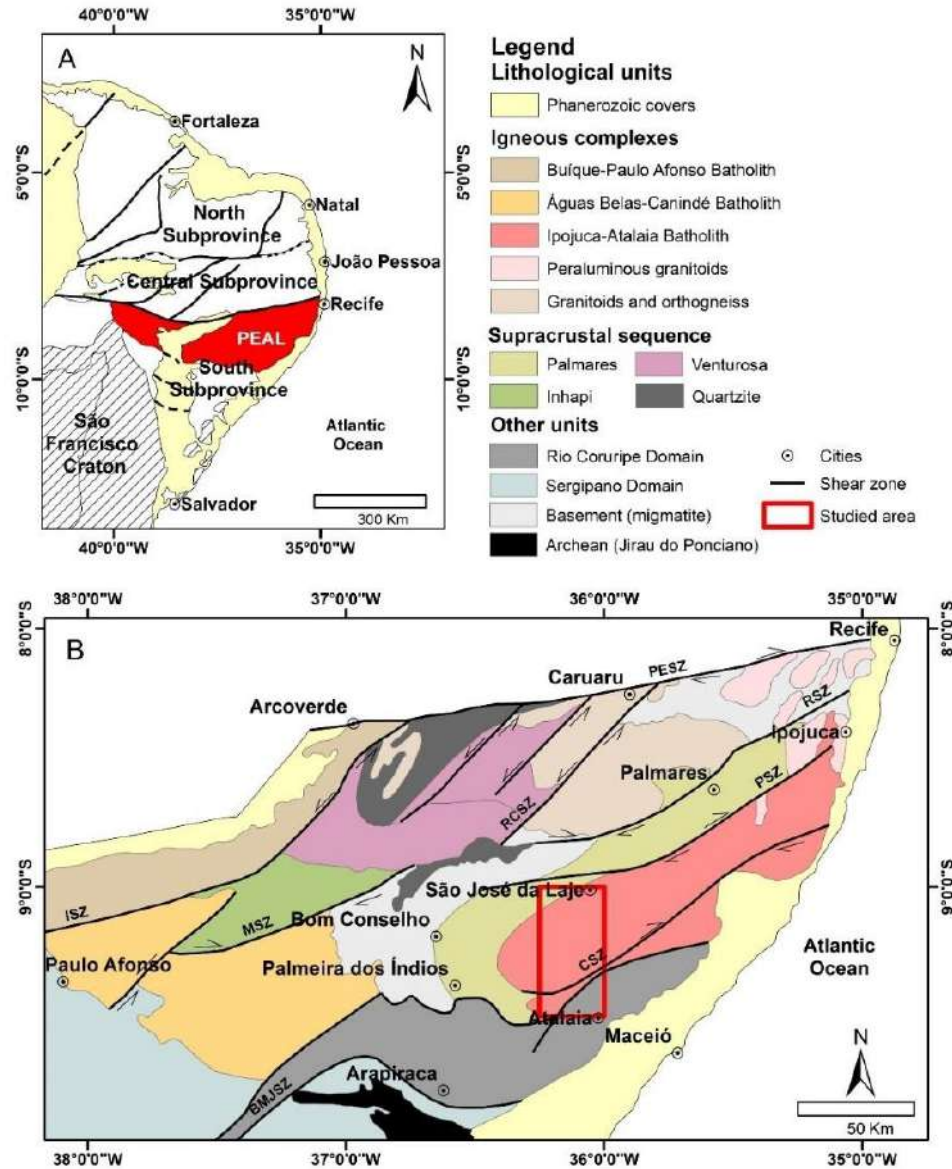


Figure 1: Location map of the studied area. A) Simplified map of the Borborema Province area (Van Schmus et al., 2008); B) Map of the Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL) (Silva Filho et al., 2016), indicating the studied area in red. Shear zones (SZ): BMJSZ - Belo Monte Jeremoabo, CSZ - Cajueiro, ISZ - Itaíba, MSZ - Maravilha, PSZ - Palmares, PESZ - Pernambuco, RSZ - Ribeirão, RCSZ - Rio da Chata.

Araújo et al. (2014) and Santos et al. (2020) indicate that the North sub-province has a set of rocks with magmatic arc affinity and age ranging from Archean to Neoproterozoic. In turn, the Central or Transversal sub-province is interpreted as the result of a complex history

of crustal accretion during the Neoproterozoic, which is limited by NE-SW shear zones. The collisions of the various blocks limited by these shear zones are considered responsible for the construction of the Neoproterozoic crust in the area (Santos & Medeiros, 1999; Medeiros, 2004; Santos et al. 2015, 2020; Brito Neves et al. 2014, 2016).

The Southern Subprovince is constituted by the Pernambuco-Alagoas Domain and by the marginal folding belts (Sergipana, Riacho do Pontal and Rio Preto) that present a tectonic vergence towards the São Francisco Craton (Silva Filho et al., 2002, 2016; Santos et al., 2020). In this sub-province, remnants of Archean to Neoproterozoic rocks can be found, however, it is the rocks related to Ediacaran subduction that are interpreted as the main shapers and markers of crustal evolution in this sub-province, as indicated in the literature (Silva Filho et al., 2002, 2010; Oliveira et al. 2010; Caxito et al., 2016; Lima et al. 2018, 2019; Santos et al. 2020).

2.2.Pernambuco-Alagoas Domain

The Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL; Figure 1B) occurs along the southeastern part of the Borborema Province in contact with the Sergipano Fold Belt (SFB) (Figure 1B). The PEAL is bounded to the north and south by faults that plunge into this domain and is characterized by high-grade gneisses, migmatites and Brasiliano granitoids that emerged as large structural massifs during the Brasiliano deformation (Silva Filho et al. 2002, 2006, 2016; Van Schmus et al. 2008; Brito Neves & Silva Filho, 2019).

The PEAL was originally designated in the Borborema Province (Brito Neves et al. 1975; Van Schmus, 1995) as the “Pernambuco-Alagoas Massif” and portrayed as a set composed of Archean to Paleoproterozoic (Trans-Amazonian) granitic basements, with Brazilian granitic intrusions. Later, Silva Filho et al. (2002, 2006, 2016), Oliveira et al. (2008), Van Schmus et al. (2008) and Brito Neves & Silva Filho (2019) suggest that the Pernambuco-Alagoas Domain is an accretion of various terrains, with different ages. Sm-Nd model ages, 1.0 to 1.5 Ga, show that much of the protolith (including sources for several Brasiliano plutons) is mesoproterozoic or younger (Silva Filho et al. 2002, 2006), although many gneisses they also have Archean to late-Paleoproterozoic origin (Brito Neves & Silva Filho, 2019).

Silva Filho et al. (2006) evaluated the crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Domain based on isotopic Nd data from Neoproterozoic granitoids, orthogneisses and supracrustal rock sequences, identifying three distinct crustal subdomains, namely: Garanhuns, Água Branca and Palmares. The Palmares Subdomain, where the studied area is located, is constituted by the Palmares metasedimentary sequence, granitoids intruded into it

and by the basement formed by the Ipojuca-Atalaia and Buíque-Paulo Afonso batholiths, of Proterozoic age. Batholiths have dozens of metaluminous and peraluminous calc-alkaline granitic plutons, with a T_{DM} model age between 0.9 and 2.0 Ga (Silva Filho et al. 2002, 2006).

2.3. Ipojuca-Atalaia Batholith

The Ipojuca-Atalaia Batholith has an elongated shape, along the NNE-SSW axis, between the cities of Ipojuca (PE) and Atalaia (AL). It is limited to the West by rocks from the Garanhuns Subdomain, through the Palmares Shear Zone. It consists predominantly of peraluminous calcium-alkaline plutons, which intrude Neoproterozoic orthogneisses and metatextites (Silva Filho et al. 2002, 2006; Brito Neves & Silva Filho, 2019; Figure 1B).

According to Mendes et al. (2008), Ferreira et al. (2016) and Silva Filho et al. (2002, 2014, 2016), the plutons of the Ipojuca-Atalaia Batholith recorded various stages of the collision of the Brasiliano Orogeny; (1) Syn-collisional plutons characterized by strong flat-lying foliation developed during D2: Santana do Mundaú Pluton - 636 ± 10 Ma (Ferreira et al., 2016) and Cajueiro Pluton - 632 ± 13 Ma (Mendes et al., 2008); (2) Late-collisional plutons showing weak flat D2 foliation: Pluton Correntes near the studied area with 610 Ma (Silva Filho et al., 2016) and Pluton Manguape - 613 ± 7 (Silva Filho et al., 2014); (3) Sin-transcurrent plutons showing D3 vertical foliation: Pluton Viçosa - 580 ± 5 Ma (Silva Filho et al., 2013). Granitic magmatism with similar crystallization ages, are recorded in other areas of the Southern and Central subprovinces (Guimarães et al., 2004; Van Schmus et al., 2011; Silva Filho et al., 2013, 2014, 2016; Caxito et al., 2020).

The lithotypes of the studied area (Figure 2) present are divided into: (1) metagranitoids displaying a flat-lying foliation cut by high-angle foliation and (2) late sin-transcurrent metamonzogranite displaying a flat-lying foliation to middle angle foliation.

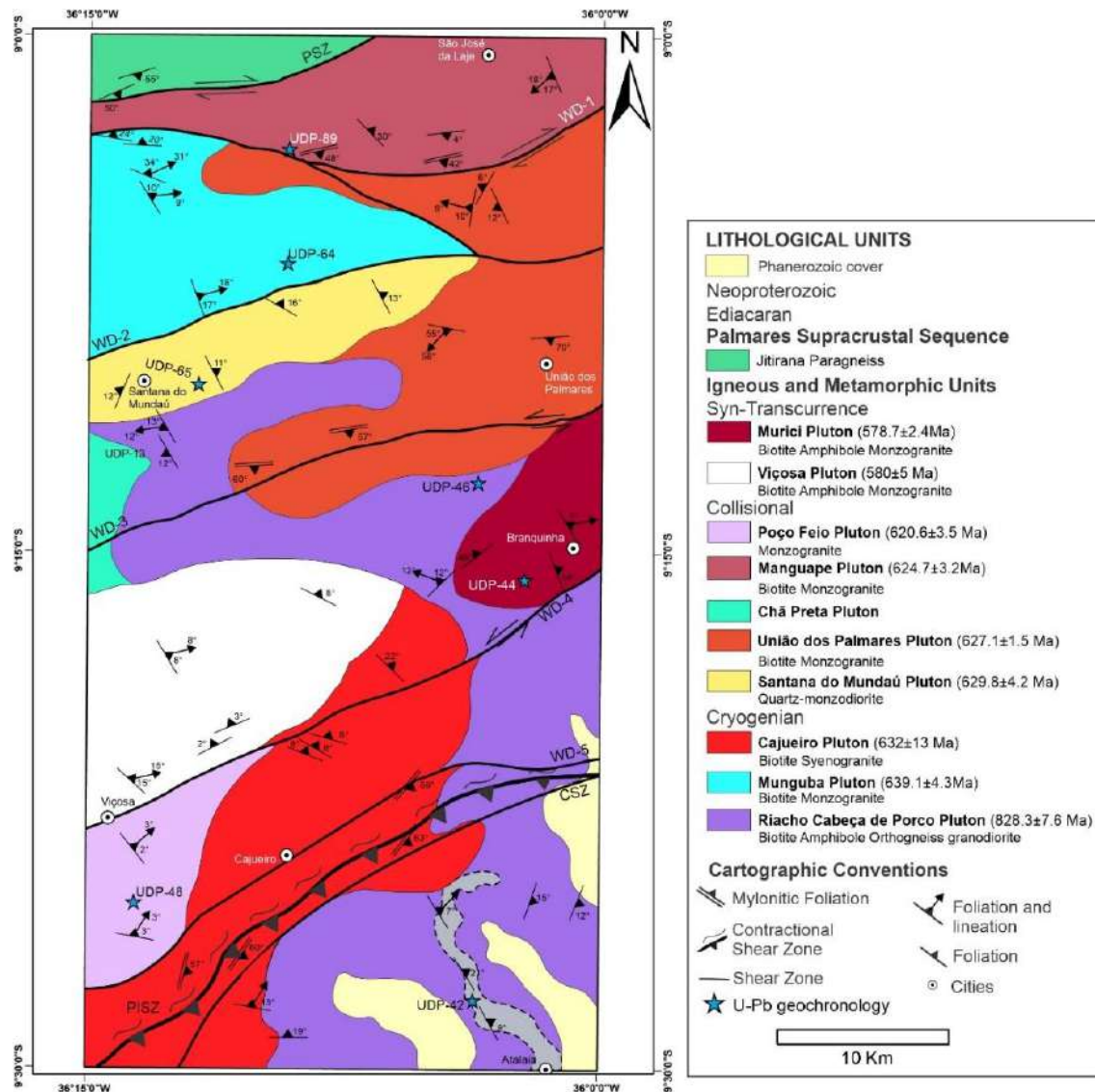


Figure 2: Simplified geological map of the studied area. PSZ - Palmares Shear Zone; PISZ - Palmeira dos Índios Shear Zone; CSZ - Cajueiro Shear Zone.

The metagranitoids mafic mineralogy divided them into: amphibole + biotite orthogneisses of sienogranitic, monzogranitic, granodioritic compositions (Manguape; Santana do Mundaú; União dos Palmares, Riacho Cabeça de Porco) and biotite orthogneisses of Monzogranitic to granodioritic compositions (Cajueiro, Poço Feio, Munguba). These collisional granitoids have opaque minerals, zircon and titanite in the accessory phase, in addition, keeping records of migmatization close to the shear zones present in the region (Figure 2).

The sin-transcurrent metagranitoids comprise the Viçosa and Murici plutons. In the Murici Pluton two petrographic facies were identified: (1) biotite + monzogranite and (2) Biotite + quartz-monzodiorite. Both facies of the Murici Pluton have a porphyritic, equigranular, grayish-colored rock, in addition to zircon and titanite in the accessory phase. In

the Viçosa Pluton two facies were also found, the first facies were identified as amphibole + bitotite + monzogranite and the second facies as biotite + leucomonzogranite, this facies are porphyritic to equigranular showing many features of magma mixing (enclaves. and inclusions of quartz-sienites). The two facies present zircon and apatite in accessory phases. Epidote and allanite were displayed by Murici Pluton. Silva Filho et al. (2013), indicates that the syn-transcurrent plutons present vertical foliation caused by the movement that occurred in the last stages of the Brasiliano Cycle. In the studied area the Viçosa and Murici plutons presents a small occurrence de flat laying foliations in the center of de body, indicating that the crystallization of the granitic bodies started before the transurrence event.

The basement, of metagranodioritic composition, is predominantly composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and hornblende, in addition to presenting zircon as an accessory mineral. This unit was found in a deep drainage channel and is migmatized.

3. MATERIAL AND METHODOLOGY

3.1. U-Pb zircon Geochronology

Representative samples of seven lithotypes (xxxx) were collected and later selected for U-Pb dating. Based on the methodology employed by Sato et al. (2008), the zircon grains used for geochronological analysis were concentrated by conventional crushing, grinding, sieving, electromagnetic separation and manual picking techniques. Then, the zircon crystals were mounted in epoxy resin together with the reference zircon 91500 for external calibration and with the Fish Canyon Tuff zircon (564 ± 4 Ma) for quality control of the analyses. The mounts were coated with carbon and photographed by cathodoluminescence (CL), thus, the internal structures could be investigated, facilitating the selection of crystals and zones to be analyzed.

U/Pb data were obtained on an ICP-MS Element XR (Thermo Scientific) coupled to an Excimer 193 nm laser ablation system (Photon Machines), equipped with a two-volume HelEx ablation cell with a 25-micrometer laser beam. The procedures described here occurred in the premises of the NEG-LABISE (Laboratório de Isótopos Estáveis do Núcleo de Estudos Geoquímicos – UFPE) and LAGIS (Laboratório de Geologia Isotópica – UNICAMP) laboratories. The reduction of raw isotopic data was performed by the IOLITE program (Paton et al., 2010). the diagrams were prepared using the ISOPLOT 4.15 extension (Ludwig 2009) installed in the Excel software, onde was selected spots, only the ones with a degree of discordance lesser than 5% were used to calculate the age. The Concordia diagrams with error ellipses reflecting 2σ of uncertainty.

3.2. Whole-rock geochemistry

Whole-rock geochemistry data were obtained from 28 samples, approximately two from each analyzed lithotype, indicating a geochemical reconnaissance study.

The samples were chosen from fresh chips free from weathering. In the Sample Preparation Laboratory of Geology Department from Federal University of Pernambuco (LPA-DGEO) the samples were converted into powder, following the procedures of crushing (jaw crusher), quartering, and pulverizing in the disk mill. Later, the powder was sent to the ALS Laboratory, in Goiania - Goiás, where the major and trace elements were analyzed using the techniques of ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy) and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). The geochemical diagrams were prepared using the Geochemical Data Toolkit (GCDkit) *Software* (Janoušek et al. 2006).

3.3. Lu-Hf isotopic system

For the analytical procedure, zircons with U-Pb ages in agreement ($100 \pm 5\%$) were used. The analyzes were performed on the same lithotypes samples where the U-Pb data were obtained and preferably on the same points (spots) of the geochronological analysis. The Lu-Hf isotope analyzes followed the protocols adopted at the Isotope Laboratory of the Federal University of Ouro Preto (UFOP) and were performed using the Thermo Finnigan Neptune high resolution multi-collector mass spectrometer MC-ICP-MS. The isotopes of Lu, Hf and Yb were measured simultaneously during the analyzes in the LA-MC-ICPMS.

The sequence of analyzes used interspersed, when possible, ten grains from each of the eight samples with the main standard, Mudtank zircon, whose $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio is precisely known (0.282504 ± 0.000044 - Woodhead & Hergt, 2005) and as a secondary standard, the GJ-1, which has a $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ ratio of (0.282000 ± 0.000005 , according to Morel et al. 2008). The isotope ratios measured during the analyzes were: $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, $^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and the energy used by the laser was approximately 5 J/cm^2 , with a repetition rate of 5 Hz and a size of 50 μm point for all analyses. To improve sensitivity, Ar and He gas (+ sample) was mixed in a gas mixer (Squid) before entering the torch. Typical signal strength was 10V for ^{180}Hf . The data were processed in Lu-Hf-specific Excel spreadsheets (Bertotti et al. 2013) in order to calculate the T_{DM} model age and the $\varepsilon\text{Hf}(t)$ parameter of each analyzed zircon.

4. RESULTS

4.1. LA-ICPMS U-Pb zircon dating

4.1.1. Early Tonian Metagranodiorite

Zircon grains were extracted from a sample of metagranodiorite (sample UDP-42; 36°3'39,2"W/9°27'59,5"S) (Figure 2). The zircon grains range from subhedral to euhedral, some bi-pyramided, with length/width ranging from 4:1 to 2:1. Most grains show oscillatory zoning (Figure. 3) and some of them, narrow overgrowths.

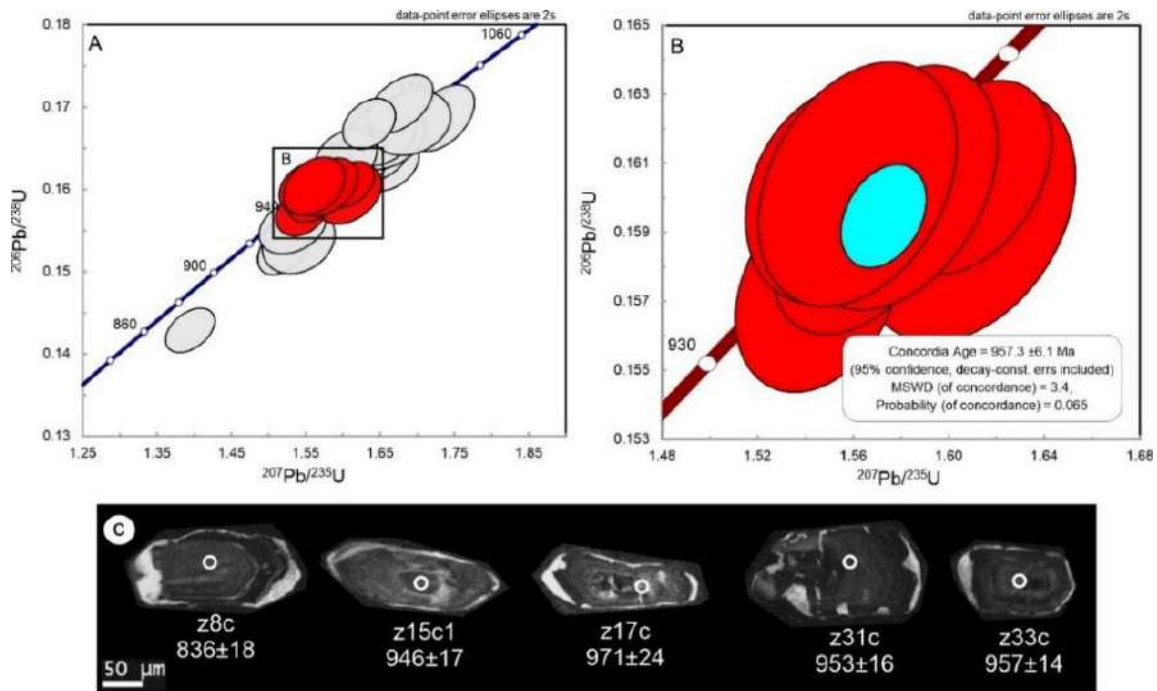


Figure 3: U-Pb data for the Early Tonian Metagranodiorite (UDP-42). (A) Concordia diagram showing all analyzed zircon grains of sample UDP-42. In read, the most concordant ages. (B) The most concordant ages constraint the crystallization age of the metagranodiorite protolith. (C) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UBP-42 sample.

Forty-nine spots, some including core and rim analysis, in thirty-five grains were analyzed. Most analysis are concordant and no significantly older inherited cores were recorded; the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range continuously from 878 Ma to 1017 Ma and have Th/U ratios ranging between 0.45 and 1.12 (Table 1), suggesting magmatic source (Williams & Claesson, 1987). Analysis with % concordance < 95, were discarded. There are three populations among grains with % concordance ≥ 95 : (a) a group of 6 grains with ages between 1017 - 991 Ma, may reflect some cryptic inheritance; (b) 15 grains with ages ranging from 941 to 988 Ma and (c) 9 grains with ages ranging from 931 to 863 Ma, which are progressively more discordant.

Seven analyzed spots, located in the grains core, showing % concordance ≥ 98 , yielded a Concordia age of 957.4 ± 6.1 Ma (MSWD = 3.4; Figure 7B), interpreted as the crystallization age of the orthogneisses protholith.

4.1.2. Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite

The zircon grains were extracted from a sample of biotite, amphibole metagranodiorite (sample UDP-46 - 36°3'36.3" W; 9°12'57.1"S), collected in the Northeastern boundary of the intrusion, close to the contact with the União do Palmares. Most crystals are prismatic, subhedral, colorless to light brown, showing length/width ranging from 3:1 to 2:1 and some are nearly rounded. They usually show core with oscillatory zoning, with dark rim in Cathodoluminescence image (Figure 4), without zoning. Some grains have narrow overgrowths.

Forty-two grains totaling forty-three spots were analyzed. Most of the analyzed spots have concordance between 104 - 93 interval with only 02 showing high discordant ages, which together with another 2 analyses showing low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (<3000) were discarded from any consideration. The analyzed spots show a continuum $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages from 880 to 591 Ma in the concordia diagram. Sixteen spots with concordant ages ranging from 652 to 591 Ma, show low Th/U ratios (0.07 to 0.03) suggestive of metamorphic/tectonic source (Williams & Claesson, 1987). They yielded a concordia age of 645.3 ± 4.2 Ma (Fig. 4C; Table 2). Six grains comprising 06 analyzed spots from core (05) and rim (01), showing concordance between 101 to 98, Th/U ratios ranging from 0.16 to 0.11, and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 718 to 639 Ma, with 04 of them defining a concordia age of 649 ± 5.8 Ma with MSDW = 0.32. This age cannot be considered as the protolith crystallization age, due to similar age and aspects in the Cathodoluminescence images with lower Th/U ratios (< 0.1) zircon grains.

