



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FRANCISCO LEANDRO DE ALMEIDA SANTOS

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO PLANALTO DA IBIAPABA (CE/PI) E
NOROESTE DO CEARÁ, BRASIL: INTERPRETAÇÕES A PARTIR DA
TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA**

FORTALEZA

2022

FRANCISCO LEANDRO DE ALMEIDA SANTOS

EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO PLANALTO DA IBIAPABA (CE/PI) E
NOROESTE DO CEARÁ, BRASIL: INTERPRETAÇÕES A PARTIR DA
TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Dinâmica ambiental e territorial.

Orientador: Prof. Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento.

Coorientadora: Prof.^a Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro.

FORTALEZA

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S235e Santos, Francisco Leandro de Almeida.
Evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba (CE/PI) e Noroeste do Ceará, Brasil : interpretações a partir da termocronologia de baixa temperatura / Francisco Leandro de Almeida Santos. – 2022.
274 f.: il. color
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento.
Coorientação: Profa. Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro.
1. Planalto da Ibiapaba. 2. História térmica. 3. Denudação. 4. Evolução morfoestrutural. 5. Termocronologia. I. Título.

CDD 910

FRANCISCO LEANDRO DE ALMEIDA SANTOS

EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO PLANALTO DA IBIAPABA (CE/PI) E
NOROESTE DO CEARÁ, BRASIL: INTERPRETAÇÕES A PARTIR DA
TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Dinâmica ambiental e territorial.

Aprovada em:

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof.^a Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro (Coorientadora)
Universidade Estadual Paulista (UNESP)

Prof.^a Dra. Vanda Carneiro de Claudino Sales
Universidade Estadual Vale do Acaraú (UEVA)

Prof.^a Dra. Luiza Câmara Beserra Neta
Universidade Federal de Roraima (UFRR)

Prof. Dr. Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza
Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)

Prof. Dr. Luis Ricardo Fernandes da Costa
Universidade Estadual de Montes Claros (UNIMONTES)

AGRADECIMENTOS

A minha total gratidão às pessoas mais especiais que compartilham da vida comigo e que me apoiaram nos momentos difíceis ao longo do doutorado, sobretudo meus pais, Océlio e Francileide, meus irmãos, Leonardo e Matheus, e, em especial, minha namorada, Jamyle Eyre, que sempre estiveram do meu lado com dedicação e amor.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento, pelo desprendimento, pela paciência e pela simplicidade, sempre com muito rigor nas correções e nas orientações, contribuindo sobremaneira para minha formação enquanto pesquisador, por acreditar sempre no meu potencial e pelo respaldo dado para a continuação do projeto inicial desta tese. Além de orientador, tornou-se para mim um amigo para contar em todas as horas.

Ao Prof. Dr. Peter Hackspacher (*in memoriam*), por me apresentar a termocronologia como método para responder às minhas inquietações geomorfológicas. Obrigado por me receber na Universidade Estadual Paulista de Rio Claro (UNESP-Rio Claro), o que me proporcionou grande aprendizado como pesquisador, possibilitando conhecer grandes profissionais da área que ali se encontravam. Foram momentos de descontração e de ensinamentos, sempre com muito rigor científico, acreditando sempre no meu potencial para desenvolver uma tese de doutorado dentro da temática. Infelizmente não tivemos sua honrosa participação como coorientador na defesa de tese, em razão da sua imponderável partida, deixando um imenso legado nas geociências.

À minha coorientadora, Prof.^a Dra. Marli Carina Ribeiro, pelos ensinamentos sobre termocronologia, pela amizade, pelos momentos de descontração e pela grande ajuda nos laboratórios no período que estive na UNESP-Rio Claro. Agradeço também por ter aceitado o desafio de assumir a coorientação após a triste perda do professor Peter.

À Prof.^a Dra. Vanda de Claudino Sales, que me forneceu grande suporte metodológico nos ensinamentos em geomorfologia ao longo do doutorado. Agradeço pelo incentivo dado ao longo dos momentos mais difíceis dessa trajetória, marcada por tantas incertezas em meio à pandemia da covid-19.

Ao Prof. Dr. Miguel Antônio Tupinambá, por ter aceitado o convite e pelos ensinamentos científicos compartilhados durante a realização do Fórum de Gases Nobres da UNESP.

Ao Prof. Dr. Luis Ricardo Fernandes da Costa, por ter aceitado o convite de participação na minha defesa de tese e pelos conselhos nessa trajetória do doutorado.

À Prof.^a Dra. Luiza Câmara Beserra Neta, por ter aceitado o convite. Grato pela relação de amizade, pela disposição em participar da defesa e por contribuir com o trabalho.

Ao Dr. Cleber Soares, pela parceria acadêmica e por todo o suporte na obtenção dos dados de termocronologia via *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS).

Ao Dr. Bruno Silva, pelos aprendizados, pelo suporte no processamento das amostras, além da grande amizade e da consideração nesse período de doutorado.

Ao Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia, pelos ensinamentos em geomorfologia, pela grande receptividade no Laboratório de Geomorfologia Costeira e Continental da Universidade Federal do Ceará (LAGECO-UFC) e pela contribuição no exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Guilherme Navarro, pelas conversas nos corredores do Instituto de Geociências da UNESP e pelo apoio na descrição das lâminas petrográficas.

Ao amigo Me. Roberto Jarllys, pelos ensinamentos em cartografia, pela ajuda no mapeamento temático e pela amizade de longa data nessa trajetória geográfica.

Ao amigo Dr. Otávio Barra, pelo compartilhamento das angústias ao longo da elaboração desta tese e pelos conselhos nos momentos mais difíceis.

Ao amigo Ésulo Maia, pela amizade desde os tempos da graduação em Geografia.

Aos amigos Raimundo Freire, Larissa Aragão, Rafael Pessoa, Marcos Venícios e Railson Costa, pelo suporte nos trabalhos de campo e de coleta das amostras na área de estudo.

Aos amigos que fiz na Universidade Federal do Ceará (UFC), em especial Luís Eduardo e Frederico Nascimento, e a toda a turma do doutorado em Geografia 2017.2, pelos momentos de descontração durante as disciplinas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFC, pela receptividade, em especial os secretários Erandi e Edilene, e por todo o suporte administrativo dado nesse período.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa durante a elaboração desta pesquisa.

“Nunca se vence uma guerra lutando sozinho.”
(RAUL SEIXAS, 1979).

RESUMO

O Planalto da Ibiapaba é um compartimento de relevo, que representa a borda oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba no contato com a Província Borborema, apresentando morfologia de *glint*. Assim, a presente pesquisa pretende estabelecer interpretações sobre a evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba e dos relevos do Noroeste do Ceará por meio da termocronologia por traços de fissão em apatitas. Esse método possibilita construir histórias térmicas, que registram, no tempo geológico, os principais pulsos de resfriamento da crosta superior, permitindo datar os eventos de reativação tectônica no soerguimento de escarpas e calcular as taxas de denudação dos relevos. Os procedimentos operacionais foram ancorados em coletas de campo, processamento das amostras em laboratório, seleção de minerais de apatita e elaboração do mapeamento temático no *software* QGIS 3.18. O cálculo das idades seguiu os padrões de Soares *et al.* (2014), pela determinação direta de U via LA-ICP-MS. Para a determinação de U, foram utilizados materiais de referência naturais (MT-7 = 6,9 $\mu\text{g.g}^{-1}$ U; Dur-2 = 7,5 $\mu\text{g.g}^{-1}$ U) desenvolvidos por Soares *et al.* (2015). As histórias térmicas das amostras foram inferidas no *software* HeFTy 1.8, proposto por Ketcham (2005), para gerar modelos de evolução termal em função da temperatura *vs.* tempo. O mapeamento geomorfológico da área permitiu identificar as unidades de relevo, tendo como apoio a extração de lineamentos dúcteis e rúpteis e da rede de drenagem para uma abordagem dos condicionantes genéticos, evolutivos e morfoestruturais. Nos resultados das análises, as amostras apresentaram idades entre o Aptiano e o Albiano (Cretáceo Inferior), sendo cronocorrelatas à abertura da Margem Equatorial Atlântica. As histórias térmicas sugerem um primeiro evento de resfriamento nas amostras entre o Jurássico Superior-Cretáceo Inferior e o Cretáceo Superior, gerando reativação tectônica com soerguimento do Planalto da Ibiapaba e denudação subsequente com taxas por amostra de 1,00-1,50 km (TFA1), 1,00-1,50 km (TFA4), 1,33-2,00 km (TFA5) e 1,50-2,25 km (TFA6). No Eoceno-Mioceno, o resfriamento térmico gerou um soerguimento flexural no interior do continente, reestabelecendo a denudação no Planalto da Ibiapaba e na Depressão Periférica. A denudação alcançou taxas de 0,83-1,25 km (TFA1), 2,00-3,00 km (TFA4), 1,66-2,50 km (TFA5) e 1,33-2,00 km (TFA6). Esses dados validam o recuo da escarpa do *glint* e a exumação do embasamento, que, por erosão diferencial e sob condições semiáridas, formaram os relevos residuais da área.

Palavras-chave: Planalto da Ibiapaba; história térmica; denudação; evolução morfoestrutural; termocronologia.

ABSTRACT

The Ibiapaba Plateau is a relief compartment, which represents the eastern edge of the Parnaíba Sedimentary Basin in contact with the Borborema Province, presenting glint morphology. Therefore, this research aims to establish interpretations on the morphostructural evolution of the Ibiapaba Plateau and the reliefs of the Northwest of Ceará through thermochronology by traces of fission in apatites. This method allows to build thermal stories that record in geological time the main cooling pulses of the upper crust, allowing to date the events of tectonic reactivation in the upconstruction of escarpments and calculate the rates of denudation of the reliefs. The operational procedures were anchored in field collections, laboratory sample processing, selection of apatite minerals and elaboration of thematic mapping in QGIS 3.18 software. The calculation of ages followed the standards of Soares *et al.* (2014) by the direct determination of U via LA-ICP-MS. For U determination, natural reference materials were used (MT-7 = 6.9 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U; Dur-2 = 7.5 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U) developed by Soares *et al.* (2015). The thermal histories of the samples were inferred in the HeFTy 1.8 software proposed by Ketcham (2005), to generate models of hot weather evolution as a function of temperature vs. time. The geomorphological mapping of the area made it possible to identify the relief units, supported by the extraction of ductile and ruptile lineaments and the drainage network for an approach to the genetic, evolutionary and morphostructural conditions. In the results of the analyses, the samples showed ages between Aptian and Albian (Lower Cretaceous), being chrono correlated at the opening of the Atlantic Equatorial Margin. The thermal histories suggest a first cooling event in the samples between the Upper Jurassic-Lower Cretaceous and the Late Cretaceous, generating tectonic reactivation with uplift of the Ibiapaba Plateau and subsequent denudation with rates per sample between 1.00-1.50 km (TFA1), 1.00-1.50 km (TFA4), 1.33-2.00 km (TFA5) and 1.50-2.25 km (TFA6). In the Eocene-Miocene, thermal cooling generated a flexural uplift in the interior of the continent, reestablishing denudation in the Ibiapaba Plateau and in the Peripheral Depression. Denudation achieved rates between 0.83-1.25 km (TFA1), 2.00-3.00 km (TFA4), 1.66-2.50 km (TFA5) and 1.33-2.00 km (TFA6). These data validate the retreat of the glint escarpment and the exhumation of the basement, which by differential erosion, under semi-arid conditions, formed the residual reliefs of the area.

Keywords: Ibiapaba Plateau; thermal history; denudation; morphostructural evolution; thermochronology.

RESUMEN

La Meseta de Ibiapaba es un compartimento de relieve, que representa el límite oriental de la Cuenca Sedimentaria del Parnaíba en contacto con la Provincia de Borborema, presentando una morfología de *glint*. Así, esta investigación pretende establecer interpretaciones sobre la evolución morfoestructural de la Meseta de Ibiapaba y los relieves del Noroeste de Ceará, a través de la termocronología por huellas de fisión en apatitas. Este método permite construir historias térmicas, que registran en tiempo geológico los principales pulsos de enfriamiento de la corteza superior, permitiendo datar eventos de reactivación tectónica en el levantamiento de escarpas y calcular tasas de denudación del relieve. Los procedimientos operativos se anclaron en colectas de campo, procesamiento de muestras en laboratorio, selección de minerales de apatita y elaboración de mapeo temático en el software QGIS 3.18. El cálculo de la edad siguió los estándares de Soares *et al.* (2014), por determinación directa de U vía LA-ICP-MS. Para la determinación de U se utilizaron materiales de referencia naturales (MT-7 = 6,9 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U; Dur-2 = 7,5 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U), desarrollados por Soares *et al.* (2015). Las historias térmicas de las muestras se infirieron utilizando el software HeFTy 1.8, propuesto por Ketcham (2005), para generar modelos de evolución térmica en función de la temperatura vs. tiempo. El mapeo geomorfológico del área permitió identificar las unidades de relieve, apoyado en la extracción de lineamientos dúctiles y frágiles y la red de drenaje para una aproximación a las condiciones genéticas, evolutivas y morfoestructurales. En los resultados del análisis, las muestras presentaron edades entre el Aptiano y el Albiano (Cretácico Inferior), estando cronocorrelacionadas con la apertura de la Margen Ecuatorial Atlántica. Las historias térmicas sugieren un primer evento de enfriamiento en las muestras entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, generando reactivación tectónica con levantamiento de la Meseta de Ibiapaba y posterior denudación con tasas por muestra de 1,00-1,50 km (TFA1), 1,00-1,50 km (TFA4), 1,33-2,00 km (TFA5) y 1,50-2,25 km (TFA6). En el Eoceno-Mioceno, el enfriamiento térmico generó un levantamiento por flexión en el interior del continente, restableciendo la denudación en la Meseta de Ibiapaba y en la Depresión Periférica. La denudación alcanzó tasas de 0,83-1,25 km (TFA1), 2,00-3,00 km (TFA4), 1,66-2,50 km (TFA5) y 1,33-2,00 km (TFA6). Estos datos validan el retroceso del escarpe de *glint* y la exhumación del basamento, que por erosión diferencial, en condiciones semiáridas, formaron los relieves residuales del área.

Palabras clave: Meseta de Ibiapaba; historia térmica; denudación; evolución morfoestructural; termocronología.

LISTA DE EQUAÇÕES

| | |
|--|----|
| Equação 1 – Traços de fissão no detector externo..... | 37 |
| Equação 2 – Fator de calibração Zeta..... | 38 |
| Equação 3 – Equação geral da idade | 40 |
| Equação 4 – Calibração da idade por meio dos traços de fissão | 41 |
| Equação 5 – Calibração da idade..... | 42 |
| Equação 6 – Cálculo do N_{238} | 42 |
| Equação 7 – Idade considerando a concentração de urânio | 42 |
| Equação 8 – Calibração em LA-ICP-MS | 42 |
| Equação 9 – Concentração de ^{238}U | 43 |
| Equação 10 – Concentração de ^{238}U desconsiderando a normalização do cálcio | 43 |
| Equação 11 – Taxas de denudação | 63 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – (A) Decaimento nuclear do urânio; (B) Lançamento de átomos filhos em direções opostas, com ionização positiva; (C) Formação de traços de fissão. . | 31 |
| Figura 2 – Temperatura de fechamento dos sistemas termocronométricos | 32 |
| Figura 3 – Zonas térmicas e as temperaturas de fechamento para revelação dos traços de fissão em apatita..... | 34 |
| Figura 4 – Traços de fissão em uma superfície polida de apatita em relação ao eixo-c | 35 |
| Figura 5 – Modelo esquemático do método do detector externo | 37 |
| Figura 6 – Representação dos ângulos de azimute e de iluminação dos sombreamentos das imagens SRTM..... | 45 |
| Figura 7 – Desenho esquemático da taxonomia do relevo desenvolvida por Ross (1992) | 47 |
| Figura 8 – (A) Coleta de granodiorito no Corpo Anil; (B) Coleta de gnaiss do Complexo Tamboril-Santa Quitéria..... | 53 |
| Figura 9 – (A) Pesagem das amostras; (B) Preparação final das amostras em 1,4 kg. | 54 |
| Figura 10 – (A) Preparação do material para peneiragem na fração de 80 mesh (0,177); (B) Separação granulométrica por peneiramento via úmida. | 55 |
| Figura 11 – (A) Bateamento manual do material; (B) Separação de um concentrado de minerais pesados..... | 55 |
| Figura 12 – (A) Preparação do material para separação da magnetita com ímã de mão; (B) Separação dos minerais magnéticos e paramagnéticos no Frantz. | 55 |
| Figura 13 – (A) Inserção da amostra no bromofórmio para obtenção de minerais pesados (apatita e zircão); (B) Decantação das apatitas e zircões e inserção de novos grãos..... | 56 |
| Figura 14 – (A) Preparação de amostra em lupa binocular; (B) Seleção dos minerais de apatita..... | 57 |
| Figura 15 – (A) Catação de minerais de apatita através de um alicate de pinça; (B) Identificação de minerais de zircão e apatita em lupa binocular. | 57 |
| Figura 16 – (A) Visualização de cristais de apatita com auxílio de microscópio Zeiss Axioplan; (B) Preparação de amostras para medição. | 58 |
| Figura 17 – Medidas de um grão de apatita da amostra TFA5 | 58 |
| Figura 18 – (A) Preparação dos moldes de resina; (B) Amostras com apatitas no interior da resina epóxi secando em temperatura ambiente..... | 59 |

| | |
|---|----|
| Figura 19 – Visualização de traços confinados em uma apatita (TFA1): (A) luz refletida com a presença de <i>etch pits</i> interceptando a superfície do mineral; (B) luz transmitida. | 61 |
| Figura 20 – Mapa da Subprovíncia Borborema Setentrional com localização da área de estudo | 65 |
| Figura 21 – (A) Gnaisse do Complexo Granja na localidade de Santo Ezídio, Tianguá/CE; (B) Gnaisse do Complexo Granja, próximo à localidade de Tabainha, Tianguá/CE. | 67 |
| Figura 22 – Metabasaltos da Unidade Vulcânica Saquinho na localidade de Salgado, Coreaú/CE..... | 69 |
| Figura 23 – (A) Quartzitos da Formação São Joaquim; (B) Quartzitos da Formação São Joaquim com evidência de deformação. | 72 |
| Figura 24 – (A) Metarenito da Formação Trapiá na Serra da Penanduba; (B) Ardósia da Formação Caiçaras em corte na BR-222, município de Frecheirinha. | 74 |
| Figura 25 – (A) Metacalcário da Formação Frecheirinha no contato com a borda da Bacia do Parnaíba; (B) Exposição de carstificação (<i>lapiás</i>) conforme os planos de fraturamentos em metacalcário da Formação Frecheirinha..... | 74 |
| Figura 26 – (A) Planos de foliação metamórfica em gnaisse da Unidade Granitoide Santa Quitéria; (B) Ocorrência de concentrações orientadas e descontínuas de minerais máficos, conforme foi constatado também na descrição petrográfica da amostra TFA4. | 77 |
| Figura 27 – Afloramentos de granodiorito do Corpo Anil no distrito de Macaraú, Santa Quitéria/CE | 78 |
| Figura 28 – (A) Amostra do Corpo Meruoca coletada nos níveis de cimeira do Maciço da Meruoca, município de Meruoca/CE; (B) Afloramento do Corpo Mucambo, na base da escarpa do Maciço do Carnutim, no distrito de Rafael Arruda, em Sobral/CE..... | 81 |
| Figura 29 – (A) Folhelhos da Formação Pacujá, próximo à sede de Sobral; (B) Arenito arcoseano da Formação Pacujá, distrito de Arariús, município de Cariré/CE.. | 85 |
| Figura 30 – Limites da Bacia do Parnaíba | 88 |
| Figura 31 – Estratigrafia da Bacia do Parnaíba..... | 89 |
| Figura 32 – Coluna cronoestratigráfica do Grupo Serra Grande | 90 |
| Figura 33 – (A) Arenito da Formação Ipu, próximo à Bica do Ipu (Ipu/CE); (B) Arenito da Formação Tianguá, situado no Sítio da Lapa (Tianguá/CE)..... | 91 |

| | |
|--|-----|
| Figura 34 – Presença de blocos e níveis de cascalhos em depósitos aluviais do Rio Juazeiro, distrito de Araquém, em Coreaú/CE. | 93 |
| Figura 35 – (A) Abertura do Atlântico Norte entre o final do Triássico e o início do Jurássico; (B) Abertura do Atlântico Norte durante o Jurássico Médio. | 94 |
| Figura 36 – (A) Individualização dos continentes Laurássia ao Norte e Gondwana ao sul no Jurássico Superior; (B) Abertura do Atlântico Sul durante o Aptiano. | 95 |
| Figura 37 – (A) Abertura da Margem Equatorial Atlântica com a separação final entre América do Sul e África na transição Albiano/Cenomaniano; (B) Individualização da Plataforma Sul Americana a partir do Cenomaniano. | 95 |
| Figura 38 – Margem Equatorial Atlântica..... | 96 |
| Figura 39 – Continuidade das zonas de cisalhamento brasileiras da Província Borborema no Oeste Africano/Conexão entre bacias Potiguar (Nordeste do Brasil) e do Benin (Oeste da África) | 100 |
| Figura 40 – Margem Equatorial Atlântica com destaque para as morfoestruturas e as zonas de fraturas oceânicas na Margem Equatorial Atlântica do Brasil e da África | 101 |
| Figura 41 – Ombreiras do Rifte Potiguar | 102 |
| Figura 42 – Compartimentação tectônica e geologia da Subprovíncia Borborerma Setentrional | 104 |
| Figura 43 – Geomorfologia do Nordeste Setentrional do Brasil..... | 105 |
| Figura 44 – Bloco diagrama esquemático da geomorfologia do Maciço de Baturité..... | 111 |
| Figura 45 – Bloco diagrama esquemático da geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins | 116 |
| Figura 46 – Sistema Transbrasiliano-Hoggar no interior do Gondwana Ocidental..... | 119 |
| Figura 47 – Taxonomia do relevo aplicada ao Planalto da Ibiapaba | 137 |
| Figura 48 – Maciço da Meruoca | 151 |
| Figura 49 – Festonamentos no Maciço da Meruoca na Vertente Norte-Oriental | 153 |
| Figura 50 – Modelo 3D da Serra do Rosário no contato com a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca | 156 |
| Figura 51 – Maciço da Meruoca com ênfase na disposição da Vertente Sul-Occidental com a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca e Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim, respectivamente..... | 159 |
| Figura 52 – Serra da Penanduba e relevos de entorno | 161 |

| | |
|--|-----|
| Figura 53 – Serras de Umari, Dom Simão e São Joaquim formando um arco quartzítico entre Escarpa Oriental do Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca | 163 |
| Figura 54 – Serra Dom Simão em forma de <i>hogback</i> | 165 |
| Figura 55 – Perfil geológico-geomorfológico da Serra Dom Simão na forma de <i>hogback</i> | 166 |
| Figura 56 – Bloco diagrama com localização das feições de destaque das Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim | 168 |
| Figura 57 – Perfil geológico-geomorfológico entre os maciços da Meruoca e do Carnutum | 169 |
| Figura 58 – Modelo 3D e perfil topográfico do Maciço do Carnutum | 171 |
| Figura 59 – Escarpas graníticas do Maciço do Carnutum com presença de caos de blocos. | 172 |
| Figura 60 – Modelo 3D e perfil geológico-geomorfológico entre a Serra da Penanduba, Tabuleiros Interiores e Níveis Rebaixados de Cristas e <i>Inselbergs</i> | 174 |
| Figura 61 – Modelo 3D da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca, foto tirada do topo da Serra da Penanduba | 177 |
| Figura 62 – Escarpa do Planalto da Ibiapaba no contato com a Depressão Periférica, Sítio do Bosco, Tianguá | 180 |
| Figura 63 – (A) Presença de um anfiteatro erosivo em torno das cabeceiras de drenagem da Sub-Bacia do Rio Itacolomi, Bacia do Rio Coreau (visão da Reserva Natureza Divina, Tianguá/CE); (B) e (C) Cachoeiras com drenagens anaclinais que dissecam a Escarpa Oriental. | 183 |
| Figura 64 – Unidades geomorfológicas em torno do Planalto da Ibiapaba e Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim | 185 |
| Figura 65 – Presença de espeleotemas na Gruta de Ubajara | 186 |
| Figura 66 – Feições exocársticas no Parque Nacional de Ubajara | 187 |
| Figura 67 – Feições cársticas esculpidas em metacalcários exumados da Formação Frecheirinha no Parque Nacional de Ubajara/CE. | 188 |
| Figura 68 – (A) Modelo 3D do prolongamento da escarpa do Planalto da Ibiapaba a partir de um esporão terminal (Serrote do Pontal); (B) Blocos esquemáticos da inversão de relevo da área. | 190 |
| Figura 69 – Esporão terminal Serrote do Pontal (lado direito), Reirutaba, e escarpa de falha com vale inciso em torno do Lineamento Transbrasiliano no Planalto da Ibiapaba, Guaraciaba do Norte (lado esquerdo) | 191 |
| Figura 70 – Escarpa do Planalto da Ibiapaba no setor próximo à Bica do Ipu | 193 |

| | |
|---|-----|
| Figura 71 – Rebordos Interiores no setor dissecado pelo Rio Jaburu e vista à jusante do Açude Jaburu em Ubajara..... | 199 |
| Figura 72 – Bloco diagrama e perfil topográfico entre a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca e a Depressão Monoclinal da Ibiapaba..... | 201 |
| Figura 73 – Presença de Tabuleiros Interiores próximos à Serra da Penanduba..... | 204 |
| Figura 74 – (A) Planície Fluvial do Rio Acaraú na sede do município de Sobral/CE; (B) Planície Fluvial do Rio Acaraú na Sede de Sobral com destaque para o Maciço da Meruoca ao fundo; (C) Planície Fluvial do Rio Coreaú na sede do município de Coreaú com destaque para uma Crista da Formação São Joaquim ao fundo..... | 207 |
| Figura 75 – TFA1-Lâmina Petrográfica..... | 209 |
| Figura 76 – TFA4-Lâmina Petrográfica..... | 210 |
| Figura 77 – TFA5-Lâmina Petrográfica..... | 211 |
| Figura 78 – Histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6 em associação com a geomorfologia..... | 236 |

LISTA DE GRÁFICOS

| | | |
|------------|---|-----|
| Gráfico 1 | – Dados de idades da amostra TFA1..... | 215 |
| Gráfico 2 | – Dados de idades da amostra TFA4..... | 215 |
| Gráfico 3 | – Dados de idades da amostra TFA5..... | 216 |
| Gráfico 4 | – Dados de idades da amostra TFA6..... | 216 |
| Gráfico 5 | – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA1..... | 217 |
| Gráfico 6 | – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA4..... | 218 |
| Gráfico 7 | – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA5..... | 218 |
| Gráfico 8 | – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA6..... | 219 |
| Gráfico 9 | – Modelagem térmica tempo <i>versus</i> temperatura da amostra TFA1 | 222 |
| Gráfico 10 | – Modelagem térmica tempo <i>versus</i> temperatura da amostra TFA4 | 226 |
| Gráfico 11 | – Modelagem térmica tempo <i>versus</i> temperatura da amostra TFA5 | 230 |
| Gráfico 12 | – Modelagem térmica tempo <i>versus</i> temperatura da amostra TFA6 | 231 |
| Gráfico 13 | – Histórias térmicas e estimativas de denudação das amostras..... | 239 |

LISTA DE MAPAS

| | |
|--|-----|
| Mapa 1 – Localização/hipsometria da área de estudo | 23 |
| Mapa 2 – Geologia simplificada/pontos de coleta..... | 52 |
| Mapa 3 – Geologia..... | 66 |
| Mapa 4 – Lineamentos estruturais | 121 |
| Mapa 5 – Lineamentos estruturais dúcteis..... | 126 |
| Mapa 6 – Lineamentos estruturais rúpteis | 129 |
| Mapa 7 – Rede de drenagem..... | 131 |
| Mapa 8 – Bacias hidrográficas e padrões de drenagem da área de estudo | 135 |
| Mapa 9 – Geomorfologia..... | 138 |
| Mapa 10 – Declividade da área de estudo | 140 |
| Mapa 11 – Lineamentos dúcteis-quadrante 1 | 142 |
| Mapa 12 – Lineamentos rúpteis-quadrante 1..... | 143 |
| Mapa 13 – Rede de drenagem-quadrante 1 | 144 |
| Mapa 14 – Lineamentos dúcteis-quadrante 2 | 145 |
| Mapa 15 – Lineamentos rúpteis-quadrante 2..... | 146 |
| Mapa 16 – Rede de drenagem-quadrante 2 | 147 |
| Mapa 17 – Lineamentos dúcteis-quadrante 3 | 148 |
| Mapa 18 – Lineamentos rúpteis-quadrante 3..... | 149 |
| Mapa 19 – Rede de drenagem-quadrante 3 | 150 |
| Mapa 20 – Geologia simplificada com localização e as idades centrais das amostras..... | 213 |
| Mapa 21 – Hipsometria com localização das amostras | 221 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|--|-----|
| Quadro 1 – Cálculo de área das unidades geomorfológicas de 3º táxon em km ² gerado pelo QGIS 3.18 | 139 |
| Quadro 2 – Informações das amostras | 212 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1 – Pontos de coleta das amostras..... | 53 |
| Tabela 2 – Composição modal da amostra TFA1 pertencente ao Corpo Anil..... | 209 |
| Tabela 3 – Composição modal da amostra TFA4 da Unidade Granitoide Santa Quitéria.... | 210 |
| Tabela 4 – Composição modal da amostra TFA5 do Complexo Granja (Unidade Granja).. | 211 |
| Tabela 5 – Parâmetros que definem o cálculo das idades | 212 |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 22 |
| 2 | TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA | 31 |
| 2.1 | Introdução à termocronologia por traços de fissão | 31 |
| 2.2 | O princípio do <i>annealing</i> e seus parâmetros cinéticos na história termal | 32 |
| 2.2.1 | <i>Temperatura</i> | 33 |
| 2.2.2 | <i>Diâmetro paralelo e o ângulo em relação ao eixo-c</i> | 34 |
| 2.2.3 | <i>Teor de Cl</i> | 35 |
| 2.2.4 | <i>Diâmetro paralelo (Dpar)</i> | 36 |
| 2.3 | O método do detector externo | 36 |
| 2.4 | O princípio de Poisson no cálculo das idades | 39 |
| 2.5 | O método do LA-ICP-MS | 39 |
| 3 | METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS | 44 |
| 3.1 | Geoprocessamento e critérios para o mapeamento temático | 44 |
| 3.2 | Trabalho de campo e coleta de amostras | 49 |
| 3.3 | Britagem, pesagem e fragmentação das amostras | 53 |
| 3.4 | Seleção granulométrica, bateamento e separação magnética | 54 |
| 3.5 | Separação de minerais pesados | 56 |
| 3.6 | Separação manual e os percursos da pesquisa para obtenção dos dados | 56 |
| 3.7 | Cálculo das idades em laboratório | 60 |
| 3.8 | Modelagem das histórias térmicas | 61 |
| 3.9 | Cálculo de taxas de denudação | 63 |
| 4 | ARCABOUÇO GEOLÓGICO E CRONOLITOESTRATIGRÁFICO | 64 |
| 4.1 | Embasamento Paleoproterozoico | 67 |
| 4.1.1 | <i>Complexo Granja</i> | 67 |
| 4.1.2 | <i>Complexo Canindé do Ceará</i> | 68 |
| 4.1.3 | <i>Unidade Vulcânica Saquinho</i> | 69 |
| 4.2 | Unidade Lagoa de Caiçara | 70 |
| 4.3 | Sequências Supracrustais Neoproterozoicas | 71 |
| 4.3.1 | <i>Complexo Ceará (Formação Independência)</i> | 71 |
| 4.3.2 | <i>Grupo Martinópolis</i> | 71 |
| 4.3.3 | <i>Grupo Ubajara</i> | 73 |
| 4.4 | O Ciclo Brasileiro e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria | 75 |
| 4.5 | Granitoides Brasileiros e Tardi-Pós-Orogênicos | 77 |

| | | |
|---------|---|-----|
| 4.5.1 | <i>Granitoides Indiscriminados e Corpo Serrote Gado Bravo</i> | 77 |
| 4.5.2 | <i>Suíte Tauá: Corpo Anil</i> | 78 |
| 4.5.3 | <i>Suíte Meruoca: corpos Meruoca e Mucambo</i> | 79 |
| 4.5.4 | <i>Termometamorfito Mucambo</i> | 81 |
| 4.6 | Bacias de Transição | 81 |
| 4.6.1 | <i>Grupo Jaibaras</i> | 82 |
| 4.6.2 | <i>Grupo Sairi (Formação Barra do Sairi)</i> | 86 |
| 4.7 | Sinéclise do Parnaíba: Grupo Serra Grande | 87 |
| 4.8 | Depósitos Sedimentares Cenozoicos | 92 |
| 5 | FISSÃO DO GONDWANA E ABERTURA DA MARGEM ATLÂNTICA ... | 94 |
| 5.1 | Início da abertura do Atlântico Equatorial e as bacias marginais | 94 |
| 5.2 | Rifteamento intracontinental e a abertura final da Margem Atlântica | 97 |
| 6 | TEMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL: UMA BREVE REVISÃO | 103 |
| 6.1 | Evolução termal do embasamento ígneo-metamórfico e das Bacias Sedimentares: história de exumação das áreas fontes para a sedimentação paleozoica | 105 |
| 6.2 | Tectônica meso-cenozoica e evolução morfoestrutural | 109 |
| 6.3 | Superfície Borborema e as coberturas sedimentares cenozoicas | 114 |
| 7 | EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E UNIDADES DE RELEVO | 118 |
| 7.1 | Lineamentos estruturais na área de estudo | 118 |
| 7.1.1 | <i>Lineamentos estruturais dúcteis</i> | 122 |
| 7.1.2 | <i>Lineamentos estruturais rúpteis e rede de drenagem</i> | 128 |
| 7.2 | Mapeamento geomorfológico e aspectos físico-geográficos | 132 |
| 7.2.1 | <i>Maciço da Meruoca</i> | 150 |
| 7.2.1.1 | <i>Vertente Norte-Oriental</i> | 152 |
| 7.2.1.2 | <i>Patamares Dissecados</i> | 154 |
| 7.2.1.3 | <i>Serra do Rosário</i> | 155 |
| 7.2.1.4 | <i>Platô Central</i> | 157 |
| 7.2.1.5 | <i>Vertente Sul-Occidental</i> | 157 |
| 7.2.2 | Maciços e Cristas Residuais | 159 |
| 7.2.2.1 | <i>Serra da Penanduba</i> | 160 |
| 7.2.2.2 | <i>Cristas e Hogbacks de São Joaquim</i> | 161 |
| 7.2.2.3 | <i>Maciço do Carnutum</i> | 168 |

| | | |
|--------------|--|-----|
| 7.2.2.4 | <i>Níveis Rebaixados de Cristas Residuais e Inselbergs</i> | 172 |
| 7.2.3 | <i>Depressão Periférica</i> | 175 |
| 7.2.3.1 | <i>Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú</i> | 175 |
| 7.2.3.2 | <i>Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca</i> | 176 |
| 7.2.4 | <i>Planalto da Ibiapaba</i> | 178 |
| 7.2.4.1 | <i>Escarpa Oriental (front)</i> | 179 |
| 7.2.4.2 | <i>Morros Testemunhos/Inselbergs Sedimentares</i> | 194 |
| 7.2.4.3 | <i>Reverso Ocidental</i> | 196 |
| 7.2.4.4 | <i>Rebordos Interiores</i> | 197 |
| 7.2.5 | <i>Depressão Monoclinal</i> | 200 |
| 7.2.5.1 | <i>Depressão Monoclinal da Ibiapaba</i> | 200 |
| 7.2.6 | <i>Tabuleiros</i> | 202 |
| 7.2.6.1 | <i>Tabuleiros Interiores</i> | 202 |
| 7.2.7 | <i>Planícies Fluviais</i> | 206 |
| 7.2.7.1 | <i>Planícies Fluviais dos Rios Acaraú e Coreaú e seus Afluentes</i> | 206 |
| 8 | RESULTADOS E DISCUSSÕES FINAIS | 208 |
| 8.1 | Descrição petrográfica das amostras | 208 |
| 8.1.1 | <i>Corpo Anil (TFA1)</i> | 208 |
| 8.1.2 | <i>Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Unidade Granitoide Santa Quitéria) (TFA4)</i> | 209 |
| 8.1.3 | <i>Complexo Granja (Unidade Granja) (TFA5)</i> | 210 |
| 8.2 | Análises TFA e idades centrais das amostras | 211 |
| 8.3 | Histórias térmicas das amostras | 217 |
| 8.3.1 | <i>História térmica da amostra TFA1: repercussões morfoestruturais no Planalto da Ibiapaba em torno do Lineamento Transbrasiliano</i> | 222 |
| 8.3.2 | <i>História térmica da amostra TFA4: repercussões morfoestruturais no Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba</i> | 226 |
| 8.3.3 | <i>Histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6: repercussões morfoestruturais no Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba e nas Cristas e Hogbacks de São Joaquim</i> | 230 |
| 8.3.4 | <i>Sinopse das histórias térmicas e taxas de denudação</i> | 238 |
| 9 | CONCLUSÃO | 241 |
| | REFERÊNCIAS | 247 |

1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro foi interpretada, classicamente, pelos trabalhos de Ab'Sáber (1964), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella e Mousinho (1966), Ab'Sáber (1969), Mabesoone e Castro (1975) e Souza (1988). Esses autores interpretaram a evolução do relevo como resultante de soerguimentos pós-cretáceos e de variações climáticas que se alternavam entre períodos úmidos e secos ao longo do Quaternário. Na fase úmida, o intemperismo químico desenvolveu geofomas dissecadas sobre as vertentes a partir da instalação da rede hidrográfica e da abertura prévia dos vales. Durante a fase seca, o intemperismo mecânico promoveu o recuo paralelo das escarpas, condicionando o escalonamento de pedimentos embutidos na estruturação dos pediplanos sertanejos.

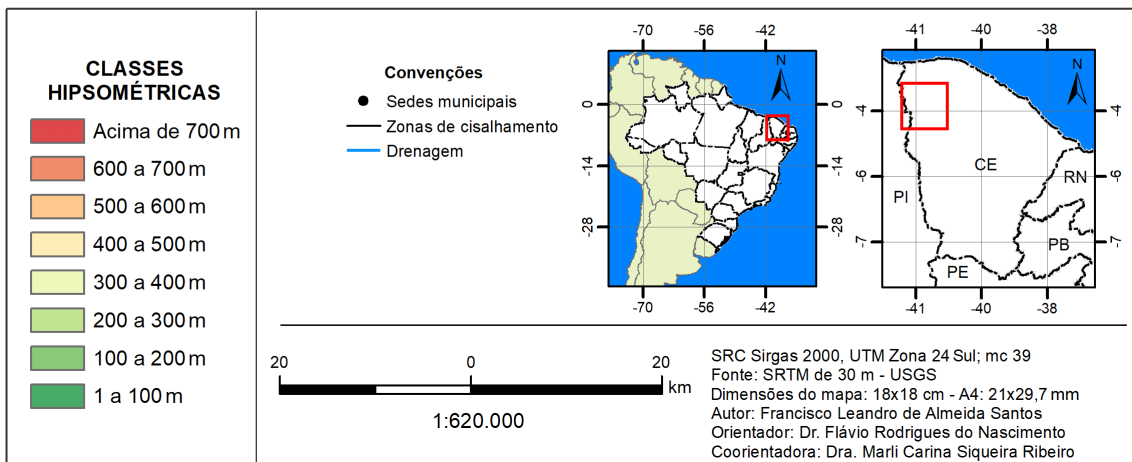
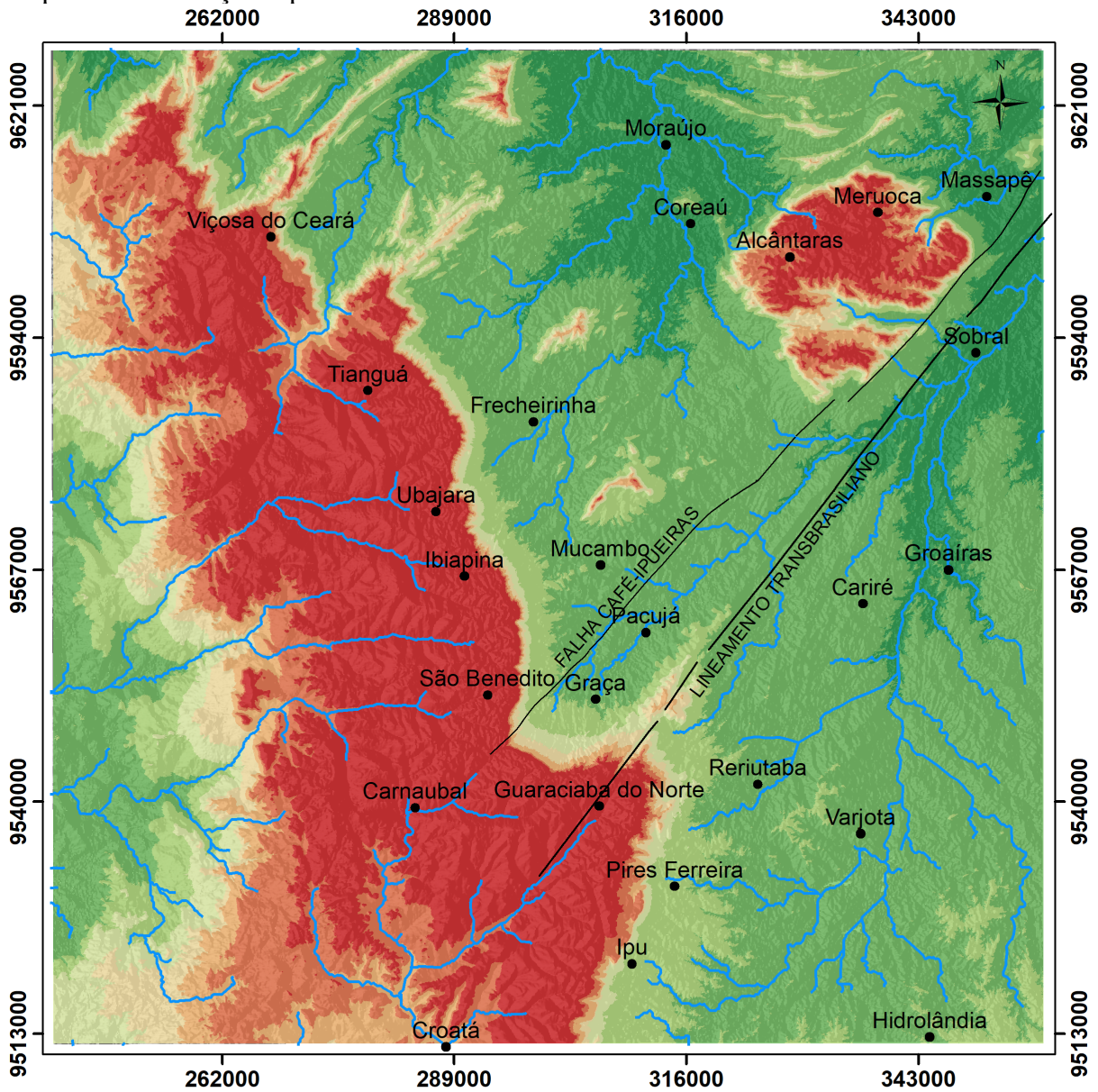
Para Maia e Bezerra (2014b), os trabalhos clássicos contribuíram para a consolidação de uma geomorfologia do Quaternário, com ênfase nos processos de erosão linear e de recuo paralelo das vertentes, interpretada como paleosuperfície de flutuações climáticas semiáridas. Contudo, esses trabalhos apresentam limitações na elucidação de aspectos estruturais, sobretudo da tectônica rifte, da pós-rifte e da erosão diferencial, ao longo das zonas de cisalhamento, que controlam a evolução do relevo.

Dessa maneira, os aspectos ligados à geomorfologia estrutural ganham significado para a interpretação do relevo do Nordeste Setentrional por intermédio dos trabalhos de Peulvast e Claudino-Sales (2006), Peulvast *et al.* (2008), Maia e Bezerra (2014a,b) e Claudino-Sales (2016), corroborando para a correlação de teorias geomorfológicas por meio de uma abordagem poligênica entre condicionantes tectônicos e climáticos. Esses pressupostos embasam a vertente de trabalho adotada na presente pesquisa.

O objeto de estudo abrange uma área de 13.336,82 km², localizada na porção Noroeste do Ceará e Nordeste do Piauí, entre os contatos geológicos da Província Borborema (domínios Ceará Central e Médio Coreauí) e da borda oriental da Bacia do Parnaíba. Esse setor é demarcado pela disposição da Falha Café-Ipueiras e do Lineamento Transbrasiliano como principais zonas de cisalhamento de escala continental. Na área, as estruturas dessa natureza controlam a evolução morfoestrutural da escarpa do Planalto da Ibiapaba na forma de *glint* e dos alinhamentos de Maciços e Cristas Residuais circunjacentes.

O Mapa 1, a seguir, mostra a localização da área de estudo:

Mapa 1 – Localização/hipsometria da área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Em trabalhos clássicos, como os de Souza (1988) e Souza (2000), o Planalto da Ibiapaba foi interpretado como relevo de cuesta por apresentar *front* e reverso estrutural. Não obstante, o planalto em questão representa um relevo de *glint* (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2006; CLAUDINO-SALES, 2016; CLAUDINO-SALES *et al.*, 2020), cujo fator que o diferencia da cuesta é resultante do contato discordante entre a borda oriental da Bacia do Parnaíba e o embasamento dos domínios Ceará Central e Médio Coreaú (Província Borborema). Esse *glint* é demarcado por um expressivo escarpamento abrupto para leste e festonado quanto à Depressão Periférica circunjacente e por um reverso de topografia suave a oeste, controlado pelo mergulho estratigráfico das camadas sedimentares na direção do eixo da bacia.

Os Maciços e Cristas Residuais circunjacentes são heranças diretas tanto da tectônica meso-cenozoica pelo poder de soerguer as estruturas brasileiras por reativação como da erosão diferencial subsequente que foi seletiva na manutenção de rochas mais resistentes em sobressalto topográfico em relação às superfícies denudadas em condições semiáridas.

A interpretação sobre as condições morfoestruturais dessa área resulta da análise de uma sequência de eventos que ocorreram em uma escala mais ampla no que diz respeito ao Nordeste Setentrional do Brasil, como segmento pertencente ao continente Gondwana Ocidental, abrangendo uma história evolutiva complexa em termos de megageomorfologia. Esses eventos têm repercussão direta na evolução morfoestrutural da área de estudo.

A evolução geológico-geomorfológica do Nordeste Setentrional é resultante da sucessão de cinco eventos morfoestruturais expostos a seguir em ordem cronológica:

- 1) Neoproterozoico (Criogeniano-Ediacarano): ocorre a Orogênese Brasileira, derivada da colagem continental de blocos continentais descendentes da quebra do Rodínia, que resultou na amalgamação do Gondwana por meio da colisão de faixas móveis demarcadas pelos crátons São Francisco/Congo e São Luís/Oeste Africano. Essa orogenia foi responsável pelo intenso plutonismo granítico e pela formação de arcos magmáticos de escala continental, a exemplo do Arco Tamboril-Santa Quitéria (BRITO NEVES; CORDANI, 1991; BRITO NEVES, 1999; FETTER *et al.*, 2003; ARTHAUD, 2007; SANTOS *et al.*, 2008). A duração da Orogênese Brasileira-Pan Africana ocorre no intervalo de 665-550 Ma. Entre América do Sul e África, fecharam-se os oceanos Adamastor e Borborema, gerando os sistemas Mantiqueira-Tocantins e Borborema, respectivamente, com intervenção dos crátons São

Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari. Apenas pequenas porções do Oceano Adamastor se fecharam antes de 600 Ma (HASUI, 2010). A colisão entre os crátons São Luís/Oeste da África e São Francisco/Congo formaram a Província Borborema por espessamento crustal e empilhamento de *nappes* em uma orogênese do tipo Himalayana (ARTHAUD, 2007). A colagem neoproterozoica implica em vários episódios de orogênias acrescionárias (formação e coalescência de arcos magmáticos) com deformação associada à formação da Cadeia Brasileira na Província Borborema (BRITO NEVES, 1999);

- 2) Neoproterozoico-Paleozoico: estágio final da Orogênese Brasileira sobre a Província Borborema por esforços distensivos, com a intrusão de granitoides tardios de 540-530 Ma (Suíte Meruoca), concomitante à abertura dos riftes Jaibaras e Cococi. Representa a fase de transição entre o colapso da Cadeia Brasileira e a estabilidade tectônica através da formação de Bacias de Transição em condições de rifteamento para implantação da Sinéclise do Parnaíba a partir do Lineamento Transbrasiliano (OLIVEIRA, 2001; PARENTE; SILVA FILHO; ALMEIDA, 2004; GODOY, 2010; MOURA, 2017; PEDROSA JR. *et al.*, 2017);
- 3) Cretáceo Inferior: abertura de riftes intracontinentais do eixo Cariri-Potiguar com ombreiras soerguidas para o interior da Província Borborema. Magmatismo toleítico ligado aos eventos Ceará-Mirim (sul da Bacia Potiguar) e Sardinha (leste da Bacia do Parnaíba). Fissão do Gondwana/abertura do Atlântico Equatorial em torno de 100 Ma sob regime transformante, promovendo a reativação de zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW. Soerguimento da borda oriental da Bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba) por tensões transpressionais, com denudação subsequente e início da formação do *glint* (ALMEIDA *et al.*, 1988; MATOS, 2000; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; SOUZA *et al.*, 2004);
- 4) Transição entre Cretáceo Inferior/Superior: subsidência térmica nas Bacias Sedimentares Mesozoicas. Na Bacia do Araripe, a subsidência cessou após a deposição da Formação Exu, seguindo de soerguimento de 100-90 Ma. Deposição das formações Açú (Albiano-Turoniano) e Jandaíra (Turoniano-Santoniano) na Bacia Potiguar. Subsidência térmica da crosta oceânica iniciando o soerguimento flexural do continente. Soerguimento de plútons

graníticos, expressos em superfície como maciços estruturais, por reativação tectônica e exumação das zonas de cisalhamento brasileiras (SOUSA; BEZERRA, 2005; MORAIS NETO; HEGARTY; KARNER, 2006; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2006; PESSOA NETO *et al.*, 2007; MAIA; BEZERRA, 2014b);

- 5) Cenozoico: sobrecarga de sedimentos na plataforma continental intensificando o soerguimento flexural do continente. Vulcanismo na fachada atlântica (Macau e Messejana) durante os períodos Paleogeno e Neogeno (43-22 Ma). Inversão tectônica desde o Mioceno para um regime compressional E-W sobre as seções rifte e pós-rifte da Bacia Potiguar. Deposição durante o Neogeno do Grupo Barreiras (23-17 Ma) e da Formação Serra dos Martins (20 Ma). Variações climáticas e eustáticas responsáveis pela erosão diferencial do relevo sob condições climáticas preponderantemente semiáridas, elaborando as Superfícies de Aplainamento Sertanejas, esculpidas de forma predominante em rochas da Província Borborema, entre o Mioceno e o Pleistoceno (ALMEIDA *et al.*, 1988; LIMA, 2008; MAIA, 2012; CLAUDINO-SALES, 2016).

Essa sequência de eventos é responsável pelas linhas mestras do relevo, que condicionam a evolução geomorfológica atual, controlando a configuração dos processos denudacionais do Cenozoico. Tal controle resulta do condicionamento estrutural das zonas de cisalhamento brasileiras dispostas em faixas paralelas e direcionadas segundo os planos de deformação, falhas e fraturas, comandando os processos erosivos, que passam a expressar o relevo (MAIA; BEZERRA, 2014a).

A geomorfologia do Nordeste Setentrional do Brasil foi reestruturada após os episódios cretáceos de divisão do Gondwana, do qual ela é uma herança direta. No entanto, os volumes de relevo acham-se alinhados conforme as zonas de cisalhamento de origem proterozoica (reativadas durante o Cretáceo Inferior). As morfoestruturas foram retrabalhadas no Cenozoico por episódios tectônicos (soerguimentos flexurais), magmáticos (vulcanismo neogeno), erosivos (mudanças climáticas associadas a climas secos e a variações do nível do mar) e sedimentológicos (acumulação de sedimentos nas planícies Fluviais e Costeiras) (CLAUDINO-SALES, 2016, 2018). Na atualidade, o conjunto da área analisada evolui lentamente a partir da ação dominante do intemperismo físico controlado pela existência do clima semiárido, refletindo as heranças estruturais das reativações cretáceas, que reorganizaram o arranjo dos compartimentos de relevo (SANTOS; NASCIMENTO; CLAUDINO-SALES, 2020).

A determinação das reativações rúpteis e das taxas de denudação da crosta torna-se, portanto, fundamental para decifrar a evolução da paisagem geomorfológica por meio da correlação entre condicionantes tectônicos (endógenos) e climáticos (exógenos).

Para Hackspacher *et al.* (2004), os dados de termocronologia de baixa temperatura são fundamentais para que esses pressupostos sejam validados, delineando o espaço-tempo e a magnitude dos eventos tectônicos, além de determinar idades e taxas médias de erosão pelas informações geológicas e geomorfológicas, que permitem qualificar e quantificar o grau de exumação e de denudação em áreas pré-cambrianas.

Dessa maneira, a termocronologia de baixa temperatura contribui na construção de histogramas de evolução termal da crosta para interpretar eventos vinculados à tectônica meso-cenozoica e à denudação subsequente, que condicionaram a estruturação das paisagens geomorfológicas do Planalto da Ibiapaba e dos relevos do Noroeste do Ceará.

Nesse contexto, o objetivo geral deste estudo consiste em estabelecer um modelo de evolução morfoestrutural para o Planalto da Ibiapaba e para os relevos circundantes do Noroeste do Ceará por meio da termocronologia por traços de fissão em apatitas (TFA) para demarcar os eventos tectônico-denudacionais que tiveram influência na geomorfologia da área. A proposta é registrar nos termocronômetros os principais pulsos de reativação tectônica no soerguimento da escarpa do Planalto da Ibiapaba e calcular as taxas de denudação que formaram as superfícies de erosão e os relevos residuais. Nessa linha de interpretação, a presente pesquisa lança como objetivos específicos:

- 1) estabelecer correlações entre as histórias térmicas geradas com a evolução morfoestrutural da área, a fim de datar, no tempo geológico, os eventos de resfriamento associados aos processos de reativação tectônica e de denudação;
- 2) estimar as taxas de denudação da área a partir das histórias térmicas, estabelecendo os eventos de resfriamento de forma cronológica para mensurar a quantidade de rocha removida nas amostras por intervalo de tempo;
- 3) proceder à compartimentação geomorfológica, seguindo critérios de hierarquização pertinentes aos atributos morfoestruturais e morfoesculturais, contribuindo para uma compreensão integrada de evolução morfoestrutural em relação aos dados de história térmica em diferentes unidades de relevo;
- 4) compreender como a disposição dos lineamentos dúcteis e rúpteis controlam a evolução do relevo e dos padrões de drenagem associados;

- 5) interpretar conjecturas entre os eventos morfoestruturais de grande importância no Nordeste Setentrional do Brasil e as histórias térmicas na área de estudo, delineando uma análise integrada com os dados de escala regional.

Buscando alcançar esses objetivos, o presente estudo se desenvolve em nove capítulos. O primeiro deles corresponde a esta introdução, a qual apresenta, de maneira sintética, todos os aspectos do tema abordado.

Na sequência, o segundo capítulo aborda o método da termocronologia de baixa temperatura, com foco nos traços de fissão em apatitas como resultante do decaimento do ^{238}U , e suas aplicações na datação de eventos tectônicos e denudacionais em estudos geológicos e geomorfológicos. É dada ênfase aos padrões cinéticos de *annealing*, ou seja, aqueles que repercutem na temperatura de fechamento, em que a história térmica é apagada em minerais de apatita. Esses padrões orientam a modelagem de eventos termais entre 0 e 3 km na crosta superior. Discute-se também sobre os parâmetros para realizar o cálculo das idades das amostras, tanto no método tradicional via detector externo como no alternativo por *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS), considerando que este último foi aplicado para as análises termocronológicas da presente pesquisa.

O terceiro capítulo expõe a metodologia da pesquisa, delineando desde as etapas de coleta de amostras no campo até o processamento destas em laboratório para identificação dos minerais de apatita. Foram apontados os padrões estabelecidos por Soares *et al.* (2014) para o cálculo das idades via determinação direta de U, através de um LA-ICP-MS. O uso do *software* RadialPlotter 9.5, desenvolvido por Vermeesch (2009), foi destacado como ferramenta para mostrar as idades individuais dos grãos e suas dispersões em relação às idades centrais das amostras. O *software* HeFTy 1.8, proposto por Ketcham (2005), foi apresentado como ferramenta indispensável para modelagem das histórias térmicas pela construção de histogramas e caixas de Monte Carlo em função da temperatura *vs.* tempo. Além disso, as técnicas de geoprocessamento foram ressaltadas como instrumentos para a elaboração do mapeamento temático mediante o *software* QGIS 3.18, bem como dos perfis topográficos e dos blocos diagramas das unidades geomorfológicas, recorrendo-se aos *software* Global Mapper 1.9 e Corel Draw 2020.

O quarto capítulo busca investigar os dados geocronológicos de cada unidade geológica que integra a área de estudo. A base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020) corroborou para a organização do mapa geológico, em que foi construída uma coluna estratigráfica autoexplicativa para subsidiar a descrição hierárquica das unidades geológicas em Idade

Geocronológica, Grupo, Formação e Litologia. Essas informações foram respaldadas por levantamentos de literatura e de campo, delineando a escrita no referido capítulo que trata da geologia da área de estudo.

O quinto capítulo enfoca o processo de fissão do Gondwana em regime transformante durante o Cretáceo Inferior, que condicionou a abertura da Margem Equatorial Atlântica. São elucidados aspectos ligados à formação de bacias *onshore* e *offshore* sob condições transtensionais, a exemplo das bacias Potiguar, Ceará, São Luís/Bragança-Vizeu/Ilha Nova, Barreirinhas, Pará-Maranhão, Marajó e Foz do Amazonas. A reativação crustal das zonas de cisalhamento brasileiras foi destacada como fator condicionante para o soerguimento das morfoestruturas, conforme a orientação dos *trends* de falhas NE-SW ao longo da Província Borborema e das bacias paleo-mesozoicas do Nordeste Setentrional.

O sexto capítulo marca a revisão de dados termocronológicos das morfoestruturas inseridas no contexto do Nordeste Setentrional, envolvendo os eventos responsáveis pela evolução tectônico-denudacional dos relevos sustentados pelo embasamento da Província Borborema, das bacias paleo-mesozoicas e das coberturas cenozoicas. Esses dados foram confrontados com as idades e as histórias térmicas obtidas na presente pesquisa.

O sétimo capítulo evidencia a compartimentação geomorfológica da área de estudo em unidades hierarquizadas, de acordo com a metodologia de Ross (1992). O 1º táxon abrange as morfoestruturas relacionadas aos grandes domínios geológicos associados às unidades de relevo de macroescala, como Maciços Cristalinos da Província Borborema, Superfícies de Aplainamento da Província Borborema, Superfícies de Aplainamento da Bacia do Parnaíba, Planaltos Sedimentares da Bacia do Parnaíba e Superfícies de Acumulação Cenozoicas. O 2º táxon representa as unidades morfoesculturais que expressam as feições do modelado com ênfase em compartimentos, como Maciço da Meruoca, Maciços e Cristas Residuais, Depressão Periférica, Depressão Monoclinal, Planalto da Ibiapaba, Tabuleiros e Planícies Fluviais. O 3º táxon resulta da subdivisão de unidades menores que remontam à atuação de sistemas de erosão e de deposição pretéritos e atuais na evolução da paisagem geomorfológica. Em complemento ao mapeamento geomorfológico, foram extraídos dados de lineamentos dúcteis e rúpteis para elucidar as heranças pretéritas da Orogênese Brasileira e do *break-up* do Gondwana, respectivamente, no controle estrutural das geoformas.

O oitavo capítulo apresenta os resultados finais da pesquisa por meio da obtenção das idades termocronológicas e das histórias térmicas das amostras em função da temperatura *vs.* tempo. As histórias térmicas registram um primeiro evento de resfriamento

associado à reativação tectônica da área de estudo em escala temporal análoga ao rifteamento Cariri/Potiguar e à separação final do Gondwana (Cretáceo Inferior). O evento de resfriamento do Eoceno/Mioceno foi conjecturado com a flexura do continente. Esses dados validam o soerguimento do Planalto da Ibiapaba e dos relevos do Noroeste do Ceará, fornecendo taxas de denudação que explicam a formação do *glint* e da Depressão Periférica.

Por fim, no último capítulo, são expostas as conclusões acerca dos resultados alcançados da pesquisa por intermédio de uma síntese das interpretações em torno da evolução morfoestrutural da área estudo, a partir da aplicação da termocronologia de baixa temperatura como base de método da pesquisa, delineando correlações entre as histórias térmicas das amostras e os eventos de soerguimento/denudação no condicionamento do relevo.

2 TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA

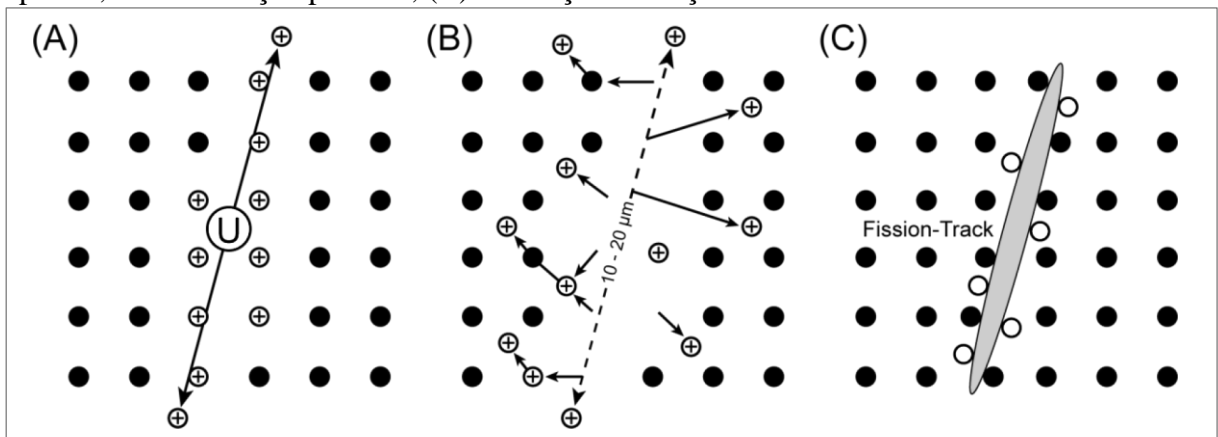
Este capítulo apresenta as bases teóricas e metodológicas da termocronologia de baixa temperatura e suas aplicações para a datação de eventos térmicos da crosta superior a partir do decaimento de isótopos de U em minerais de apatita. Neste recorte, são mostrados os métodos do detector externo e do LA-ICP-MS, apontando os principais parâmetros utilizados para obtenção de dados termocronológicos. Nesta tese, foi utilizado o método por LA-ICP-MS para obtenção do quadro termocronológico da área de estudo.

2.1 Introdução à termocronologia por traços de fissão

A termocronologia por traços de fissão foi desenvolvida conforme os princípios de Fleischer, Prince e Walker (1965), na teoria da explosão iônica (*ion explosion spike*). Esses pressupostos foram utilizados para reconstruir a história térmica das rochas, com base na análise dos defeitos no retículo cristalino dos minerais de apatita e zircão pelo decaimento nuclear do isótopo ^{238}U . Esse isótopo sofre o processo de fissão espontânea por meio da desintegração de um núcleo instável pai, que dissipa energia cinética através do lançamento de dois átomos filhos em direções opostas, provocando em sua trajetória ionização positiva dos átomos, os quais sofrem repulsão *coulombiana* até produzir traços latentes na rede cristalina do mineral (SILVA, 2016).

A Figura 1, a seguir, mostra o modelo de formação de traços de fissão em minerais:

Figura 1 – (A) Decaimento nuclear do urânio; (B) Lançamento de átomos filhos em direções opostas, com ionização positiva; (C) Formação de traços de fissão.



Fonte: Sehr (2014).

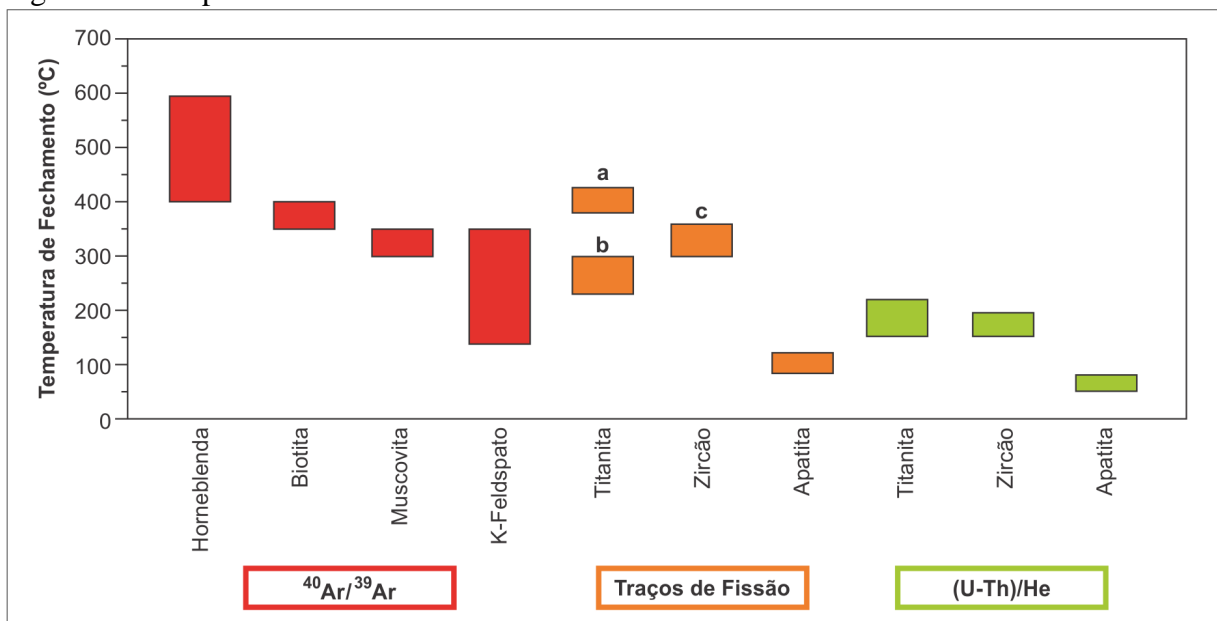
Esses defeitos são chamados de traços de fissão e são produzidos continuamente no mineral ao longo da história geológica (HACKSPACHER *et al.*, 2004; FRACALOSSI; GODOY; HACKSPACHER, 2007). No Brasil, a literatura tem como referência os trabalhos de Hackspacher *et al.* (2004), Hackspacher *et al.* (2007), Morais Neto, Hegarty e Karner (2006), Morais Neto *et al.* (2008), Fracalossi, Godoy e Hackspacher (2007), Franco-Magalhães *et al.* (2010), Godoy (2010), Ribeiro *et al.* (2011) e Doranti-Tiritan (2013).

A termocronologia de baixa temperatura tem sido amplamente empregada para registrar as histórias térmicas em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares submetidas a uma gama de configurações geológicas que inclui Cinturões Orogênicos, Margens Passivas, Falhas, Bacias Sedimentares e Crátons (DONELICK; O’SULLIVAN; KETCHAM, 2005).

2.2 O princípio do *annealing* e seus parâmetros cinéticos na história termal

Conforme os pressupostos de Dodson (1973), cada sistema isotópico tem uma temperatura de fechamento, e, acima dela, os elementos filhos produzidos por decaimento radioativo desaparecem do mineral em uma taxa superior à de acúmulo, à medida que o processo de *annealing* ocorre em uma temperatura mais rápida que o surgimento de novos traços. Assim, abaixo da temperatura de fechamento do sistema isotópico, os átomos filhos são retidos no mineral. A Figura 2 expõe a temperatura de fechamento dos sistemas termocronométricos de cada mineral para os métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Traços de Fissão e U-Th/He:

Figura 2 – Temperatura de fechamento dos sistemas termocronométricos



Fonte: Doranti-Tiritan (2013), modificada de Campanile (2007).

A apatita é o mineral que corresponde ao fosfato mais comum na crosta terrestre. A fórmula química para apatita é geralmente escrita como $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 2013). Na apatita, a temperatura em que todos os traços são apagados é de 120 °C em média para o tempo geológico, demarcando o início de uma nova história térmica. Cada traço de fissão é o registro de um evento de decaimento por fissão espontânea, que representa um evento de formação de átomos filhos. O valor de átomos restantes de ^{238}U é possível de ser conhecido por meio da quantidade de ^{235}U , que, na natureza, mantém uma relação constante com o ^{238}U . Utilizando-se desse princípio, procede-se à irradiação da amostra estudada para a indução da fissão dos átomos de ^{235}U , cuja densidade de traços leva à quantidade desse isótopo, que leva à quantidade de ^{238}U presente no mineral (GODOY, 2010).

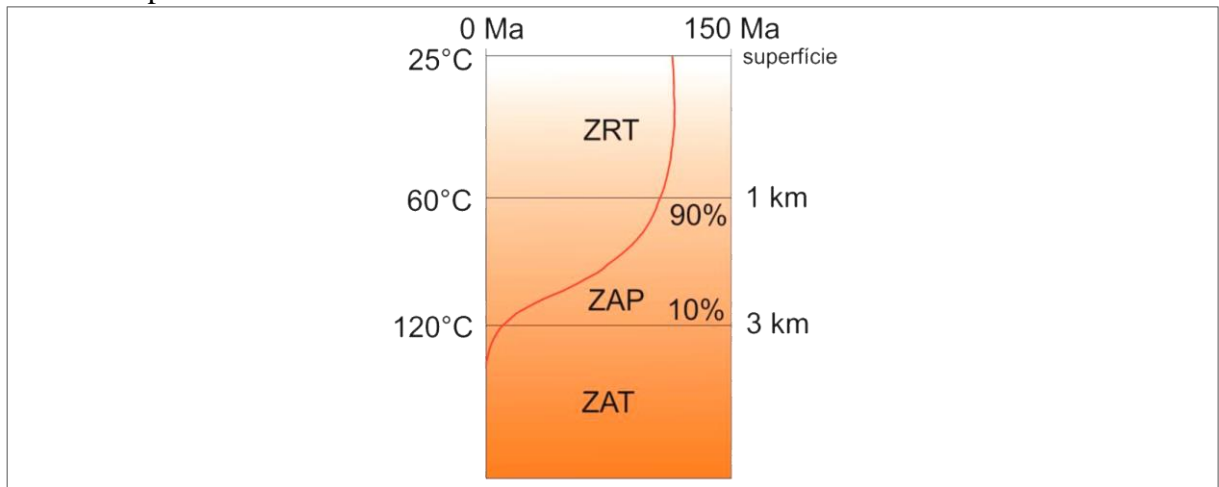
A taxa de *annealing* dos traços fósseis depende de um conjunto de fatores cinéticos relacionados diretamente com a velocidade de encurtamento dos traços. Para evitar o agrupamento de traços com cinéticas diferentes de *annealing* em determinada amostra, populações de grãos são individualizadas de acordo com um ou mais parâmetros, dentre os quais, o teor de Cl, o diâmetro médio das figuras de ataque paralelo ao eixo-c do cristal (D_{par}) e o ângulo entre os traços confinados e o eixo-c (ϕ) são os mais amplamente empregados, e, por isso, serão descritos com maior detalhe (SILVA, 2016). Dessa maneira, os itens descritos a seguir elucidam os parâmetros cinéticos de *annealing* em apatitas.

2.2.1 Temperatura

Os traços de fissão sob temperaturas intermediárias de 60-120 °C são, conforme Naeser, Naeser e McCulloh (1989), parcialmente apagados ou encurtados em uma profundidade de 1-3 km. Próximo dessa isoterma, são preservados de 10-90% dos traços fósseis.

Na Figura 3, a seguir, a curva em vermelho representa o comportamento da idade de uma amostra (150 Ma) ao longo da história térmica, caso hipoteticamente tenha passado pela Zona de Apagamento Total (ZAT), pela Zona de Apagamento Parcial (ZAP) e pela Zona de Retenção Total (ZRT).

Figura 3 – Zonas térmicas e as temperaturas de fechamento para revelação dos traços de fissão em apatita



Fonte: Silva (2016), modificada de Naeser, Naeser e McCulloh (1989).