Six analyzed grains, totaling 6 spots, show concordant ages and high Th/U ratios (0.44 - 0.88) suggesting a magmatic source (Williams & Claesson, 1987). They yielded a concordia age of 828 ± 7.6 Ma (MSWD = 0.78; Fig. 4B), which is interpreted as the orthogneiss protolith crystallization age.

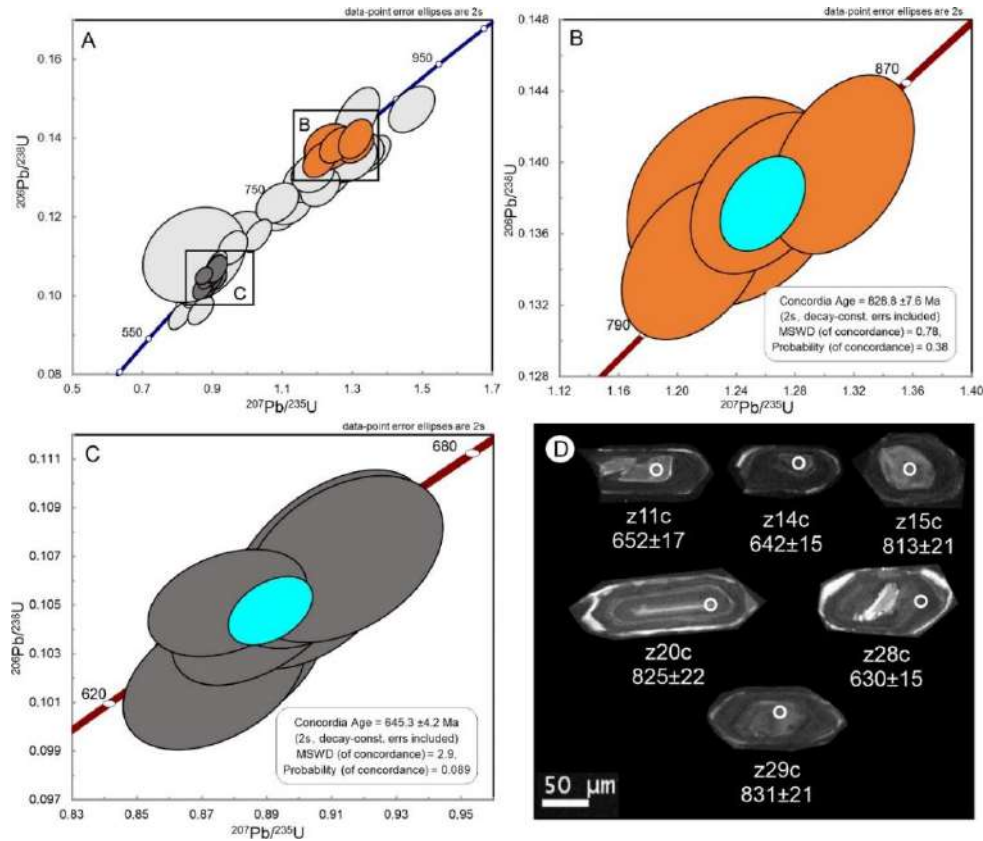


Figure 4: U-Pb data for the Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite (UDP-46). (A) The Concordia diagram for all analyzed zircon of sample UDP-46; (B) Concordia diagram for zircon grains with high T/U ratios (> 0.44); (C) Concordia diagram for metamorphic spots ($\text{Th}/\text{U} < 0.1$). (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UDP-46 sample.

4.1.3. Munguba Metamonzogranite

Zircon grains were extracted from a biotite metamonzogranite (sample UDP-64 - $36^{\circ}9'13,2''\text{W}/9^{\circ}6'35,9''\text{S}$). Most of them are euhedral, prismatic, bipyramid with length/width ratios ranging from 2:1 to 3:1, and show oscillatory zoning, and some of them have xenocrysts nucleus.

Forty-two grains were analyzed totaling forty-five spots. Seven analyses were discarded due to low % concordance (< 90). Twenty analyzed spots, with % concordance from 98 to 102 have $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ranging from 609 to 675 and Th/U ratios (0.19 - 1.87) suggesting magmatic source (Williams & Claesson, 1987). The most concordant ages (101 - 99) from this age group (Table 3), eleven spots, defined a concordia age of 639.1 ± 4.3 Ma (MSWD = 0.13), interpreted as the crystallization age of the Manguba Pluton granitoids (Fig. 5). The xenocrysts nucleus, define age groups as: Three core analyses show $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 1035 to 891 Ma, with Th/U ratios 1.26 to 0.75; 03 other core analyses show Archean to early Paleoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages (2.99 to 2.44 Ga); One grain show core

with $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages Paleoproterozoic (1.70Ga – Th/U = 0.38) age and another one with Mesoproterozoic (1.2 Ga – Th/U = 0.12).

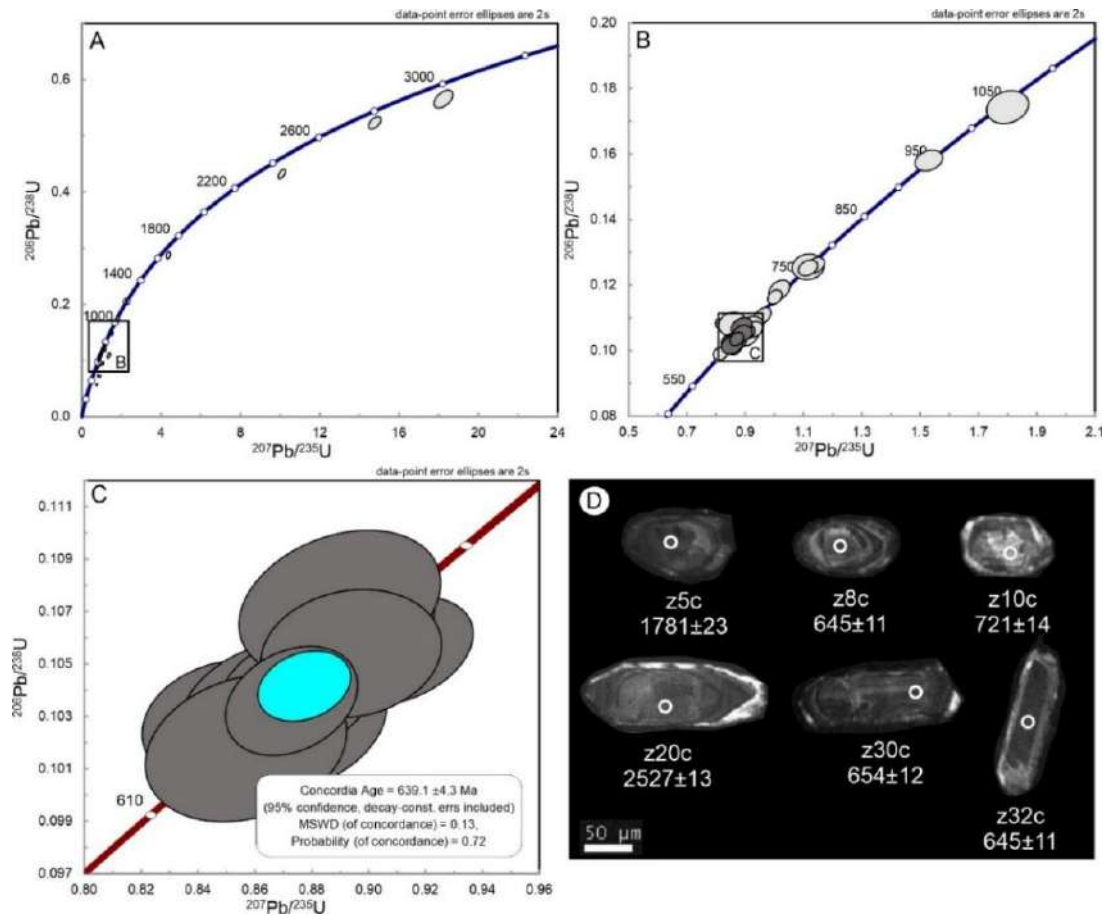


Figure 5: U-Pb data for the Munguba Metamonzogranite (UDP-64). (A) All U-Pb zircon analysis. (B) Zoom in the analyzes that fall on the concord curve. (C) Age of crystallization of Munguba Metamonzogranite. (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from UDP-64 sample

4.1.4. Manguape Metamonzogranite

Zircon grains were extracted from an metamonzogranite (sample UDP-89 - 36°9'11.5"W - 9°3'16.9"S). The zircon grains are prismatic euhedral to subhedral, colorless to light brown, some bipyramid, though some display rounded terminations. Most have oscillatory zoning (Figure 6), typical of a magma source grains and some display narrow overgrowths, that appears in the cathodoluminescence images as bright color rims.

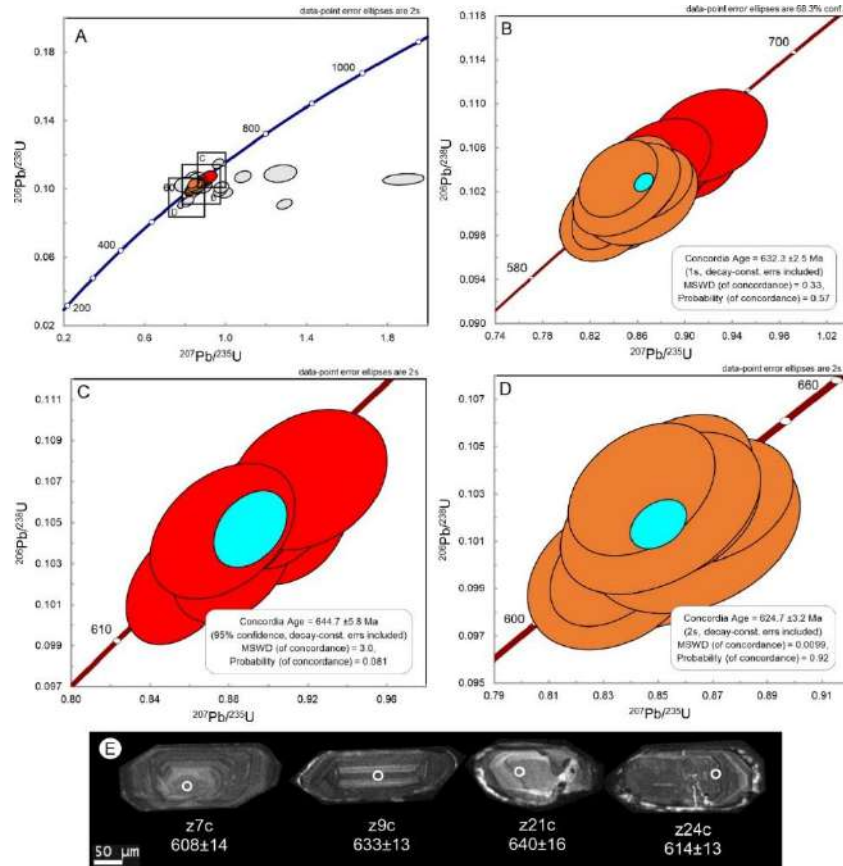


Figure 6: U-Pb data for the Manguape metamonzogranite (UDP-89). (A) All U-Pb zircon analysis. (B) Diagram with 1 σ error showing the age of concordia formed from the junction of the two groups. (C) Group 1 concordia diagram. (D) Group 2 concordia diagram; (E) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from sample UDP-89

Thirty-six grains, totaling forty-five spots, were analyzed. Six of them show low concordance (0.87 to 0.67) and they were discarded from any consideration. Nineteen concordant core ages (conc. = 101 to 98; Table 4), with high Th/U ratios defined continuum ages, yield two clusters in the concordia diagram (Figure 6B) with ages of: 1) 644.7 ± 5.8 Ma (MSWD = 3.0) and 2) 624.7 ± 5.8 Ma (MSWD = 0.0099). No visual differences were observed among the grains of the two populations and when are analyzed together, they defined a concordia age of 632.3 ± 2.5 Ma (MSWD = 0.33).

The ages obtained are interpreted as either distinct zircon crystallization during magmatic evolution, Pb-loss, or some inheritance. However, due to the occurrence of many granitoids with ages ~ 630 Ma reported just North of the studied area (Neves et al., 2021), the lower error and better MSDW, we suggest that 632.3 ± 2.5 Ma is the best estimation to the Manguape metamonzogranite crystallization age.

Table 1: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Early Tonian Metagranodiorite (UDP-42).

Zircon Spot	f2 06 (%)	U (mg.g ⁻¹)	2 s	Th (mg.g ⁻¹)	2 s	Pb (mg.g ⁻¹)	2 s	Th/U	206 Pb/204 Pb	238U/206Pb	2s	207 Pb/206 Pb	2s	207 Pb/235 U	2s	206 Pb/238 U	2s	Rh o	207 Pb/206 Pb	2 s	206Pb/238U	2 s	207 Pb/235 U	2 s	co nc (%)
z5c	0.07	490	24	241	1	106.8	5.3	0.49	282.00	6.357279	0.09699	0.0703	0.0014	1.55	0.03	0.1573	0.0024	0.27	962	21	941	13	948	11	99
z27c	0.06	517	20	281	1	114.2	4.4	0.54	302.50	6.22665	0.08917	0.0715	0.0013	1.61	0.03	0.1606	0.0023	0.38	975	21	960	13	970	11	99
z33c	0.10	330.2	9	231.8	6.4	90.5	3.4	0.70	187.60	6.246096	0.10143	0.0657	0.0016	1.55	0.03	0.1601	0.0026	0.23	945	26	957	4	954	13	10
z34c	0.12	271.6	9.3	161.8	5.8	66.3	2.8	0.65	154.00	6.238303	0.11285	0.0694	0.0016	1.58	0.03	0.1603	0.0029	0.37	962	7	957	6	956	4	0
z37c	0.16	209.7	9.9	95.4	3	43.7	8.5	0.435	118.592	6.26934	0.11792	0.0717	0.0018	1.61	0.04	0.1595	0.0030	0.32	100	3	952	1	970	4	98
z39c	0.14	233.4	8.8	128.9	4.5	52.5	2.3	0.540	131.414	6.2347	0.11271	0.069	0.0016	1.56	0.03	0.1604	0.0029	0.33	937	2	959	1	950	1	10
z40c	0.08	424	16	475	1	199.4	6.2	1.12	237.50	6.285355	0.09876	0.0699	0.0014	1.56	0.03	0.1591	0.0025	0.38	938	25	950	1	953	2	0

c: core; r: rim; conc: concordance.

Table 2: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite (UDP-46).

Zircon Spot	f2 06 (%)	U (mg.g -1)	2 s	Th (mg.g -1)	2s	Pb (mg.g -1)	2s	Th/U	206 Pb/204 Pb	238U/206Pb	2s	207 Pb/206 Pb	2s	207 Pb/235 U	2s	206 Pb/238 U	2s	Rh o	207 Pb/206 Pb	2 s	206Pb b/3	2 s	207 Pb/235 U	2 s	co nc (%)
z5c2	0.52	54	2.5	34.5	4	16.84	99	0.64	3580	7.256894	0.2527801	0.0666	0.0037	1.238	0.059	0.1378	0.0048	21	1085	60	825	27	815	51	10
z6c	0.11	340	21	24.9	1	9.47	66	0.07	1630	9.803922	0.2306805	0.0618	0.004	0.8723	0.0102	0.1024	0.0040	3	764	2	625	4	631	3	99
z10c2	0.10	417	62	23.19	87	9.01	67	0.06	1870	9.718173	0.2738844	0.0631	0.0017	0.891	0.025	0.1029	0.0048	3	787	3	629	7	641	3	98
z11c	0.12	322	66	21.29	57	10.16	66	0.07	1540	9.354537	0.2625221	0.0618	0.009	0.8725	0.01069	0.103	0.0049	3	760	3	652	7	655	3	0
z14c	0.12	351	787	22.3	87	8.48	67	0.06	1575	9.53267	0.2362888	0.0609	0.0016	0.889	0.023	0.1049	0.0026	50	708	1	642	5	645	2	0
z15c	0.20	161	76	71.3	835	5	4	0.4	9160	7.429421	0.2042263	0.0649	0.0022	1.211	0.1204	0.1300	0.0039	39	872	9	813	1	796	8	2
z16c	0.16	261	89	30.62	99	12.23	77	0.12	1140	9.569378	0.2838763	0.0623	0.005	0.8931	0.01045	0.1031	0.0040	3	823	9	639	8	649	7	98
z19c	0.11	404	025	110.44	71	6	0	0.06	1675	9.354537	0.2450206	0.0602	0.0018	0.914	0.025	0.1069	0.0038	38	744	2	653	6	655	3	0
z22c	0.10	451	133.7	611.35	87	0	0	0.07	1860	9.587728	0.2206189	0.0615	0.0017	0.914	0.024	0.1043	0.0024	41	720	0	638	4	656	3	97
z23c	0.13	341	281	36.84	81	11.45	73	0.11	1405	9.53281	0.2181023	0.0613	0.0017	0.9024	0.01049	0.1037	0.0024	37	725	2	641	4	653	3	98
z25c	0.22	159	63	106.3	949.6	57	7	0.6	8450	7.230658	0.1934449	0.0608	0.0024	1.318	0.042	0.1383	0.0037	35	930	0	830	1	845	9	98
z26r	0.10	489	032	38.81	71	7	0	0.07	1875	9.514748	0.1629548	0.0595	0.0014	0.878	0.02	0.1051	0.0018	35	622	7	643	0	635	1	1
z28c	0.10	484	856	14.85	56	6.77	58	0.03	1855	9.718173	0.2455515	0.0609	0.0017	0.8823	0.023	0.1029	0.0039	39	724	3	630	5	637	2	99
z29c	0.19	193	985	237.6	94	37.6	9	0.4	9620	7.230658	0.1934449	0.0608	0.0022	1.259	0.041	0.1383	0.0037	41	860	9	831	1	821	8	1
z30c2	0.05	907	254.3	420.1	46	0	0	0.03535	9.67118	0.252509	0.0609	0.0015	0.895	0.022	0.1034	0.0027	52	679	9	632	5	645	2	98	
z34c	0.08	651	628.6	110.31	81	4	0	0.04	2395	9.460738	0.241665	0.0611	0.0016	0.905	0.022	0.1057	0.0027	47	711	9	645	6	650	2	99
z35c	0.12	317	4278	11134.9	58	0	0	0.8	1540	7.147963	0.2094828	0.0682	0.0022	1.312	0.049	0.1399	0.0039	39	931	5	847	3	847	8	0

c: core; r: rim; conc: concordance.

Table 3: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Munguba Metamonzogranite (UDP-64).

Zircon Spot	f2 06 (%)	U (mg.g ⁻¹)	2s	Th (mg.g ⁻¹)	2s	Pb (mg.g ⁻¹)	2s	Th/U	206 Pb/204 Pb	238U/206Pb	2s	207 Pb/206 Pb	2s	207 Pb/235 U	2s	206 Pb/238 U	2s	Rh o	207 Pb/206 Pb	2 s	206Pb/238U	2s	207 Pb/235 U	2 s	co nc (%)
z1c	0.28	220	1	210	0	58.7	2.7	0.95	6720	9.363296	0.201644	0.0607	0.0022	9	0.08828	0.1068	0.0023	0.0	744	3	654	3	648	5	1
z4c1	0.2	251	2	211.7	6	46.7	5.4	0.87685	664	9.319691	0.199726	0.0624	0.0029	73	0.08923	0.1023	0.008	0.1	757	8	655	3	648	5	1
z8c	0.2	245	6	235	6	66.4	2.6	0.97650	666	9.487316	0.180099	0.052	0.004	26	0.08954	0.102	0.004	0.4	752	6	645	1	648	4	0
z9c	0.1	440	7	479.9	2	126.8	3.9	1.0906	1328	9.65251	0.158395	0.0500	0.0014	3	0.0873	0.1001	0.0017	0.8	669	8	634	0	637	0	0
z11c	0.1	437	2	342.9	1	88.3	2.5	0.7911	1335	9.633911	0.1577808	0.0601	0.0014	7	0.08638	0.1017	0.002	0.2	666	9	636.1	8	635	0	0
z16c	0.1	463	1	864	3	251	0	1.87	1450	9.478673	0.1527369	0.0615	0.0022	55	0.09017	0.1057	0.002	0.4	684	8	647	0	654	1	99
z23c	0.2	319	9	99.5	4	28.3	5.1	0.39490	9.727626	0.1892534	0.0605	0.0017	2	0.08725	0.1028	0.002	0.6	677	0	630	2	633	3	0	0

z24c	0.1	2	6.	2.	0.1	1430	9.737	0.1896	0.05	0.00	0.85	0.0	0.10	0.00	0.1	3	1	1	10					
	3	504	8	95.1	9	23	1	9	0	098	222	9	2	1	25	27	2	5	659	7	629	2	622	4
z27c	0.1		2	4			1	1.6	1030	9.708	0.2262	0.00	0.00	0.10	0.00	0.1	4	1	1	10				
	8	315	4	512	0	145	2	3	0	738	23	0.06	24	0.87	3	3	24	7	727	0	631	4	632	6
z31c	0.1		8.	5.				0.4		9.624	0.1760	0.05	0.00	0.87	0.0	0.10	0.00	0.2	3	1	1	10		
	9	321	5	151.9	5	39.8	2	7	9620	639	04	89	17	5	23	39	19	6	666	1	636	1	636	2
z33c	0.1		2	6.	1.	0.2				9.823	0.2219	0.05	0.00	0.85	0.0	0.10	0.00	0.2	3	1	1	10		
	9	329	1	96.6	2	24.8	8	9	9700	183	383	81	21	7	29	18	23	3	757	3	625	3	625	6

c: core; r: rim; conc: concordance.

Table 4: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Manguape Metamonzogranite (UDP-89).

Zirco n Spot	f2 06 (%)	U (mg.g -1)	2s	Th (mg.g -1)	2s	Pb (mg.g -1)	2s	Th/ U	206 Pb/ 204 Pb	238U/ 206Pb	2s	207 Pb/ 206 Pb	2s	207 Pb/ 235 U	2s	206 Pb/ 238 U	2s	Rh o	207 Pb/ 206 Pb	2 s	206P b/3 238U	2 s	207 Pb/ 235 U	2 s	co nc (%)
z1c	0.1 4	314	1 6	310	2	90.8	4 4	0.9 9	1385 0	9.532 888	0.2090 147	0.05 96	0.00 17	0.88 8	0.0 23	0.10 49	0.00 23	0.3 5	686 2	3 642	1 3	647 3	1 3	99 99	
z2c	0.3 5	123.7	7 5	105.9	6	37.5	2 6	0.8 6	9.337 5395	0.2441 068	0.06 064	0.00 11	0.00 24	0.92 33	0.0 71	0.10 28	0.0 7	783 2	4 656	6 6	655 6	10 8	0 0		
z3c	0.3 5	133.9	6 1	129.6	5 3	39.9	2 2	0.9 7	9.852 5370	0.2814 217	0.06 919	0.00 03	0.00 24	0.86 3	0.0 32	0.10 15	0.00 29	0.2 8	829 1	620 7	1 622	7 7	0 0		
z4c	0.1 8	256.3	8 1	238.4	6 1	71.3	2 8	0.9 3	1041 5	9.970 09	0.2385 665	0.06 05	0.00 19	0.85 5	0.0 23	0.10 03	0.00 24	0.3 2	724 5	614 4	4 624	3 3	98 98		
z8c	0.1 3	370	2 1	471	5 1	121.2	3 3	1.1 7	9.460 738	0.2148 133	0.06 04	0.00 16	0.90 9	0.0 22	0.10 57	0.00 24	0.3 8	698 0	646 4	4 652	2 2	99 99			
z9c	0.1 4	350	1 1	412.8	1 5	101	3 2	1.1 0.6	1301 1191	9.689 9.737	0.2159 0.2085	0.05 0.05	0.00 0.86	0.84 0.0	0.0 22	0.10 32	0.00 23	0.3 7	599 0	633 3	3 621	2 2	2 2		
z10c	0.1 6	345	4 1	234.1	8 5	67	5 5	0.6 8	1191 098	9.737 844	0.2085 88	0.05 17	0.00 9	0.86 25	0.0 27	0.10 22	0.00 9	700 4	629 3	3 631	3 3	0 0			
z11c	0.1 4	383	8 1	285	2 2	90.4	8 4	0.7 4	1360 0	9.541 985	0.2094 138	0.05 96	0.00 17	0.91 1	0.0 24	0.10 48	0.00 23	0.3 0	734 4	641 4	4 654	3 3	98 98		
z14c	0.2 2	253	1 1	420	5 5	153.9	8 6	1.6 6	9.784 8690	0.2680 736	0.05 75	0.00 9	0.85 21	0.0 1	0.10 3	0.00 22	0.4 28	728 7	626 6	6 618	6 6	1 1			
z17c2	0.1 3	451	5 9	282.5	1 1	71.1	9 3	0.6 3	1434 0	9.980 04	0.2290 828	0.05 96	0.00 17	0.84 8	0.0 23	0.10 02	0.00 23	0.3 9	666 1	614 4	4 620	2 2	99 99		
z20c	0.1 6	329	9 1	288.6	6 6	70.7	5 8	0.8 5	1190 673	9.478 976	0.2335 976	0.05 95	0.00 16	0.89 2	0.0 24	0.10 55	0.00 26	0.4 4	677 3	644 5	5 645	3 3	0 0		
z21c	0.2 5	206	7 6	232.9	2 2	51	7 3	1.1 0.6	9.560 7415	0.2467 229	0.05 82	0.00 2	0.87 7	0.0 3	0.10 46	0.00 27	0.3 7	712 6	640 6	6 638	6 6	0 0			
z23c	0.0 9	558	0 2	376	2 1	81.2	3 7	0.6 0.7	1990 173	9.718 301	0.1983 74	0.05 14	0.00 9	0.84 19	0.0 29	0.10 21	0.00 4	613 8	630 2	2 623	1 1	1 1			
z24c	0.0 8	632	3 3	425	3 3	90.9	8 7	0.6 0.9	2280 01	9.990 607	0.2195 87	0.05 14	0.00 5	0.83 2	0.0 01	0.10 22	0.00 3	640 7	614 3	3 617	1 1	0 0			
z27c	0.1 5	310	7 1	294	5 5	86.6	9 5	0.9 0.7	1260 1250	9.680 9.803	0.2436 0.2306	0.05 0.05	0.00 0.00	0.88 0.85	0.0 0.0	0.10 0.10	0.00 0.00	0.3 0.3	714 3	633 1	5 640	3 3	99 99		
z29c	0.1 5	292	6 1	228	1 1	73.4	5 8	0.8 1.0	922 1180	805 9.775	84 0.2293	17 0.05	6 0.00	23 0.85	2 0.0	24 0.10	9 0.00	667 3	624 2	4 632	2 2	99 99			
z30c	0.1 6	275	7 1	281.6	5 5	89.8	4 2	0.7 0	1063 0	9.680 542	0.2342 822	0.05 78	0.00 18	0.85 4	0.0 25	0.10 33	0.00 25	0.4 0	633 0	632 5	624 4	1 1	10 1		
z32c	0.1 8	236.6	8 2	175.3	3 3	57.1	4 4	0.7 0.7	1160 0	10.04 542	0.2620 822	0.05 78	0.00 18	0.83 4	0.0 25	0.09 33	0.00 25	0.2 0	633 0	632 5	624 4	1 1	10 1		
z34c	0.1 6	265	0 1	194	6 6	53.3	7 3	0 0	016 925	925 86	2 2	4 4	26 96	96 26	9 9	729 8	611 5	616 4	99 99						

c: core; r: rim; conc: concordance.

4.1.5. Santana do Mundaú Quartz Metamonzonite

To date the Santana do Mundaú, zircon grains were extracted from sample – UDP-65 (36°11'48,2''W - 9°10'7,1''S) of quartz monzonite composition in the Southwest part of the body. The zircon crystals are colorless to light brown, prismatic to equant, with aspect ratios ranging from 1:1 to 3:1. Some grains display oscillatory zoning, and some have overgrowths that can be bright or dark in the cathodoluminescence images (Figure 7).

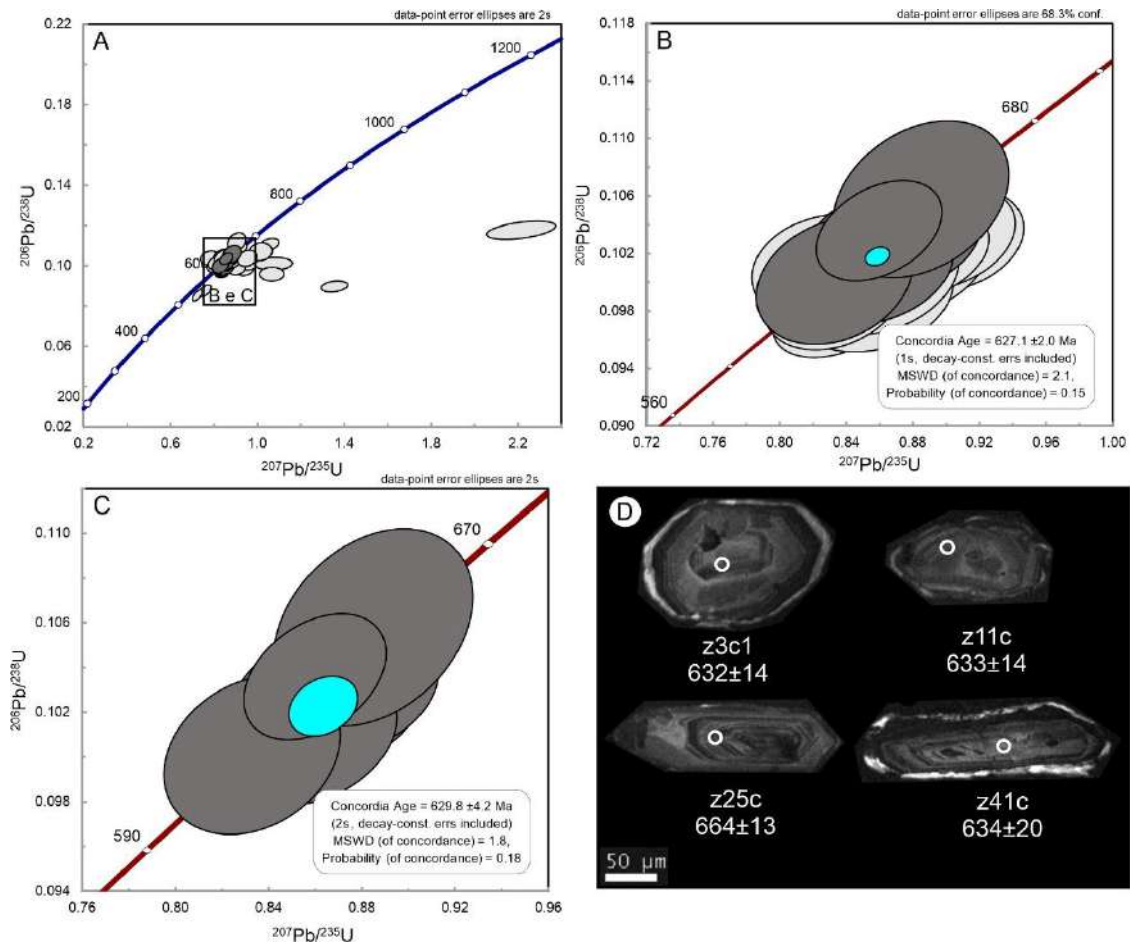


Figure 7: U-Pb data for the Santana do Mundaú Quartz Metamonzonite (UDP-65). (A) All U-Pb zircon analyses. (B) Diagram with one sigma error (1σ) showing the age of concordia formed by 30 analyses. (C) Concordia diagram with eight high reliability analyzes (99-101%). (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from sample UDP-65

Forty-three grains, totaling 59 spots, were analyzed. Only spots with concordance within 95 - 104 interval were taken under consideration, which excluded ten analyzed spots. Except for 02 spots, the Th/U ratios range from 0.23 to 1.26, with higher than 0.5, suggesting a magmatic source for the zircon grains (Williams and Claesson, 1987). Two spots located in two grain cores display Th/U < 0.10, and $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ of 631 and 628 Ma which should be associated to a metamorphic source according to Williams and Claesson (1987). On the other hand, one spot analyzed in a dark overgrowth (z10r), display Th/U ratio = 0.48 and $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$

= 633 Ma. Thirty analyzed spots, with concordance between 98 and 100, defined a concordia age of 627.1 ± 2.0 Ma (MSWD = 2.1, and 1σ err, Figure 7B; Table 5), while eight spots with concordance between 99% and 101%, defined a concordia age of 629.8 ± 4.2 Ma (MSWD = 1.8). Both ages are identical, and 627 ± 2.0 Ma we interpreted as the crystallization age of the Santana do Mundaú orthogneiss protolith.

4.1.6. Poço Feio Biotite Metamonzogranite

To constraint the crystallization age of the Poço Feio, zircon grains were extracted from a biotite monzogranite (UDP-48; $36^{\circ}13'36,1''\text{W}/9^{\circ}25'11,9''\text{S}$), collected in the Central – East part of the studied area (Figure 2). They are colorless to light pink, equant to prismatic bipyramidal to rounded termination, with aspect ratios ranging from 1:1 to 4:1. Oscillatory zoning occurs in most zircon grains. Narrow overgrowths occur in almost all grains (Figure 8).

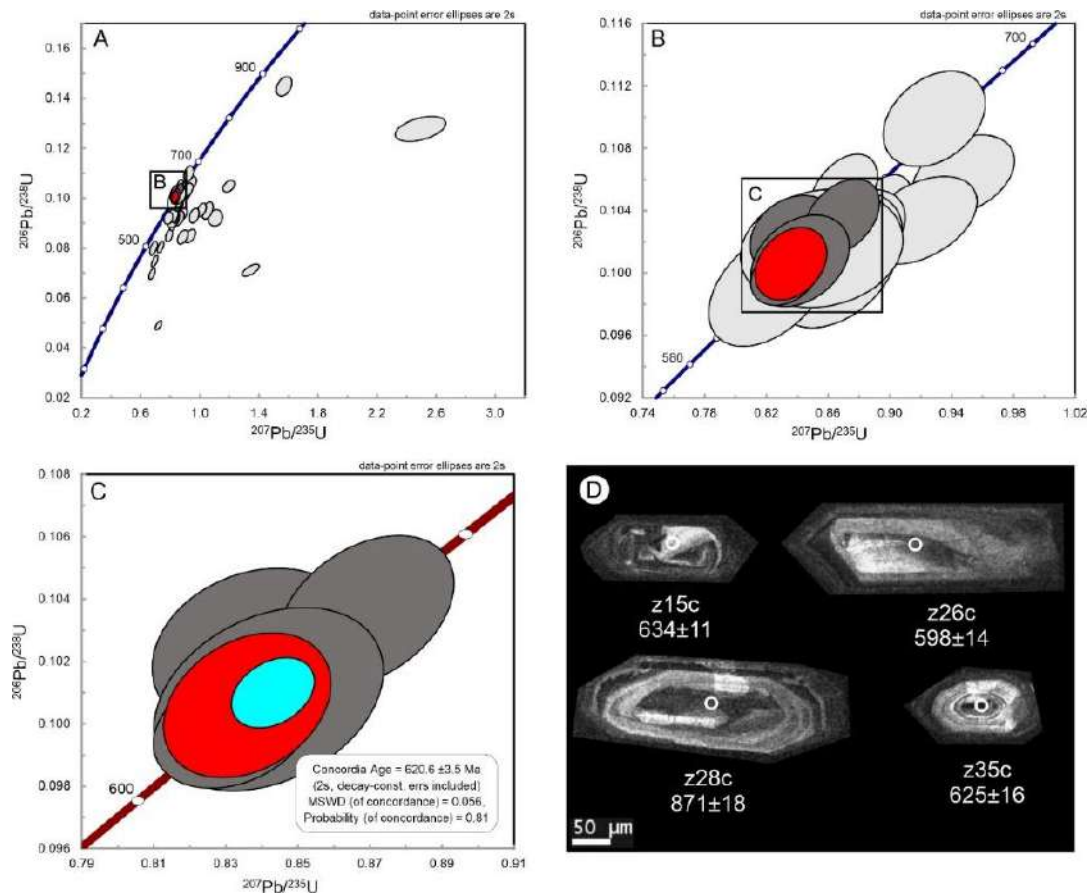


Figure 8: U-Pb data for the Poço Feio Biotite Metamonzogranite (UDP-48). (A) All U-Pb zircon analysis, in red zircon edge analysis and dark gray zircon core analysis; (B) Analyzes with concordance between 98 and 102%; (C) The most concordant spots in the concordia diagram to sample UDP-48; (D) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from the UDP-48 sample.

Forty-one zircon grains, totaling forty-eight spots analyzed, show twenty-one with low concordance (<95%). Three grains core analyzed, one with low concordance (= 91%) displays $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 871 Ma and Th/U ratio = 0.45, another two concordant (102% and 98%) display $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 671Ma and 650Ma respectively with Th/U ratio of 1.04 and 0.79, and another concordant one (101%), without any evidence of zoning, displays Th/U ratio = 0.17 and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 643 Ma. Similar ages occur in the others orthogneisses in the study area; thus, these ages suggest source inheritance and/or contamination during the Poço Feio protolith magma ascent. On the other hand, 04 concordant grains (95% – 96%) with Th/U ratios of 0.17 to 0.34, display $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 598 to 603 Ma, a concordant (96%) spot in the rim of grain z3r (Table 3) shows Th/U ratio = 0.16 and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 568 Ma. Despite the assumption of Williams & Claesson (1987) that Th/U ratio > 0.1 characterize zircon of magmatic source, others evidence, as lack of oscillatory zoning, should be considered. We suggest that these ages 600 Ma and younger, recorded tectonic and/or magmatic event in the studied area. Seven concordant spots, six of them with 100% of concordance, and Th/U ratio ranging from 0.11 to 1.84, yielded a concordia age of 620.6 ± 3.5 Ma (MSWD = 0,056; Figure 8C; Table 6), considered as the crystallization age of the Poço Feio protolith.

4.1.7. Murici Pluton

Zircon grains were extracted from a biotite metamonzogranite (Sample UDP-44; $36^{\circ}2'13,9''\text{W}/9^{\circ}15'45,8''\text{S}$). The grains are colorless to beige, subhedral, prismatic, most bipyramidal, with width/length ratios ranging from 1:2 to 1:4. In the cathodoluminescence images, the zircon grains show strong oscillatory zoning, suggesting a magmatic origin. Some grains show inherited core, characterized by dark color in the CL images (Figure 9), surrounded by rim with oscillatory zoning.

Fifty-two spots (Figure 9A) analyzed in forty-one grains, included rims and cores. Fifteen analyses displaying high discordance were discarded. Five spots from dark inherited cores, display Th/U ratios within the 0.32 - 0.67 interval, and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages ranging from 2008 Ma to 2548 Ma, suggesting Paleoproterozoic contribution in the source of the Murici Pluton granitoids. Two core grain spots have ages of 905 and 910 Ma, suggesting that the Source of the Murici granitoids also received contribution of Tonian components or the magma interacted with Tonian rocks during ascent through the crust.

Twenty concordant spots (97 – 104%), displaying Th/U ratios ranging from 1.49 to 0.25 yielded a concordia age of 583.5 ± 2 Ma (MSWD = 0,095). The most concordant spots

(99 to 100%) defined a concordia age of 578.3 ± 2.4 Ma (MSWD = 0,030; Table 7), defined as the crystallization age of the Murici Pluton (Figure 9C).

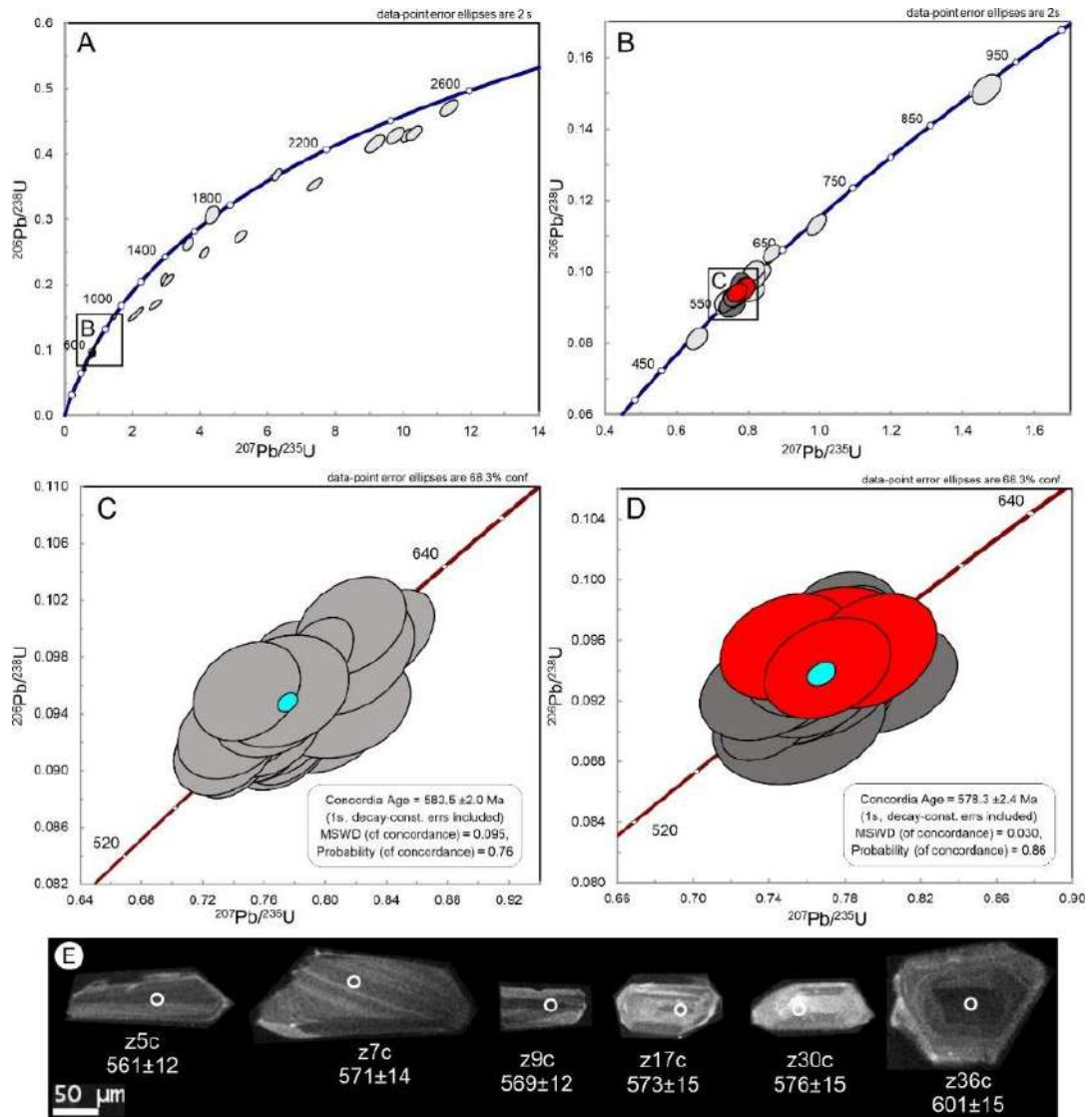


Figure 9: U-Pb data for the Murici Pluton (UDP-44). (A) U-Pb data for the Murici metamonzogranite (UDP-44). All U-Pb zircon analysis in red zircon edge analysis and in dark gray zircon core analysis. (B) Analyzes with concordance between 98 and 102%. (C) concordia diagram for spots with concordance between 97–104%. (D) Age of Concordia for the UDP-44 sample, in red: zircon edge analysis. (E) Cathodoluminescence image of analyzed zircon grains from UDP-44 sample.

Table 5: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Santana do Mundaú Quartz Metamonzonite (UDP-65).