A idade TFA resulta da distribuição subjacente dos comprimentos dos traços de fissão na rede cristalina dos minerais analisados como fator dependente da temperatura, posto que esse comprimento decresce à medida que a temperatura aumenta (GALBRAITH; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995). Assim, a história térmica é obtida com base no grau de encurtamento e na densidade dos traços de fissão retidos na superfície do mineral.

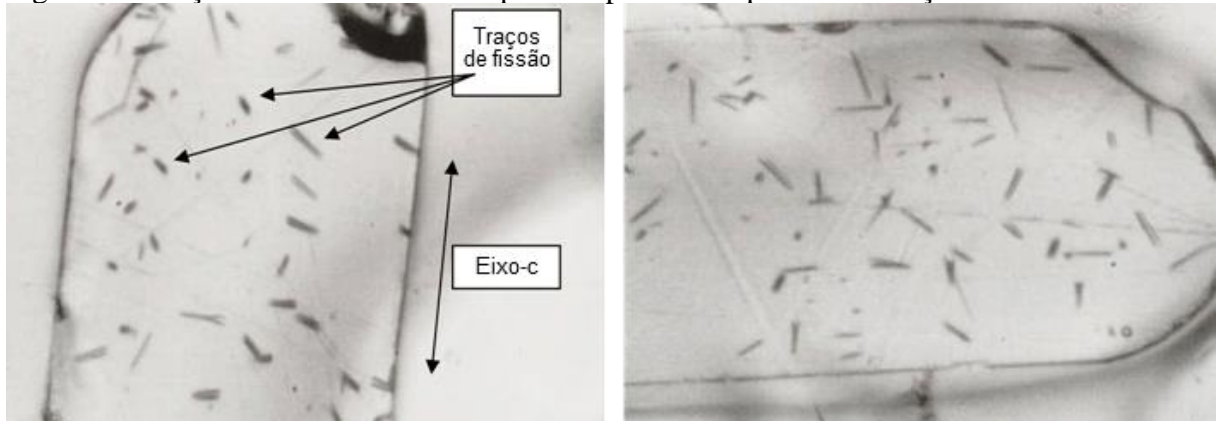
Essas perturbações têm morfologias cilíndricas, possuindo tamanho inicial da ordem de 16 μm . Os traços de fissão apresentam susceptibilidade térmica quando expostos a aquecimento superior a 120 $^{\circ}\text{C}$, cuja reação é a reorganização progressiva dos átomos no retículo cristalino do mineral, de forma que o traço diminua de tamanho (WAGNER; VAN DEN HAUTE, 1992). À proporção que ocorre o apagamento total dos traços, quando a amostra passa pela zona de *annealing*, há o início de uma nova história térmica, registrando assim os eventos de magmatismo termal sob temperaturas próximas a 120 $^{\circ}\text{C}$, seguindo-se por episódios de resfriamento, relacionados com as reativações rúpteis, o soerguimento e a exumação das morfoestruturas (HACKSPACHER *et al.*, 2004; HACKSPACHER *et al.*, 2007; RIBEIRO *et al.*, 2011).

2.2.2 Diâmetro paralelo e o ângulo em relação ao eixo-c

Os traços de fissão são orientados aleatoriamente e compostos por estruturas danificadas, tipicamente inferiores a 20 μm de comprimento e de 3-14 μm de largura. Durante o processo de ataque químico, há formação de figuras geométricas entre os traços de fissão e a superfície de polimento do mineral. As figuras são paralelas umas às outras em superfícies

prismáticas de apatitas hexagonais, e seus diâmetros máximos são alinhados paralelamente ao eixo-c cristalográfico. Logo, os diâmetros são classificados em torno de $1,75 \mu\text{m}$ com grãos que apresentam baixa e alta resistência à temperatura de fechamento (CARLSON; DONELICK; KETCHAM, 1999; DONELICK; O'SULLIVAN; KETCHAM, 2005). A Figura 4 ilustra a ocorrência de traços de fissão em uma superfície polida de apatita:

Figura 4 – Traços de fissão em uma superfície polida de apatita em relação ao eixo-c



Fonte: Donelick, O'Sullivan e Ketcham (2005, tradução nossa).

Os comprimentos são distribuídos uniformemente em torno de uma elipse que forma um ângulo em relação ao eixo-c, em que os traços em alto ângulo são mais encurtados em comparação aos que estão paralelos ao eixo-c (DONELICK, 1991; GALBRAITH; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995; CARLSON; DONELICK; KETCHAM, 1999). Os trabalhos de Carlson, Donelick e Ketcham (1999) e Ketcham (2003) estabelecem um modelo de correção dos comprimentos dos traços confinados com base nos ângulos entre os traços e o eixo-c do mineral, padronizando o encurtamento a partir de uma mesma orientação.

2.2.3 Teor de Cl

Taxas de aquecimento térmico de traços de fissão em apatita dependem fortemente da composição química do cristal hospedeiro (CARLSON; DONELICK; KETCHAM, 1999). A ocorrência de uma maior concentração de Cl implica diretamente no aumento do diâmetro das figuras paralelas ao eixo-c do mineral de apatita. É normalmente aceito que a Cl-apatita é mais resistente ao *annealing* ($160 \text{ }^\circ\text{C}$) do que a F-apatita ($120 \text{ }^\circ\text{C}$) (BURTNER; NIGRINI; DONELICK, 1994; GALBRAITH; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995; KETCHAM; DONELICK; CARLSON, 1999; BARBARAND; HURFORD; CARTER, 2003).

2.2.4 Diâmetro paralelo (Dpar)

Durante o ataque químico, na intersecção entre os traços de fissão e a superfície de polimento mineral, são formadas figuras geométricas (*etched figure*) alongadas, de maneira preferencial, segundo o eixo-c da apatita (CARLSON; DONELICK; KETCHAM, 1999). Donelick, O'Sullivan e Ketcham (2005) ressaltam que o teor de Cl só ocorre em uma relação direta entre o aumento do diâmetro dos traços paralelos ao eixo-c do cristal (Dpar) e o aumento da resistência ao *annealing*. Os diâmetros são classificados em menores ou maiores que 1,75 μm para grãos que apresentam baixa e alta resistência ao *annealing*, respectivamente, seguindo os critérios de ataque com HNO_3 5,5 M por 20 segundos a 21 °C. O Dpar serve também para estimar o comprimento inicial dos traços confinados.

2.3 O método do detector externo

O método do detector externo é utilizado para medir a densidade dos traços fósseis (^{238}U) e induzidos (^{235}U), baseando-se na datação de grãos individuais de apatita, em que é possível datar a idade para cada grão analisado. Geralmente, o detector externo é utilizado em uma lamínula de mica juntamente com a montagem dos grãos, para que, posteriormente, possam ser submetidos aos efeitos da irradiação por nêutrons térmicos em um reator nuclear. Em seguida, as apatitas são polidas e submetidas a um ataque químico para revelação dos traços em uma solução de HNO_3 a 7%, sob temperatura controlada de 20 °C durante 60 segundos (RIBEIRO *et al.*, 2011).

A constante de desintegração por fissão espontânea do ^{238}U no tempo geológico é de $8,6 \times 10^{-17} \text{ ano}^{-1}$, padronizado por Fleischer, Prince e Walker (1965). O fator geométrico na distribuição angular da apatita, em razão dos fragmentos de fissão induzida por nêutrons de fissão espontânea no entorno da mica, é equivalente a $\frac{1}{4}$ (HADLER NETO, 1982).

O procedimento analítico para determinação da idade depende do número de traços de fissão espontâneos por unidade de volume em uma determinada superfície do mineral de apatita. Os traços de fissão espontâneos do ^{238}U são equivalentes aos isótopos filhos. Após a irradiação por nêutrons de baixa energia, a amostra revela a indução de ^{235}U , que não sofre processo de fissão espontânea, mas reflete a quantidade inicial de ^{238}U , equivalentes aos isótopos pais, à medida que há relação de abundância constante desses isótopos na natureza (WAGNER; VAN DEN HAUTE, 1992; GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998). A Equação 1, a seguir, expõe a idade aparente por TFA:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \text{Ln} \left(\lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g + 1 \right) \quad (1)$$

sendo:

t = idade aparente;

λ_d = constante de decaimento do ^{238}U ;

ρ_s = densidade dos traços de fissão fósseis do ^{238}U da amostra;

ρ_i = densidade dos traços de fissão induzidos do ^{238}U da amostra;

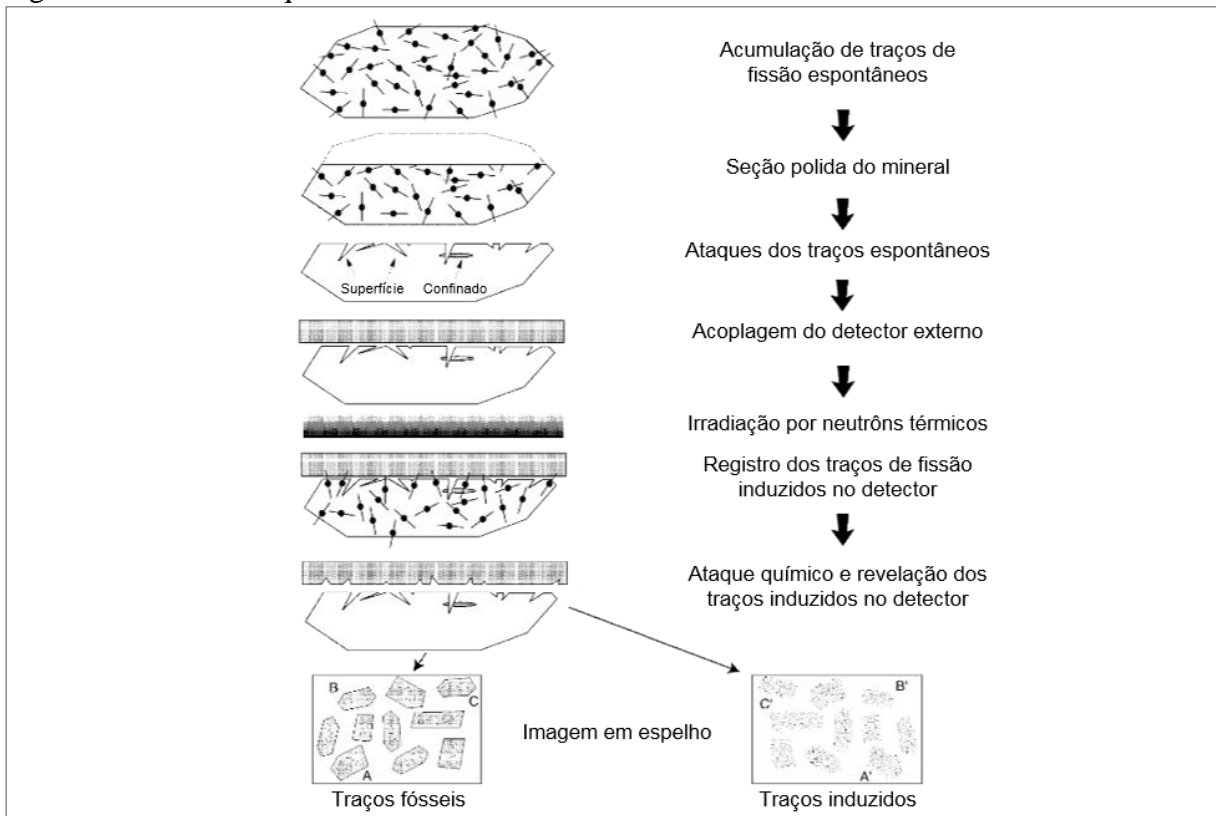
ζ = fator de correção Zeta;

ρ_d = densidade dos traços de fissão induzidos do ^{235}U em dosímetro; e

g = fator de geometria.

Durante o processo de indução do ^{235}U , algumas partículas pesadas atravessam a interface entre o mineral e a mica, produzindo imagem espelhada do grão original. Quando a amostra é devolvida ao laboratório, apenas na mica é gravada para revelar os traços induzidos. Uma grande vantagem desse método é que as idades são determinadas em grãos individuais (GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998), conforme ilustra a Figura 5, a seguir:

Figura 5 – Modelo esquemático do método do detector externo



Fonte: Gallagher, Brown e Johnson (1998, tradução nossa).

Lunnes *et al.* (2002) apontam que, por não haver nenhum consenso geral sobre (1) a dosimetria de nêutrons a ser empregada e (2) o valor da constante de decaimento de fissão λ_f a ser aplicado no cálculo das idades, Hurford e Green (1983) introduziram um procedimento chamado calibração Zeta, através do qual as idades de traços de fissão são calibradas em relação a padrões com idades de referência determinadas usando outros métodos.

O uso da calibração Zeta foi recomendado pela Subcomissão de Geocronologia da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS). A datação de apatita pelo método populacional de Gleadow (1981) é a única exceção admitida pela recomendação da IUGS. Nesse caso, uma calibração absoluta pode ser empregada, desde que a calibração do sistema seja testada em relação aos padrões de idade da apatita (apatitas de Durango, México, e de *Fish Canyon Tuff*, EUA) (HURFORD, 1990; LUNNES *et al.*, 2002).

Os trabalhos de Green (1986), Green *et al.* (1989a,b), Laslett *et al.* (1987) e Duddy, Grenn e Lallett (1988) testaram as características de comprimento da apatita de Durango. Os resultados estabeleceram uma faixa de temperatura de fechamento parcial de 60-110 °C, com uma incerteza de cerca de 10 °C (GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998).

A temperatura atua em ação combinada com o tempo em uma relação do tipo Arrhenius para a evolução do comprimento dos traços, que são encurtados com o aumento das isothermas no interior da crosta. Quando os traços de fissão se formam, elas são aleatoriamente orientadas no espaço tridimensional. No entanto, as medidas de densidade usadas nas determinações de idade são baseadas em uma amostra bidimensional de traços que interceptam uma superfície interna. Ao passo que a temperatura aumenta, a probabilidade de visualização dos traços diminui. Sendo assim, conta-se menos e a estimativa de idade se torna mais jovem. Portanto, para calcular a idade, é necessária a determinação do fator de calibração Zeta (ζ), conforme descrito na Equação 2 (GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998):

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_{\alpha} 238 (\Delta t)_{\text{padrão}}} - 1}{\lambda_{\alpha} 238 \rho_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_{\text{padrão}}} \quad (2)$$

sendo:

ζ = fator Zeta;

λ_{α} = constante de decaimento do ^{238}U ;

$(\Delta t)_{\text{padrão}}$ = idade da apatita padrão;

ρ_d = densidade de traços induzidos no detector externo do vidro;

$(\rho_s)_{\text{padrão}}$ = densidade de traços fósseis na apatita padrão; e

$(\rho_i)_{\text{padrão}}$ = densidade de traços induzidos no detector externo da apatita padrão.

2.4 O princípio de Poisson no cálculo das idades

Há três estimativas que são aplicadas para a obtenção das idades TFA, são elas: 1) Idade Média, que corresponde à média aritmética das razões entre traços espontâneos e induzidos em grãos individuais de apatita; 2) Idade Agrupada, resultante da razão entre a soma dos traços espontâneos e a dos traços induzidos; e 3) Idade Central, que é a média ponderada da distribuição logarítmica normal das idades em grãos individuais. Quando a variação na população de contagem é consistente com uma distribuição de Poisson, essas estimativas de idade são essencialmente semelhantes (GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998).

No geral, a idade central é a estimativa da idade da amostra preferida, pois é mais robusta do ponto de vista estatístico para determinar a idade tanto para distribuições poissonianas quanto para não-poissonianas associadas a mais de uma população de grãos presentes na amostra (GALBRAITH; LASLETT, 1993; GALLAGHER; BROWN; JOHNSON, 1998).

É imprescindível a aplicação do teste do χ^2 para verificar a probabilidade de grãos pertencerem a uma mesma população de idades segundo o princípio de Poisson, que resulta da natureza aleatória do decaimento radioativo. Valores de $P(\chi^2) \geq 90\%$ mostram ótima concordância com a distribuição de Poisson, enquanto valores de $P(\chi^2) < 5\%$ indicam distribuição não-poissoniana (GREEN, 1981).

2.5 O método do LA-ICP-MS

Por meio de estudo preliminar na Margem Continental Leste do Brasil, Jelinek e Chemale Jr. (2013) aplicaram o uso do LA-ICP-MS como método alternativo à irradiação de amostras no detector externo para datar idades termocronológicas por traços de fissão em apatitas.

Esse método fornece uma determinação superior (1-2%) quando comparado ao método convencional de análises por detector externo. Além da precisão superior na determinação da concentração de urânio, ele permite a determinação da concentração de tório,

tornando as idades obtidas ainda mais precisas (4-5%). Dentre as vantagens do método, em detrimento à análise convencional por traços de fissão, cita-se: eliminação da necessidade de irradiação das amostras em reator nuclear; manuseio e transporte de amostras radioativas; potencial velocidade das análises aliada ao baixo custo; e precisão maior nos resultados obtidos por espectrometria (DONELICK; O'SULLIVAN; KETCHAM, 2005; HASEBE *et al.*, 2004; JELINEK; CHEMALE JR., 2013).

Embora a calibração Zeta contorne muitas incertezas técnicas, a qualidade da irradiação da amostra continua sendo uma limitação fundamental na qualidade dos dados. O número de reatores de pesquisa capazes de fornecer níveis adequados de termalização de nêutrons para traços de fissão, conforme já apontava Hurford (1990) e Tagami e Nishimura (1992), é limitado, e, recentemente, as pressões ambientais, de segurança e políticas levaram ao fechamento de várias instalações de reatores nucleares (HASEBE *et al.*, 2004). Por isso, a presente pesquisa utiliza como base a espectrometria via LA-ICP-MS, para obtenção dos dados termocronológicos das amostras.

Para Hasebe *et al.* (2004), a idade de traço de fissão por LA-ICP-MS de cada grão é calculada usando uma abordagem absoluta que exige a seleção de um valor de λ_f . Mesmo que haja diversidade de valores para λ_f , aquelas determinações diretas, que são independentes da medição da fluência absoluta dos nêutrons, centram-se em torno de $8,5 \times 10^{-17} \text{ ano}^{-1}$. Dessas análises, são adotados os valores dos estudos de Spadavecchia e Hahn (1967) e de Bigazzi (1981), obtendo um valor preciso de $(8,46 \pm 0,06) \times 10^{-17} \text{ ano}^{-1}$. Assim, a equação geral da idade (Equação 3) é:

$$D_t = \lambda_f \lambda_D N_{238} (e^{\lambda_D t} - 1) \quad (3)$$

sendo:

D_t = eventos de decaimento de ^{238}U durante o tempo t em uma unidade de volume (cm^{-3});

λ_f = ^{238}U constante de decaimento de fissão espontânea ($8,46 \times 10^{-17} \text{ ano}^{-1}$);

λ_D = ^{238}U constante de decaimento total ($1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$);

N_{238} = número atual de átomos de ^{238}U em uma unidade de volume (cm^{-3}); e

t = FT idade (anos).

Soares *et al.* (2015) apontam que o método LA-ICP-MS consiste no uso de padrões sintéticos de vidros dopados de U-Th, a exemplo dos padrões de referência NIST SRM 610 e 612 (JOCHUM *et al.*, 2011), visando a corrigir as heterogeneidades de U-Th nos

diferentes pontos de ablação na superfície do cristal de apatita. Isso proporciona uma calibração mais precisa, à medida que o respectivo método depende de materiais de referência homogêneos (SOARES *et al.*, 2015).

Soares *et al.* (2014) apresentam um novo modelo de calibração direta LA-ICP-MS, que permite a determinação de idades de traços de fissão diretamente, independente dos padrões de idade, usando as constantes físicas e os fatores de eficiência determinados experimentalmente. A eficiência do fator em uma superfície interna do mineral pode ser determinada pelas medidas dos traços de fissão contados. O produto entre as eficiências de observação e de gravação ($[\eta q]_{is}$) pode ser determinado diretamente.

Vale ressaltar que a datação pelo LA-ICP-MS busca a contagem do traço na apatita diretamente pela quantidade de ^{238}U na amostra, em vez de induzir a fissão do ^{235}U em reator nuclear para calcular os valores da constante da natureza, em que a quantidade ^{235}U é inversamente proporcional à quantidade de ^{238}U .

Ademais, as concentrações de urânio em amostras de apatita são determinadas usando um cristal Durango (Dur-2 = 7,44 $\mu\text{g.g}^{-1}$ U) e um cristal *Mud Tank* (MT-7 = 6,88 $\mu\text{g.g}^{-1}$ U) como materiais de referência de urânio. Nesse caso, o uso de materiais de referência matriciais permite uma redução na incerteza das medições de urânio para aquelas relacionadas às estatísticas de contagem, que são cerca de 1%, tendo-se em conta que nenhuma fonte adicional de incerteza deve ser considerada (SOARES *et al.*, 2014). Wagner e Van Den Haute (1992) indicam que a calibração de idade, por meio dos comprimentos dos traços de fissão, pode ser calculada de acordo com a Equação 4:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \right) \left(\frac{N_s}{N_{238}} \right) \right] \quad (4)$$

sendo:

N_s/N_{238} = número de faixas de fissão espontânea (^{238}U átomos) por unidade de volume;

$\lambda_{\alpha}/\lambda_f$ = alfa ^{238}U decaimento espontâneo da fissão constante; e

t = idade do traço de fissão em Ma.

Wagner e Van Den Haute (1992) ainda ressaltam que, para a contagem microscópica, apenas os traços de fissão que atingem a superfície polida podem ser gravados. A relação entre distribuições de traços planos e volumétricos e eficiências de gravação e

observação é contabilizada como parâmetro geométrico e de eficiência. Soares *et al.* (2013) reescrevem essa relação através da Equação 5:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \cdot \frac{1}{g_{4\pi} [\eta q]_{is} r_s} \cdot \frac{\rho_s}{N_{238}} \right] \quad (5)$$

sendo:

ρ_s = densidade espontânea do traço de fissão na superfície polida;

r_s = comprimento médio de faixas de fissão espontânea confinadas horizontais;

$g_{4\pi}$ = fator de geometria para uma superfície interna; e

$[\eta q]_{is}$ = produto entre eficiência de observação e de gravação.

O valor N_{238} pode ser calculado, consoante Hasebe *et al.* (2004), usando a concentração de U determinada pelo LA-ICP-MS, como descrito na Equação 6:

$$N_{238} = N_A \frac{{}^{238}\text{U} \cdot 10^{-6} \cdot d}{M} \quad (6)$$

sendo:

N_A = constante de Avogadro;

${}^{238}\text{U}$ = concentração (lg/g) do isótopo ${}^{238}\text{U}$ determinado por LA-ICP-MS;

d = densidade média de apatita (3,19 g/cm³); e

M = peso isotópico de ${}^{238}\text{U}$.

Considerando que a concentração de urânio via LA-ICP-MS é geralmente dada em lg/g, isso leva às equações 7 e 8 (SOARES *et al.*, 2014):

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \zeta_{\text{ICPMS}} \frac{1}{[\eta q]_{is} r_s} \cdot \frac{\rho_s}{{}^{238}\text{U}} \right] \quad (7)$$

sendo:

$$\zeta_{\text{ICPMS}} = \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \cdot \frac{M}{g_{4\pi} \cdot N_A \cdot 10^{-6} \cdot d} \quad (8)$$

Nesse sentido, Soares *et al.* (2014) enfatizam que o ICPMS é uma constante para o material a ser datado, nesse caso, a apatita. As outras quantidades entre parênteses da equação são determinadas experimentalmente. Dessa maneira, a concentração de U e, portanto, de ^{238}U pode ser determinada a partir de medições LA-ICP-MS, normalizando as contagens corrigidas por segundo de ^{238}U e de ^{43}Ca , considerando seus respectivos isótopos, abundância, peso atômico do respectivo elemento e concentração de Ca da amostra. Aplica-se adicionalmente um fator de correção – fator de sensibilidade relativa (RSF) –, baseado na medição da matriz de referência correspondente, conforme foi testado por Jochum *et al.* (2007), descrito pela Equação 9:

$$^{238}\text{U} = \frac{[\text{C}_\text{U}]_{\text{UNK}}/[\text{C}_\text{Ca}]_{\text{UNK}}}{[\text{C}_\text{U}]_{\text{ref}}/[\text{C}_\text{Ca}]_{\text{ref}}} \text{U}_{\text{ref}} \quad (9)$$

Na equação supramencionada, $[\text{C}_\text{U}]_{\text{ref}}$ e $[\text{C}_\text{U}]_{\text{UNK}}$ são as contagens por segundo de massa 238 do material de referência e a amostra desconhecida, respectivamente; $[\text{C}_\text{Ca}]_{\text{UNK}}$ são as contagens por segundo da massa 43, medida durante as mesmas análises do material de referência e a amostra desconhecida, respectivamente; e U_{ref} é a concentração de urânio do material de referência anteriormente determinado (SOARES *et al.*, 2014).

De acordo com Soares *et al.* (2014), outra forma de obter ^{238}U é desconsiderar a normalização do cálcio e comparar diretamente as contagens do urânio em material de referência e a amostra desconhecida, respectivamente, conforme a Equação 10:

$$^{238}\text{U} = \frac{[\text{C}_\text{U}]_{\text{UNK}}}{[\text{C}_\text{U}]_{\text{ref}}} \text{U}_{\text{ref}} \quad (10)$$

3 METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS OPERACIONAIS

O presente capítulo apresenta as bases metodológicas e os procedimentos operacionais aplicados para a elaboração do mapeamento temático, bem como a parte experimental das etapas de campo e de laboratório, que respaldaram os resultados alcançados a partir do tratamento de dados termocronológicos por traços de fissão em apatitas.

3.1 Geoprocessamento e critérios para o mapeamento temático

A base cartográfica foi estruturada e organizada em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), utilizando o padrão de projeção cartográfica – Universal Transversa de Mercator (UTM), Zona 24S e Datum Sirgas 2000.

A base de dados *raster* do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 30 m, disponível no banco de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) – Projeto Topodata, foi fundamental para a organização/elaboração do mapeamento temático em termos morfoestruturais. Foram elaborados mosaicos nos *software* Global Mapper 1.9 e QGIS 3.18 das cenas **sa-24-yc**, **sa-24-yd**, **sb-24-va** e **sb-24-vb**, a fim de delinear o recorte espacial da área de estudo.

O mapa geológico da área foi organizado a partir da base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020), resultante do mapeamento sistemático da geologia do estado do Ceará – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) – na escala de 1:500.000. Para validar a vetorização do limite oeste da área, que pertence ao estado do Piauí, foram consultadas cartas da CPRM (2006), complementando a área do Grupo Serra Grande (Formação Jaicós).

Por meio da compilação desses dados, a legenda foi organizada mediante o levantamento de dados geocronológicos e litológicos, possibilitando a construção de uma coluna estratigráfica autoexplicativa. A imagem SRTM foi utilizada para gerar um sombreamento de relevo sobreposto ao recorte espacial das unidades geológicas.

Em complemento, foi organizado um mapa da geologia simplificada na escala de 1:620.000, resultante do agrupamento de unidades geológicas cronocorrelatas, vinculadas de forma análoga aos eventos de natureza tectônico-estrutural-deposicional. Esse produto foi utilizado para o georreferenciamento das amostras da pesquisa e de suas idades centrais.

Os mapas hipsométrico/localização e declividade foram gerados por imagem SRTM na escala de 1:620.000 pelo *software* QGIS 3.18, produzindo curvas de nível e índices de declividade do relevo mediante a interpolação dos valores altimétricos. Além disso, essa

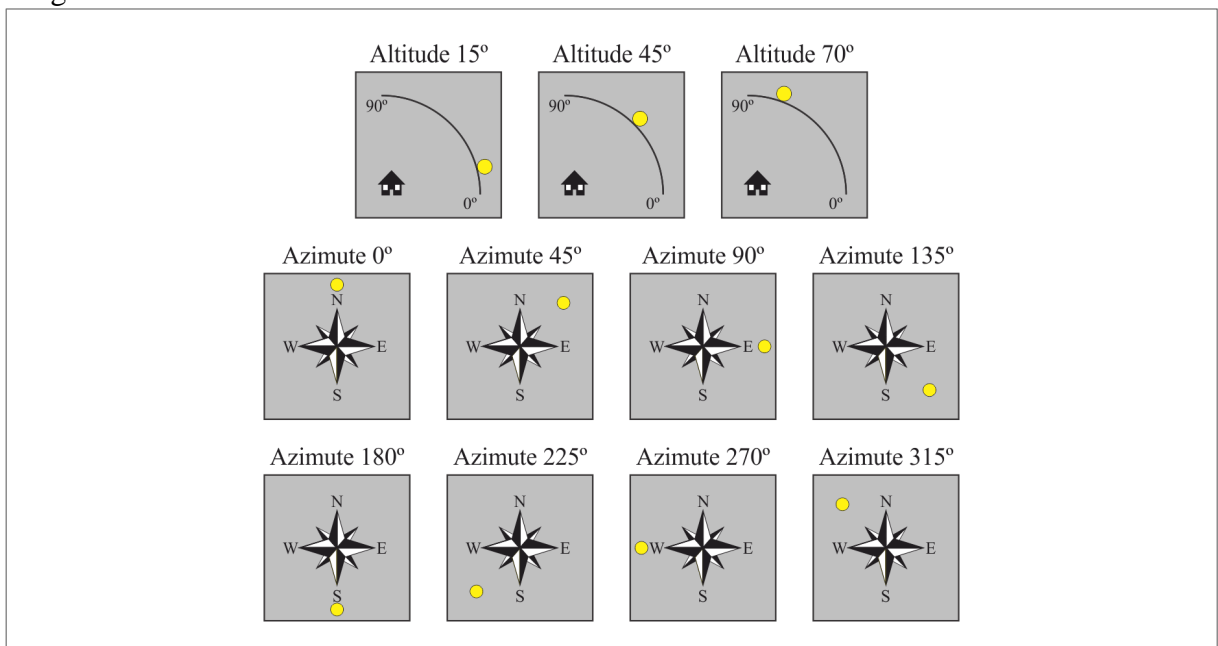
imagem foi sobreposta à base cartográfica da CPRM (CAVALCANTE *et al.*, 2003) para organização do mapa de lineamentos estruturais na escala de 1:450.000, mostrando a disposição das falhas com cinemática extensional, transcorrente dextral e sinistral.

Quanto à extração dos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis, esta pesquisa seguiu os critérios de Jardim de Sá *et al.* (1993), Camarão Junior (2001), Lima (2017) e Castro (2018), em que a deformação ígnea e a foliação metamórfica orientam a marcação dos traços dúcteis e as falhas, as fraturas, as juntas ou os canais fluviais guiam a marcação de traços rúpteis. Jardim de Sá *et al.* (1993), recorrendo a interpretações por sensoriamento remoto, denominam essas estruturas rúpteis, presentes nas rochas, de “fotolineações”.

Para a elaboração dos mapas de lineamentos dúcteis e rúpteis, a imagem SRTM foi tratada no *software* Global Mapper 1.9 para realçar as tramas estruturais e gerar um sombreamento de relevo. A marcação dos traços foi realizada de forma manual no *software* QGIS 3.18 na escala de trabalho de 1:50.000. Foram projetadas diferentes cenas de graus de azimute (0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° e 315°) e altitude de iluminação (45° e 70°), sendo escolhidos como referenciais os ângulos de 90° e 70° , respectivamente.

A definição de 70° , como padrão de altitude de iluminação, segue os critérios de Castro (2018), em que quanto maior a sombra, maior será o deslocamento do traço a ser marcado, refinando as escolhas sobre onde marcar as estruturas. A Figura 6 mostra os ângulos de azimute utilizados como referenciais para o posicionamento das imagens:

Figura 6 – Representação dos ângulos de azimute e de iluminação dos sombreamentos das imagens SRTM



Fonte: Castro (2018).

Os diagramas de rosetas servem para indicar a direção preferencial dos lineamentos que foram gerados no *software* QGIS 3.18 pela extensão “*line direction histogram*”. As bases cartográficas de Pinéo *et al.* (2020) e de CPRM (2006) guiaram a marcação manual dos lineamentos quanto aos padrões de direção e de comportamento do arcabouço geológico ígneo/metamórfico e sedimentar em relação aos eventos tectônicos dúcteis e rúpteis. Dessa maneira, o mapeamento gerou como produtos um mapa de lineamentos dúcteis e outro de lineamentos rúpteis, ambos com três cenas em escala de detalhe regional.

Um mapa de bacias hidrográficas foi organizado no QGIS 3.18, conforme a base cartográfica das bacias de planejamento do Ceará, delimitadas pela Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH) (2018). Foram classificados os diferentes padrões de drenagem, seguindo os critérios de Howard (1967), extraídos da imagem SRTM, sendo escolhidas cenas em detalhe da área de estudo.

No campo geológico-geomorfológico, foram analisados: o condicionamento da morfoestrutura na compartimentação do relevo regional; as morfoesculturas e os padrões de drenagem; a cronolitoestratigrafia; as características morfogenéticas e suas influências sobre o comportamento das rochas perante os processos denudacionais. Desse modo, foram elaborados perfis topográficos e modelos 3D pelo *software* Global Mapper 1.9 para construção de blocos diagramas e desenhos geomorfológicos esquemáticos do relevo regional, com legendas autoexplicativas na interface do *software* Corel Draw 2020.

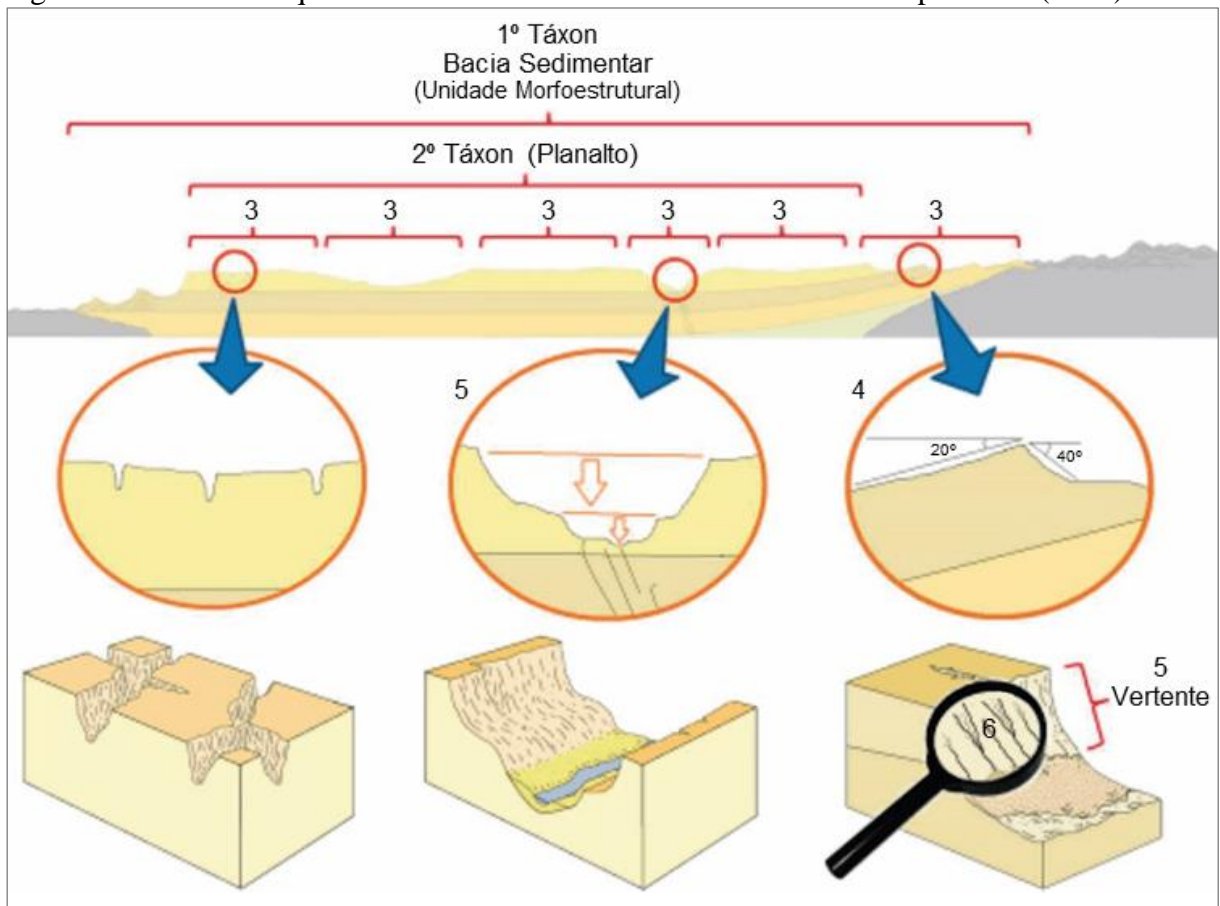
As morfoestruturas são de diferentes idades e origens, influenciando a evolução do relevo por meio das zonas de cisalhamento, dos modelos de estratificação e do grau de resistência das rochas que representam as estruturas responsáveis por sustentar e/ou controlar o modelado. São exemplos as regiões de plataformas ou crátons, as bacias sedimentares e as cadeias orogênicas, ao passo que não se comportam como um substrato passivo, mas como um elemento ativo na evolução geomorfológica. Enquanto as morfoesculturas estão ligadas ao modelado do relevo ou à tipologia das formas geradas sobre uma ou várias morfoestruturas por via da ação exogenética. O conceito de morfoescultura remonta à gênese das feições do relevo mediante a compreensão dos climas atuais e pretéritos na elaboração dos diferentes níveis morfológicos da superfície terrestre (ROSS, 1992).

Nessa perspectiva, o mapeamento geomorfológico foi aplicado a partir da hierarquização do Planalto da Ibiapaba e de áreas adjacentes do Noroeste do Ceará e do Nordeste do Piauí, com base nos critérios de Ross (1992). Essa metodologia se fundamenta nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura como resultado das contribuições de

Gerasimov (1946), Gerasimov e Meščerjakov (1968), Meščerjakov (1968) e Demek (1967), delineando diretrizes para a cartografia geomorfológica pelo dimensionamento espacial das categorias genéticas do relevo terrestre de forma hierarquizada, que representam a dinâmica dos processos exogenéticos e endogenéticos na elaboração das geoformas.

Ross (1992) adaptou a metodologia desenvolvida pelo Projeto RADAMBRASIL, de 1981, no que se refere à quantificação de processos (padrões morfométricos e classes de declividade), dentro de um sistema de classificação taxonômica do relevo, pautado em critérios morfoestruturais e morfoesculturais e organizado em seis níveis distintos de ordens de grandeza têmporo-espaciais, conforme ilustra a Figura 7:

Figura 7 – Desenho esquemático da taxonomia do relevo desenvolvida por Ross (1992)



Fonte: Costa *et al.* (2020), adaptada de Ross (1992).

Os itens a seguir expõem os pressupostos da metodologia de Ross (1992) para o mapeamento de cada unidade que compõe o sistema taxonômico. Em complemento, cabe destaque para as recentes atualizações de Marques Neto (2020) na adequação espacial de diferentes geoformas individualizadas às suas respectivas escalas de detalhamento:

- **1º Táxon** – Unidades Morfoestruturais – Correspondem às macroestruturas identificadas em imagens de radar, relacionadas com as grandes unidades geológicas terrestres, como Províncias Geológicas do Pré-Cambriano, Bacias Sedimentares e Cinturões Orogênicos;
- **2º Táxon** – Unidades Morfoesculturais – Equivalem aos compartimentos de relevo inseridos no conjunto maior de uma determinada morfoestrutura, e são identificados também por meio de imagens de radar em diferentes níveis topográficos. São exemplos: Planaltos em Patamares, Planaltos Residuais, Depressões Periféricas Embutidas;
- **3º Táxon** – Padrões de Formas Semelhantes – As grandes unidades morfoesculturais são compostas por agrupamentos de formas que possuem duas linhagens genéticas: as chamadas formas de agradação, representadas por planícies de diferentes gêneses (marinha, fluvial e lacustre); e as formas de denudação, esculpidas pelo desgaste erosivo, como serras, vertentes dissecadas, relevos tabulares e aplainados. São definidas como conjuntos de tipologias de formas que guardam, entre si, elevado grau de semelhança quanto ao tamanho e ao arranjo dos fatores de natureza genética. Para Marques Neto (2020), escalas entre 1:50.000 e 1:250.000 são adequadas para o mapeamento geomorfológico nesse nível, sendo bastante aplicado no planejamento ambiental;
- **4º Táxon** – Formas de Relevo – São representadas por padrões de formas individualizadas que possuem determinadas características de tamanho e de declividade, a exemplo de uma colina convexa ou de vales entalhados que integram um conjunto de colinas de uma vertente. Marques Neto (2020) endossa que, neste táxon, a escala de 1:50.000 é compatível para o mapeamento de uma crista estrutural em uma sequência de cristas paralelas ou de uma extensão de planície fluvial e de suas diferenciações com os terraços. O autor destaca ainda que relevos como morros, morrotes, pequenas colinas e fatos geomórficos, cuja unidade se estabelece em áreas menores, demandam escalas entre 1:10.000 e 1:25.000;
- **5º Táxon** – Seções de Formas – Refere-se a setores de uma vertente, que indicam determinadas características genéticas específicas ao tipo de dissecação do relevo. Marques Neto (2020) afirma que são exemplos de seção

de forma os modelos de topo aplainado, aguçado e convexo e os de vertente côncava, convexa e retilínea, sendo que este nível é normalmente mapeável em escala de 1:10.000;

- **6º Táxon** – Microformas – Este nível pode estar associado a pequenas formas de relevo, que se desenvolvem por interferência das atividades humanas, como ravinas e voçorocas. Para Marques Neto (2020), este táxon também pode representar algum fato geomórfico de abrangência espacial restrita, como modelados cársticos na forma de torres, *lapiás* e dolinas ou de empilhamento de rochas por inversão de relevo, a exemplo dos *thors*.

De acordo com Ross (1992), os padrões de formas semelhantes são caracterizados por símbolos alfanuméricos que correspondem aos agrupamentos de formas de agradação (relevo de acumulação de Depósitos Sedimentares) e de denudação (relevo de dissecação e aplainamento), representados pelas letras A e D, respectivamente.

A partir desse padrão, as letras maiúsculas indicam os tipos genéticos, enquanto as letras minúsculas, as feições de relevo, que se individualizam na paisagem dentro de uma tipologia genética (ROSS, 1992; MARQUES NETO, 2020).

Na área de estudo, são exemplos para os modelados de agradação as Planícies Fluviais dos Rios Acaraú e Coreaú e seus Afluentes (Apfac) e Tabuleiros Interiores (Ati). Já para os modelados de denudação, destacam-se os compartimentos Planalto da Ibiapaba (*Glint*) (Escarpa Oriental) (Deo) e Maciço da Meruoca (Vertente Norte-Oriental) (Dvno).

As unidades geomorfológicas foram vetorizadas no *software* QGIS 3.18, delineando a hierarquização dos três primeiros táxons na escala de trabalho de 1:100.000. Foi realizado um sombreamento de relevo, bem como a extração da rede de drenagem, para dar suporte na vetorização dos níveis de escarpas, rebordos e patamares dissecados. As imagens SRTM, com resolução espacial de 30, possibilitaram o mapeamento dos compartimentos de relevo.

3.2 Trabalho de campo e coleta de amostras

Foram feitos quatro trabalhos de campo em um estágio de pré-coleta de amostras, no intuito de estabelecer um levantamento sistemático da área de estudo. Essa etapa ocorreu entre março e junho de 2018, com apoio de um esboço de mapa geológico para direcionar a seleção de litologias potenciais para a seleção dos pontos de coleta, sobretudo, de unidades do

embasamento ígneo-metamórfico (embasamento cristalino), com possível ocorrência de minerais de apatita.

As amostras foram coletadas com base em critérios geológicos, morfoestruturais e geomorfológicos, a partir de um reconhecimento prévio de campo. As coletas foram realizadas entre os meses de agosto e novembro de 2018, com um total de cinco trabalhos de campo, seguindo as recomendações do professor Dr. Peter Hackspacher, a fim de focar na coleta de rochas graníticas que não estivessem em estágio avançado de alteração intempérica.

A amostra TFA1, pertencente ao Corpo Anil (Suíte Tauá), está localizada, em termos geológicos, na área de estudo, no Domínio Ceará Central. A coleta foi realizada na área da Depressão Periférica, em nível altimétrico de 140 m, em um afloramento próximo à rodovia CE-183, distrito de Macaraú, município de Santa Quitéria/CE. Esse ponto de coleta foi escolhido em razão da natureza granítica dessa litologia, com possível ocorrência de apatita para datação, além da posição estratégica para geração da história termal no Segmento Transbrasiliiano, subsidiando a análise da evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba e da denudação que formou a Depressão Periférica nesse setor.

A amostra TFA2 faz parte do Corpo Meruoca (Suíte Meruoca) e está localizada, na área de estudo, no Domínio Médio Coreaú. A coleta foi realizada em uma pedreira no Maciço da Meruoca, município de Meruoca/CE, em nível altimétrico de 847 m. A amostra foi escolhida por pertencer à mais importante suíte granítica da área, considerando-se, também, a boa possibilidade de obtenção de apatita para datação. Em termos de história termal, foi considerado, como critério, que a amostra pode responder a diversas questões envolvendo a idade de exumação/soerguimento do Maciço da Meruoca e o recuo do Planalto da Ibiapaba, com a formação da Depressão Periférica nesse setor.

A amostra TFA3 pertence ao Corpo Mucambo (Suíte Meruoca), localizado, em termos geológicos, no Domínio Médio Coreaú, como granito cronocorrelato ao Corpo Meruoca. A coleta ocorreu no distrito Rafael Arruda, município de Sobral/CE, em afloramentos graníticos que estão na base do Maciço do Carnutim, em cota altimétrica em torno de 234 m. Esse ponto foi escolhido em razão da composição granítica dessa litologia e da possível ocorrência de apatita. Em termos de história termal, a amostra pode responder sobre a exumação do Maciço do Carnutim, estabelecendo conexões com o Maciço da Meruoca em uma escala mais ampla, decifrando as condições de recuo da escarpa do Planalto da Ibiapaba nesse setor.

A amostra TFA4 é da Unidade Tamboril (Complexo Tamboril-Santa Quitéria), localizada, na área de estudo, no Domínio Ceará Central. A amostra foi coletada na Depressão

Periférica, em cota altimétrica em torno de 186 m, próximo à sede do município de Hidrolândia/CE. A amostra foi escolhida por corresponder ao mais expressivo arco magmático da Província Borborema, com possível obtenção de apatitas para datação, respaldada em análises termocronológicas anteriores, publicadas por Mojzeszowicz (2009). A história termal da amostra pode responder a questões da evolução morfoestrutural do Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba e da formação da Depressão Periférica nesse setor.

A amostra TFA5 está na Unidade Granja (Complexo Granja), localizada no Domínio Médio Coreaú. A coleta ocorreu na localidade de Santo Ezídio, no município de Tianguá/CE, na área da Depressão Periférica, em cota altimétrica em torno de 126 m. A amostra foi escolhida por estar próxima aos quartzitos exumados da Formação São Joaquim, que formam Cristas e *Hogbacks* em ressalto topográfico, e à escarpa do Planalto da Ibiapaba, circundada nesse setor pelos quartzitos em epígrafe na forma de anfiteatro.

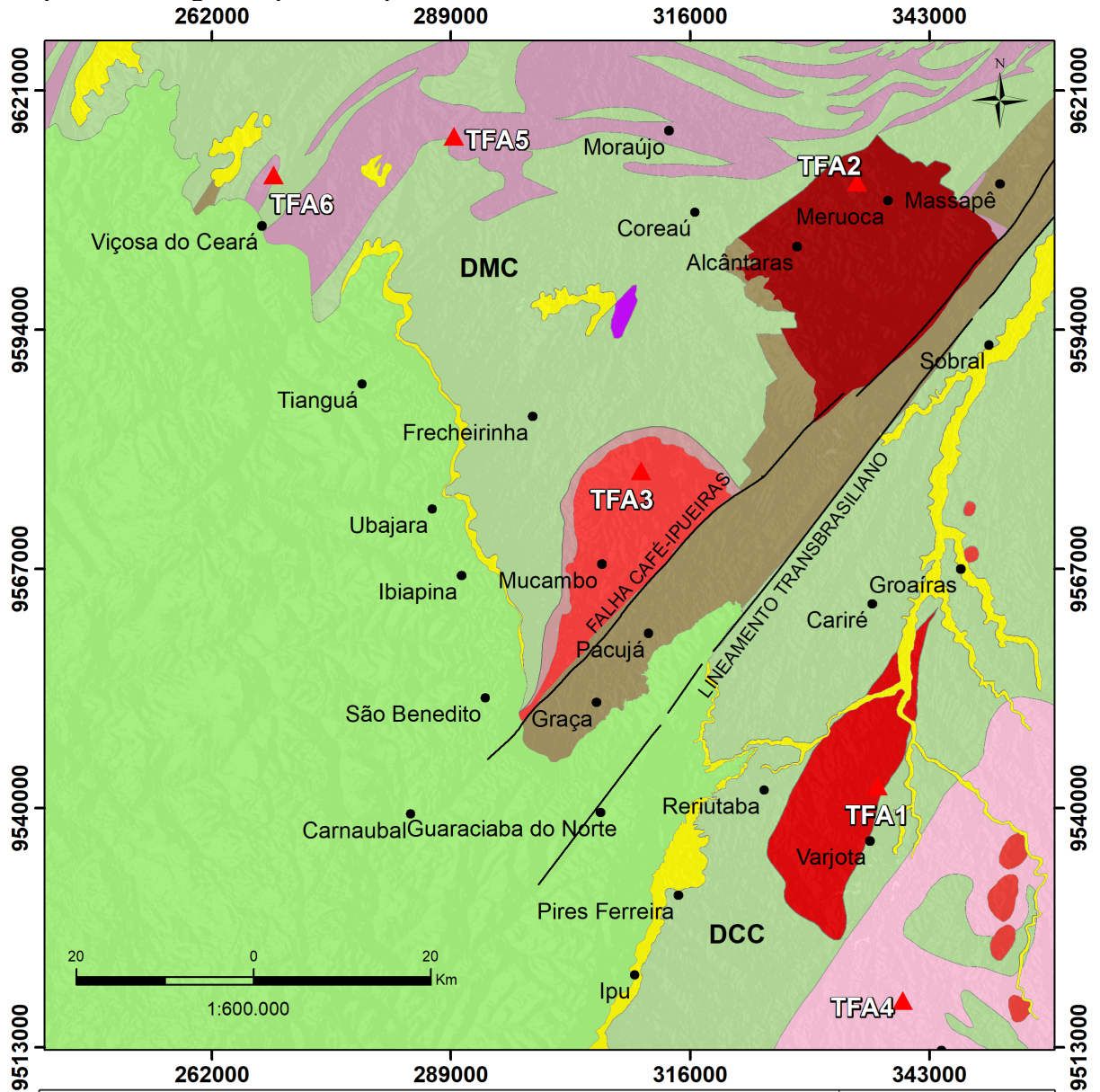
Por fim, a amostra TFA6 foi disponibilizada pelo professor Dr. Ticiano Santos, oriundo do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), como resultante de uma solicitação do professor Dr. Peter Hackspacher, com o propósito de obter dados de uma área mais próxima da escarpa do Planalto da Ibiapaba, à medida que a amostra foi coletada na cota em torno de 519 m. Em termos geológicos, a amostra pertence à Unidade Granja (Complexo Granja), posicionada no contato com os quartzitos da Formação São Joaquim.

No que concerne às histórias termais, as amostras TFA5 e TFA6 podem expor os eventos de soerguimento e as taxas de denudação da escarpa do Planalto da Ibiapaba, Segmento Setentrional, em conjunto com as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim, explicando a presença dos quartzitos exumados que sustentam parte do *front* para formar o relevo de *glint*.

Foi realizada a descrição das lâminas petrográficas, decorrente da colaboração de análises microscópicas realizadas no Laboratório de Fotomicroscopia do Instituto de Geociências da UNESP, pelo professor Dr. Guilherme Rafael Beltran Navarro, no que se refere à identificação dos minerais e à classificação modal das amostras.

O Mapa 2, a seguir, mostra a geologia simplificada com a localização de cada ponto de coleta das amostras. Para o georreferenciamento dos pontos, foi utilizado o GPS Garmin eTrex 10. As amostras TFA2 e TFA3 não foram incorporadas às análises da pesquisa por questões de logística durante a datação das amostras, sendo explicadas mais adiante no item 3.6 desta tese.

Mapa 2 – Geologia simplificada/pontos de coleta



| GEOLOGIA SIMPLIFICADA | |
|-----------------------|--|
| | Depósitos Sedimentares Cenozoicos |
| | Bacia do Parnaíba (Gp. Serra Grande) |
| | Bacias de Transição |
| | Corpo Meruoca (Suíte Meruoca) |
| | Termomermorfito Mucambo |
| | Corpo Mucambo (Suíte Meruoca) |
| | Corpo Anil (Suíte Tauá) |
| | Granitoides Brasilianos |
| | Complexo Tamboril-Santa Quitéria |
| | Sequências Supracrustais e Embasamento Metamórfico |
| | Unidade Vulcânica Saquinho |
| | Complexo Granja |

| Convenções | |
|------------|-----------------------|
| | Sedes municipais |
| | Pontos de coleta |
| | Zonas de cisalhamento |

SRC Sirgas 2000, UTM Zona 24 Sul; mc 39
 Fonte: Pinéo et al. (2020) adaptado
 Dimensões do mapa: 19x19 cm - A4: 21x29,7 mm
 Autor: Francisco Leandro de Almeida Santos
 Orientador: Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento
 Coorientadora: Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro
 DCC: Domínio Ceará Central
 DMC: Domínio Médio Coreaú

Fonte: Elaborado pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

A Tabela 1 traz informações sobre as unidades geológicas, as litologias, a localização e a altitude de cada amostra na área de estudo para as datações termocronológicas:

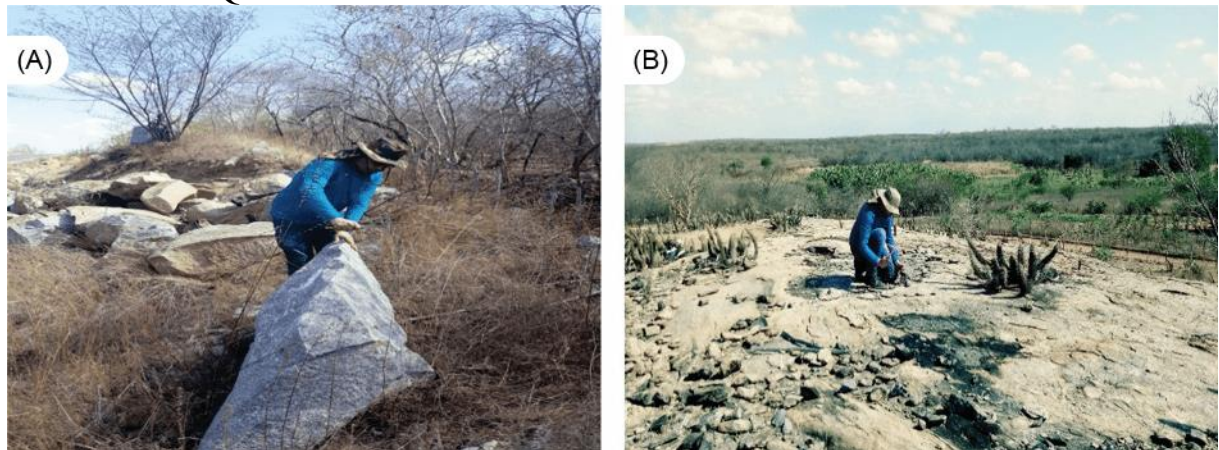
Tabela 1 – Pontos de coleta das amostras

| Amostra | Unidade Geológica | Litologia | Coordenadas geográficas | Altitude |
|---------|----------------------------------|--------------|------------------------------------|----------|
| TFA1 | Corpo Anil | Granodiorito | 4° 8' 16,044" S 40° 28' 1,596" W | 140 m |
| TFA2 | Corpo Meruoca | Granito | 3° 31' 15,264" S 40° 29' 12,606" W | 827 m |
| TFA3 | Corpo Mucambo | Granito | 3° 48' 56,502" S 40° 42' 24,102" W | 234 m |
| TFA4 | Complexo Tamboril-Santa Quitéria | Granito | 4° 21' 24,63" S 40° 26' 30,744" W | 186 m |
| TFA5 | Complexo Granja | Gnaisse | 3° 28' 14,958" S 40° 53' 50,268" W | 126 m |
| TFA6 | Complexo Granja | Gnaisse | 3° 30' 45,60" S 41° 4' 46,80" W | 519 m |

Fonte: Autor (2019).

A Figura 8 ilustra a etapa de coleta das amostras em campo:

Figura 8 – (A) Coleta de granodiorito no Corpo Anil; (B) Coleta de gnaisse do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

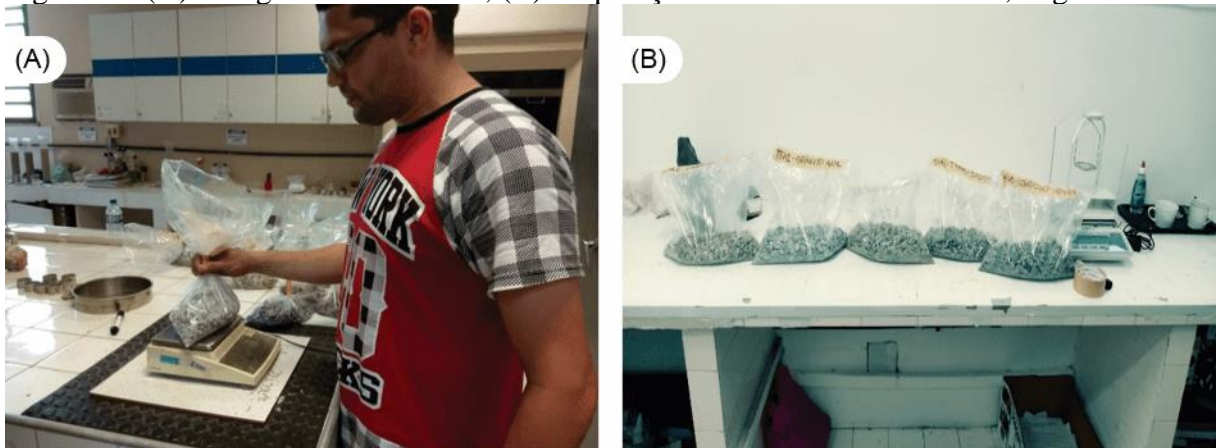


Fonte: Autor (2018).

3.3 Britagem, pesagem e fragmentação das amostras

Posteriormente à etapa de coleta de campo, as amostras foram britadas no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC) e pesadas em torno de 1,4 kg no Laboratório de Geotécnica e Prospecção (LAGETC), sob a orientação do professor Dr. Cesar Ulisses Vieira Veríssimo. A Figura 9, a seguir, mostra a preparação das amostras após a britagem:

Figura 9 – (A) Pesagem das amostras; (B) Preparação final das amostras em 1,4 kg.



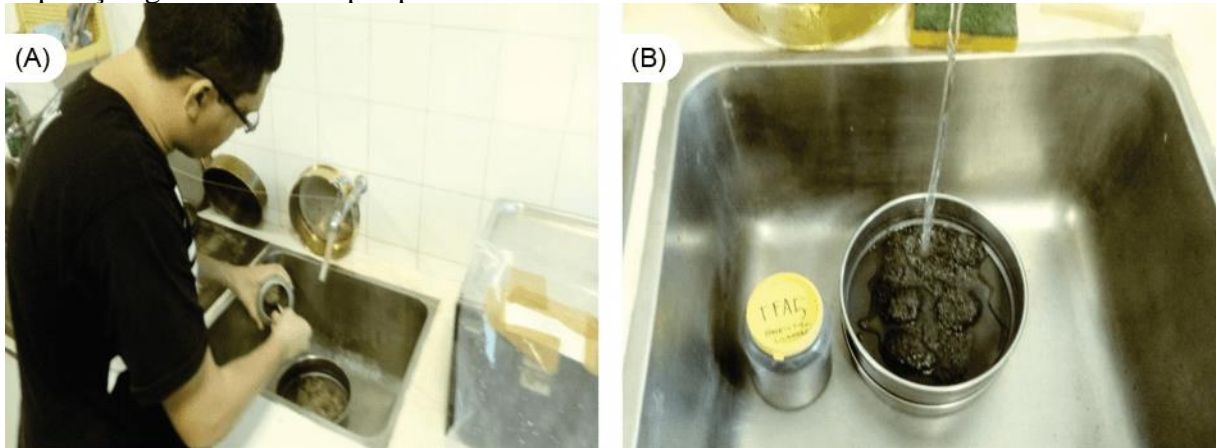
Fonte: Autor (2018).

As amostras foram enviadas ao Laboratório de Análises Geodinâmicas e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB), para realizar a fragmentação via mineral através do Selfrag (*high voltage pulse power fragmentation*), sob os cuidados do professor Dr. Elton Dantas. Esse equipamento trabalha com um eletrodo pelo qual ocorre a injeção de pulsos elétricos na amostra a ser fragmentada. Portanto, a fragmentação do material ocorre no contato entre os minerais, preservando o hábito do grão.

3.4 Seleção granulométrica, bateamento e separação magnética

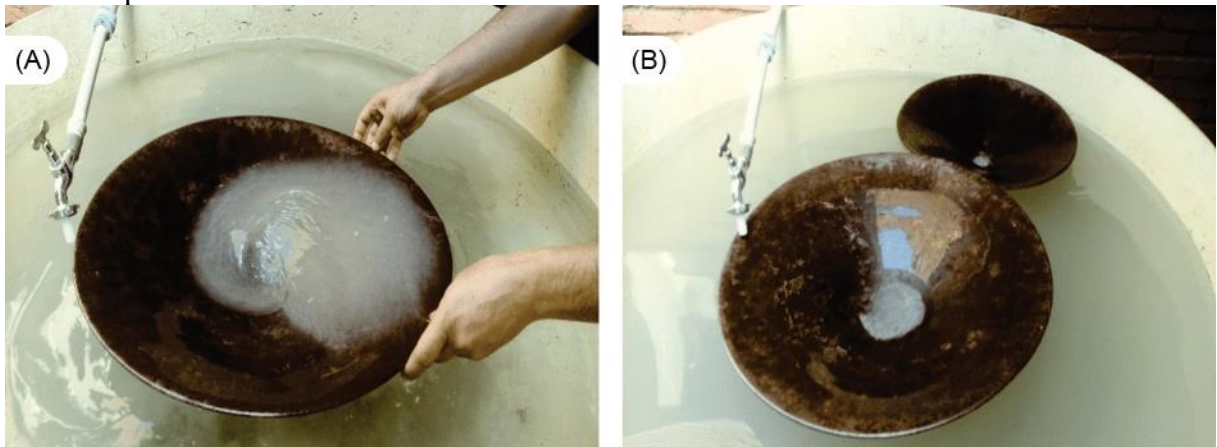
Após a fragmentação, as amostras foram enviadas para o Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista de Rio Claro (UNESP-Rio Claro), no Departamento de Petrologia e Metalogenia, sob os cuidados do professor Dr. Peter Hackspacher. Na sequência, foram adotados os seguintes procedimentos: 1) seleção granulométrica por peneiramento via úmida na fração de 80 mesh (0,177); 2) bateamento manual, a fim de obter a concentração dos minerais pesados; 3) separação magnética com ímã de mão para remover os minerais de magnetita; 4) separação dos minerais magnéticos e paramagnéticos, individualizando minerais quartzo-feldspáticos, apatitas e zircões, através do separador isodinâmico Frantz modelo LB-1, com frequência de 0,0-1,4. As figuras 10 a 12, a seguir, ilustram esses procedimentos:

Figura 10 – (A) Preparação do material para peneiragem na fração de 80 mesh (0,177); (B) Separação granulométrica por peneiramento via úmida.



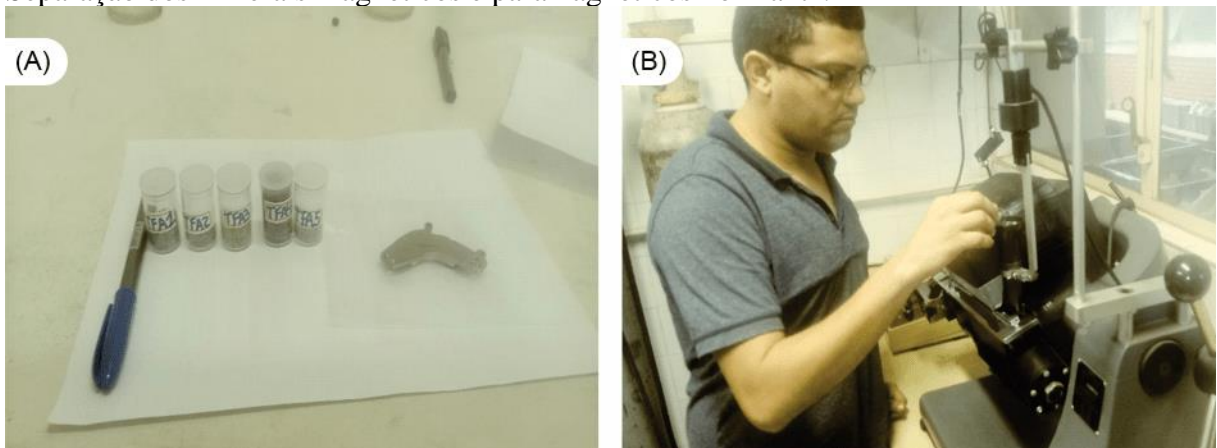
Fonte: Autor (2019).

Figura 11 – (A) Bateamento manual do material; (B) Separação de um concentrado de minerais pesados.



Fonte: Autor (2019).

Figura 12 – (A) Preparação do material para separação da magnetita com ímã de mão; (B) Separação dos minerais magnéticos e paramagnéticos no Frantz.



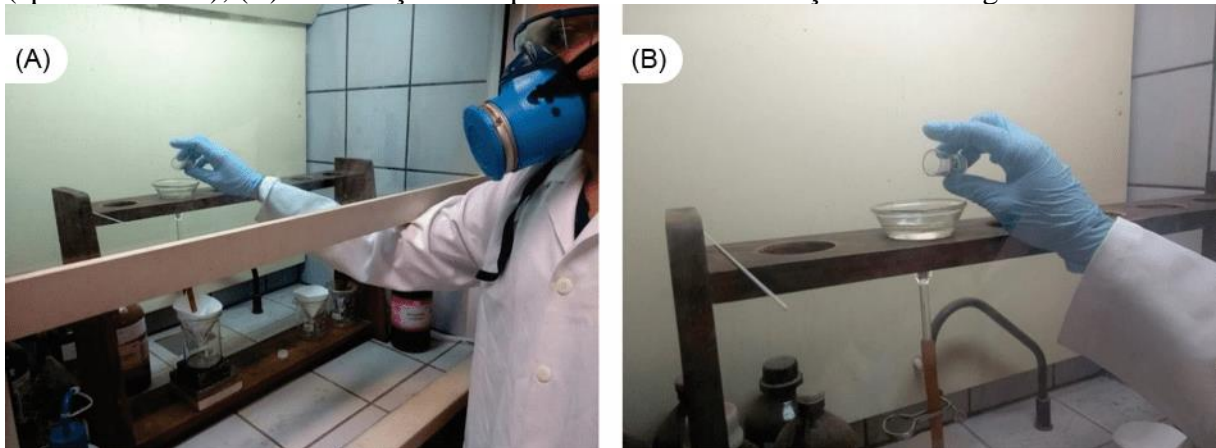
Fonte: Autor (2019).

3.5 Separação de minerais pesados

A apatita tem uma gravidade específica de 3,15-3,20 g/cm³, configurando-se em um mineral pesado em relação ao quartzo, feldspato, calcita e outros minerais formadores de rochas que tendem a ter gravidades inferiores a 2,90 g/cm³ (GALBRAITH; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995). Como o concentrado obtido até a etapa de separação magnética é composto por quartzo-feldspato, apatita e zircão, torna-se necessária a utilização de bromofórmio com densidade de 2,85 g/cm³ para decantação das apatitas e dos zircões.

As amostras foram colocadas em um funil, no qual os minerais leves flutuaram sobre o líquido mais denso, enquanto os pesados afundaram gradativamente para um recipiente externo. A Figura 13 expõe a etapa de separação dos minerais pesados:

Figura 13 – (A) Inserção da amostra no bromofórmio para obtenção de minerais pesados (apatita e zircão); (B) Decantação das apatitas e zircões e inserção de novos grãos.

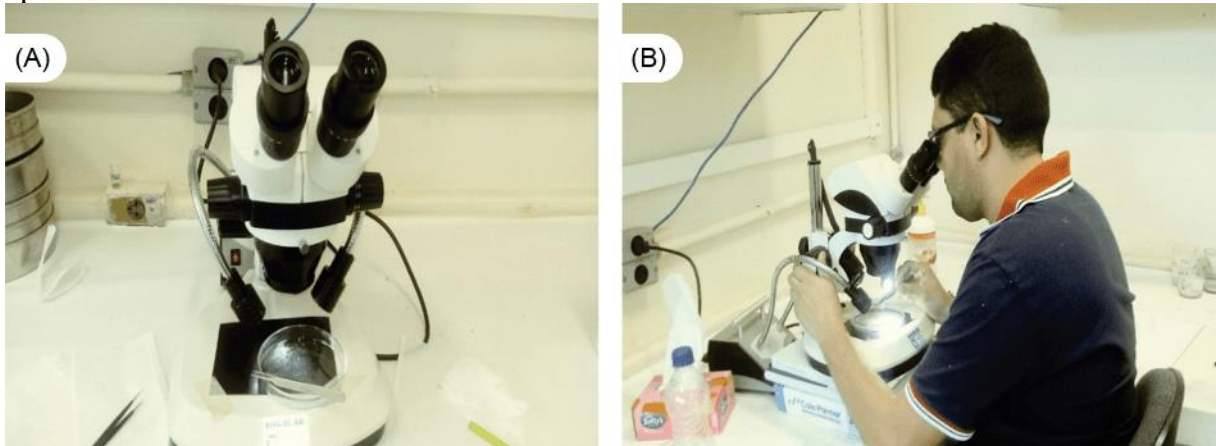


Fonte: Autor (2019).

3.6 Separação manual e os percursos da pesquisa para obtenção dos dados

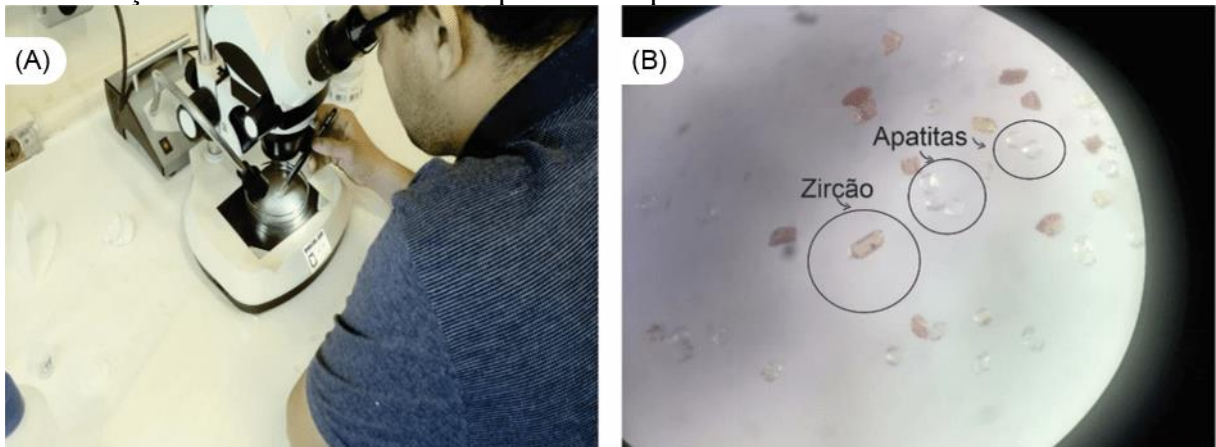
A separação das apatitas ocorreu sob lupa binocular, com aumento equivalente a 40 vezes o tamanho dos minerais (figuras 14 e 15). As amostras para TFA foram separadas em moldes de, aproximadamente, 1 cm², que posteriormente foram preenchidos por resina epóxi, e ficaram secando em temperatura ambiente por 48 horas. Os moldes foram cortados e polidos, e, em seguida, submetidos ao ataque químico via HNO₃ por 60 segundos, em banho térmico de 20 °C, a fim de promover a corrosão da superfície, realçando os traços espontâneos para a visualização no microscópio óptico.

Figura 14 – (A) Preparação de amostra em lupa binocular; (B) Seleção dos minerais de apatita.



Fonte: Autor (2019).