Zirco n Spot	f2 (%)	U (mg.g -1)	2s	Th (mg.g -1)	2s	Pb (mg.g -1)	2s	Th/ U	206 Pb/ 204 Pb	238U/ 206Pb	2s	207 Pb/ 206 Pb	2s	207 Pb/ 235 U	2s	206 Pb/ 238 U	2s	Rh o	207 Pb/ 206 Pb	2 s	206P b/3	2 s	207 Pb/ 235 U	2 s	co nc (%)
z1c	0.4 1 0.2	158 8 9.	7. 8 9.	5. 3 6.	24.8 3 6.	1. 8 2.	0.6 1 0.8	4610	9.920 635 10.06	0.2558 894 0.1923	0.05 95 0.05	0.00 26 0.00	0.83 2 0.82	0.0 32 0.0	0.10 08 0.09	0.00 26 0.00	0.1 2 0.3	794 8 3	4 8 3	618 5 611	1 5 1	608 608 610	1 8 3	10 2 0	
z2c1	0.2 2 0.1	309 8 1	8 268.9 1	9 9 1	70.9 9 1	3. 6 3.	0.6 7 0.6	8645 036 1245	9.398 007 9.398	0.1854 007 0.1854	0.05 94 0.05	0.00 18 0.00	0.90 6 0.90	0.0 23 0.0	0.10 94 0.10	0.00 19 0.00	0.2 1 0.2	665 2 3	651 3 651	3 2 3	649 648 649	2 5 3	0 98 0		
z2c2	0.1 5 0.2	409 2 241	8 206 1	5. 2 1	57.4 2 1	2. 4 4.	0.8 5 0.8	6905 738 9.765	9.708 23 0.1907	0.2262 23 0.06	0.06 25 0.23	0.00 3 0.90	0.90 3 0.90	0.0 29 0.10	0.10 3 0.10	0.00 24 0.00	0.2 2 0.2	822 9 3	632 4 632	4 648 5	98 1 1	1 1 1	10 0 0		
z3c1	0.1 7 0.1	241 2 241	2 206 1	1 206 1	1 206 1	4. 5 4.	0.8 5 0.8	1325 6905 9.765	9.765 738 0.1907	0.1907 23 0.06	0.06 25 0.23	0.00 3 0.90	0.87 3 0.90	0.0 29 0.10	0.10 3 0.10	0.00 24 0.00	0.2 2 0.2	822 9 3	632 4 632	4 648 5	98 1 1	1 1 1	10 0 0		
z5c	4 0.1 0	462 630 6	9 367 3	136.8 5. 110.2	43.4 5. 110.2	2. 2 2.	0.8 0.5 0.8	7430 9.689 9.803	0.2253 0.2253 0.2691	0.06 0.06 0.06	0.00 0.00 0.00	0.87 0.87 0.85	0.0 0.0 0.0	0.10 0.10 0.10	0.00 0.00 0.00	0.2 0.2 0.1	697 2 4	628 6 850	2 1 6	634 633 630	2 1 6	99 10 99			
z10c	0.2 5 0.2	263 9 1	9 136.8 1	136.8 5. 110.2	43.4 5. 110.2	2. 2 2.	0.8 0.5 0.8	7430 9.689 9.803	0.2253 0.2253 0.2691	0.06 0.06 0.06	0.00 0.00 0.00	0.87 0.87 0.85	0.0 0.0 0.0	0.10 0.10 0.10	0.00 0.00 0.00	0.2 0.2 0.1	697 2 4	628 6 850	2 1 6	634 633 630	2 1 6	99 10 99			
z11c	0.2 5 0.2	263 9 1	9 136.8 1	136.8 5. 110.2	43.4 5. 110.2	2. 2 2.	0.8 0.5 0.8	7430 9.689 9.803	0.2253 0.2253 0.2691	0.06 0.06 0.06	0.00 0.00 0.00	0.87 0.87 0.85	0.0 0.0 0.0	0.10 0.10 0.10	0.00 0.00 0.00	0.2 0.2 0.1	697 2 4	628 6 850	2 1 6	634 633 630	2 1 6	99 10 99			
z14c	0.2 2 0.2	294 3 1	3 255.2 9	78.2 9 1	78.2 9 1	6 7 2.	0.5 0.8 0.5	8585 321 9.900	0.2548 844 0.2548	0.06 14 0.06	0.00 22 0.00	0.85 8 0.85	0.0 29 0.10	0.10 31 0.10	0.00 24 0.00	0.2 7 0.2	783 0 4	633 4 633	4 647 5	98 1 10	1 1 1	10 0 0			
z15c	0.2 5 0.1	273 6 3	6 160.2 8	47.8 8 1	47.8 8 1	5. 0.5 1.2	0.5 0.8 0.5	7475 1760 9.920	0.1771 0.05 0.00	0.81 0.00 0.81	0.0 0.0 0.0	0.87 0.87 0.83	0.0 0.0 0.0	0.10 0.10 0.10	0.00 0.00 0.00	0.3 0.3 0.2	563 7 796	3 608 4	619 5 612	5 617 7	0 0 0				
z22c2	0.1 6 0.2	427 7. 220	8 278 5	85 8 5810	1. 0.6 0.6	9 1 4650	0.1 209 03	25 3 31	01 29 01	29 5 29	5 25 1	23 8 23	8 708 5	621 3 625	3 625 3	99 1 10									
z23c	0.1 6 0.2	427 7. 220	8 278 5	85 8 5810	1. 0.6 0.6	9 1 4650	0.1 209 03	25 3 31	01 29 01	29 5 29	5 25 1	23 8 23	8 708 5	621 3 625	3 625 3	99 1 10									
z27c	0.3 2 0.4	220 8 278	5 85 8	5810 1. 0.6	0.6 9 1	4650 01 209	03 25 3	31 01 29	5 29 5	805 3 614	7 619 5	617 7 0	1 10 2												
z28c	0.4 0 0.3	174 6 220	6 105.1 3	33.6 9 1	4650 01 209	03 25 3	31 01 29	5 29 5	805 3 614	7 619 5	617 7 0	1 10 2													
z29c	0.3 0 0.3	220 8 278	5 85 8	5810 1. 0.6	0.6 9 1	4650 01 209	03 25 3	31 01 29	5 29 5	805 3 614	7 619 5	617 7 0	1 10 2												
z30c1	0.1 6 0.2	427 7. 220	8 278 5	85 8 5810	1. 0.6 0.6	9 1 4650	0.1 209 03	25 3 31	01 29 01	29 5 29	5 25 1	23 8 23	8 708 5	621 3 625	3 625 3	99 1 10									
z31c2	0.3 0 0.3	220 8 278	5 85 8	5810 1. 0.6	0.6 9 1	4650 01 209	03 25 3	31 01 29	5 29 5	805 3 614	7 619 5	617 7 0	1 10 2												
z32c	0.2 1 0.2	337 3 231.3	4 71 2	9 9110 51	932 84 17	0.86 25 36	23 3 36	3 27 1	22 6 765	8 708 5	621 3 625	3 625 3	99 1 10												
z33c1	0.2 8 0.3	249 4 193	0 59.2 7	8 6570 04	0.3 94 25	8 3 02	25 9 783	4 615 4	610 7 1	1 1 1	10 0 0														
z33c2	0.3 5 0.3	206 6 107.3	9 50.2 3	33.2 8 2	5305 082 439	19 25 6	32 91 26	3 850 6	607 5 619	7 98 10	1 10 0														
z35c	0.3 4 0.2	204 6 143.1	9 50.2 3	33.2 8 2	5305 082 439	19 25 6	32 91 26	3 850 6	607 5 619	7 98 10	1 10 0														
z38c	0.2 9 231	2 132.6 6	49 5 7	6490 796 112	0.06 26 5	35 58 36	1 789 0	646 1 640	9 9 1	10 0 0															

c: core; r: rim; conc: concordance.

Table 6: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Poço Feio Biotite Metamonzogranite (UDP-48).

Zirco n	f2 06 (%)	U (mg.g -1)	2s	Th (mg.g -1)	2s	Pb (mg.g -1)	2s	Th/ U	206 Pb/ 204 Pb	238U/ 206Pb	2s	207 Pb/ 206 Pb	2s	207 Pb/ 235 U	2s	206 Pb/ 238 U	2s	Rh o	207 Pb/ 206 Pb	2 s	206P b/3	2s	207 Pb/ 235 U	2s	co nc (%)			
Spot																												
z6c	0.2	3	239	1	274.4	9	82.1	2	5	8250	171	9.775	0.2102	0.05	86	19	9	24	23	22	9	698	7	628	3	613	3	2
	0.1			2		4.		2.	0.4	1840	9.652	0.1863	0.05	0.00	0.86	0.0	0.10	0.00	0.3		2		1		1	10		
	0.0	556	1	230.4	4	73.7	3	1	0	51	419	97	14	9	2	36	2	8	638	6	634	1	633	1	1	0		
z15c	0.0			3		3.		1.	0.1	2200	9.960	0.1884	0.05	0.00	0.84	0.0	0.10	0.00	0.4		2		1		1	10		
	9	707	1	77.3	2	24.8	5	1	0	159	891	91	13	4	19	04	19	3	636	7	616	1	619	0	0			
	0.1			1		4.		1.	0.2	1577	9.940	0.1877	0.05	0.00	0.83	0.0	0.10	0.00	0.3		2		1		1	10		
z25r	2	507	6	120.8	5	36	9	4	0	358	404	89	15	6	19	06	19	0	632	9	617	1	615	1	1	0		
	0.1			2		2		2.	0.2	1700	9.950	0.2079	0.05	0.00	0.84	0.0	0.10	0.00	0.3		2		1		1	10		
	1	563	2	136.4	6	45.5	5	4	0	249	156	97	15	1	19	05	21	6	647	9	616	2	616	0	0			
z33c	0.2			6.		9.		4.	1.8	9.920	0.2362	0.05	0.00	0.84	0.0	0.10	0.00	0.3		3		1		1	10			
	3	268	4	492.8	6	157.9	3	4	8285	635	056	99	2	2	26	08	24	1	754	8	620	4	621	4	0			
	0.1			1		3		9.	1.4	1812	10.01	0.1603	0.05	0.00	0.83	0.0	0.09	0.00	0.2		2		9.	613.	9.	10		
z40c	0	612	7	888	0	242.1	1	5	5	001	205	85	14	2	18	99	16	8	606	6	613.7	3	613	3	8	0		

c: core; r: rim; conc: concordance.

Table 7: U-Pb LA-ICPMS results from the zircon of Muruci Pluton (UDP-44).

Zirco n	f2 06	U	2s	Th	2s	Pb	2s	Th/ U	206P b/ 204P b	238U/ 206Pb	2s	207P b/ 206P b	2s	207P b/ 235 U	2s	206P b/ 238 U	2s	Rh o	207P b/ 206P b	2 s	206P b/3	2 s	207P b/ 235 U	2 s	co nc (%)
Spot	(%)	(mg.g -1)		(mg.g -1)		(mg.g -1)																			
z1c	0.1 9	294.7 2	7. 165.3	2. 9	44.3 6	1. 6	0.5 6	9675	10.85 776	0.2711 494	0.05 98	0.00 18	0.77 0.77	0.0 2	0.09 21	0.00 23	0.3 9	716 3	566 3	581 3	1 10	1 10	1 10	97	

z1r	0.1	3	1	5.	0.6	1565	10.61	0.2479	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	3	1	1	10
	2	446	6	276	6	77.9	2	2	0	571	253	86	18	0.77	2	42	22	9
z2c	0.1	8.	2.	1.	0.5		10.84	0.2352	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	3	1	1	10
	9	298.5	2	168.2	6	43.8	5	6	9765	599	709	79	17	0.76	2	22	20	7
z2r	0.3	5.	2.	1.	0.3		10.46	0.2844	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	4	1	1	10
	4	166.4	9	62.4	3	16.3	1	8	5525	025	838	96	25	0.77	3	56	26	2
z4c	0.2	1	8.	2.	0.7		10.72	0.2762	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	3	1	1	10
	0	279	3	197.9	2	54.2	9	1	9200	961	991	94	2	0.76	2	32	24	7
z5c	0.1	9.	7.	3.	0.9	1666	10.97	0.2409	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.4	2	1	1	10
	1	500.9	6	452	5	118.3	3	0	0	695	868	76	15	0.74	2	11	20	5
z7c	0.2	4.	2.	1.	0.7		10.76	0.2664	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	10
	5	222.6	7	157.7	1	43	6	1	7430	426	995	84	21	0.74	2	29	23	0
z8c	0.1	9.	5.	2.	0.7		10.81	0.2571	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	
	9	297.7	7	217.2	8	58.1	3	3	9865	081	22	91	18	0.76	2	25	22	1
z9c	0.1	1	6.	3.	0.9	1313	10.81	0.2688	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	
	4	394	3	361	7	96.8	2	2	0	081	093	98	18	0.78	2	25	23	5
z10c	0.3	5.	3.	1.	0.5		11.03	0.3289	0.06	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	4	1	1	
	9	146.1	6	83.8	1	22.1	3	7	4740	753	329	1	27	0.76	3	06	27	3
z11c2	0.1	1	2.	1.	0.1	1480	10.41	0.2495	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	10
	3	438	4	83.8	2	22.3	2	9	5	667	66	81	16	0.77	2	60	23	7
z17c	0.2	6.	3.		0.8		10.71	0.2871	0.06	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	
	2	259.5	8	220.4	8	62	2	5	8630	811	949	05	19	0.77	2	33	25	4
z18c	0.1	8.	3.	2.	0.6	1102	10.38	0.3019	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.1	3	1	1	10
	7	324.2	4	211.9	6	61.4	2	5	5	422	294	0.06	19	0.78	2	63	28	5
z20r	0.2	6.	2.	1.	0.5		10.46	0.2516	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	3	1	1	10
	2	254	2	138.1	2	34.5	4	4	8455	025	588	66	19	0.75	2	56	23	6
z22r	0.1	1	3.	1.	0.3	1013	10.49	0.2752	0.06	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	3	1	1	
	8	306	2	112	9	31.2	7	7	0	318	67	08	2	0.79	2	53	25	8
z25c	0.1	2	4.		0.3	1860	10.38	0.2372	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	10
	0	579	2	182.7	5	49.5	2	2	0	422	303	82	15	0.78	2	63	22	5
z30c	0.2	4.	1.	0.8			10.69	0.2745	0.06	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	4	1	1	
	9	207.6	6	178.5	3	44.9	8	6	6535	519	289	27	23	0.80	3	35	24	4
z33c	0.1	6.	4.	2.	0.6	1119	10.71	0.2527	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.4	3	1	1	10
	7	357.5	9	236.7	1	63.8	1	6	0	811	315	8	17	0.76	2	33	22	0
z35c	0.1	2	4.	1.	0.2	1625	10.42	0.2283	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.3	3	1	1	10
	2	491	2	120.5	6	33	7	5	0	753	4	85	16	0.79	2	59	21	5
z37c2	0.2	7.	3.	1.	0.5		10.60	0.2473	0.05	0.00	0.0	0.09	0.00	0.2	4	1	1	10
	8	207.9	6	122.6	8	31.6	6	9	6660	445	998	89	21	0.77	3	43	22	5

c: core; r: rim; conc: concordance.

4.2. Whole-rock geochemistry

The geochemical recognition was constraint by 28 analyses (Table 8: Tonian Orthogneisses; Table 9: syn-collisional orthogneisses; Table 10: syn-transcurrent plutons) distributed as: 01 from the basement; 02 from the Cajueiro; 02 from the Poço Feio; 02 from the Mangape; 02 from the Riacho Cabeça de Porco; 02 from the Santana do Mundaú; 03 from the Munguba; 04 from the União dos Palmares; 04 from the Murici Pluton; 06 from the Viçosa Pluton. To describe the geochemical signature of the studied granitoids we choose to divide them according to their crystallization ages obtained in this work, and those from the literature, as:

1) **Tonian metagranodiorite (957 Ma)**, comprise a small occurrence, recognized along of the drainage, in the South part of the studied area. One sample analyzed shows high SiO₂, slightly peraluminous (Fig. 10) and fall in the magnesian series field in the Fe# versus SiO₂ diagram (Frost et al., 2001), but close to the limit with the ferroan series field (Figure 10A). The Rare Earth Elements (REE) patterns normalized to the primitive mantle values (McDonough et al., 1992) are fractionated with $Ce_N/Yb_N = 11.94$ and show negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.44$). The REE pattern shows low REE contents (Figure 11), when compared to the Tonian orthogneisses from the Southern Subprovince and are more fractionated and have even less REE contents, compared to the Tonian, the so-called Cariris Velhos orthogneisses, from the Central Subprovince. Incompatible trace element composition normalized to the values suggested by Thompson (1982), shows pattern characterized by troughs at Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti. The pattern is like the Tonian orthogneisses of both, Central and Southern subprovinces, except by deeper Nb and Ta troughs and lower REE contents (Figure 12; Table 8). The recorded differences may be due to migmatization, which led to a biotite-rich residue enclosing zircon and others Nb-Ta and REE bearing accessory minerals.

Table 8: Geochemical analysis of the Tonian Metagranitoids from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm.

UNIT	Early Tonian Migmatized Orthogneiss	Riacho Cabeça de Porco Orthogneiss
Sample	UDP-42	UDP-13
SiO ₂	75.3	62.6
Al ₂ O ₃	13	14.5
Fe ₂ O ₃	2.39	7.35
CaO	1.69	3.54
MgO	0.51	2.88
Na ₂ O	4.14	4.56
K ₂ O	2.51	1.95

TiO ₂	0.2	0.91	0.54
P ₂ O ₅	0.06	0.2	0.13
LOI	0.4	0.45	0.48
Total	100.41	99.26	100.43
Trace Elements (ppm)			
Ba	683	184	168
Cs	2.82	10.25	9.14
Sr	139.5	176.5	215
Rb	72.4	83.7	50.2
U	0.99	11.25	0.89
Th	10.7	10.75	3.09
Nb	7.2	18.7	8.1
Ta	0.2	1.4	0.4
Y	12.3	89.1	46
Cr	230	190	180
Zr	95	105	145
Hf	3	3.3	3.9
Ga	13.3	25.6	19.7
La	24.9	23.6	16.3
Ce	50.1	61	37.2
Pr	5.48	9.44	5.33
Nd	20	43.1	22.3
Sm	4.35	12.9	7.01
Eu	0.6	1.68	0.92
Gd	3.65	13.95	7.62
Tb	0.5	2.44	1.32
Dy	2.72	16.2	8.99
Ho	0.53	3.39	1.83
Er	1.31	10.15	5.62
Tm	0.2	1.42	0.78
Yb	1.1	9.36	4.98
Lu	0.2	1.28	0.64

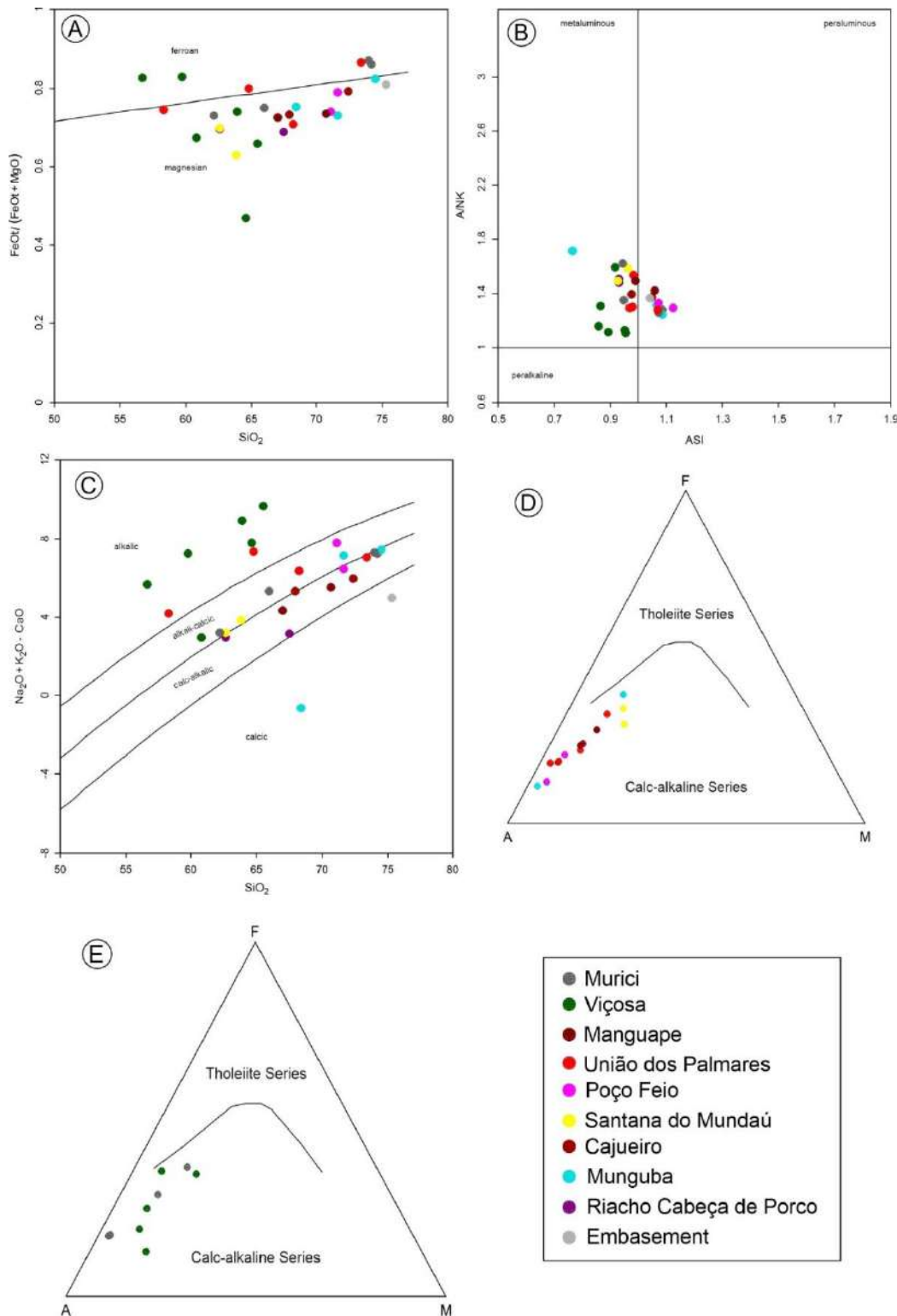


Figure 10: (A) Aluminum saturation index (Shand, 1943) versus Agpaitic index, (B) Composition range of the studied granites in the $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram. Fields of Ferroan and Magnesian granitoids from Frost et al. (2001); (C) MALI ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$) versus SiO_2 diagram with Fields after Frost et al. (2001); (D) AFM diagram (Irvine & Baragar, 1971; A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: FeOt; M: MgO) of the collisional orthogneisses of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith; (E) AFM diagram (Irvine & Baragar, 1971; A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: FeOt; M: MgO) of the syn-transcurrent granitoids of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

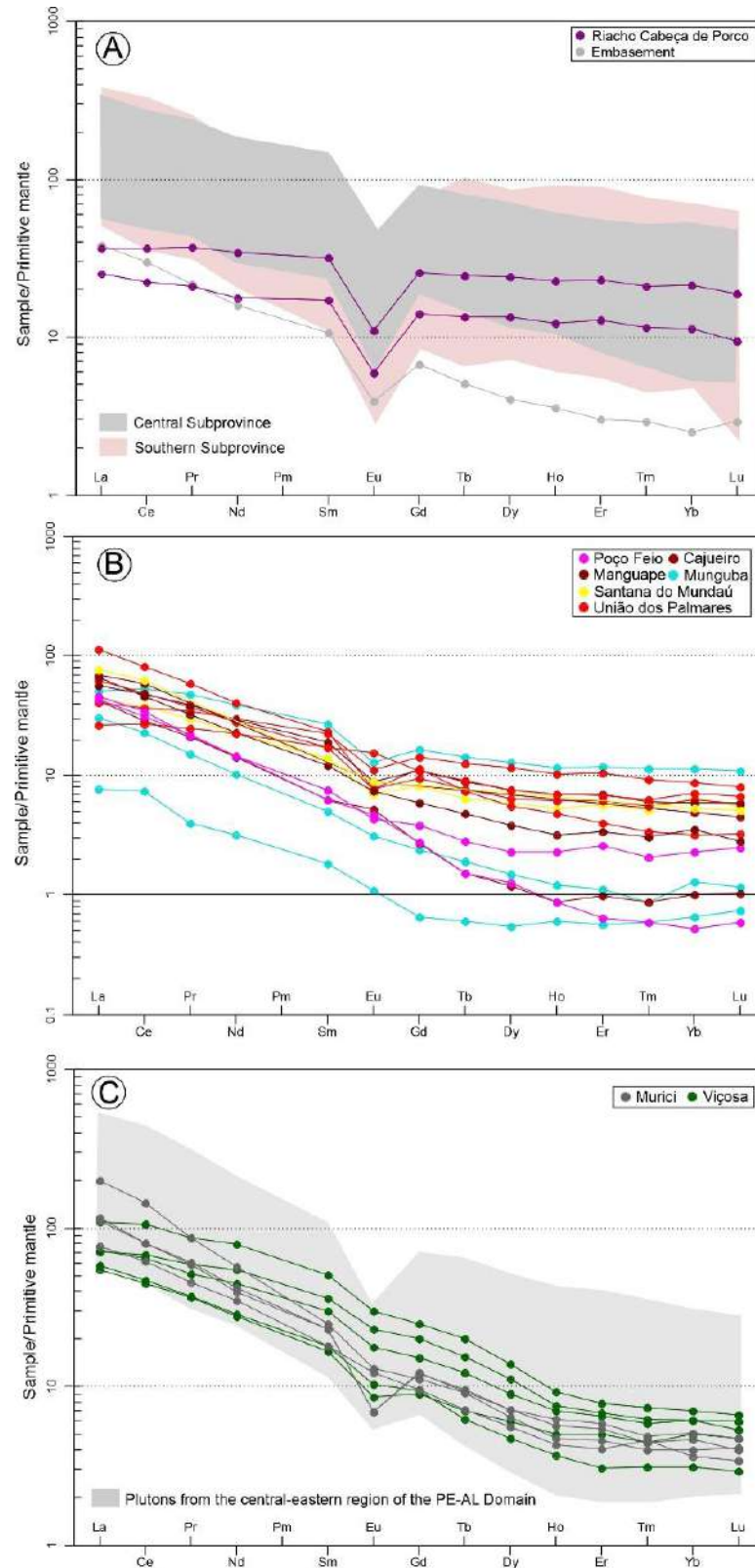


Figure 11: Primitive mantle-normalized (McDonough & Sun 1995) REE patterns for the (A) Tonian Metagranodiorites. The pale gray and red field were obtained from Guimarães et al. (2012; 2016) and Araújo et al. (2020); (B) Ediacaran Syn-collisional metagranitoids; (C) syn-transcurrent metagranitoids, the pale gray area was obtained from Neves et al. (2020).