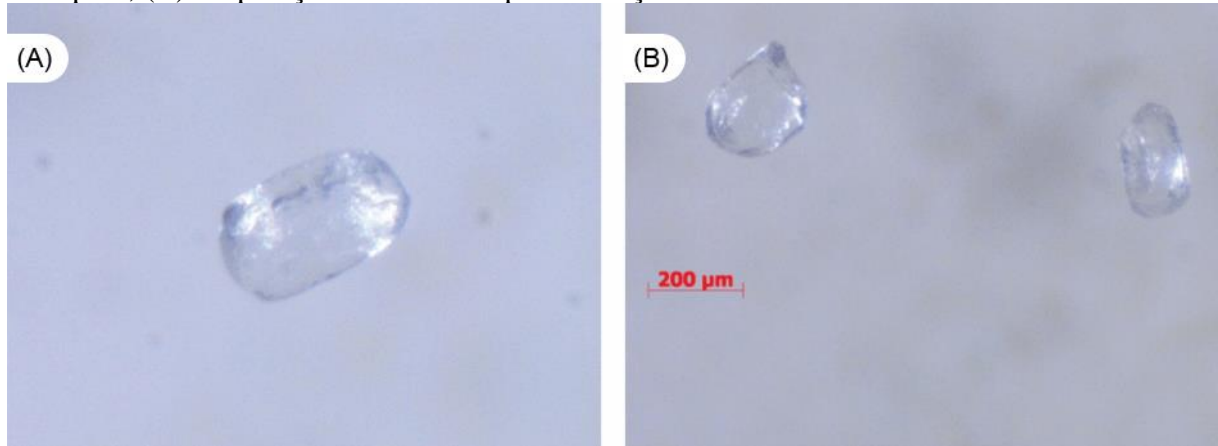
Figura 15 – (A) Catação de minerais de apatita através de um alicate de pinça; (B) Identificação de minerais de zircão e apatita em lupa binocular.



Fonte: Autor (2019).

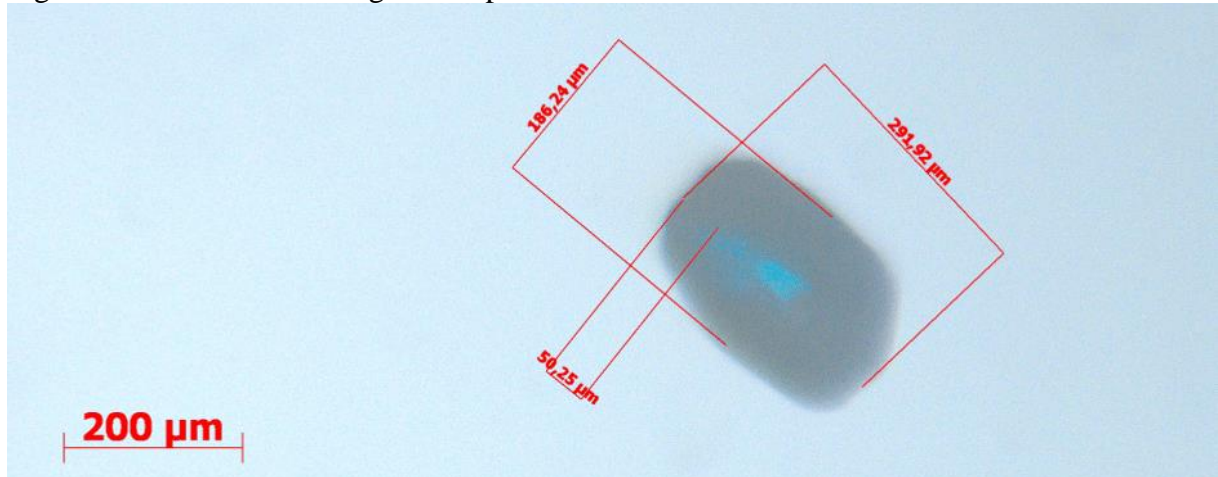
Foram realizadas medições dos grãos de apatita no Laboratório de Cátodo-Luminescência do Instituto de Geociências da UNESP-Rio Claro, pela Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro, visando a quantificar a disponibilidade e o tamanho dos minerais com base no eixo-c do cristal (comprimento), na largura do grão e na altura do cristal, conforme ilustram as figuras 16 e 17, a seguir:

Figura 16 – (A) Visualização de cristais de apatita com auxílio de microscópio Zeiss Axioplan; (B) Preparação de amostras para medição.



Fonte: Fotomicrografias realizadas pela Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro (2019).

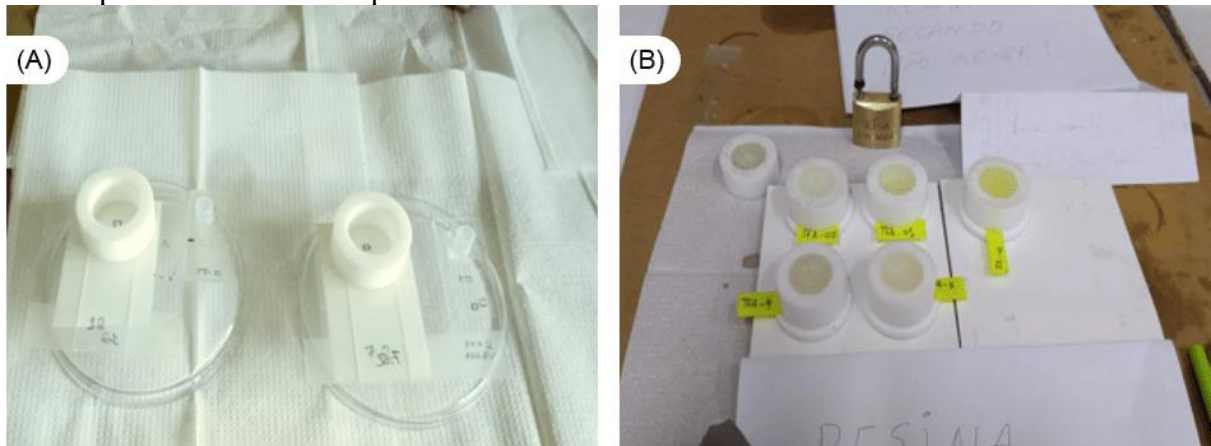
Figura 17 – Medidas de um grão de apatita da amostra TFA5



Fonte: Medições realizadas pela Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro (2019).

A aplicação de uma solução saturada de bicarbonato de sódio foi fundamental para promover a interrupção do ataque químico. Cada molde contém, em média, 100 grãos de apatita por amostra, com exceção da amostra TFA2, cuja disponibilidade ficou restrita a 20 grãos de qualidade na superfície polida. A Figura 18, a seguir, exhibe os moldes de apatitas:

Figura 18 – (A) Preparação dos moldes de resina; (B) Amostras com apatitas no interior da resina epóxi secando em temperatura ambiente.



Fonte: Autor (2019).

Em seguida, as amostras foram acopladas em um detector externo de mica e enviadas para o *Institute of Earth Sciences*, em Heidelberg, na Alemanha. Logo depois, as amostras foram encaminhadas para o reator nuclear da *Ludwig Maximilian University of Munich*. No entanto, em função da eclosão da pandemia da covid-19 e da consequente paralisação das atividades em laboratório no período de *lockdown* no país, as amostras foram devolvidas, a pedido do professor Dr. Peter Hackspacher, para o Departamento de Petrologia e Mineralogia da UNESP, com a finalidade de realizar o procedimento no Brasil.

Somente no final de 2020, as amostras foram encaminhadas para o reator nuclear do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN). Contudo, a 3ª onda da pandemia, em janeiro de 2021, dificultou os acessos às dependências dos laboratórios, somados aos decretos de *lockdown*, que paralisaram novamente as atividades no instituto.

Em junho de 2021, foram montadas novas pilhas de detectores externos de mica, com o apoio dos pesquisadores Dr. Bruno Silva e Dr. Daniel Souza. Em novembro de 2021, as amostras foram irradiadas pelo reator nuclear. Não obstante, a empresa ChronusCamp, coordenada pelo Dr. Cleber Jose Soares, já havia sido procurada para a realização de uma parceria acadêmica para datar as amostras pelo método LA-ICP-MS. Essa decisão foi tomada por não haver tempo hábil no cronograma para esperar o “resfriamento das amostras”, ou seja, realizar a análise das amostras após a diminuição radioativa do conteúdo oriundo do reator.

Como as amostras do reator haviam sido irradiadas recentemente, precisaria de um tempo mínimo de 3 a 5 meses até as amostras “esfriarem” para retomar o projeto. A solução encontrada foi trabalhar em cima dos concentrados de apatita e de zircão, que estavam guardados no Departamento de Petrologia e Mineralogia da UNESP. Após o envio realizado de Rio Claro até Itapira, sede da empresa no estado de São Paulo, foi traçado um

planejamento para a obtenção das idades e das histórias térmicas em tempo hábil, de modo a considerar todo o volume de demandas da empresa com outros projetos.

Durante a análise, foi constatado que os concentrados das amostras TFA2 e TFA3 não possuíam grãos de apatitas suficientes para geração de dados, sendo decidido realizar o procedimento com as quatro amostras aptas até o momento para a datação, sendo elas: TFA1, TFA4, TFA5 e TFA6. Por isso, as amostras TFA2 e TFA3 não foram incorporadas às análises da pesquisa, porém as amostras irradiadas poderão ser aproveitadas em futuros trabalhos.

As amostras foram montadas novamente em resinas epóxi e polidas com óxido de alumínio de 0,3 μm e 3,0 μm para superfícies internas dos grãos. Os discos de resina polida foram atacados com HNO_3 5,5 M para revelar os traços de fissão. A temperatura de ataque foi controlada por um banho ultratermostático a 21 $^\circ\text{C}$. A oscilação de temperatura durante o processo de gravação foi de aproximadamente 0,1 $^\circ\text{C}$.

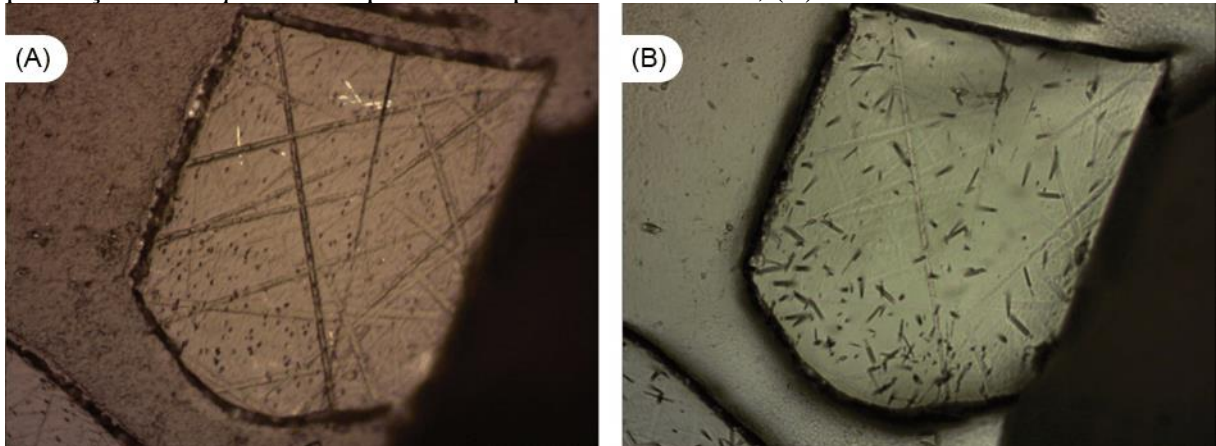
3.7 Cálculo das idades em laboratório

Os grãos de apatita foram analisados com uma microsonda de ablação a *laser* New Wave UP213, acoplada a um Quadrupolo ICP-MS (Agilent 7800) na ChronusCamp. Durante o procedimento, um misturador de gás (*Squid*) foi conectado ao sistema *Laser Ablation*, para melhor homogeneização da mistura isotópica. Os dados isotópicos foram adquiridos com tamanho de ponto de 30 e 40 μm , energia do *laser* de 4-5 J/cm^2 , com taxa de repetição de 5 Hz e atraso do obturador de 30 s. A varredura de massa total foi de 60 s com 20 s de fundo e 40 s de ablação. A metodologia aplicada baseia-se nos padrões estabelecidos por Soares *et al.* (2014), utilizando a determinação direta de U através de um LA-ICP-MS. Para a determinação de U, foram utilizados materiais de referência naturais (MT-7 = 6,9 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U; Dur-2 = 7,5 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ U), desenvolvidos por Soares *et al.* (2015).

Cada grão usado para determinar a densidade espontânea dos traços de fissão também foi caracterizado usando um LA-ICP-MS. A normalização dos dados foi realizada utilizando $^{43}\text{Ca}/^{238}\text{U}$ da amostra padrão (std) e da amostra desconhecida (unk), por meio da seguinte correlação: $[\text{U}]_{\text{UNK}} = \{[(^{43}\text{Ca}/^{238}\text{U})_{\text{UNK}}] / [(^{43}\text{Ca}/^{238}\text{U})_{\text{std}}] \cdot (\text{U}_{\text{std}})\}$.

Para obter a idade dos traços de fissão, o material de referência U MT-7 foi usado para calibrar o AGE padrão (Durango – Dur-2 = 31,44 \pm 0,18 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (MCDOWELL; MCINTOSH; FARLEY, 2005) e o desconhecido simples. Com a concentração de U e a densidade espontânea dos traços de fissão, foi possível obter as idades grão a grão, além das idades agrupadas. A Figura 19 ilustra os traços de fissão em um grão da amostra TFA1:

Figura 19 – Visualização de traços confinados em uma apatita (TFA1): (A) luz refletida com a presença de *etch pits* interceptando a superfície do mineral; (B) luz transmitida.



Fonte: Autor (2022).

O *software* RadialPlotter 9.5, desenvolvido por Vermeesch (2009), foi utilizado como ferramenta para obter: as idades centrais das amostras; as idades individuais máximas e mínimas dos grãos indicadas pela posição dos pontos no gráfico; o índice de Dpar por grão em relação ao *annealing*; a dispersão das idades; e o teste do P (χ^2) que estima o quanto a amostra é uniforme em termos de idade, em que valores maiores que 0,05 (5%) passam no teste.

3.8 Modelagem das histórias térmicas

A modelagem das histórias térmicas resultantes dos dados de TFA segue os padrões dos trabalhos de Galbraith, Hawkesworth e Mantovani (1995), Gallagher, Brown e Johnson (1998), Green, Crowhurst e Duddy (2004) e Japsen *et al.* (2007), que são aplicados para projetar trajetórias térmicas em função do intervalo de tempo, em que as amostras de rochas estavam submetidas às palaeotemperaturas máximas e às variações no gradiente geotérmico registradas durante os eventos de resfriamento de crosta.

Os histogramas seguem a delimitação dos demarcadores temporais, que são orientados pelos eventos tectônicos de grande repercussão em escala continental. Essas interpretações são guiadas por dados experimentais e testes estatísticos propostos por Galbraith, Hawkesworth e Mantovani (1995), que definem a elaboração de curvas numéricas e de gráficos para representar os termocronômetros entre 0 e 3 km da crosta a partir do grau de encurtamento de traços de fissão confinados na rede cristalina da apatita.

Para tanto, as histórias térmicas da área de estudo foram inferidas no *software* HeFTy 1.8, proposto por Ketcham (2005), para gerar dados de termocronologia de baixa

temperatura, estabelecendo modelos de evolução termal em função do tempo geológico. Para a construção de histórias térmicas, em um gráfico de temperatura *versus* tempo, foram estabelecidas, como referencial para o início da trajetória, as idades U-Pb das amostras, além da idade de deposição do Grupo Serra Grande (440 Ma), na qual o embasamento foi inumado pela cobertura paleozoica da Bacia do Parnaíba.

Dessa maneira, foi traçado um padrão de resfriamento/aquecimento, que é representado por uma curva teórica de distribuição de traços confinados, construída por meio de um modelo de *annealing* pré-estabelecido, fornecido pelo HeFTy 1.8.

Foi realizada uma modelagem inversa mediante testes estatísticos propostos por Ketcham (2005), baseados na geração de trajetos de tempo-temperatura aleatórios, advindos de um modelo teórico de *annealing* pré-estabelecido dentro do HeFTy 1.8. Esse modelo resulta de um conjunto de equações que calculam o encurtamento dos traços em função do tempo, da temperatura e das características dos cristais. Foi considerado como padrão adotar as idades calculadas de acordo com o princípio dos traços corrigidos em relação ao eixo-c dos minerais, consoante Carlson, Donelick e Ketcham (1999) e Ketcham (2003).

Para a modelagem inversa, foram definidos intervalos de pesquisa aleatórios, semelhantes ao algoritmo de Monte Carlo de Galbraith, Hawkesworth e Mantovani (1995), verificando a habilidade dos dados de traço de fissão em gerarem histórias térmicas com limites aceitáveis dentro desses intervalos pré-definidos. No Hefty 1.8, os trajetos aleatórios gerados foram confrontados com os dados medidos por testes estatísticos e classificados em “aceitável”, para os resultados do teste que atingiram, no mínimo, 0,05 (95% de confiabilidade), e “bom”, para os resultados de, no mínimo, 0,5, em concordância com Donelick, Ketcham e Carlson (1999).

Segundo Vermeesch e Tian (2014), o “modelo inverso” permite que o *software* encontre o histórico térmico que melhor corresponde a alguns dados de entrada, como informações geológicas e geomorfológicas. Por isso, foi realizada uma modelagem direta para verificar possíveis artefatos que o próprio *software* pode produzir na história térmica através do teste do t-T, validando, por exemplo, as histórias térmicas que chegaram até o Cenozoico, as quais se ajustaram aos dados medidos em relação ao eixo-c.

Para Galbraith, Hawkesworth e Mantovani (1995), na modelagem direta, a história térmica deve ser comparada ao histograma de distribuição dos traços confinados – *track length distribution* (TLD) –, a partir do trajeto de tempo-temperatura que melhor se encaixa ao histograma inicial, em conformidade com os testes estatísticos estabelecidos.

Ketcham (2003) diz que as histórias térmicas apresentadas no Hefty 1.8 podem ser interpretadas pelos parâmetros: cor rosa (boas histórias definidas); cor verde (histórias aceitáveis com 95% de confiabilidade, ambas delimitam o envelope de histórias possíveis); linha azul (média das histórias obtidas); e linha preta (história que melhor se adequa aos dados dos traços medidos do ponto de vista estatístico – *best fit*).

As caixas de Monte Carlo foram construídas com base nos critérios de Ketcham (2005), com a inclusão de informações geológicas da área de estudo, sendo aceitos somente os trajetos de tempo-temperatura que estejam alinhados tanto com o posicionamento das caixas quanto em relação aos testes estatísticos.

3.9 Cálculo de taxas de denudação

A denudação, conforme explica Salgado (2009), compreende a perda de massa que um sistema geomorfológico sofre em função de processos erosivos e intempéricos. Esse sistema pode ser desde um manto de alteração até mesmo um continente, passando por diversas outras possibilidades, como, por exemplo, uma vertente ou uma bacia hidrográfica, entre outras.

Para a área de estudo, as taxas de denudação foram calculadas considerando os eventos de resfriamento detectados nas histórias térmicas das amostras, aplicando a Equação 11, a seguir, desenvolvida por Raab (2001), para obter o total de rocha removida, ou seja, para calcular as taxas de denudação:

$$D_{t_0-t_1} = \frac{\Delta T_{t_0-t_1}}{G} \quad (11)$$

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = início e fim do respectivo intervalo de tempo (Ma);

ΔT = variação de temperatura no intervalo de tempo (°C); e

G = gradiente geotérmico (°C/km).

Dada a dificuldade de se estabelecer um gradiente geotérmico fixo para toda a história térmica da crosta, foi adotado como critério testar as estimativas em dois gradientes diferentes, sendo de 30 °C/km e 20 °C/km, utilizados por Nóbrega *et al.* (2005).

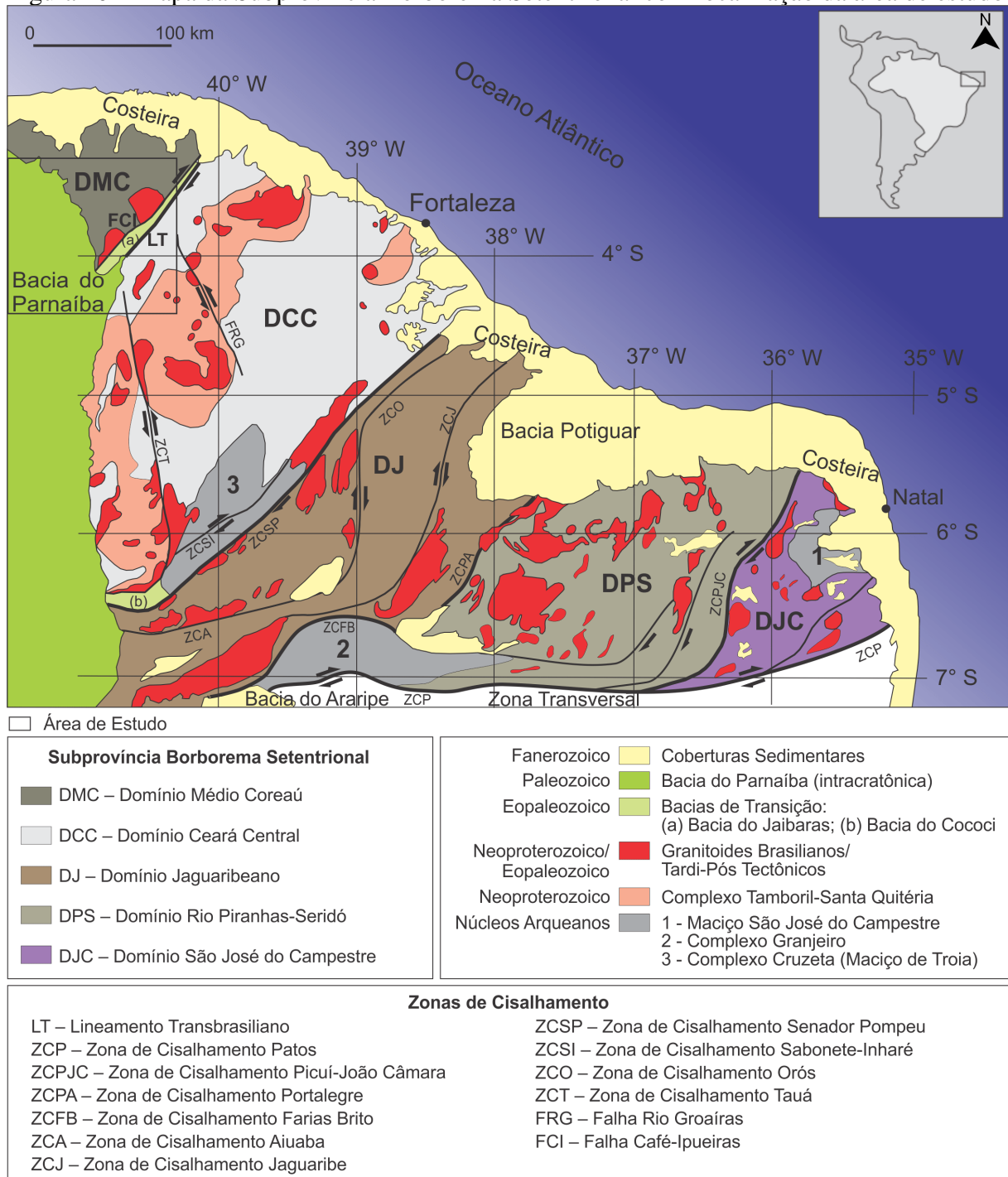
4 ARCABOUÇO GEOLÓGICO E CRONOLITOESTRATIGRÁFICO

A Província Borborema é caracterizada por uma malha de zonas de cisalhamento em escala continental. Essas estruturas formam um sistema cinematicamente consistente por mais de 200.000 km² (VAUCHEZ *et al.*, 1995). É um mosaico de porções do embasamento, de microcontinentes e de faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico, delimitado por zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão (HASUI, 2012).

A Província Borborema abrange quase a totalidade dos estados do Nordeste (exceto Bahia, Piauí e Maranhão), limitando-se com a Bacia do Parnaíba a oeste, o Cráton São Francisco ao sul, a Província da Margem Continental Leste a leste e a Província da Margem Continental Equatorial ao norte. Encontra-se dividida em três grandes subprovíncias (Meridional, Transversal e Setentrional), separadas por duas grandes estruturas tectônicas denominadas lineamentos Patos e Pernambuco (HASUI, 2012; CAVALCANTI; CAVALCANTE, 2014).

A Subprovíncia Setentrional está dividida em três domínios tectônicos: Domínio Médio Coreá (demarcado a sudeste pelo Lineamento Transbrasiliano), Domínio Ceará Central (delimitado a noroeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Aiuaba/a nordeste pela Zona de Cisalhamento Óros) e Domínio Rio Grande do Norte (limita-se a noroeste pela Zona de Cisalhamento Óros/a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Aiuaba e a leste-sudeste pelo Lineamento Patos), englobando domínios menores de expressão regional, como Jaguaribeano, Rio Piranhas-Serindó e São José do Campestre (PINÉO *et al.*, 2018), conforme ilustra a Figura 20, a seguir:

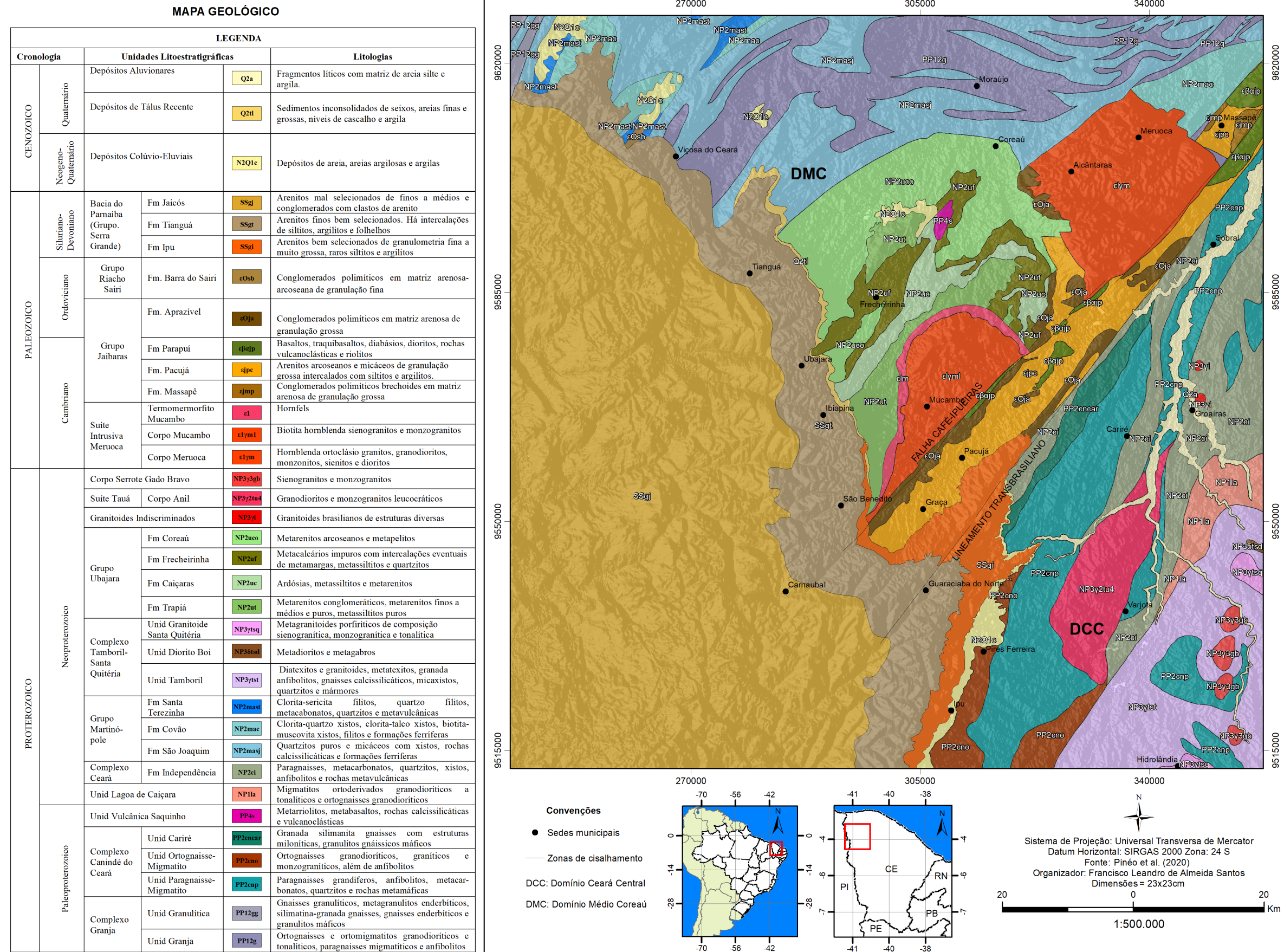
Figura 20 – Mapa da Subprovíncia Borborema Setentrional com localização da área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2018) e Arthaud *et al.* (2008).

A área de estudo está situada em sua maior parte no Noroeste do Ceará, incluindo uma pequena parcela do Nordeste do Piauí. Do ponto de vista geológico, está localizada entre a Bacia do Parnaíba e os domínios Ceará Central e Médio Coreaú (Província Borborema). O mapa geológico do Ceará-CPRM (Mapa 3), a seguir, oriundo da base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020), representa a organização dos dados cronolitoestratigráficos por meio da composição de uma legenda autoexplicativa correlata aos eventos tectônicos-estruturais:

Mapa 3 – Geologia



Fonte: Elaborado pelo autor (2021) a partir de Pinéo et al. (2020).

4.1 Embasamento Paleoproterozoico

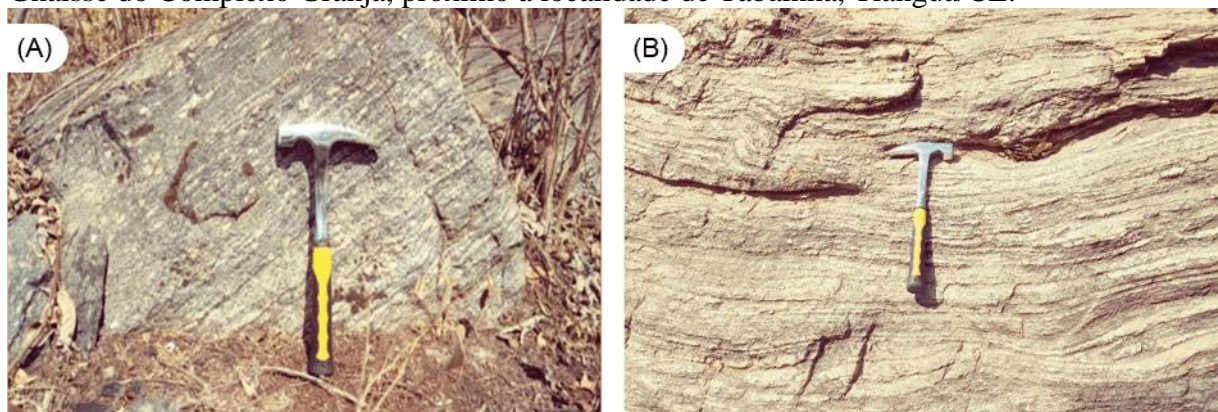
O Embasamento Paleoproterozoico é composto pelo Complexo Granja, Unidade Vulcânica Saquinho e Complexo Canindé do Ceará, compreendendo o grupo de unidades geológicas mais antigo da área de estudo, com rochas metamórficas orto e paraderivadas.

4.1.1 Complexo Granja

O Complexo Granja é resultante da colisão de várias massas continentais, que culminou na amalgamação do continente Atlântida há cerca de 2,2 Ga. Esse soma-se ao continente Columbia há 1,9 Ga, resultando na metamorfização de parcelas dos terrenos arqueanos e na formação de novas rochas ígneas. Na Província Borborema, possivelmente os segmentos Noroeste e Central do Ceará já estivessem unidos durante esse evento orogénético, registrado em granulitos do Complexo Granja datados de 2,3 Ga (FETTER *et al.*, 1997; FETTER, 1999; AMARAL *et al.*, 2012; HASUI, 2012; CLAUDINO-SALES, 2016).

As rochas do Complexo Granja representam um dos exemplos mais sugestivos de cinturões orogénéticos paleoproterozoicos da Província Borborema. Essas rochas ocorrem no extremo noroeste do Domínio Médio Coreaú, expressas como faixas metamórficas migmatizadas no contato com o Grupo Martinópole e a Bacia do Parnaíba. A Figura 21 mostra afloramentos de gnaisses da Unidade Granja:

Figura 21 – (A) Gnaisse do Complexo Granja na localidade de Santo Ezídio, Tianguá/CE; (B) Gnaisse do Complexo Granja, próximo à localidade de Tabainha, Tianguá/CE.



Fonte: Autor (2018).

As condições metamórficas alcançam fácies de anfibolito alto com assembleias em desequilíbrio, mostrando transformações parciais ou totais e/ou neoformação de

minerais indicativos de processos retromórficos, a partir do funcionamento de zonas com intensa concentração de deformação cisalhante (ABREU; GORAYEB, 1993). A Zona de Cisalhamento Granja corresponde a um cinturão orogenético de rochas intrusivas sin-metamórficas, apresentando-se, na maior parte, com foliação de protomilonitos (VAUCHEZ *et al.*, 1995).

Dados de Fetter *et al.* (2000) apontam idade U-Pb em ortognaisses tonalíticos a granodioríticos de 2,357-2,271 Ga e idade de residência crustal Nd de 2,61-2,38 Ga com valores ϵ_{Nd} positivos, indicando que o domínio é composto de crosta juvenil do início do Paleoproterozoico em uma configuração do tipo arco em ilha (SANTOS *et al.*, 2008). A idade do Complexo Granja, segundo os dados de Nogueira Neto (2000), pelo método U-Pb em minerais de zircão, é de 2,426 Ga. O metamorfismo da assembleia granulítica presente no Complexo é de idade correlata à Orogenia Brasileira (MONIÉ; CABY; ARTHAUD, 1997; FETTER *et al.*, 2000; SANTOS *et al.*, 2008).

A classificação de Pinéo *et al.* (2020) define a subdivisão do Complexo Granja nas unidades: 1) Unidade Granja (2,357-2,271 Ga) – ortognaisses e ortomigmatitos cinzas de composição granodiorítica a tonalítica, paragnaisses migmatíticos, anfibolitos, quartzitos ferríferos e leucognaisses e rochas calcissilicática; 2) Unidade Granulítica (2,426-2,197 Ga) – gnaisses granulíticos, metagranulitos enderbíticos, silimatina-granada gnaisse com intercalações de gnaisses enderbíticos e granulitos máficos.

4.1.2 Complexo Canindé do Ceará

O Complexo Canindé do Ceará (Domínio Ceará Central) é formado por rochas ortoderivadas e paraderivadas, metamorfizadas em alto grau e comumente migmatizadas (CPRM, 2007). Datações U-Pb de Fetter (1999), Castro (2004) e Amaral (2010) sugerem idade para os ortognaisses entre 2,140-2,044 Ga. Amaral (2010) ainda obtém idades para as rochas da Unidade Cariré de 2,157 Ga e 613 Ma, de cristalização e de metamorfismo, respectivamente (AMARAL, 2010; GOMES, 2019; PINÉO *et al.*, 2020; PINÉO; PALHETA, 2021).

O Complexo Canindé do Ceará é subdividido em três unidades, são elas: 1) Unidade Paragnaisse Migmatito – constituída de paragnaisses e xistos, comumente migmatizados e localmente com granada silimanita no mesossoma e níveis de gonditos, e também de quartzitos, anfibolitos, metacarbonatos, rochas calcissilicáticas e formações ferríferas; 2) Unidade Ortognaisse Migmatito – ortognaisses granodioríticos, graníticos e

monzograníticos, por vezes, migmatizados de cor cinza, contendo anfibolitos e, raramente, paragneisses migmatíticos; 3) Unidade Cariré – granulitos máficos, metaenderbitos e granadas silimanita gnaisses com estruturas miloníticas (PINÉO *et al.*, 2020).

4.1.3 Unidade Vulcânica Saquinho

A Unidade Vulcânica Saquinho (1,789 Ga U-Pb) registra o primeiro evento extensional do Embasamento Paleoproterozoico da Província Borborema após a Orogênese Atlântida (Transamazônica) no Domínio Médio Coreaú, promovendo intenso magmatismo e rifteamento ensialico em resposta à tectogênese estateriana (SANTOS *et al.*, 2002). Essa Unidade é formada por metarriolitos, metabasaltos, rochas calcissilicática e vulcanoclásticas (PINÉO *et al.*, 2020). A Figura 22 mostra os metabasaltos dessa Unidade:

Figura 22 – Metabasaltos da Unidade Vulcânica Saquinho na localidade de Salgado, Coreaú/CE



Fonte: Autor (2018).

A Unidade Vulcânica Saquinho apresenta-se como pequena *klippe* sotoposta às rochas do Grupo Ubajara (HASUI, 2012). De acordo com Santos *et al.* (2002), essa Unidade ocupa uma área de 20 km² alongada na direção NE-SW. O contato com os metassedimentos do Grupo Ubajara, quando individualizados, ocorre de forma concordante, principalmente nos setores de calcários e arenitos.

O corpo vulcânico mostra faixas fortemente milonitizadas, chegando a formar ultramilonitos seguindo o padrão do *trend* regional NE-SW, alternando-se com porções relativamente indeformadas. Nas porções menos deformadas, há ocorrência de fenocristais de quartzo com proeminentes fraturas conchoidais originadas em um processo de resfriamento rápido, provavelmente em ambiente subaquoso, bem como quartzo com bandas em

lamelas de deformação e limites de subgrão, evidenciando deformação em condições de baixa temperatura (SANTOS *et al.*, 2002).

4.2 Unidade Lagoa de Caiçara

A Unidade Lagoa de Caiçara contém migmatitos ortoderivados granodioríticos a tonalíticos, ortognaisses granodioríticos com *sheets* da Unidade Tamboril, além de fragmentos de xistos e rochas calcissilicáticas das encaixantes (PINÉO *et al.*, 2020).

Conforme Araujo *et al.* (2014), o magmatismo da Unidade Lagoa de Caiçara pode ser dividido em três períodos principais: 1) um período inicial compreendendo essencialmente magmatismo de arco juvenil de 880-800 Ma e continuando até 650 Ma, como evidenciado indiretamente por zircões detríticos de depósitos sinorogênicos; 2) um período de arco mais maduro entre 660-630 Ma, caracterizado por rochas magmáticas híbridas manto-crustal; e 3) anatexia crustal em 625-618 Ma continuando até em torno de 600 Ma.

A unidade compreende uma associação heterogênea de meta-ígneas compostas predominantemente por metatexitos estromatizados de protólitos granodioríticos a tonalíticos. As rochas meta-ígneas também são comumente preservadas como blocos, conhecidas como *schollen* ou jangadas, dentro dos diatexitos da Unidade Tamboril. Nos ortognaisses (Biotita-Ortognaisse), ocorrem volumes de moderados a pequenos de leucossoma, que cortam os níveis de granodiorito-tonalítico-migmatítico, deformado ainda mais complexo. Há, do mesmo modo, remanescentes de metatexitos de origem sedimentar, do Complexo do Ceará (Formação Independência) (ARAUJO *et al.*, 2014).

Dados geocronológicos U-Pb e isotópicos de Araujo *et al.* (2014) permitiram a distinção de três diferentes protólitos granitoides na Unidade Lagoa de Caiçara, que coincidem com os estágios juvenil e maduro da Orogênese Brasileira no Domínio Ceará Central, são eles: 1) 880-830 Ma metatexitos tonalíticos/granodioríticos juvenis com alto volume de leucossoma (estágio juvenil); 2) 650 Ma metatexitos máficos tonalíticos (estágio maduro); e 3) 630 Ma ortognaisses derivados da crosta com baixo volume de leucossoma (estágio maduro).

Dados de U-Pb sugerem a idade de $833 \pm 6,1$ Ma para a Unidade Lagoa de Caiçara, interpretada como a idade de cristalização do protólito tonalítico, chegando até a idade de $627 \pm 4,9$ Ma, que reflete a cristalização do protólito no ortognaisse (ARAUJO *et al.*, 2014).

4.3 Sequências Supracrustais Neoproterozoicas

As Sequências Supracrustais Neoproterozoicas são constituídas pelos grupos Martinópole, Ubajara e Complexo Ceará (Formação Independência), integrando rochas metassedimentares de baixo, médio e alto grau metamórfico na área de estudo.

4.3.1 Complexo Ceará (Formação Independência)

Os domínios Ceará Central e Médio Coreaú estavam unidos durante a Orogênese Erbuniana-Transamazônica (Atlântida), separando-se durante a divisão do Cráton São Luís/Oeste Africano há aproximadamente 800 Ma (FETTER *et al.*, 1997). Dados paleomagnéticos e geocronológicos da África indicam a abertura de uma pequena bacia oceânica em torno de 800 Ma, correlacionada à sedimentação do Complexo Ceará por volta de 780 Ma. Essa bacia oceânica foi, subsequentemente, fechada durante a Orogênese Brasiliana-Pan Africana (FETTER, 1999; FETTER *et al.*, 2003).

Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003) obtiveram idade U-Pb de 772 ± 31 Ma em zircões de rochas vulcano-sedimentares da Formação Independência. Dados mais recentes sugerem que a idade de deposição dessa Formação encontra-se no intervalo de 770-651 Ma (Criogeniano) (CASTRO, 2004; ARTHAUD, 2007; PINÉO *et al.*, 2020).

No Complexo Ceará predominam xistos aluminosos e paragnaises, por vezes, milonitizados e migmatizados (granada biotita gnaïsse, biotita muscovita gnaïsse, paragnaisse com silimanita e cianita). Ocorrem também quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore, anfíbolitos e rochas metavulcânicas felsicas (PINÉO *et al.*, 2020).

Dessa forma, as rochas do Complexo Ceará, demarcadas na área de estudo pela Formação Independência, correspondem a Sequências Supracrustais Neoproterozoicas, que representam antigas bacias de retroarco do Criogeniano. A deposição dessas rochas precedeu o evento da Orogênese Brasiliana no embasamento da Província Borborema.

4.3.2 Grupo Martinópole

Esse grupo corresponde a pequenas sequências vulcano-sedimentares de *back-arc* instaladas durante a abertura de uma bacia oceânica no Cráton São Luís-Oeste Africano entre os domínios Ceará Central e Médio Coreaú em ambientes de baixa energia. Essas Sequências Supracrustais estão situadas no extremo noroeste do Domínio Médio Coreaú, correlatas aos

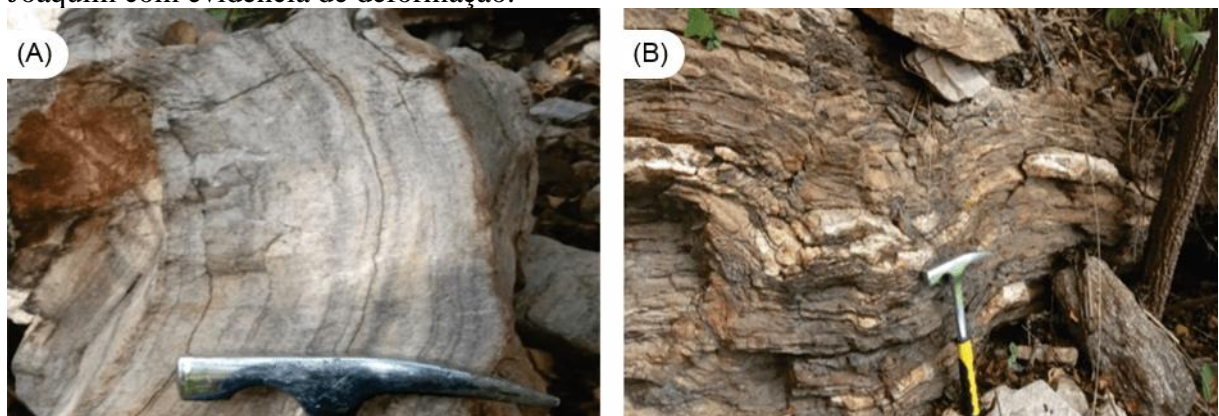
episódios de deposição das rochas do Complexo Ceará (Formação Independência) durante o Criogeniano (Neoproterozoico) (FETTER *et al.*, 1997; FETTER *et al.*, 2003).

Nesse contexto, o Grupo Martinópolis é formado em ambiente marinho, reunindo eventos de sedimentação associados com vulcanismo, que ocorreram na datação de 777 ± 11 Ma, concordante com Fetter *et al.* (1997) e Fetter *et al.* (2003), a partir de idade U-Pb registrada em zircões de metarriolitos das formações Santa Teresinha e São Joaquim. Dados U-Pb de Araujo (2014), utilizando LA-ICP-MS em populações de zircões dentrícticos de rochas paraderivadas, apontam idade máxima de 705 Ma para a Formação Covão.

O Grupo Martinópolis é composto pelas formações Goiabeiras (muscovita-sericita xistos, estaurólita xistos, muscovita-clorita xistos, cianita xistos, paragnaisse e quartzitos ferríferos), São Joaquim (quartzitos puros e micáceos com xistos, rochas calcissilicáticas e formações feríferas intercaladas), Covão (clorita-quartzo xistos, clorita-talco xistos, biotita-muscovita xistos, filitos e formações ferríferas) e Santa Terezinha (xistos, clorita-sericita filitos, quartzo filitos, filitos carbonosos e arcoseanos, metacarbonatos, quartzitos, metacherts e metavulcânicas) (PINÉO *et al.*, 2020).

Com exceção da Formação Goiabeiras, as demais ocorrem na área de estudo, a exemplo da Formação São Joaquim, demarcada por quartzitos que se intercalam com as sequências metassedimentares e metavulcânicas das formações Covão e Santa Terezinha, deformadas durante a Orogênese Brasileira. A Figura 23 mostra os quartzitos da Formação São Joaquim:

Figura 23 – (A) Quartzitos da Formação São Joaquim; (B) Quartzitos da Formação São Joaquim com evidência de deformação.



Fonte: Autor (2018).

Nesse sentido, a exposição das rochas do Grupo Martinópolis no extremo noroeste do Domínio Médio Coreaú registra os eventos de sedimentação do Neoproterozoico.

Não obstante, os processos deformacionais oriundos da Orogênese Brasileira possibilitaram o retrabalhamento e a metamorfização das Sequências Supracrustais Neoproterozoicas, a exemplo da Formação São Joaquim, em destaque, pela formação de um expressivo arco de cristas de quartzito.

4.3.3 Grupo Ubajara

O Grupo Ubajara é uma sequência sedimentar de plataforma proximal de baixo grau metamórfico, vinculado ao sistema de dobramento do Domínio Médio Coreaú, configurando-se em rochas supracrustais de idade neoproterozoica (SANTOS *et al.*, 2008).

Hackspacher, Soares e Petta (1988), por meio do método Rb/Sr, datam de 610 Ma a Formação Caiçaras, considerando essa unidade como formação basal do Grupo Ubajara. Não obstante, a idade mínima de deposição do Grupo Ubajara é estabelecida mediante as correlações com o Enxame de Diques Coreaú, que corta as sequências metassedimentares a oeste do Corpo Meruoca, com idade obtida por Rb/Sr de 562 ± 19 Ma (SIAL; LONG, 1987), e com o Corpo Mucambo, de idade de cristalização U/Pb de 532 ± 7 Ma (SANTOS *et al.*, 2008).

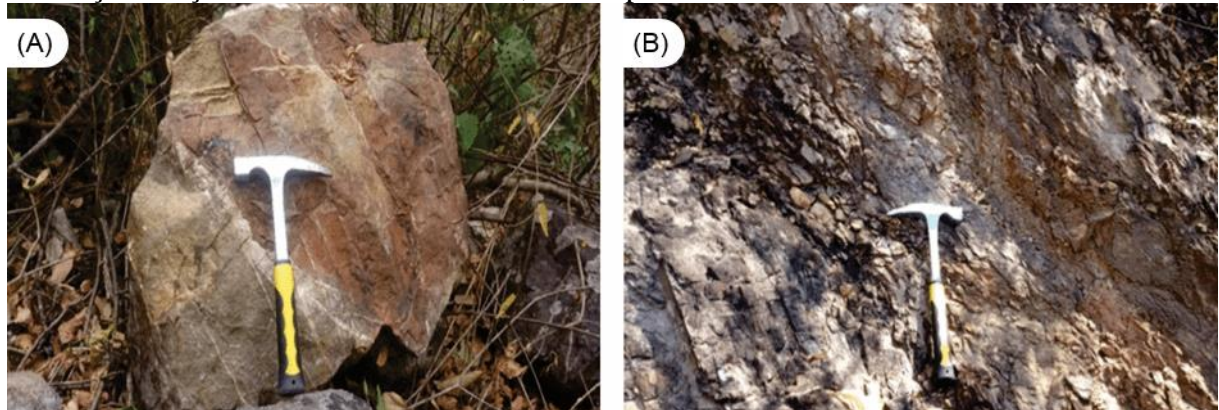
Ademais, os contatos tectônicos com o Lineamento Transbrasiliano e o Grupo Jaibaras dificultam uma interpretação precisa do contexto estratigráfico-estrutural do Grupo Ubajara, envolvido em um padrão deformacional complexo com estruturas contracionais e transcorrentes vinculadas à Orogênese Brasileira (SOUZA, 2018).

A Formação Trapiá é composta por metarenitos conglomeráticos, metarenitos de finos a médios e metaconglomerados e metarenitos puros (PINÉO *et al.*, 2020). Essa Formação foi afetada por falhas, que são evidenciadas por estrias de epidoto e quartzos sub-horizontais e subverticais de componentes gravitacionais e transcorrentes. Os metarenitos representam 80-90% dessa Formação, com estratificações cruzada, plano-paralela e angulares (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988).

A Formação Caiçaras é constituída, essencialmente, por ardósias roxas a vermelhas, extremamente foliada (clivagem ardosiana), intercaladas em algumas partes com metassiltitos amarelos e metarenitos (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988; PINÉO *et al.*, 2020). Os metapelitos exibem estratificações plano-paralela rítmicas, com alternância de níveis milimétricos e centimétricos de pelitos e siltes, apresentando localmente estratificações cruzadas, angulosas e tangenciais com dimensões centimétricas, além de marcas onduladas assimétricas (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988).

A Figura 24, a seguir, expõe os afloramentos de metarenito da Formação Trapiá e de ardósias da Formação Caiçaras, ambas pertencentes ao Grupo Ubajara:

Figura 24 – (A) Metarenito da Formação Trapiá na Serra da Penanduba; (B) Ardósia da Formação Caiçaras em corte na BR-222, município de Frecheirinha.



Fonte: Autor (2018).

A Formação Frecheirinha é feita de metacalcários pretos e cinza-escuros, impuros com intercalações eventuais de metamargas, metassiltitos e quartzitos em estratificações plano-paralela, que evidenciam o contato de transição com a formação sotoposta (GORAYEB *et al.*, 1988; SOUZA, 2018; PINÉO *et al.*, 2020). Dados bio-químio-estratigráficos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobre os metacarbonatos da Formação Frecheirinha apontam idade de deposição entre 575-555 Ma (CHIGLINO *et al.*, 2015).

A Figura 25 mostra a exposição de metacalcários da Formação Frecheirinha em contato com a borda oriental da Bacia do Parnaíba no Parque Nacional de Ubajara:

Figura 25 – (A) Metacalcário da Formação Frecheirinha no contato com a borda da Bacia do Parnaíba; (B) Exposição de carstificação (*lapiás*) conforme os planos de fraturamentos em metacalcário da Formação Frecheirinha.



Fonte: Autor (2018).

Os metacalcários apresentam-se milimetricamente laminados, brechados, bandados e maciços, e são comumente cortados por veios de calcita, dolomita e quartzo. Isso é resultado da cristalização desses minerais em clivagem de fraturas relacionada à fase final de deformação. A deposição sobre a Formação Caiçaras (ambiente provavelmente fluvial) caracteriza uma transgressão (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988).

A Formação Coreaú possivelmente remete-se à ocorrência de ambientes de deposição de características fluviais meandrantas. Ela é marcada pela presença de metarenitos arcoseanos com intercalações de metapelitos, metagrauvas e metaconglomerados de estratificações plano-paralelas, cruzadas, tangenciais na base e marcas ondulares assimétricas (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988; PINÉO *et al.*, 2020).

Os dados geocronológicos e estratigráficos disponíveis indicam que a deposição e o metamorfismo do Grupo Ubajara ocorreram de forma concomitante à Orogenia Brasileira, demarcando o sistema de dobramento do Domínio Médio Coreaú no segmento Noroeste da Província Borborema.

4.4 O Ciclo Brasileiro e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria foi interpretado por Fetter *et al.* (2003), a partir de dados isotópicos, petrográficos e geocronológicos, como um expressivo arco magmático de dimensões continentais da Província Borborema, vinculado à sucessão de diferentes estágios de plutonismo da Orogênese Brasileira.

Esse Complexo abrange uma área de 40.000 km² em todo o Domínio Ceará Central. As rochas ígneas registram uma longa história de magmatismo brasileiro convergente e anatexia crustal. Também é composto por esparsos corpos de granitoides porfiríticos a equigranulares, que justificam as relações intrusivas sobre os metatexitos e o diatexitos de composição, predominantemente granodiorítica a granítica, atestando que os diversos pulsos magmáticos foram envolvidos no desenvolvimento desse complexo (ARAUJO, 2014).

Na literatura, é de reconhecimento vasto que a Orogênese Brasileira (665-550 Ma) tem papel fundamental na estruturação do Domínio Ceará Central por uma margem continental ativa no interior do Orógeno Gondwana Ocidental, que consumiu o Oceano Goiás-Farusiano durante o Neoproterozoico (Ediacarano) (FETTER *et al.*, 2003; ARTHAUD *et al.*, 2008; CORDANI *et al.*, 2013; ARAUJO; WEINBERG; CORDANI, 2014).

Para Araujo (2014), a Orogênese Brasileira resulta de uma colisão oblíqua continente-continente, que envolve os crátons Amazônico e Oeste Africano contra os crátons São Francisco/Congo e Saariano, resultando na amalgamação final do continente Gondwana.

Datações realizadas por Fetter *et al.* (2003), Castro (2004), Texeira *et al.* (2005), Santos *et al.* (2007), Arthaud (2007), Amaral (2010), Costa *et al.* (2013) e Araujo *et al.* (2012) indicam idade de cristalização para o Complexo Tamboril-Santa Quitéria entre 665-606 Ma.

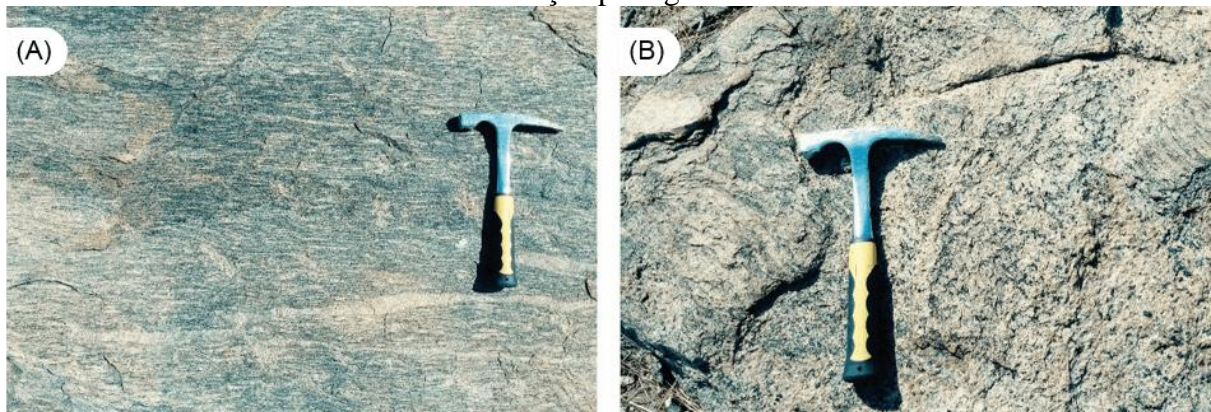
Esse Complexo é de natureza ígnea-anatética (NE-SW), formado, principalmente, por diatexitos resultantes da fusão parcial de rochas supracrustais aluminosas. Ocorrem abundantes enclaves de anfibolito (provavelmente metabasalto) e rochas de cálcio-silicato nas rochas do complexo (ARTHAUD *et al.*, 2015).

Os dados de Araujo *et al.* (2014) expõem um estágio juvenil (880-830 Ma), que formou parte do embasamento metamórfico da Unidade Lagoa de Caiçara, como evento que precedeu a tectônica colisional do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Os autores estabeleceram idades com base em datações SHRIMP U-Pb e análises de isótopos Hf-O de zircões de granitoides e migmatitos, juntamente com isótopos de rocha inteira Sr-Nd, que refletem as idades de cristalização das unidades Tamboril, Diorito Boi e Granitoide Santa Quitéria, vinculadas ao estágio maduro da Orogênese Brasileira.

A Unidade Tamboril corresponde ao domínio granítico-migmatítico com predomínio de fases anatéticas, formadas por diatexitos e granitoides, além de metatexitos migmatíticos e estromáticos. Há intercalações de granitos foliados, granada anfibolitos, gnaisses calcilicáticos, micaxistos, quartzitos e mármore (PINÉO *et al.*, 2020). Nesses diatexitos, a foliação é definida por um bandamento de fluxo sin-magmático bem desenvolvido, geralmente definido por biotita *schlieren*. Os dados U-Pb e isotópicos Hf-O apontam idade de $663 \pm 6,6$ Ma (ARAUJO *et al.*, 2014).

A Figura 26, a seguir, mostra exposições da Unidade Granitoide Santa Quitéria em uma pedreira localizada no município de Hidrolândia, sendo a mesma coletada para datação (TFA4):

Figura 26 – (A) Planos de foliação metamórfica em gnaiss da Unidade Granitoide Santa Quitéria; (B) Ocorrência de concentrações orientadas e descontínuas de minerais máficos, conforme foi constatado também na descrição petrográfica da amostra TFA4.



Fonte: Autor (2018).

A Unidade Diorito Boi é composta de metadioritos e metagabros de granulação fina a média (PINÉO *et al.*, 2020), ocupando uma abrangência espacial restrita na área de estudo, encravada entre as unidades Tamboril e Granitoide Santa Quitéria. Consoante os dados geocronológicos e isotópicos de Araujo *et al.* (2014), a idade da Unidade Diorito Boi é de $648 \pm 4,1$ Ma, que reflete a idade de cristalização da tonalita.

A Unidade Granitoide Santa Quitéria é formada por metagranitoides, quase sempre, porfiríticos, raramente isotrópicos, de composição sienogranítica, monzogranítica, quartzo sienítica, quartzo monolítica e tonalítica (PINÉO *et al.*, 2020). Dados geocronológicos U-Pb e isotópicos Hf-O de Araujo *et al.* (2014) produziram idade de $637,8 \pm 4,8$ Ma, que reflete a idade de cristalização do monzogranito.

4.5 Granitoides Brasileiros e Tardi-Pós-Orogênicos

Correspondem aos granitoides associados à Orogênese Brasileira, como os Granitoides Indiscriminados, o Corpo Serrote Gado Bravo e a Suíte Tauá (Corpo Anil), e aos eventos pós-orogênicos, como a Suíte Meruoca (corpos Meruoca e Mucambo). O Termometamorfito Mucambo é integrado aos granitoides na classificação de Pinéio *et al.* (2020), como rochas encaixantes metamorfizadas associadas à intrusão do Corpo Mucambo.

4.5.1 Granitoides Indiscriminados e Corpo Serrote Gado Bravo

Os Granitoides Indiscriminados são de origem brasileira, mas não possuem dados geocronológicos definidos em termos de idades obtidas pelo método U-Pb. Na área

de estudo, ocorrem de forma dispersa no Domínio Ceará Central. Segundo Pinéo *et al.* (2020), predominam biotita granitos, granitos porfíricos, granodioritos, monzogranitos, sienogranitos, quartzo dioritos, quartzo monzonitos e tonalitos.

O Corpo Serrote Gado Bravo é classificado como granito subcircular, que mede, aproximadamente, 4,35 km de comprimento por 3,30 km de largura, localizado a NW da cidade de Santa Quitéria/CE. São intrusivos em meio aos migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, em que as relações de contato são discordantes. Exibem enclaves microgranulares e diques de dimensões variáveis de rochas anfibolíticas (GOMES, 2006).

É classificado por Pinéo *et al.* (2020) como parte das suítes ediacaranas do Domínio Ceará Central, sendo formado por sienogranitos e monzogranitos de cores cinza e rosa, com texturas faneríticas e porfíricas, isotópicos e sutilmente foliados.

4.5.2 Suíte Tauá: Corpo Anil

Os últimos granitos tardi-orogênicos da Província Borborema datam de 570 Ma. Nesse período, ocorre a integração final do continente Gondwana durante o Ciclo Brasileiro. Os processos de granitogênese prosseguiram na intraplaca até o Ordoviciano Superior (VAN SCHMUS; KOZUCH; BRITO NEVES, 2011; HASUI, 2012). Na área de estudo, há ocorrência da Suíte Tauá, representada por granitoides tardi-orogênicos do Corpo Anil, situado ao sul do Lineamento Transbrasiliano no Domínio Ceará Central. A Figura 27, a seguir, mostra afloramentos do Granodiorito Corpo Anil coletado para datação (TFA1):

Figura 27 – Afloramentos de granodiorito do Corpo Anil no distrito de Macaraú, Santa Quitéria/CE



Fonte: Autor (2018).

O Corpo Anil compreende um batólito de forma elíptica, alongado 35 km na direção NNE-SSW e largura máxima na ordem de 11 km, encaixado em sequência de alto

grau metamórfico entre paragneisses aluminosos com silimanita, granulitos e granitoides e milonitos. O contato com gnaisses é abrupto, ocorrendo, frequentemente, enclaves máficos nos bordos do corpo e injeções locais de veios graníticos. Ocorre um feixe de diques de dacitos e riolitos (Feixes de Diques de Macaraú), de direção NW, que se projetam na porção centro-norte para as encaixantes a leste (GORAYEB *et al.*, 1994).

Esse granitoide é formado por granodioritos e monzogranitos leucocráticos de cor cinza e granulação grossa (PINÉO *et al.*, 2020). Em aspectos modais, os granodioritos se distinguem dos granitos pela predominância de plagioclásio em relação à proporção de feldspato alcalino. É uma rocha de granulação grossa e leucocrática, composta por plagioclásio sódico, feldspato potássico, quartzo e minerais máficos hidratados (GILL, 2014).

Gorayeb e Lafon (1995), por meio do método Rb-Sr, estabelecem o valor isocrômico de cristalização de 587 ± 19 Ma para o Corpo Anil, permitindo enquadrá-lo como granitoide brasileiro de idade tardi-orogênica.

Os dados U-Pb de Silva (2019) obtiveram idades em minerais de zircão entre 594 ± 12 Ma e $604,9 \pm 8,6$ Ma para o Corpo Anil. Assim, utilizando diferentes graus de concordância, essas idades se superpõem no limite dos erros analíticos com a datação isocrônica Rb-Sr de 587 ± 19 Ma previamente publicada.

4.5.3 Suíte Meruoca: corpos Meruoca e Mucambo

As suítes graníticas pós-brasilianas resultam da intrusão de magmas oriundos da fase extensional brasileira e colapso dos orógenos, reafirmando a existência de um intenso magmatismo interligado ao evento de abertura do Rife Jaibaras no limite do Neoproterozoico-Paleozoico. Assim, no Cambriano, ocorreram manifestações do Ciclo Brasileiro com a intrusão dos corpos Meruoca e Mucambo (Suíte Meruoca) no segmento Noroeste do Ceará (GORAYEB; LAFON, 1995; HASUI, 2012).

Os Granitos Pós-Orogênicos formam-se, de modo geral, após o término da deformação regional. Apesar de sua colocação tardia, estão associados com a orogenia, tanto no espaço quanto no tempo. Além disso, representam um estágio de transição da fase tectônica principal e a subsequente fase de estabilização da crosta continental (WERNICK, 2004).

O Corpo Meruoca tem forma trapezoidal e ocupa uma área aproximada de 400 km². O contato com as rochas do Grupo Jaibaras é do tipo magmático e tectônico (PEDROSA JR. *et al.*, 2015). Em termos geocronológicos, o Corpo Meruoca foi datado,

através do método U-Pb, por Archanjo *et al.* (2009) e Santos *et al.* (2013), com idades de $523,0 \pm 9,0$ e $540,8 \pm 5,1$, respectivamente.

O Granito Meruoca é truncado a sudeste pela Falha Café-Ipueiras e a nordeste pelo Lineamento Transbrasiliano. O corpo é constituído por hornblenda ortoclásio granitos, granodioritos, monzonitos, sienogranitos, sienitos de quartzo de cores vermelha e rosa, de granulação grossa, além de dioritos (ARCHANJO *et al.*, 2009; PINÉO *et al.*, 2020).

A maior parte desse batólito é formado de um granito róseo a vermelho-tijolo. Esses são abundantes na parte leste do batólito, próximo à Falha Café-Ipueiras. Enquanto que o granito cinzento/verde com faialita é restrito à porção norte. Diques aplíticos são raros, e uma grande área desse batólito é do tipo grosseira. Granófiros são comuns. As partes finas do granito sem faialita são encontradas em porções isoladas no interior do batólito (SIAL, 1989). Os sienogranitos ocorrem nas porções centrais, e as intrusões gabroicas na parte norte com aspecto verde-escuro na cor. Apresentam granulação grossa a média e fina a média, respectivamente (PEDROSA JR. *et al.*, 2015).

Por outro lado, a maior parte do Corpo Mucambo é formada por rochas cinzentas mais ricas em minerais máficos do que as rochas do Batólito Meruoca. No que concerne à textura, apresenta características semelhantes em relação ao Corpo Meruoca. A exceção é a ausência de granófiros típicos e intercrescimentos granófiros que são encontrados em quantidades limitadas. Não obstante, as pertitas exibem as mesmas características daquelas encontradas no Corpo Meruoca (SIAL, 1989).

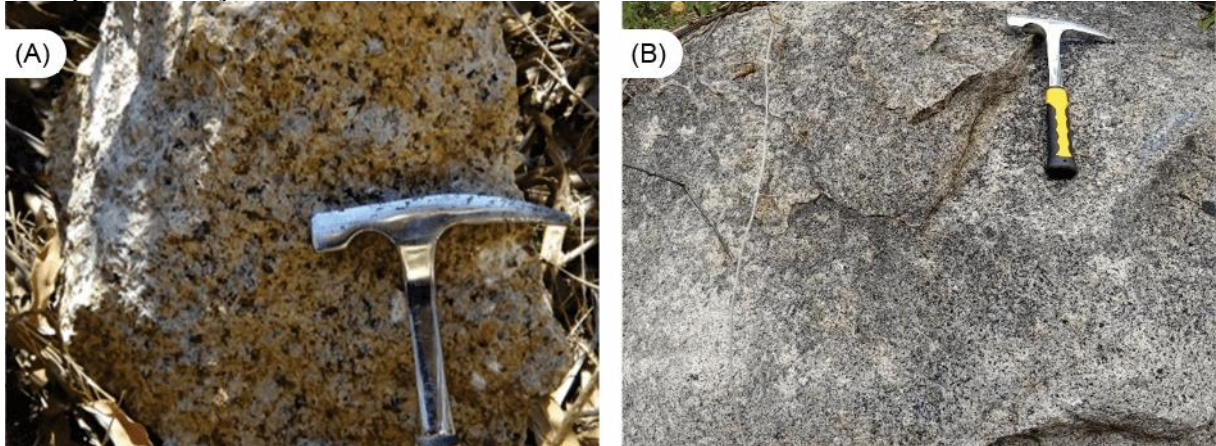
O Corpo Mucambo possui forma elíptica com alongamento para sudoeste, e é truncado pela Falha Café-Ipueiras nas porções leste e sudeste (PEDROSA JUNIOR, 2015). O corpo granítico é formado por biotita hornblenda sienogranitos e monzogranitos de cores vermelha a rosa de granulação grossa (PINÉO *et al.*, 2020).

Conforme Brito Neves *et al.* (2003), dados obtidos por Sial, Figueiredo e Long (1980), utilizando o método Rb-Sr, indicam uma idade de cristalização de 548 ± 24 Ma. Segundo os autores, esses dados geocronológicos são suficientes para indicar os eventos extrusionais do Ciclo Brasileiro, dentro do Cambriano, que foram corroborados pelos dados geocronológicos mais recentes através do U-Pb, como os de Fetter (1999) (532 ± 6 Ma), Garcia *et al.* (2010) ($535,6 \pm 8,5$ Ma) e Santos *et al.* (2008) (532 ± 7 Ma).

O Corpo Mucambo possui assinatura geoquímica shoshonítica e cálcio-alcálica, com alto teor de potássio, e contém xenólitos de rochas metassedimentares encaixantes do Grupo Ubajara. É um granito grosso equigranular, isotrópico e leucocrático (OLIVEIRA,

2001; BRITO NEVES *et al.*, 2003; SANTOS *et al.*, 2008; SOUZA, 2018). A Figura 28 expõe os afloramentos graníticos dos corpos Meruoca e Mucambo, respectivamente:

Figura 28 – (A) Amostra do Corpo Meruoca coletada nos níveis de cimeira do Maciço da Meruoca, município de Meruoca/CE; (B) Afloramento do Corpo Mucambo, na base da escarpa do Maciço do Carnutim, no distrito de Rafael Arruda, em Sobral/CE.



Fonte: Autor (2018).

4.5.4 Termometamorfito Mucambo

O Termometamorfito Mucambo é uma auréola de metamorfismo resultante do contato entre o Corpo Mucambo e as rochas metassedimentares do Grupo Ubajara. São *hornfels*, com níveis variados de metamorfismo e de deformação, dos quais alguns ainda preservam as estruturas de estratificação, e outros mostram dobras em *chevron* (PEDROSA JUNIOR, 2015). De acordo com Pinéo *et al.* (2020), os *hornfels* apresentam cores de cinza escuro a preto.

Costa *et al.* (1973), em trabalho de detalhamento na porção norte dos *hornfels*, sobretudo no distrito de São José do Torto (município de Sobral/CE), identificaram componentes de quartzo, clorita, muscovita, plagioclásio, minerais óxido de ferro e epidoto. Isso sugere que a rocha foi metamorfizada a uma temperatura de 600 °C e a uma pressão de 2 kbar.

4.6 Bacias de Transição

As Bacias de Transição abrangem os grupos Jaibaras e Sairi (Formação Barra do Sairi), como sequências vulcano-sedimentares, que precederam a deposição da Bacia

do Parnaíba, e localizam-se no Domínio Médio Coreau, geralmente em torno de zonas de cisalhamento.

4.6.1 Grupo Jaibaras

As Bacias de Transição formadas entre o final do Proterozoico e o início do Paleozoico foram interpretadas por Parente, Silva Filho e Almeida (2004) como bacias molássicas em função da íntima relação temporal com o final de um ciclo orogênico (Brasiliano). Consoante esses autores, as bacias de “molassa” da Província Borborema estão situadas ao longo das principais zonas de cisalhamento transcorrentes, associadas ou não com magmatismo bimodal.

A implantação da Bacia do Jaibaras, na Província Borborema, representa um estágio de estabilização da Placa Sul-Americana após a Orogênese Brasileira. Em processo de arrefecimento, essa região estava sofrendo deformação frágil extensional, enquanto, ao mesmo tempo, a leste, as áreas estavam dominadas por regimes contracionais dúcteis associados com a geração de grandes volumes de granitos orogênicos. Subsequentemente, a implantação da bacia retrata também a fase rifte, que precedeu a instalação da Bacia do Parnaíba (OLIVEIRA, 2001).

Para Oliveira (2001), o desenvolvimento da Bacia do Jaibaras se configura como resposta distal ao extenso rifteamento responsável pela separação das placas Laurêntia e Báltica em relação à Placa de Gondwana Oeste, gerando o Oceano Ieptus.

Dessa maneira, a abertura do Rifte Jaibaras possibilitou a formação de uma bacia sedimentar, como afirmam Pedrosa Jr. *et al.* (2015), na transição entre o Ediacarano e o Eopaleozoico. Em conformidade com Garcia *et al.* (2018), essa bacia segue o *trend* do Lineamento Transbrasiliano, e sua borda NW é delimitada pela Falha Café-Ipueiras, que separa preenchimento vulcano-sedimentar da bacia em relação aos batólitos Meruoca e Mucambo.

A Bacia do Jaibaras é a mais importante bacia de antepaís, que ocorre em terrenos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano (África). Possui feição bastante alongada NE-SW, resultado de descontinuidades e de reativações do Lineamento Transbrasiliano. O *graben* foi preenchido por sedimentos imaturos, muitas vezes grossos e conglomeráticos, decorrentes de fluxos de detritos oriundos de escarpas de falha. São seguidos, verticalmente e lateralmente, por arenitos flúvio-lacustres e extensos pacotes de folhelhos avermelhados. Ocorrem variações na espessura dos extratos, por mudanças rápidas de fácies, por

intercalações frequentes de leques aluviais conglomeráticos e por discordâncias locais (OLIVEIRA, 2001; GODOY, 2010).

Segundo Parente, Silva Filho e Almeida (2004), a Bacia do Jaibaras é composta por duas sequências: a Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano), representada pelas formações Massapê, Pacujá e Parapuí; e a Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano), incluindo parte da Formação Parapuí e a Formação Aprazível. Assim, as bacias rifte, como o caso do Jaibaras, associadas à transtensão, conhecidas também como bacias rifte modificadas, correspondem às bacias formadas por zonas extensionais, marcadas por um conjunto de falhas normais, oblíquas às principais margens da bacia, assemelhando-se a *tension gashes* em ambientes de zonas transcorrentes.

As idades obtidas no Enxame de Diques Coreau de 562 ± 19 Ma, por Sial e Long (1987), bem como para os corpos Meruoca e Mucambo, datados de $540,8 \pm 5,1$ Ma (SANTOS *et al.*, 2013) e de 532 ± 7 Ma (SANTOS *et al.*, 2008), respectivamente, permitem estimar as idades mínimas das sequências Alfa Superior (560-535 Ma) e Alfa Inferior (535-440 Ma) (PARENTE; SILVA FILHO; ALMEIDA, 2004).

Barroso *et al.* (2014), por intermédio de estudos na assembleia fóssil da fauna ediacarana, em arenitos informalmente designados como Membro Corta Fogo, depositados discordantemente sobre a Formação Pacujá, inferem uma idade em torno de 560 Ma para a Bacia do Jaibaras, que se estende até o Cambro-Ordoviciano em função da ocorrência de possíveis fósseis similares em níveis estratigráficos mais rebaixados. As correlações regionais permitem indicar que os fósseis se originaram na bacia.

Novais, Brito Neves e Kawashita (1979), por meio da datação isotópica Rb/Sr, obtiveram idade de 535 ± 27 Ma para a Formação Pacujá. A datação U-Pb de Garcia *et al.* (2010) estabelece idade de $535,6 \pm 8,5$ Ma para a Formação Parapuí, cujos eventos de vulcanismo bimodal estão intercalados na Formação Pacujá, no limite da sequência Alfa Superior.

A evolução da Bacia do Jaibaras ocorre a partir da intrusão do Enxame de Diques Coreau como estágio inicial de abertura do rifte e a subsequente colocação dos corpos graníticos Mucambo e Meruoca, como resultante da reativação de falhas rúpteis. Os esforços distensivos promoveram o soerguimento da astenosfera nas ombreiras do rifte. As áreas fontes para o início da sedimentação são oriundas das escarpas de falha herdadas da orogenia, provavelmente do Arco Magmático Tamboril-Santa Quitéria, bem como da Suíte Meruoca formada pela tectônica extensional (OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003; ARAUJO *et al.*, 2012; GARCIA, 2016).

Nessas condições, a Formação Massapê corresponde à unidade basal da bacia, depositada em leques aluviais próximos às escarpas de falha, seguida pelos arenitos arcoseanos da Formação Pacujá no intervalo entre o Ediacarano e o Cambriano (OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003; ARAUJO *et al.*, 2012; GARCIA, 2016).

A Formação Massapê abrange uma área restrita da bacia associada à Falha Café-Ipueiras. Além disso, repousa de forma discordante sobre os contatos falhados do Embasamento Paleoproterozoico, constituindo-se por conglomerados polimíticos, brechoides compostos por elementos angulosos, subangulosos e, moderadamente, selecionados, provenientes de fonte próxima à área de deposição (COSTA *et al.*, 1973; MELLO, 1978; OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003; PEDROSA JR. *et al.*, 2017).

Os clastos, que suportam os conglomerados, são compostos por rochas do Grupo Ubajara e por fragmentos de gnaisses, microgranitos e rochas calcissilicáticas, além de seixos de feldspato em matriz arenosa de granulação grossa e de cor marrom. As formas angulosas e subangulosas são cimentadas por matriz areno-arcoseana vermelha escura ou cinza clara (COSTA *et al.*, 1973; PEDROSA JR. *et al.*, 2017; PINÉO *et al.*, 2020).

A Formação Pacujá é composta por arenitos arcoseanos de cor creme, marrom e roxo de granulometria fina a muito fina, grauvacas e folhelhos micáceos (PINÉO *et al.*, 2018). Apresenta estruturas maciças, estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, por vezes, com laminação convoluta e acanalada. Além disso, exhibe marcas de ondas simétricas e assimétricas associadas a estratificações cruzadas (*micro-hummockys*), evidenciando ambiente de sedimentação lacustre e/ou marinho plataformal raso (QUADROS, 1996; PARENTE; SILVA FILHO; ALMEIDA, 2004).

A Figura 29, a seguir, mostra a presença de litologias de folhelhos e arenitos pertencentes à Formação Pacujá:

Figura 29 – (A) Folhelhos da Formação Pacujá, próximo à sede de Sobral; (B) Arenito arcoseano da Formação Pacujá, distrito de Arariús, município de Cariré/CE.



Fonte: Autor (2018).

Próximo à secção oriental da Suíte Meruoca, há ocorrência de folhelhos com acamamentos plano-paralelos encaixados no sistema transcorrente do *Graben* Jaibaras, no contato com a Falha Café-Ipueiras. Conforme Garcia (2016), essas rochas ocorrem no interior do *graben*, associadas aos sistemas de falhamentos transcorrentes. São bastante fraturadas no sentido NW-SE, NE-SW e E-W.

A Formação Pacujá foi afetada por uma tectônica rígida generalizada que seccionou arenitos e pelitos em blocos basculados com mergulhos de ordem de 20-30° para a direção SE-NW. Constitui a unidade dominante da Bacia do Jaibaras. As exposições mais expressivas encontram-se próximas às planícies que circundam os municípios de Graça/CE e Pacujá/CE e o distrito de Arariús, município de Cariré/CE (COSTA *et al.*, 1973).

A Formação Parapuí é representada por rochas vulcânicas continentais de caráter bimodal. A relação entre o magmatismo e as sequências sedimentares em diferentes níveis estratigráficos indica que a sedimentação e o vulcanismo ocorreram de forma sincrônica com os arenitos da Formação Pacujá (GARCIA *et al.*, 2018).

Essa Formação limita-se à área de ocorrência do *graben*, situada preferencialmente ao longo do vale do Rio Jaibaras e da Falha Café-Ipueiras. Na secção setentrional, ocorrem os mais extensos derrames de lavas com destaque para o Serrote do Madeiro e do Parapuí. Na secção meridional, há maior diversificação de litologias, cujos corpos vulcânicos assumem feições alongadas e grosseiramente paralelas (COSTA *et al.*, 1973).

A Formação Parapuí ocorre na forma de dique e *sills*, apresentando basaltos andesíticos de estruturas, como fraturas de resfriamento, juntas e veios de calcita e clorita deformadas, além de vulcanoclásticos, sienitos e diques riolíticos (GODOY, 2010; GARCIA,

2016). De acordo com Pinéo *et al.* (2020), a Formação Parapuí subdivide-se em: 1) Formação Parapuí, Basaltos: composta de basaltos intermediários, traquibasaltos e vulcanoclásticos, intercalados com níveis da sequência siliciclástica da Bacia do Jaibaras; e 2) Formação Parapuí, Riolitos: derrames de riolitos de dimensões restritas intercaladas em vários níveis com a sequência siliciclástica da Bacia do Jaibaras.

A Formação Aprazível corresponde à unidade topo da Bacia do Jaibaras, estreitamente associada às linhas de falhas e às margens escarpadas do Rifte Jaibaras. É composta por brechas cataclásticas e conglomerados polimíticos oriundos de fragmentos de rochas das formações Massapê, Pacujá e Parapuí e do embasamento adjacente do Grupo Ubajara e do Corpo Meruoca (COSTA *et al.*, 1973; CAVALCANTE *et al.*, 2003; PINÉO *et al.*, 2018). Os seixos possuem formatos angulosos e subangulosos e pobremente a moderadamente selecionados em meio à matriz vulcânica, argilosa e arenosa arcoseana. Resultam de processos gravitacionais, em que o fluxo agrega lama, cinza vulcânica e sedimentos clásticos, caracterizando depósitos do tipo *lahar* (PEDROSA JUNIOR, 2015).

Para Cerri (2021), os conglomerados da Formação Aprazível são oriundos de rochas do Embasamento Pré-Cambriano, granitos de idade cambriana e rochas vulcânicas e sedimentares da própria bacia, em sua maioria, angulosos e de tamanhos que podem chegar a 40 cm. Esses depósitos são, predominantemente, interpretados como depositados por fluxos coesivos e incoesivos em sistemas de leques aluviais condicionados por escarpas de falhas.

A par dessas discussões, a Bacia do Jaibaras registra um estágio de transição, que demarca o começo de um período anorogênico na Plataforma Sul-Americana, com a ocorrência de importantes ciclos sedimentares de escala intracontinental, a exemplo da Sinéclise do Parnaíba, cuja sedimentação marinha do Grupo Serra Grande no Siluriano-Devoniano segue os *trends* estruturais do Lineamento Transbrasiliano, recobrimdo parte da sequência rifte.

4.6.2 Grupo Sairi (Formação Barra do Sairi)

O Grupo Sairi corresponde a uma sequência cronocorrelata à Bacia do Jaibaras. Não há, nesse grupo, rochas vulcânicas, mas intrusões básicas estão presentes (HASUI, 2012). É composto pelas formações Barra do Sairi, Formação Morada e Fazenda Fortaleza. Dentre as formações geológicas citadas, apenas a Formação Barra do Sairi ocorre na área de estudo, próxima à borda da Bacia do Parnaíba, ao norte de Viçosa do Ceará. De acordo com Pinéo *et al.* (2020), a Formação Barra do Sairi é composta por conglomerados polimíticos, com

seixos de quartzitos, granitoides, gnaisses e filitos de matriz arcoseana-arenosa, apresentando granulação fina e cor cinza.

4.7 Sinéclise do Parnaíba: Grupo Serra Grande

A Bacia do Parnaíba é uma importante sinéclise paleozoica do Nordeste do Brasil, compreendendo um arcabouço litoestrutural e tectônico complexo, formado a partir da colagem orogenética Brasiliana-Pan Africana e da fase de transição Neoproterozoico-Eopaleozoica. A bacia recobre riftes abortados de idade cambro-ordoviciano, formados durante a separação dos blocos Laurêntia e Báltica em relação ao Gondwana Ocidental (CASTRO *et al.*, 2014; OLIVEIRA *et al.*, 2017).

Dessa forma, as tensões cisalhantes, normais e transcorrentes passaram a atuar na região, originando riftes precusores, delimitados por extensas falhas normais, instaladas a partir da subsidência dos lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês (CUNHA, 1986).

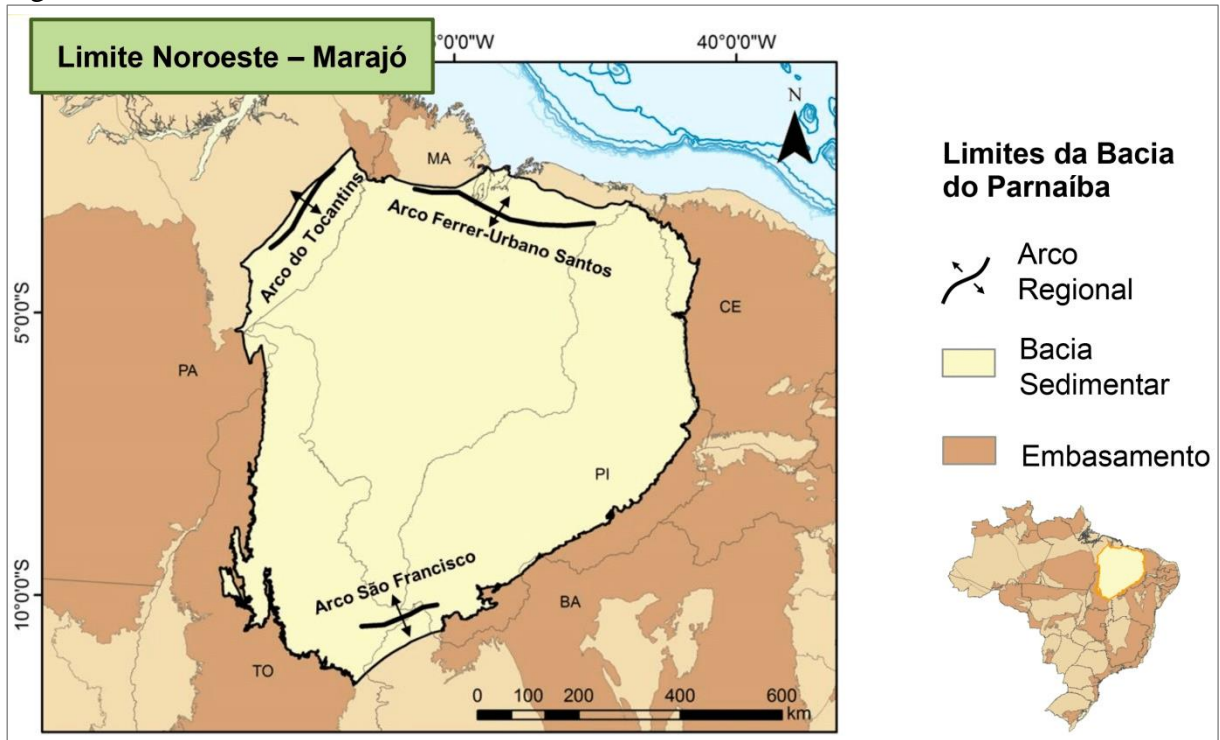
Durante a maior parte do Paleozoico, a América do Sul estava situada no Hemisfério Sul do globo terrestre, com sua extremidade meridional próxima ao Polo Sul. As margens dos continentes paleozoicos experimentaram vários eventos de orogênese em razão da colisão de placas tectônicas. Enquanto nas regiões afastadas intracratônicas, as incursões marinhas propiciavam o preenchimento sedimentar das sinéclises paleozoicas, como a Bacia do Parnaíba (CARNEIRO *et al.*, 2012).

As discordâncias erosivas teriam contribuições de movimentos epirogenéticos em resposta à Orogênese Caledoniana, na borda ativa do continente, adjacente à plataforma com subsidência causada pelo estiramento litosférico e sobrecarga de sedimentos acumulados na sinéclise, mudando o padrão do ambiente de sedimentação de marinho para continental (VAZ *et al.*, 2007; CARNEIRO *et al.*, 2012).

A Sinéclise do Parnaíba possui dimensões da ordem de 600.000 km² e espessura de 3.500 m. Ela corresponde a uma bacia intracratônica localizada na porção nordeste da Plataforma Sul Americana, ocupando, em grande parte, os estados do Piauí e do Maranhão e recobrando, parcialmente, o Pará, o Ceará, a Bahia e o Tocantins. Está posicionada entre as faixas de dobramentos, que bordejam os crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco, apresentando forma elipsoidal com diâmetros maior (NE-SW) e menor (NW-SE), de 1.000 km e 800 km, respectivamente. A área original da bacia excedeu 0,7 milhão de km² durante sua evolução paleozoica, tendo acumulado cerca de 2.500 m de sedimentos detríticos em seu depocentro (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA; CARNEIRO, 2004).

Os limites estruturais da Sinéclise do Parnaíba (Figura 30) são demarcados a noroeste pelo Arco de Tocantins, que separa as bacias do Marajó e do Amazonas; ao sul pelo Arco de São Francisco, separando-a da Bacia do São Francisco e ao norte pelo Arco Ferrer-Urbano-Santos, separando-a das bacias cretáceas costeiras de São Luís e de Barreirinhas, ambas situadas na faixa equatorial (PEREIRA *et al.*, 2012).

Figura 30 – Limites da Bacia do Parnaíba



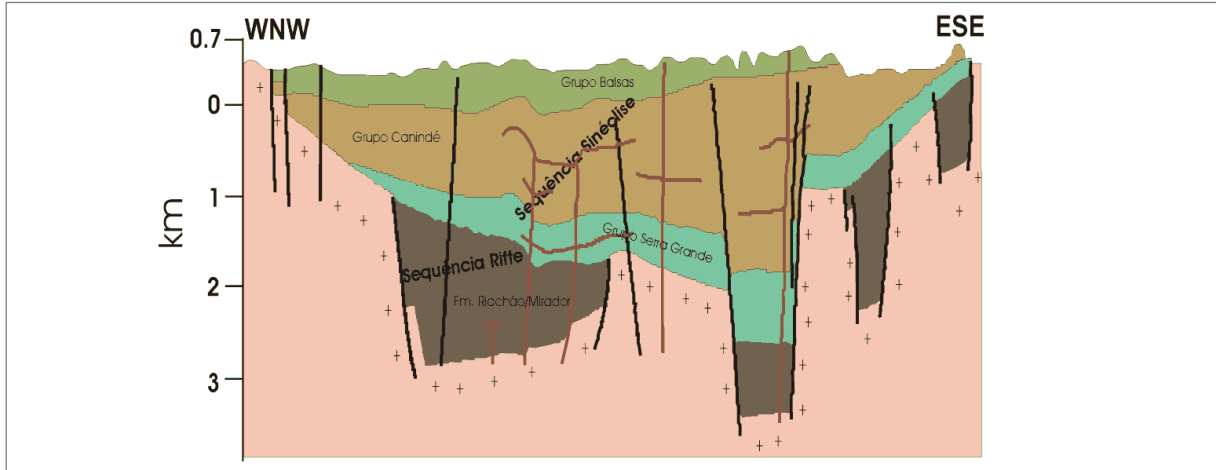
Fonte: Araújo (2015).

Os lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Transbrasiliiano são as três macroestruturas expressas em superfície mais notáveis da Sinéclise do Parnaíba, sendo a última a mais proeminente, dispõem-se por toda a sua porção nordeste e sul-sudeste. Essas falhas e fraturas herdadas do embasamento foram importantes não somente no estágio inicial de sedimentação, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, e a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico com sua forma externa tornando-se ovalada, típica de uma sinéclise interior (VAZ *et al.*, 2007).

Segundo Góes e Feijó (1994), o preenchimento da sinéclise com sedimentos imaturos ocorreu nos *grabens* instalados ao longo das zonas de fraquezas crustais. Esses sedimentos são pertencentes às denominadas formações Riachão (Neoproterozoico) e Mirador

(Cambro-Ordoviciano), enquadradas como sequências da fase rifte da bacia, sotopostas ao Grupo Serra Grande, conforme o perfil esquemático apresentado na Figura 31:

Figura 31 – Estratigrafia da Bacia do Parnaíba



Fonte: Góes e Feijó (1994).

Esses riftes precursores controlaram o depocentro inicial da Sinéclise do Parnaíba durante o estágio de transição da plataforma (OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003). Vaz *et al.* (2007), por meio de amostras de poços da Formação Riachão, detalham os litotipos em grauvacas, arcóseos, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos. Esses sedimentos imaturos são considerados de idade proterozoica média ou superior por correlações com coberturas plataformais dos crátons Amazônico e São Francisco.

O preenchimento sedimentar da Sinéclise do Parnaíba ocorreu em duas fases evolutivas: 1) Talassocrática: desenvolvida entre o Eopaleozoico e o Eocarbonífero, caracterizados por sucessivas transgressões e regressões marinhas em mares epicontinentais; e 2) Geocrática: entre o Neocarbonífero e o Triássico, marcada pelas deposições continentais e esporádicas incursões marinhas (PIRES, 2003).

As sequências talassocráticas são formadas pelos grupos Serra Grande e Canindé. As sequências geocráticas são compostas pelos grupos Balsas, Mearim e pelas formações Mosquito, Pastos Bons, Corda, Sardinha, Grajaú, Codó e Itapecuru (GÓES; FEIJÓ, 1994; PIRES, 2003; VAZ *et al.*, 2007; PEREIRA *et al.*, 2012).

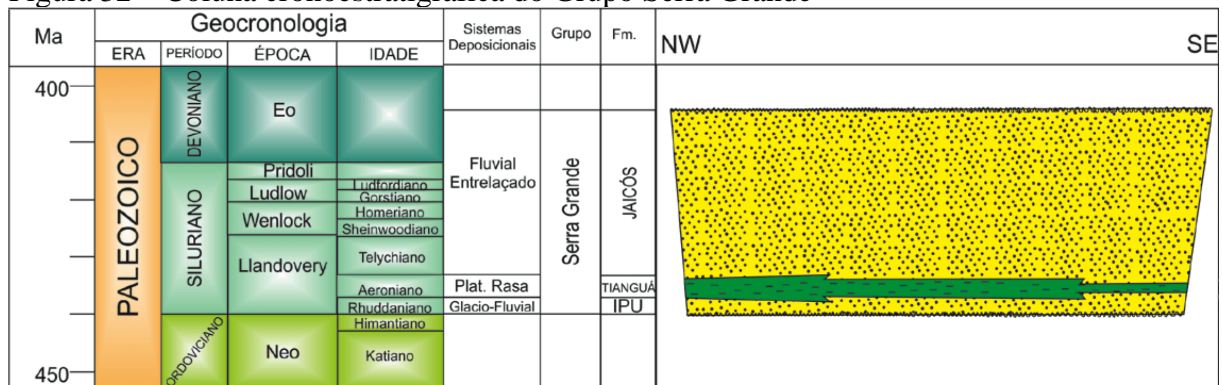
O Grupo Serra Grande pode ser subdividido em três unidades a partir da base pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós (CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007). Vale ressaltar que a área de estudo é recoberta pelo Grupo Serra Grande aflorante na borda oriental da sinéclise, em contato com o embasamento da Província Borborema.

Conforme Oliveira e Mohriak (2003), o início da sedimentação da Sinéclise do Parnaíba (Formação Ipu) coincide com o final da deposição da Bacia do Jaibaras em torno de 440 Ma. Grahn, Melo e Steemans (2006), por métodos bioestratigráficos em torno do zoneamento da assembleia fóssil de organismos, como os quitinozoários e os miosporos, estabeleceram idade llandoверiana de 436 ± 1,9 Ma (entre Aeroniano tardio e início do Telichiano) para o topo da Formação Ipu, toda a Formação Tianguá e parte inferior da Formação Jaicós. Para a parte superior da Formação Jaicós, a deposição ocorreu entre 411-397 Ma (Pragianos-Emsianos), situada no Devoniano Inferior.

São ausentes formações coralígenas e salinas, quase não há rochas calcárias, sendo evidente a ocorrência de ações glaciais (VAZ *et al.*, 2007; CARNEIRO *et al.*, 2012). Esses registros glaciais estão correlacionados à Glaciação Hirnantiana, um episódio global de cerca de 2 Ma, na transição entre o Ordoviciano e o Siluriano (443,8 Ma), bem documentada em outras bacias do Gondwana na África (ASSIS *et al.*, 2019).

A Figura 32 evidencia a coluna cronoestratigráfica de Cruz (2016), detalhando os ambientes deposicionais de cada formação do Grupo Serra Grande:

Figura 32 – Coluna cronoestratigráfica do Grupo Serra Grande



Fonte: Cruz (2016).

A porção mais inferior da Formação Ipu é representada por conglomerados imaturos em um sistema de leque aluvial relacionado a escarpas, preenchendo *grabens* alongados NE-SW, alinhados à escala crustal do Lineamento Transbrasiliiano. Isso implica que a sedimentação precoce da Bacia do Parnaíba pode estar vinculada a reativações tectônicas pós-brasilianas, após a amalgamação do Gondwana (ASSIS *et al.*, 2019).

A Formação Ipu é composta por arenitos de cores bege, branca, rosa e marrom, com seixos bem selecionados e de granulometria de fina a muito grossa, depositados em contexto fluvial de alta energia. Apresentam estratificação cruzada acanalada de grande porte

e estratificação reta de médio a grande porte. Raros níveis de argilitos e siltitos. Há níveis intercalados de conglomerados polimíticos com matriz areno-argilosa, suportados por matacões de quartzo-quartzito (VAZ *et al.*, 2007; PINÉO *et al.*, 2020).

Os ambientes deposicionais da primeira sequência da bacia (Formação Ipu) são de natureza glacial proximal e glacio-fluvial e de leques aluviais ou frentes deltáticas (CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).

Acima da Formação Ipu, uma camada de xisto negro marinho, que possui cerca de 15 m de espessura, representa a base da Formação Tianguá, sendo relacionada ao evento de inundação máxima do Grupo Serra Grande. Para o topo e a lateral, essa unidade gradua para associações de fácies de costa e deltaicas em correlação com o evento transgressivo de degelo global do Siluriano Inferior (ASSIS *et al.*, 2019).

A Formação Tianguá está situada concordantemente sobre a Formação Ipu. Na área do município de Tianguá, a formação localiza-se a aproximadamente 100 m acima da base do Grupo Serra Grande, com espessura em torno de 25 m, chegando a alcançar, em subsuperfície, 270 m. Considera-se que essa unidade foi depositada em ambiente marinho raso durante a fase máxima de extensão da transgressão glacio-eustática mundial, seguindo-se da fusão do gelo no Norte da África (CAPUTO; LIMA, 1984).

A Formação Tianguá é composta por arenitos finos de cores bege e amarela, com grãos esféricos e bem selecionados. Há intercalações de siltitos, argilitos e folhelhos, bem como há presença de marcas de ondas e de estratificação do tipo espinha de peixe (PINÉO *et al.*, 2020). A Figura 33, a seguir, expõe os arenitos das formações Ipu e Tianguá, respectivamente:

Figura 33 – (A) Arenito da Formação Ipu, próximo à Bica do Ipu (Ipu/CE); (B) Arenito da Formação Tianguá, situado no Sítio da Lapa (Tianguá/CE).



Fonte: Autor (2019).

A Formação Tianguá é composta por depósitos de rios entrelaçados em um ciclo regressivo, possivelmente, relacionado a rebote isostático da bacia, fechando a deposição do Grupo Serra Grande. Além disso, há também depósitos deltáticos, plataformais em ambiente continental, transicional e marinho raso durante o Neossiluriano e Eodevoniano (GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007; ASSIS *et al.*, 2019). Com relação ao padrão de paleocorrente dessa unidade, a direção principal para noroeste sugere uma alta paleotopográfica na porção central do oeste do Gondwana (ASSIS *et al.*, 2019).

A Formação Jaicós é formada por conglomerados com clastos de arenito e de quartzo leitoso. Arenitos, em parte arcoseana, são de cor bege e de granulação média a grossa. Arenitos conglomeráticos que gradam para arenitos finos e siltitos. Presença de estratificação plano-paralela e cruzada, de médio a grande porte, tabular e acanalada (PINÉO *et al.*, 2020). Assim, o Grupo Serra Grande registra as mais importantes variações eustáticas do continente Gondwana durante o Silúrio-Devoniano. Os mares epicontinentais seguiram preferencialmente os *trends* estruturais do Lineamento Transbrasiliano, orientando a deposição do Grupo Serra Grande como primeira sequência da Sinéclise do Parnaíba.

4.8 Depósitos Sedimentares Cenozoicos

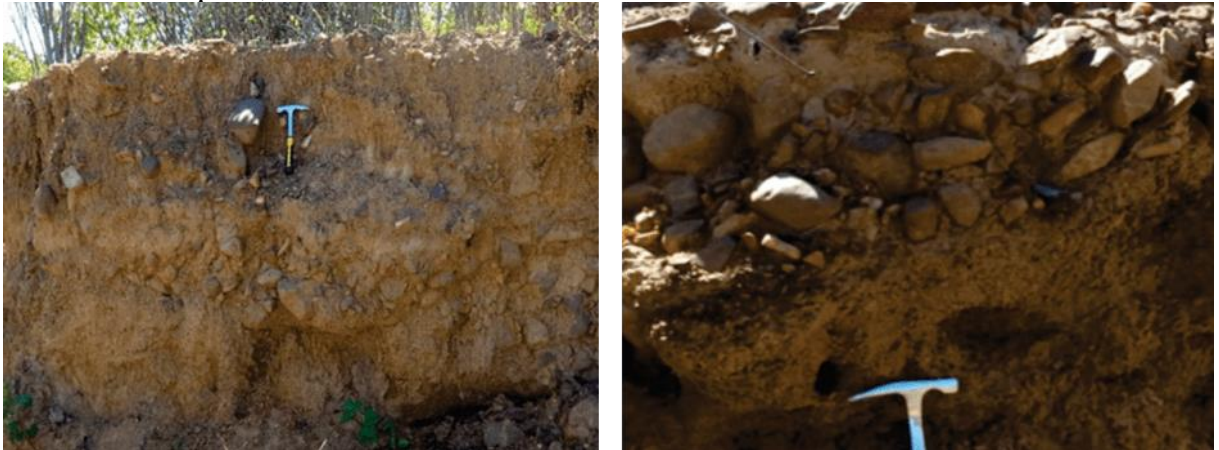
Os Depósitos Sedimentares Cenozoicos, que ocorrem na área, são de natureza colúvio-eluviais (depósitos de areias, areias argilosas e argilas), tálus recente (fragmentos líticos com matriz de areia e argilas) e aluvionares (sedimentos incolidados constituídos por seixos, areias finas e grossas, com níveis de cascalhos e argilas), oriundos do aporte sedimentar depositado durante o Neogeno-Quaternário e Quaternário (PINÉO *et al.*, 2020).

Próximo ao flanco noroeste da Serra da Penanduba e em vários cortes da BR-222, em Frecheirinha, os depósitos coluviais apresentam-se geralmente inconsolidados com incipiente laterização, constituídos quase que na totalidade por seixos, calhaus e matacões mal selecionados e pouco transportados do arenito Serra Grande. Em meio ao material dentrítico, aparecem grãos de areia e, às vezes, argilas impuras de cores variadas. Próximo ao distrito de General Tibúrcio, Viçosa do Ceará/CE, ocorrem fragmentos do Grupo Serra Grande e, em menores proporções, quartzitos e filitos do Grupo Martinópole (NASCIMENTO *et al.*, 1981). Os sedimentos areno-argilosos possuem tons alaranjados, avermelhados e amarelados, apresentando-se em certos locais cascalhosos e laterizados (CAVALCANTE *et al.*, 2003).

Os depósitos aluviais estão dispostos ao longo dos rios Acaraú e Coreaú e seus tributários. Segundo Souza (1988, 2000), são formados pela deposição recente (Quaternário-

Holoceno) de sedimentos, oriundos da ação fluvial. Litologicamente, são compostos de areias finas e grosseiras, com inclusões de cascalhos inconsolidados, siltes, argilas e eventuais ocorrências de matéria orgânica em decomposição. A Figura 34 ilustra os depósitos aluviais do Rio Juazeiro, afluente do Rio Coreau, próximo ao Açude Angicos no distrito de Araquém, Coreau-CE:

Figura 34 – Presença de blocos e níveis de cascalhos em depósitos aluviais do Rio Juazeiro, distrito de Araquém, em Coreau/CE.



Fonte: Autor (2018).

5 FISSÃO DO GONDWANA E ABERTURA DA MARGEM ATLÂNTICA

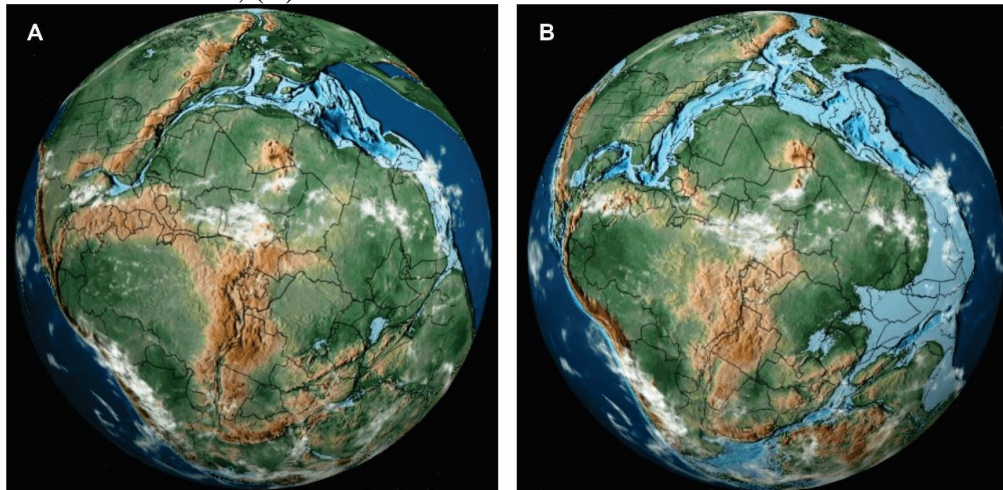
A fissão do continente Gondwana tem repercussão direta na evolução morfoestrutural da área de estudo. Por isso, torna-se fundamental levantar informações, na literatura, sobre as idades dos eventos e sobre os mecanismos envolvidos em sua separação final, para correlacionar com os eventos de reativação tectônica no capítulo final desta tese.

5.1 Início da abertura do Atlântico Equatorial e as bacias marginais

A separação do Pangeia ocorre pela sucessão de três estágios, cada qual atuando em áreas distintas: 1) Estágio de Rifteamentos I (Neotriássico-Eocretáceo): afetou, de maneira predominante, o norte da América do Sul com a abertura do Atlântico Norte (afastamento da América do Sul/África da América do Norte); 2) Estágio de Rifteamentos II (Eocretáceo-Pré-Aptiano): ocorreu, predominantemente, no sul da América do Sul e representa a abertura do Atlântico Sul (início da separação da América do Sul da África); e 3) Estágio de Rifteamentos III (Neoptiano-Cenomaniano): marca a separação definitiva entre América do Sul e África por volta de 100 Ma na Margem Equatorial, delimitada pelos lineamentos Patos e Pernambuco (CARNEIRO *et al.*, 2012).

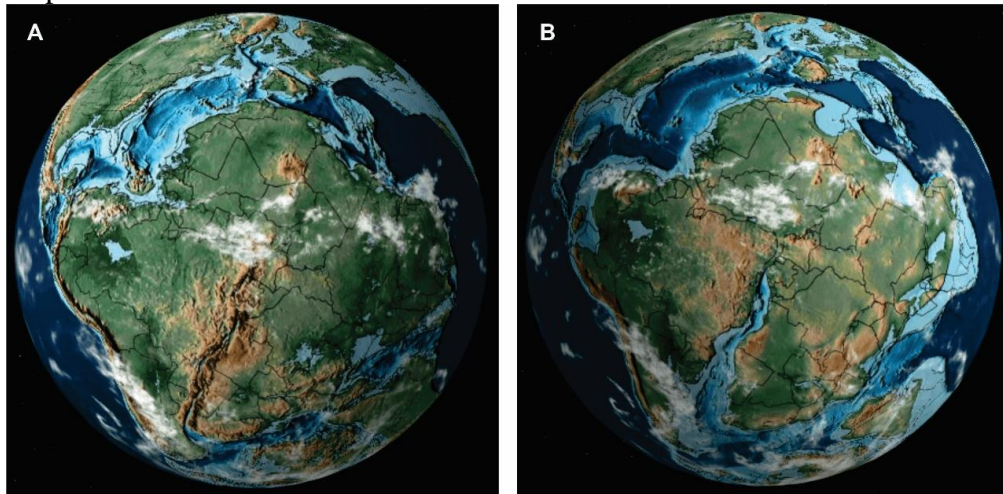
As figuras 35 a 37, a seguir, expõem uma reconstrução paleogeográfica das diferentes etapas de divisão do continente Pangeia durante o Mesozoico, por meio do modelo proposto por Scotese e Golonka (1997), adaptado para o formato 3D por intermédio do programa Ancient Earth (MOORE, c2012):

Figura 35 – (A) Abertura do Atlântico Norte entre o final do Triássico e o início do Jurássico; (B) Abertura do Atlântico Norte durante o Jurássico Médio.



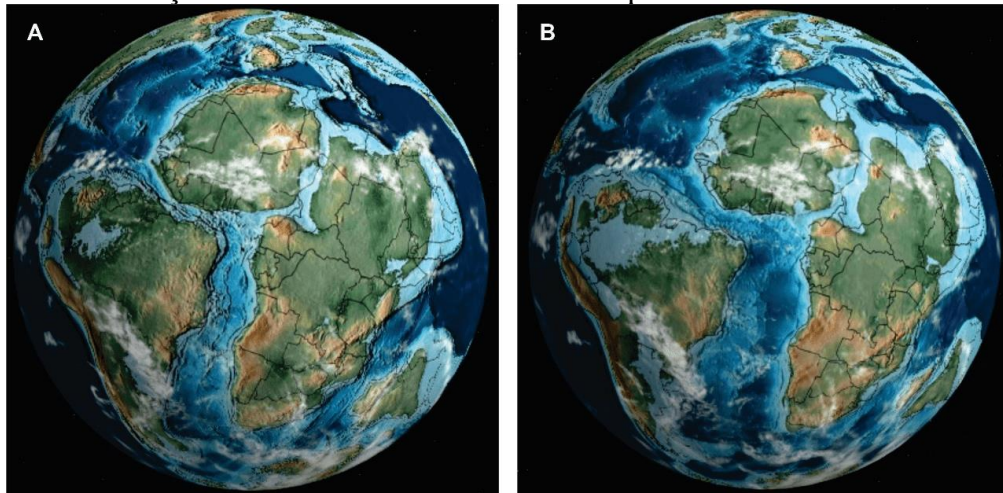
Fonte: Moore (c2012), adaptada de Scotese e Golonka (1997).

Figura 36 – (A) Individualização dos continentes Laurásia ao Norte e Gondwana ao sul no Jurássico Superior; (B) Abertura do Atlântico Sul durante o Aptiano.



Fonte: Moore (c2012), adaptada de Scotese e Golonka (1997).

Figura 37 – (A) Abertura da Margem Equatorial Atlântica com a separação final entre América do Sul e África na transição Albiano/Cenomaniano; (B) Individualização da Plataforma Sul Americana a partir do Cenomaniano.



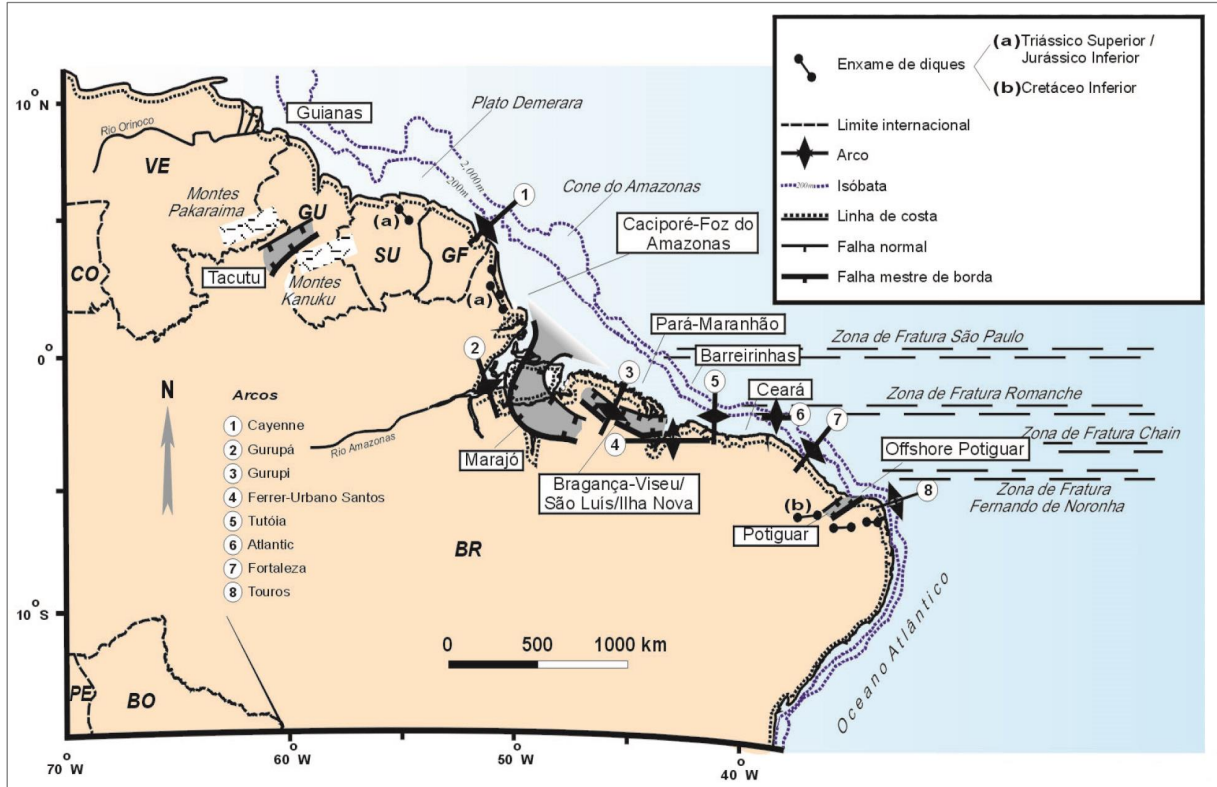
Fonte: Moore (c2012), adaptada de Scotese e Golonka (1997).

A separação do Pangeia individualizou o Gondwana como supercontinente na porção meridional do planeta, que logo também sofreu *break-up*, formando um conjunto de bacias *onshore* e *offshore* ao longo da Margem Equatorial Atlântica.

A Margem Equatorial Brasileira inclui toda a plataforma continental norte do Brasil e sua porção emersa adjacente, estendendo-se por cerca de 1.900 km, a partir do Alto dos Touros, a leste, até a Plataforma do Amapá, a oeste. Ela abrange as bacias Potiguar, Ceará, São Luís/Bragança-Vizeu/Ilha Nova, Barreirinhas, Pará-Maranhão, Marajó e Foz do Amazonas/Caciporé em um segmento de direção aproximada WNW, que pode ser

subdividida em setores menores E-W e NW-SE (ANTUNES, 2004). A Figura 38, a seguir, mostra as bacias *onshore* e *offshore* da Margem Equatorial Atlântica:

Figura 38 – Margem Equatorial Atlântica



Fonte: Mohriak (2003), modificado de Milani e Thomaz Filho (2000).

As bacias *offshore* da Margem Equatorial são denominadas, de leste a oeste, de Potiguar, Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão e Foz do Amazonas, sendo que as bacias Potiguar e Barreirinhas se estendem para *onshore* (MATOS, 2000).

As interpretações de evolução da Margem Equatorial Atlântica são baseadas em dados da indústria de petróleo, como dados geofísicos (gravidade, pesquisas sísmicas) e dados de poço (tipo de rocha, conteúdo fóssil e idade) (NÓBREGA *et al.*, 2005).

Na Margem da África Equatorial, na parte do Golfo da Guiné, ocorrem bacias *offshore* análogas à Margem Equatorial Brasileira, de oeste para leste: Serra Leoa-Libéria, Costa do Marfim-Gana (bacias Tano e Salt Pond-Accra-Keta) e Embasamento Dohomey (bacias Togo/Benin-Oeste da Nigéria e Benin/Delta do Níger). A tectônica transformante ocorreu por meio das zonas de falhas São Paulo, Romanche e Chain entre a Margem Costa do Marfim-Gana e a Planície Abissal do Golfo de Guiné. A Zona de Fratura Chain conectava a parte *offshore* das bacias Potiguar e Benin (MATOS, 2000).

A Margem Equatorial Atlântica corresponde a uma margem tectônica transformante, que se desenvolveu ao longo de um processo complexo, multifásico, de ruptura e de distensão litosférica, envolvendo a criação de bacias multicíclicas, desde riftes clássicos (distensão ortogonal), precedidos por magmatismo básico (Jurássico, Berriasiano-Barremiano), a bacias amagmáticas acompanhadas de ativação de falhas transformantes em regime transtensional (Aptiano-Albiano) (ZALÁN, 2012).

No Norte da Margem Equatorial, ocorreu um estágio de pré-transtensão durante o Neotriássico-Eocretáceo ligado ao processo de abertura do Atlântico Central (afastamento da América do Sul/África da América do Norte) (CARNEIRO *et al.*, 2012). Soares Júnior *et al.* (2011) destacam esses eventos como responsáveis pela formação da Bacia da Foz do Amazonas no Neotriássico e da Bacia de Marajó no Berriasiano, além de uma nova fase rifte na Bacia da Foz do Amazonas durante o Valanginiano.

5.2 Rifteamento intracontinental e a abertura final da Margem Atlântica

Os trabalhos de Mascle, Blarez e Marinho (1988), Azevedo (1991), Matos (2000), Antunes (2004) e Basile (2015) estabeleceram três estágios para a abertura da Margem Equatorial Atlântica: 1) Rifte Intracontinental: abertura de bacias *onshore* no Berriasiano-Barremiano, que evoluíram para *offshore* no Aptiano-Albiano no corredor transtensional dextral NE-SW; 2) Continente-Oceano: separação entre América do Sul e África com cisalhamento lateral dextral de direções NW-SE e E-W; e 3) Margem Passiva: formação da crosta oceânica no Cenomaniano e dissipação das tensões cisalhantes a partir do Santoniano-Campaniano na borda dos continentes, deslocando-se para os centros de expansão oceânica, que demarcam os limites das placas Sul-Americana e Africana.

A abertura de riftes intracontinentais, que formaram o eixo estrutural Cariri-Potiguar, ocorreu de 145-130 Ma, seguindo os *trend* estrutural NE-SW. O abortamento dos riftes ocorreu no Barremiano de 130-125 Ma, com a formação das bacias Potiguar e Araripe, Iguatu, Icó/Lima Campos e Rio do Peixe (MATOS, 2000). Os depocentros, para a sedimentação mesozoica, foram originados em condições transtensionais pela reativação das zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Orós/Jaguaribe, Portalegre e Patos (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003).

A fase rifte das Bacias Sedimentares Mesozoicas do Nordeste Setentrional coincide, de forma análoga, ao evento de magmatismo toleítico Rio Ceará-Mirim, relacionado ao processo de abertura do Atlântico Equatorial. Ocorre na borda sul da Bacia Potiguar

através de um enxame de diques de diabásio de, aproximadamente, 350 km de comprimento e direção E-W. Na porção leste e central da Bacia do Parnaíba, os diques e soleiras de diabásio da Formação Sardinha são correlacionáveis ao magmatismo da fachada atlântica (ALMEIDA *et al.*, 1988; MACÊDO FILHO *et al.*, 2017).

A fase Rifte I (Neoberriasiano/Eobarremiano) de formação da Bacia Potiguar ocorreu em um regime tectônico de estiramento crustal, com altas taxas de subsidência mecânica do embasamento. Nessa fase, desenvolveram-se falhas com até 5.000 m de rejeito, preferencialmente, normais, definindo meio-*grabens* assimétricos e altos internos de direção geral NE-SW. Os riftes foram preenchidos por depósitos lacustrinos, flúvio-deltaicos e fandeltaicos da Formação Pendência (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Após o abortamento do Rifte Potiguar no Barremiano, no intervalo de 130-125 Ma, a fase Rifte II da bacia (Neobarremiano-Eo-Aptiano) é caracterizada pela implantação do regime transcorrente/transformante ao longo da futura Margem Equatorial, causando uma grande mudança na cinemática do rifte. Esse evento provocou um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, mudando de NW-SE para E-W, com movimentos, predominantemente, transtensionais dextrais em resposta ao início do processo de deriva continental (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

No Aptiano, instaurou-se um binário de cisalhamento dextrógiro sobre a Margem Equatorial Atlântica, como mecanismo responsável pela ruptura litosférica e subsidência transtensional, originando novos depocentros ao longo da plataforma *offshore* (MILANI *et al.*, 2007). Esse evento formou as bacias do Pará-Maranhão, Barreirinhas e Ceará, cuja sedimentação extravasou os domínios limítrofes dos riftes, depositando-se sobre o embasamento e nas bacias intracratônicas paleozoicas (ZALÁN, 2012).

No Albiano, o polo de rotação horária da América do Sul em relação à África deslocou-se para oeste até próximo ao Oíapoque, de modo que a ruptura se propagou em um padrão do tipo *backstepping* com a abertura do sistema de *grabens*, que formaram a parte terrestre da Bacia de Barreirinhas e as adjacentes bacias de São Luiz/Bragança-Viseu/Ilha Nova (SZATMAR *et al.*, 1987; TRODSTORF JUNIOR *et al.*, 2007).

A deriva era contida, no entanto, pela continuidade que havia entre o Nordeste Setentrional e o Oeste da África, sendo o último segmento do Gondwana a ser dividido (CLAUDINO-SALES, 2016). Em torno de 100 Ma, a separação foi concluída através de falhas transformantes com distensão NE-SW e cisalhamento E-W (MATOS, 2000).

Após o rompimento do Gondwana, o Oceano Atlântico foi formado por meio de um cisalhamento lateral dextral com direção E-W, evoluindo para uma margem tectônica

passiva. Assim, o continente Sul-Americano está se deslocando para oeste em direção ao Oceano Pacífico, sobrepondo-se à crosta por subducção, por rotação em relação à África ao redor de um polo situado no Hemisfério Setentrional (SZATMAR *et al.*, 1987; MATOS, 2000; CAVALCANTE, 2006; CASTRO *et al.*, 2012).

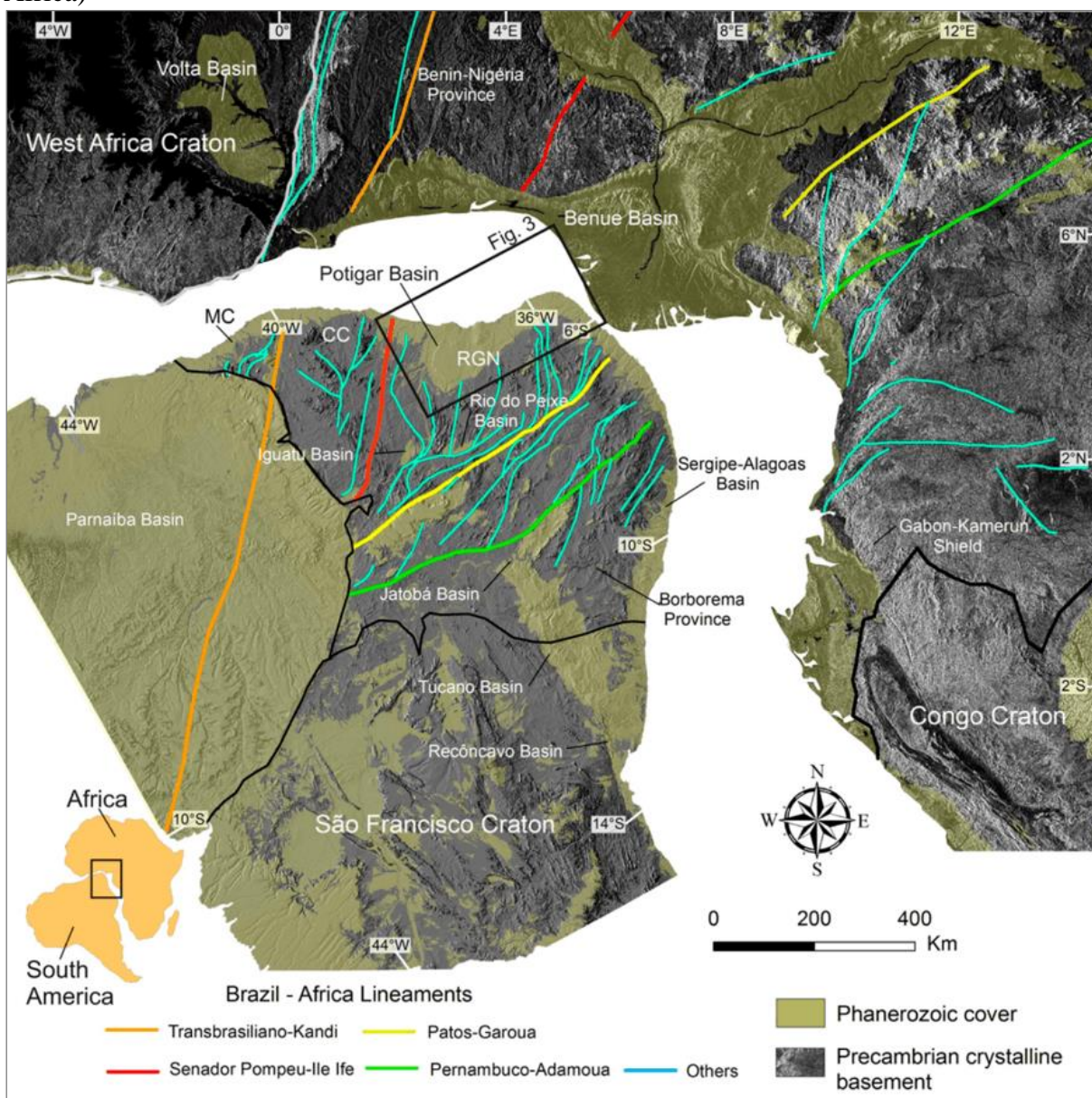
Nesse contexto, o processo de abertura do Oceano Atlântico, no Cretáceo, corrobora com o deslocamento da Margem Equatorial combinada com o ajuste estrutural das zonas de cisalhamento brasileiras-pan-africanas (FAIRHEAD; MAUS, 2003).

Durante o Aptiano e o Albiano, a sequência pós-rifte da Bacia Potiguar *onshore* é marcada pela transição gradativa de sistemas deposicionais continentais para marinhos. A deposição dos arenitos da Formação Açu ocorreu no intervalo de 110-90 Ma, oriunda da erosão das ombreiras do rifte abortado. No decurso do intervalo Santoniano-Campaniano, à medida que a entrada de materiais residuais diminuiu, a erosão do embasamento ficou limitada ao desgaste químico e à remoção de solutos, favorecendo a implantação de uma ampla plataforma carbonática, denominada de “Formação Jandaíra” (ARAI, 1999; CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007; PESSOA NETO *et al.*, 2007).

A Bacia Potiguar coincide com a Bacia do Benin, na África, exibindo estruturas tectônicas similares, como *grabens* formados por movimentos transtensionais, controladas por zonas de cisalhamento neoproterozoicas, a exemplo das zonas de cisalhamento Patos e Senador Pompeu, que possuem continuidade na África através das zonas de cisalhamento Garoua e Ile Ife, respectivamente (CASTRO *et al.*, 2012).

A Figura 39, a seguir, destaca também o Lineamento Transbrasiliano/Kandi (Hoogar) entre o Nordeste Setentrional do Brasil e o Oeste Africano:

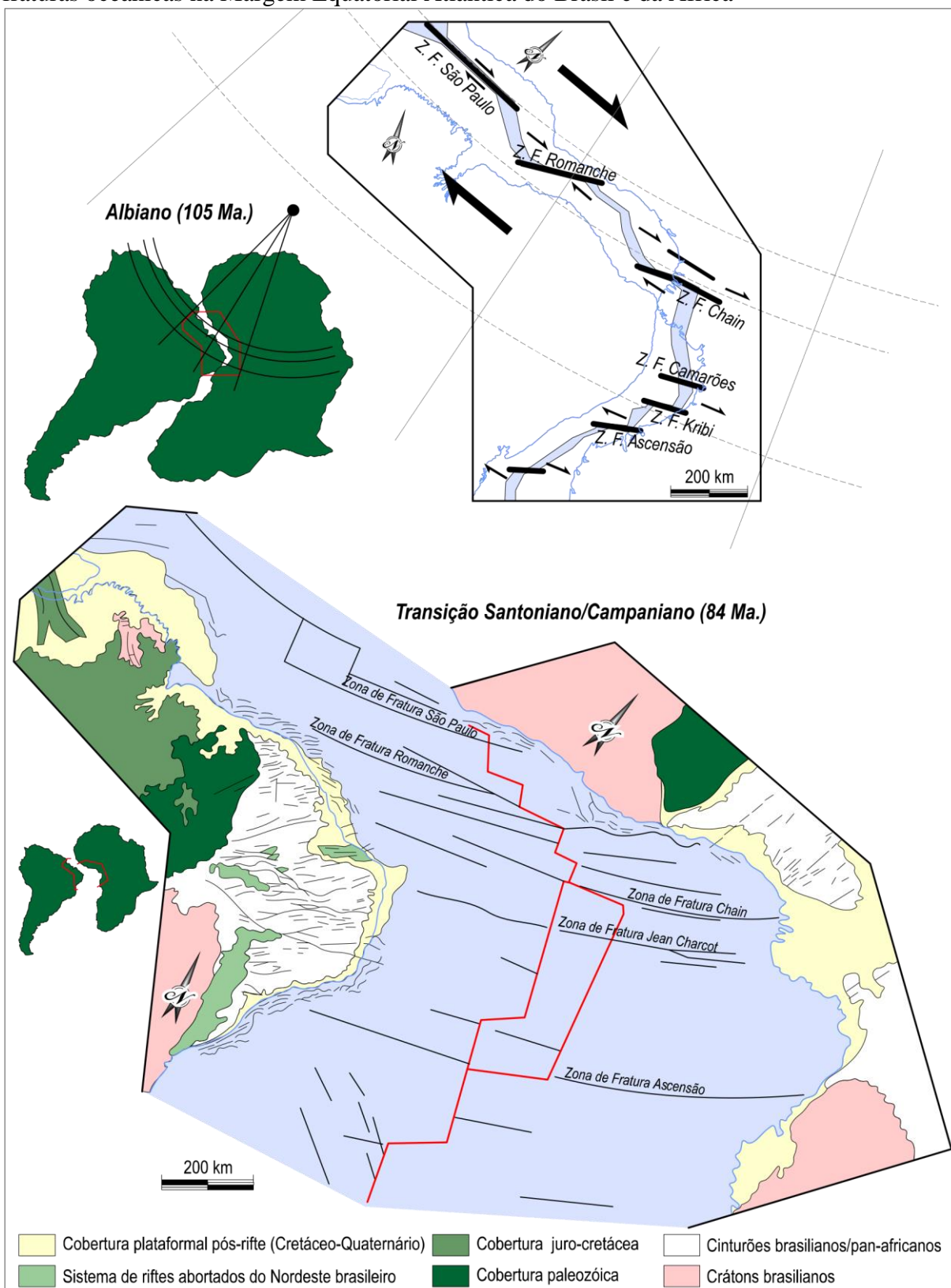
Figura 39 – Continuidade das zonas de cisalhamento brasileiras da Província Borborema no Oeste Africano/Conexão entre bacias Potiguar (Nordeste do Brasil) e do Benin (Oeste da África)



Fonte: Castro *et al.* (2012).

A Figura 40, a seguir, mostra a transição entre o Albiano (105 Ma) e o Santoniano/Campaniano (84 Ma), demonstrando o condicionamento das morfoestruturas e das zonas de fratura oceânicas entre América do Sul e África:

Figura 40 – Margem Equatorial Atlântica com destaque para as morfoestruturas e as zonas de fraturas oceânicas na Margem Equatorial Atlântica do Brasil e da África

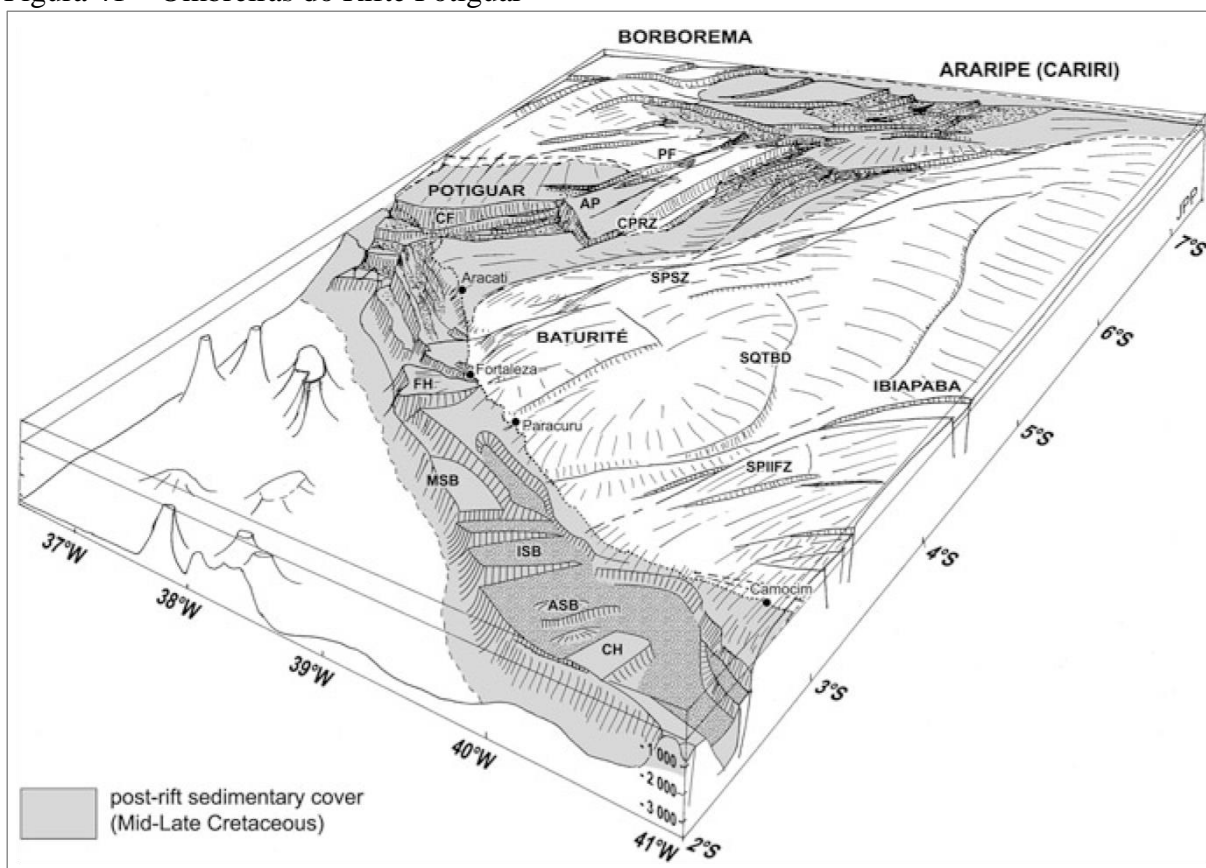


Fonte: Antunes (2004), modificado de Matos (2000).

Enquanto a separação continental das margens Central (Extremo Norte do Brasil e Caribe) e Leste (Sudeste do Brasil) evoluíram sob tensões distensivas, a fissão do Atlântico Equatorial, sobretudo no Nordeste Setentrional, ocorreu por movimentos transcorrentes/transformantes, gerando rejeitos oblíquos e falhas normais ao longo da Província Borborema (MILANI; THOMAZ FILHO, 2000).

Por consequência, a abertura do Rifte Potiguar formou ombros de rifte a leste, no interior do continente (Planalto da Borborema) e a oeste (Maçiços Estruturais do Domínio Ceará Central), justificando a ausência de ombros de riftes e a inexistência de relevos do tipo “Serra do Mar” na zona costeira do Nordeste Setentrional (CLAUDINO-SALES, 2016). A Figura 41 ilustra o bloco diagrama de Peulvast e Bétard (2015):

Figura 41 – Ombreiras do Rifte Potiguar



Fonte: Peulvast e Bétard (2015).

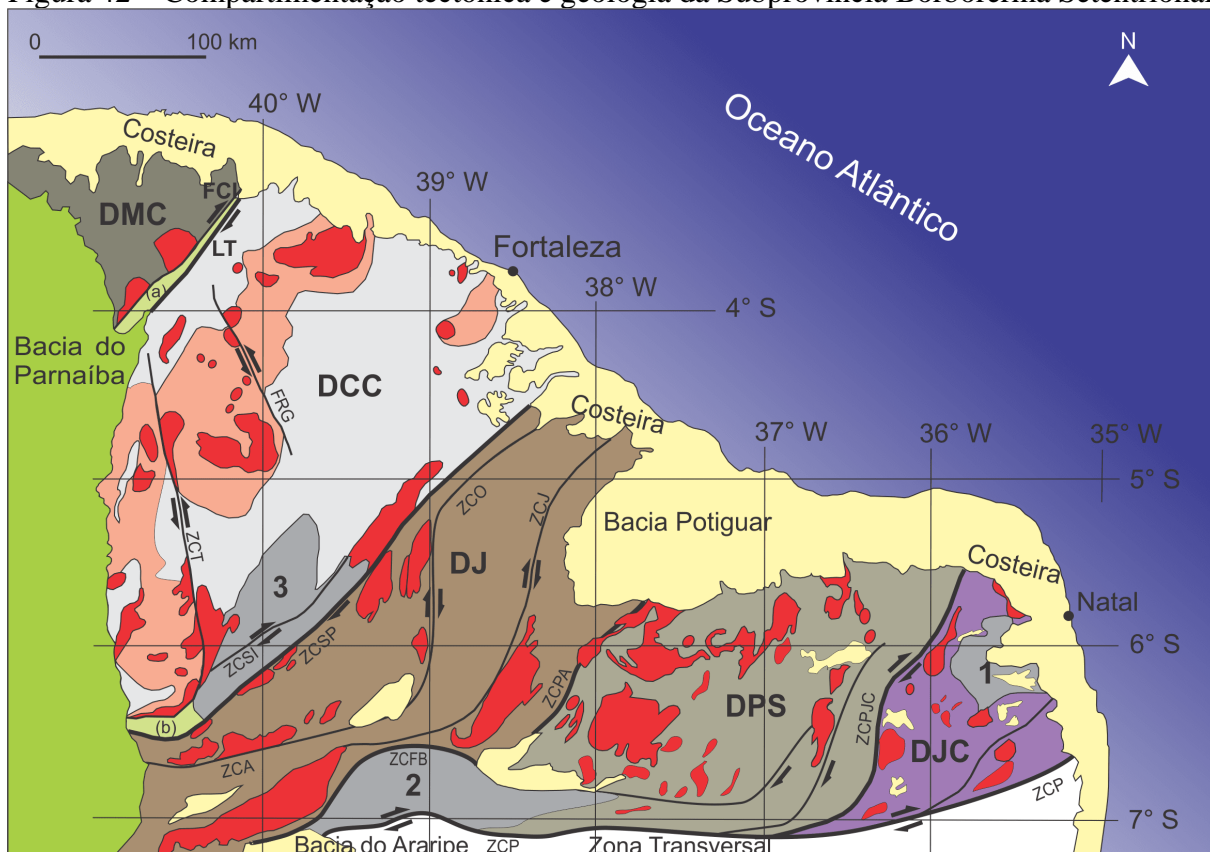
6 TEMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL: UMA BREVE REVISÃO

As reativações tectônicas, que ocorreram na Província Borborema, serão discutidas a partir do estado da arte, resultante da revisão de dados termocronológicos disponíveis na literatura, que registraram o gradiente geotérmico da crosta ao longo do tempo geológico em correlação com os eventos tectônicos de grande magnitude, responsáveis pela gênese e pela evolução do relevo do Nordeste Setentrional do Brasil.

Assim, o objetivo deste capítulo é compreender a evolução tectônica e morfoestrutural da Província Borborema e das bacias sedimentares do Nordeste Setentrional por meio da revisão de dados termocronológicos, delineando os eventos responsáveis pela exumação de áreas fontes brasileiras para as bacias sedimentares, o soerguimento de maciços e cristas estruturais, a elaboração da superfície sertaneja e a deposição de coberturas neógenas.

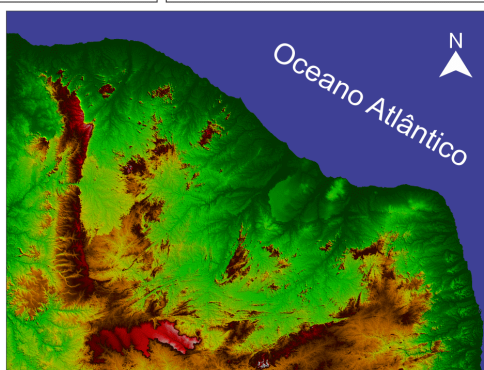
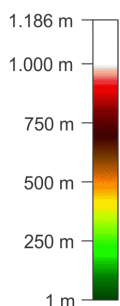
As figuras 42 e 43, a seguir, expõem a compartimentação tectônica da Subprovíncia Borborema Setentrional (PINÉO *et al.*, 2018) e a geomorfologia do Nordeste Setentrional do Brasil por uma imagem SRTM com a localização das principais unidades de relevo da área, respectivamente:

Figura 42 – Compartimentação tectônica e geologia da Subprovincia Borborema Setentrional



□ Área de Estudo

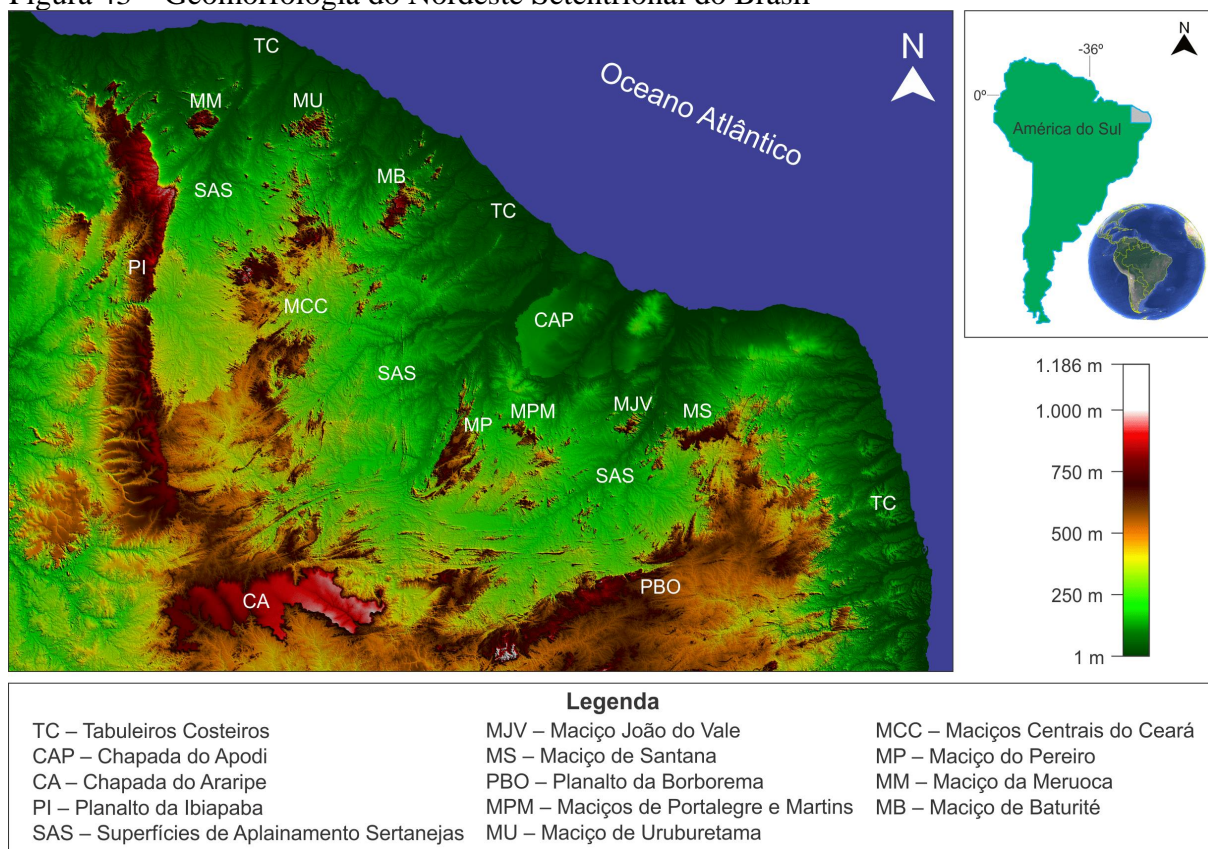
| Subprovincia Borborema Setentrional | |
|-------------------------------------|--|
| DMC – Domínio Médio Coreaú | Fanerozoico Coberturas Sedimentares |
| DCC – Domínio Ceará Central | Paleozoico Bacia do Parnaíba (intracratônica) |
| DJ – Domínio Jaguaribeano | Eopaleozoico Bacias de Transição: (a) Bacia do Jaibaras; (b) Bacia do Cococi |
| DPS – Domínio Rio Piranhas-Seridó | Neoproterozoico/ Eopaleozoico Granitoides Brasilianos/ Tardi-Pós Tectônicos |
| DJC – Domínio São José do Campestre | Neoproterozoico Complexo Tamboril-Santa Quitéria |
| | Núcleos Arqueanos 1 - Maciço São José do Campestre 2 - Complexo Granjeiro 3 - Complexo Cruzeta (Maciço de Troia) |



| Zonas de Cisalhamento | |
|--|---|
| LT – Lineamento Transbrasiliiano | ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu |
| ZCP – Zona de Cisalhamento Patos | ZCSI – Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé |
| ZCPJC – Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara | ZCO – Zona de Cisalhamento Orós |
| ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre | ZCT – Zona de Cisalhamento Tauá |
| ZCFB – Zona de Cisalhamento Farias Brito | FRG – Falha Rio Groaíras |
| ZCA – Zona de Cisalhamento Aiuaba | FCI – Falha Café-Ipueiras |
| ZCJ – Zona de Cisalhamento Jaguaribe | |

Fonte: Elaborado pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2018) e Arthaud *et al.* (2008).