2) **Middle Tonian Metagranodiorite (828 Ma)** - It is constituted by the Riacho Cabeça de Porco Metagranodiorite. Two analyzed samples show SiO₂ contents of 62 and 67%wt, metaluminous (Figure 10B) and magnesian (Figure 10A) signatures. The Cabeça de Porco show REE patterns normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), near horizontal, with Ce_N/Yb_N ~1 and deeper negative Eu anomalies (Eu/Eu* =0.38), like swallow wing. Incompatible element diagrams normalized to the values suggested by Thompson (1982) are characterized by deep troughs at Ba, Ti, Sr, P and variable troughs at Nb and Ta like others Tonian orthogneiss patterns (Figure 12) from the Central subprovince (Guimarães et al., 2012; 2016) and Southern subprovince (Guimarães et al., 2016, Caxito et al., 2020)

3) **Ediacaran syn-collision metagranitoids (620 – 630 Ma)**. This group comprises the Manguape, Munguba, Poço Feio, União dos Palmares, Santana do Mundaú and Cajueiro intrusions (Table 9). They have SiO₂ ranging from 74.5 to 62.5 with an enclave analyzed from the União dos Palmares Pluton with SiO₂ of 58.3% wt. They are metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 10), magnesian (Fig. 10A), and chemical analyses shift from calc-alkalic to alkalic-calcic to alkalic in the MALI (modified alkalis Index) versus SiO₂ diagram (Frost et al., 2001). They display a general decrease in CaO, MgO, Na₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, Sr and increase of Ba and K₂O with SiO₂ (Figure 13). In the AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971; Fig. 10D) the analyzed samples show a curved trend, reflecting crystallization under conditions of high oxygen fugacity, within the calc-alkaline series fields. They present primitive mantle normalized REE patterns characterized by variable degree of fractionation, with Ce_N/Yb_N ratios ranging from 4.17 to 66 and display negative Eu anomalies with Eu/Eu* varying from 0.44 to 0.88. Only one sample from the Cajueiro intrusion show slightly positive Eu anomaly (Eu/Eu* = 1.15) and the Poço Feio show low to absent Eu anomalies. In the chondrite-normalized incompatible trace element diagrams (Thompson, 1982) samples of Poço Feio, Manguape and União dos Palmares display comparable patterns, except by lower contents of Nb, Ta and Heavy REE (HREE), besides absence of negative Sr anomalies displayed by the Poço Feio and deeper negative Sr anomaly in a sample of the União dos Palmares. They are light REE (LREE)- and Large Ion Lithophile Elements (LILE)-rich and show negative Nb, Ta, Sr (except Poço Feio), P and Ti anomalies.

Table 9: Geochemical analysis of the syn-collisional Orthogneisses from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm.

UNIT	Cajueiro		Manguape		Munguba			Poço Feio		Santana do Mundaú		União dos Palmares			
SAMP-LE	UDP-16	CAJ-01	UDP-84	UDP-89	UDP-22	UDP-25	UDP-64	UDP-48	UDP-50	UDP-65	SMU-01	UDP-01	UDP-20B	UDP-53	UDP-57
SiO ₂	72.4	67.9	70.7	67	71.6	74.5	68.4	71.1	71.6	62.6	63.82	64.79	58.3	68.2	73.4

		1													
Al ₂ O ₃	14.85	15.4 8	14.5	15.35	15.6	13.8	13.35	15	14.7	16.5	15.55	17.22	19.2	15.1	13.95
Fe ₂ O ₃	2.12	3.26	2.97	3.82	1.48	1.24	4.43	1.52	2.52	5.58	4.9	2.74	5.63	3.16	2.15
CaO	1.92	2.78	2.16	3.1	1.65	0.98	5.54	1.11	1.6	4.06	3.89	2.57	4.32	2.38	1.32
MgO	0.5	1.07	0.96	1.31	0.49	0.24	1.32	0.48	0.61	2.18	2.61	0.62	1.74	1.17	0.3
Na ₂ O	4.12	4.13	3.3	3.99	4.13	3.49	4.37	3.41	4.19	4.45	3.62	4.42	5.82	3.87	3.19
K ₂ O	3.74	3.96	4.38	3.43	4.67	4.93	0.54	5.48	3.84	2.83	4.12	5.48	2.69	4.86	5.18
TiO ₂	0.25	0.53	0.43	0.5	0.21	0.13	0.63	0.3	0.26	0.67	0.65	0.54	0.69	0.46	0.27
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.17	0.17	0.1	0.07	0.18	0.09	0.11	0.25	0.3	0.13	0.33	0.17	0.09
LOI	0.29	0.8	0.49	0.74	0.37	0.63	0.4	1.08	0.55	0.67	1	0.8	0.53	0.72	0.37
Total	100.5 6	100. 35	100.4 7	99.7	100.5 9	100.3	99.38	99.84	100.1 9	100.0 6	100.8	99.36	99.55	100.3 7	100.4 4
Trace Elements (ppm)															
Ba	1725	1243	2160	1095	1490	1215	106.5	1405	905	613	1325	2474. 1	746	995	1180
Cs	3.36		3.88	11.65	3.1	8.11	0.71	2.81	5.36	4.09		22.2	17.85	4.21	1.6
Sr	530		458	550	673	676	324	528	416	613		311.4	450	510	224
Rb	97	126	95.9	131	174	156.5	12.4	151	120.5	112	130	176.3	89.8	135.5	158
U	0.73	6.3	1.3	3.37	1.36	4.91	3.35	0.82	4.01	1.9	2.2	5.5	1.96	3.73	2.6
Th	6.45	16	8.21	14.1	8.53	31.1	12.45	15.9	11	9.73	20.3	6.8	3.68	20.1	25.5
Nb	2.7	10	7.3	12	4.6	5.4	21.7	10	4.9	14.2	16	22	16.3	14.1	11.2
Ta	0.1	0.5	0.5	1.2	0.4	0.6	2	0.7	0.4	1.1	1.9	2.3	1	1.3	0.7
Y	3.9	20	13.6	29.7	4.8	1.8	47.5	3.2	9	21.7	23	31	40.1	24.3	16.8
Cr	150	14	190	150	180	250	310	10	130	180	70		80	230	160
Zr	170	179	120	167	145	93	243	125	118	202	189	611	390	254	220
Hf	4.6	5.8	3.4	4.8	3.7	2.8	6.1	3.5	3.5	5.3	5.5	15.6	9.6	7.1	6.1
Ga	20.6		15.8	20.4	19.8	16.4	18.2	20.4	18.8	23.9		21.7	26.5	18.8	21.1
La	27.8	45	43.6	36.9	19.8	5	33.4	29.9	27.9	28.2	49.6	17	26.5	40.8	73.9
Ce	48.4	98	77.7	80.4	38.8	12.4	89.8	58	52.1	64.8	106	45.6	61.4	82.6	136.5
Pr	5.32		8.28	9.92	3.88	1.02	12.3	5.52	5.6	7.53		6.33	8.76	9.55	15.05
Nd	17.9		28.6	37	12.8	4	48.4	18.1	18.2	28		28.3	37.7	35.3	51.1
Sm	2.55		4.89	7.76	2.02	0.74	10.9	2.53	3.05	5.72		7	9.03	6.92	9.41
Eu	0.8	1.37	1.15	1.38	0.48	0.17	1.97	0.72	0.67	1.08	1.36	2.41	1.71	1.18	1.19
Gd	1.47		3.24	5.93	1.29	0.36	8.89	1.5	2.11	4.48		6.01	7.8	5.15	6.18
Tb	0.15		0.48	0.89	0.19	0.06	1.42	0.15	0.28	0.63		0.91	1.25	0.76	0.73
Dy	0.81		2.58	5.05	1	0.37	8.63	0.86	1.56	4.01		5.07	7.86	4.35	3.71
Ho	0.13		0.48	1.04	0.18	0.09	1.75	0.13	0.34	0.8		1.04	1.54	0.91	0.71
Er	0.43		1.5	3.07	0.49	0.25	5.23	0.28	1.13	2.46		2.99	4.6	2.67	1.75
Tm	0.06		0.21	0.41	0.06	0.04	0.78	0.04	0.14	0.35		0.43	0.63	0.38	0.23
Yb	0.45	2.15	1.57	2.62	0.57	0.29	5.05	0.23	1.01	2.89	2.35	3.16	3.86	2.76	1.42
Lu	0.07	0.31	0.19	0.4	0.08	0.05	0.75	0.04	0.17	0.37	0.35	0.45	0.55	0.39	0.22

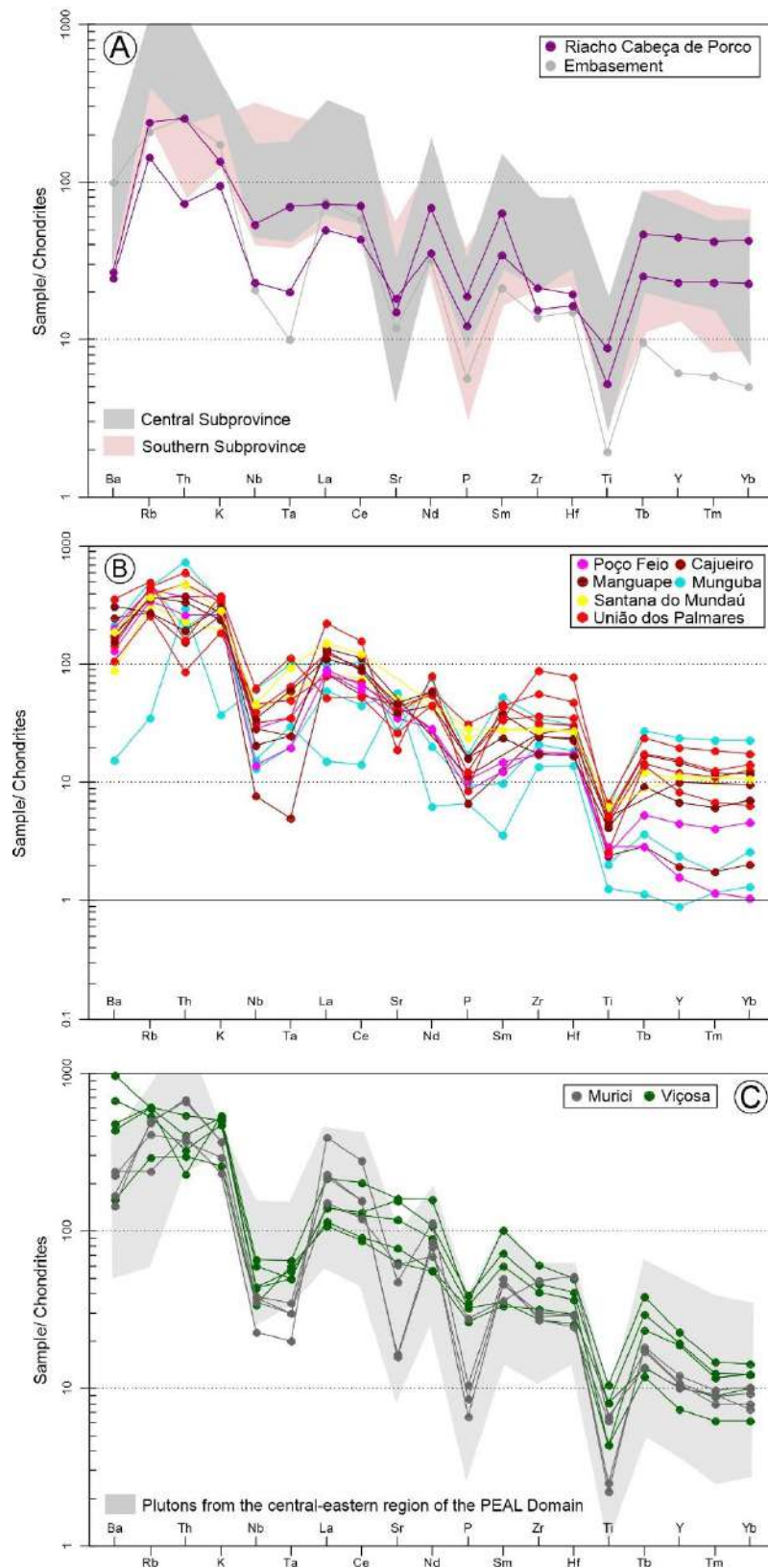


Figure 12. Trace elements distribution normalized to the values suggested by Thompson (1982). (A) Tonian orthogneisses, the pale gray and red camp was stracted from Guimarães et al. (2012; 2016) and Araújo et al. (2020); (B) Ediacaran Syn-collisional granitoids; (C) syn-transcurrent granitoids, the pale gray camp was stracted from Neves et al. (2020).

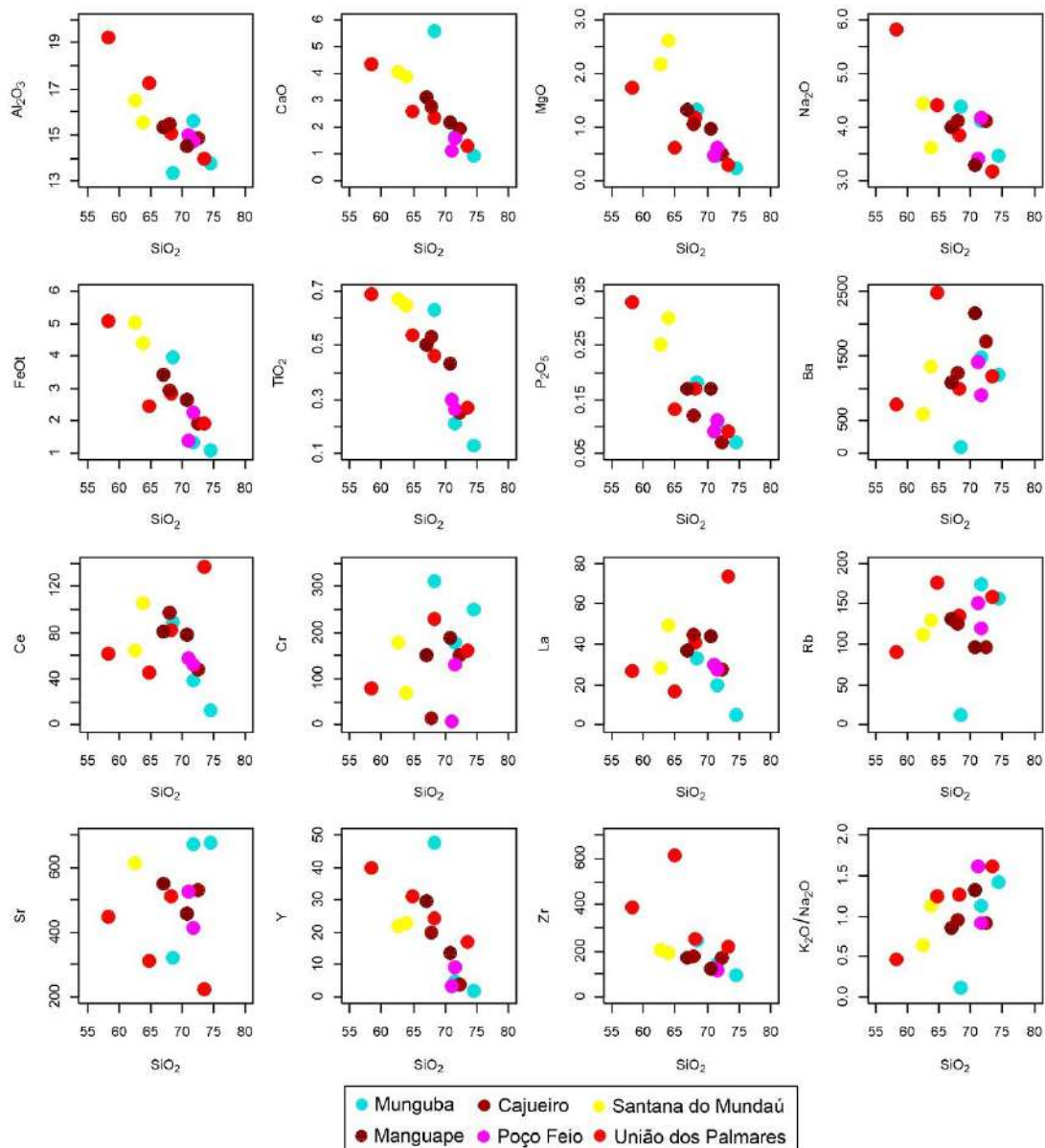


Figure 13: Harker-type diagrams of the collisional orthogneisses of the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

On the other hand, lack of Sr anomalies of the chondrite-normalized incompatible trace element patterns of the Santana do Mundaú, and Cajueiro, distinguishes them from the Poço Feio, Manguape and União dos Palmares metagranitoids. The Cajueiro patterns display the deepest Nb-Ta anomaly, lack of Sr anomaly and small negative Ba and Ti anomalies. The Munguba metamonzonogranite patterns display negative Ba anomalies peaks and troughs at Th, Sr, Ta and P, and deep to shallow negative Nb anomalies, with the most differentiated sample ($\text{SiO}_2 \sim 75$ %wt), showing lower REE, negative Ba, Rb and positive Th, Sr anomalies, high Nb, Ta and LREE contents. The Santana do Mundaú patterns are characterized by lack

of noticeable negative Sr and Ta anomalies, small negative Nb and Ti anomalies and high HREE contents.

4) **Ediacaran syn-transcurrent metagranitoids (~580Ma)**, comprises two geochemical distinct intrusions: Viçosa and Murici plutons. The Murici granitoids display SiO₂ contents ranging from 63 to 74%wt), are dominantly alkalic (Figure 10C) and ferroan, while the Viçosa granitoids have intermediate SiO₂ contents (56.66 – 65.5%wt), are dominantly alkalic-calcic. In the MALI versus SiO₂ diagram (Frost et al., 2001) and magnesian in the Fe# versus SiO₂ diagram (Frost et al., 2001). The Murici grainitoids display negative trends for Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, Fe₂O₃, TiO₂, K₂O and positive to Rb in the Harker type diagrams, while the Viçosa granitoids show positive trends for Al₂O₃ and Na₂O, and negative for CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Ba and Sr (Figure 14).

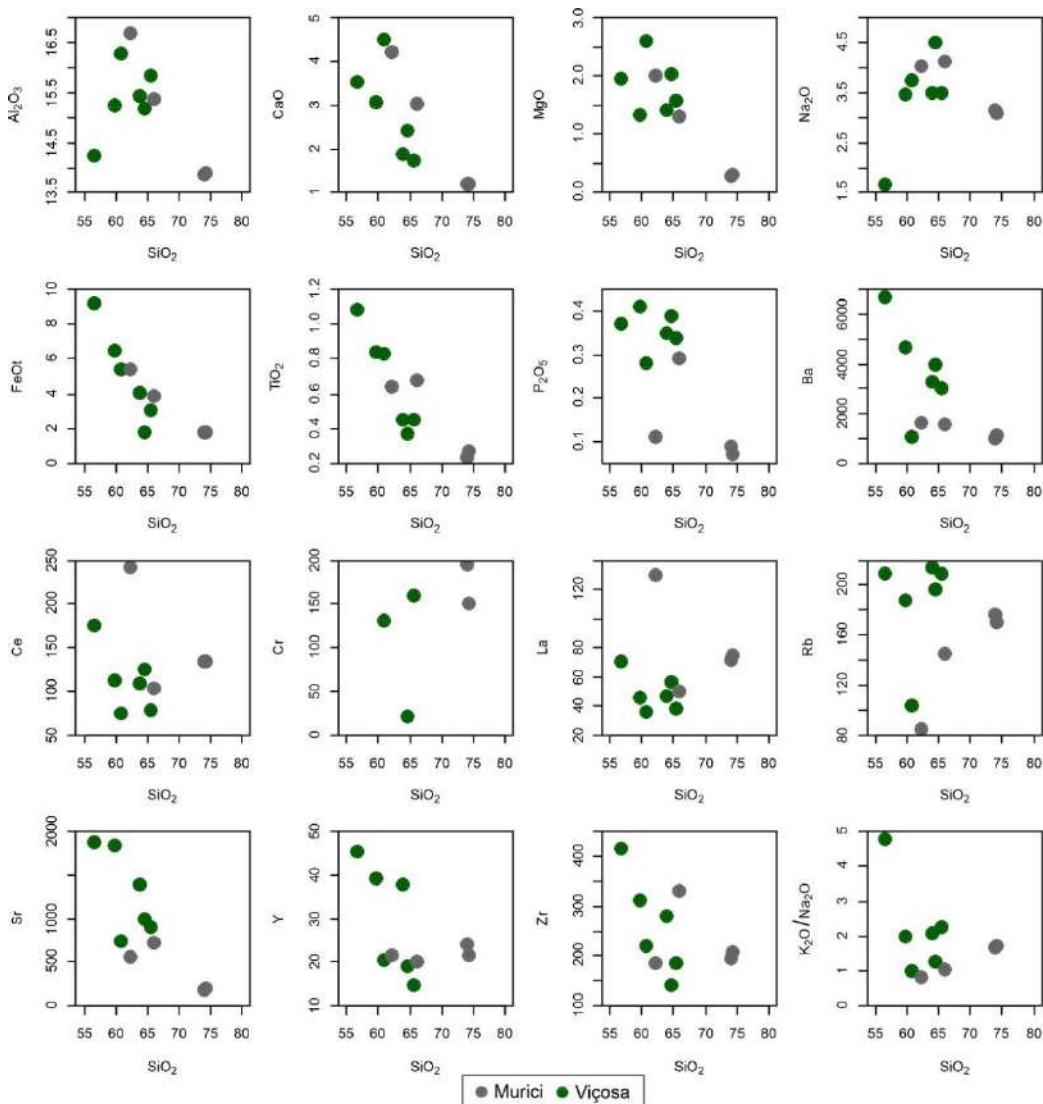


Figure 14: Harker-type diagrams of the syn-transcurrent plutons of the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith.

Their REE patterns display important distinction, reflecting distinct degree of fractionation i.e., the Murici granitoids show higher LREE contents, with primitive mantle-normalized (MacDonald et al., 1995) patterns characterized by Ce_N/Yb_N ratios of 17.3 to 15.6, and considerable negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.39$), while the Viçosa granitoids (less fractionated) have lower LREE contents, with Ce_N/Yb_N ratios of 15.0 to 8.0 and smaller negative Eu anomalies. The incompatible trace elements, normalized to the values suggested by Thompson (1982), display distinct patterns of Murici and Viçosa granitoids. The Murici granitoids display negative Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti anomalies and peaks at Th, Rb and LRRE, while lack of negative Sr and P anomalies and negative Th anomalies characterize the Viçosa granitoids patterns (Figure 12).

Table 10: Geochemical analysis of the syn-transcurrentes plutons from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith. Major elements in wt%, trace elements in ppm.