Figura 43 – Geomorfologia do Nordeste Setentrional do Brasil



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

6.1 Evolução termal do embasamento ígneo-metamórfico e das Bacias Sedimentares: história de exumação das áreas fontes para a sedimentação paleozoica

Para analisar e compreender a história termal da Subprovíncia Borborema Setentrional em conjunto com as bacias paleozoicas, foi realizada uma revisão de dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfíbolitos e de traços de fissão em zircões, a fim de verificar os eventos com temperaturas superiores a 200 °C.

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais de anfibólio baseia-se na retenção do Ar radiogênico para registrar processos geológicos que alcançam uma temperatura de fechamento de 500-550 °C (MC DOUGALL; HARRISON, 1999). Essas datações geralmente permitem estabelecer as idades de pulsos magmáticos, diques e lavas vulcânicas e taxas de resfriamento, principalmente, em granulitos (MOURA, 2017).

Moura (2017) identifica uma idade de 482 ± 7 Ma por datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para rochas vulcânicas intercaladas com arenitos da Formação Pacujá (Bacia do Jaibaras), pela análise dos cristais de anfibólio sob estado de fusão total. Essa área está encaixada em um *graben* formado em eventos de rifteamento cambro-ordovicianos, demonstrando o controle do

Lineamento Transbrasiliano sobre a estruturação dos depocentros regionais das bacias do Jaibaras e do Parnaíba.

Moura (2017) também utiliza o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para datar um anfibolito gnaiss pertencente ao embasamento do Complexo Canindé do Ceará, a SW da Bacia do Jaibaras, próximo à Guaraciaba do Norte no contato com a Bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba). A rocha apresentou-se com estruturas deformadas e estiradas mediante foliação penetrativa e orientada segundo a direção NE-SW do Lineamento Transbrasiliano. O diagrama $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dessa rocha mostra uma idade definida de 529 ± 12 Ma, constituindo parte das reativações rúpteis pós-orogênicas em torno desse lineamento.

Essa formação geológica metassedimentar está posicionada no Paleoproterozoico, com idade de cristalização datada em torno do Riaciano (PINÉO *et al.*, 2020).

A termocronologia por traços de fissão em zircões possibilita fornecer a idade e a proveniência de unidades sedimentares, bem como a história de exumação de Cinturões Orogrênicos (área fonte dos sedimentos). Para o zircão, a temperatura de fechamento na qual todos os traços de fissão são apagados é de 240 °C. Na zona de retenção parcial, os traços de fissão são encurtados, à medida que há o aumento da temperatura no intervalo de 150-240 °C, chegando até, aproximadamente, 6 km de profundidade na crosta em áreas de margens passivas, a exemplo do Sudeste e do Nordeste do Brasil (HAMZA *et al.*, 1989; TAGAMI; MURAKAMI, 2007; GODOY, 2010).

Godoy (2010) data uma amostra de arenito da Formação Pacujá (Bacia do Jaibaras) de 327 ± 94 Ma, por meio de traços de fissão em zircões. Os dados apresentados ressaltam que esses zircões se resfriaram pela exumação da rocha fonte até a temperatura ambiente durante o transporte, sendo os mesmos depositados e novamente aquecidos. Assim, a amostra foi submetida a um aquecimento superior a 240 °C (intervalo de *annealing* do zircão), apagando, portanto, todos os traços advindos da rocha fonte dos sedimentos. A idade, desse modo, reflete a história térmica da bacia (GODOY, 2010).

A idade de sedimentação da Formação Pacujá foi datada de 535 ± 27 Ma por Novais, Brito Neves e Kawashita (1979). Conforme Garcia *et al.* (2018), essa bacia segue o *trend* do Lineamento Transbrasiliano. Sua borda NW é delimitada pela Falha Café-Ipueiras, que separa a sequência vulcano-sedimentar em relação aos batólitos Meruoca e Mucambo.

Godoy (2010), utilizando o mesmo método, data de 649 ± 97 Ma uma amostra de conglomerado da Formação Aprazível (formação cambro-ordoviciana da Bacia do Jaibaras), evidenciando que os eventos de aquecimento não foram suficientes para atingir a temperatura de apagamento total dos traços de fissão. Consequentemente, essa idade se remete ao processo

de exumação sofrido pela área fonte dos sedimentos, que, em seguida, foram transportados e, finalmente, depositados, logo, eles devem ter sido submetidos à temperatura de superfície no período de sedimentação (GODOY, 2010).

Os dados de traços de fissão em zircões de Godoy (2010) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cristais de anfibólio de Moura (2017) registram a evolução termal e as paleotensões em torno do Lineamento Transbrasiliano durante o rifteamento, que serviu de depocentro para as bacias sedimentares do Jaibaras e do Parnaíba entre o Neoproterozoico e o Eopaleozoico. Esses dados fazem correlações com a história de exumação da área fonte dos sedimentos.

Para Oliveira e Mohriak (2003), as bacias do Jaibaras e do Cococi estão, intimamente, associadas à subsequente instalação da Bacia do Parnaíba, decorrentes dos campos de tensões extensionais e compressionais, que evoluíram para um regime compressivo mecânico e termal, promovendo discordância erosiva, seguida por uma subsidência regional. Dessa forma, ambas são interpretadas pelos autores como estruturas da fase rifte, que formou a bacia. Godoy (2010) estabelece datações por traços de fissão em minerais de apatita e de zircão para os principais pulsos de resfriamento registrados na Bacia do Cococi, sendo uma bacia de transição cronocorrelata à Bacia do Jaibaras, situada no segmento Sul do Domínio Ceará Central em contato com a borda da Bacia do Parnaíba.

Os dados de traços de fissão em zircões da Bacia do Cococi marcam, nos termocronômetros, uma datação em torno de 360 Ma. Esse resfriamento continuou após essa idade, mas o autor interpreta que as taxas foram intensificadas até próximo à idade marcada nas apatitas, ou seja, 250 Ma (GODOY, 2010). Godoy (2010) afirma que essa idade precede em 30 Ma os registros do Vulcanismo Mosquito, situado no centro da Bacia do Parnaíba, cuja idade foi datada por McHone (2000). O aumento da taxa de resfriamento teria uma possível relação com o desequilíbrio dinâmico provocado na crosta, resultante de um soerguimento que precedeu o vulcanismo. A mesma interpretação também é tomada por Hackspacher *et al.* (2007) para os reflexos provocados pelo Magmatismo Serra Geral no Sudeste do Brasil (GODOY, 2010).

De acordo com Godoy (2010), os dados de traços de fissão em zircões e apatitas da Formação Riacho Torto (Bacia do Cococi) apresentam idades que se interceptam, revelando que existe uma coincidência entre os valores de idades tanto nas apatitas como nos zircões, com eventos particulares na área, que foram registrados ao mesmo tempo, porém em temperaturas diferentes. Godoy (2010) ainda sugere a ocorrência de três eventos de inversão das histórias térmicas na referida unidade, que se sucedem no tempo geológico, sendo eles de 350 Ma (Eocarbonífero), 240 Ma (Triássico Médio) e 150 Ma (Jurássico Superior).

Os dados de traços de fissão em zircões, na amostra da Bacia do Parnaíba, apontam uma história térmica mais confiável até a idade de 223 ± 32 Ma, ou seja, por se tratar de uma amostra sedimentar de idade siluriana (Grupo Serra Grande), é certo que essa rocha sofreu aquecimento até o apagamento total dos traços e resfriou abaixo de 240 °C no Neotriássico (temperatura de fechamento do zircão) (GODOY, 2010).

A idade de cristalização do Enxame de Diques Coreáú foi datada por Sial e Long (1987) de 562 ± 19 Ma, demarcando a transição entre a fase orogenética e os eventos extrusionais de abertura do Rifte Jaibaras. Os dados de traços de fissão em zircões, obtidos por Godoy (2010), indicam uma idade de 460 ± 116 Ma para esses diques, que, apesar de mais antigos do que as datações obtidas para os corpos Mucambo e Meruoca, seguem a mesma interpretação, ao passo que o evento de resfriamento posterior não possui vínculo com o resfriamento magmático. Essas interpretações colocam os granitos como fontes proximais da Bacia do Jaibaras.

Godoy (2010), a partir da análise de traços de fissão em zircões, aponta que as amostras dos granitos Meruoca e Mucambo foram aquecidas até 384 ± 48 Ma e 303 ± 35 Ma, respectivamente, ambas inferiores às suas idades de cristalização. As idades de cristalização utilizadas foram datadas por Archanjo *et al.* (2009) com 523 ± 9 Ma, para o Corpo Meruoca e por Santos *et al.* (2008) com 532 ± 7 Ma, para o Corpo Mucambo pelo método U-Pb.

Os dados mostram uma história de resfriamento magmático para os corpos graníticos, cuja perda de calor dos plútons ocorreu até temperaturas do nível crustal em que foram colocados, com posterior resfriamento por exumação após um aquecimento que a área sofreu acima dos 240 °C, sem vínculo com a granitogênese (GODOY, 2010).

Os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólios (MOURA, 2017) são importantes para interpretar a história termal das rochas sob temperatura de 500 - 550 °C, alcançando termocronômetros capazes de mensurar como as zonas de cisalhamento brasileiras, em especial, o Lineamento Transbrasiliano, controlaram a evolução tectônica do segmento Noroeste da Província Borborema e de estruturação da Bacia do Jaibaras.

Os dados de termocronologia por traços de fissão em zircões (GODOY, 2010) expõem a história termal da crosta até próximo de 6 km de profundidade, sob temperatura que alcança 240 °C, registrando a exumação e o colapso de orógenos brasileiros como áreas fontes para a formação de bacias sedimentares neoproterozoicas/paleozoicas.

Esses métodos possuem limitações para os estudos geomorfológicos por alcançarem histórias termais superiores a 200 °C, enquanto os processos de gênese e de

evolução do relevo ocorrem sob temperaturas inferiores a 120 °C na crosta superior e são heranças diretas das reativações cretáceas e das variações climáticas do Cenozoico.

6.2 Tectônica meso-cenozoica e evolução morfoestrutural

A aplicação da termocronologia por traços de fissão em apatitas corrobora para uma melhor elucidção acerca dos efeitos da tectônica rifte e pós-rifte no condicionamento dos pulsos de reativação crustal em torno do Nordeste Setentrional do Brasil. Esses dados registram os eventos de soerguimento e de exumação do embasamento ígneo-metamórfico entre 0 e 3 km na crosta superior sob temperatura de até 120 °C.

A revisão dos dados TFA do Nordeste Setentrional serve como importante parâmetro norteador para estabelecer correlações com as idades e a história térmica obtidas para as amostras em torno do Planalto da Ibiapaba e do Noroeste do Ceará, contribuindo para uma interpretação integrada ao contexto morfoestrutural regional.

Godoy (2010) identifica idades de 86 ± 12 Ma, 115 ± 20 Ma e 118 ± 17 Ma, por meio de traços de fissão em apatitas de amostras do Domínio Médio Coreaú, como Granito Mucambo, Formação Pacujá e Formação Aprazível (Bacia do Jaibaras), respectivamente. A história térmica dessas amostras aponta para um resfriamento em escala temporal, análogo à ruptura final do Gondwana sob temperatura abaixo de 120 °C (*annealing* da apatita), em que a rocha estava sendo exumada entre 0 e 3 km.

Os dados de traços de fissão em apatitas do Noroeste da Província Borborema expõem a história termal do Granito Mucambo e da Bacia do Jaibaras. Para inferir as taxas de denudação responsáveis pelo recuo da Bacia do Parnaíba, que formaram o Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica, torna-se necessária a realização de estudos mais detalhados em torno do comportamento tectônico do Lineamento Transbásiliano entre o Cretáceo e o Cenozoico, indicando os principais pulsos de reativação crustal.

Mojzeszowicz (2009) estabelece uma idade de 80 ± 8 Ma por traços de fissão em apatitas para uma amostra de granito do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, possuindo uma idade próxima da obtida por Godoy (2010) de 86 ± 12 Ma para o Granito Mucambo. Essas idades registram a exumação dos granitoides sin-tardi-pós-brasílianos entre os períodos Coniaciano e Campaniano, revelando o caráter tectônico fortemente atuante na área após o evento de abertura transformante da Margem Equatorial Atlântica.

Mojzeszowicz (2009) ainda realiza datações por meio de traços de fissão em apatitas para as seguintes unidades geológicas do Domínio Ceará Central: 105 ± 16 Ma para

uma amostra de ortognaisse do Complexo Tamboril-Santa Quitéria; 184 ± 19 Ma para o granito eoarqueano do Complexo Cruzeta (Unidade Pedra Branca); e 122 ± 12 Ma para o granito neoproterozoico da Suíte Intrusiva Itaporanga (Plúton Quixeramobim-Quixadá). Esse conjunto de dados apresenta um evento de resfriamento no limite de 110-90 Ma, que coincide com o estágio de separação final entre América do Sul e África.

O condicionamento tectônico vinculado à reativação das zonas de cisalhamento brasilianas provocou uma rápida movimentação, capaz de resfriar os blocos rochosos na temperatura de 120-100 °C para profundidades menores, em que o gradiente geotérmico variava de 70-40 °C. A amostra mais antiga pertencente ao Complexo Cruzeta apresentou um lento resfriamento desde o Jurássico Inferior de 70 °C até, aproximadamente, 55 °C, indicando que as outras amostras vinculadas às suítes graníticas brasilianas sofreram um soerguimento ascendente de caráter instantâneo na transição entre Cretáceo Inferior e Superior. No intervalo de 100-50 Ma, a temperatura aqueceu de 70 °C para 90 °C, sendo sucedida por um resfriamento contínuo, desde o Paleoceno até chegar à superfície atual, sob temperatura de 25 °C (MOJZESZOWICZ, 2009).

Cavalcante (2006), com base em traços de fissão em apatitas de amostras relacionadas aos granitoides brasilianos do Complexo Quixadá-Quixeramobim, situadas no entorno dos Diques Ceará Mirim e do Lineamento Senador Pompeu, identifica um evento de resfriamento de 120-70 °C, de 130-90 Ma, equivalente à reativação tectônica e ao soerguimento regional durante a abertura da Margem Equatorial Atlântica. Há também um segundo pulso de resfriamento de 90-30 °C, de 30 Ma até o presente. Esse último evento está ligado à flexura marginal do continente em relação à plataforma.

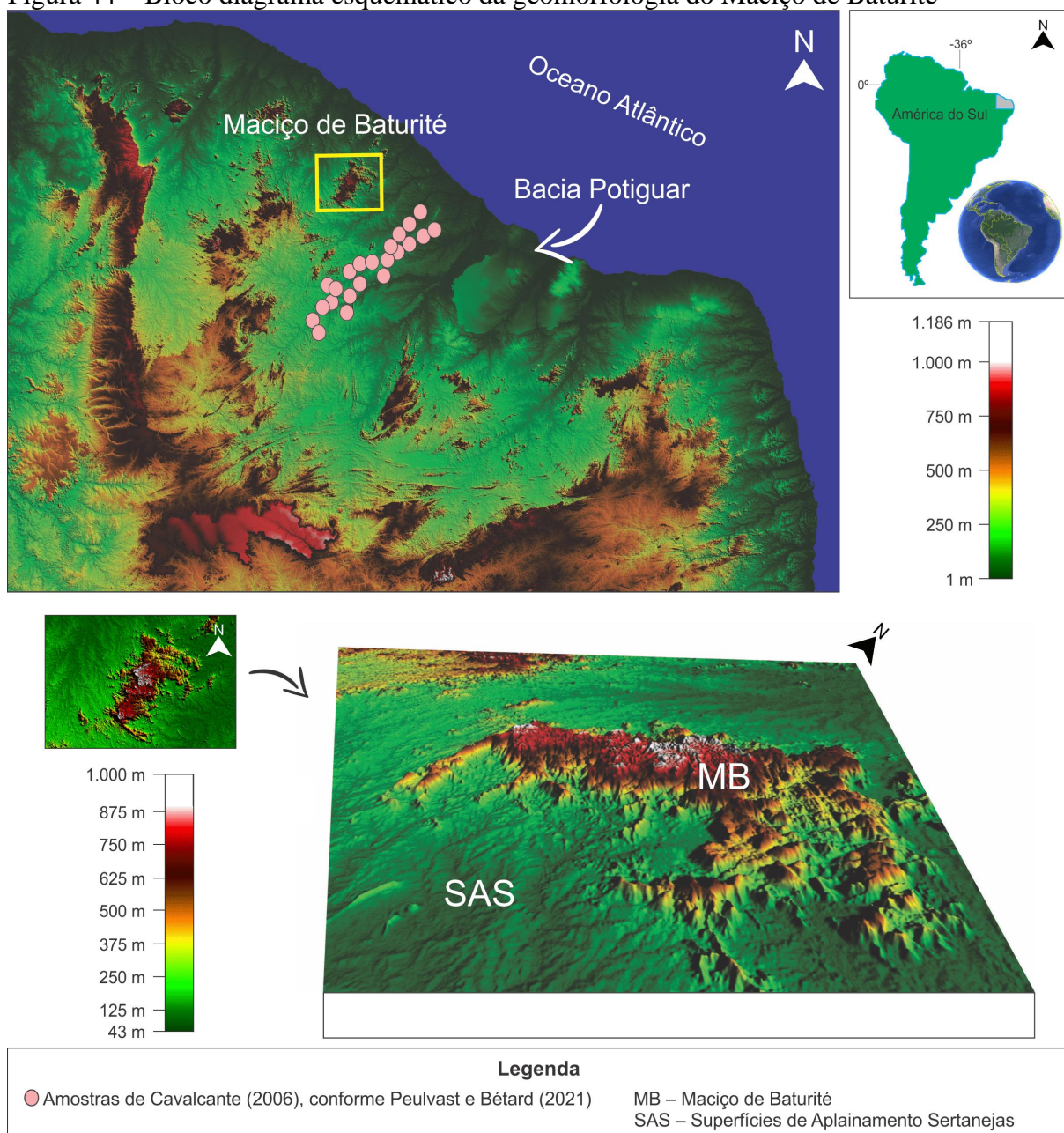
Para Bétard e Peulvast (2011), o pulso de resfriamento, datado por Cavalcante (2006) de 130-90 Ma, teve repercussão regional no embasamento do Domínio Ceará Central, coincidindo com o final do *rifting* intracontinental do eixo Cariri-Potiguar. Esse episódio pode estar correlacionado com o soerguimento crustal e a erosão consecutiva do ombro Noroeste do Rifte Potiguar entre o Cretáceo Inferior e Superior.

Os vestígios dessas estruturas estão expressos em superfície através da disposição das escarpas do Maciço de Baturité em ressalto topográfico, distando cerca de 50 km do Lineamento Senador Pompeu (BÉTARD; PEULVAST, 2011).

A Figura 44, a seguir, expõe a geomorfologia do Maciço de Baturité em relação às Superfícies de Aplainamento Sertanejas, remontando à existência de relevos residuais das antigas estruturas brasilianas, soergidas durante o rifteamento cretáceo. Esse foi o último

grande evento tectônico responsável pela reorganização morfoestrutural da área. O esquema também localiza os pontos amostrais das datações de Cavalcante (2006):

Figura 44 – Bloco diagrama esquemático da geomorfologia do Maciço de Baturité



Fonte: Georreferenciamento dos dados de Cavalcante (2006), adaptado por Peulvast e Bétard (2021), Bloco Diagrama elaborado pelo autor (2021) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

Nóbrega *et al.* (2005) interpretam os processos de reativação tectônica em torno da Zona de Cisalhamento Portalegre a partir de traços de fissão em apatitas. Foram separadas amostras de granitoides neoproterozoicos em dois grupos de idades distintas, que

experimentaram diferentes histórias térmicas entre blocos estruturais em lados opostos de uma falha geológica (E-W), no contato com as bacias mesozoicas interiores.

Nóbrega *et al.* (2005) sugerem que as amostras do bloco oeste possuem idades entre 375-140 Ma, apontando um soerguimento gradual com taxas de resfriamento no intervalo de 225-140 Ma, quando há registros de colapso dos blocos sugerindo uma subsidência térmica ligada à estruturação das bacias do Rio do Peixe, Icozinho, Pau dos Ferros, Coronel João Pessoa e Gangorra, cujo alçamento da temperatura atinge 90 °C até cerca de 45 Ma.

Nóbrega *et al.* (2005) apontam que o bloco leste sofreu um primeiro evento de resfriamento de 140-55 Ma. Isso significa que o bloco leste estava em um nível de crosta mais profundo que 3-4 km antes de 140 Ma, levando em consideração gradiente geotérmico de 30 °C/km. Em torno de 105 Ma, ocorreu um resfriamento linear com taxa de soerguimento relativo de 42 m/Ma sob gradiente geotérmico de 20 °C/km.

A exumação e a erosão do bloco leste forneceriam a fonte para deposição de sedimentos no bloco oeste. À medida que o bloco oeste estava em descendência e o bloco leste em ascendência, o ambiente tectônico tornou-se propício à formação de eixos estruturais, que evoluíram para a instalação das bacias interiores na direção sul e da Bacia Potiguar ao norte (NÓBREGA *et al.*, 2005).

As paleotemperaturas registradas por Nóbrega *et al.* (2005) atestam eventos de aquecimento intermediários de 140-45 Ma no bloco a oeste e de 55-15 Ma no bloco a leste, inferindo que este último reflete o vulcanismo Macau, que ocorreu no intervalo de 30-20 Ma (Oligoceno-Mioceno) na região (PEULVAST *et al.*, 2008).

Os dados de traços de fissão em apatitas de Morais Neto, Hegarty e Karner (2006) revelam um evento de resfriamento de 100-80 °C na Bacia do Araripe, indicando o soerguimento das escarpas de 100-90 Ma. Segundo os autores, a deposição da Formação Exu ocorreu entre 112-97 Ma, sendo que duas amostras apresentaram idades termocronológicas de $164,2 \pm 21,1$ Ma e de $131,7 \pm 12,7$ Ma, sugerindo que não houve soterramento significativo naquela região e, portanto, as idades por traços de fissão dos sedimentos cretáceos podem representar herança de suas respectivas áreas fontes.

A topografia da Chapada do Araripe é atribuída, do ponto de vista estrutural, a um período de soerguimento relacionado (ou imediatamente posterior) ao evento de resfriamento do Neocretáceo, iniciado no intervalo de 100-90 Ma. Dessa forma, a configuração do relevo atual é vinculada à denudação e à erosão diferencial do Cenozoico, cujos efeitos podem estar

registrados no evento de resfriamento de 40-0 Ma com paleotemperatura de 80-70 °C (MORAIS NETO; HEGARTY; KARNER, 2006).

Souza *et al.* (2004) definem, a partir da datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, idade de $132,2 \pm 1$ Ma para o principal pulso magmático que formou o Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim – diabásios subalcalinos (toleíticos), em parte transicionais a alcalinos, originados por diferentes graus de fusão parcial de granada peridotito.

Souza *et al.* (2004) dataram outros importantes eventos magmáticos da Subprovíncia Borborema Setentrional: 1) Magmatismo Cuó, com idade de $93,1 \pm 0,8$ Ma, são basaltos alcalinos, restritos a uma ocorrência a leste de Açú/RN; 2) Magmatismo Alcalino (basaltos e microgabros), em parte subalcalino (basaltos de Boa Vista/PB), com suas ocorrências compondo o que se conhece da literatura como alinhamento Macau-Queimadas, com idades distribuídas de 70-65 Ma e de 9-6 Ma, respectivamente; 3) Magmatismo Peralcalino (fonolitos e tefri-fonolitos), que compõe o alinhamento Fernando de Noronha-Messejana, com idade de 35-29 Ma. Esses dados mostram a existência de diversos pulsos pós-cretáceos de magmas ao longo do alinhamento Macau-Queimadas.

Para Lima (2008), o Vulcanismo Macau foi datado no intervalo de 24-22 Ma por meio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, ocorrendo intemperização logo após a fase de extrusão. A continuidade das idades obtidas em um período de 21-5 Ma sugere que essas rochas ficaram expostas continuamente ao intemperismo durante todo o Mioceno.

Moraes Neto *et al.* (2008) obtêm uma idade de 87 ± 10 Ma através de traços de fissão em apatitas para a sequência pós-rifte siliciclástica da Bacia Potiguar, a Formação Açú, que possui idade de deposição, consoante Pessoa Neto *et al.* (2007), de 110-90 Ma. Os dados revelam um paleossoterramento equivalente à quantidade de seção removida, caso a amostra tenha sido trazida à superfície por erosão das camadas sobrepostas. Simulando um paleossoterramento para a paleotemperatura mínima de 80 °C; a erosão requerida será de 1.570 m e 1.220 m, respectivamente, para paleogradientes geotérmicos de 35 °C/km e 45 °C/km. Esses valores são compatíveis com a espessura sedimentar potencialmente (MORAIS NETO *et al.*, 2008).

Moraes Neto *et al.* (2008) evidenciam a ocorrência de um evento de resfriamento de 100-80 °C, atestando que a Formação Açú foi soerguida para próximo à superfície no intervalo de 75-38 Ma (Cretáceo Superior/Eoceno). A ocorrência de um segundo evento de resfriamento, nos últimos 15 Ma, sob temperaturas de 70-55 °C, relacionando-se com a erosão subsequente instalada sobre a Bacia Potiguar por alterações climáticas e/ou reativações tectônicas durante o Mioceno.

Mojzeszowicz (2009) realiza datações por traços de fissão em apatitas em uma amostra de ortognaisse e outra de granito, ambas da suíte intrusiva paleoproterozoica Jaguaretama, obtendo idades de 145 ± 16 Ma e de 205 ± 33 Ma, respectivamente. Conforme o autor, as amostras apresentaram uma trajetória térmica estável próxima de 80 °C durante sua evolução jurássica/cretácea até 110 Ma, inferindo que o nível de base foi estabilizado por uma superfície de aplainamento instalada no topo do corpo rochoso. A quebra desse patamar de relativa homogeneidade térmica ocorreu em razão de um pulso de soerguimento mais expressivo relacionado a um resfriamento no intervalo de 110-60 Ma.

Assim, os avanços no campo da termocronologia irão permitir conjecturar a evolução geomorfológica do Nordeste Setentrional com os eventos estruturais de grande repercussão regional, a fim de delinear os efeitos da tectônica meso-cenozoica no soerguimento do relevo e na retomada erosiva por um novo nível de base regional.

6.3 Superfície Borborema e as coberturas sedimentares cenozoicas

Morais Neto *et al.* (2008) sugerem que a Formação Serra do Martins foi depositada no intervalo de 64-25 Ma (Paleoceno-Oligoceno), considerando as análises de traços de fissão em apatitas e em zircões e as variáveis estratigráficas. Contudo, as idades dos traços de fissão em apatitas estão entre 118 ± 11 Ma e 79 ± 5 Ma, e em zircões estão entre 135 ± 18 Ma e 165 ± 40 Ma.

Morais Neto *et al.* (2008) aplicaram o método de Galbraith e Green (1990) para corrigir a dispersão de idades em populações de zircões mais jovens, que atingiram entre 83 ± 5 Ma e 64 ± 5 Ma. Com base nisso, os autores inferem que a idade deposicional da Formação Serra do Martins não pode ser mais antiga do que a mais nova das duas populações mais jovens identificadas (64 ± 5 Ma). Assim, a história térmica sugere um evento de resfriamento durante o Neocretáceo e o Eopaleogeno, interpretado como exumação da área fonte, em que a erosão forneceu os sedimentos que foram depositados sobre uma extensa superfície de aplainamento regional (Superfície Borborema).

A grande escassez de dados U-Th/He, em apatitas no Nordeste Setentrional do Brasil, dificulta compreender a evolução do relevo sob temperaturas mais sensíveis. Esses dados poderiam estabelecer correlações com outros termocronômetros para melhor elucidar processos como soerguimentos flexurais, esculturação e recuo de vertentes, além de taxas de denudação de superfícies em processo erosional.

A Superfície Borborema foi datada por Lima (2008) através de análises por U-Th/He em goethitas e por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, oriundos de perfis de intemperismo desenvolvidos ao longo das superfícies de aplainamento. Para a datação de Depósitos Sedimentares, esses métodos obtiveram bons resultados, descritos a seguir.

Os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentam idades que chegam até 31 Ma, colocando a idade da Superfície Borborema como oligocênica, enquanto os dados de U-Th/He mostram idades que alcançam até 20 Ma no Mioceno. As análises realizadas em pisólitos dentrícticos encontrados no Grupo Barreiras, interpretados como provenientes do desmantelamento de um perfil de intemperismo da Superfície Borborema, indicam uma idade mínima de 43 Ma (Eoceno) (LIMA, 2008).

Lima (2008) estabelece idade de deposição para o Grupo Barreiras de 23-17 Ma a partir de U-Th/He em goethitas e de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, sugerindo que o platô da Superfície Borborema já estava em processo erosional desde o Mioceno. Em termos geomorfológicos, o Grupo Barreiras se expressa em superfície por Tabuleiros Costeiros, que estão posicionados à retaguarda da Planície Litorânea.

As análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em perfis de intemperismo mais rasos, identificam a evolução de uma superfície de aplainamento sertaneja mais recente em torno de 1,5 Ma entre o segmento oriental da Província Borborema e a Bacia Potiguar.

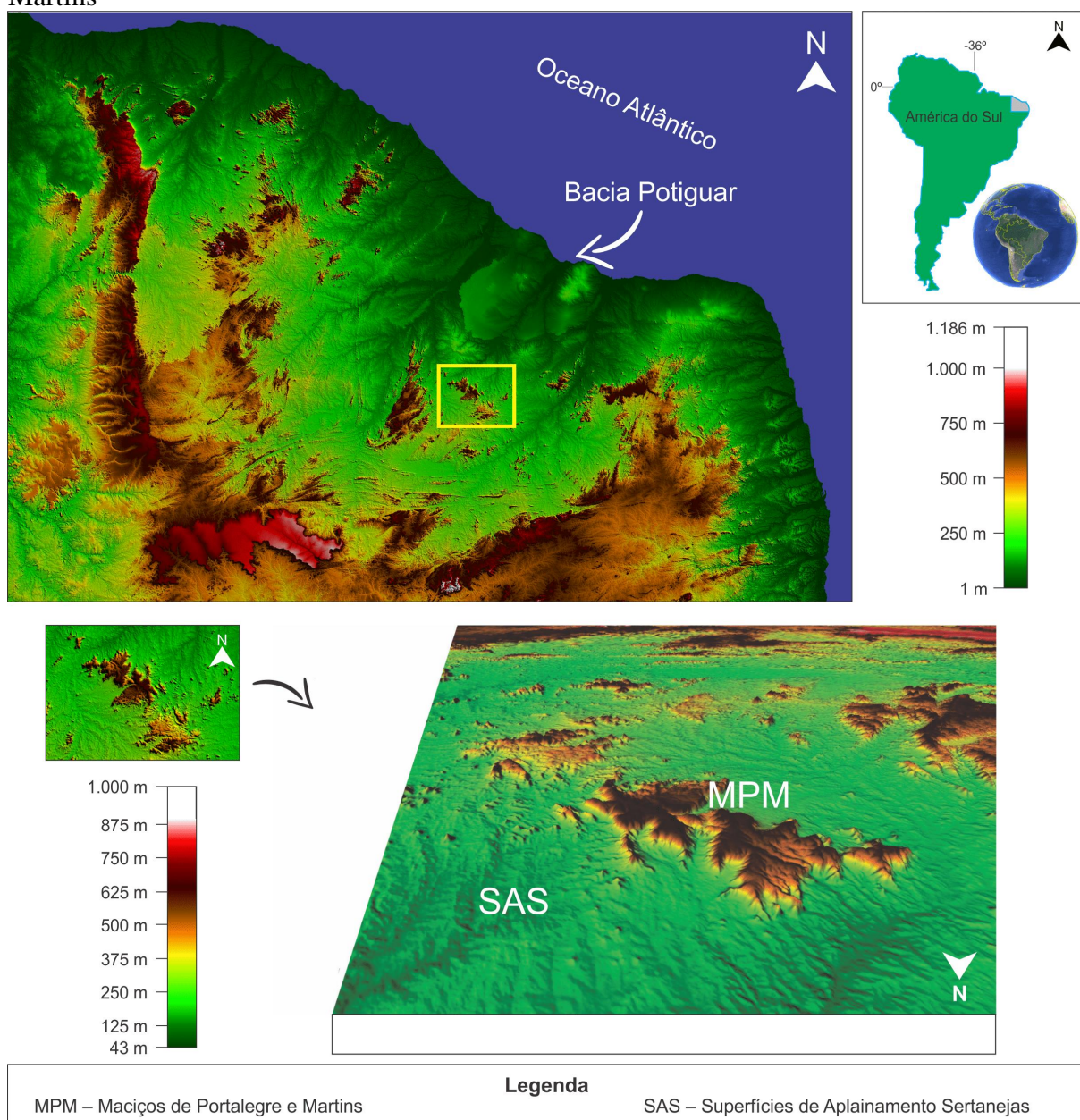
Lima (2008) aponta uma idade de deposição em torno de 20 Ma para a Formação Serra dos Martins por meio de datações U-Th/He em goethitas e de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês, atestando que os perfis de intemperismo passaram por uma história prolongada de dissolução-precipitação durante quase todo o Mioceno até a idade de 7 Ma.

Essas interpretações corroboram com o trabalho de Luz, Juliá e Nascimento (2015), ao sugerirem que a denudação pós-cretácea do Planalto da Borborema teria fornecido os arenitos e os conglomerados à Formação Serra dos Martins (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016).

A Formação Serra dos Martins recobre parcialmente o topo dos maciços de Portalegre e Martins, por meio de arenitos laterizados, formando platôs sedimentares, que apresentam topografias planas e suavemente onduladas. Os dois blocos estruturais foram elevados como expressões geomorfológicas das suítes intrusivas Itaporanga e Poço Santa Cruz, individualizados por vales incisos de direção NE-SW, seguindo os *trends* estruturais da Zona de Cisalhamento Portalegre (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016).

A Figura 45, a seguir, exhibe um bloco diagrama com a localização dos maciços de Portalegre e Martins:

Figura 45 – Bloco diagrama esquemático da geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês de Lima (2008) atestam que ocorreram condições climáticas quentes e úmidas para esse setor do Nordeste brasileiro. Os eventos sucederam-se em torno de 28,0, 10,0, 5,5 e 1,5 Ma, sugerindo que o intemperismo químico foi intenso em intervalos do Oligoceno, Mioceno e Pleistoceno.

Os recentes avanços das datações por U-Th/He em minerais supergênicos de goethita (SHUSTER *et al.*, 2005) e por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês corroboraram para melhor decifrar as cronocorrelações entre os perfis de intemperismo e o desenvolvimento de superfícies de erosão e de agradação. Assim, as informações sobre a natureza, a gênese e a

distribuição dos depósitos correlativos, além das associações de várias unidades com a topografia e com as litologias intemperizadas, são importantes condicionantes a serem considerados em datações de coberturas sedimentares cenozoicas (LIMA, 2008).

As combinações entre os métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês e U-Th/He em goethita realizadas por Lima (2008) contribuem para melhor explicar a história de intemperismo e o posicionamento de perfis lateríticos da Superfície Borborema, preenchendo a lacuna das idades dos Depósitos Sedimentares Afossilíferos do Grupo Barreiras e da Formação Serra dos Martins, ambos datados com idades miocênicas.

7 EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E UNIDADES DE RELEVO

A evolução morfoestrutural da área de estudo remonta a uma sequência de eventos tectônicos pretéritos, associados à Orogênese Brasileira e à ruptura do Gondwana no Cretáceo. Esses eventos se expressam na paisagem geomorfológica através de lineamentos dúcteis e rúpteis, que controlam a evolução do relevo, condicionando o trabalho da erosão diferencial na formação de alinhamentos de escarpas, maciços, cristas, vales e padrões de drenagem.

Os condicionantes morfoesculturais associados ao modelado dinâmico do relevo, sobretudo resultantes de condições climáticas semiáridas, foram responsáveis pelos processos denudacionais na formação da paisagem geomorfológica sobre as morfoestruturas.

Dessa forma, as unidades de relevo surgem e são passíveis de compartimentação a partir da correlação de condicionantes morfoestruturais e morfoesculturais. Este capítulo traz uma contextualização da evolução morfoestrutural da área de estudo, delineando o mapeamento geomorfológico em níveis hierarquizados com base na estrutura e na dinâmica das geoformas.

7.1 Lineamentos estruturais na área de estudo

O presente subcapítulo apresenta as zonas de cisalhamento e os lineamentos que se expressam na geologia e na geomorfologia em correlação com os principais eventos tectônicos de grande repercussão na evolução morfoestrutural da área de estudo.

A Orogenia Brasileira foi responsável pela geração de extensas zonas de cisalhamento de direções predominantes NE-SW e E-W. Essas estruturas foram reativadas de forma rúptil no Cretáceo, originando *trends* de falhamentos também de direções NE-SW e E-W. Sobre a geomorfologia, as zonas de cisalhamento exercem importante controle nas feições do tipo maciços graníticos, cristas lineares e vales incisivos, compondo sobressaltos e baixos topográficos na superfície, orientados segundo os *trends* estruturais (CASTRO; BEZERRA; BRANCO, 2008; CASTRO *et al.*, 2012; MAIA; BEZERRA, 2014b).

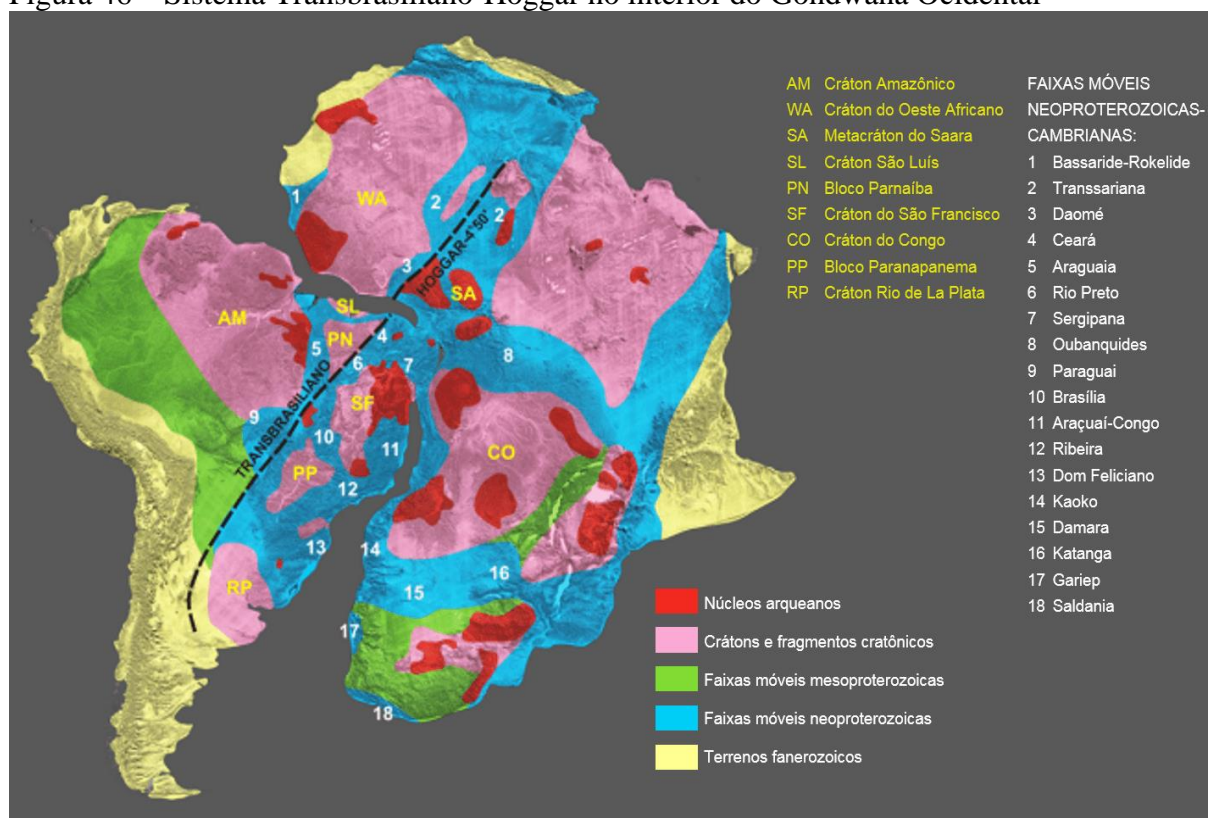
As falhas, os lineamentos e as zonas de cisalhamento são estruturas próximas entre si, à medida que a última abrange partes profundas de falhas e de lineamentos na crosta, em que a deformação é notavelmente maior do que as rochas em seu entorno mediante uma zona tabular, isolada por duas paredes que separam as zonas de cisalhamento das estruturas

adjacentes. Essas zonas podem envolver mecanismos de deformação plástica e ruptural, podendo ser definidas pela cinemática e pelo grau metamórfico (FOSSSEN, 2012).

Para Hobbs (1912), os lineamentos estruturais são linhas de grande expressão na paisagem, que revelam a arquitetura escondida das rochas do embasamento. De acordo com Goudie (2004), são feições topográficas lineares positivas e negativas, que representam fraturas ou juntas e podem ser visualizadas na paisagem por imagens de satélite ou radar. Segundo O’Leary, Friedman e Pohn (1976), esses lineamentos correspondem a “feições lineares” de âmbito regional, que têm repercussão geomorfológica na superfície pela incidência de morfologias de vales, cristas, segmentos de drenagens e anomalias tonais, controladas pela estrutura, por foliação, pelas juntas/fraturas e pelas falhas.

O Lineamento Transbrasiliano é a principal zona de sutura da colagem que formou o Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico. Dispõe-se sobre o Noroeste da Província Borborema e suas extensões de margem continental possuem continuidade na África Ocidental, através da Zona de Cisalhamento *Hoggar/Kandi*, entre o Cinturão *Dahomey* e o Cráton *Transaharan* (CORDANI *et al.*, 2009). A Figura 46, a seguir, mostra a disposição transcontinental do sistema de Lineamento Transbrasiliano-Hoggar:

Figura 46 – Sistema Transbrasiliano-Hoggar no interior do Gondwana Ocidental



Fonte: Chamani (2020).

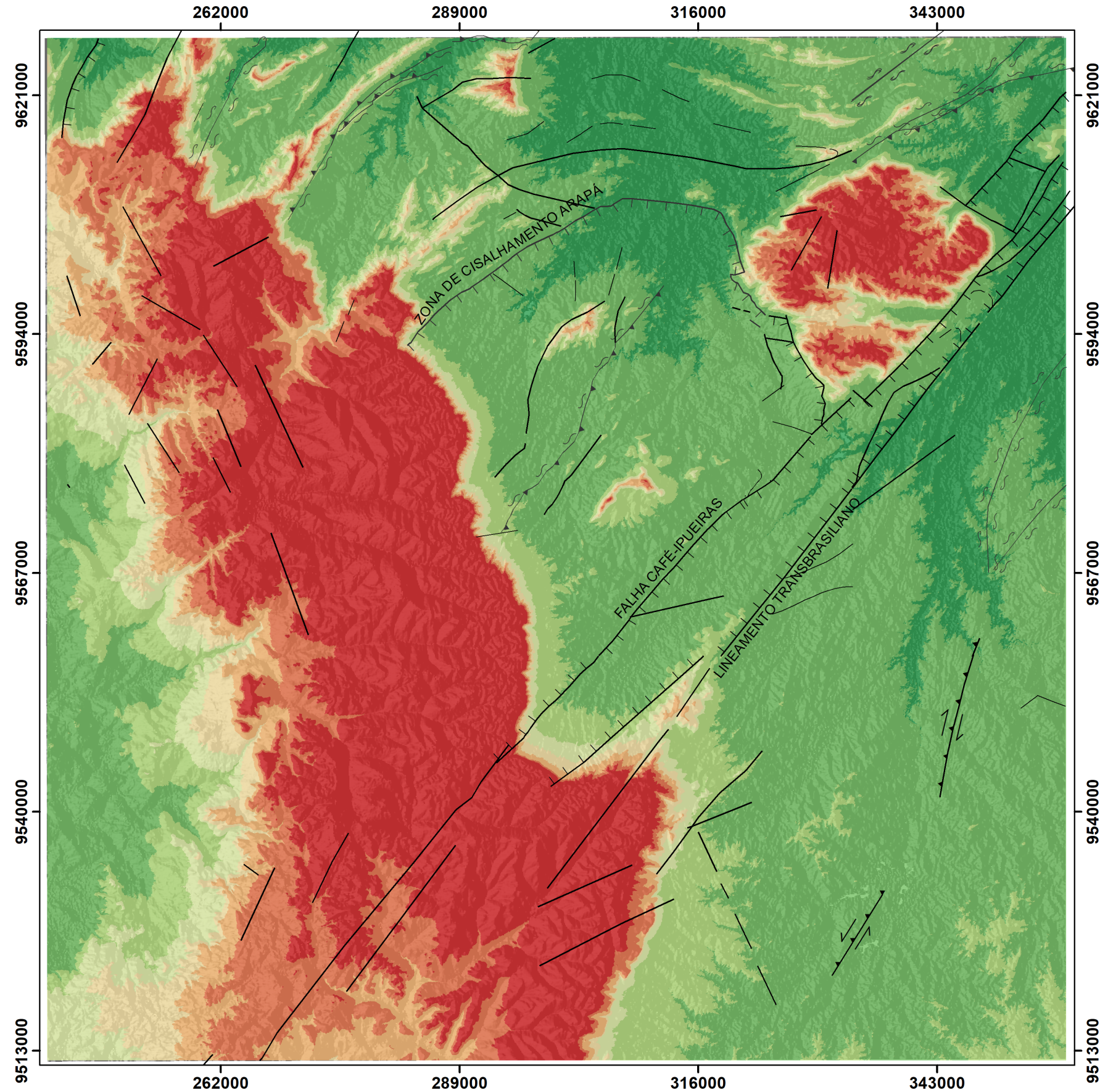
Chamani (2015) estima a dimensão linear do traço principal do Lineamento Transbrasiliano em, ao menos, 7.400 km, com 4.900 km na América do Sul. Conforme Guiraud *et al.* (2000), na África, estende-se segundo um *trend*, aproximadamente, NNE-SSW, desde a costa africana do Golfo de Benim, na divisa entre Togo e Gana, até o maciço de *Hoggar*, na região central da Argélia, onde é interceptado por outro lineamento de escala continental, o Lineamento de *Tibesti*, com cerca de 6.000 km de extensão (CHAMANI, 2020).

Para Fuck *et al.* (2013), a existência de um corredor tectônico, formado por zonas de cisalhamento dúcteis paralelas, sugere que as falhas brasileiras foram geradas por uma orogenia continental, resultante da deformação nas margens das antigas faixas móveis.

No Brasil, estende-se desde o Noroeste do Ceará (em que é localmente chamado de Lineamento Sobral-Pedro II), atravessando a Bacia do Parnaíba, até o Noroeste da Bacia do Paraná e da Serra da Bodoquena, na região do Sudoeste do Mato Grosso do Sul, seguindo, possivelmente, até os limites entre os crátons do Rio da Prata e Pampia (RAPELA *et al.*, 2007; RAMOS *et al.*, 2010; CHAMANI, 2011, 2020).

Na área de estudo, o Lineamento Transbrasiliano se dispõe no sentido NE-SW no contato entre a Bacia do Parnaíba e a Subprovíncia Borborema Setentrional. Esse lineamento divide os domínios Ceará Central e Médio Coreaú. O mapa de lineamentos estruturais (Mapa 4), a seguir, traz a cinemática das principais zonas de cisalhamento herdadas do Ciclo Brasileiro no Noroeste do Ceará em condições extensionais, compressivas e transcorrentes.

Mapa 4 – Lineamentos estruturais



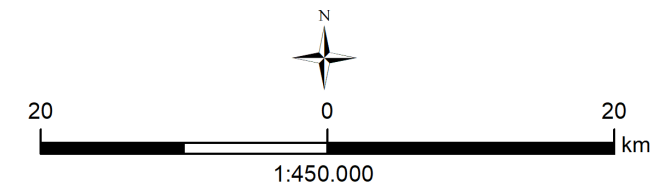
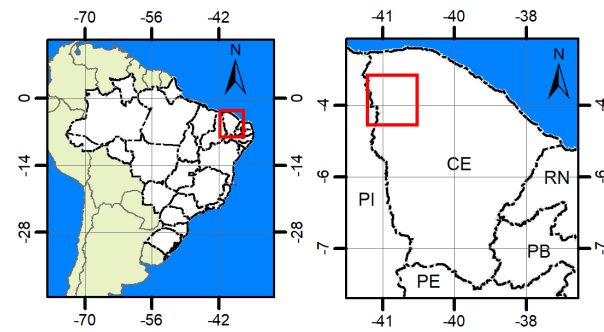
MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS



TÍTULO:
 Evolução Morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba (CE/PI) e
 Noroeste do Ceará, Brasil: Interpretações a partir da
 Termocronologia de Baixa Temperatura

Autor: Francisco Leandro de Almeida Santos
 Orientador: Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento
 Coorientadora: Dra Marli Carina Siqueira Ribeiro

| ESTRUTURAS | CLASSES HIPSONÉTICAS |
|---|----------------------|
| Falha extensional (normal) | Acima de 700 m |
| Falha ou fratura | 600 a 700 m |
| Falha ou zona de cisalhamento extensional | 500 a 600 m |
| Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada | 400 a 500 m |
| Falha ou zona de cisalhamento transcorrente dextral | 300 a 400 m |
| Falha ou zona de cisalhamento transcorrente sinistral | 200 a 300 m |
| Lineamentos estruturais: traços de superfícies S | 100 a 200 m |
| Zona de cisalhamento compressional | 1 a 100 m |
| Zona de cisalhamento transcorrente dextral | |



Sistema de Referência de Coordenadas: Sirgas 2000, UTM Zona 24 Sul; mc 39
 Fonte: SRTM de 30 m - USGS
 Dimensões do mapa: 26x26 cm - A3: 42,0 x 29,7 mm

Fonte: Elaborado pelo autor (2020) a partir de Cavalcante *et al.* (2003).

A seguir, são detalhados os condicionantes geológicos e morfoestruturais impostos pelos lineamentos estruturais dúcteis e rúpteis no controle da evolução dos compartimentos de relevo e na estruturação da rede de drenagem.

7.1.1 Lineamentos estruturais dúcteis

A partir de uma ampla revisão de literatura, dados isotópicos e geocronológicos, Araujo, Weinberg e Cordani (2014) estabelecem uma síntese dos estágios envolvidos na amalgamação do Gondwana Ocidental, que atuaram sobre a gênese do Lineamento Transbrasiliano e de estruturas dúcteis associadas com repercussões no embasamento do Domínio Ceará Central:

- **Estágio pré-colisional (850-650 Ma):** subducção do Oceano Goiás-Pharusiano com arcos magmáticos intra-oceânicos e continentais; abertura do Oceano Sergipano-Oubanguides; o Bloco Parnaíba é separado do Cráton Amazônico pelas faixas vulcano-sedimentares Araguaia e Gurupi. Na área de estudo, este evento vincula-se ao estágio juvenil da Orogênese Brasileira, que gerou o embasamento metamórfico Lagoa de Caiçara, como estrutura que precede o arco magmático Tamboril-Santa Quitéria.
- **Estágio Colisional I (620-610 Ma):** formação do Orógeno Gondwana Ocidental, como resultado da colisão entre o Bloco Parnaíba, posicionado à frente do Cráton Amazônico-Oeste Africano e o antigo embasamento da Província Borborema; início da subducção do Oceano Sergipano-Oubanguides. Esse evento (Orogênese Brasileira) consolidou a estruturação do Arco Magmático Tamboril-Santa Quitéria por meio de um metamorfismo de alta pressão e anatexia crustal. A zona de sutura relacionada (Lineamento Transbrasiliano) a essa colisão se forma em torno de 615 Ma como uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, reativando as suturas preexistentes.
- **Estágio Colisional II (590-580 Ma):** fechamento do Oceano Sergipano-Oubanguides; colisão da Província Borborema contra o Cráton São Francisco, ao sul, formando o Orógeno Sergipano em torno de 590-580 Ma. O Lineamento Transbrasiliano apresenta um comportamento tectônico de limite de placa transformante ao longo do embasamento.
- **Estágio de extrusão da Província Borborema (580-550 Ma):** as tensões relacionadas ao empurrão para o leste da colisão I e o empurrão para o norte da indentação cratônica, em uma litosfera espessa, geraram um escape de material

e uma rotação anti-horária da Província Borborema, forçando sua extrusão para nordeste; formação de uma extensa rede de zonas de cisalhamento transcorrentes, que controlaram a intrusão sin-cinemática de granitoides tardi-orogênicos. Essa deformação tardia define uma movimentação transpressional com encurtamento máximo orientado NW-SE e uma tensão absorvida pelo conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais E-W associadas às zonas sinistrais de segunda ordem NE-SW.

O surgimento do Arco Magmático Tamboril-Santa Quitéria resulta do fechamento de uma bacia oceânica entre os domínios Ceará Central e Médio Coreaú, que demarca o início da Orogênese Brasileira na Província Borborema. O batólito granítico possui orientação no sentido NE-SW, cobrindo uma área de 40.000 km² em todo o Domínio Ceará Central, com litologias graníticas e dioríticas (FETTER *et al.*, 1997; FETTER *et al.*, 2003).

O Domínio Médio Coreaú (Subprovíncia Borborema Setentrional) é marcado por um intenso sistema de zonas de cisalhamento de direção predominante NE-SW, desenvolvidas em regime compressivo-transpressivo relacionados ao sistema cisalhante Transbrasiliano (Lineamento Transbrasiliano), que separa este do Domínio Ceará Central a sudoeste. Em termos tectono-estratigráficos, o domínio compreende o Complexo Granja e as faixas de supracrustais Martinópole-Ubajara, tidas com sequências vulcano-sedimentares e metassedimentares marginais ao Cráton São Luiz-Oeste Africano (ARAUJO, 2014).

As zonas de cisalhamento de falha de empurrão e de deslizamento seguem as direções E-W e NE-SW. O embasamento do Domínio Médio Coreaú registra uma deformação pré-neoproterozoica, que corresponde ao cinturão paleoproterozoico do Complexo Granja (2,2-2,0 Ga), mas a intensa deformação neoproterozoica apagou quase completamente o registro da tectônica paleoproterozoica (SANTOS *et al.*, 2001; SANTOS *et al.*, 2008).

Consoante Hackspacher, Soares e Petta (1988), ocorreram três pulsos deformativos, concomitantes ou sequenciados em um único evento metamórfico (fácies de xisto verde baixo) de idade brasileira, afetando o Grupo Ubajara e seu embasamento. Falhamentos de empurrão se manifestaram no segundo pulso de deformação, evoluindo no terceiro pulso para falhamentos transcorrentes, que produziram amplas faixas milonizadas. Ainda segundo os autores, sucedendo à transcorrência, forma gerados, em ângulos de 30-50°, sistemas de fraturas associadas às rochas filonianas não deformadas.

As rochas do Complexo Granja mostram, de forma evidente, sucessivos estágios de deformação progressiva, transposição e mistura de litotipos (ortognaisses e anfibólitos mobilizados). Os conjuntos litoestruturais se orientam segundo NE-SW e configuram mergulhos médios a fortes da foliação milonítica ou bandamento presentes no quadrante SE.

Há processos de cisalhamento dúctil tardio com movimentação de caráter sinistral, recortando os ortognaisses bandados (ABREU; GORAYEB, 1993).

O Complexo Granja é formado por gnaisses de diferentes composições, migmatitos, granulitos e anfibolitos. A região é cortada por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW e de cavalgamentos para NW e retroempurrões para SE, com um posicionamento lateral de rochas de diferentes idades e de grau metamórfico (SANTOS *et al.*, 2001).

Quatro eventos deformacionais, que ocorreram no Domínio Médio Coreauí, foram identificados a partir de dados geocronológicos por Santos *et al.* (2007), Fetter (1999), Fetter *et al.* (2000), Fetter *et al.* (2003), Guimarães *et al.* (2000) e Monié, Caby e Arthaud (1997).

- **Evento D1:** afetou o embasamento do Complexo Granja no Paleoproterozoico (2,2-2,0 Ga), impressas através de foliações de baixo ângulo, que mergulham para SE;
- **Evento D2:** ocorreu no Neoproterozoico (620-590 Ma), cuja assinatura está impressa no Complexo Granja, além da Unidade Saquinho e grupos Martinópole e Ubajara, sendo no Grupo Ubajara e na Unidade Saquinho em condições metamórficas de grau mais baixo do que nas anteriores. Esse evento se caracteriza por ser de médio a baixo ângulo, mergulhando para SE apresentando lineação de estiramento com caimento orientado para NE ou SE. A compressão NW deformou as rochas, formando dobras orientadas no sentido NE-SE e texturas miloníticas. A tectônica de empurrão foi responsável pelo empilhamento do Maciço de Granja, da base para o topo;
- **Evento D3:** corresponde ao prolongamento do D2 (590-560 Ma) a partir de uma tectônica tangencial brasileira, que gerou foliação subvertical de direções NE-SW e E-W, bem demarcada nas estruturas dos filitos e xistos das formações Santa Terezinha e Covão, enquanto na Formação São Joaquim ocorreu de forma mais discreta (Grupo Martinópole). As zonas de cisalhamento, que se dispõem entre os contatos do Complexo Granja com o Grupo Martinópole, indicam para movimentação de cinemática dextral;
- **Evento D4:** corresponde a uma fase deformacional dúctil-rúptil (565-555 Ma), referente aos movimentos transpressionais sobre os quartzitos do Grupo Martinópole, gerando fraturas espaçadas. A evolução do D3, sob regime transcorrente para o D4 em regime transpressional, é registrada, essencialmente, nas feições microtectônicas e no estudo do tecido do eixo-c do quartzo em quartzito do Grupo Martinópole. Essa transição é registrada,

principalmente, ao longo de várias zonas de cisalhamento transcorrentes do Domínio Médio Coreau, formadas durante o D3. A movimentação das zonas de cisalhamento pode ter prosseguido até 532 Ma, conforme os dados de Monié, Caby e Arthaud (1997), coincidente à idade de alojamento do Corpo Granítico Mucambo.

Os processos classificados como pós-tectônicos ocorreram do final do Neoproterozoico ao início do Paleozoico, ligados ao regime distensivo, que promoveu a extrusão ou o colapso dos orógenos brasileiros no Domínio Médio Coreau. A erosão da Cadeia Brasileira responsabiliza-se pela consequente deposição de sedimentos em riftes e bacias de antepaís/transição (Bacia do Jaibaras) (“molassas”), com a incidência de intrusões magmáticas máficas e félsicas, que não foram deformadas. Essa etapa marca a passagem de condições de instabilidade orogênica para as de estabilidade intraplaca, referida por Almeida (1969) como estágio de transição de paraplataforma para ortoplataforma (HASUI, 2012).

Os episódios pós-tectônicos em regime extensional ocorreram, repetidamente, ao longo do corredor tectônico Transbrasiliano-*Hoogar* (CORDANI *et al.*, 2013), promovendo a intrusão de granitos tardios de 540-530 Ma mediante o colapso tectônico da Cadeia Brasileira e a formação do Rifte Jaibaras (CASTRO *et al.*, 2014), associados com a divisão do megacontinente Panótia (CLAUDINO-SALES, 2016), que produziu subsidência de ampla área no Nordeste Setentrional e no Norte Oriental (CLAUDINO-SALES, 2018).

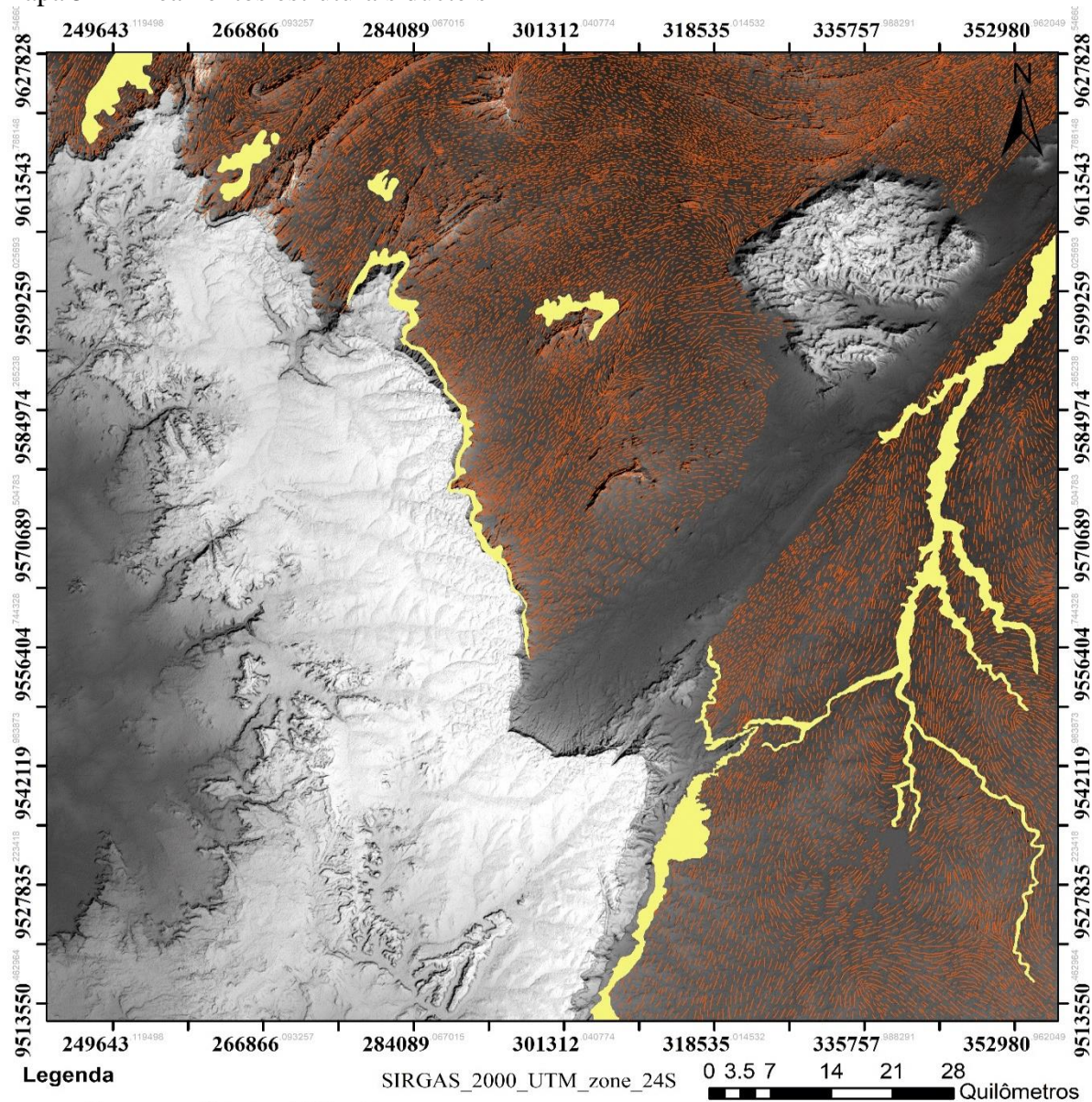
Tardiamente, sob temperaturas menores, sobrevém a tectônica transcorrente, e a deformação dúctil passa gradativamente para rúptil. Os granitoides tendem a se alojar em zonas de transtação com tipologias distintas. Em condições de rigidez e de crosta espessa, incidem intrusões pós-tectônicas em regimes distensivos associados à abertura do Rifte Jaibaras (FERREIRA *et al.*, 2004; HASUI, 2012).

A intrusão dos corpos graníticos Meruoca ($540,8 \pm 5,1$ Ma) (SANTOS *et al.*, 2013) e Mucambo ($532 \pm 7,0$ Ma) (SANTOS *et al.*, 2008) segue o alinhamento nordeste da Falha Café-Ipueiras, demonstrando o controle das zonas de cisalhamento no alojamento de magmas graníticos pós-orogênicos. Esses eventos representam o estágio de transição entre a fase tectônica principal e a subsequente fase de estabilização da crosta continental (OLIVEIRA, 2001; SANTOS *et al.*, 2008; PEDROSA JR. *et al.*, 2017).

Os trabalhos de Santos *et al.* (2001), Santos *et al.* (2007), Fetter *et al.* (1997), Fetter *et al.* (2003), Arthaud (2007) e Araujo, Weinberg e Cordani (2014) apontam para padrões predominantes de lineamentos dúcteis nas direções NE-SW e E-W como resultantes da colisão brasileira, que originou o Gondwana Ocidental e estruturou a Província

Borborema. O Mapa 5, a seguir, expõe os padrões preferenciais de lineamentos dúcteis com as rosetas da área de estudo:

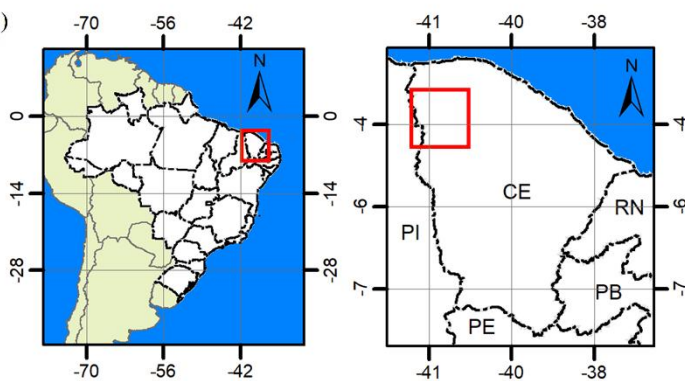
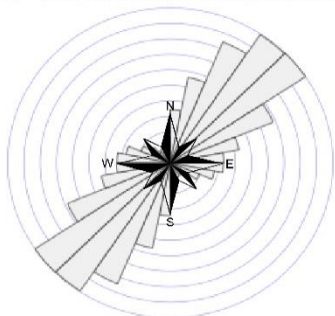
Mapa 5 – Lineamentos estruturais dúcteis



Legenda

- Lineamentos Estruturais Dúcteis
- Depósitos Cenozoicos - Pinéo et al. (2020)

Roseta dos Lineamentos Estruturais Dúcteis



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020).

A erosão das zonas de cisalhamento e dos lineamentos dúcteis conduz à progressiva exumação de maciços cristalinos, denominados como “maciços residuais na literatura clássica”, por estarem em sobressalto topográfico. Essa exumação possibilita a formação de *trends* estruturais, dispostos nas direções NE-SW e E-W em formas lineares positivas e negativas associadas aos planos de deformação brasileira. Assim, o relevo é caracterizado por cristas simétricas, que possuem vertentes contínuas de declividades acentuadas. É exemplo dessa contextualização o setor NW do Ceará, seccionado pelo Lineamento Transbrasiliano (MAIA; BEZERRA, 2014b).

Os padrões NE-SW e E-W apresentam, no Domínio Médio Coreau, disposição linear expressa na geomorfologia regional através de feições de relevos positivas, resultantes da exposição de quartzitos, que formam cristas simétricas ora no contato com as escarpas do Planalto da Ibiapaba, ora dispersos na Depressão Periférica.

As Cristas Residuais de quartzitos estão alinhadas no sentido da deformação dúctil, resultantes da exumação das Sequências Supracrustais Neoproterozoicas, que foram metamorfizadas em diferentes graus durante a Orogênese Brasileira e esculpidas pela erosão diferencial como parte da denudação meso-cenozoica. As formações São Joaquim (Grupo Martinópolis) e Trapiá (Grupo Ubajara) sustentam os relevos das Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim e a Serra da Penanduba, respectivamente.

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura e a base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020) guiaram a não marcação dos traços dúcteis sobre o Corpo Meruoca e nas bacias sedimentares do Jaibaras e do Parnaíba, além dos Depósitos Cenozoicos.

O Granito Meruoca não apresenta deformação dúctil e representa plutonismo pós-orogênico registrado na Província Borborema (SANTOS *et al.*, 2008). Portanto, a ausência de traços dúcteis no Corpo Meruoca justifica-se pelas condições de formação do batólito a partir de esforços distensivos associados à geração do Rifte Jaibaras. Além disso, não foram detectados traços de lineamentos dúcteis nas bacias e nos Depósitos Sedimentares em função dessas coberturas recobrirem a deformação dúctil brasileira.

O Corpo Mucambo, apesar de possuir idade de cristalização posterior ao Corpo Meruoca, possui traços de lineamentos dúcteis, supostamente em razão da presença de uma auréola de metamorfismo que circunda o batólito (Termometamorfito Mucambo), resultante do metamorfismo de contato com as Sequências Supracrustais do Grupo Ubajara. A expressão geomorfológica desse bloco de granitoides repercute na superfície através do Maciço do Carnutim, que se apresenta na forma de crista na direção NE-SW.

No segmento que corresponde ao Domínio Ceará Central, os campos de tensões dúcteis apresentam padrões de direção NE-SW, seguindo o *trend* predominante no Nordeste brasileiro durante a deformação brasileira, que formou o arco magmático Tamboril-Santa Quitéria e os granitoides tardi-orogênicos (Granito Anil).

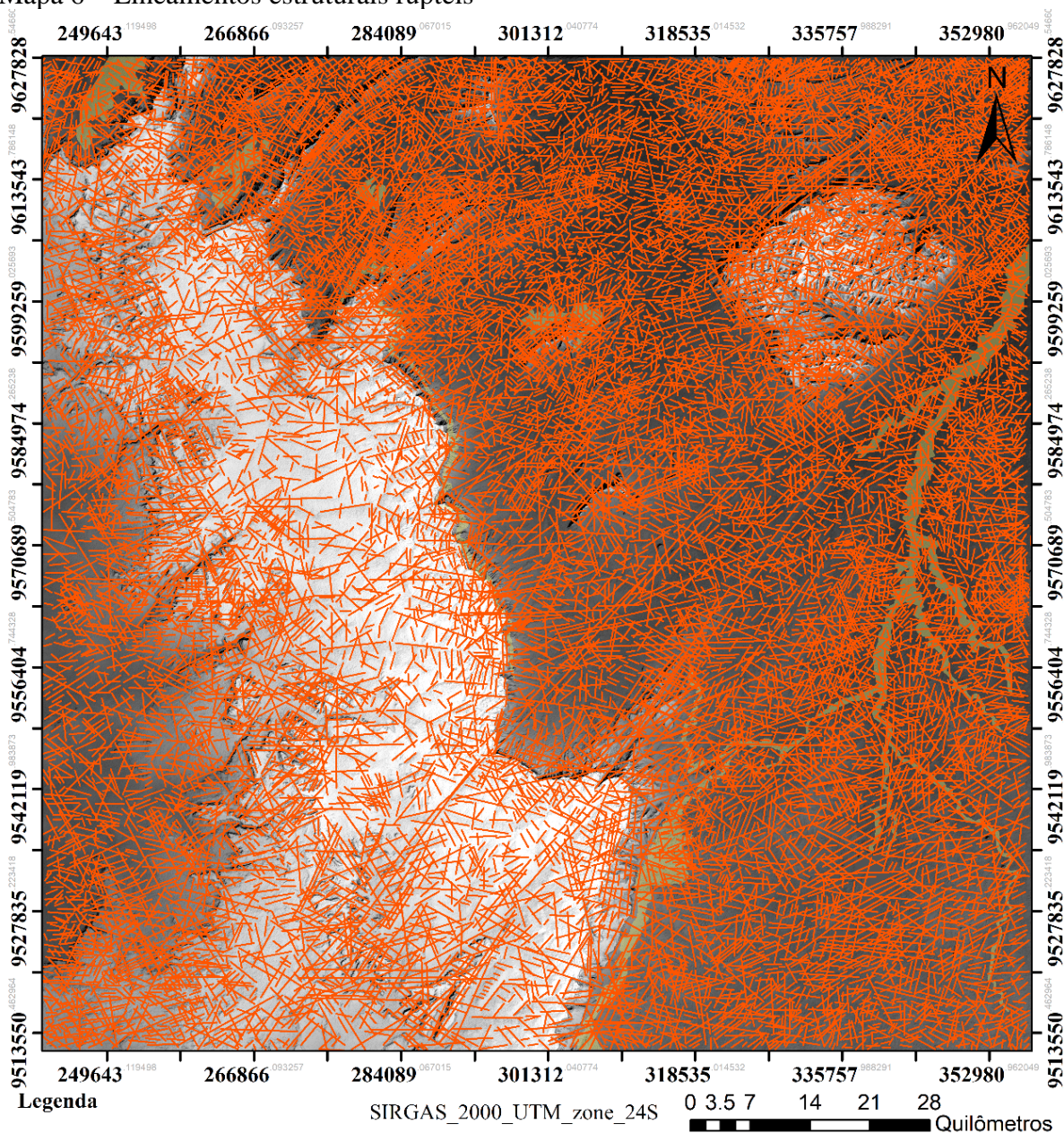
Nas zonas de cisalhamento principais de tendência NE-SW e E-W, a milonização começou por volta de 600-570 Ma sob condições de alta temperatura em níveis crustais rasos (às vezes, menos de 20 km de profundidade) e magmatismo abundante (em parte, derivado do manto), que se acomodou em um sentido de cisalhamento dextral (VAUCHEZ *et al.*, 1995). Em torno de 590 Ma, ocorreu uma colisão oblíqua, produzindo zonas de cisalhamento dextrais de direção NNE-SSW (ARTHAUD, 2007).

Ocorrem lineamentos dúcteis de direção NNW-SSE nas Sequências Supracrustais Paleoproterozoicas (Complexo Canindé do Ceará), no limite ocidental do Domínio Ceará Central, no contato com a Bacia do Parnaíba, associando-se, conforme Vauchez *et al.* (1995), com o regime transcorrente sinistral da Zona de Cisalhamento Tauá, que gerou metamorfização em alto grau sobre o embasamento no final da colisão brasileira.

7.1.2 Lineamentos estruturais rúpteis e rede de drenagem

Os lineamentos estruturais rúpteis são heranças dos esforços tectônicos envolvidos na ruptura do Gondwana no segmento que corresponde à Margem Atlântica do Nordeste Setentrional do Brasil, com reflexos no Noroeste do Ceará. O Mapa 6, a seguir, expõe os padrões preferenciais de lineamentos rúpteis com as rosetas na área de estudo:

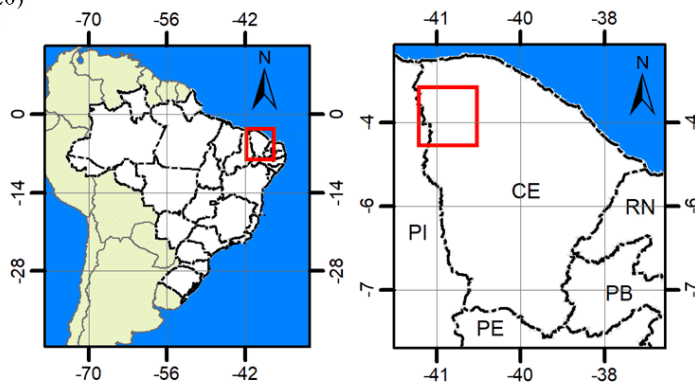
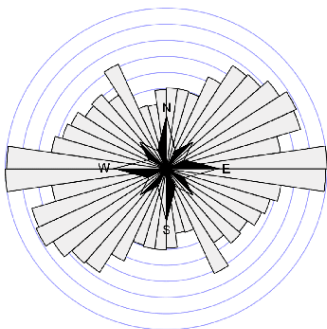
Mapa 6 – Lineamentos estruturais rúpteis



Legenda

- Lineamentos Estruturais Rúpteis
- Depósitos Cenozoicos - Pinéo et al. (2020)

Roseta dos Lineamentos Estruturais Rúpteis



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da base cartográfica de Pinéo *et al.* (2020).

As zonas de cisalhamento pré-existentes de direção NE-SW foram reativadas por movimentos transcorrentes de caráter transtensional (transcorrência divergente) na direção N-S, próximo à linha de costa, e transpressional (transcorrência convergente) com orientação E-W no interior do continente. O limite entre os regimes transpressional e transtensional é marcado por uma linha de diques básicos de direção E-W, vinculada ao ciclo de magmatismo Rio Ceará-Mirim (FRANÇOLIN; SZATMAR, 1987).

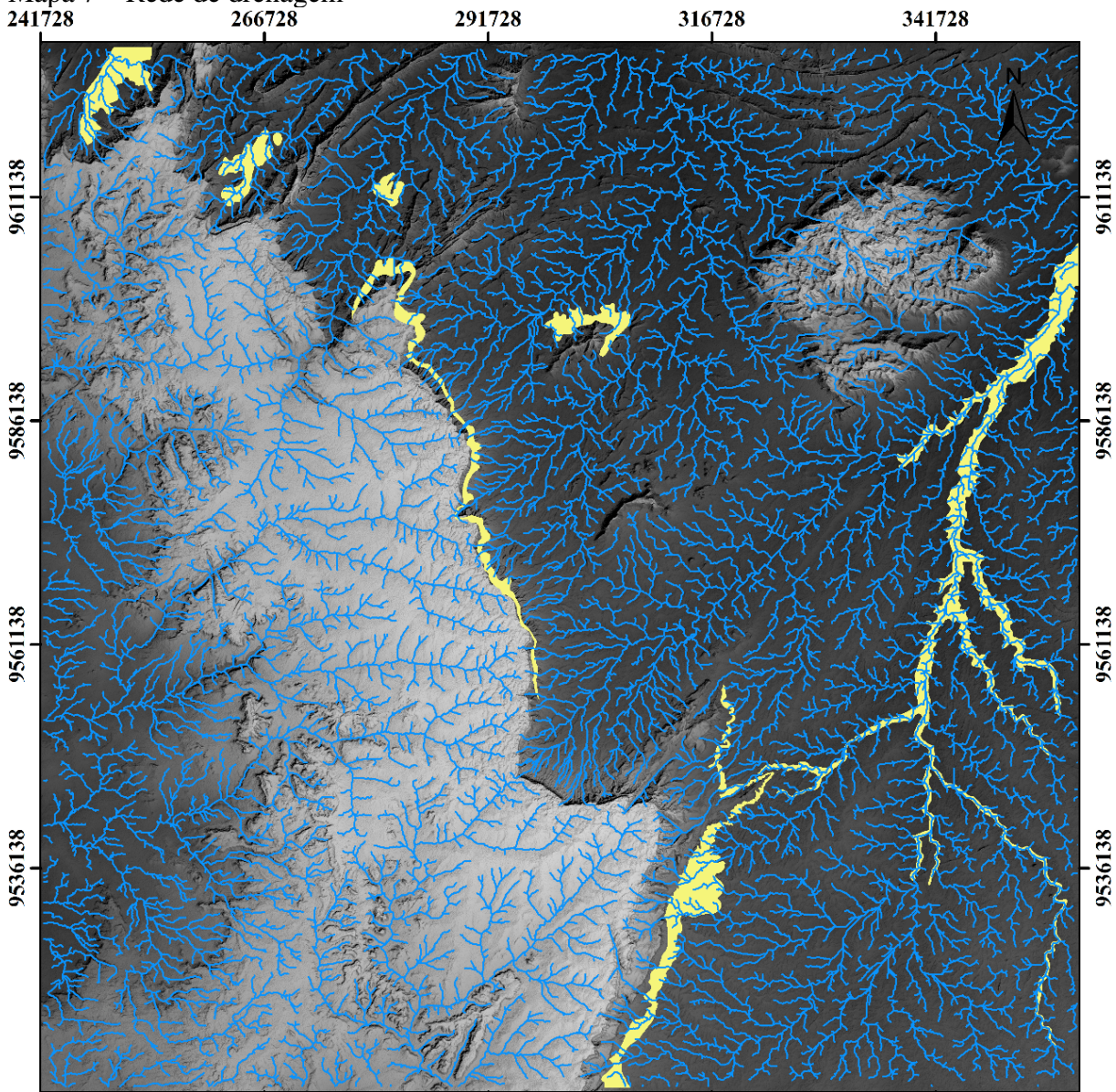
Para o Nordeste Setentrional, no decurso do Cretáceo Inferior, os esforços transformantes, durante a abertura do Atlântico, foram orientados na direção NW-SE, favorecendo o desenvolvimento de bacias marginais e intracratônicas sobre a Província Borborema, de acordo com orientação das zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW (CASTRO *et al.*, 2012).

A tectônica foi direcionada nos trechos E-W e NW-SE, os quais refletem, respectivamente, ambientes transcorrentes transpressivos e predominantemente distensivos/transtensivos. Os trechos E-W estão diretamente relacionados à nucleação das zonas de fraturas da crosta oceânica em áreas de menor resistência da crosta continental, a exemplo das faixas dobradas pré-cambrianas ou no limite entre duas províncias geológicas. Os esforços NW-SE refletem a ruptura oblíqua dos antigos e resistentes crátons pré-cambrianos durante a fragmentação continental (ZALÁN, 2012).

Para Maia e Bezerra (2014b), os lineamentos rúpteis de direções NE-SW, NW-SE e E-W representam a expressão, em superfície, das reativações cretáceas vinculadas à abertura do Gondwana Ocidental. Esses lineamentos compreendem *trends* de falhas, que exercem uma importante influência no controle estrutural da drenagem, na dissecação e na deposição quaternária. Exemplos dessa disposição morfoestrutural são comumente encontradas nas áreas erosionais, representadas pelas Superfícies de Aplainamento e Maciços Cristalinos da Província Borborema.



O Mapa 7, a seguir, mostra a rede de drenagem da área de estudo, indicando os padrões preferenciais dos vales através da roseta gerada:

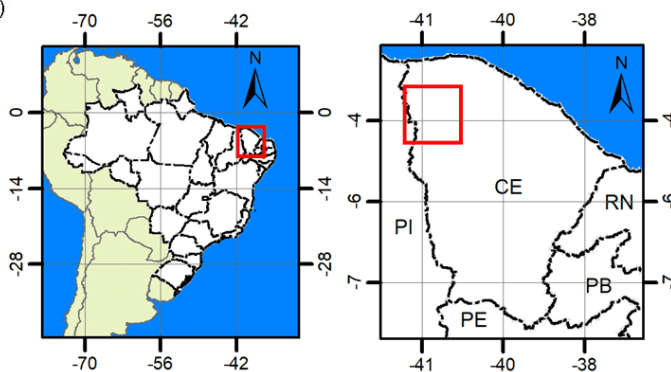
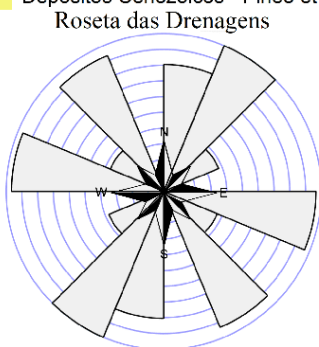
Mapa 7 – Rede de drenagem



241728 266728 291728 316728 341728
 SIRGAS_2000_UTM_zone_24S
 Transverse_Mercator
 02.28.5 9 13.5 18
 Quilômetros

Legenda

-  Drenagem
-  Depósitos Cenozoicos - Pinéo et al. (2020)



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da extração da drenagem em SRTM (INPE, [2020]).

Na Bacia do Rio Acaraú, enquanto o Lineamento Transbrasiliano é responsável pelo deslocamento do *front* da escarpa da Ibiapaba, na Depressão Periférica, seus *trends* estruturais orientam a dissecação fluvial nos vales do Rio Jaibaras e parte do Rio Acaraú, controlando a morfologia de superfície na direção NE-SW (MAIA; BEZERRA, 2014b).

Os lineamentos rúpteis na área de estudo seguem os padrões do *break-up* do Gondwana no Nordeste Setentrional, com predomínio de estruturas E-W e NW-SE e repercussão geomorfológica na instalação da drenagem cataclinal (drenagem consequente) no reverso da Ibiapaba. As fraturas de direção NE-SW se expressam na área em resposta às reativações do Cretáceo Inferior, confinando os canais da Bacia do Acaraú. Ocorrem canais encaixados em fraturas de direção E-W, resultantes da confluência dos afluentes, que descem a escarpa do Planalto da Ibiapaba, entalhando os Tabuleiros Interiores e a Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú.

No entorno do *front* norte do Planalto da Ibiapaba, as drenagens da bacia do Rio Coreaú seguem preferencialmente as direções NE-SW, confinadas entre anfiteatros e Cristas Residuais, dissecando os Tabuleiros Interiores próximos à base dessas escarpas e, predominantemente, na área da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca. Nesse setor, as fraturas de direção N-S orientam o entalhe no médio curso do canal principal da bacia.

Essas interpretações têm suporte nos mapas de lineamentos rúpteis (Mapa 6) e de drenagem (Mapa 7) pela análise das estruturas expressas em superfície, seguindo a direção das rosetas em um recorte em nível regional para toda a área de estudo. Desse modo, serão escolhidas, no subcapítulo a seguir, 3 quadrantes em escala de maior detalhe, a fim de elucidar o controle dos lineamentos rúpteis e dúcteis no alinhamento de Maciços e de Cristas Residuais, nos níveis de dissecação das escarpas e na estruturação da rede de drenagem. Esses condicionantes são fundamentais para a delimitação de unidades geomorfológicas.

7.2 Mapeamento geomorfológico e aspectos físico-geográficos

Os relevos da área de estudo são controlados por zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW/E-W, que foram reativadas durante o Cretáceo Inferior, oriundas dos campos de tensões transformantes/transcorrentes NW-SE e E-W, no decorrer da ruptura do Gondwana. Assim, as morfoestruturas foram alçadas em diversos segmentos da área de estudo, controladas pelos planos de deformação crustal de lineamentos expressos na superfície através de plútons graníticos, escarpas de falha, níveis de festonamentos e alinhamentos de Cristas Residuais.

Nesse contexto, o relevo do Noroeste do Ceará é caracterizado por uma ampla Depressão Periférica formada após a incisão de processos circundesnudacionais sobre a borda da Bacia do Parnaíba, que resultaram no recuo do Planalto da Ibiapaba. Além disso, as reativações tectônicas e os episódios de denudação individualizaram maciços graníticos e cristas quartzíticas, como relevos residuais no interior das superfícies de aplainamento, que se sobressaíram na paisagem geomorfológica como mais resistentes à erosão diferencial.

Com relação ao condicionamento climático atual, há uma proeminência do Clima Tropical Semiárido com uma estação chuvosa de menor duração e uma estação mais seca prolongada, que mantém uma relação direta com o regime intermitente dos rios e com a dispersão fitogeográfica da caatinga. A estação chuvosa dura em torno de 3 a 5 meses, enquanto a estação seca se prolonga por 7 a 9 meses, em média. Isso se deve à atuação de diferentes sistemas atmosféricos, sendo o principal a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cuja permanência sobre a região é relativamente curta. Tais características servem para singularizar o regime pluviométrico, ao lado da acentuada irregularidade e da torrencialidade das chuvas (SOUZA, 2000; ZANELLA, 2014).

A ZCIT se forma em razão da confluência dos ventos alísios de NE com os de SE, em que o deslocamento em direção ao Ceará ocorre em meados do verão, atingindo sua posição mais meridional no outono. No Hemisfério Sul, a ZCIT chega, em média, a aproximadamente 2-5° de latitude sul, entre fevereiro e abril, ocasionando precipitações para toda a região. Em maio, inicia seu retorno para o Hemisfério Norte, quando então entra em declínio o período chuvoso para o Ceará (ZANELLA; SALES, 2011).

Souza (2000) ressalta a influência da ecozona semiárida para a estruturação das Superfícies de Aplainamento Sertanejas. Conforme o autor, o condicionamento do relevo do semiárido brasileiro resulta da influência de variáveis complexas reservadas à estrutura geológica e às litologias ao lado de fatores paleoclimáticos, sobretudo vinculados aos climas mais secos do Quaternário e fatores morfogenéticos atuais. A interação desse conjunto de variáveis conduz o mecanismo de evolução de unidades geomorfológica da área como resultantes ora da estrutura, ora dos efeitos degradacionais ou agradacionais.

Vale ressaltar o papel condicionador do relevo na variabilidade climática ao longo da área de influência do ambiente semiárido. A Vertente Norte-Oriental do Maciço da Meruoca e a escarpa do Planalto da Ibiapaba posicionam-se como verdadeiros obstáculos topográficos em contraposição ao deslocamento livre do ar quente e úmido proveniente do Oceano Atlântico. Tais condições refletem, diretamente, na formação de “brejos de altitude”,

com características que exprimem uma tipicidade geocológica peculiar ao contexto das paisagens de exceção do Nordeste brasileiro (SANTOS; NASCIMENTO, 2017).

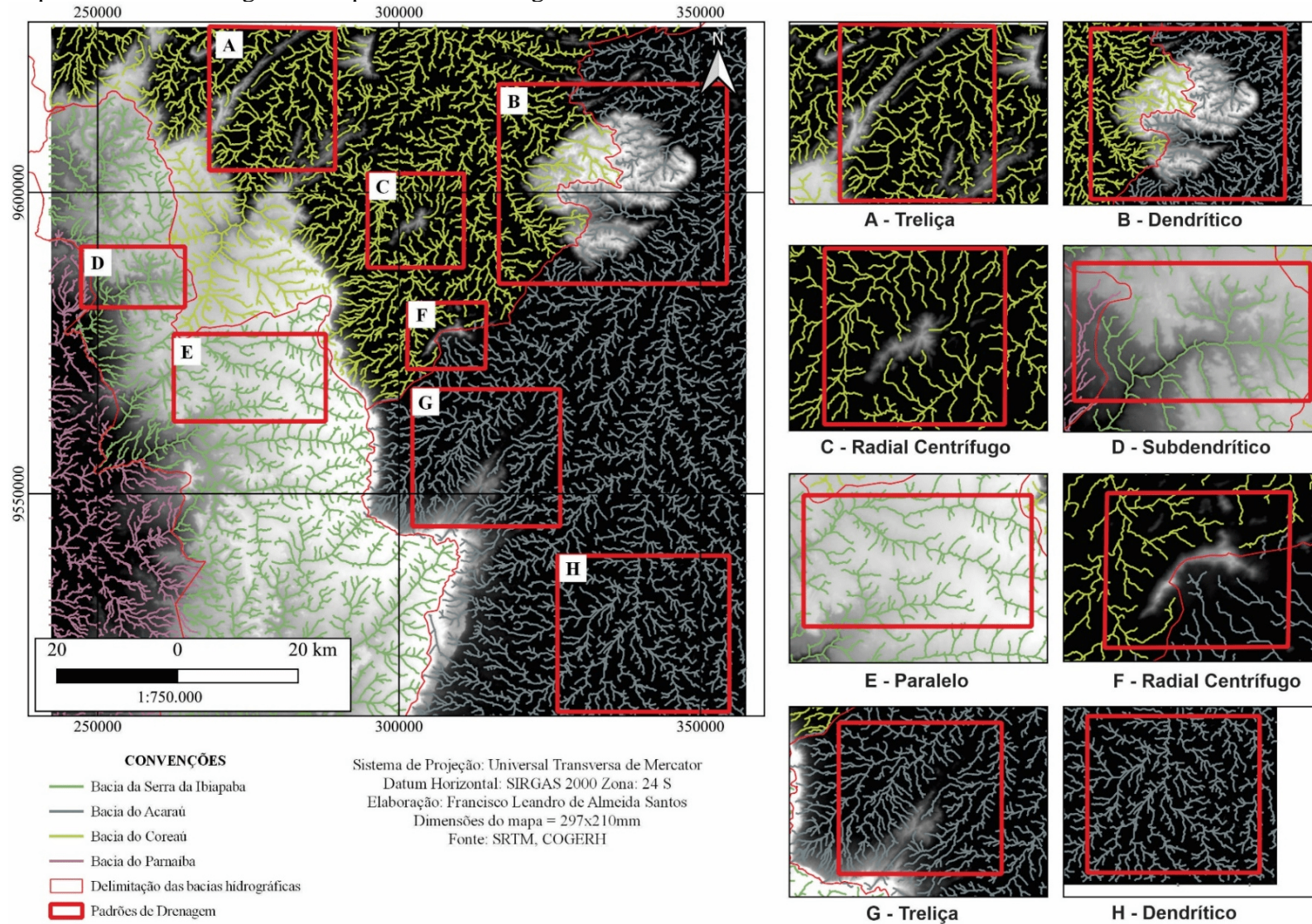
Nos enclaves úmidos, o modo como os componentes mantêm suas relações de reciprocidade é muito característico e o relevo tem sempre um papel decisivo pela altimetria ou pela exposição. A combinação entre as condições geomorfológicas e hidroclimáticas impõe uma resposta representativa da circulação atmosférica em caráter regional, justificando a ocorrência de um mesoclima de altitude. Assim, o balanço hídrico apresenta características de excedente hídrico durante uma parte significativa do ano, em, pelo menos, quatro meses (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Santos e Nascimento (2017), por meio de dados de balanço hídrico, apontam que o excedente hídrico, no Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba, ocorre a partir do mês de fevereiro, estendendo-se até maio, registrando níveis mais elevados durante o trimestre de março a maio, coincidente ao período da quadra chuvosa. Esse fato se justifica pela atuação da ZCIT na distribuição das chuvas, com efeito orográfico sobre o planalto. Dessa maneira, o déficit hídrico predomina durante o restante do ano, demonstrando a influência da ecozona semiárida, até mesmo, nos enclaves úmidos, em que os totais pluviométricos superam o contexto das Superfícies de Aplainamento Sertanejas inseridas no Nordeste semiárido.

Do ponto de vista hidrográfico, a área de estudo é composta por quatro bacias hidrográficas, baseadas em critérios de planejamento de recursos hídricos da COGERH (2018), são elas: bacias do Acaraú, Coreaú, Serra da Ibiapaba e Parnaíba, sendo que as duas últimas pertencem, em termos físicos, à mesma bacia, nesse caso, do Rio Parnaíba. Essa drenagem cataclinal entalha o reverso da Ibiapaba, seguindo o controle do mergulho estratigráfico das camadas sedimentares até dissecar os Rebordos Interiores e a Depressão Monoclinal da Ibiapaba, para, então, confluir com o Rio Parnaíba no Piauí. Enquanto as bacias dos rios Acaraú e Coreaú possuem canais anaclinais (obsequentes), que produzem o recuo do *front* do Planalto da Ibiapaba por erosão remontante. Esse relevo é o principal centro dispersor de drenagem do Noroeste do Ceará.

O Mapa 8, a seguir, traz a delimitação da área de estudo por bacias hidrográficas reforçando seus recortes espaciais dentro das unidades geomorfológicas. Além disso, foi dada ênfase aos diferentes padrões de drenagem no modelado do dinâmico relevo através de cenas A a H, para detalhar os padrões de maior destaque regional:

Mapa 8 – Bacias hidrográficas e padrões de drenagem da área de estudo

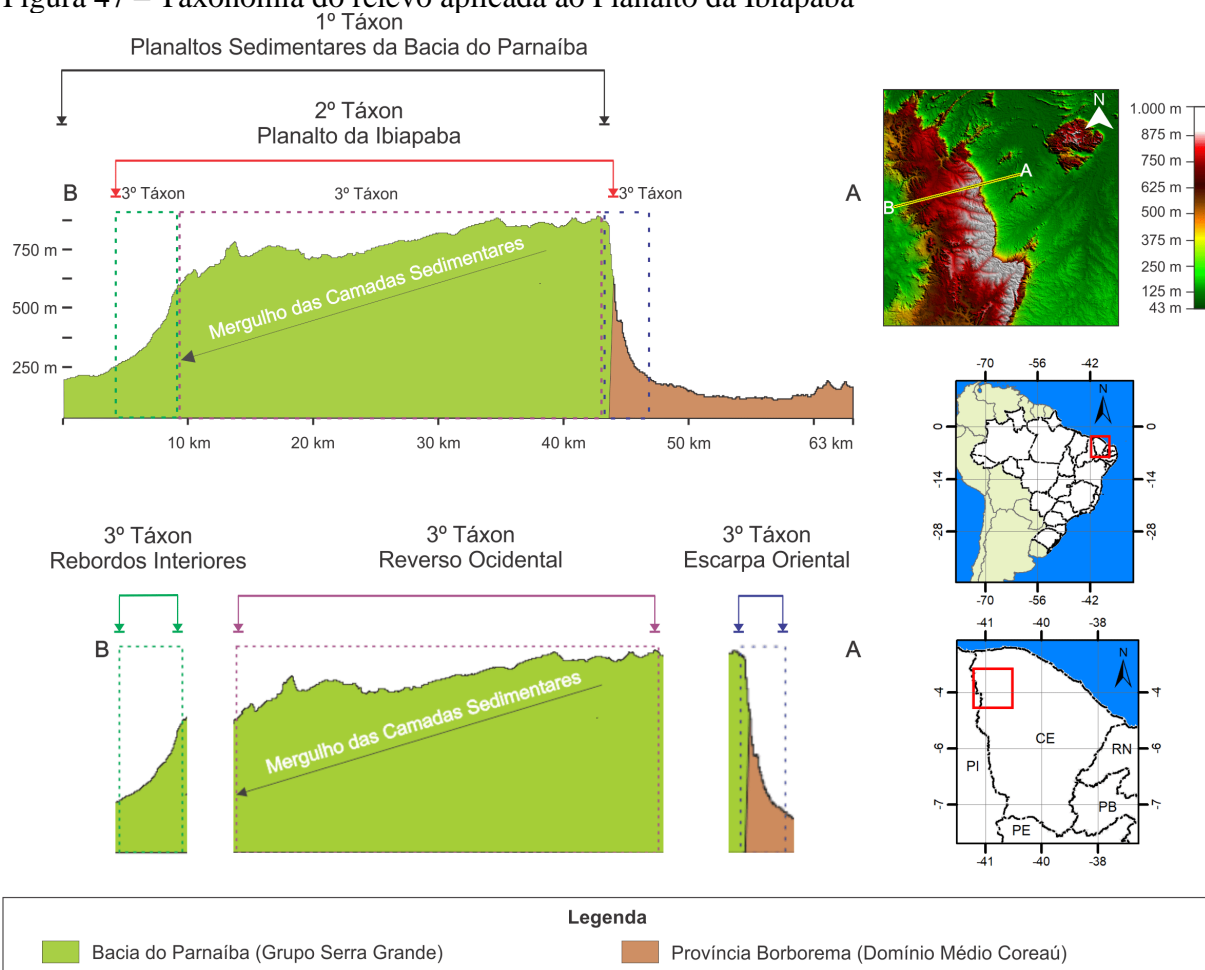


Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da base cartográfica da COGERH (2018).

O mapeamento geomorfológico da área de estudo foi desenvolvido pela metodologia de Ross (1992), aplicando um sistema taxonômico, que delimita as unidades morfoestruturais e morfoesculturais de forma hierarquizada, com base na estrutura geológica, nos processos tectônicos, na erosão diferencial e nos eventos deposicionais. As unidades morfoesculturais resultam na individualização de geoformas, que guardam singularidades vinculadas à evolução geomorfológica do Cretáceo e do modelado dinâmico mais recente Neogeno-Quaternário.

A Figura 47, a seguir, ilustra de forma autoexplicativa a aplicação da metodologia de Ross (1992), tendo como exemplo o mapeamento geomorfológico da Unidade Planalto da Ibiapaba. O 1º táxon corresponde ao conjunto de Planaltos Sedimentares da Bacia do Parnaíba. O 2º táxon é representado pelo Planalto da Ibiapaba como morfoescultura resultante da individualização de macrocompartimentos de relevo no interior da morfoestrutura. O 3º táxon define a subcompartimentação em nível mais detalhado de geoformas denudacionais, que integram o conjunto maior do Planalto da Ibiapaba, são elas: Escarpa Oriental (*front* escarpado do *glint*, que demarca os contatos estruturais discordantes entre a Bacia do Parnaíba e as rochas do embasamento exumadas da Província Borborema); Reverso Ocidental (superfície de caimento topográfico suave, que segue a orientação do mergulho estratigráfico das camadas sedimentares em direção ao eixo central da Bacia Sedimentar do Parnaíba); Rebordos Interiores (baixos níveis de vertentes no interior da bacia, que delimitam uma pequena ruptura topográfica com a Depressão Monoclinal da Ibiapaba).

Figura 47 – Taxonomia do relevo aplicada ao Planalto da Ibiapaba



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da metodologia de Ross (1992).

O mapa geomorfológico (Mapa 9), a seguir, aplica a concepção metodológica Ross (1992) para a área de estudo, sendo que as unidades classificadas no 1º táxon correspondem aos macrocompartimentos de relevo em associação com as morfoestruturas que os sustentam. O 2º táxon individualiza morfoesculturas resultantes do modelado dinâmico do relevo sobre o arcabouço geológico de uma morfoestrutura, sendo controladas pela disposição de falhas, pelas zonas de cisalhamento e pelo condicionamento litológico das rochas perante a erosão diferencial. O 3º táxon é composto por unidades geomorfológicas passíveis de compartimentação em função dos processos de dissecação e aplainamento do relevo, bem como pela formação de superfícies agradacionais do Neogeno-Quaternário.

Mapa 9 – Geomorfologia

MAPA GEOMORFOLÓGICO

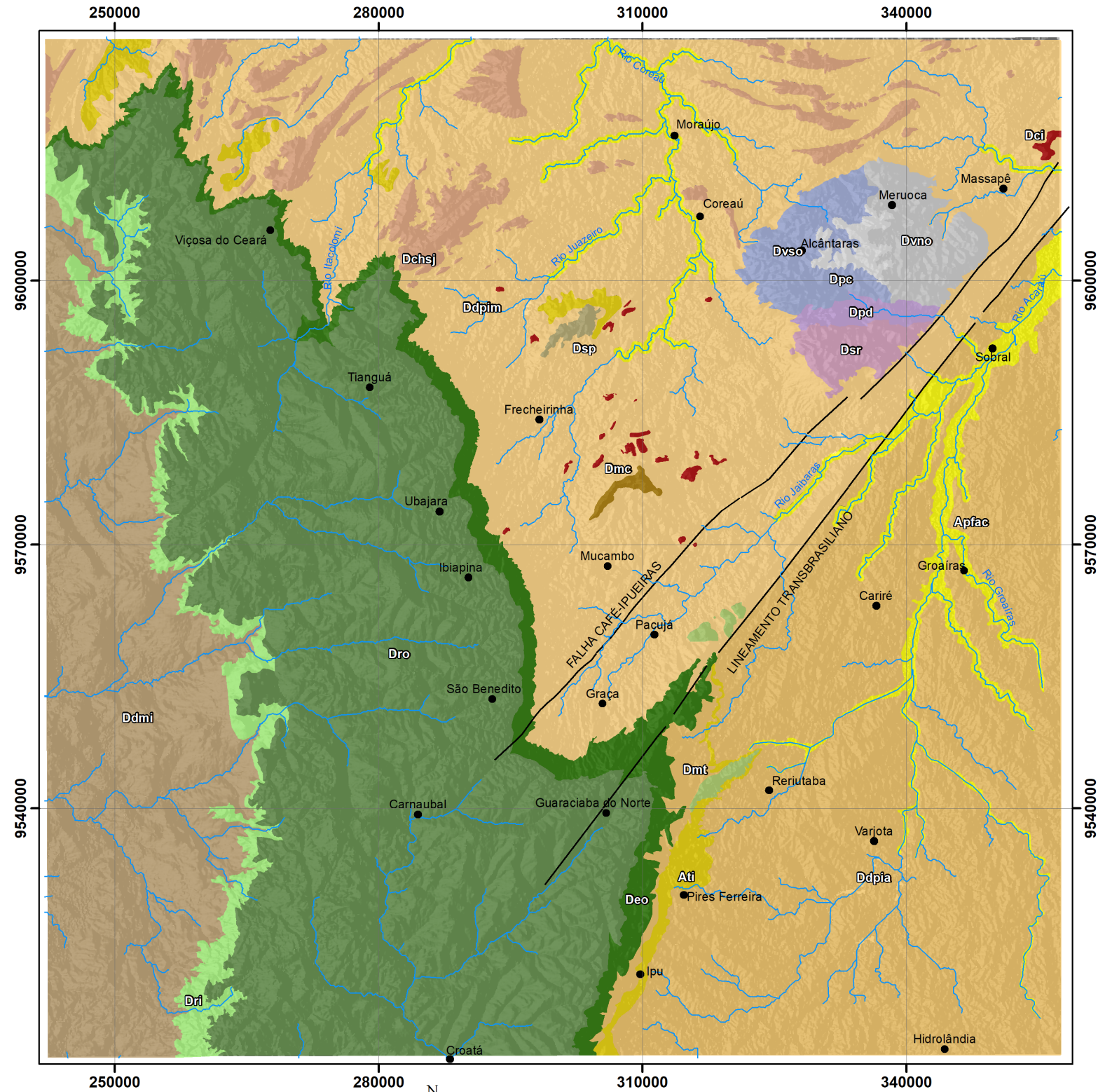
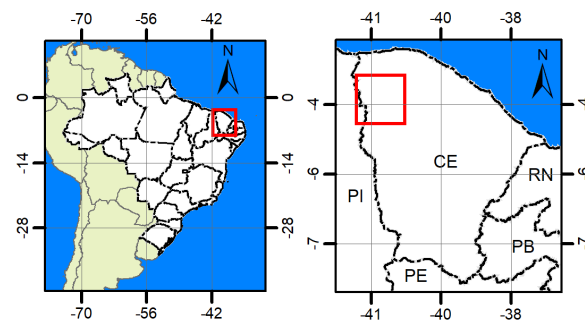


TÍTULO:
Evolução Morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba (CE/PI) e
Nordeste do Ceará, Brasil: Interpretações a partir da
Termocronologia de Baixa Temperatura

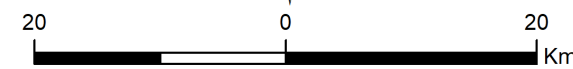


Autor: Francisco Leandro de Almeida Santos
Orientador: Dr. Flávio Rodrigues do Nascimento
Coorientadora: Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro

| 1º TAXÓN | 2º TAXÓN | 3º TAXÓN | | |
|--|-----------------------------|--|-------------------------|------|
| Superfícies de Acumulação Cenozoicas | Planícies Fluviais | Planícies Fluviais dos Rios Acaraú e Coreau e seus Afluentes | Apfac | |
| | Tabuleiros | Tabuleiros Interiores | Ati | |
| Planaltos Sedimentares da Bacia do Parnaíba | Planalto da Ibiapaba | Escarpa Oriental (<i>front</i>) | Deo | |
| | | Reverso Ocidental | Dro | |
| | | Rebordos Interiores | Dri | |
| | | Morros Testemunhos/Inselbergs Sedimentares | Dmt | |
| Superfícies de Aplainamento da Bacia do Parnaíba | Depressão Monoclinal | Depressão Monoclinal da Ibiapaba | Ddmi | |
| Superfícies de Aplainamento da Província Borborema | Depressão Periférica | Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca | Ddpim | |
| | | Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú | Ddpia | |
| Maciços Cristalinos da Província Borborema | Maciços e Cristas Residuais | Níveis Rebaixados de Cristas e Inselbergs | Dei | |
| | | Maciço do Camutim | Dmc | |
| | | Serra da Penanduba | Dsp | |
| | | Cristas e Hogbacks de São Joaquim | Dch | |
| | Maciço da Meruoca | Maciço da Meruoca | Patamares Dissecados | Dpd |
| | | | Vertente Norte-Oriental | Dvno |
| | | | Vertente Sul-Ocidental | Dvso |
| | | | Platô Central | Dpc |
| | | | Serra do Rosário | Dsr |
| | | | | |



- Convenções**
- Sedes municipais
 - Zonas de cisalhamento
 - Drenagem



1:500.000

Sistema de Projeção: Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal: SIRGAS 2000 Zona: 24 S
Elaboração: Francisco Leandro de Almeida Santos
Dimensões do mapa = 23,5x23,5cm

Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da metodologia de Ross (1992).

O Quadro 1 mostra o cálculo de área das unidades geomorfológicas de 3º táxon em km², com o intuito de mensurar os compartimentos mais expressivos da área de estudo:

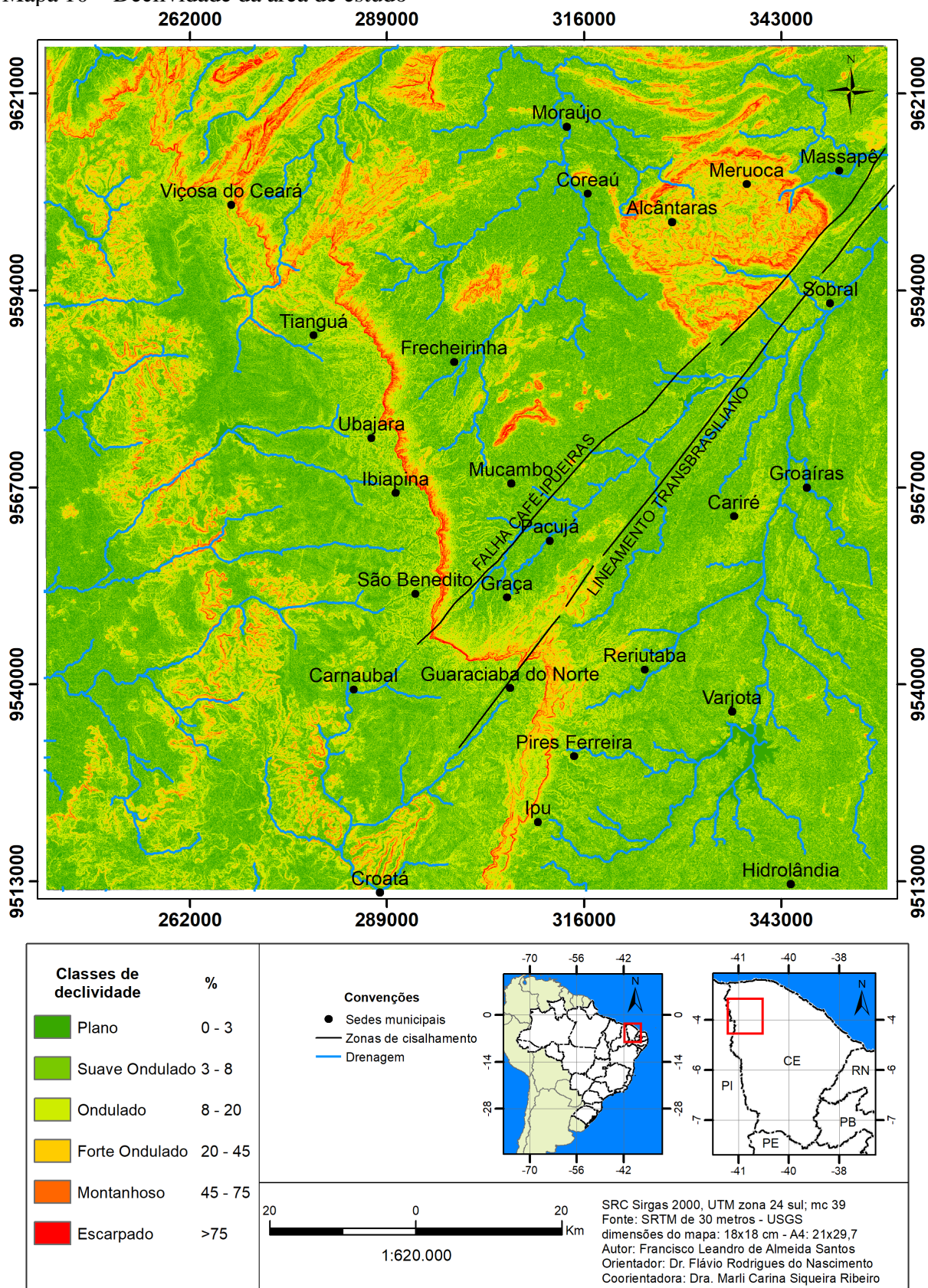
Quadro 1 – Cálculo de área das unidades geomorfológicas de 3º táxon em km² gerado pelo QGIS 3.18

| 1º Taxón | 2º Taxón | 3º Taxón | Área km ² |
|--|-----------------------------|--|----------------------|
| Superfícies de Acumulação Cenozoicas | Planícies Fluviais | Planícies Fluviais dos Rios Acaraú e Coreaú e seus Afluentes | 437,36 |
| | Tabuleiros | Tabuleiros Interiores | 151,86 |
| Planaltos Sedimentares da Bacia do Parnaíba | Planalto da Ibiapaba | Escarpa Oriental (<i>front</i>) | 348,92 |
| | | Reverso Ocidental | 3.457,72 |
| | | Rebordos Interiores | 293,26 |
| | | Morros Testemunhos/ <i>Inselbergs</i> Sedimentares | 24,24 |
| Superfícies de Aplainamento da Bacia do Parnaíba | Depressão Monoclinal | Depressão Monoclinal da Ibiapaba | 1.428,82 |
| Superfícies de Aplainamento da Província Borborema | Depressão Periférica | Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca | 3.657,63 |
| | | Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú | 2.728,87 |
| Maciços Cristalinos da Província Borborema | Maciços e Cristas Residuais | Níveis Rebaixados de Cristas e <i>Inselbergs</i> | 20,72 |
| | | Maciço do Carnutim | 12,02 |
| | | Serra da Penanduba | 12,98 |
| | | Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim | 324,07 |
| | | Patamares Dissecados | 39,73 |
| | Maciço da Meruoca | Vertente Norte-Oriental | 139,98 |
| | | Vertente Sul-Ocidental | 149,99 |
| | | Platô Central | 36,67 |
| | | Serra do Rosário | 71,98 |

Fonte: Autor (2022).

O Mapa 10, a seguir, mostra as classes de declividade da área de estudo, representadas por: plano (0-3%), suave ondulado (3-8%), ondulado (8-20%), forte ondulado (20-45%), montanhoso (45-75%) e escarpado (> 75%).

Mapa 10 – Declividade da área de estudo



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

Os mapas 5, 6 e 7 auxiliam na interpretação de repercussões geomorfológicas oriundas da disposição de lineamentos dúcteis e rúpteis e da rede de drenagem, respectivamente. Esses produtos expõem o recorte espacial da área de estudo. Não obstante, foram eleitos três quadrantes em escala de detalhe regional para evidenciar as unidades de relevo que possuem estreita correlação com o controle estrutural, relativos aos lineamentos dúcteis (alinhamentos de maciços e cristas, condicionamentos de escarpas e anfiteatros) e rúpteis (áreas preferenciais para a dissecação do relevo e incisão linear dos vales) e à rede de drenagem (direção de canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem em relação aos lineamentos rúpteis).

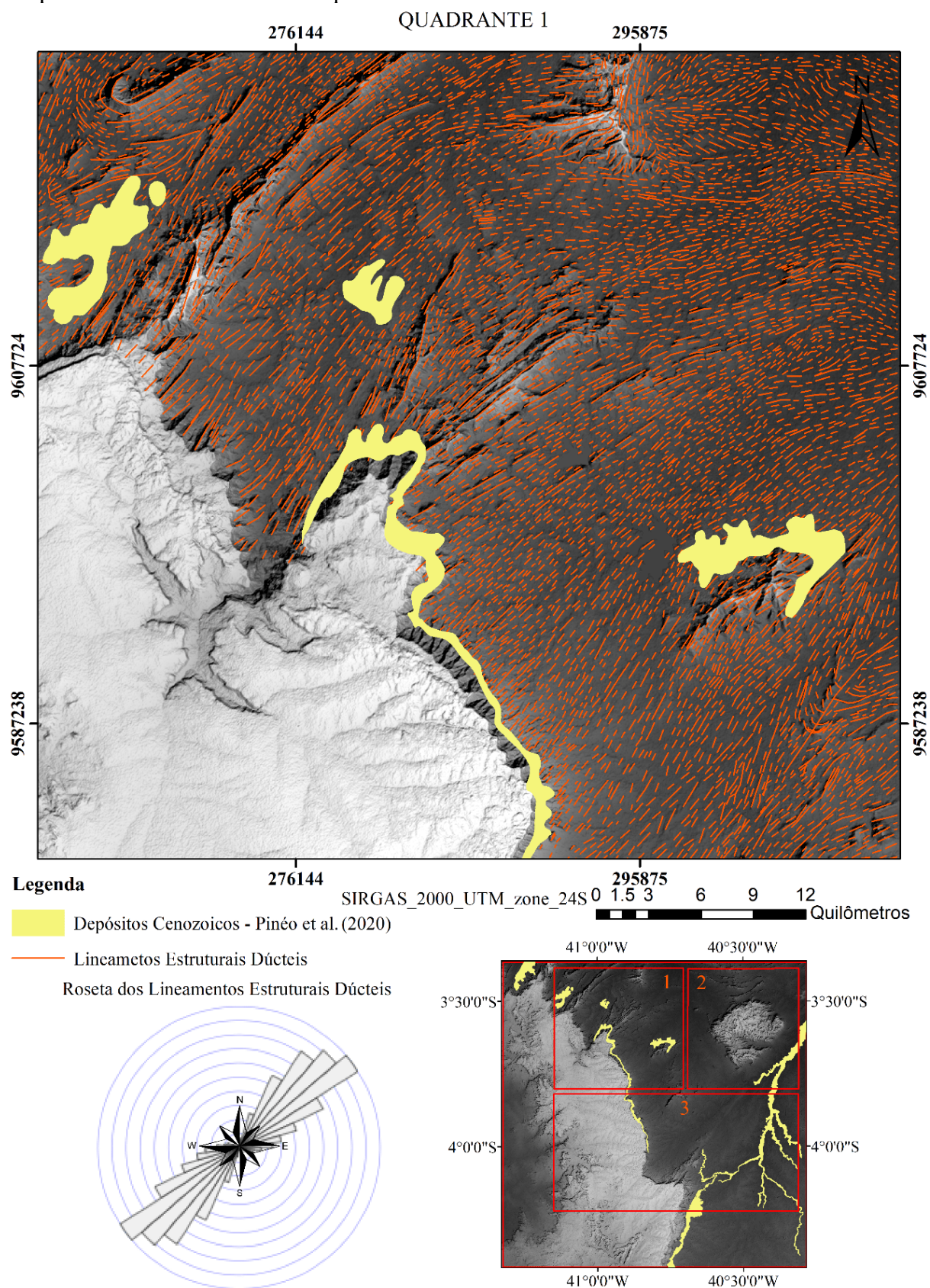
As feições de relevo que compõem os Rebordos Interiores e a Depressão Monoclinal da Ibiapaba estão expostas de forma mais ampla como paisagem geomorfológica nos mapas 5, 6 e 7, em razão de o arranjo dos quadrantes regionais ter priorizado os contatos em que há influência de lineamentos dúcteis na superfície.

O quadrante 1 abrange o segmento Noroeste da área de estudo, detalhando a Escarpa Oriental e o Reverso Ocidental do Planalto da Ibiapaba em sua porção setentrional; a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca, os Níveis Rebaixados de Cristas e *Inselbergs*, a Serra da Penanduba, além do principal anfiteatro quartzítico, que delimita as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim no contato com o *front* norte do Planalto da Ibiapaba. Há também a configuração de Tabuleiros Interiores mantidos por Depósitos Colúvio-Eluviais (mapas 11, 12 e 13).

O quadrante 2 expõe os compartimentos do Maciço da Meruoca em sua integralidade e os relevos de entorno, tais como: as depressões periféricas Ibiapaba-Meruoca e Ibiapaba-Vale do Acaraú; o prolongamento leste das Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim no contato com a Vertente Sul-Occidental desse maciço granítico; e as Planícies Fluviais da Bacia do Rio Acaraú (mapas 14, 15 e 16).

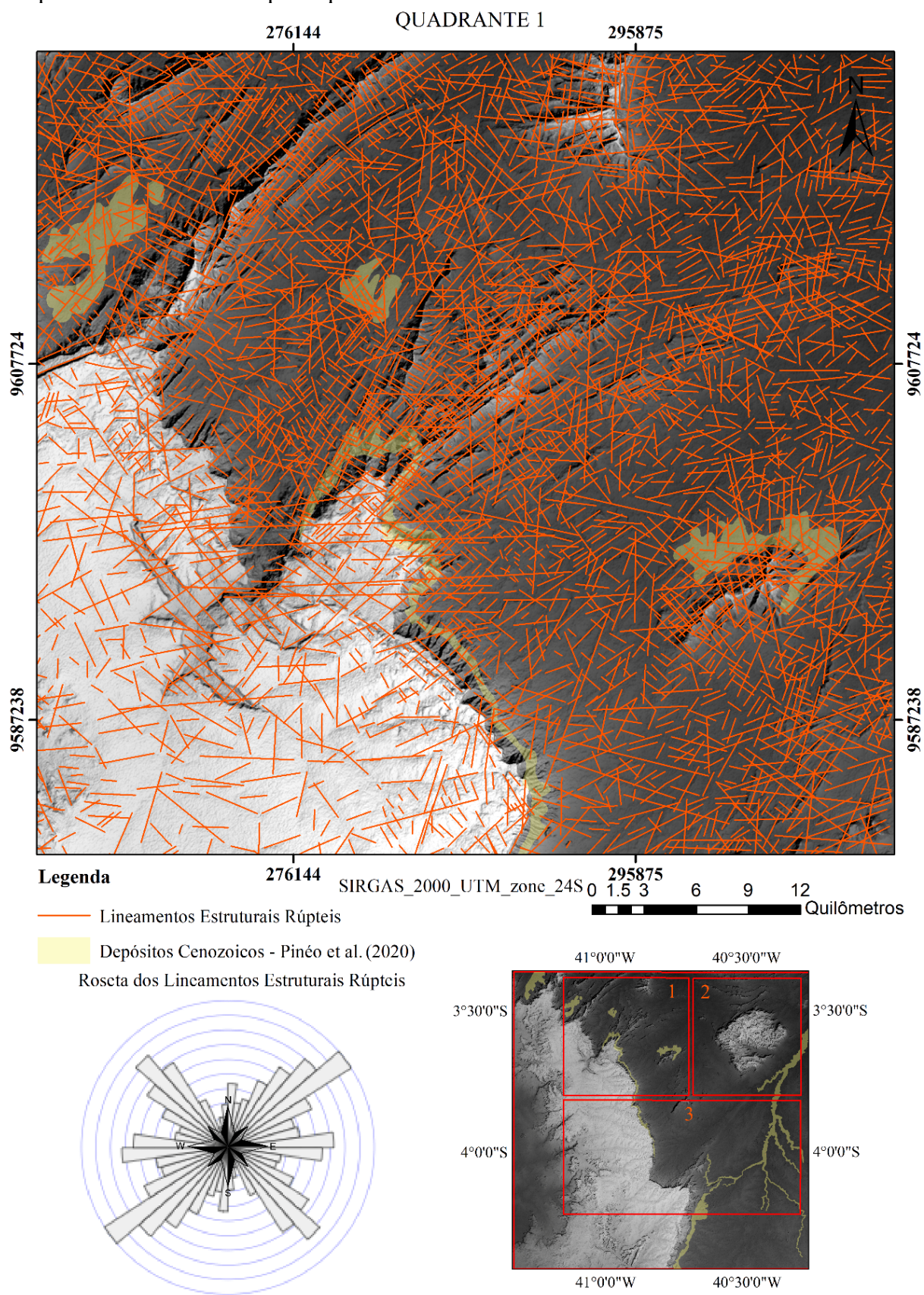
O quadrante 3 mostra o Maciço do Carnutim, e as depressões periféricas Ibiapaba-Meruoca e Ibiapaba-Vale do Acaraú, delimitadas pelo Lineamento Transbrasiliiano. Esse lineamento também repercute na proeminência do Serrote do Pontal como principal esporão terminal da escarpa do Planalto da Ibiapaba e dos Morros Testemunhos/*Inselbergs* Sedimentares, que se dispõem como resíduos da erosão diferencial no sentido NE-SW. Para o sul e sudeste, ocorrem nesse quadrante Depósitos Cenozoicos que se expressam como Tabuleiros Interiores próximos à base da escarpa do Planalto da Ibiapaba e Planícies Fluviais, que estão posicionadas ao longo da Bacia do Rio Acaraú. O Reverso Ocidental do Planalto da Ibiapaba é interrompido pelo desenvolvimento de Rebordos Interiores, que coadunam em direção à Depressão Monoclinal da Ibiapaba (mapas 17, 18 e 19). A seguir, apresentam-se os respectivos quadrantes selecionados da área de estudo:

Mapa 11 – Lineamentos dúcteis-quadrante 1



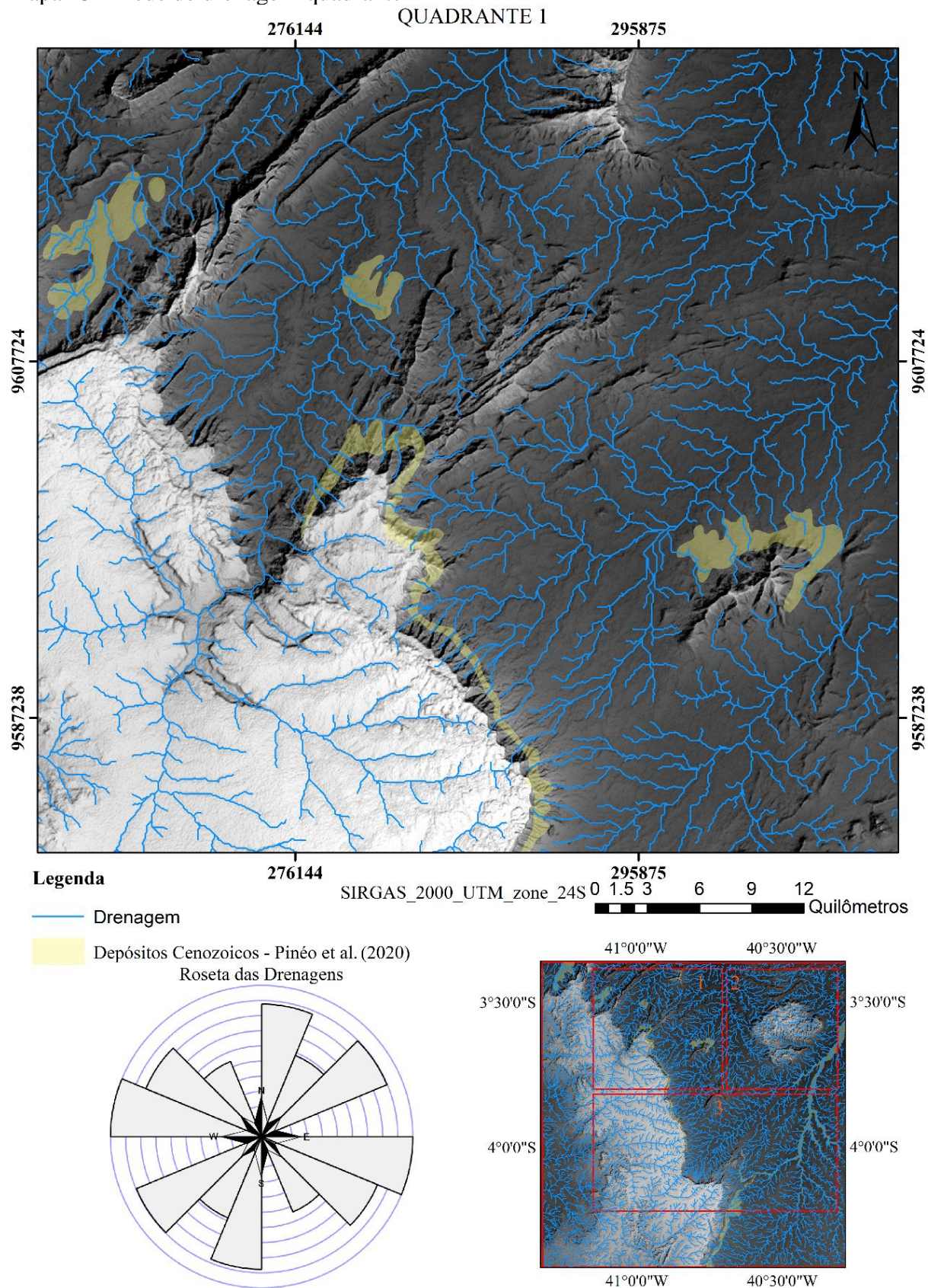
Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Mapa 12 – Lineamentos rúpteis-quadrante 1



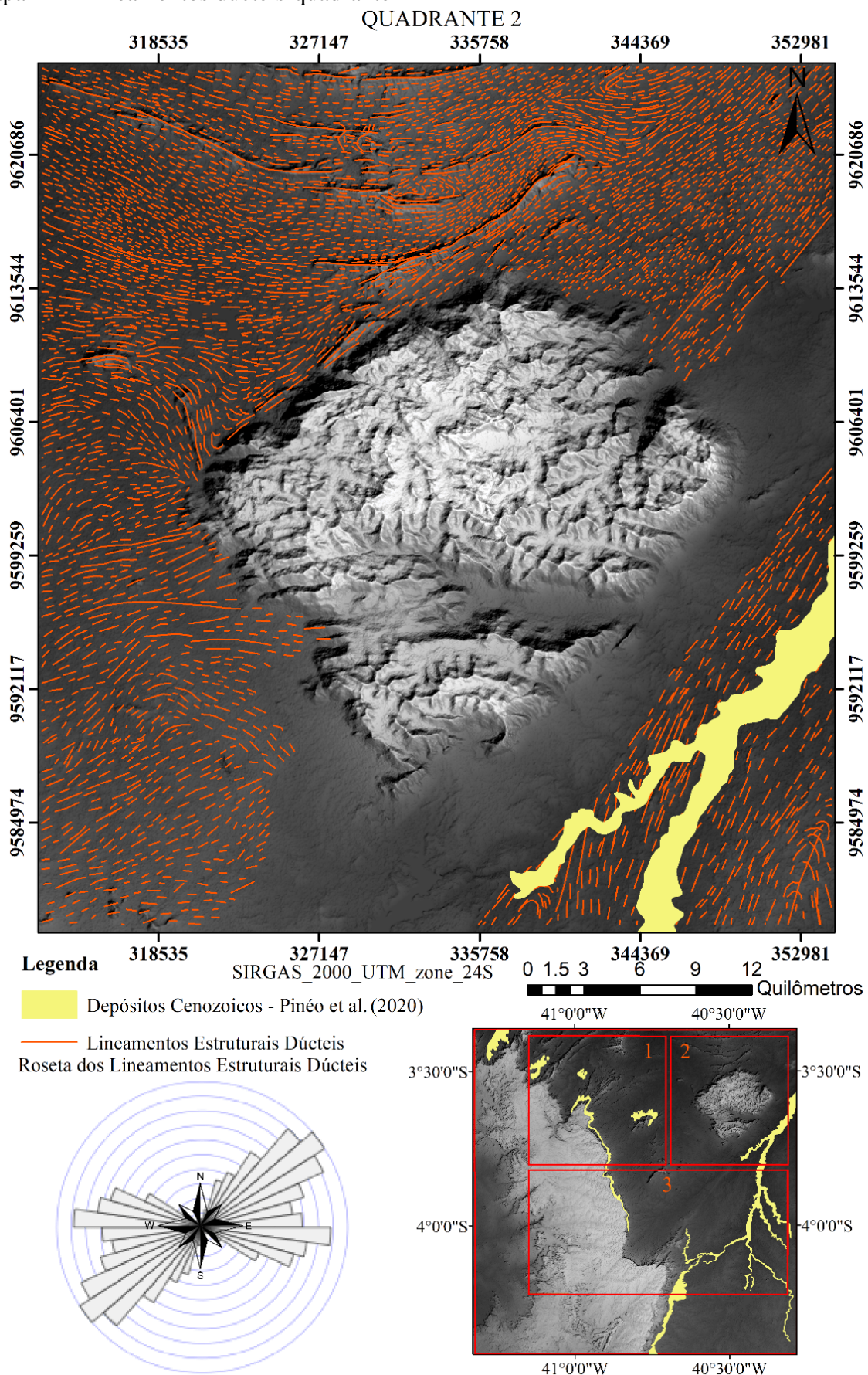
Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Mapa 13 – Rede de drenagem-quadrante 1



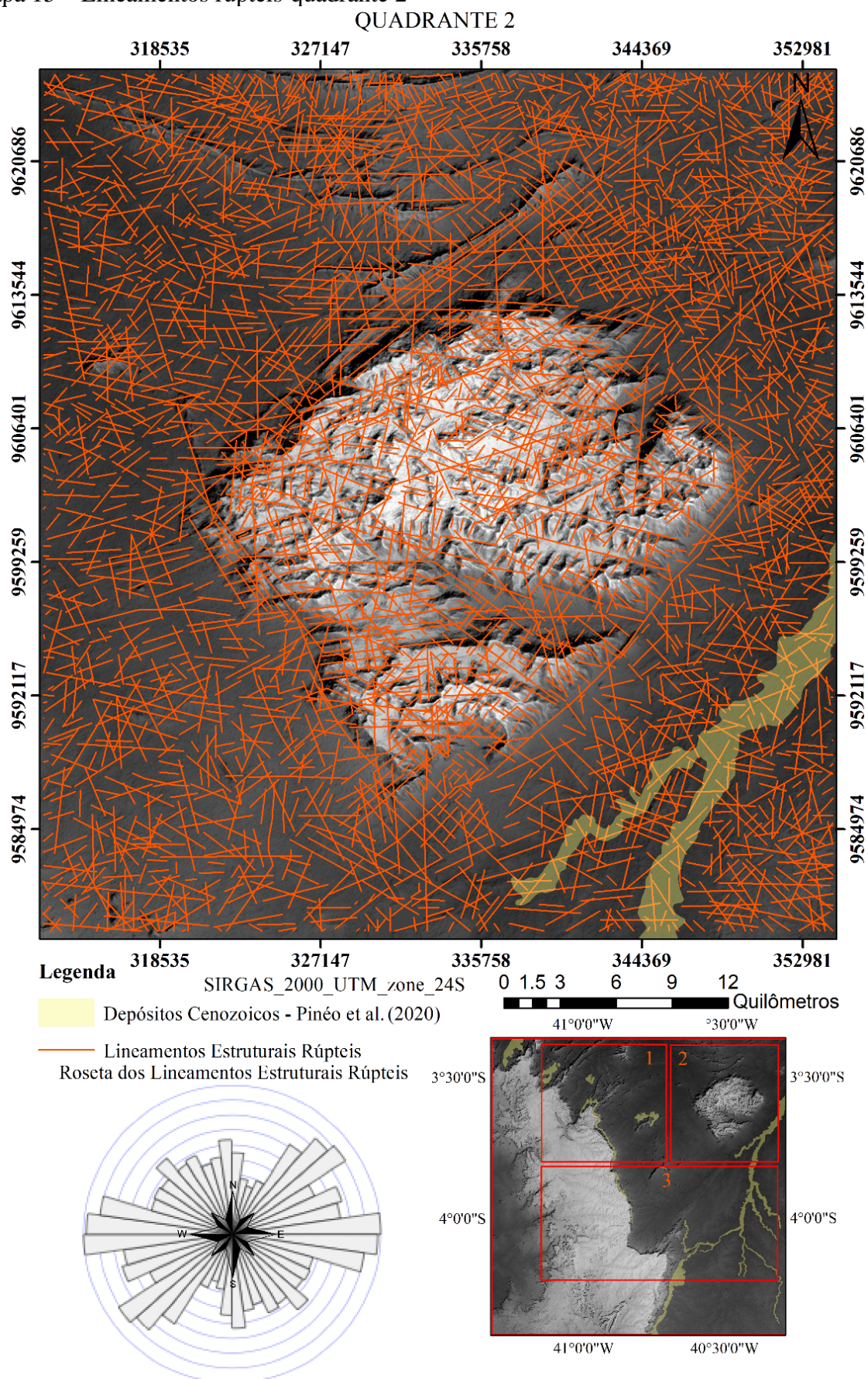
Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da extração da drenagem em SRTM (INPE, [2020]).

Mapa 14 – Lineamentos dúcteis-quadrante 2



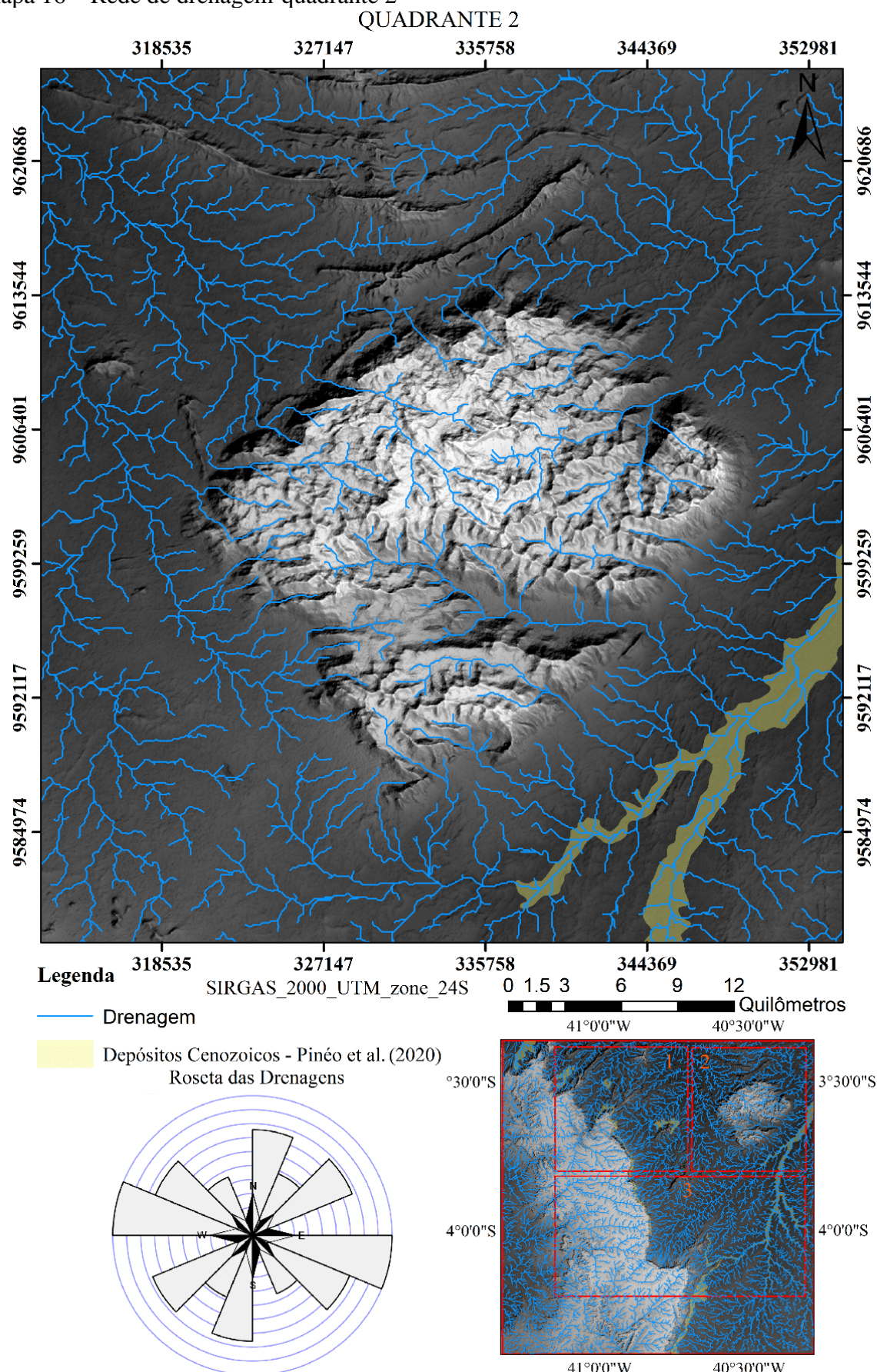
Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Mapa 15 – Lineamentos rúpteis-quadrante 2



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

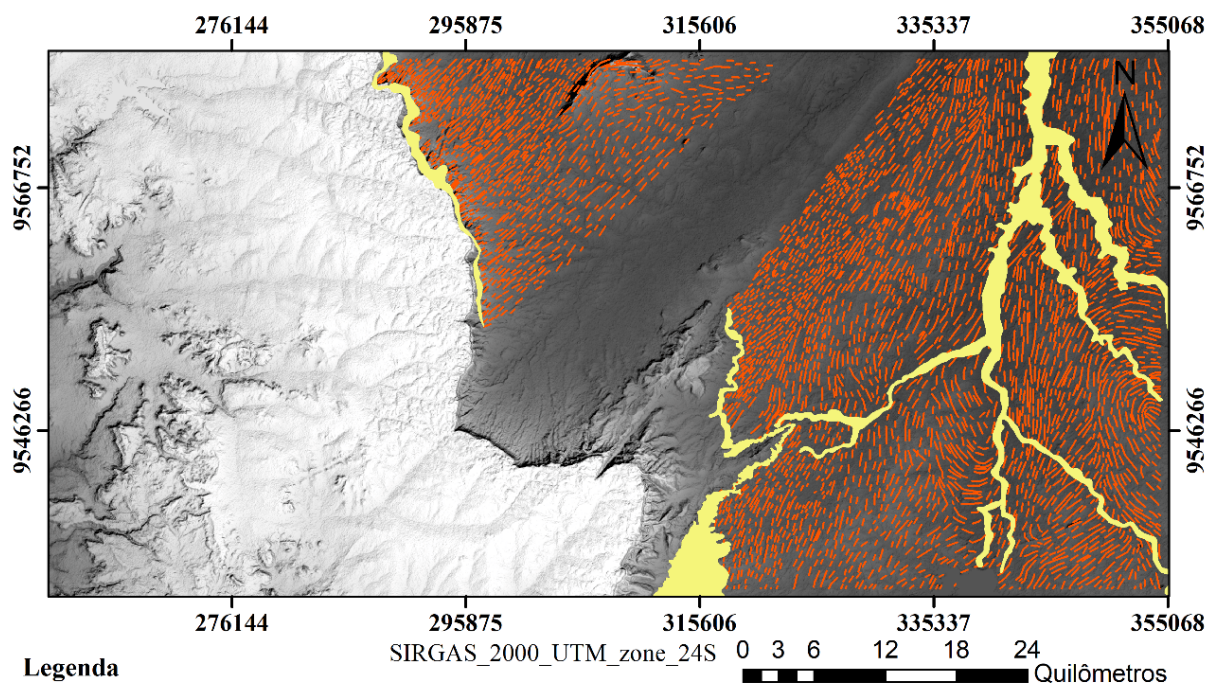
Mapa 16 – Rede de drenagem-quadrante 2





Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da extração da drenagem em SRTM (INPE, [2020]).