UNIT	Murici					Viçosa				
SAMPLE	MUR-01	MUR-02	UDP-12	UDP-44	VIC-01	VIC-02	VIC-03	VIC-04	UDP-32	UDP-34
SiO ₂	65.98	62.19	74.2	74	64.58	63.91	56.66	59.75	60.8	65.5
Al ₂ O ₃	15.36	16.69	13.9	13.85	15.18	15.45	14.23	15.26	16.3	15.85
Fe ₂ O ₃	4.35	6.01	2.05	2.01	2.01	4.49	10.24	7.19	5.98	3.39
CaO	3.04	4.21	1.18	1.18	2.41	1.87	3.55	3.07	4.52	1.72
MgO	1.31	2	0.3	0.27	2.04	1.43	1.95	1.35	2.61	1.58
Na ₂ O	4.13	4.04	3.08	3.17	4.51	3.49	1.6	3.46	3.76	3.5
K ₂ O	4.22	3.35	5.32	5.32	5.68	7.3	7.62	6.87	3.72	7.89
TiO ₂	0.68	0.64	0.26	0.23	0.37	0.45	1.08	0.84	0.83	0.45
P ₂ O ₅	0.29	0.11	0.07	0.09	0.39	0.35	0.37	0.41	0.28	0.34
LOI	0.3	0.4	0.45	0.61	0.8	0.5	1.2	0.7	0.65	1.12
Total	99.74	99.74	101.01	100.93	98.44	99.33	98.66	99.01	99.78	101.91
Trace Elements (ppm)										
Ba	1546.8	1662.8	1160	989	3968	3298.6	6666.3	4661.3	1090	3030
Cs	24.4	3.2	2.14	2.02		3.5	3.2	4.8	3.86	4.17
Sr	717.7	560.2	194.5	187.5	997	1386.4	1879.8	1847.6	734	911
Rb	144.8	83.5	170.5	176.5	197	216	209.6	187.5	103	211
U	2.5	0.5	2.65	3	3.7	5	3.6	3.1	2.36	4.67
Th	15.6	16.7	28.6	27.7	16.5	22.7	17.1	13.6	12.45	9.56
Nb	12.5	7.9	13.1	13.5	12	15.2	22.9	20.9	11.9	15.4
Ta	0.6	0.4	0.6	0.7	0.3	1	1.3	1	1.2	1.1
Y	20.1	21.4	21.7	24.1	19	37.8	45.2	39.1	20.4	14.8
Cr			150	200	20				130	160
Zr	329.9	186.7	208	194	140	279	415.4	312.9	219	186
Hf	10.3	4.9	5.8	5.8	9.5	7.3	9.9	8.2	5.9	5.1
Ga	24.4	22.9	22.2	20.5		19.2	18.7	19.6	20.9	18.9
La	49.3	129.6	75	71.8	56.6	46.6	70.5	45.6	35.4	37.5
Ce	103.6	242.7	134	134	124	108.4	175.9	112.8	75.3	78.4
Pr	11.52	21.84	15.35	14.9		12.98	22.12	15.05	9.23	9.45
Nd	43.3	71.4	52.8	49.5	52	56.1	98.8	67.7	34.7	35.6

Sm	7.3	10.1	9.36	9.36	10.8	12.1	20.6	14.6	6.79	7.25
Eu	1.88	2	1.07	1.06		2.71	4.62	3.57	1.32	1.59
Gd	5.17	6.04	6.65	6.59		8.23	13.44	10.83	4.87	5.16
Tb	0.71	0.9	0.92	0.95		1.22	1.99	1.53	0.7	0.62
Dy	3.76	4.32	4.83	4.79		6.07	9.27	7.56	4.04	3.18
Ho	0.64	0.7	0.84	0.93		1.04	1.38	1.13	0.75	0.55
Er	1.78	1.99	2.36	2.57		2.83	3.43	2.97	2.21	1.34
Tm	0.31	0.27	0.3	0.33		0.4	0.5	0.42	0.3	0.21
Yb	1.61	1.74	2.03	2.25		2.69	3.12	2.69	2.22	1.37
Lu	0.23	0.28	0.27	0.32	1.83	0.36	0.45	0.41	0.32	0.2

4.3. Lu-Hf isotopical data

From the samples used for the geochronology, 10 zircon grains were separated with high concordance ($100\pm 5\%$; Table 11) of each sample. The results indicated the presence of 3 distinct groups, identified based on the TDM model ages.

Table 11: Results of *in situ* Lu-Hf LA-ICPMS analyses. For samples below 1.0Ga, ages obtained by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ were used, and for samples above 1.0Ga, the ages of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ were used.

SAMPLE	SITE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2 \sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2 \sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\pm 2 \sigma$	AGE (Ga)	$\epsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}
Early Tonian Migmatized Orthogneiss (UDP-42)										
z4	core	0.00316	21	0.282356	33	0.28227275	1.65866	1.387	12.84	1.5
z12	core	0.00111	7	0.282389	20	0.28237674	1.00685	1.084	9.36	1.4
z15	core	0.00122	8	0.282388	29	0.28237455	1.46819	1.015	7.75	1.4
z25	core	0.00123	9	0.282374	33	0.28236001	1.66911	1.334	14.19	1.4
z31	core	0.00153	10	0.282346	20	0.28232843	1.00915	0.973	5.12	1.5
z33	core	0.00183	11	0.282323	25	0.28230218	1.24888	0.957	3.76	1.6
z34	core	0.00157	18	0.282343	26	0.28232525	1.28686	0.957	4.65	1.5
z37	core	0.00177	12	0.282297	28	0.28227663	1.40204	1.006	3.92	1.6
z39	core	0.00130	8	0.282331	26	0.28231606	1.27601	0.959	4.44	1.5
z40	core	0.00230	15	0.282345	23	0.28231911	1.14718	0.95	4.10	1.5
Riacho Cabeça de Porco (UDP-46)										
z5	core	0.00148	9	0.282587	26	0.28255712	1.31604	1.085	16.30	0.9
z6	core	0.00111	7	0.282576	19	0.28256348	0.93854	0.625	6.12	1.1
z10	core	0.00086	5	0.282542	24	0.28252126	1.22039	1.281	19.49	0.9
z11	core	0.00079	8	0.282550	21	0.28254060	1.06620	0.652	5.92	1.1
z14	core	0.00100	9	0.282567	22	0.28255480	1.12106	0.642	6.20	1.1
z17	core	0.00070	5	0.282604	20	0.28259585	1.02288	0.638	7.56	1.0
z19	core	0.00157	15	0.282587	21	0.28256822	1.02945	0.653	6.92	1.1
z23	core	0.00107	7	0.282591	33	0.28257854	1.64202	0.641	7.01	1.1
z25	core	0.00111	7	0.282604	17	0.28258702	0.87216	0.83	11.58	1.0
z35	core	0.00285	20	0.282653	44	0.28260780	2.20147	0.847	12.70	0.9
Munguba (UDP-64)										
z9	core	0.00073	5	0.282423	17	0.28241442	0.86719	0.634	0.95	1.4
z11	core	0.00050	4	0.282404	22	0.28239772	1.08896	0.636	0.40	1.4
z23	core	0.00110	7	0.282341	23	0.28232842	1.16231	0.63	-2.19	1.6
z24	core	0.00144	9	0.282371	20	0.28235393	0.99521	0.629	-1.32	1.5
z27	core	0.00137	10	0.282269	24	0.28225295	1.18053	0.631	-4.85	1.7
z31	core	0.00077	7	0.282344	19	0.28233525	0.96962	0.636	-1.81	1.5

z33	core	0.00080	5	0.282450	25	0.28244040	1.24733	0.625	1.66	1.3
z34	core	0.00049	3	0.280895	24	0.28086628	1.21283	3.075	2.03	3.3
z39	core	0.00082	7	0.282320	29	0.28227597	1.45032	2.825	46.31	0.6
z41	core	0.00028	3	0.282315	22	0.28231168	1.08437	0.66	-2.10	1.6
Manguape (UDP-89)										
z2	core	0.00214	13	0.282469	27	0.28244211	1.33802	0.656	2.52	1.3
z3	core	0.00128	8	0.282497	21	0.28248192	1.03360	0.62	3.12	1.3
z8	core	0.00197	12	0.282556	18	0.28253172	0.88817	0.646	5.47	1.2
z10	core	0.00152	9	0.282527	19	0.28250913	0.95156	0.629	4.29	1.2
z15	core	0.00134	8	0.282481	22	0.28243117	1.08428	1.97	32.15	0.7
z20	core	0.00119	7	0.282487	19	0.28247230	0.97556	0.644	3.32	1.3
z21	core	0.00127	8	0.282520	25	0.28250489	1.24543	0.64	4.38	1.2
z24	core	0.00090	5	0.282504	20	0.28249375	0.99883	0.614	3.40	1.2
z30	core	0.00176	11	0.282483	33	0.28246281	1.66918	0.626	2.58	1.3
z33	core	0.00095	6	0.282529	20	0.28251798	0.97618	0.619	4.37	1.2
Santana do Mundaú (UDP-65)										
z3	core	0.00109	7	0.282552	27	0.28253868	1.36295	0.632	5.40	1.1
z5	core	0.00102	8	0.282549	22	0.28253726	1.09651	0.628	5.26	1.1
z11	core	0.00066	4	0.282537	23	0.28252931	1.12625	0.633	5.09	1.2
z14	core	0.00066	6	0.282550	20	0.28254203	0.99539	0.625	5.36	1.1
z18	core	0.00069	5	0.282585	24	0.28257710	1.22077	0.619	6.47	1.1
z24	core	0.00062	4	0.282574	20	0.28254175	1.01037	2.751	54.36	0.1
z28	core	0.00110	7	0.282609	24	0.28259658	1.21831	0.608	6.91	1.0
z29	core	0.00071	5	0.282543	21	0.28253527	1.04314	0.614	4.87	1.2
z32	core	0.00103	7	0.282557	24	0.28254500	1.20977	0.636	5.71	1.1
z41	core	0.00049	4	0.282511	21	0.28250511	1.05004	0.634	4.26	1.2
Poço Feio (UDP-48)										
z6	core	0.00052	3	0.282395	23	0.28238921	1.15532	0.628	0.02	1.4
z8	core	0.00053	4	0.282404	19	0.28238261	0.92610	2.15	34.60	0.8
z15	core	0.00042	3	0.282371	17	0.28236643	0.85114	0.634	-0.65	1.5
z22	core	0.00034	2	0.282428	20	0.28242394	1.00567	0.616	0.98	1.4
z25	rim	0.00024	2	0.282439	15	0.28243576	0.75553	0.617	1.42	1.4
z28	core	0.00099	7	0.282192	22	0.28216995	1.07470	1.182	4.78	1.6
z33	core	0.00076	5	0.282400	20	0.28239139	0.97734	0.616	-0.18	1.4
z34	core	0.00091	7	0.282426	23	0.28241545	1.15894	0.62	0.77	1.4
z40	core	0.00046	3	0.282396	20	0.28239081	0.99200	0.613	-0.26	1.4
z41	core	0.00072	4	0.282182	21	0.28217410	1.02294	0.566	-8.99	1.9
Murici (UDP-44)										
z2	core	0.00025	2	0.281674	23	0.28167124	1.12688	0.568	-26.75	2.8
z5	core	0.00094	6	0.281685	22	0.28167527	1.09116	0.561	-26.77	2.8
z19	core	0.00093	6	0.281082	26	0.28103652	1.31666	2.535	-4.27	3.3
z21	core	0.00097	6	0.281874	21	0.28185793	1.07003	0.905	-12.56	2.4
z22	core	0.00127	8	0.281076	18	0.28101284	0.92284	2.584	-3.96	3.3
z24	core	0.00084	5	0.281668	38	0.28164725	1.90825	1.306	-10.94	2.6
z25	core	0.00083	5	0.281659	23	0.28164981	1.12688	0.593	-26.95	2.9
z33	core	0.00161	11	0.281664	22	0.28164710	1.08158	0.574	-27.47	2.9
z35	core	0.00114	7	0.281671	29	0.28165851	1.44844	0.598	-26.53	2.9
z36	core	0.00025	2	0.281859	25	0.28185620	1.24144	0.601	-19.46	2.5

The group 1 shows values of $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ vary among 0.282505 to 0.282653 and correspond to $\epsilon\text{Hf}(t)$ value ranges from +4.26 to +54.36, highlighting a mantle-derived source

(Table 11 and 12; Figure 15). The calculated Hf T_{DM} age for this group shows a range from 0.9 to 1.1 Ga.

Table 12: lithotypes and metagranitic bodies divided according to their T_{DM} ages.

Group	Age T_{DM} (Ga)	Derivation	metagranites/Plutons
1	0.9-1.1	Mantle-derived	Riacho Cabeça de Porco; Santana do Mundaú
2	1.2-1.6	Mantle-derived	Basement; Manguape;
		Mantle-derived with crust contribution	Munguba; Poço Feio
3	2.8-3.3	Crust-derived	Murici

The second group has a TDM model age between 1.2 and 1.6 Ga. Based on the $\epsilon Hf(t)$ data, this group was subdivided into: (1) orthogneisses with positive $\epsilon Hf(t)$ (+2.52 to +32.15) indicating a mantle-derived source and (2) mantle-derived orthogneisses with contribution from the crust and $\epsilon Hf(t)$ ranging from -4.85 to +46.31. The crustal contribution was indicated as low negative values presented in samples UDP-48 (Poço Feio; zircon grains: z15, z33, z40, z41) and UDP-64 (Munguba; zircon grains: z23, z24, z27, z31, z41).

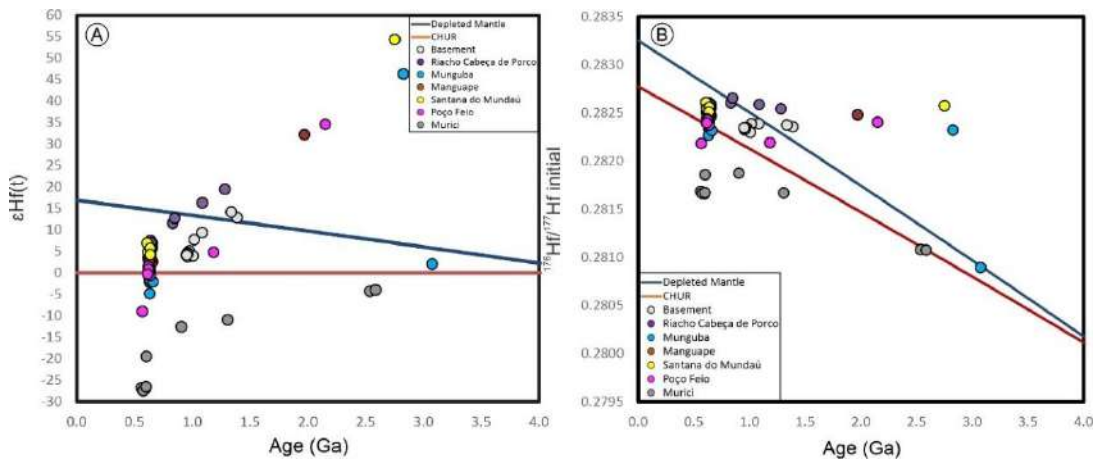


Figure 15: (A) ϵHf versus time (Ga) diagram for zircons from the Western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith; (B) $^{177}Hf/^{176}Hf$ versus time (Ga) diagram for the sample of the studied area.

The group 3 comprises the syn-transcurrent plutons. The values of $^{177}Hf/^{176}Hf$ vary among 0.28101284 to 0.28185793 and correspond to $\epsilon Hf(t)$ value ranges from -3.96 to -27.47, indicating an exclusively crustal source. The calculated Hf T_{DM} model age shows a

range from 2.4 to 3.3 Ga, indicating that its mantle extraction period is older than its crystallization period (Figure 15).

5. DISCUSSION

5.1. Timing of the magmatism and crustal growth in the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith

The Pernambuco-Alagoas Domain was marked by a series of tectonic, metamorphic, and magmatic events during the Brasiliano Orogeny (Silva Filho et al. 2002, 2016; Brito Neves & Silva Filho, 2019; Neves et al., 2020; Silva et al., 2017 among others). According to Lima et al. (2021) granite intrusions are excellent markers of these events. In the Borborema Province, Neoproterozoic-Cambrian granites are largely associated with a network of shear zones of two preferential directions: E–W and NE–SW (Silva Filho et al., 2002, 2016; Ferreira et al., 2004; Guimarães et al., 2004; Almeida et al., 2021; Neves et al., 2020 among others).

In the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith, U-Pb zircon data obtained in seven intrusions revealed a long magmatism history in the Western portion of the Ipojuca – Atalaia Batholith, from Tonian to Ediacaran.

In the studied area, Early Tonian (957 ± 6 Ma) migmatized orthogneiss outcrops in the drainage, which is the lowest elevation point, 110 meters above sea level. Within the Central subprovince, orthogneisses with similar ages, the so-called Cariris Velhos, comprise a belt of NE-SW trending (Guimarães et al., 2012, 2016). According to Kozuck (2003), Brito Neves et al. (2001), Santos et al. (2010), Caxito et al. (2020) the Early Tonian orthogneisses and associated metavolcanic rocks represent a volcanic arc. However, many others work published after that (Guimarães et al., 2012, 2016; Brito Neves et al., 2014, Araújo et al., 2020, among others) suggest that they are extension related. Oliveira et al. (2010) describe rocks of similar age in the northern portion of the Sergipano Fold Belt and correlate them with Tonian rocks described by De Witt et al. (2005 and 2008), in the Pan-African domains, located between Cameroon and Southern Sudan.

Brito Neves et al. (2014) and Silva et al. (2005), marks the ~830-750 Ma period as the beginning of the Brasiliano collage in most Brazilian structural provinces. This period, in the studied area, is marked by the intrusion of the Riacho Cabeça de Porco orthogneisses protolith, which has a crystallization age of 828 ± 7.6 Ma. However, these orthogneisses display a much younger flat-lying foliation, that affected all rocks older than 590Ma, in the studied area. It suggests that the flat-lying foliation event started by 630Ma and ceased completely around 590 Ma. Tectonic/metamorphic event coeval with the Riacho Cabeça de

Porco orthogneisses protolith crystallization age was not revealed in the studied zircon grains. This evidence does not allow to interpret the emplacement of these orthogneisses during a contractional regime. On the other hand, zircon grains recorded in the Riacho Cabeça do Porco with ages ranging from 652 to 591 Ma, show low Th/U ratios (0.07 to 0.03), recording tectonic, magmatic, and metamorphic events as constrained in the studied area by the presence of flat-lying foliation and zircon grains showing rims with similar ages and Th/U ratios <0.1 , in orthogneisses with protolith crystallization ages of 620 – 630 Ma. The 630-590 Ma age interval coincide with pre- syn- to late- contractional stage of the Brasiliano Orogeny reported in the Central and Southern subprovinces (Brito Neves et al., 2000, 2014, 2021; Silva Filho et al., 2002, 2014, 2016; Ferreira et al., 2004; Ganade de Araújo et al., 2014; Van Schmus et al., 2011; Lima et al., 2021 and references therein).

The crystallization ages of syn-collisional (Munguba: 639.1 ± 4.3 Ma; Manguape: 632.3 ± 2.5 Ma; Santana do Mundaú: 629.8 ± 4.2) and late-collisional (Pluton Poço Feio: 620.6 ± 3.5 Ma) orthogneisses protoliths, suggest that they are coeval with the metamorphism of supracrustal sequences in the Rio Capibaribe domain (Neves et al., 2020). Most of the studied orthogneisses carry zircon grains with cores inherited from ages close to or greater than 750 Ma, indicating contribution from the Early Tonian Migmatized Orthogneiss and the Riacho Cabeça de Porco Orthogneiss in their source and a period of crustal growth. The sample analyzed from the Munguba orthogneisses displayed three zircon grains with Archean to Paleoproterozoic age $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages (2.99 - 2.44 Ga), indicating a possible contribution of the Congo-San Francisco Craton rocks, suggesting the presence of an Archean crust in the north part of the Ipojuca Atalaia Batholith. However, more data is necessary to infer the presence of Archean crust in the Region.

The Murici and Viçosa granitoids have crystallization age of ~ 580 Ma, display high-angle foliation and subvertical shear bands associated to strike-slip shearing truncating flat-lying foliation and migmatization. Based on shear bands and high-angle mylonitic foliation truncating flat-lying foliation in granitoids of the Pernambuco – Alagoas Domain, Brito Neves et al. (2008, 2012, 2020) and Silva Filho et al. (2013) concluded that the transition between the contractional and transcurrent regime predate 587 Ma. However, in the studied area the transition appears to last up to ~ 580 Ma.

5.2. Source and evolution considerations

According to Niu et al. (2013) and Lima et al. (2021), continental collision zones are primary sites for crust growth. The literature suggests (Araujo et al., 2014, 2016; Oliveira et

al., 2010; Silva et al., 2015) that the convergence of the São Francisco Craton started at approximately 640 Ma, generating a volcanic arc with the presence of the syn-collisional granites. The closure and consumption of the Sergipano–Oubanguides Ocean initiated the release of sedimentary rocks in the São Francisco Craton and culminated with the placement of syn-transcurrent granites at ~ 570 Ma (Araújo et al., 2014; Oliveira et al., 2010; Silva Filho et al., 2010; Silva Filho et al., 2010; al., 2016; Lima et al., 2021)

In the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith the U-Pb geochronological data show ages in the 3 main pulses (~830-560 Ma) described by Brito Neves et al. (2014), in addition to the presence of the Early Tonian migmatized orthogneiss (~950 Ma). Seventy isotopic analyses by Lu-Hf system were performed (10 per sample; Table 9) to obtain the model age of the granitic bodies in the studied area. The T_{DM} age divided the samples in 3 groups (Table 10).

The Early Tonian migmatized orthogneiss presents characteristics and geochemical behavior (low REE content) registered by other orthogneisses present in the central and southern sub-province (Guimarães et al., 2012, 2016; Brito Neves et al., 2014, Araújo et al., 2020). The calculated Hf T_{DM} age, which is the age of the protolith differentiation from the mantle, ranges from 1.4 Ga to 1.6 Ga, as shown in figure 15.

The Riacho Cabeça de Porco metagranitoids also have similar characteristics to the other Tonian orthogneisses described in this research and in the central and southern sub-provinces (Guimarães et al., 2012, 2016; Neves et al., 2014, Ganade de Araújo et al., 2020). The $\epsilon_{Hf}(t)$ value ranges from +5.92 to +19.49 (Mantle-derived; Table 9). The calculated Hf T_{DM} age shows a range from 0.9 to 1.1 Ga. The crystallization age of the protolith of this orthogneiss is close to its extraction age, indicating a juvenile character of this sample, in addition the geochronological data suggest through the U/Th ratio (0.07 to 0.03) a metamorphic/tectonic event ranging from 652 to 591 (Figure 4), this being the allocation interval of syn-collisional and syn-transcurrent plutons.

The Magnesian to slightly peraluminous nature of early orogenic magmatism indicated that sedimentary sources were not buried deep enough at this stage of the orogeny (Neves et al., 2020), so the syn-collisional orthogneisses were divided into two groups from the ϵ_{Hf} data. The first group is exclusively mantle-derived (ϵ_{Hf} : +2.52 to +32.15) and the second group is mantle-derived with crustal contribution (ϵ_{Hf} : -4.85 to +46.31). Mantle-derived orthogneisses have two distinct TDM ages. The first TDM age ranges from 0.9 to 1.1 Ga and

is correlated to the Santana do Mundaú orthogneiss, which presents positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, which is the same extraction age as the Riacho Cabeça de Porco orthogneiss. The second TDM age ranges from 1.2 to 1.6 Ga and is represented by the orthogneiss Manguape, which presents $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +2.52 to +32.15, indicating juvenile character for the sample.

The orthogneisses that present crustal contribution (Poço Feio and Munguba) are exclusively associated with the interval between 1.2 and 1.6 Ga and present a negative variation of Al_2O_3 , CaO and TiO_2 with SiO_2 (Figure 13) associated to negative Eu and Sr anomalies suggest involvement of plagioclase, biotite $\pm$ amphibole in the genesis of this protoliths. A slightly negative to positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-4.85 to +46.31) indicates a derivation from a mixed source, containing a mantle component and a crustal component. The geochronological data of these lithotypes indicate that the crustal contribution may have involved the units Early Tonian metamonzonite and Riacho Cabeça de Porco metagranitoid, in addition to Paleoproterozoic rocks. The Poço feio Biotite Metamonzogranite also keeps the record of a Tectonic and/or metamorphic event ~ 580 Ma, indicating the change of regime in the area.

The intrusion of the Murici and Viçosa plutons mark the change from a contractional to a transcurrent configuration. The excessive growth and/or overgrowth of zircon in samples with low U/Th ratio values in the Poço Feio, Riacho Cabeça de Porco and Santana do Mundaú metagranitoids substantiate the occurrence of dynamic metamorphism related to the Transcurrent event that occurred at ~ 580 Ma, this event was described by Silva Filho et al. (2002, 2014, 2016), Neves et al. (2020) and Lima et al. (2021) for other regions of the Pernambuco-Alagoas Domain. The UDP-44 sample has $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ value ranges from -3.96 to -27.47, indicating an exclusively crustal source. The calculated Hf T_{DM} age shows a range from 2.4 to 3.3 Ga, indicating that its mantle extraction occurs in Archean. Silva Filho et al. (2016) indicates through Nd isotopes that the source of the pluton Viçosa is also crustal, however the model ages of this granitic body are younger (~ 1.90 Ga). According to Neves et al. (2020) and Brito Neves et al. (2014) the injection of transcurrent plutons is one of the last stages of crustal growth linked to the Brasiliano Cycle.