Mapa 17 – Lineamentos dúcteis-quadrante 3

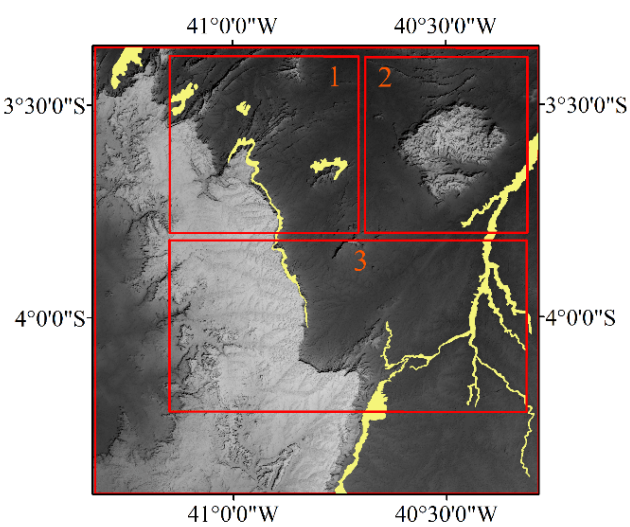
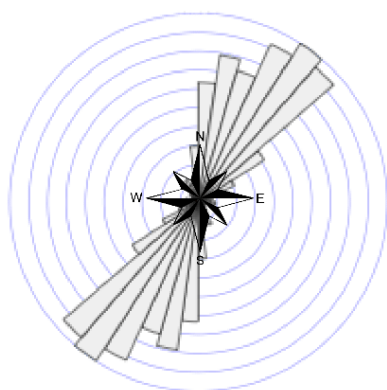
QUADRANTE 3

**Legenda**

 Depósitos Cenozoicos - Pinéo et al. (2020)

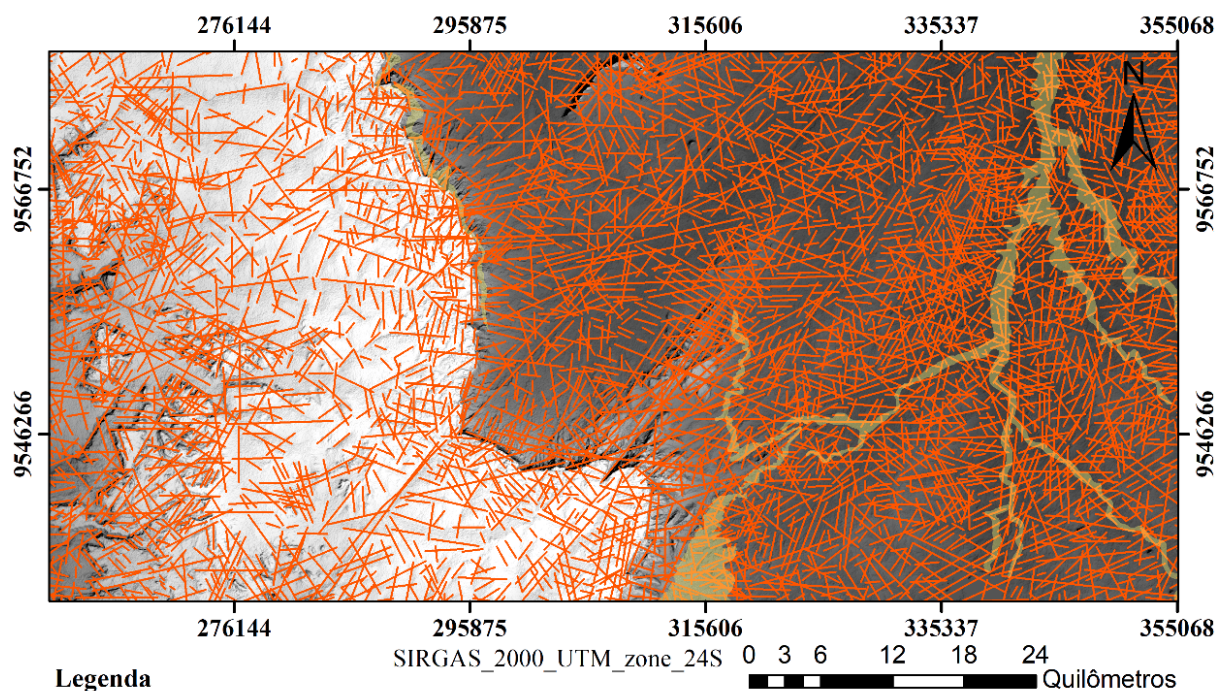
 Lineamentos Estruturais Dúcteis

Roseta dos Lineamentos Estruturais Dúcteis





Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Mapa 18 – Lineamentos rúpteis-quadrante 3
QUADRANTE 3

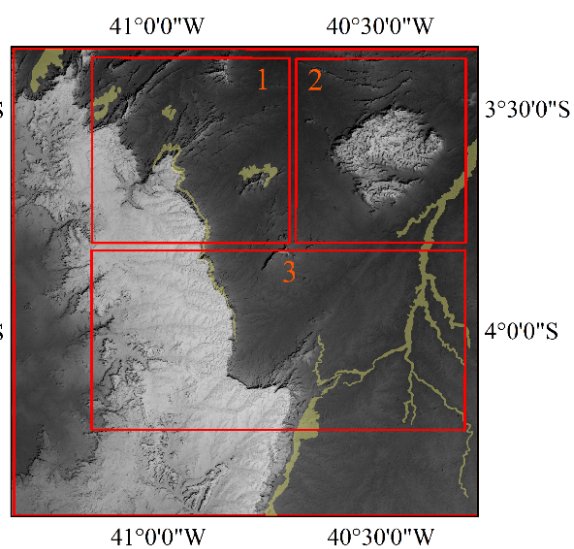
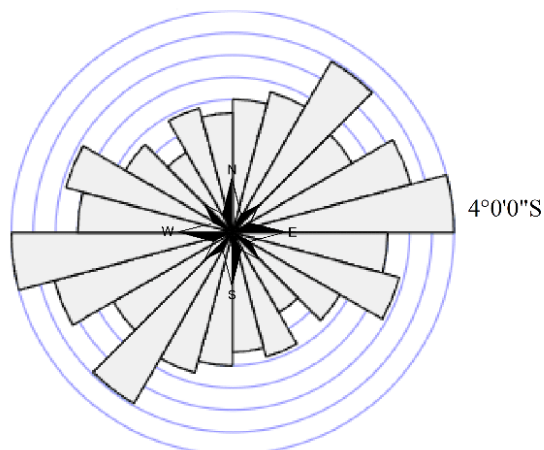


Legenda

 Depósitos Cenozoicos - Pinéo et al. (2020)

 Lineamentos Estruturais Rúpteis

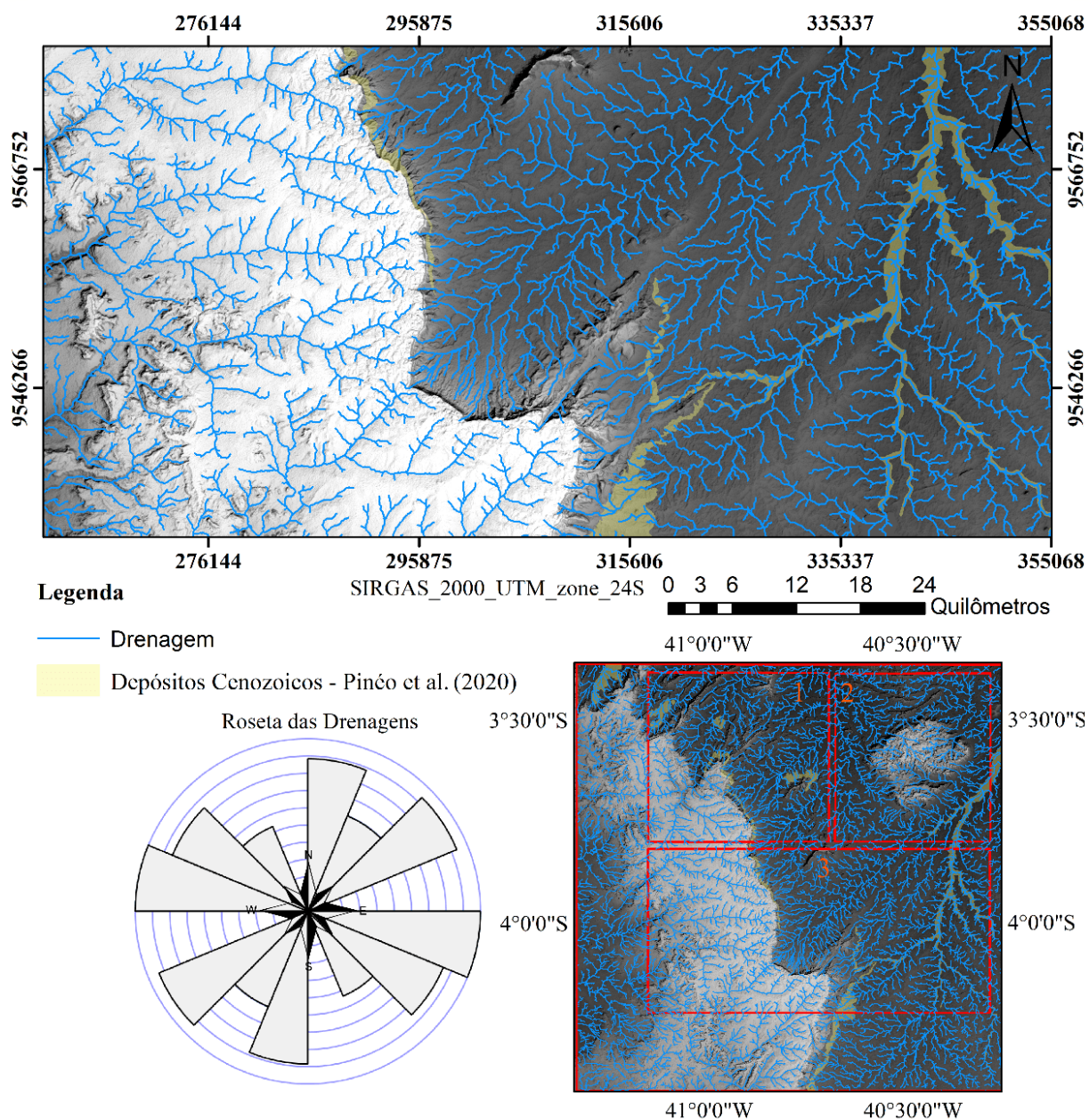
Roseta dos Lineamentos Estruturais Rúpteis 3°30'0"S



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Mapa 19 – Rede de drenagem-quadrante 3

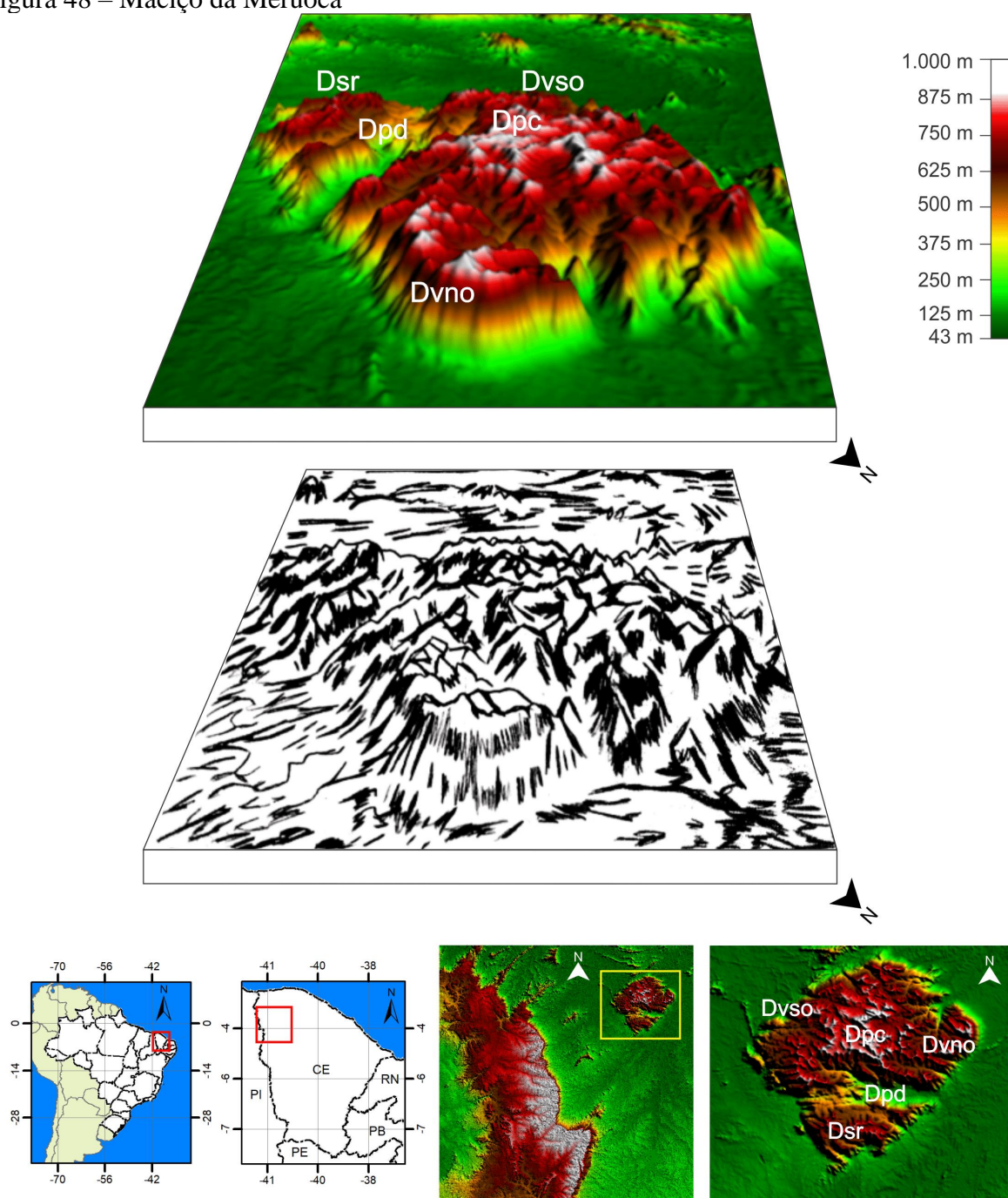
QUADRANTE 3



7.2.1 Maciço da Meruoca

Os Maciços Cristalinos da Província Borborema foram modelados em granitoides proterozoicos e cambrianos relativos à Orogênese Brasileira. O Maciço da Meruoca é um expressivo compartimento de relevo do Noroeste do Ceará que remonta aos eventos do final do Ciclo Brasileiro e das reativações meso-cenozoicas, abrangendo uma área equivalente a 438,35 km². A Figura 48, a seguir, mostra um modelo 3D/desenho geomorfológico com a localização dos compartimentos de relevo (3° táxon) do Maciço da Meruoca (2° táxon):

Figura 48 – Maciço da Meruoca



Dvno – Vertente Norte-Oriental
 Dvso – Vertente Sul-Occidental
 Dpd – Patamares Dissecados

Legenda

Dsr – Serra do Rosário
 Dpc – Platô Central

Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

Claudino-Sales (2016), com base nos princípios de Boillot (1996), afirma que, no final do Brasiliano, durante as etapas de colapso tectônico das cadeias de montanhas, ocorreram, simultaneamente, processos de extensão e de contração, resultantes dos movimentos das zonas de cisalhamento que produzem denudação tectônica, isto é,

afloramento de rochas magmáticas formadas em grandes profundidades. Ao mesmo tempo, o aquecimento e a fusão da raiz produzem um novo magma e esse ascende até as condições mais próximas da superfície, gerando granitos tardios, a exemplo do Corpo Meruoca.

Não há falhas dúcteis no interior do maciço em razão da natureza da intrusão granítica pós-orogênica. Conforme Sial, Figueiredo e Long (1980), ocorrem grandes áreas caracterizadas por feldspato vermelho-tijolo turvo e localizadas na parte centro-sul do plúton, que indicam a ocorrência de uma intrusão de alto nível que sofreu alteração hidrotermal tardia generalizada. Moura (2012) identifica falhas no sentido E-W, que são atribuídas às falhas sismogênicas relacionadas com estruturas frágeis e fraturadas dos enxames de diques basálticos mesozoicos, que existem no interior do plúton, reativadas pela sismicidade.

Assim, as morfoestruturas foram retrabalhadas pelas reativações tectônicas e pela denudação, configurando como um dos setores da área com maior resistência litológica, em sobressalto topográfico perante o trabalho seletivo da erosão diferencial durante o Cenozoico.

7.2.1.1 Vertente Norte-Oriental

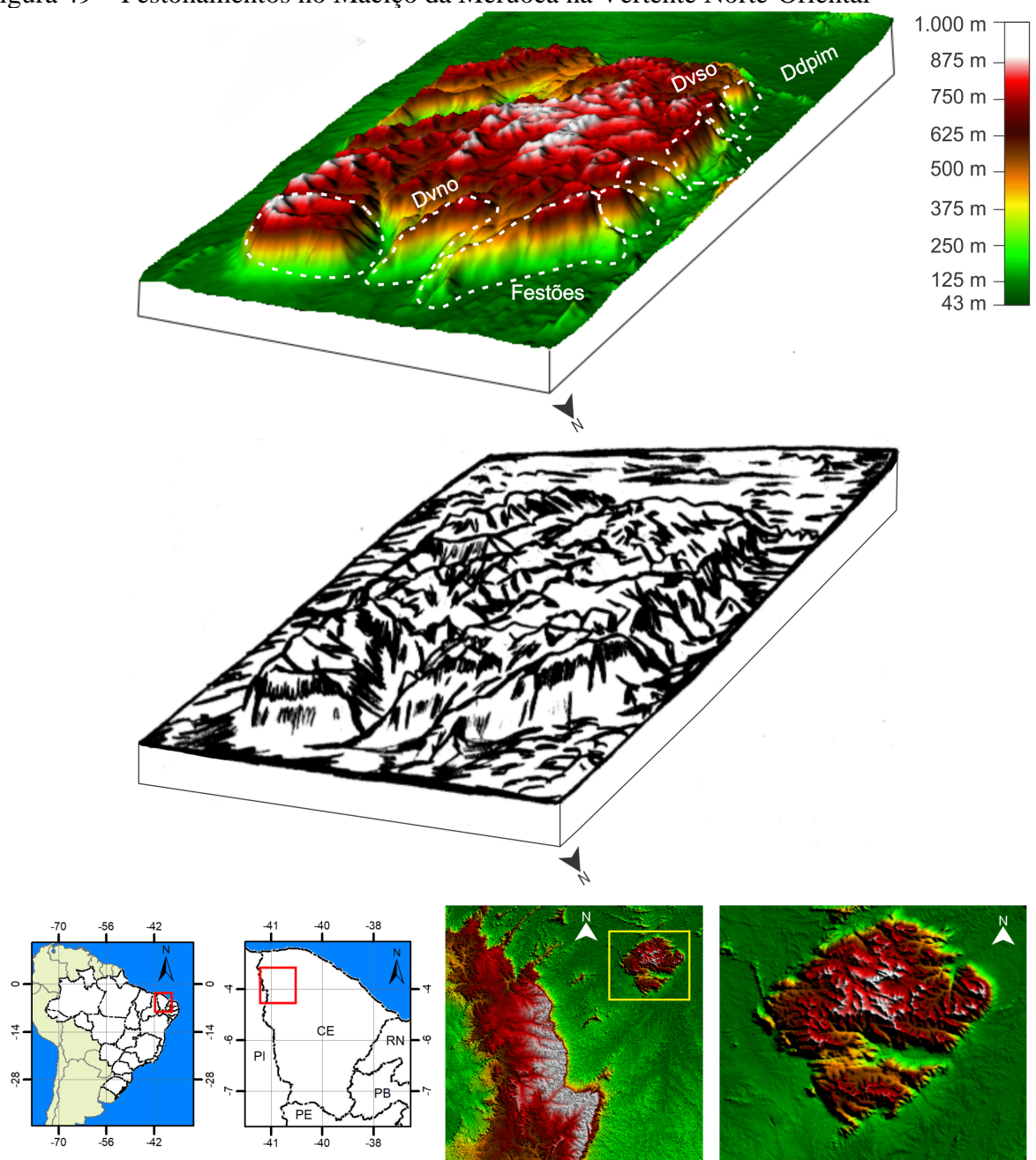
A Vertente Norte-Oriental (Dvno) (Mapa 9) possui relevo escarpado (> 75%) (Mapa 10), abrangendo o equivalente a 139,98 km² de área. A altitude máxima dessa vertente é em torno de 1.000 m. O escarpamento apresenta-se por meio de uma típica escarpa de linha de falha em *horst*, que formam facetas triangulares voltadas para a Falha Café-Ipueiras. Essa falha se manifesta como uma zona de cisalhamento, que possui orientação NE-SW. Exibe cinemática extensional por falhas normais no contato com o Rifte Jaibaras, que acomoda uma bacia de transição delimitada a NE pelo Corpo Meruoca.

Esse setor é fortemente dissecado ao longo das linhas de falha ortogonais, em que se formam vales suspensos e escarpas abruptas no contato com as rochas da Bacia do Jaibaras. Esse contato é demarcado por um curto corredor erodido em uma zona de forte cataclase e de alteração hidrotermal. O Maciço Meruoca apresenta facetas triangulares que se parecem com uma escarpa de falha recente, especialmente em sua porção nordeste. Essa interpretação tectônica também é sugerida pela baixa sinuosidade de seus contornos e pela presença de alguns vales íngremes e curtos entre as facetas (PEULVAST; BÉTARD; LAGEAT, 2009).

A disposição das falhas explica o formato quadrangular do maciço, controlando o arqueamento suave da flexura marginal no Cenozoico (CLAUDINO-SALES, 2016). As escarpas herdadas de falha justificam o condicionamento morfoestrutural do Maciço

da Meruoca em proximidade com o espaço de acomodação do magmatismo granítico, que possibilitou o alojamento do plúton. Apesar dessa baixa sinuosidade, a vertente é cortada por curtos esporões graníticos, configurando-se como níveis de festonamentos, que quebram o traçado de patamares mais retilíneos. Como mostra a Figura 49, a seguir:

Figura 49 – Festonamentos no Maciço da Meruoca na Vertente Norte-Oriental



Dvno – Vertente Norte-Oriental
Dvso – Vertente Sul-Occidental

Legenda

Ddpim – Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca

Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

Os lineamentos rúpteis (Mapa 15) de direções E-W e NE-SW orientam a disposição estrutural das facetas triangulares, encaixando a drenagem nas zonas de fraturas, cujo poder de dissecação produz festonamentos na vertente, que se alternam ora com a proeminência de esporões graníticos, ora com a abertura de vales em V. Essas feições são mais expressivas na Vertente Norte-Oriental em razão da pré-disposição estrutural de escarpas herdadas de falhas, que aliada ao modelado dinâmico do relevo em condições mais úmidas, permite que os rios seccionem com maior gradiente energético a linha de escarpa por erosão regressiva.

Prevalecem os Argissolos Vermelho-Amarelos recobertos pela mata plúvio-nebular. Pequenos níveis embutidos de planícies alveolares são colmatados por depósitos aluviais e coluviais (SOUZA, 2000). A drenagem tem padrão dendrítico (Mapa 8, Cena B), cuja morfologia é decorrente dos processos areolares, que justificam o modelado em topos convexos, aguçados e fortemente dissecados. Os lineamentos rúpteis N-S e NW-SE controlam as drenagens de 1ª e 2ª ordem, que apresentam curto perfil longitudinal até confluir com os canais E-W e NE-SW (mapas 15 e 16).

7.2.1.2 *Patamares Dissecados*

Os Patamares Dissecados (Dpd) (Mapa 9) apresentam a uma área equivalente a 39,73 km². O potencial de incisão linear do Rio Boqueirão seccionou as estruturas do Corpo Meruoca através de um vale encaixado no interior do maciço, conforme a direção das zonas de faturamento pré-existent e preferenciais para o entalhe da drenagem, que, por superimposição hidrográfica, conduziu a elaboração de Patamares Dissecados em vales. A dissecação fluvial separa os topos dos interflúvios que drenam no sentido da Bacia Hidrográfica do Rio Acaraú, entre a Vertente Norte-Oriental e a Serra do Rosário.

Os lineamentos rúpteis NW-SE, NE-SW orientam os rios de 1ª e 2ª ordem pelas zonas de fraturamentos, que encaixam vales até confluírem para o Rio Boqueirão. Esse rio tem uma orientação que segue os padrões de lineamentos E-W, constituindo-se como importante coletor de drenagem da margem esquerda do Rio Acaraú (mapas 15 e 16).

A rede de drenagem é ramificada com padrão dendrítico (Mapa 8, Cena B), cujo espraiamento fluvial forma pequenas planícies alveolares entre as vertentes. O relevo, nesse setor, varia de ondulado (8-20%) a forte ondulado (20-45%) (Mapa 10), com diversos níveis de escalonamento, truncando indistintamente diferentes paleosuperfícies na evolução da paisagem. A altitude chega a 534 m. Há setores de suavização topográfica na cota em torno de 125 m, próximos ao contato com a Falha Café-Ipueiras.

7.2.1.3 Serra do Rosário

A Serra do Rosário (Dsr) (Mapa 9) está situada nos segmentos Sudeste e Sudoeste do Maciço da Meruoca, individualizando-se na paisagem em razão da superimposição fluvial do Rio Boqueirão no processo de dissecação do relevo.

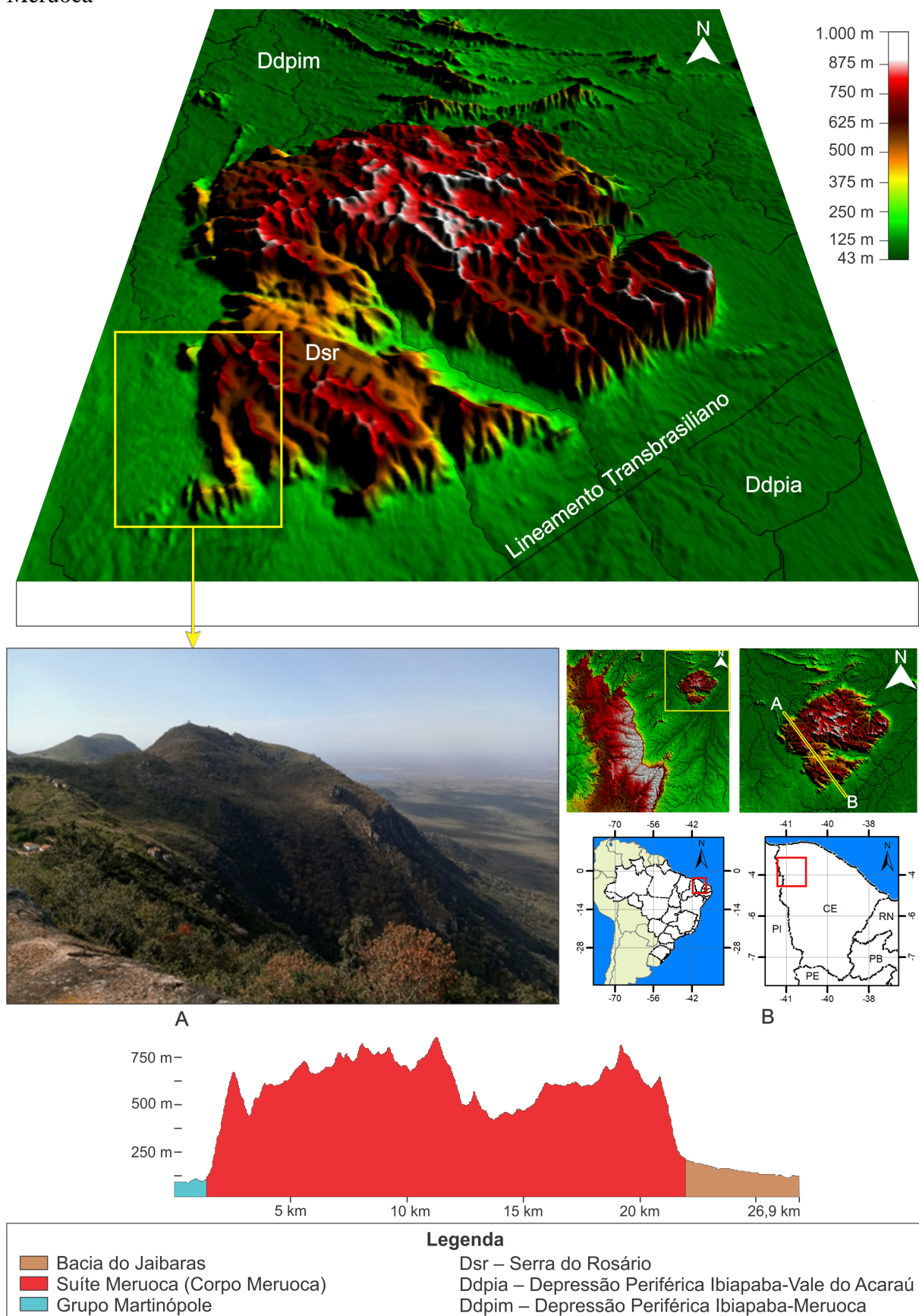
É um compartimento de relevo com área de 71,98 km² e altitude máxima em torno de 870 m. No segmento Sudoeste, as estruturas graníticas estão alçadas em relação à Bacia do Jaibaras no contato com as sequências da Formação Pacujá, que extravasam a área de preenchimento do rifte abortado na Bacia do Jaibaras. As escarpas são controladas a sudeste pela Falha Café-Ipueiras e a noroeste por falhas normais, que são perpendiculares ao Rifte Jaibaras (Mapa 4).

A maior incidência de traços rúpteis coincide com as alterações hidrotermais, que prevalecem na porção SE no contato com a Falha Café-Ipueiras (MOURA, 2012). Ocorrem lineamentos rúpteis NE-SW, influenciados pelo regime transcorrente dextral da Falha Café-Ipueiras, resultantes de falhas sismogênicas reativadas. As falhas NW-SE incidem sobre as cristas, que se estendem em uma disposição E-W. Os afluentes de 1ª ordem drenam preferencialmente no sentido NW-SE e E-W, enquanto os canais de 2ª e 3ª ordem entalham vales que dissecam as áreas fraturadas de direção E-W entre as cristas, que se comportam como divisores topográficos das nascentes fluviais (mapas 15 e 16).

Na Serra do Rosário, revela-se uma diminuição progressiva das precipitações em função do posicionamento à retaguarda/sotavento da Vertente Norte-Oriental. Há um recobrimento vegetal de caatingas, que envolvem Neossolos Litólicos. Os níveis suspensos de pedimentação foram, em parte, desmontados, constituindo-se uma paisagem dissecada em cristas. Na base das encostas, formam pequenas depressões intermontanas, com características análogas aos cones de dentritos coalescentes. O material que as recobre é heterogêneo em termos granulométricos, indicando pequena capacidade seletiva das correntes de escoamento torrencial (SOUZA, 2000).

O relevo na Serra do Rosário é escarpado (> 75%) (Mapa 10), com a exposição de afloramentos graníticos na forma de caos de blocos e matacões, sendo atacados pela morfogênese mecânica em resposta às condições de semiaridez vigentes. A Figura 50, a seguir, expõe a ruptura topográfica entre a vertente da Serra do Rosário e as Superfícies de Aplainamento Sertanejas, que circundam o Maciço da Meruoca:

Figura 50 – Modelo 3D da Serra do Rosário no contato com a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

7.2.1.4 *Platô Central*

O Platô Central (Dpc) (Mapa 9) está localizado entre as vertentes Norte-Oriental e Sul-Occidental. Corresponde à superfície de cimeira do Maciço da Meruoca, com área equivalente a 36,67 km². O relevo varia de ondulado (8-20%) a forte ondulado (20-45%) (Mapa 10). Há pequenos setores de suavização topográfica (declive suave ondulado) (3-8%), com espraiamento de planícies alveolares entre cristas e lombadas. A altitude nesse setor chega a 1.020 m, demonstrando a culminância do Maciço da Meruoca.

A drenagem é fortemente ramificada com padrão dendrítico. Os interflúvios separam vales que drenam para as bacias dos rios Acaraú, no sentido da Vertente Norte-Oriental, e Coreaú, no sentido da Vertente Sul-Occidental (Mapa 8, Cena B).

Há uma maior incidência de processos pedogenéticos, que expõem Argissolos Vermelho-Amarelos mais profundos em relação às vertentes do maciço. As médias pluviométricas atingem índices superiores a 1.200 mm, regularmente, distribuídos durante a estação chuvosa. Desenvolvem-se, então, condições propícias ao surgimento de um típico brejo de cimeira revestido pela mata plúvio-nebular, cuja flora apresenta indivíduos de elevado porte e acentuado adensamento (SOUZA, 1981, 2000).

Ocorrem lineamentos rúpteis NE-SW e NW-SE, que controlam as drenagens de 1^a, 2^a e 3^a ordem em direção às bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Coreaú, com linhas de fraturas que encaixam vales no sentido E-W (mapas 15 e 16).

7.2.1.5 *Vertente Sul-Occidental*

A Vertente Sul-Occidental (Dvso) (Mapa 9) exhibe relevo montanhoso (45-75%) a escarpado (> 75%) (Mapa 10) e altitude máxima em torno de 920 m, abrangendo uma área equivalente a 149,99 km². Nesse setor, os efeitos das chuvas orográficas são minimizados pela perda de umidade e de precipitações orográficas, que ocorrem na Vertente Norte-Oriental e no Platô-Central. A drenagem possui baixa capacidade para escavar vales profundos, elaborando superfícies pedimentadas em reflexo ao intemperismo mecânico.

Prevalecem lineamentos rúpteis de direções NE-SW, NW-SE e E-W. Ocorrem canais controlados pelas falhas NE-SW, que entalham a vertente de maneira abrupta, formando vales estreitos, como os afluentes da margem direita do Rio Coreaú. Afluentes de 1^a e 2^a ordem de direção NW-SE drenam a porção mais central da vertente, confluindo para canais de 3^a ordem, que seguem o padrão das falhas E-W (mapas 15 e 16).

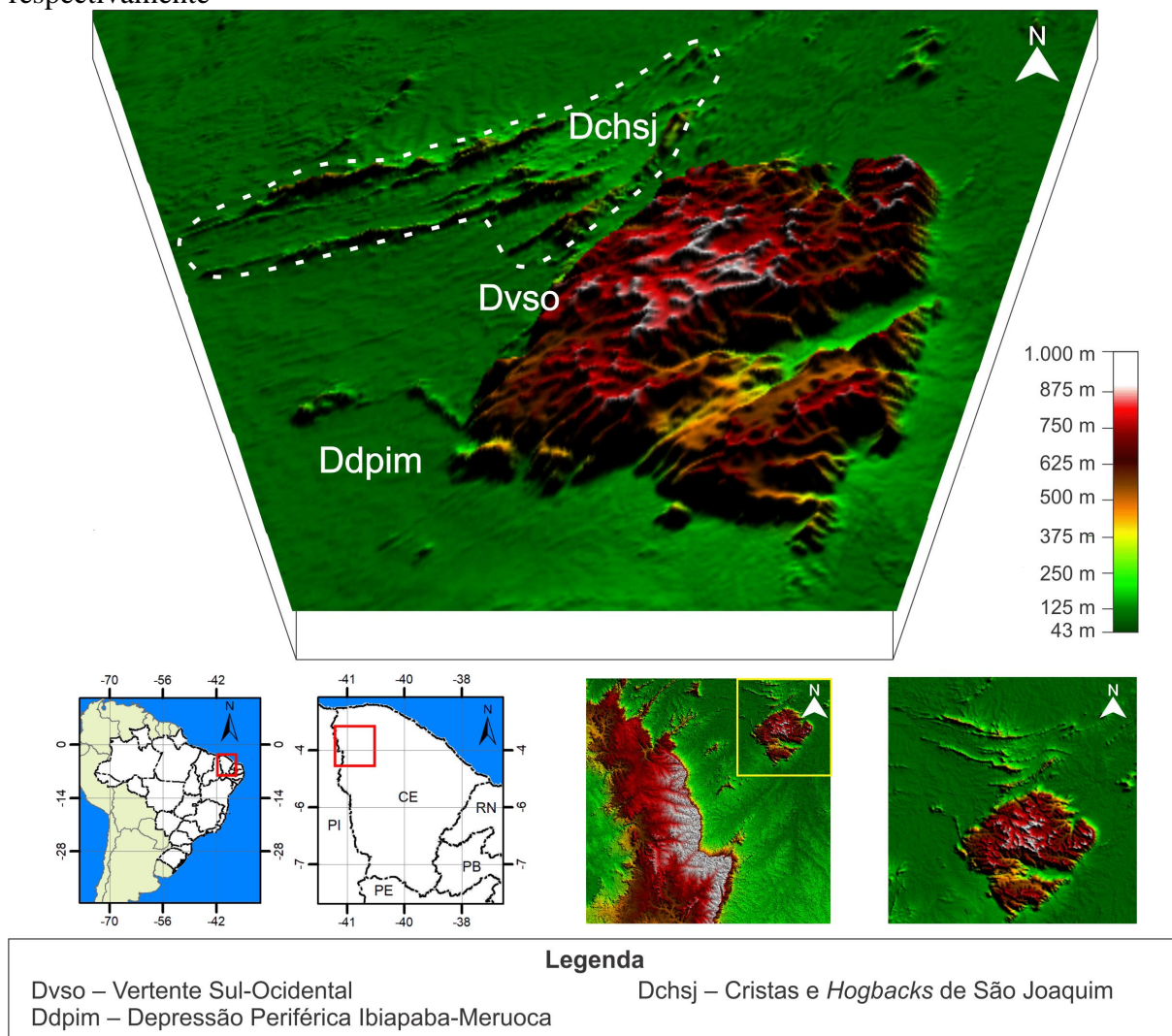
Os solos apresentam tênue evolução pedogenética com a exposição de Neossolos Litólicos, refletindo os baixos índices pluviométricos com a dispersão fitogeográfica de caatingas (SOUZA, 2000). Há presença de torres graníticas (*tors*) e de caos de blocos, resultantes da atuação dos processos exógenos nos sistemas de faturamento das rochas (LIMA, 2016). Os caos de blocos resultam da denudação seletiva de um manto de intemperismo com maior densidade de *corestones* associados às topografias acidentadas, susceptíveis a eventos morfodinâmicos. Os *tors* são controlados pela densidade, pela orientação e pela curvatura dos padrões de fraturas, compostos por blocos maciços de tamanhos quase iguais empilhados (MIGÓN, 2006; MAIA *et al.*, 2018).

Maia e Nascimento (2018) abordam sobre a ocorrência de paleoambientes epigênicos mais úmidos sobre rochas graníticas recobertas pelo manto de alteração, submetidas aos sistemas meteóricos derivados de climas tropicais mais úmidos. Portanto, há, nos granitoides tardi-pós-tectônicos, um conjunto de feições erosionais, que formam padrões de relevo associados à meteorização diferencial pela pré-disposição mineralógica, petrográfica ou ao fraturamento. São bacias de dissolução, tafoni (tafone no singular), caneluras e blocos saprolitizados em diferentes graus de desenvolvimento, além de lajedos, matacões, bolas de granitos (*bolders*), *tors* e caos de blocos.

Ocorre um sistema de falhas normais na forma de um arco estrutural, que delimita, abruptamente, os quartzitos da Formação São Joaquim, as rochas do Grupo Ubajara e da Bacia do Jaibaras em relação aos contatos com o Corpo Granítico Meruoca.

Os relevos elevados que estão situados próximos à Vertente Sul-Occidental não pertencem à suíte granítica que sustenta o Maciço da Meruoca. Esses relevos configuram-se em um prolongamento dos quartzitos da Formação São Joaquim (Grupo Martinópolis), que formam Cristas e *Hogbacks* em ressaltos topográficos, como resultantes da erosão diferencial frente à maior resistência dessa litologia ao intemperismo físico, conforme ilustra a Figura 51, a seguir:

Figura 51 – Maciço da Meruoca com ênfase na disposição da Vertente Sul-Occidental com a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca e Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim, respectivamente



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

7.2.2 Maciços e Cristas Residuais

Os Maciços e Cristas Residuais ocorrem no Domínio Médio Coreaú em uma área equivalente a 369,79 km² através de relevos elevados mais resistentes aos processos denudacionais em torno das superfícies de aplainamento. Há ocorrência de cristas quartzíticas, maciços graníticos e *inselbergs*, que são demarcados pela disposição das zonas de cisalhamento brasileiras e dos lineamentos estruturais dúcteis.

Os eventos morfotectônicos e morfoclimáticos são registrados a partir de estruturas que foram soerguidas pela reativação rúptil dos sistemas de falhas normais e transcorrentes, bem como modeladas pela erosão diferencial frente ao aplainamento do relevo regional.

7.2.2.1 Serra da Penanduba

A Serra da Penanduba (Dsp) (Mapa 9) expõe relevo montanhoso (45-75%) a escarpado (> 75%) (Mapa 10), refletindo o comportamento desigual das rochas diante dos processos de erosão diferencial, comandados por sistemas morfoclimáticos semiáridos. Esse relevo é sustentado por metarenitos da Formação Trapiá (Grupo Ubajara), encravados em meio à área da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca. Essa Serra apresenta morfologia de Crista Residual, com altitude em torno de 647 m em sua porção mais elevada.

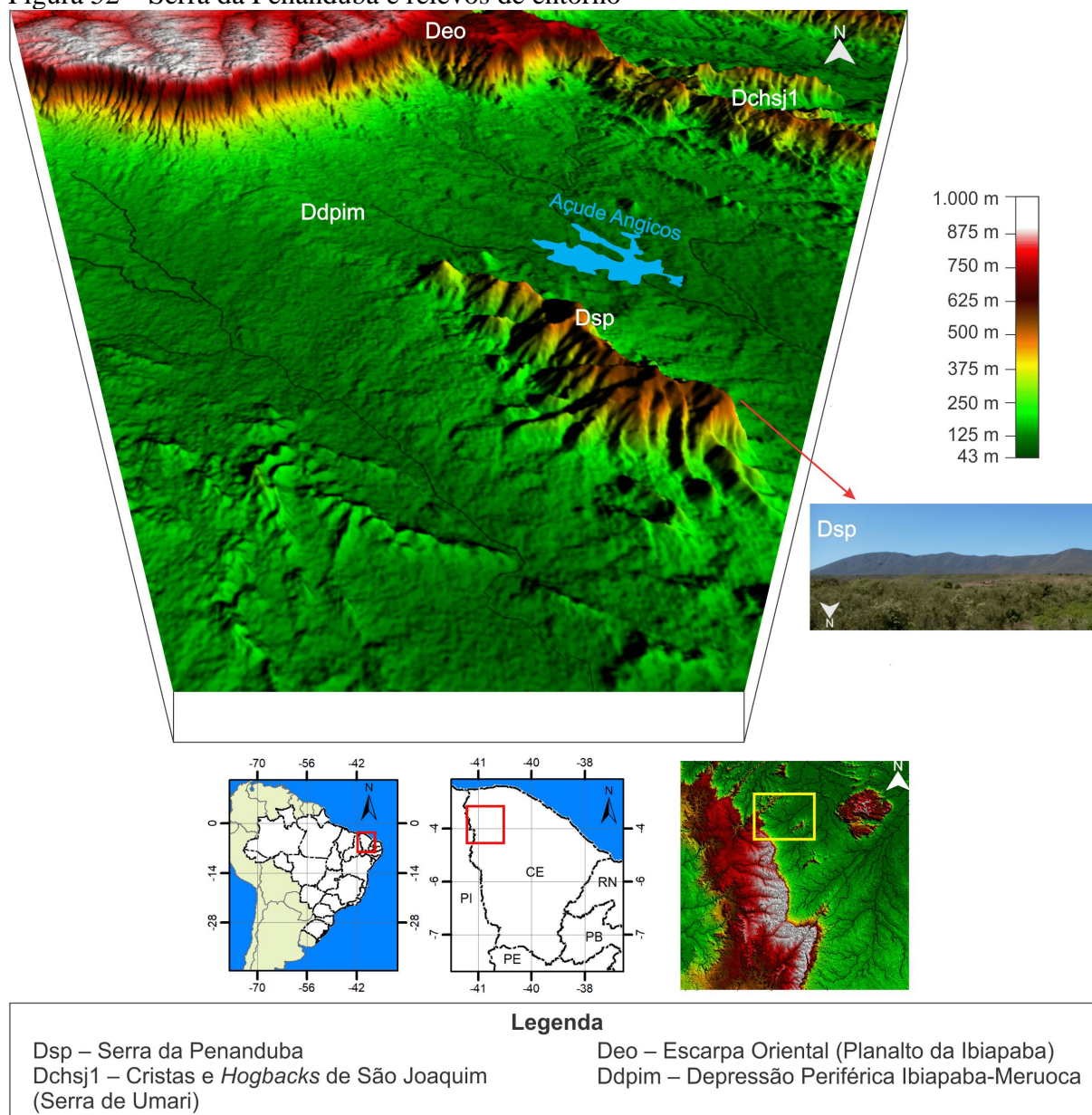
Localiza-se no limite entre os municípios de Coreaú e de Frecheirinha. Nas suas vertentes nascem a noroeste os riachos Santana do Meio e das Pedras e a sudeste os riachos do Saco, Caiçaras do Meio, Mata Fome e Salgado (COSTA; CARACRISTI, 2013). Possui uma área equivalente a 12,98 km². Corresponde a uma crista simétrica alongada, conforme a direção dos lineamentos dúcteis NE-SW (Mapa 11).

Prevalecem os Neossolos Litólicos e Argissolos Vermelho-Amarelos, com a dispersão fitogeográfica de caatingas arbóreas e mata seca em reflexo às condições de semiaridez mais brandas em cotas altimétricas superiores a 450 m (SOUZA, 2000). Cavalcante e Bastos (2019) interpretaram o padrão de drenagem em torno da Serra da Penanduba como radial centrífugo, a partir de um relevo dômico ou residual erosivo.

Os lineamentos rúpteis de direções NW-SE e E-W controlam a dispersão de rios de 1ª ordem (mapas 12 e 13), que divergem para a Depressão Periférica a partir da crista escarpada, caracterizando o padrão radial centrífugo da rede de drenagem (Mapa 8, Cena C).

A incisão da drenagem nas falhas rúpteis quebra os patamares de cimeira do relevo por meio de vales estreitos, que se conectam abruptamente com a Bacia do Rio Coreaú, dissecando o relevo em esporões que formam cristas em sobressalto perpendiculares às escarpas. Há presença de níveis profundos de ruptura topográfica em semelhança com as Cristas Residuais adjacentes que expõem sucessivos alinhamentos de metarenitos exumados pelo desmonte da cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba desde o Cretáceo Inferior. Os lineamentos rúpteis seccionam a vertente setentrional da Serra da Penanduba por uma pré-disposição estrutural que, aliada à composição litológica, justifica a quase total ausência de platôs de cimeira nos níveis elevados da Serra. Como mostra a Figura 52, a seguir:

Figura 52 – Serra da Penanduba e relevos de entorno



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

7.2.2.2 Cristas e Hogbacks de São Joaquim

As Cristas e Hogbacks de São Joaquim (Dchsj) (Mapa 9) representam a expressão geomorfológica de quartzitos da formação geológica homônima, que é, por vezes, intercalada pelas rochas das formações Covão e Santa Terezinha, ambas do Grupo Martinópole, assim como do Complexo Granja em níveis mais rebaixados. Trata-se de um expressivo alinhamento de relevos estruturais, com área equivalente a 324,07 km².

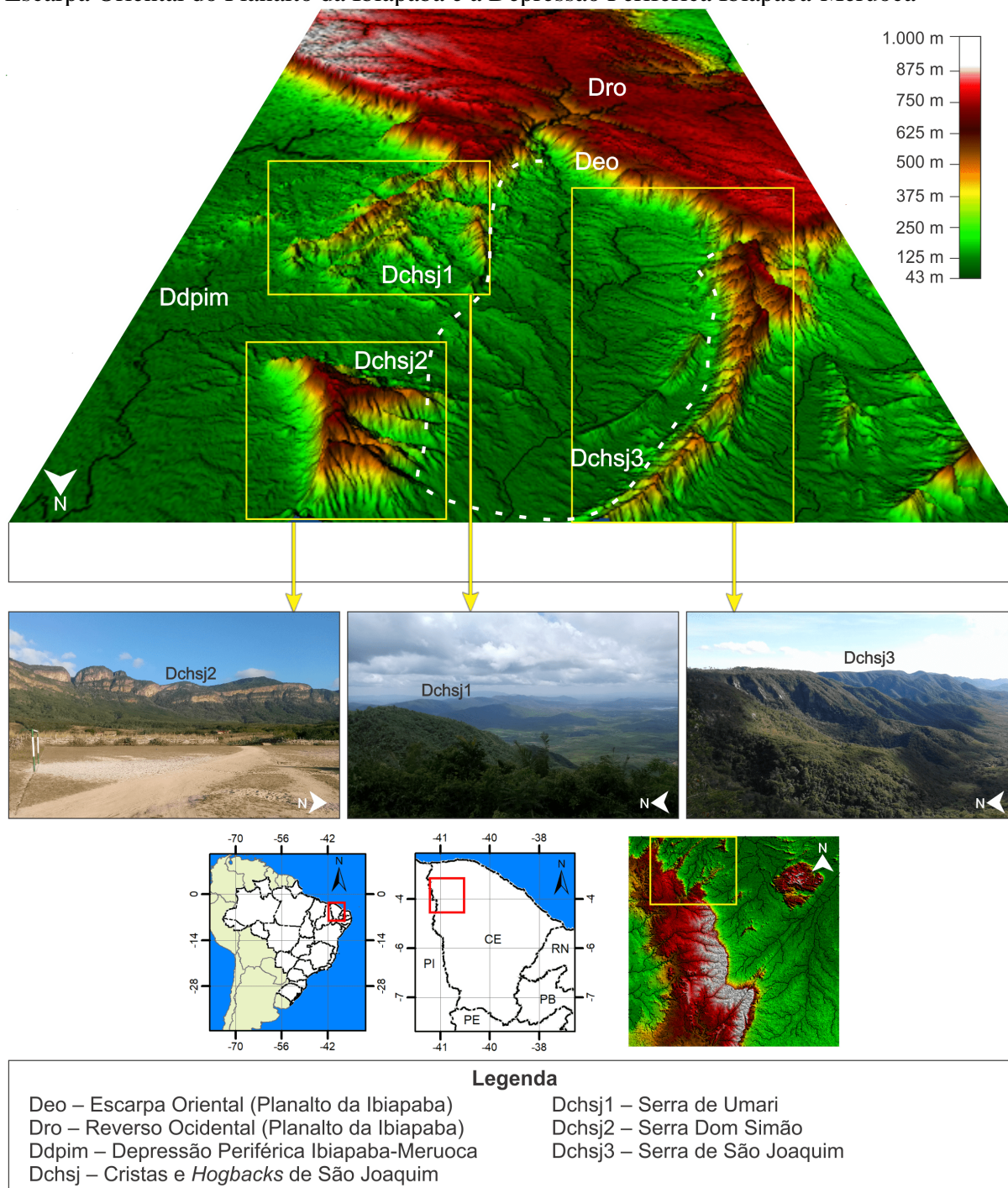
Os primeiros estudos sobre a Formação São Joaquim foram descritos por Prado *et al.* (1979), Torquato, Pedreira e Nogueira Neto (1987), Pedreira e Torquato (1991) e

Torquato (1995), que identificaram quartzitos impuros, raramente micáceos, contendo ocasionalmente intercalações de xistos. Essas rochas são compactas ou laminadas, aflorantes nas serras de Umari, São Joaquim, Dom Simão, Ubatuba e Timbaúba. Para os referidos autores, os quartzitos sofreram grandes esforços tectônicos e cataclásticos durante o Ciclo Brasileiro, com milonitização acentuada, estruturas de fluxo, silicificação, clivagem de planos axiais sub-horizontalizadas e crenulações.

O metamorfismo ocorreu por volta de 650 Ma e foi de médio grau nas formações Goiabeiras e São Joaquim, e de baixo grau nas formações Covão e Santa Terezinha. A deformação deu-se no intervalo de 620-590 Ma por tectônica tangencial, gerando uma pilha de *nappes* no sentido NW, com tectônica de caráter transcorrente (HASUI, 2012).

As serras de São Joaquim, Umari e Dom Simão formam um anfiteatro quartzítico no contato com o *front* do Planalto da Ibiapaba. Os lineamentos dúcteis orientam *trends* estruturais de direções NE-SW e E-W (Mapa 11), controlando alinhamentos de quartzitos da Formação São Joaquim em ressalto topográfico, como litologias mais resistentes à denudação em relação às demais formações do Grupo Martinópolis (Santa Terezinha e Covão), bem como do Complexo Granja, que estão, predominantemente, no nível da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca. A Figura 53, a seguir, mostra as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim formando um arco quartzítico circundante ao Planalto da Ibiapaba:

Figura 53 – Serras de Umari, Dom Simão e São Joaquim formando um arco quartzítico entre Escarpa Oriental do Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

A Serra de São Joaquim apresenta relevo escarpado ($> 75\%$) (Mapa 10) e altitude máxima em torno de 790 m, e é delimitada ao sul por falhas brasileiras de cinemática compressional (Mapa 4), que seguem o mesmo padrão dos lineamentos dúcteis NE-SW. As reativações rifte e pós-rifte formaram dobras anticlinais (cristas alçadas) e sinclinais

(vales suspensos), que se aprofundaram a partir da dissecação fluvial sobre lineamentos rúpteis NE-SW, assemelhando-se a um relevo do tipo apalacheano.

Na Serra de Umari, há uma maior densidade de fraturamentos rúpteis de direção NE-SW, confinando canais que drenam no sentido do Rio Itacolomi. Esse rio nasce no Planalto da Ibiapaba, formando uma sub-bacia que conflui para a Bacia do Rio Coreaú. A Serra de Umari exprime relevo do tipo montanhoso (45-75%) (Mapa 10), o que justifica a presença de anticlinais menos pronunciadas em relação à Serra de São Joaquim.

A rede de drenagem na Serra de Umari e no seu entorno apresenta padrão treliça por meio de rios que entalham em posição perpendicular às direções das cristas, nesses casos, há algumas superimposições da drenagem e da presença de boqueirões (CAVALCANTE; BASTOS, 2019).

A drenagem em treliça orienta-se de acordo com o alinhamento de fraturas NE-SW, dissecando as escarpas através de boqueirões retilíneos fortemente encaixados nos quartzitos. Esse padrão também ocorre na Serra de São Joaquim e no seu entorno (Mapa 8, Cena A) pela alternância de cristas paralelas que encaixam a drenagem nos lineamentos rúpteis.

Além disso, nas serras de Umari e São Joaquim, do mesmo modo, ocorrem lineamentos rúpteis de direções N-S e NW-SE, que rompem as cristas culminantes de topo do relevo como zonas de fraturas pré-existentes para dispersão da drenagem de 1ª e 2ª ordem (mapas 12 e 13). O ponto de culminância da Serra de Umari chega a 611 m.

A Serra Dom Simão apresenta *front* com cornija bem demarcada, voltada para leste e reverso fortemente inclinado para oeste, o que a caracteriza como relevo de *hogback*, alcançando em torno de 770 m. De acordo com Penteadó (1973), os *hogbacks* apresentam mergulhos fortes superiores a 30° com camadas de diferentes resistências através de um relevo dissimétrico de reverso mais curto e mais inclinado do que as *cuestas*.

Os *hogbacks*, em geral, ocorrem em rochas metamórficas ou em metassedimentos dobrados com mergulho subvertical, isoladas ou em feixe de crista (IBGE, 2009). Considerando essa faixa de declive como critério para sua caracterização, torna-se necessário entendê-los como vinculados a eventos tectônicos, pois, dificilmente, constata-se mergulhos em tais proporções, resultantes unicamente de processos deposicionais (CASSETI, 2005).

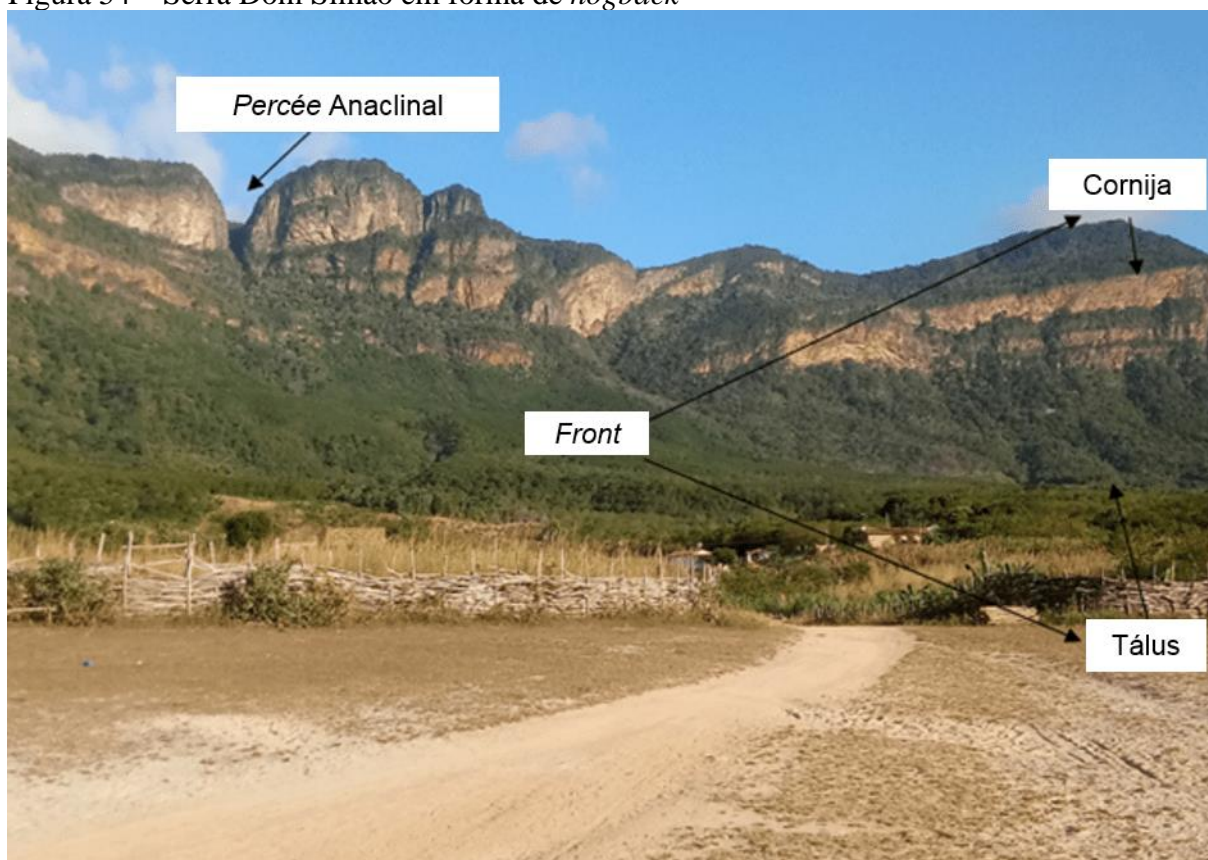
Na Serra Dom Simão, predominam lineamentos dúcteis de direção N-S, cuja repercussão geomorfológica se expressa por uma linha *front* quartzítico, que serve como um escudo protetor para frear a erosão remontante em direção ao eixo central do relevo. Ocorrem

lineamentos rúpteis também de tendência N-S, estes, por sua vez, funcionam como níveis fissurais que orientam o colapso de blocos para a base do tálus.

Os padrões dúcteis E-W controlam o prolongamento de cristas fortemente inclinadas em direção ao reverso do *hogback*, à medida que a drenagem cataclinal se encaixa mediante a pré-disposição estrutural dos planos de faturamento de mesma direção. Os lineamentos rúpteis E-W, que seccionam a linha de *front*, induzem a estruturação da rede de drenagem no sentido contrário à inclinação do *hogback*, pelo entalhe de vales até romper com a cornija na forma de *percées*. O Riacho Olho D'água disseca a porção central da escarpa, confluindo para os afluentes da margem oeste do Rio Coreau, após assumir orientação subsequente na área da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca.

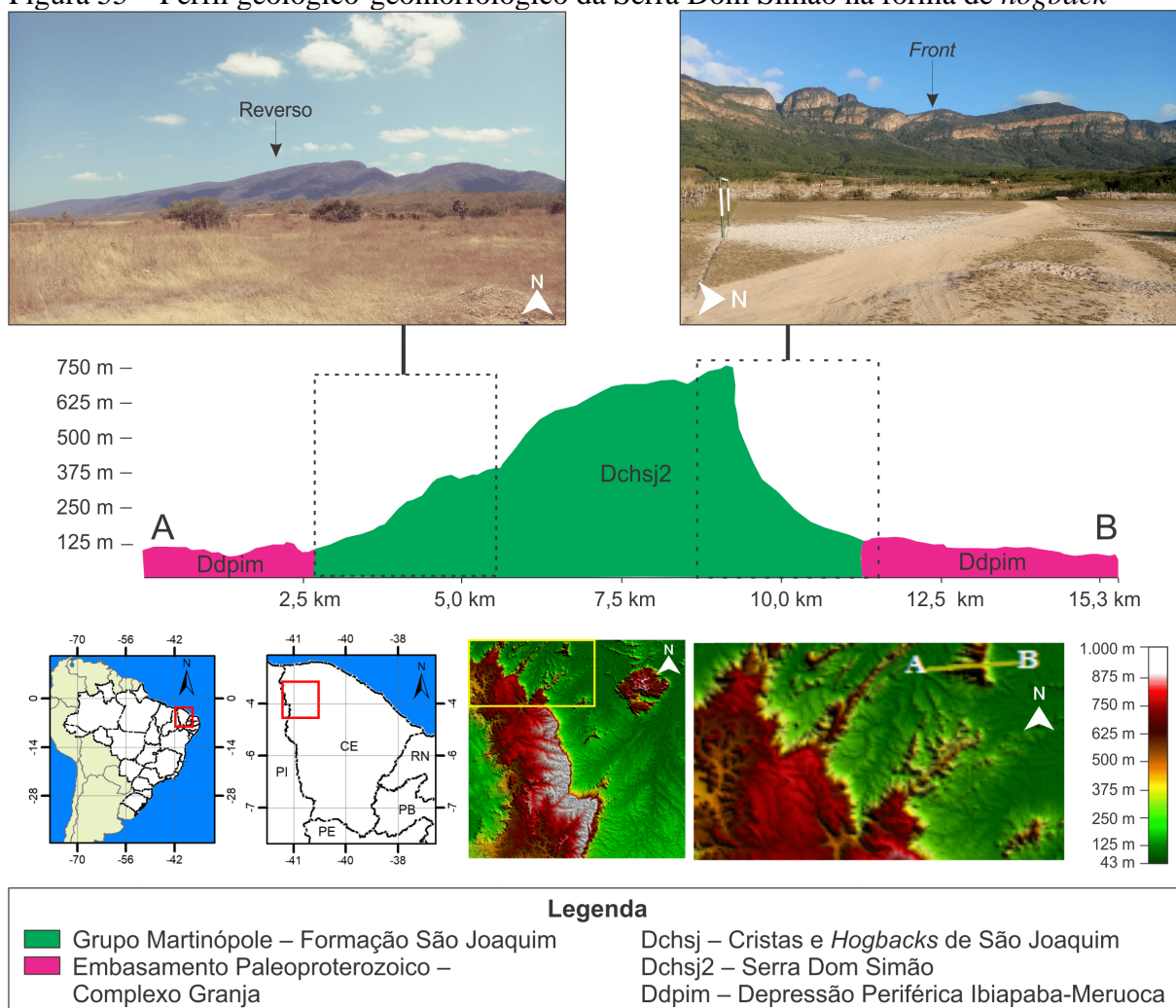
As figuras 54 e 55, a seguir, expõem o relevo em epígrafe como um típico *hogback* quartzítico e suas morfoesculturas, dentre elas, *percée* anaclinal (obsequente), cornija e tálus:

Figura 54 – Serra Dom Simão em forma de *hogback*



Fonte: Autor (2018).

Figura 55 – Perfil geológico-geomorfológico da Serra Dom Simão na forma de *hogback*



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

O perfil topográfico da Serra Dom Simão (Figura 55) expõe a ocorrência de uma ruptura topográfica entre o *front* e a Depressão Periférica, que ultrapassa 600 m, bem como um reverso curto inclinado para oeste, configurando-se um típico relevo de *hogback*.

Para Moura Fé (2015), o anfiteatro quartzítico está elevado em relação a uma superfície erosiva denominada de “*embayment* Quatiguaba”, e delimitado pela ponta de Viçosa, que está situada próxima da sede do município de Viçosa do Ceará em contato com a Serra de São Joaquim; e a ponta de Tianguá situa-se ao norte da sede homônima e está em contato com Serra de Umari. Além disso, ocorre um segundo anfiteatro por meio da Vertente Nordeste da Serra de São Joaquim até o limite Noroeste da borda da Ibiapaba e da Serra da Ubatuba, circundado por uma superfície erosiva associada ao estado de faturamento e de heterogeneidade litológica, que produziu diferenças nos processos erosivos, formando o *embayment* Sobradinho (MOURA FÉ, 2015; CORDEIRO *et al.*, 2021). Ocorrem pequenos níveis embutidos de cristas que expõem setores mais resistentes da Formação Covão.

As serras da Timbaúba e Ubatuba estão localizadas nesse segundo anfiteatro, no extremo Noroeste da área de estudo e no contato com o limite Norte do Planalto da Ibiapaba. As altitudes desses dois relevos alcançam em torno de 722 e 745 m, respectivamente.

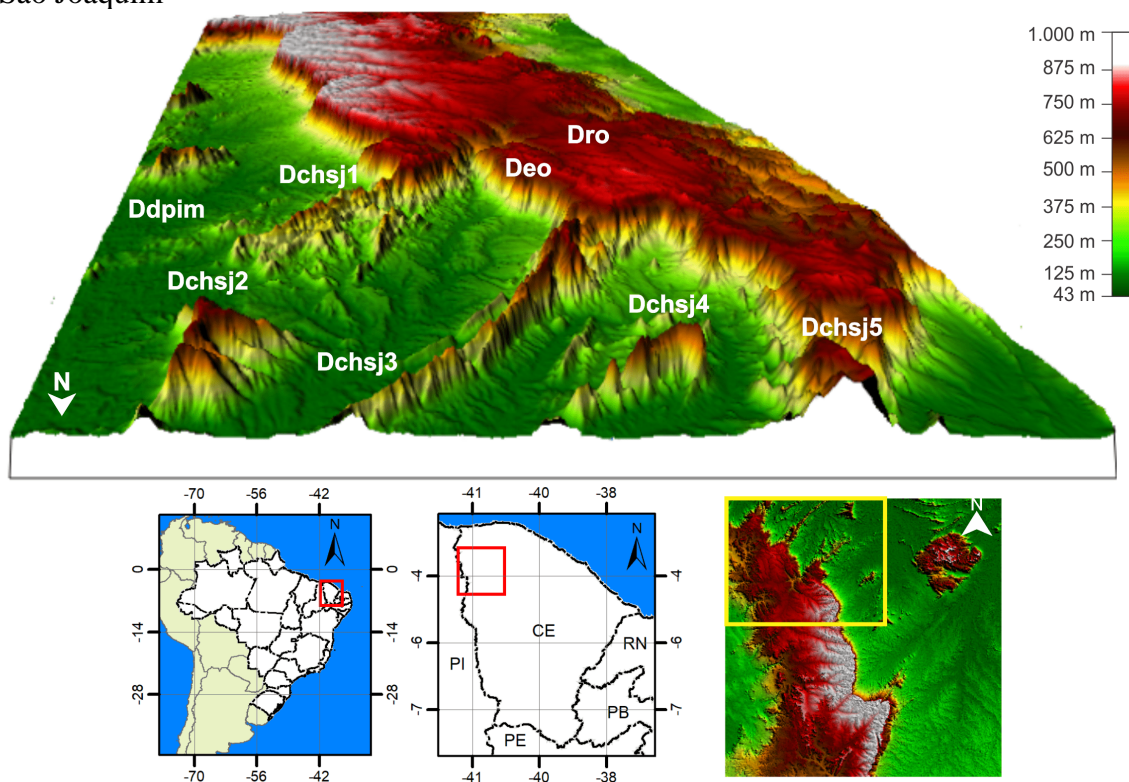
A Serra da Ubatuba está no limite Noroeste desse anfiteatro, que forma um segundo arco quartzítico delimitado por Cristas e *Hogbacks*, e possui lineamentos dúcteis NE-SW que controlam a disposição estrutural e o alinhamento da crista (Mapa 5). Os lineamentos rúpteis apresentam direções N-S e E-W, encaixando a drenagem de 1ª ordem (mapas 6 e 7). Seu relevo é de declive escarpado (> 75%) (Mapa 10).

Do ponto de vista morfoestrutural, a Serra da Timbaúba se diferencia das demais por apresentar a disposição do relevo tanto em *hogback* quanto em crista. Esse contexto ocorre sob diferentes padrões de tramas estruturais expressas na deformação dúctil da escarpa, que sofre dobramento abrupto de NW-SE para NE-SW. A orientação do segmento de crista segue o *trend* NE-SW, predominante na área (Mapa 11).

Os lineamentos rúpteis da Serra da Timbaúba são de direções NW-SE e NE-SW (Mapa 12). Nesse setor, a rede de drenagem apresenta baixa densidade em função das anomalias estruturais do *front* do *hogback*. Os canais de 1ª ordem existentes entalham o reverso do *hogback* na direção NW-SE (Mapa 13).

A Figura 56, a seguir, ilustra as feições de relevo de destaque, que compõem o limite Noroeste da área de estudo, destacando os contatos entre as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim e do Planalto da Ibiapaba por meio de anfiteatros quartzíticos:

Figura 56 – Bloco diagrama com localização das feições de destaque das Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim



Legenda

| | |
|---|---|
| Deo – Escarpa Oriental (Planalto da Ibiapaba) | Dchs3 – Serra de São Joaquim |
| Dro – Reverso Ocidental (Planalto da Ibiapaba) | Dchs4 – Serra da Timbaúba |
| Dchs – Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim | Dchs5 – Serra da Ubatuba |
| Dchs1 – Serra de Umari | Ddpim – Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca |
| Dchs2 – Serra Dom Simão | |

Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

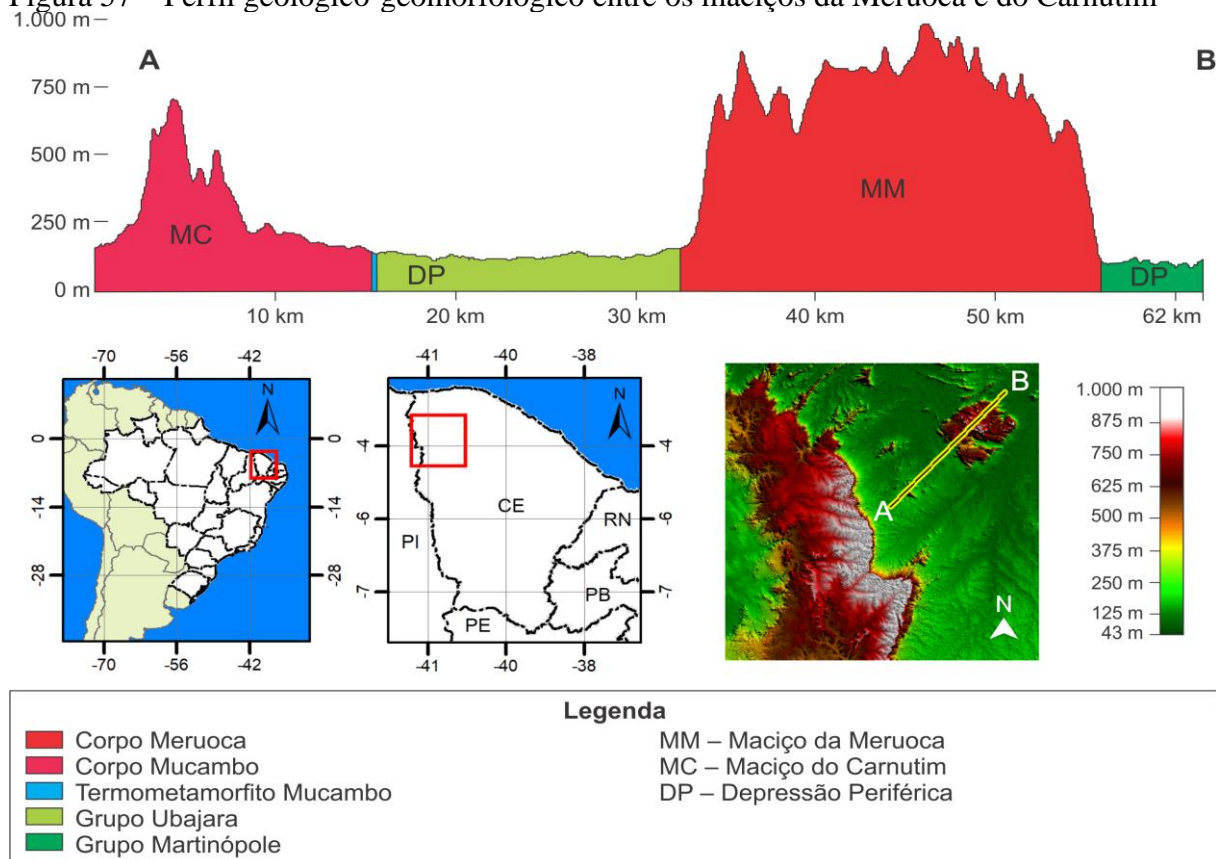
Há um prolongamento da Formação São Joaquim por cristas simétricas, que se alternam em posição paralela ao segmento ocidental do Maciço da Meruoca, orientando-se conforme o controle dos padrões de lineamentos dúcteis NE-SW e E-W. Os canais de 1ª ordem drenam no sentido dos lineamentos rúpteis de direção N-S. As estruturas rúpteis de tendência E-W e NE-SW delimitam as escarpas, que se alternam entre superfícies rebaixadas, que encaixam a drenagem de 1ª e 2ª ordem de padrão treliça (mapas 14, 15 e 16).

7.2.2.3 Maciço do Carnutum

O Maciço do Carnutum (Dmc) (Mapa 9) corresponde a um maciço granítico de pequeno porte, que se prolonga por 12,02 km², chegando a uma altitude em torno de 748 m. Esse relevo representa a expressão geomorfológica do Corpo Mucambo, controlado por lineamentos dúcteis de direções NE-SW e E-W (Mapa 17).

A Figura 57 mostra um perfil topográfico para mensurar a disposição dos maciços da Meruoca e do Carnutum como expressões geomorfológicas dos corpos graníticos Meruoca e Mucambo, respectivamente. Esses granitos são cronocorrelatos e interligados ao evento de colapso dos orógenos brasileiros, no segmento Noroeste da Província Borborema, resultaram na intrusão de granitos tardi e pós-tectônicos:

Figura 57 – Perfil geológico-geomorfológico entre os maciços da Meruoca e do Carnutum



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

O Maciço da Meruoca é mais expressivo do que o Maciço do Carnutum, possuindo escarpas com maiores rupturas topográficas em relação à Depressão Periférica. Esse fato reforça a hipótese de um soerguimento do Maciço da Meruoca durante eventos de reativações da Falha Café-Ipueiras e do Lineamento Transbrasiliiano a partir do Cretáceo Inferior.