The magmatism of the Ipojuca-Atalaia Batholith is associated with the limit between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Fold Belt. This limit was exposed by aerogeophysical magnetometry data by Almeida et al. (2021), marking the position of a possible arc developed during the Brasiliano Orogeny (Brito Neves et al., 2014; Silva Filho et

al., 2002, 2016; Brito Neves & Silva Filho, 2019 and references therein). Similar thoughts were discussed for the Western portion of the Pernambuco-Alagoas Domain (Santana do Ipanema Batholith) where Lima et al. (2021) also indicate that the region shows evidence of crustal growth through a volcanic arc. To validate her hypothesis, she uses the gravimetric data presented by Oliveira & Medeiros (2018) for the border between the Southern Sub-province and the São Francisco Craton, which revealed a wedge-shaped body with high density. According to Oliveira & Medeiros (2018), this body would be the remnant of an ancient oceanic crust associated with the closing of the Sergipano-Oubanguides Ocean.

6. FINAL CONSIDERATIONS

The geochemical, isotopic and geochronological recognition of the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith raised new data on the process surrounding the Borborema Province and the collision of the São Francisco Craton.

It is highlighted through the total rock data of Munguba, União dos Palmares, Riacho Cabeça de Porco and Manguape plutons that fractional crystallization was a dominant process for the compositional evolution of these orthogneisses, the same idea is suggested for the other plutons, however more lithogeochemical analyzes are needed to define a robust pattern for these intrusions. The chemically analyzed rocks corresponds to metaluminous to slightly peraluminous granites belonging to the Magnesian series.

The isotopic and geochronological data indicated that the western portion of the Ipojuca-Atalaia Batholith has rocks from the first three magmatic pulses widely described in the literature, with emphasis on the rocks that composes the Pluton Riacho Cabeça de Porco with a crystallization age of 828 ± 7.6 Ma indicating the beginning of pre- to syn-collisional events at the southern of the Borborema Province.

Geochronology has clearly shown that the Munguba, Santana do Mundaú, Manguape and Poço Feio metagranitoids are contemporaneous with the voluminous granitic magmatism (Santana do Ipanema and Serra do Catú) found on the boundary between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Fold Belt. The Lu-Hf Isotopic data also show that most plutons have mantle-derived (juvenile) components and in some cases some crustal contribution was observed, indicating crustal growth in the south portion of the Borborema Province during the Brasiliano Orogenic Cycle.

7. BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2):1-29. [http://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](http://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Ear. Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Almeida, G.M.; Fuck, R.A.; Lima, D.P.D.; Dantas, E.L. 2021. Accretion tectonics in Western Gondwana highlighted by the aeromagnetic signature of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Tectonophysics*, 802: 228742. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228742>.
- Araújo, C.E.G., Weinberg, R.F.; Cordani, U.G. 2014. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova* 26: 157-168.
- Araújo, C.E.G.; Cordani, U.G.; Agbossoumounde, Y.; Caby, R.; Basei, M.A.S.; Weinberg, R.F.; Sato, K. 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research*, 276:24-42. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.032>
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Geological Society, London, Special Publications, 294: 49 e 67.
- Bertotti, A.L.; Chemale, F.; Kawashita, K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, 40 (2): 1-11.
- Brito Neves, B. & Silva Filho, A.F. 2019. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2):3-28. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-148257>
- Brito Neves, B. B. 2019. Terrenos Tectonoestratigráficos e/ou “Maciços”. *Evolução do conceito e aplicação na Zona Transversal da Província Borborema*. *Terrae Didática*, 15:e019020.
- Brito Neves, B. B.; Santos, E. J.; Fuck, R. A.; Santos, L.M. 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone, central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4): 491-508.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização Tectônica do Precambriano Nordeste. Tese, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198p.
- Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493-518. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-488920140003001>
- Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Tomaz Filho A., Campos D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 151-182.

- Caxito, F.A.; Uhlein A.; Dantas, E.L.; Stevenson, R.; Salgado, S.S.; Dussin, I.A.; Sial, A.N. 2016. A Complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research* 282:97-120.
- Caxito, F. A.; Santos. L.C. M.L.; Uhlein, A.; Dantas, E.L.; Alkmim, A.R.; Lana, C. 2020. New U-Pb (SHRIMP) and first Hf isotope constraints on the Tonian (1000-920 Ma) Cariris Velhos event, Borborema Province, NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50: 1-15.
- Celestino, M.A.L. & Silva Filho, A.F. 2015. Petrografia dos plutões Pindoba e Cajueiro, Batólito Ipojuca-Atalaia, Domínio Pernambuco-Alagoas. In: Congresso de Iniciação Científica. Recife Anais...Recife, UFPE, 1 CD-ROM.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *PACIFIC GEOL* 8:173–174.
- Costa, A.L.S; Silva Filho, A.F.; Carrino, T.; Coutinho, M.M.; Dantas, E; Santos, D. Geologia, petrografia e geocronologia u-pb em zircão dos plútons Viçosa e Chã Preta, Batólito Ipojuca-Atalaia, Alagoas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2017, João Pessoa. Anais...João Pessoa, SBGEO, 1 CD-ROM.
- Costa, F.G.; Klein, E.L.; Lafon, J.M.; Milhomem, Neto J.M.; Galarza, M.M.; Rodrigues, J.B.; Naleto, J.L.C.; Lima, R.G.C. 2018. Geochemistry and U–Pb–Hf zircon data for plutonic rocks of the Troia Massif, Borborema Province, NE Brazil: Evidence for reworking of Archean and juvenile Paleoproterozoic crust during Rhyacian accretionary and collisional tectonics. *Precambrian Research*, 311:167-194. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.04.008>
- Dalziel, I.W.D.; Mosher, S.; Gahagan, L.M. 2000. Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *J. Geol.* 108:499-513.
- Dantas, E. L.; Silva, A.D.; Almeida, T. Moraes, E. 2003. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a study case in Seridó Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 65-72.
- Dantas, E.L.; Souza, Z.S.; Wernick, E.; Hackspacher, P.C.; Martin, H.; Xiadong, D.; Li, J.W. 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227:120-156. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.08.006>
- De Wit M.J., Bowring S., Dudas F., Tagnes-Kanga G. 2005. Saharan African and the tectonic assembly of northern margin of Gondwana. In: 12 Gondwana Symposium-Mendoza-Argentina, Abstracts, 135 p.
- De Wit, M.J.; Stankiewicz, J.; Reeves, C. 2008. Restoring Pan-African Brasileiro connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic comparison. In: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (eds.) *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society Special Publication 294: 399-412.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1983 A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.

- Faure, G.; Mensing, T.M. 2005, *Isotopes principles and applications*. 3. ed. Hoboken: John Wiley & Sons, 897 p.
- Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Pimentel, M.M.; Moura, C.A.V. 2004. Acidic to intermediate magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-americano: A evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo: 189–201.
- Ferreira, V.P.; Tchouankoue, J.P.; Sial, A.N.; Lima, M.M.C.; Pimentel, M.M. 2016. Two-stage mantle-derived Santana do Mundaú high-k cal-alkalic composite granitic batholith, Pernambuco-Alagoas domain. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2016, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBGEO, 1 CD-ROM.
- Fetter, A.H.; Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.H.; Nogueira Neto, J.A.; Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quiteria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6(2):265-273. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70975-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70975-8)
- Frost, B.R.; Arculus, R.J.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.* 42: 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gerdes, A. & Zeh, A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of Amorian metasediment in central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47-61.
- Gerdes, A. & Zeh, A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration – New Insights from combined U-Pb and LuHf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 261: 230-243.
- Gill, R. 2014. *Rochas e Processos Ígneos – um guia prático*. Porto Alegre: Bookman, 427p.
- Guimarães, I.P.; Brito, M.F.L.; Lages, G.A.; Silva Filho, A.F.; Santos, L.; Brasilino, R.G. 2016. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: a review. *J. S. Am. Earth Sci.* 68, 97–112. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.009>.
- Guimarães, I.P.; Silva Filho, A.F.; Almeida, C.N.; Van Schmus, W.R.; Araújo, J.M.M.; Melo, S.C.; Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.* 135, 23–53. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.07.004>.
- Guimarães, I.P.; Brito, M.F.L.; LAGES, G.; Silva Filho, A.F.; SANTOS, L.; Brasilino, R.G. 2016. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal Of South American Earth Sciences*, 68:97-112
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409–1412.
- Howell D.G. 1995. *Principle of terrane analysis; new application for global tectonics*. Topics in Earth Science, 8. 2nd ed. London. Chapman & Hall, 122 p.

- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 523–548.
- Janoušek, V.; Farrow, C.M.; Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6):1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Lima, H.M.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Santos, L.C.M.L.; Dantas, E.L. 2018. Geochemical and detrital zircon geochronological investigation of the metavolcanosedimentary Araticum complex, Sergipano Fold Belt: Implications for the evolution of the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 86:176-192.
- Lima, H.M.; Pimentel, M.M.; Santos, L.C.M.L.; Dantas, Me.L. 2019. Isotope and geochemical characterization of metavolcano-sedimentary rocks of the Jirau do Ponciano Dome: A structural window of a Paleoproterozoic Continental Arc Root within the Southern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 90:54-69.
- Lima, M.M.C.; Ferreira, V.P.; Silva, T.R.; Sial, A.N.; Carvalho, B.M.B. 2021. Crustal growth during Western Gondwana amalgamation and onset of the Brasiliano orogeny: Insights from geochemistry and Pb-Sr-Nd-O isotopes from granites in northeastern Brazil. *Lithos*, 396-397:106223.
- Ludwig, K.R. 2009. SQUID 2: A User's Manual. Berkeley, Berkeley Geochron. Ctr. Spec. Pub. 5, 110 p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120: 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McDonough, W.F.; Sun, S.; Ringwood, A.E.; Jagoutz, E.; Hofmann, A.W. 1992. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:1001-1012.
- Mendes, V.A.; Brito, M.F.L.; Paiva, I.P. 2008. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. FolhaSC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1mapa, color, 112,37 cmx 69,42 cm. Escala - 1 :250.000.
- Mendes, V.A.; Lima, M.A.B.; Morais, D.M.F. 2017. Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. Texto explicativo. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 113p.
- Morel, M.L.A.; Nebel, O.; Nebel-Jacobsen, Y.J.; Miller, J.S.; Vroon, P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, 255: 231–235.
- Neves, S. P.; Teixeira, C.M.L.; Bruguier, O. 2020. Long-lived localized magmatism in central-eastern part of the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province (NE Brazil): Implications for tectonic setting, heat sources, and lithospheric reworking. *Precambrian Research*, 337: 105559.
- Neves, Sérgio P.; Bezerra, J.P.S.; Bruguier, O.; França, R.H.M. 2021. Evidence for Early Tonian (Ca. 1000-940 Ma) continental rifting in southern Borborema Province (NE Brazil): tectonic inheritance and shear zone nucleation during assembly of West Gondwana. *International Geology Review*, 63: 851-865.

- Niu, Y.; Zhao, Z.; Zhu, D.; Mo, X. 2013. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth – a testable hypothesis. *Earth-Sci. Rev.* 127: 96–110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.004>.
- Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; Araújo, M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res.* 181: 64–84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>.
- Oliveira, R.G.; Medeiros, W.E. 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Res.* 315: 45–65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.004>.
- Paton, C.; Woodhead, J.; Hellstrom, J.; Hergt, J.; Greig, A.; Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), doi:10.1029/2009GC002618
- Pearce, J.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.D. 1982. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25: 956–983.
- Pearce, J.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.D. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Lima, S.M.C. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data.
- Powell, C.M., McElhinny, M.W., Li, Z.X., Meert, J.G., Park, J.K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21:889-892.
- Santos, E.J. & Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1):73-84. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999297384>
- Santos, L.C.M.L.; Dantas, E.L.; Santos, E.J.; Santos, R.V.; Lima, H.M. 2015. Early to late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the pre-West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, 58:188-209. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.006>
- Santos, L.C.M.L.; Lima, H.M.; Lages, G.A.; Caxito, F.A.; Araújo Neto, J.F.; Guimarães, I.P. 2020. Petrogenesis of the Riacho do Icó Stock: evidence for Neoproterozoic slab melting during accretion tectonics in the Borborema Province? *Braz. J. Geol.*, 50: 1-17. DOI: 10.1590/2317-4889202020190127
- Sato, K.; Basei, M.A.S.; Siga, O.; Sproesser, W.M.; Passarelli, C.R. 2008. Novas Técnicas Aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços na Digestão Química, Espectrometria de Massa (TIMS) e Exemplos de Aplicação Integrada com SHRIMP. *Geol. USP Sér. Cient.*, v. 8, n. 2, p. 77-99.
- Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. 2nd ed. John Wiley, New York, 444 p.

- Sial, A.N.; Vasconcelos, P.M.; Ferreira, V.P.; Pessoa, R.R.; Brasilino, R.G.; Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* 105: 225–238. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.04.002>.
- Silva Filho, A. F.; Guimarães, I. P.; Van Schmus, W. R.; Dantas, E. L.; Armstrong, R.; Concentino, L.; Lima, D. 2013. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55(10): 1280-1299. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.774156>
- Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; Santos, L.; Armstrong, R.; Van Schmus, W.R. 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brasil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:134-154
- Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; Silva, J.M.R.; Osako, L.; Van Schmus, W.R., Cocentino, L.; Verde, V.V. 2006. Sm-Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL massif and its relevance for the crustal evolution of the Borborema Province, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracajú, Brazil, Abstract, 20 p. 1 CD-ROM
- Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P.; Van Schmus, W.R.; Armstrong, R.; Silva, J.M.R.; Osako, L.; Concentino, L.; Lima, D. 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of the Borborema Province, NE Brazil. *Int. J. Earth Sci.*, 21: 2155-2190.
- Silva Filho, A.F.; Van Schmus W.R.; Guimarães, I.P. 2000. High-k calc-alkalin granitoids of CA. 1 Ga. TDM along the limit PEAL massif/Sergipano Fold Belt, NE Brazil and their geotectonic significance. *Revista Brasileira de Geologia*. 30(1):182-185.
- Silva Filho, M. A.; Brito, M. De F. L. 2002. Interpretação Fotogeológica e Reconhecimento Geológico de Parte do Estado de Alagoas e Recife. CPRM, 2002.1 mapa color. Escala 1:250.000.
- Silva, L.C.; Mcnaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based geochronological subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens. *Precambrian Research*, 136:203-240.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.* 18: 49–107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>.
- Toteu, S.F.; Van Schmus, W.R.; Penaye, J.; Michard, A. 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research* 108, 45-73.
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana, Pan-african-brasiliano: Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 350.
- Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (≈ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82, 101-112.

- Urung, R., 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana Supercontinent assembly. *GSA Today*, 7(1):1-5.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.; Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4):267-288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)
- Van Schmus, W.R.; Kozuck, M.; Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *J. S. American Earth Sci.* 31: 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.
- Van Schmus, W.R.; Oliveira, E.P.; Silva Filho, A.F.; Toteu, S.F.; Penaye, J.; Guimarães, I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 294: 69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Dantas E.L.; Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4):287-327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)
- Williams, I.S. & Claesson, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2):205-217. <https://doi.org/10.1007/BF00371240>

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A avaliação e análise integrada de produtos aerogeofísicos e SRTM se mostrou uma importante ferramenta para a caracterização geológica da porção oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia. Dados aeromagnetométricos (CMA, ASA, DZ, deconvolução de Euler, espectro de potência radial médio e continuações ascendentes) juntamente com os dados aerogamaespectrométricos (Contagem individual dos radioelementos K, eTh e eU; Mapa ternário), dados SRTM e de campo indicaram as assinaturas contrastantes das principais unidades geológicas, bem como as principais estruturas regionais.

Com base na metodologia empregada no capítulo 1 foi possível identificar nove compartimentos geomorfológicos e como as estruturas geológicas imprimem um forte controle morfoestrutural na região. Nesse contexto, o controle estrutural do relevo é evidenciado pela dissecação das zonas de cisalhamento, onde a litologia granítica sofreu uma maior tensão ao longo do tempo geológico. Os compartimentos geomorfológicos, por vezes, estão associados a unidades litológicas identificadas e descritas no capítulo 2.

O uso integrado das imagens e dados indicaram evidências de deformação polifásica. As deformações foram interpretadas na área de estudo através dos dados SRTM (filtragem), da deconvolução de Euler e das imagens de continuação ascendente, marcando que as zonas de cisalhamento à norte (Zona de cisalhamento Palmares) e o sistema de zonas de cisalhamento à sul (WD-5, Palmeira dos Índios e Cajueiro) são os prováveis limites do Batólito Ipojuca-Atalaia dentro do Domínio Pernambuco-Alagoas, ou seja, estruturas de cunho regional. As zonas de cisalhamento WD (1, 2, 3, 4), por sua vez, demarcam uma movimentação rasa (mapa de soluções de Euler e imagens de continuação ascendente) podendo ter sido geradas após uma possível colisão entre blocos ocorrida nos últimos estágios tectônicos do Ciclo Orogênico Brasileiro.

O reconhecimento geoquímico, isotópico e geocronológico da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, presente no capítulo 3, levantou novos dados sobre os processos que ocorreram na colisão entre a Província Borborema e o do Cráton do São Francisco. Os dados de rocha total dos ortognaisses Munguba, União dos Palmares, Riacho Cabeça de Porco e Manguape indicam que a cristalização fracionada foi um processo dominante para a evolução desses corpos graníticos. As rochas analisadas correspondem a granitos metaluminosos a levemente peraluminosos pertencentes à série Magnésiana. Os dados isotópicos e

geocronológicos indicaram que a porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia possui rochas dos três primeiros eventos magmáticos amplamente descritos na literatura.

A geocronologia mostrou que os ortognaisses Munguba, Santana do Mundaú, Manguape e Poço Feio são contemporâneos ao volumoso magmatismo granítico (Santana do Ipanema e Serra do Catú) encontrado no limite entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana, discutida no capítulo 2. As análises isotópicas também mostram que a maioria dos ortognaisses tem componentes derivados do manto (juvenis) e em alguns casos alguma contribuição (contaminação) crustal foi observada, indicando crescimento crustal na porção sul da Província Borborema durante o Ciclo Orogênico Brasileiro.

De modo geral, as características geológicas e geomorfológicas foram favoráveis ao uso da metodologia apresentada nos três capítulos desta tese. Os produtos obtidos aprimoraram o entendimento das zonas de cisalhamento, plútons e demais rochas da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, logo os resultados aqui descritos clarificaram parte dos processos geológicos e geomorfológicos ocorridos na área de estudo.

REFERÊNCIAS

- AIRO, M. L. Regional interpretation of aerogeophysical data: extracting compositional and structural features. **Special Paper - Geological Survey of Finland**, 39:176-197. 2005.
- ALMEIDA, F.F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias crustais brasileiras. In: Simp. Geol. NE Brasil, Campina Grande, **Atas**, 8: 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Ear. Sci. Rev.**, 17:1-29. 1981.
- ALMEIDA, G.M., FUCK, R.A., LIMA, D.P.D., DANTAS, E.L. Accretion tectonics in western Gondwana highlighted by the aeromagnetic signature of the Sergipano belt, NE Brazil. **Tectonophysics**. 802: 228742. 2021.
- ALMEIDA, T. SOUZA FILHO, C.R., ABREU, F.R., CRÓSTA, A.P. Modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Zn-Pb utilizando dados de alta resolução espacial e espectral do sensor GEOSCAN MKII: estudo de caso no depósito Salobro, Porteirinha (MG). **Rev. Bras. Geoc.**,33: 5–16. 2003
- ARAÚJO, C.E.G., WEINBERG, R.F.; CORDANI, U.G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, 26: 157-168. 2014
- ARAÚJO, C.E.G; CORDANI, U.G.; AGBOSSOUMOUNDE, Y.; CABY, R.; BASEI, M.A.S.; WEINBERG, R.F.; SATO, K. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. **Precambrian Research**, 276:24-42. 2016.
- ARAÚJO, T.C.M., SANTOS, R.C.A.L., SEOANE, J.C.S., MANSO, V.A.V. **Erosão e progradação do litoral brasileiro-Alagoas**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2012.
- ARTHAUD, M.H.; CABY, R.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PARENTE, C.V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: **B. Geological Society**, 294: 49-67. 2008
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. **Geophysics**, 22: 359–383. 1957.
- BARANOV, V., NAUDY, H. (1964). Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. **Geophysics**, 29: 67-79. 1964.

BARBOSA, L.M. **Quaternário costeiro do estado de Alagoas: Influências das variações do nível do mar**. Dissertação de mestrado em geologia, UFBA, 58p. 1985.

BATISTA, C.T., VERÍSSIMO, C.U.V., AMARAL, W.S. Levantamento de feições estruturais lineares a partir de sensoriamento remoto – uma contribuição para o mapeamento geotécnico na Serra de Baturité, Cerá. **Geologia USP, Série Científica**, 14: 67-82. 2014

BERTOTTI, A.L.; CHEMALE, F.; KAWASHITA, K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. **Pesquisas em Geociências**, 40 (2): 1-11. 2013.

BHATTACHARYYA, B.K. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. **Geophysics**, 31(1): 97-121. 1966.

BLUM, M.L.B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p. 1999.

BRAGA, B.; HESPANHOL, I.; CONEJO, J.G.L.; MIERZWA, J.C.; BARROS, M.T.L.; SPENCER, M.; PORTO, M.; NICCI, N.; JULIANO, N.; EIGER, S. **Introdução a Engenharia Ambiental**. São Paulo: PearsonPrenticeHall, 318p. 2002.

BRITO NEVES, B. B., CORDANI, A., THOMAZ FILHO, R. A. Influence of Basement Structures on The Evolution of The Major Sedimentary Basins of Brasil. **Journ. of Geodynamics**, 1:495-510. 1984.

BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. The research fo the paleoproterozoic Basement of the Neoproterozoic "Orogenic Belt" by using the Sm/Nd methodology - Transversal Zone, Northeast Brazil. In: X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto Portugal. **Anais...** Faculdade de Ciências universidade do Porto, p. 177-178. 1 CD-ROM. 2010.

BRITO NEVES, B. B.; SCHMUS, W. R. V.; FETTER, A. North-western Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. **Journal of African Earth Sciences**, 34: 275-278. 2002.

BRITO NEVES, B.; SILVA FILHO, A. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 19, n. 2, p. 3-28. 2019.

BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 189p. 1975.

BRITO NEVES, B.B., PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A., SANTOS, E.J. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: South Am. Symp. Isotope Geology, Salvador: **Anais**, v.1, p.158-159. 2003.

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

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C., KOZUCH, M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(4): p. 279-296. 1995.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, 44(3):493-518. 2014.

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

BRITO, M.F.L. **Evolução petrológica do complexo Serra do Catú, Terreno Pernambuco-Alagoas**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco. 2005.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de Fischer e Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.

CAMOLEZI, B. A., FORTES, E., MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: O caso da bacia do ribeirão São Pedro - Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.201-211, 2012.

CARRINO, T. A., SOUZA FILHO, C. R., LEITE, E. P. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. **Rev. Bras. Geof.**, 25: 307-320. 2007.

CARRINO, T.A., SOUZA FILHO, C.R., LEITE, E.P. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. **Rev. Bras. Geof.**, 25: 307-320. 2007.

CAVALCANTI, L.C.S. **Cartografia de paisagens: Fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

CAXITO F.A., UHLEIN A., DANTAS E.L., STEVENSON R., EGYDIO-SILVA M., SALGADO S.S. The Rio Preto and Riacho do Pontal Belts. In: Heilbron M., Cordani, U., Alkmin F.F. (Eds.) São Francisco Craton Eastern Brazil. **Regional Geology Reviews**, Zurich, Springer. 2017.

CAXITO, F. A.; SANTOS. L.C. M.L.; UHLEIN, A.; DANTAS, E.L.; ALKMIM, A.R.; LANA, C. New U-Pb (SHRIMP) and first Hf isotope constraints on the Tonian (1000-920 Ma) Cariris Velhos event, Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 50: 1-15. 2020.

CAXITO, F.A., HAGEMANN, T.G. DIAS, V. BARROTE, E.L. DANTAS, A.C. Oliveira, M.S. Campello, F.C. Campos. A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions. **Lithos**, 374: 10578. 2020.

CAXITO, F.A.; HAGEMANN, T.G.; DIAS, V.; BARROTE, E.L.; DANTAS, A.C.; OLIVEIRA, M.S.; CAMPELLO, F.C. A magmatic barcode for the São Francisco Craton: Contextual in-situ SHRIMP U Pb baddeleyite and zircon dating of the Lavras, Pará de Minas and Formiga dyke swarms and implications for Columbia and Rodinia reconstructions. **Lithos**, 374–375:1-18. 2020.

CELESTINO, M.A.L. & SILVA FILHO, A.F. Petrografia dos plutões Pindoba e Cajueiro, Batólito Ipojuca-Atalaia, Domínio Pernambuco-Alagoas. In: Congresso de Iniciação Científica. Recife **Anais...**Recife, UFPE, 1 CD-ROM. 2015.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. **Pacific Geol.** 8:173–174. 1974.

CHIANG, C.L. A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do Landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 1987, Rio de Janeiro. Resumo expandido... **Anais...**Rio de Janeiro: SBG, Núcleo RJ-ES, p. 164-168. 1987.

CHIANG, C.L. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 157 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1984.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**, São Paulo: Edgard Blücher. 1980

CORDEIRO, B.M., FACINCANI, E.M., PARANHOS FILHO, A.C., BACANI, V.M., ASSINE, M.L. Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do Rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). *Revista Brasileira de Geociências*, v.40: 175-183. 2010.

CÔRREA, A.C.B., TAVARES, B.A.C., MONTEIRO, K.A., CAVALCANTI, L.C.S., LIRA, D.R. (2010). Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do instituto geológico**, 31: 35-52. 2010.

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

COSTA, A.L.S, SILVA FILHO, A.F., CARRINO, T., COUTINHO, M.M., DANTAS, E. SANTOS, D. Geologia, petrografia e geocronologia u-pb em zircão dos plutons Viçosa e Chã Preta, Batólito Ipojuca-Atalaia, Alagoas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, João Pessoa. **Anais...**João Pessoa, SBGEO, 1 CD-ROM. 2017.

COSTA, F.G.; KLEIN, E.L.; LAFON, J.M.; MILHOMEM, NETO J.M.; GALARZA, M.M.; RODRIGUES, J.B.; NALETO, J.L.C.; LIMA, R.G.C. Geochemistry and U–Pb–Hf zircon data for plutonic rocks of the Troia Massif, Borborema Province, NE Brazil: Evidence for reworking of Archean and juvenile Paleoproterozoic crust during Rhyacian accretionary and collisional tectonics. **Precambrian Research**, 311:167-194. 2018.

CRÓSTA, A.P., SOUZA FILHO, C.R., AZEVEDO, F., BRODIE, C. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. **International Journal of Remote Sensing**, 24: 4233–4240. 2003.

DALZIEL, I.W.D. Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link: origin and significance of cratonic promontories. **Geology**, 22: 589-592. 1994.

DALZIEL, I.W.D., MOSHER, S., GAHAGAN, L.M. Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. **J. Geol.** 108: 499-513. 2000.

DANTAS, E. L., SILVA, A.D., ALMEIDA, T., MORAES, E. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a study case in Seridó Belt, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, p.65-72. 2003.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 28: 221-228. 1998.

DE PAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California **J. Geophys. Res.** 86: 10470-10488. 1981

DE WIT, M. J. Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites. **Developments in Precambrian Geology**, 13, 599-614. 2004.

DE WIT, M., JEFFERY, M., BERGH, H., NICOLAYSEN, L. **Geological map of sectors of Gondwana reconstructed to their disposition CA. 150 Ma**. American Association of Petroleum Geologists, Publicação Especial, Tulsa, Oklahoma. 1988.

DE WIT, M.J., STANKIEWICZ, J., REEVES, C., 2008. Restoring Pan-african-brasiliano Connections: More Gondwana Control, Less Trans-Atlantic Corruption. **Geological Society**, 294: 399-412. 2008.

DEBON, F.; LE FORT, P. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, 73: 135-149. 1983.

DRURY, S. **Image interpretation in geology**. Cheltenham: Nelson Thornes Ltd., 290p. 2001.

DUARTE, S.D., LOPES, J.L.S. Gestão territorial e zoneamento ambiental na Bacia Hidrográfica do Rio Coruripe-AL: embates territoriais e perspectivas geográficas. **Diversitas Journal**, 1: 957-975.2021.

DUNCAN, C.; MASEK, J.; FIELDING, E. How steep are the Himalaya? Characteristics and of along-strike topographic variations. **Geology** v.31, p.75–78. 2003.

FAURE, G.; MENSING, T.M. **Isotopes principles and applications**. 3. ed. Hoboken: John Willey & Sons, 2005.

FERREIRA, V.P.; TCHOUANKOUE, J.P.; SIAL, A.N.; LIMA, M.M.C.; PIMENTEL, M.M. Two-stage mantle-derived Santana do Mundaú high-k cal-alkalic composite granitic batholith, Pernambuco-Alagoas domain. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2016, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBGEO, 1 CD-ROM. 2016.

FETTER, A.H.; SANTOS, T.J.S.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; BRITO NEVES, B.B.; ARTHAUD, M.H.; NOGUEIRA NETO, J.A.; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quiteria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, 6(2):265-273. 2003.

FRASCA, A.S. **Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 172p. 2015.

FROST, B.R.; ARCULUS, R.J.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A geochemical classification of granitic rocks. **J. Petrol.** 42: 2033–2048. 2001.

GERDES, A.; ZEH, A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of American metasediment in central Germany. **Earth and Planetary Science Letters**, 249: 47-61. 2006.

GERDES, A.; ZEH, A. Zircon formation versus zircon alteration – New Insights from combined U-Pb and LuHf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. **Chemical Geology**, 261: 230-243. 2009.

GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos – um guia prático**. Porto Alegre: Bookman, 2014.

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

GUIMARÃES, I.P.; BRITO, M.F.L.; LAGES, G.A.; SILVA FILHO, A.F.; SANTOS, L.; BRASILINO, R.G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: a review. **J. S. Am. Earth Sci.** 68, 97–112. 2016.

- HENDERSON, R.G. On the validity of the use of the upward continuation integral for the total magnetic intensity data. **Geophysics**, 35: 916-919. 1970.
- HENDERSON, R.G., ZIETZ, I. The Upward Continuation of Anomalies in Total Magnetic Intensity Fields. **Geophysics**, 14: 517-534. 1949.
- HERZ, R.; DE BIASI, M. **Critérios e legendas para macrozoneamento costeiro**. Ministério da Marinha/ Comissão Interministerial para os Recursos do Mar. Brasília: MM, 1989.
- HOFFMAN, P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? **Science**, 252: 1409–1412. 1991.
- HOOKE, J.M. (2016). Morphological impacts of flow events of varying magnitude on ephemeral channels in a semiarid region. **Geomorphology**, 252: 128-143. 2016.
- HORTON, R.E. (1945). Erosional development of drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 56: 275-370. 1945.
- HOWELL D.G. **Principle of terrane analysis; new application for global tectonics: topics in Earth Science**. London. Chapman & Hall, 1995.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: **Canadian Journal of Earth Science**, 8: 523–548. 1971.
- JANOUSSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, 47(6):1255-1259. 2006.
- JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804p. 1994.
- JOSHI, P. N.; MAURYA, D. M.; CHAMYAL, L. S. Morphotectonic segmentation and spatial variability of neotectonic activity along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote sensing and GIS analysis. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 292–306, 2013.
- LIMA, D.L.S., BASTOS, F.H., CORDEIRO, A.M.N., MAIA, R.P. Geomorfologia granítica do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 2: 373-395. 2019.

LIMA, H.M. **Evolução tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema, Estado de Alagoas, NE do Brasil.** Tese de Doutorado: Programa de Pós-Graduação em Geologia da UnB. 178 p. 2018.

LIMA, H.M., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., SANTOS, L.C.M.L., DANTAS, E.L. Geochemical and detrital zircon geochronological investigation of the metavolcanosedimentary Araticum complex, Sergipano Fold Belt: Implications for the evolution of the Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 86:176-192. 2018.

LIMA, H.M., PIMENTEL, M.M., SANTOS, L.C.M.L., DANTAS, M.E.L. Isotope and geochemical characterization of metavolcano-sedimentary rocks of the Jirau do Ponciano Dome: A structural window of a Paleoproterozoic Continental Arc Root within the Southern Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 90:54-69. 2019.

LIMA, M.M.C.; FERREIRA, V.P.; SILVA, T.R.; SIAL, A.N.; CARVALHO, B.M.B. Crustal growth during Western Gondwana amalgamation and onset of the Brasiliano orogeny: Insights from geochemistry and Pb-Sr-Nd-O isotopes from granites in northeastern Brazil. **Lithos**, 396-397:106223. 2021.

LIMA, S.S. & ALMEIDA G.M. Reflectância espectral e caracterização dos plútons da porção Oeste do Batólito Ipojuca-Atalaia, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Brazilian Applied Science Review**, 5: 1971-1989. 2021. DOI. <https://doi.org/10.34115/basrv5n5-001>

LIMA, S.S. Caracterização das inter-relações entre geologia e geomorfologia a partir de imagens Landsat e dados SRTM na Bacia Hidrográfica do Rio Japaratuba, Sergipe – Nordeste do Brasil. **Brazilian Journal of Development**, 6 (11): 92010-92026. 2020.

LIMA, S.S. Levantamento de drenagem e de feições estruturais através de técnicas de geoprocessamento na microrregião de Boquim, Sergipe. **Brazilian Journal of Development**, 6: 81908-81922. 2020.

LIMA, S.S., ALMEIDA, J.A.P., SIQUEIRA, J.B. Geoprocessamento Aplicado ao estudo de estruturas lineares na Bacia Hidrográfica do Rio Japaratuba, Sergipe, Brasil. **Estudos Geológicos**, 27: 59-170. 2017.

LIMA, S.S., ALMEIDA, J.A.P., SIQUEIRA, J.B. Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao estudo geológico-geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Japarutuba, Sergipe - Brasil. **Revista Geonordeste**, 1: 203-214. 2017.

LIMA, S.S., SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., FARIAS, D.J.S., ALMEIDA, G.M. Aerogeophysical systematics applied to the geological reconnaissance of the Eastern Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province: The Ipojuca-Atalaia Batholith. **Journal of South American Earth Sciences**, 112: 103628. 2021.

LOLLO, J. A. **O uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico: sistematização e aplicação na quadricula de Campinas**. Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos, Brasil. Tese Doutorado em Geotecnia. 267p. 1995.

LUDWIG, K.R. **SQUID 2: A User's Manual**. Berkeley, Berkeley Geochron, 2009.

MAAS, M. V. R., OLIVEIRA, C. G., PIRES, A. C. B., MORAES, R. A. V. Aplicação da geofísica aérea na exploração mineral e mapeamento geológico do setor sudoeste do Cinturão Cuprífero Orós-Jaguaribe. **Revista Brasileira de Geociências**, 33(3): 279-288. 2003.

MARTINS, E.P. **Análises geométrica e cinemática meso-microscópica das zonas de cisalhamento Palmeira dos Índios e Jacaré dos Homens: significância geodinâmica destas estruturas para a zona de limite entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana**. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-graduação em Geociências UFPE. 154 p. 2018.

MARTINS-FERREIRA, M.A.C., CAMPOS, J.E.G. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação na região da Chapada dos Veadeiros, GO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 18: 501-519. 2017.

MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120: 223–253. 1995.

MCDONOUGH, W.F.; SUN, S.; RINGWOOD, A.E.; JAGOUTZ, E.; HOFMANN, A.W. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and moon and the evolution of the mantle of the Earth. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 56:1001-1012. 1992.

MEDEIROS, V. C. Aracaju NE: **Folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia**. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, PLGB. 2000.

MEDEIROS, V. C.; SANTOS, E. J. **Folha Garanhuns** (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil. 1998.

MEDEIROS, V.C. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p. 2004.

MENDES, V.A., LIM A, M.A.B., MORAIS, D.M.F. Programa Geologia do Brasil-PGB. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas**. Texto explicativo. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 113p. 2010.

MENDES, V.A., LIMA, M.A.B., MORAIS, D.M.F. Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. **Texto explicativo**. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 113p. 2017.

MENDES, V.A.; BRITO, M.F.L.; PAIVA, I.P. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. **Mapa Geológico**. Recife: CPRM, 1mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala - 1 :250.000. 2008.

MENDES, V.A.; LIMA, M.A.B.; MORAIS, D.M.F. Programa Geologia do Brasil-PGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Alagoas. **Mapa de Recursos Minerais do Estado de Alagoas**. Recife: CPRM/2017. 1mapa color. Escala 1:250.000. 2017.

MENGES, C.M., Late Quaternary fault scarps, mountain-front landforms, and Pliocene–Quaternary segmentation on the range-bounding fault zone, Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. In: Krinitzsky, E.L., Slemmons, D.B. (Eds.), Neotectonics in Earthquake Evaluation. **Reviews in Engineering Geology**, vol. 8. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 131–156. 1990.

MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. New York: Oxford University Press Inc., 417p. 2006.

MILLIGAN, P.R.; GUNN, P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2):63-75. 1997.

- MONTEIRO, K.A., CORRÊA, A.C.B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage Knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, 103. 2020
- MOREL, M.L.A.; NEBEL, O.; NEBEL-JACOBSEN, Y.J.; MILLER, J.S.; VROON, P.Z. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. **Chemical Geology**, 255: 231–235. 2008.
- MOURA, A.C.M., FREIRE, G.J., OLIVEIRA, R. SANTANA, S., PEREIRA, M., SOARES, A. M., VOLL, V.L. Geoprocessamento no apoio a políticas do programa Vila Viva em Belo Horizonte-MG: Intervenções em assentamentos urbanos precários. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 61: 177-188. 2009.
- NASCIMENTO, P.T.S., XAVIER, R.A. Análise pluviométrica do estado de Alagoas. Anais... 1º SIMAGA - Simpósio Alagoano de Gestão Ambiental, **Anais...** Arapiraca-AL, Brasil, UNEAL, p. 11-19. 2010.
- NASCIMENTO, R.S. **Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental neoproterozoico**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Campinas 159p. 2005.
- NEVES, S. P.; TEIXEIRA, C.M.L.; BRUGUIER, O. Long-lived localized magmatism in central-eastern part of the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province (NE Brazil): Implications for tectonic setting, heat sources, and lithospheric reworking. **Precambrian Research**, 337: 105559. 2020.
- NEVES, SÉRGIO P.; BEZERRA, J.P.S.; BRUGUIER, O.; FRANÇA, R.H.M. Evidence for Early Tonian (Ca. 1000-940 Ma) continental rifting in southern Borborema Province (NE Brazil): tectonic inheritance and shear zone nucleation during assembly of West Gondwana. **International Geology Review**, 63: 851-865. 2021.
- NIU, Y.; ZHAO, Z.; ZHU, D.; MO, X. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth – a testable hypothesis. **Earth-Sci. Rev.** 127: 96–110. 2013.
- NOVO, E. M. L. M.; PONZONI, F. J. **Introdução ao Sensoriamento remoto**. INPE, São José dos Campos, 68 p. 2001.

OLIVEIRA, B.R., ANTÔNIO, G.B. Geoprocessamento aplicado ao mapeamento cartográfico do município de União dos Palmares-AL. **Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental**, 19(3): 136-146. 2015.

OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; ARAÚJO, M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Res.** 181: 64–84. 2010.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (NE do Brasil)**. Tese (Doutorado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN. 2008.

OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Research**, 315: 45-65. 2018.

OLIVEIRA, R.G.; MEDEIROS, W.E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Res.** 315, p. 45-65. 2018.

OSAKO, L.S. **Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção Centro- Norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Província Borborema**. Tese, Universidade Federal de Pernambuco, 165p. 2005.

PARKER, R.L. AND KLINGORD, K.D. Magnetic upward continuation from an uneven track. **Geophysics**, 37: 662-668. 1972.

PATON, C.; WOODHEAD, J.; HELLSTROM, J.; HERGT, J.; GREIG, A; MAAS, R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 11: 2521. 2010.

PEARCE, J.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.D. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.** 25: 956–983. 1982.

PEARCE, J.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.D. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, **Journal of Petrology**, 25(4):956-983. 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contrib. Mineral. Petrol.** 58: 63–81. 1976.

PEDROSA JÚNIOR, N.C. **Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do rifte de Jaibaras, NE do Brasil**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 2015.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; LIMA, S.M.C. The Neoproterozoic Goiás Magmatic arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, 30: 35-39. 2000.

PINOTTI, A.M., CARNEIRO, C.D.R. Geologia Estrutural na previsão e contenção de queda de blocos em encostas: aplicação no Granito Santos, SP. **Terrae Didatica**, 9: 132-168. 2013.

POWELL, C.M.C., MCELHINNY, M.W., LI, Z.X., MEERT, J.G., PARK, J.K. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. **Geology**, 21:889-892. 1993.

REEVES R.G., ANSON A., LANDEN D. **Manual of Remote Sensing**. Falls Church: American Society of Photogrammetry, 2440 p. 1983

REID, A.B.; ALLSON, J.M.; GRANSER, H.; MIETT, A.J.; SOMERTON, I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics**, 55: 80-91. 1990.

RIBEIRO, V. B., MANTOVANI, M., LOURO, V. H. A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terrae Didatica**, 10: 29-51. 2015.

RODRIGUES NETO, N.N. **Evolução tectono-metamórfica da cobertura deformada (Quartzito Garanhuns) e de seu embasamento durante a Orogênese Brasileira de uma área a SE da folha Venturosa**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Recife. 2016.

ROEST, W.R.; VERHOEF J.; PILKINGTON M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, 57(1):116-125. 1992.

ROS D. & BORGA M. Use of Digital Elevation Model Data for the Derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 1, p.13-33, 1997.

ROSA, R. Geotecnologias na geografia aplicada. **Revista do departamento de geografia USP**, v. 16, p. 81-90. 2005.

RUY, A.C., SILVA, A.M., TOLEDO, C.L.B., SOUZA FILHO, C.R. Uso de dados aerogeofísicos de alta densidade para mapeamento geológico em terrenos altamente intemperizados: o estudo de caso da região de Cláudio, porção sul do Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geofísica**, 24: 535-546. 2006.

SANTOS, E. J. Characteristics and mineralizations of the Archean and Early Proterozoic of the Borborema Province, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 12: 234-239. 1982.

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

SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 29(1):61-76. 2010.

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

SANTOS, E.J. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Aracaju/NE - SC.24-X** (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7. 2000.

SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema province, NE-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(1):73-84. 1999.

SANTOS, H.G., JOCOMINE, P.K.T., ANJOS, L.H.C., OLIVEIRA, V.A., LUMBRERAS, J.F., COELHO, M.R., ALMEIDA, J.A., ARAÚJO FILHO, J.C., OLIVEIRA, J.B., CUNHA, T.J.F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. EMBRAPA, Brasília, Brasil. 2018.

SANTOS, L.C.M.L., DANTAS, E.L., SANTOS, E.J., SANTOS, R.V., LIMA, H.M. Early to late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the pre-Western Gondwana assembly. **J. S. Am. Earth Sci.**, 58: 188-209. 2015.

SANTOS, L.C.M.L., DANTAS, E.L., VIDOTTI, R., CAWOOD, P., SANTOS, E., FUCK, R., LIMA, H. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural

geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, 103: 167-184. 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.012>

SANTOS, L.C.M.L., FUCK, R.A., SANTOS, E.J., DANTAS E.L. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplos das Províncias Borborema e Tocantins, Brasil. **Geonomos**, v.22, p.51-63. 2014.

SATO K., BASEI M.A.S., SIGA O.; SPROESSER W.M., PASSARELLI C.R. Novas Técnicas Aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços na Digestão Química, Espectrometria de Massa (TIMS) e Exemplos de Aplicação Integrada com SHRIMP. **Geol. USP Sér. Cient.**, v. 8, n. 2, p. 77-99, 2008.

SHAND, S.J. **The Eruptive Rocks**. John Wiley, New York, 1943.

SIAL, A.N.; VASCONCELOS, P.M.; FERREIRA, V.P.; PESSOA, R.R.; BRASILINO, R.G.; MORAIS NETO, J.M. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. **Lithos** 105: 225–238. 2008.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARAES, I.P., SANTOS, L. ARMSTRONG, R VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, p. 1-70. 2016.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SILVA, J.M.R., OSAKO, L., VAN SCHMUS, W.R., COCENTINO, L., VERDE, V.V. Sm-Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL massif and its relevance for the crustal evolution of the Borborema Province, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracajú, Brazil, **Anais...** 1 CD-ROM. 2006.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E., ARMSTRONG, R., COCENTINO, L.M., LIMA D. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. **International Geology Review**, 55: 1280-1299. 2013.

SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; VAN SCHMUS, W.R. Crustal evolution of the Pernambuco–Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil, Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research**. 5. p. 409–422. 2002.

SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; VAN SCHMUS, W.R.; ARMSTRONG, R.; SILVA, J.M.R.; OSAKO, L.; CONCENTINO, L.; LIMA, D. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of the Borborema Province, NE Brazil. **Int. J. Earth Sci.**, 21: 2155-2190. 2014.

SOARES P.C., FIORI A. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, 16: 71-104. 1976.

SORDI, D.A. **Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da Sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil Central**. Dissertação, Universidade de Brasília. 130 p. 2007.

SOUZA FILHO, C.R. & CROSTA, A.P. Geotecnologias aplicadas à Geologia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, p. 1–4, 2003.

SOUZA, J.O.P; CORRÊA, A.C.B. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercator**, 11: 149-168. 2012.

SOUZA-JUNIOR, M.A. **Sensoriamento Remoto Aplicado no Estudo de Estruturas Geológicas com Ocorrências de Depósitos Minerais, na Porção Centro-norte do Estado da Paraíba**. São José dos Campos, 122 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 1998.

SPECTOR, A. & GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, 35(2): 293-302. 1970.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12 (1): 1- 33. 1976.

TAVARES, B.A.C., CORRÊA, A.C.B., LIRA, D.R., CAVALCANTI, L.C.S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, a partir do imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 15: 523-538. 2014.

THOMPSON, D.T. EULDPH: a new technique for making computer assisted depth estimate from magnetic data. **Geophysics**, 47:31-37. 1982.

TOTEU, S.F., VAN SCHMUS, W.R., PENAYE, J., MICHARD, A. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. **Precambrian Research**, 108: 45-73. 2001.

TROMPANT, H.; BOSCHETTI, F.; HORNBY, P. Improved downward continuation of potential field data. **Exploration Geophysics**, 34:249-256. 2003.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana, Pan-african-brasiliano: Aggregation of South America and Africa**. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p. 1994.

TWIDALE, C.R, ROMANÍ, J.R.V. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. Boca Ratón, USA: CRC Press. 2005.

TWIDALE, C.R., CAMPBELL, M. On the Origin of pedestal rocks. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 36: 1-13. 1992.

URUNG, R. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana Supercontinent assembly. **GSA Today**, 7:1-5. 1997.

VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, 31, p. 227-252. 2011.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., FETTER, A.H., KOZUCH, M., DANTAS, E.L., BABINSKI, M. The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: International Conf. Basement Tectonic, 14, Ouro Preto, **Anais- Extended Abstracts**, p. 80-83. 1998.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, 8: 267-288. 1995.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., WILLIAMS, I.S., HACKSPACHER, P., FETTER, A.H., DANTAS, E.L., BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and SM-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precamb. Res.**, 127: 287-327. 2003.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, F., PENAYE J., GUIMARÃES, P. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society**, London, Special Publications 294, 66-69. 2008.