O Maciço do Carnutum exibe relevo escarpado (> 75%) (Mapa 10), com vertentes que delimitam uma morfologia de crista. Os interflúvios delimitam os limites entre as bacias dos rios Coreaú, na vertente ao norte, e Acaraú, na vertente ao sul. Os canais de 1ª ordem orientam-se nas direções dos lineamentos rúpteis de direções E-W e N-S (mapas 18 e 19). A

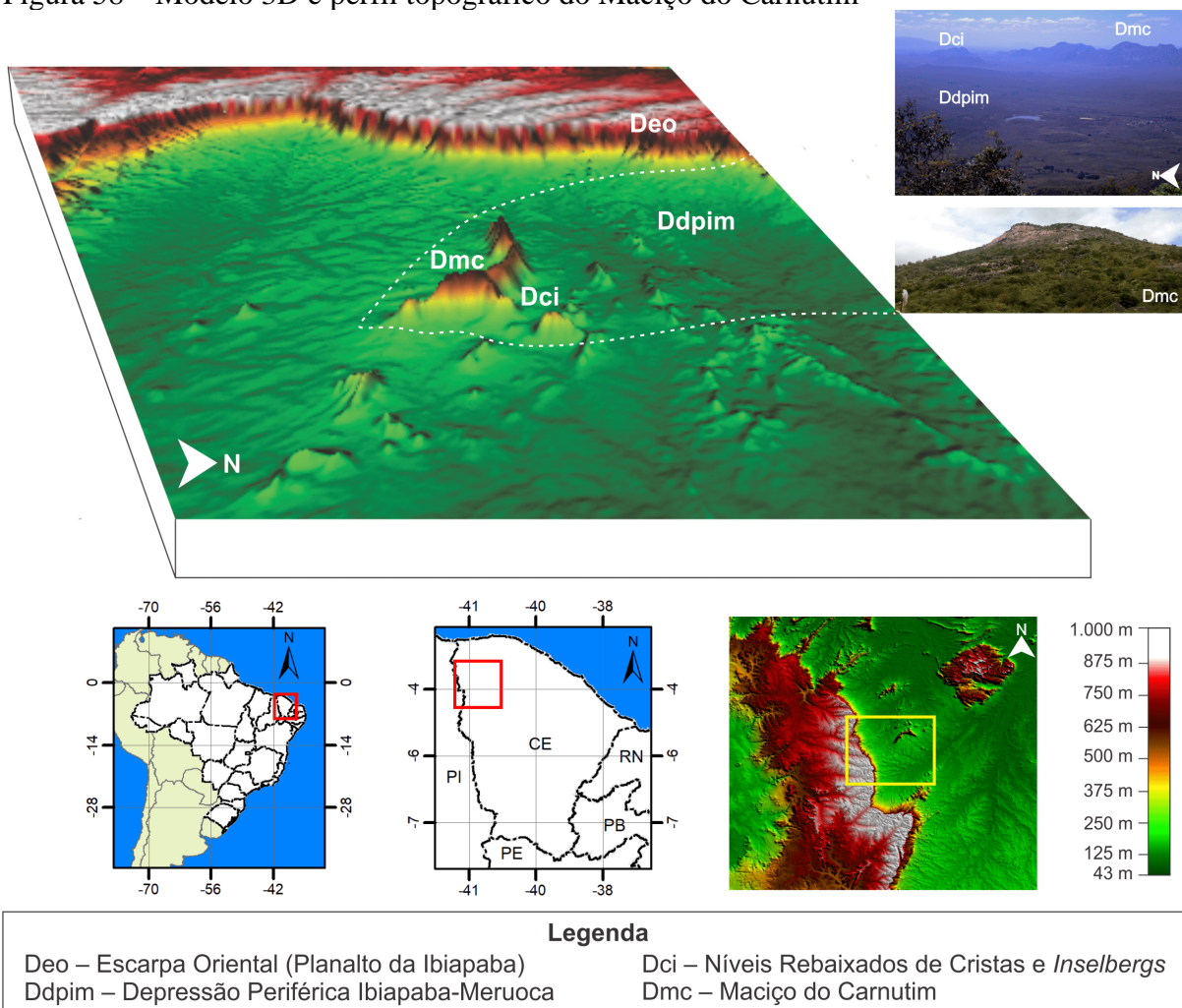
drenagem apresenta padrão radial centrífugo (Mapa 8, Cena F), seguindo a mesma interpretação que Cavalcante e Bastos (2019) aplicaram na Serra da Penanduba.

Em termos geomorfológicos, tanto o Maciço do Carnutim quanto a Serra da Penanduba apresentam características similares, diferindo no tipo de litologia que sustenta seus relevos, sendo o primeiro composto por granitos do Corpo Mucambo e o segundo por metarenitos da Formação Trapiá (Grupo Ubajara).

A parte Sul do Corpo Mucambo está em contato com a Falha Café-Ipueiras, porém não exerce controle na evolução de escarpas herdadas de falha, como ocorre na Vertente Norte-Oriental do Maciço da Meruoca. A presença de uma auréola de metamorfismo delimita a ruptura topográfica entre o contato do Corpo Mucambo e o embasamento encaixante, que sustenta os pedimentos mais conservados, em relação aos pedimentos mais rebaixados, constituídos pelas sequências do Grupo Jaibaras. Configura-se em um maciço seco, apresentando solos de tênue evolução pedogenética e vertentes com rochas expostas, refletindo a semiaridez e o intemperismo mecânico, que dominam a dinâmica atual.

A Figura 58, a seguir, traz a disposição do Maciço do Carnutim, em proximidade com os relevos de entorno, do Planalto da Ibiapaba, da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca e dos Níveis Rebaixados de Cristas e *Inselbergs*:

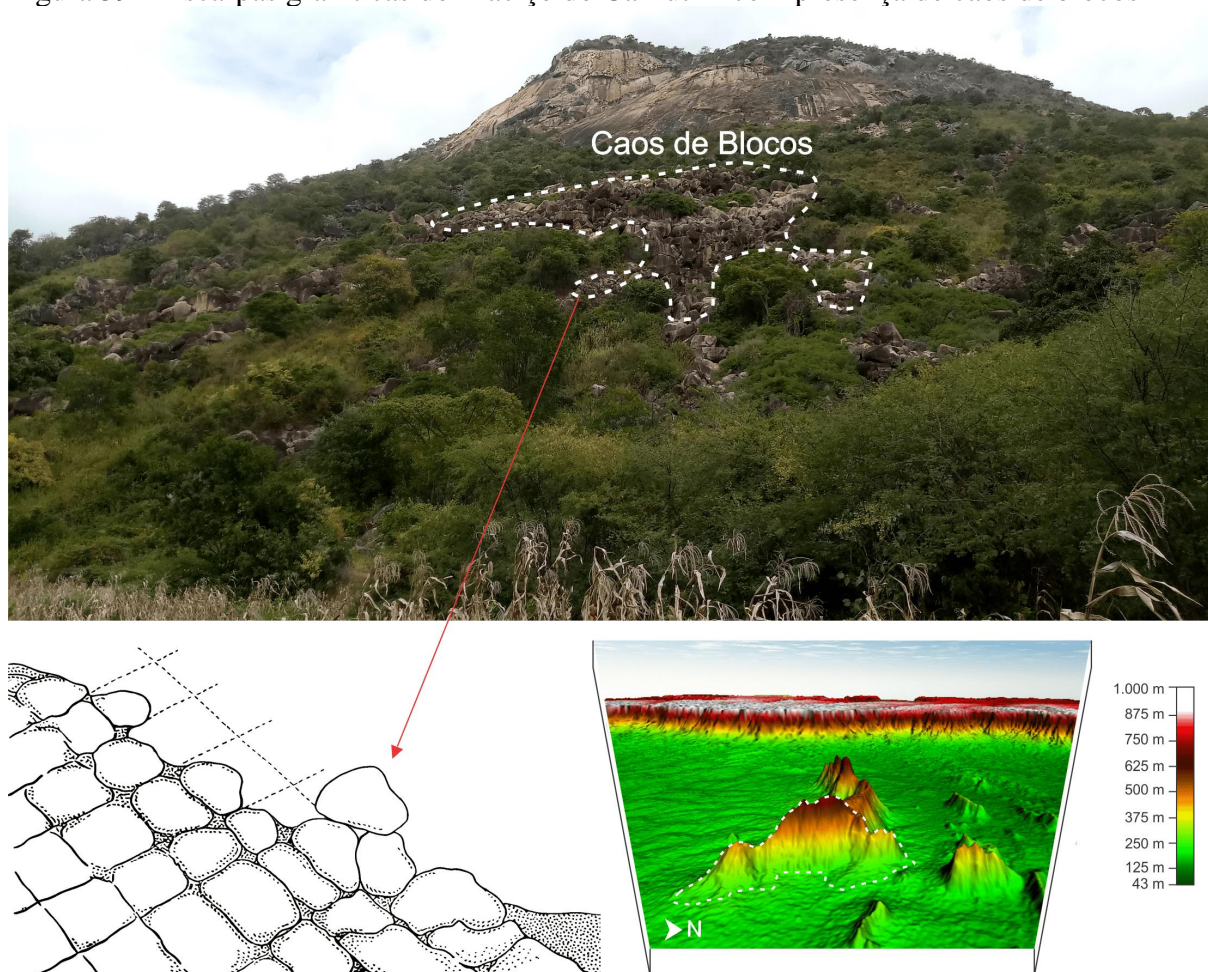
Figura 58 – Modelo 3D e perfil topográfico do Maciço do Carnutum



Fonte: SRTM (INPE, [2020]), elaborada pelo autor.

Nas vertentes de rochas expostas, ocorrem caos de blocos, que são núcleos de rocha inalterada que resistiram ao processo de meteorização no interior do manto de intemperismo, sendo deslocados, principalmente, pela ação da gravidade (LIMA, 2018). Como mostra a Figura 59, a seguir, acerca da vertente granítica do Maciço do Carnutum e a ocorrência de caos de blocos:

Figura 59 – Escarpas graníticas do Maciço do Carnutim com presença de caos de blocos



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

7.2.2.4 Níveis Rebaixados de Cristas Residuais e Inselbergs

Os Níveis Rebaixados de Cristas e *Inselbergs* (Dci) (Mapa 9) ocorrem de forma dispersa na área de estudo, com área equivalente a 20,72 km². São relevos residuais de menor expressão espacial, sustentados, em geral, por quartzitos do Grupo Ubajara nas cristas no entorno da Serra da Penanduba e por granitoides do Corpo Mucambo nos *Inselbergs*, circunjacentes ao Maciço do Carnutim. São resquícios de vertentes que foram truncadas pela denudação para níveis mais rebaixados próximos à cota da superfície de aplainamento.

Esses relevos são orientados conforme as direções NE-SW e E-W dos lineamentos dúcteis (Mapa 5), apresentando fraturas (rúpteis) de direções NW-SE e N-S (Mapa 6), em que dissecam curtos canais de 1ª ordem (Mapa 7) em rupturas topográficas que não ultrapassam 350 m.

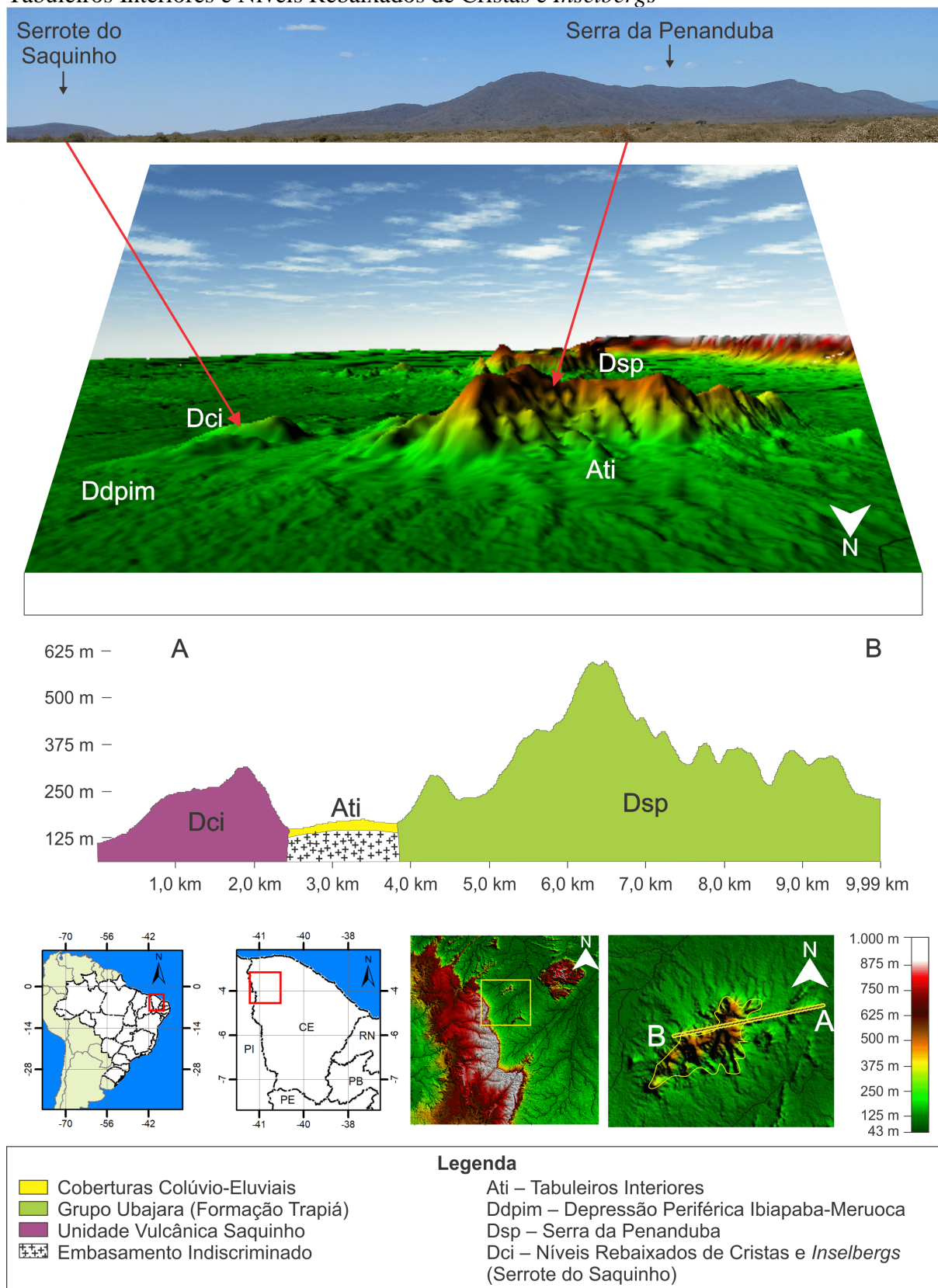
Na área de estudo, ocorrem também *Inselbergs* sustentados por rochas de origem vulcânica em meio à Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca, sendo dois exemplos:

O primeiro ocorre próximo à barragem do Açude Acaraú Mirim, no município de Massapê, em que as rochas vulcânicas da Formação Parapuí (Bacia do Jaibaras) sustentam o Serrote do Madeiro, por meio de *inselberg*, com altitude em torno de 330 m e relevo forte ondulado (20-45%) (Mapa 10), sendo mais resistente à erosão em relação às formações Pacujá e Aprazível, que estão entre 50 e 100 m na Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca.

O segundo exemplo de *inselberg* esculpido em rochas de origem vulcânica ocorre em metabasaltos da Unidade Vulcânica Saquinho, datada por Santos *et al.* (2002) de 1,789 Ga U-Pb. O Serrote do Saquinho está situado próximo à Vertente Leste da Serra da Penanduba, com altitude em torno de 318 m, apresentando relevo montanhoso (45-75%) (Mapa 10).

A exumação pós-cretácea expôs os metabasaltos à denudação, não obstante, sendo menos resistentes do que os quartzitos da Formação Trapiá, que compõem a Serra da Penanduba, conforme ilustra a Figura 60, a seguir:

Figura 60 – Modelo 3D e perfil geológico-geomorfológico entre a Serra da Penanduba, Tabuleiros Interiores e Níveis Rebaixados de Cristas e *Inselbergs*



Fonte: Elaborada pelo autor (2021) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

7.2.3 Depressão Periférica

A Depressão Periférica foi desenvolvida a partir do recuo do Planalto da Ibiapaba por circundesnudação, formando uma superfície de aplainamento, que apresenta relevo plano (0-3%) a suave ondulado (3-8%). Nos pedimentos situados próximos aos rebordos dos relevos mais elevados (Mapa 10), essa Depressa exibe relevo ondulado (8-20%). De modo geral, as depressões periféricas Ibiapaba-Meruoca e Ibiapaba-Vale do Acaraú possuem altitudes inferiores a 250 m, chegando, por vezes, a superar a cota de 300 m, próximas aos contatos com as escarpas dos relevos mais elevados da área de estudo. Possui área de 6.386,50 km². A rede de drenagem é de regime intermitente sazonal em função das condições de semiaridez vigentes. Os diferentes níveis de depressões intermontanas se desdobram por meio do escalonamento da superfície (rampas pedimentadas) em direção aos fundos dos vales sertanejos.

7.2.3.1 Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú

A Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú (Ddpia) (Mapa 9) corresponde a uma superfície de aplainamento, que possui uma área equivalente a 2.728,87 km², a sul e a sudeste do Lineamento Transbrasiliano, resultante da circundesnudação do Planalto da Ibiapaba, instalada a partir do Cretáceo Inferior. Esse processo de recuo da escarpa foi responsável pela exumação do Embasamento Paleo-Neoproterozoico do Domínio Ceará Central.

Nesse recorte espacial não há presença de Cristas e *Inselbergs*, demonstrando o poder da morfogênese mecânica e da denudação na elaboração de superfícies de erosão. Não obstante, há exposição de imensos lajedos graníticos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, com estruturas dúcteis miloníticas orientadas no sentido NE-SW.

Conforme Souza (1981), os processos de pediplanação promoveram o desenvolvimento de um dos setores mais homogêneos das superfícies sertanejas. Isso se traduz pela presença de pedimentos bem conservados, em que relevos residuais, praticamente, inexistem. Predominam os Luvissolos revestidos pela caatinga arbórea, além de Neossolos Litólicos e Vertissolos, que recobrem a caatinga arbustiva.

O Lineamento Transbrasiliano orienta a dissecação no médio curso do Rio Acaraú através de *trends* estruturais NE-SW. Ocorrem lineamentos dúcteis de direções NE-SW e N-S e rúpteis de direções NE-SW, E-W, NW-SE e N-S (mapas 5 e 6). As fraturas de direção N-S

encaixam a drenagem que integra o alto curso do Rio Acaraú (mapas 6 e 7). Essa drenagem apresenta padrão dendrítico com densidade fortemente ramificada (Mapa 8, Cena H).

A drenagem subsequente ao Planalto da Ibiapaba segue a orientação dos lineamentos rúpteis E-W e NW-SE, confinando canais de 2ª e 3ª ordem (mapas 6 e 7). Enquanto os afluentes da margem direita do Rio Acaraú são controlados por fraturas que seguem, predominantemente, a direção NW-SE, a exemplo do Rio Groaíras, encaixado na falha homônima. Segundo Souza (1981), somente nas proximidades de Sobral, após a confluência do Rio Groaíras com o Rio Acaraú, a Falha Groaíras se orienta para NE.

7.2.3.2 Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca

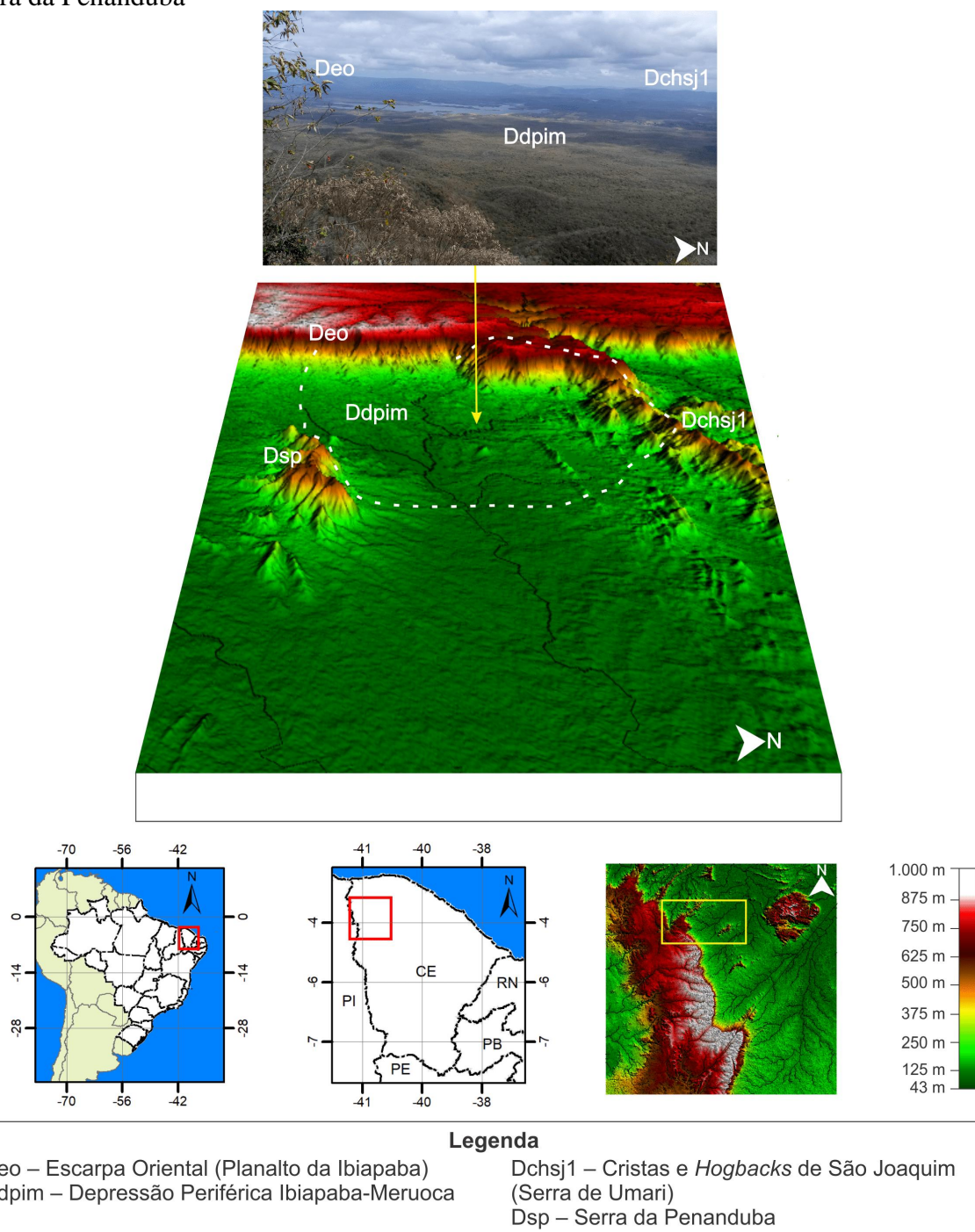
A Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca (Ddpim) (Mapa 9) apresenta uma área de 3.657,63 km², é demarcada pela disposição de anfiteatros quartzíticos, que delimitam o segmento Norte do Planalto da Ibiapaba por lineamentos dúcteis que seguem o *trend* NE-SW e E-W (mapas 5 e 11). Ocorrem também relevos residuais em sobressalto topográfico como consequência do comportamento desigual das rochas na presença de eventos denudacionais que resultaram no aplainamento da superfície regional, comandados por condições semiáridas.

Com relevo plano (0-3%) a suave ondulado (3-8%) (Mapa 10), essa Depressão Periférica indica a presença de lombadas, colinas rasas e rampas suaves, que se coadunam com pedimentos em direção aos vales. Nesse setor, as reativações das zonas de cisalhamento possivelmente promoveram inversões de relevo, soerguimento de escarpas com alteração dos níveis de base regionais e recuo de vertentes no processo de estruturação da Depressão Periférica.

Os lineamentos rúpteis NE-SW encaixam a drenagem de 2ª e 3ª ordem como afluentes da margem esquerda do Rio Coreaú entre o Planalto da Ibiapaba e as Cristas Residuais. Os padrões E-W orientam os afluentes da margem direita no sentido do canal principal, à medida que o vale do Rio Coreaú drena seguindo a direção N-S dos lineamentos (mapas 6 e 7).

A Figura 61, a seguir, expõe a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca em torno do Planalto da Ibiapaba e com as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim ao fundo:

Figura 61 – Modelo 3D da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca, foto tirada do topo da Serra da Penanduba



Fonte: Elaborada pelo autor (2022).

De acordo com Souza (1981), a diversificação litológica implica no modelado, no mosaico de solos, nos padrões dendríticos da drenagem e da fisionomia da cobertura vegetal. As áreas do Grupo Ubajara possuem pedimentos bem conservados, que se desenvolvem de oeste para leste, respectivamente, das bases do Planalto da Ibiapaba e do Maciço da Meruoca.

No médio curso do Rio Coreaú, a drenagem é menos densa em relação ao Acaraú, com Neossolos Litólicos dominantes recobertos pela caatinga arbustiva esparsa.

Entre os quartzitos da Formação São Joaquim, as drenagens seguem as direções dos *trends* estruturais NE-SW, a exemplo da Sub-Bacia do Rio Itacolomi, que nasce no Planalto da Ibiapaba até confluir com o Rio Coreaú. Essa área é fortemente demarcada por zonas de cisalhamentos extensionais, falhas normais, compressionais e transcorrentes dextrais (Mapa 4), justificando os alinhamentos de cristas quartzíticas em ressalto topográfico em relação à Depressão Periférica. Não ocorrem lineamentos dúcteis nos limites entre a Falha Café-Ipueiras e o Lineamento Transbrasiliano (mapas 4 e 5), em razão das coberturas vulcano-sedimentares eopaleozoicas da Bacia do Jaibaras, que inunam a deformação brasileira. Essa bacia encontra-se encaixada no rifte homônimo, em que a erosão truncou as rochas, embutindo-as no mesmo nível altimétrico da Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca.

No alto curso do Rio Jaibaras, os lineamentos rúpteis seguem as direções NE-SW, E-W e NW-SE e N-S (mapas 18 e 19), com adaptação da drenagem em padrão em treliça, dissecando a superfície nos sentidos NE-SW e E-W entre falhamentos (Mapa 8, Cena G, e Mapa 19), com vales que drenam, paralelamente, em lados opostos da Falha Café-Ipueiras até se conectarem por capturas fluviais e inflexões de tendências N-S e NW-SE.

7.2.4 Planalto da Ibiapaba

Corresponde ao compartimento de relevo mais importante e expressivo da área de estudo, dispondo-se em uma área equivalente a 4.124,14 km², considerando os Morros Testemunhos/*Inselbergs* sedimentares que estão descontínuos à escarpa.

O Planalto da Ibiapaba configura-se em um relevo na forma de *glint*, localizado entre a borda oriental da Bacia do Parnaíba e os domínios Ceará Central e Médio Coreaú no Noroeste do Ceará. Forma-se, nesse setor, um escarpamento abrupto na forma de *glint* e festonado, que se dispõe no sentido N-S em relação à Depressão Periférica. Apresenta um reverso de caimento topográfico suave para oeste, que se inclina em direção ao eixo central da bacia, até a formação de Rebordos Interiores, que coadunam para a Depressão Monoclinal.

7.2.4.1 Escarpa Oriental (*front*)

Na Escarpa Oriental (Deo) (Mapa 9), há presença de rochas do Grupo Serra Grande, que capeiam o topo do relevo, e de rochas do embasamento exumadas, totalizando uma área equivalente a 348,92 km².

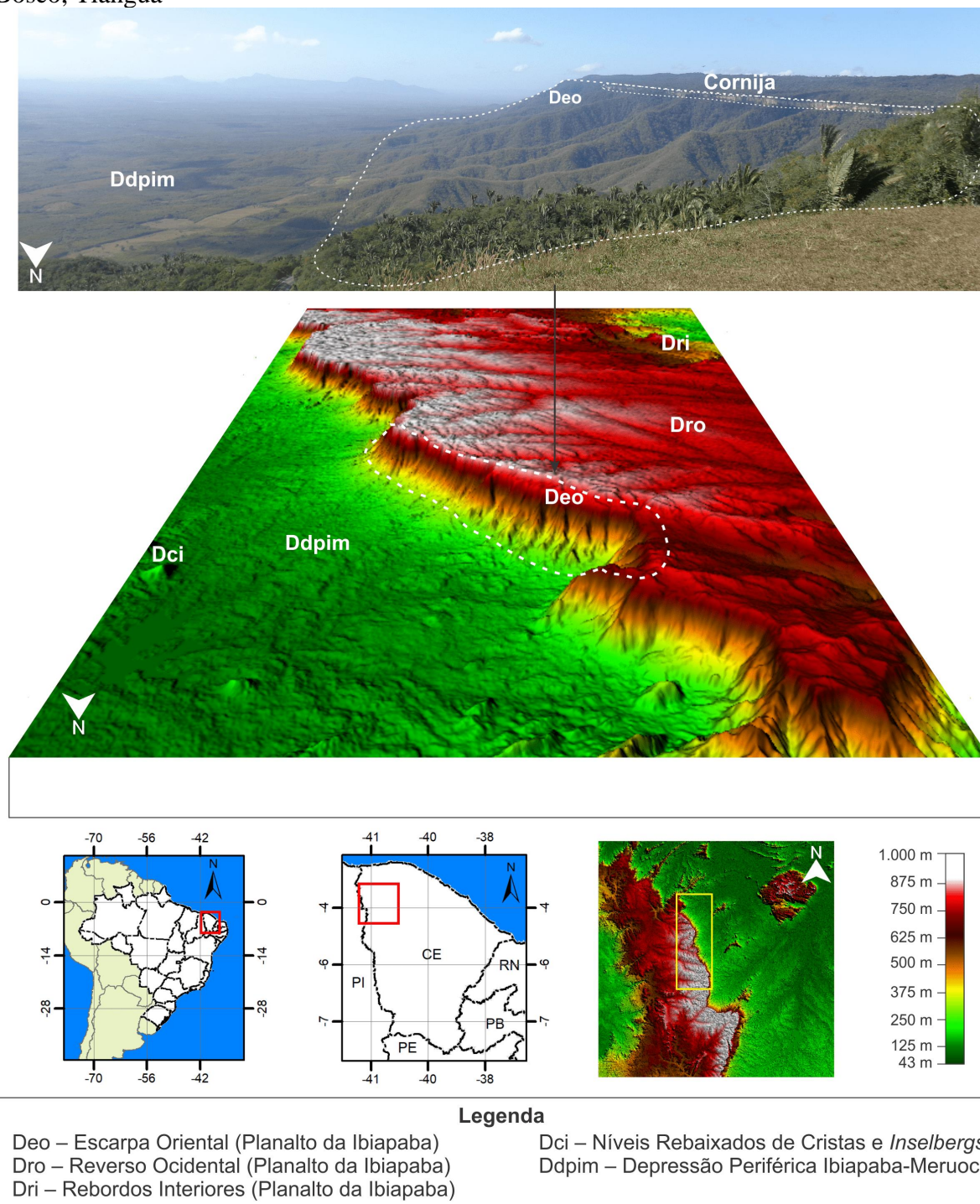
No Cretáceo Inferior, a reativação tectônica da Falha Café-Ipueiras e do Lineamento Transbrasiliano soergueu, possivelmente, as estruturas paleoproterozoicas, neoproterozoicas e eopaleozoicas, que estavam inumadas pela Bacia do Parnaíba. O alçamento do relevo expôs as escarpas areníticas à retomada da erosão, pela instalação de um novo nível de base regional, responsável pela exumação de blocos estruturais sotopostos à cornija do planalto.

O relevo apresenta declive escarpado (> 75%) (Mapa 10), sendo que, no Segmento Setentrional, a partir do Lineamento Transbrasiliano, as formações Tianguá e Jaicós (topo) e parte da Formação Ipu são esculpidas em grandes anfiteatros de erosão, que demarcam uma linha de *front* fortemente festonada. No Segmento Meridional, os festões são mais curtos e os anfiteatros menos expressivos, em razão de a Formação Ipu resistir mais ao recuo do *front* por recuo por circundesnudação e chegar até o sopé da Escarpa Oriental.

O processo de reativação das estruturas dúcteis controladas pelo deslocamento do Lineamento Transbrasiliano, durante o Cretáceo Inferior, promoveu soerguimento na Ibiapaba Setentrional. O setor meridional, possivelmente, foi alçado em conjunto com a Bacia do Araripe. A escarpa do Planalto da Ibiapaba é modelada na forma de um *glint* (o relevo *glint* é caracterizado pelo fato de ser uma cuesta, cujo sopé e/ou vertentes são sustentadas por rochas cristalinas e não sedimentares). Apresenta *front* dissecado, mantido pelas rochas do Grupo Serra Grande sobrepostas ao embasamento cristalino (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2006; CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007; CLAUDINO-SALES, 2016, 2018).

A Figura 62, a seguir, mostra a proeminência de festonamentos sustentados por na escarpa com a formação de anfiteatros entre os municípios de Tianguá e Ubajara:

Figura 62 – Escarpa do Planalto da Ibiapaba no contato com a Depressão Periférica, Sítio do Bosco, Tianguá



Fonte: Elaborada pelo autor (2022).

Como ressalta Claudino-Sales *et al.* (2020), essa terminologia foi proposta de forma pioneira por Peulvast e Vanney (2002) e Goudie (2004). A primeira define o *glint* como sendo um escarpamento acinal e contínuo, formado pelo contato discordante de uma estrutura sedimentar imediatamente sobre o embasamento erodido. A segunda indica que os *glints* resultam de erosão diferencial em borda de uma bacia sedimentar, na qual o material

sedimentar resiste mais que o cristalino subjacente ou adjacente. Para Claudino-Sales (2016), no Planalto da Ibiapaba, a Depressão Periférica e parte da vertente são mantidas pelo embasamento cristalino, diferente da Cuesta de Botucatu na Bacia do Paraná, que tem material sedimentar no sopé, à medida que o planalto em estudo se configura com um típico *glint*, pois o embasamento chega a alguns setores à cota altimétrica de 600 m.

O *glint* da Ibiapaba apresenta descontinuidades ao longo da escarpa, pois ocorrem contatos do Grupo Serra Grande com rochas sedimentares cambrianas da Bacia do Jaibas (arenitos e folhelhos da Formação Pacujá). Não obstante, essas rochas são mais antigas e não pertencem à Bacia do Parnaíba, denunciando uma discordância estratigráfica com a cornija arenítica.

De acordo com o mapa geológico (PINÉO *et al.*, 2020) (Mapa 3), os contatos na borda da Bacia do Parnaíba ocorrem com rochas do Embasamento Paleoproterozoico (Complexo Granja) e Sequências Supracrustais Neoproterozoicas (grupos Martinópolis e Ubajara e Formação Independência), Corpo Mucambo e Bacia do Jaibas, além de setores preenchidos por Depósitos Colúvio-Eluviais e de Tálus Recente, na base da escarpa como possíveis coberturas sedimentares correlativas ao recuo da escarpa (*front*) do planalto.

Corresponde a uma feição de circundesnudação em torno da borda de uma bacia sedimentar, cuja evolução resulta do recuo pronunciado da escarpa, pela exposição de superfícies exumadas menos resistentes ao ataque da erosão remontante.

A ruptura topográfica entre o Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica chega a ultrapassar 600 m. A espessura da cornija arenítica é variada de norte para o sul. Próximo à cidade de Tianguá, o arenito repousa de modo discordante sobre os quartzitos da Formação São Joaquim. De Tianguá para Viçosa, são notados um adelgamento da cornija e, em alguns pontos, a exumação de cristas quartzíticas, lombadas e colinas rasas. A escarpa perde altitude para norte, restringindo-se a um *front* dissimulado (SOUZA, 2000).

No recorte da área de estudo, a partir do Lineamento Transbrasiliano até o Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba, a escarpa alcança em torno de 950 m, demonstrando que esses segmentos possuem a maior elevação da área. No Segmento Setentrional, entre São Benedito e Tianguá, a cota diminui, alcançando em torno de 900 m. A partir de Tianguá, a altitude chega a 875 m, reduzindo gradativamente de sul para norte, até chegar à cota em torno de 600 m, na extremidade norte da escarpa.

Assim, entre o segmento Nordeste (Viçosa do Ceará) e as imediações da cidade de Ibiapina, a escarpa é, parcialmente, sustentada pela Formação Tianguá (meia vertente) e Formação Jaicós (topo), ambas do Grupo Serra Grande, sendo o contato com as rochas

exumadas realizado ao nível médio da vertente (CLAUDINO-SALES *et al.*, 2020). Para Moura Fé (2015), esses contatos ocorrem através de superfícies soerguidas dissecadas.

Conforme Claudino-Sales *et al.* (2020), entre Tianguá e Ibiapina, a erosão removeu parte das rochas do Grupo Ubajara na escarpa, em razão das menores condições de resistência à erosão em relação à Formação Tianguá (Grupo Serra Grande). Isto expõe o resultado da erosão diferencial, que atacou de forma mais ativa o embasamento, resultando em um processo de inversão de relevo, no qual o material sedimentar resiste na escarpa.

Assim, a inversão de relevo tem relação genética com o desenvolvimento do *Glint* da Ibiapaba, a partir do desmonte das rochas menos resistentes por circundesnudação, exumação do embasamento na escarpa e manutenção do material arenítico na cornija.

Nas feições aguçadas da escarpa, prevalecem os Argissolos Vermelho-Amarelos, apresentando-se moderadamente profundos (0,50 a 1,0 m), recobertos por uma faixa de transição vegetacional entre a caatinga e a mata plúvio-nebular, representadas por formações florestais semidecíduas (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

O recuo da escarpa por circundesnudação traduz a dissecação do relevo pela drenagem anaclinal (drenagem obsequente), demandando coletores de drenagem para confluir no sentido da Depressão Periférica, à proporção que os rios seccionam a abertura dos vales no sentido inverso ao mergulho estratigráfico das camadas sedimentares.

De acordo com Santos e Nascimento (2017), as condições de drenagem superficial das superfícies sertanejas circunjacentes estão estreitamente, vinculadas à dinâmica hidroclimática do Planalto da Ibiapaba, demonstrando sua importância como principal centro de origem dos rios que entalham o Noroeste cearense.

A Figura 63, a seguir, exhibe a presença de drenagens que entalham a área da escarpa para confluir com a Sub-Bacia do Rio Itacolomi (Bacia do Rio Coreaú), formando anfiteatros erosivos entre os municípios de Tianguá e Viçosa do Ceará:

Figura 63 – (A) Presença de um anfiteatro erosivo em torno das cabeceiras de drenagem da Sub-Bacia do Rio Itacolomi, Bacia do Rio Coreaú (visão da Reserva Natureza Divina, Tianguá/CE); (B) e (C) Cachoeiras com drenagens anaclinais que dissecam a Escarpa Oriental.



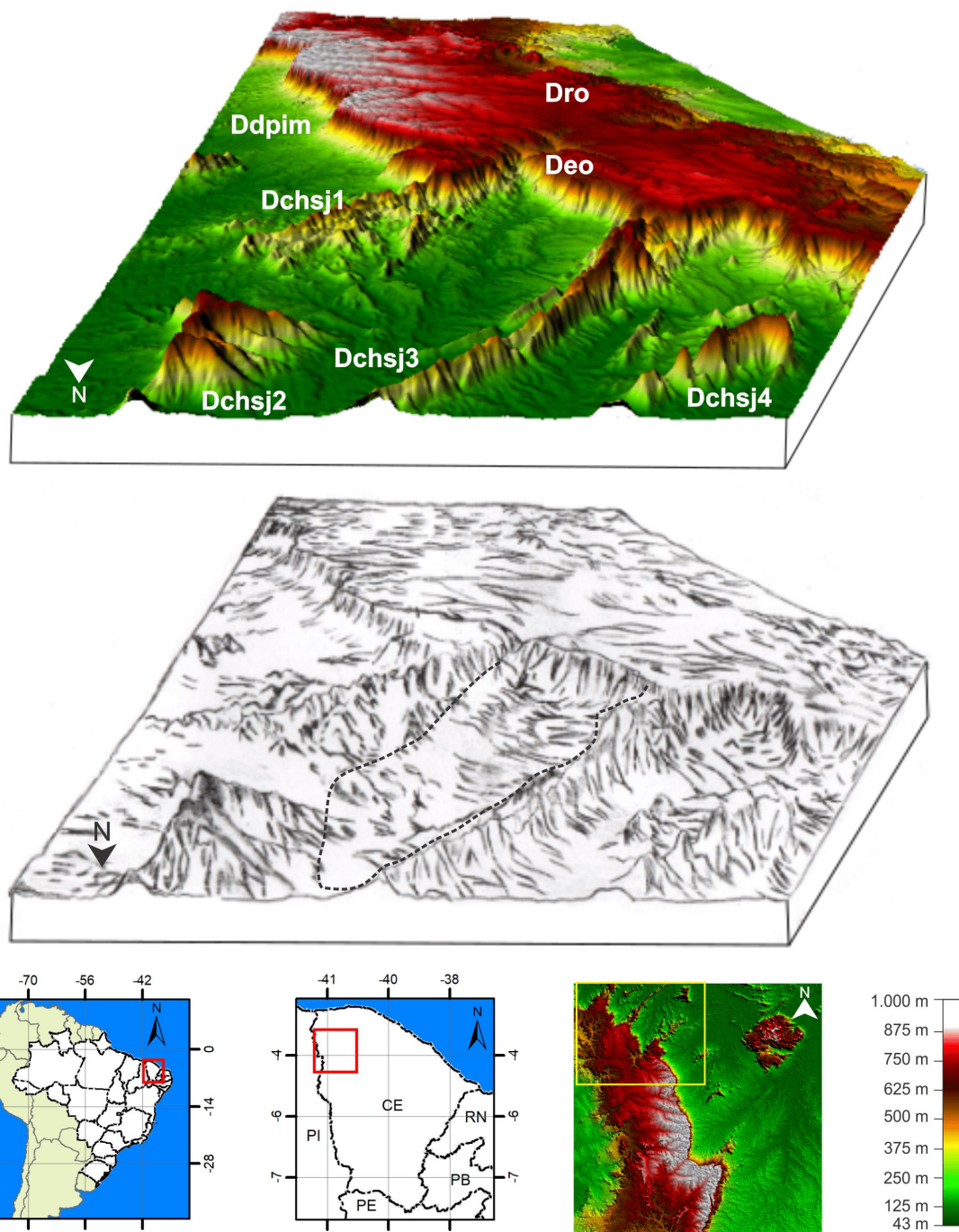
Fonte: Autor (2018).

Não há lineamentos dúcteis na área do reverso, por se tratar de uma superfície sustentada pela cobertura paleozoica da Bacia Parnaíba. Não obstante, há presença dessas estruturas sobre rochas exumadas como parte da escarpa, seguindo de forma preferencial os *trends* estruturais NE-SW orientados pelo Lineamento Transbrasileiro (mapas 4 e 5).

Na porção norte da escarpa, (entre Viçosa do Ceará e Tianguá) os lineamentos dúcteis orientam os festonamentos proeminentes no contato com rochas mais resistentes à denudação, através de cristas de quartzitos da Formação São Joaquim, que preservam os paleoníveis do *front* (Mapa 11). Claudino Sales *et al.* (2020) classificam a incidência de quartzitos soerguidos no contato com o material sedimentar como relevos glintoides, à medida que as rochas do embasamento estão no mesmo nível e possuem conexão com a escarpa.

Nesses festões, a incisão linear dos vales de 1ª ordem disseca o escarpamento de forma abrupta, conforme o controle dos lineamentos rúpteis NW-SE e NE-SW. Nos contatos com as rochas do Complexo Granja e da Formação Covão (Grupo Martinópole), os lineamentos rúpteis NE-SW e E-W possuem uma pré-disposição estrutural ao entalhe da drenagem anaclinal na abertura de reentrâncias em zonas mais frágeis do *front* (mapas 12 e 13). Esse conjunto de fatores resulta na formação de anfiteatros pela projeção de esporões terminais no contato com os quartzitos e de zonas recôncavas de maior recuo da escarpa na forma de arco. A Figura 64, a seguir, mostra um bloco diagrama em 3D/desenho geomorfológico de um anfiteatro circundado por relevos quartzíticos da Formação São Joaquim, que formam *Cristas* e *Hogbacks* no contato com a escarpa do Planalto da Ibiapaba:

Figura 64 – Unidades geomorfológicas em torno do Planalto da Ibiapaba e Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim



| Legenda | |
|--|---|
| Deo – Escarpa Oriental (Planalto da Ibiapaba) | Dchs2 – Serra Dom Simão |
| Dro – Reverso Ocidental (Planalto da Ibiapaba) | Dchs3 – Serra de São Joaquim |
| Dchsj – Cristas e <i>Hogbacks</i> de São Joaquim | Dchs4 – Serra da Timbaúba |
| Dchs1 – Serra de Umari | Ddpim – Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca |

Fonte: Elaborada pelo autor (2018).

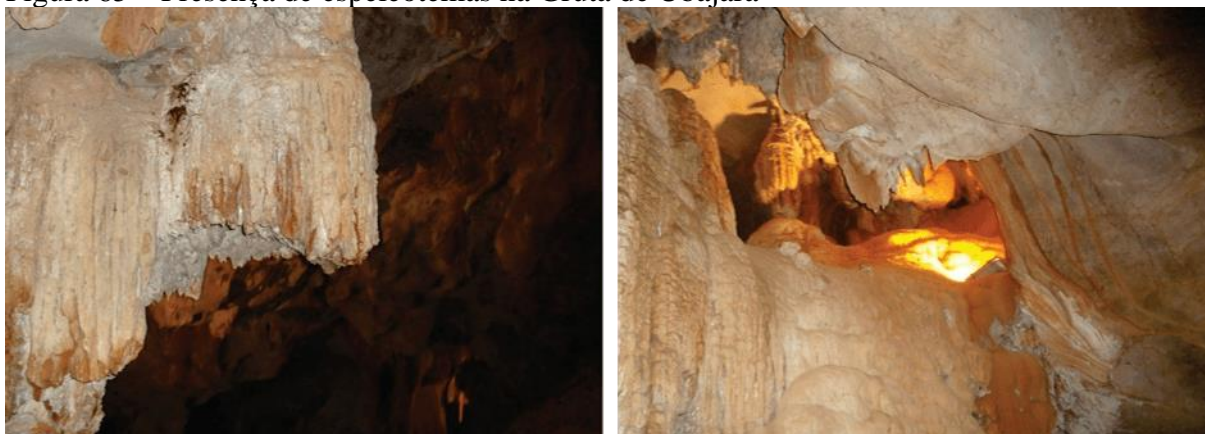
A exumação dos metacalcários da Formação Frecheirinha (Grupo Ubajara) em torno do Parque Nacional de Ubajara (Município de Ubajara) favorece o desenvolvimento de

um modelado cárstico com feições ruiformes esculpidas em grutas, cavernas, *lapiás* e torres cársticas. Nesse panorama, o modelado cárstico se configura em decorrência das condições climáticas mais úmidas atuantes, propiciando a recarga do aquífero por meio da infiltração dos níveis de precipitação no capeamento arenítico do reverso imediato do Planalto da Ibiapaba.

O modelado cárstico compreende a dissolução de rochas calcárias pela infiltração da água sobre a rede de fissuras e diáclases do material constituinte, propiciando a formação de feições subterrâneas no relevo terrestre (BIGARELLA *et al.*, 1999).

Em consonância com Kohler (1995), as formas cársticas destacam-se pelo seu modelo ruiforme. Os principais elementos para evolução de um sistema cárstico são: as rochas com características de solubilidade e a água. Os componentes geoquímicos como temperatura, pressão, PH e ácidos húmicos são potencializadores para carstificação. A Figura 65, a seguir, revela a presença de espeleotemas no interior da Gruta de Ubajara:

Figura 65 – Presença de espeleotemas na Gruta de Ubajara



Fonte: Autor (2018).

Nesse caso, a presença da mata úmida no topo do Planalto da Ibiapaba condiciona a percolação da água, que agrega os ácidos húmicos oriundos da biomassa da floresta, potencializando a dissolução das camadas carbonáticas sotopostas. As grutas na base da escarpa apresentam coloração avermelhada-alaranjada em virtude do óxido de ferro proveniente das rochas areníticas do topo da cornija, formando espeleotemas oriundas da precipitação do carbonato de cálcio dos metacalcários da Formação Frecheirinha (Grupo Ubajara). Forma-se um carste epigênico, cujo agente responsável pela abertura de cavernas no interior da rocha ocorre pela ação externa do intemperismo químico. Para Travassos (2019), as cavernas epigênicas são formadas pelas águas meteóricas, que, com o tempo, adquirem

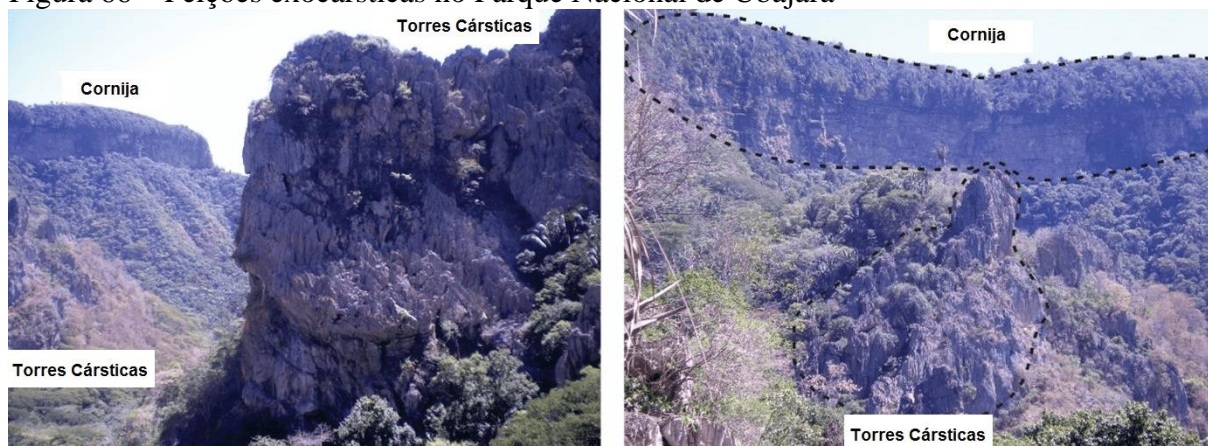
capacidade de dissolver a rocha de “cima para baixo” em uma paisagem cárstica. A carstificação é potencializada pela absorção do CO₂ existente na atmosfera e, em maior porcentagem, pela produção desse componente no solo.

Com a abertura de grutas, há o desenvolvimento de estalactites mediante o potencial erosivo da corrosão química sobre a parte superior da caverna, cuja precipitação da calcita, em condições de alta solubilidade, origina, no assoalho, as estalagmites. A união de estalactites e estalagmites formam colunas, que justapostas propiciam o desenvolvimento de “cortinas” no interior da gruta (CASSETI, 1994).

Ocorrem feições de relevo positivas que se apresentam na paisagem por meio de superfícies exumadas na forma de torres cársticas conectadas à escarpa. A erosão pluvial promove a abertura de sulcos de erosão com a elaboração de *lapiás* na morfologia exocárstica, de acordo com planos de estratificação e sistemas de diaclases das rochas metacalcárias.

Essas torres cársticas são afloramentos rochosos dispostos no contato entre o Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica. Também são alvos de erosão diferencial que refletem na forma, com base alargada e topos angulares (MEIRA, 2020), conforme ilustram as Figuras 66 e 67, a seguir:

Figura 66 – Feições exocársticas no Parque Nacional de Ubajara



Fonte: Autor (2018).

Figura 67 – Feições cársticas esculpidas em metacalcários exumados da Formação Frecheirinha no Parque Nacional de Ubajara/CE.



Fonte: Santos (2015).

O Planalto da Ibiapaba é seccionado pelo Lineamento Transbrasiliano, condicionando a proeminência de um expressivo anfiteatro arenítico fortemente festonado em direção à Depressão Periférica, à medida que os rejeitos transcorrentes da linha de falha controlaram o prolongamento de um esporão terminal mais resistente na escarpa.

Essa feição, denominada de Serrote do Pontal, é interpretada por Moura Fé (2015) como *inselberg* sedimentar, resultante da manutenção de uma camada mais resistente do Grupo Serra Grande no processo de formação das superfícies aplainadas.

Não obstante, corresponde a um segmento de escarpa mais rebaixada de disposição NE-SW na cota em torno de 300 m de altitude, sustentada pelos arenitos da Formação Ipu. Portanto, possui, em sua disposição geomorfológica, conexão com a escarpa, caracterizando-se como principal “promontório” da escarpa na forma de esporão terminal.

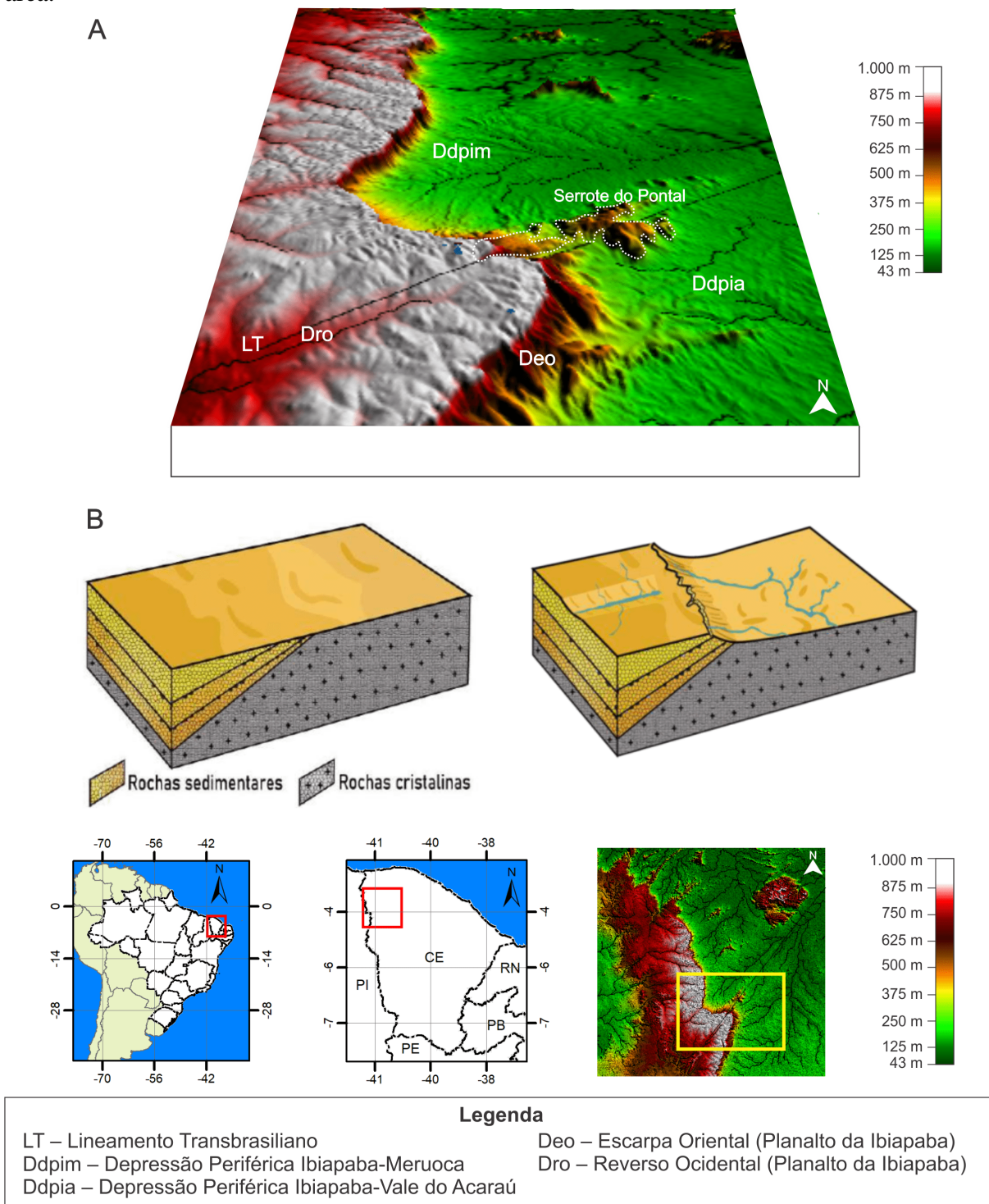
Esse setor encontra-se fraturado com lineamentos rúpteis, que orientam vales de 1ª ordem de tendência WNW-ESE e NE-SW. A drenagem possui padrão entre treliça (NE-SW) com inflexões que reorientam os vales de NE-SW para WNW-ESE e formam cotovelos de drenagem para confluir com o Rio Jaibaras (mapas 18 e 19).

As drenagens da Bacia do Rio Acaraú, com destaque para as nascentes do Rio Jaibaras, entrecortam a escarpa em sua porção central (NASCIMENTO, 2006). Esse rio é um dos principais afluentes da Bacia do Rio Acaraú, apresenta orientação NE-SW, em que disseca a escarpa, preferencialmente seguindo os *trends* do Lineamento Transbrasiliano.

Em concordância com Claudino-Sales *et al.* (2020), a reativação tectônica cretácea poderia explicar o fato de que, ao longo do Lineamento Transbrasiliano, na borda da Bacia do Parnaíba, a Formação Tianguá (2ª sequência cronolitoestratigráfica do Grupo Serra Grande) sofre inflexão para noroeste. Nesse segmento, a camada sedimentar encontra-se basculada e rebaixada na altitude de 200-250 m (DANNI, 1972). Essa movimentação, provavelmente, de cinemática transcorrente, teria impedido uma ruptura topográfica pronunciada entre os segmentos Setentrional e Meridional da Ibiapaba, de modo tal que a diferença nas altitudes entre o norte e sul dessa feição de relevo ocorre de forma gradual, sem desníveis acentuados (CLAUDINO-SALES *et al.*, 2020).

A Figura 68, a seguir, mostra um setor de escarpa herdada de falha no Planalto da Ibiapaba em função da movimentação transcorrente do Lineamento Transbrasiliano (A), bem como o processo de inversão de relevo a partir do desmonte do embasamento pelo ataque da erosão diferencial com maior resistência do material sedimentar na escarpa desse planalto:

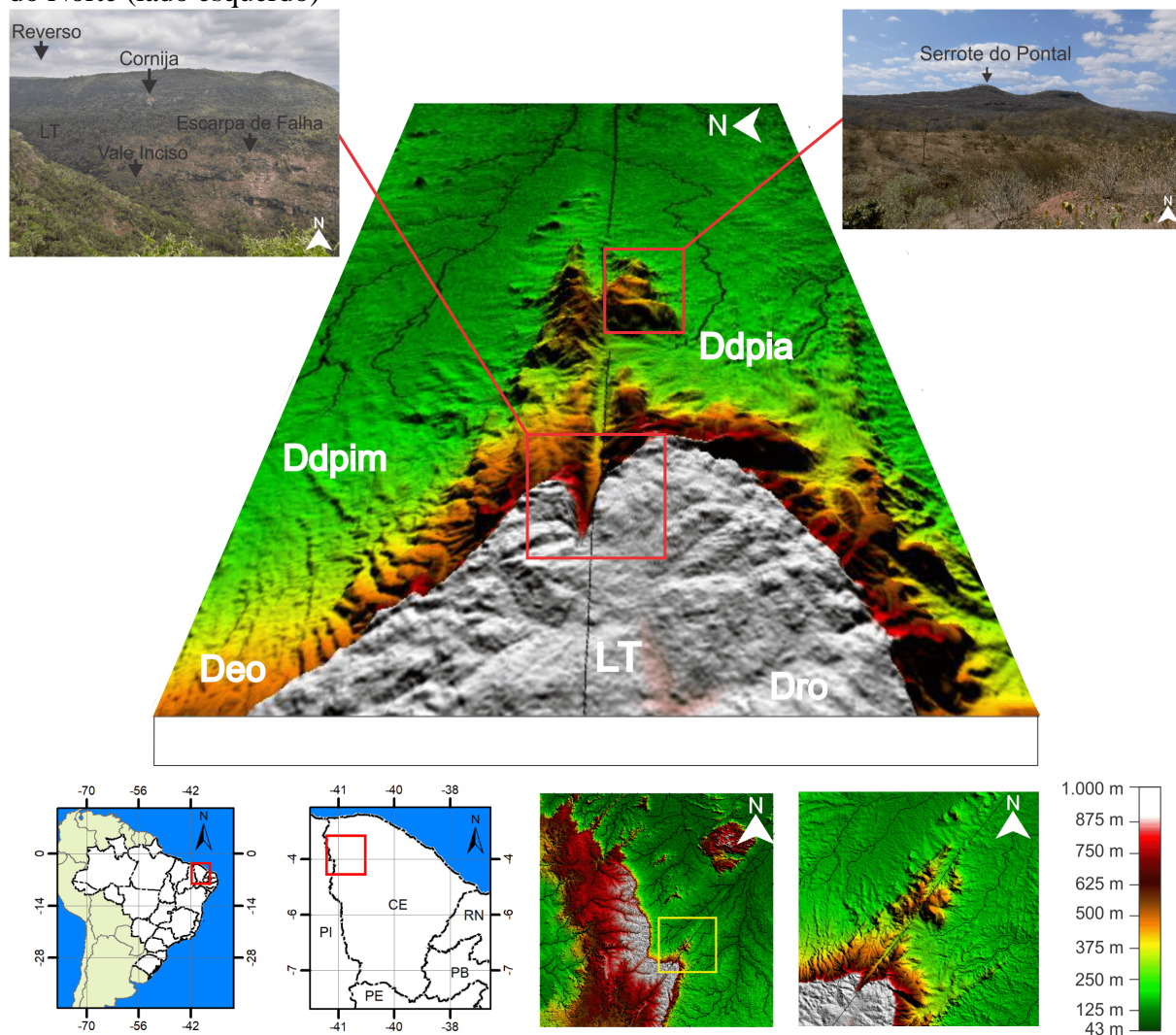
Figura 68 – (A) Modelo 3D do prolongamento da escarpa do Planalto da Ibiapaba a partir de um esporão terminal (Serrote do Pontal); (B) Blocos esquemáticos da inversão de relevo da área.



Fonte: (A) Elaborada pelo autor (2022); (B) elaborado por Claudino-Sales *et al.* (2020).

A Figura 69, a seguir, mostra a disposição do Serrote do Pontal por meio de um esporão terminal como setor de maior resistência litológica do material sedimentar na escarpa (Formação Ipu):

Figura 69 – Esporão terminal Serrote do Pontal (lado direito), Reirutaba, e escarpa de falha com vale inciso em torno do Lineamento Transbrasiliano no Planalto da Ibiapaba, Guaraciaba do Norte (lado esquerdo)



LT – Lineamento Transbrasiliano
 Deo – Escarpa Oriental (Planalto da Ibiapaba)
 Dro – Reverso Ocidental (Planalto da Ibiapaba)

Legenda

Ddpim – Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca
 Ddpia – Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú

Fonte: Autor (2018).

À medida que o Lineamento Transbrasiliano é transposto no sentido N-S da escarpa, entre Guaraciaba do Norte e as adjacências do município de Ipu, a continuidade do *glint* é interrompida pela Formação Ipu que recobre o embasamento nas superfícies mais rebaixadas. Esse fato pode ser comprovado pelas correlações entre a cronolitoestratigrafia e a ausência de lineamentos dúcteis no *front* e na fase inicial da Depressão Periférica (Mapa 5).

Por isso, no Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba (na área de estudo), a Formação Ipu chega até a Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú, mas logo entra em contato com os Depósitos Sedimentares, que mantêm os Tabuleiros Interiores. Por vezes,

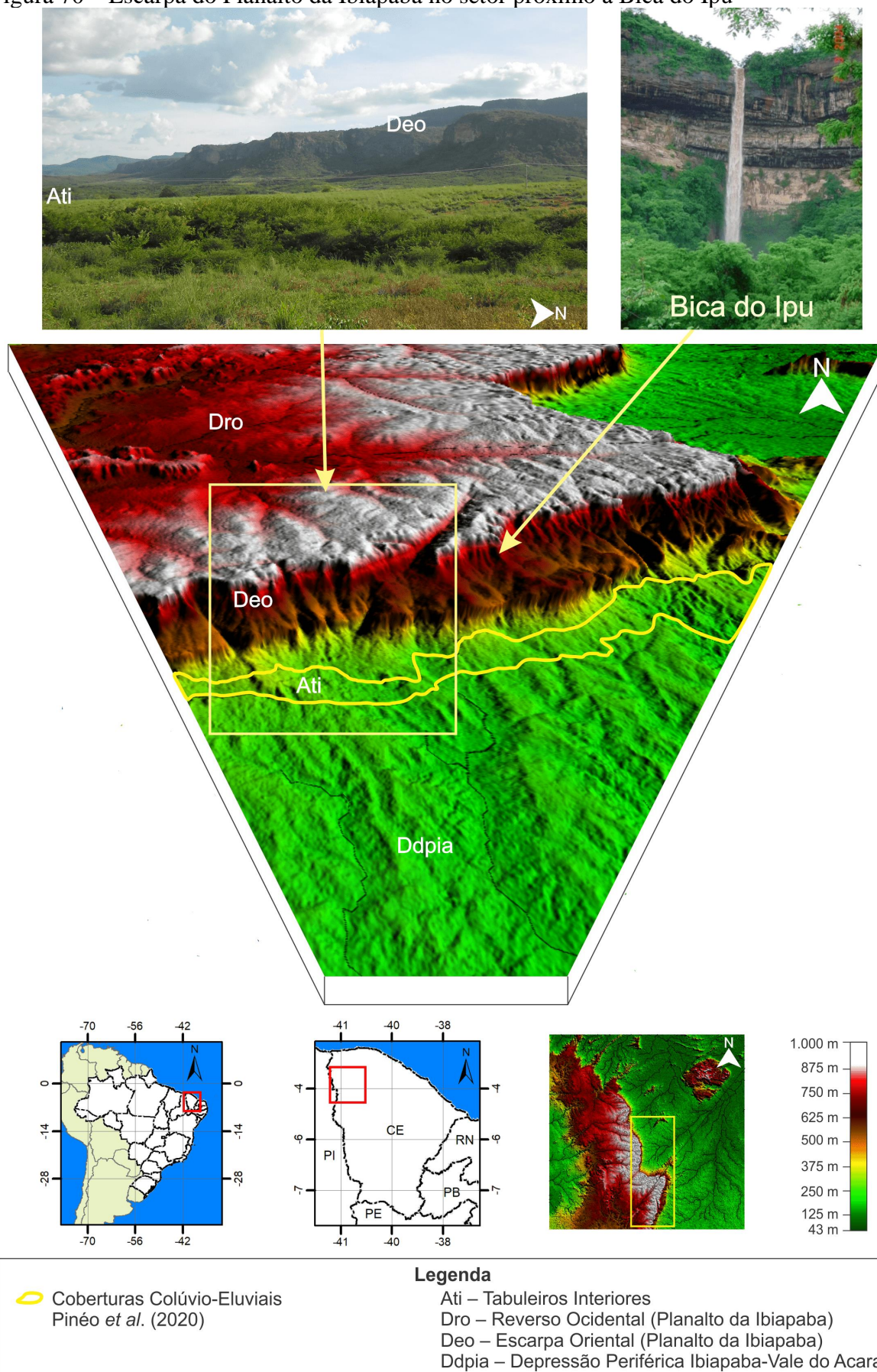
esses depósitos estão em contato direto com a escarpa, recobrando a Formação Ipu. Nesse setor ocorre um morro testemunho dessa Formação próximo à escarpa, o que comprova uma maior resistência desses arenitos em relação aos processos denudacionais sob condições semiáridas.

Logo na borda sul desse lineamento, considerando um transecto geológico-geomorfológico E-W entre os municípios de Guaraciaba do Norte (Planalto da Ibiapaba) e Reriutaba (Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca), formam-se rampas pedimentadas mantidas por arenitos da Formação Ipu, que foram rebaixados desde a base da escarpa até coadunar como superfície embutida à Depressão Periférica. Esse segmento é interrompido por uma estreita faixa de coberturas coluvionares expressas na forma de Tabuleiros Interiores.

Na Área de Proteção Ambiental da Bica do Ipu (Município de Ipu) ocorrem as três formações do Grupo Serra Grande: Formação Ipu na base, Formação Tianguá no centro e Formação Jaicós no topo. Essas formações apresentam diferentes graus de resistência em relação à erosão diferencial, ao passo que existem duas cornijas (duas escarpas distintas), uma em nível mais rebaixado sustentada na Formação Ipu e outra na Formação Tianguá nos níveis superiores (CLAUDINO-SALES; LOPES, 2020), sendo que os níveis altimétricos dessas duas cornijas atingem, em média, 500 e 850 m, respectivamente.

A Figura 70, a seguir, traz um bloco diagrama em 3D com ênfase no setor de escarpa seccionado pela cascata da Bica do Ipu, entrecortando (drenagem anaclinal) os arenitos da formação homônima para criar curtos níveis de festonamentos no relevo. A imagem da esquerda apresenta uma visão panorâmica dos contatos entre a Escarpa Oriental, os Tabuleiros Interiores e a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca. A presença dos Tabuleiros Interiores testemunha possivelmente os paleoníveis da escarpa, cuja denudação forneceu materiais de natureza coluvial para a sedimentação no Neogeno-Quaternário.

Figura 70 – Escarpa do Planalto da Ibiapaba no setor próximo à Bica do Ipu



Fonte: Elaborada pelo autor (2022).

A drenagem anaclinal caracteriza esse segmento, com canais estabelecidos a partir da cornija mais elevada: a Formação Tianguá resiste menos na sua base ao processo de erosão diferencial, de modo a criar desnível suficiente para que a drenagem escoe em direção à cornija mais rebaixada (Formação Ipu). Um desses cursos fluviais – o Riacho Ipuçaba – cria uma queda d'água de 130 m de altura, a denominada “Bica do Ipu”, no entorno da qual foi criada uma área de preservação ambiental homônima (LOPES, 2018; LOPES; CLAUDINO-SALES, 2019).

A ausência de lineamentos dúcteis NE-SW, aliada ao controle de lineamentos rúpteis de direção N-S, justifica a presença de festonamentos menos expressivos no *front*, não permitindo a formação de grandes anfiteatros no setor sul da escarpa (mapas 5 e 6).

As estruturas de lineamentos rúpteis de direções E-W e NW-SE orientam a drenagem anaclinal de 1ª ordem, fortemente encaixada para formar *percées* retilíneos (boqueirões) (mapas 6 e 7). Entre os municípios de Pires Ferreira e Ipu, os contatos na base da escarpa ocorrem quase que diretamente com os Depósitos Colúvio-Eluviais (Tabuleiros Interiores), possivelmente com correlação ao recuo do *front* por circundesnudação.

7.2.4.2 Morros Testemunhos/*Inselbergs* Sedimentares

Os Morros Testemunhos/*Inselbergs* Sedimentares (Dmt) (Mapa 9) apresentam uma área equivalente a 24,24 km², em que o Lineamento Transbrasiliano e a Falha Café-Ipueiras exercem forte controle estrutural no relevo, mantendo camadas sedimentares mais resistentes à erosão. Esses agrupamentos de relevos são sustentados por arenitos da Formação Ipu encaixados no interior do *Graben* Jaibaras, seguindo a direção NE-SW. Esse fato comprova que a escarpa se dispôs em uma área de maior expressão espacial antes do seu recuo pronunciado por circundesnudação para formar a Depressão Periférica.

A instalação da rede hidrográfica, condicionada pelo entalhamento da drenagem anaclinal, assume importante papel na evolução morfogenética do relevo regional. A denudação evidencia o trabalho seletivo da erosão diferencial, denunciando a ocorrência de Morros Testemunhos na área da Depressão Periférica em consequência da elaboração de festonamentos nos patamares de vales anaclinais na escarpa do Planalto da Ibiapaba.

Os Morros Testemunhos são relevos residuais de topo plano, limitados por escarpas, resultantes do recuo pela erosão de frente de *cuesta* ou de outras escarpas de relevos tabuliformes formados em rochas sedimentares ou, excepcionalmente, em derrames vulcânicos. Ocorre nas depressões periféricas, precedendo frentes de planaltos sedimentares

ou sobre estes planaltos, chapadas e tabuleiros, assinalando contato de rochas de resistências diferentes ou limites de recuo de erosão (IBGE, 2009).

Souza (1988) menciona o registro de um afloramento arenítico, que possui a mesma identidade geológica do Grupo Serra Grande. Trata-se de um morro testemunho situado a 80 km da escarpa da Ibiapaba, próximo à cidade de Santana do Acaraú, abrangendo uma faixa de, aproximadamente, 25 km de comprimento por 5 km de largura, preenchendo um *graben*.

Queiroz e Claudino-Sales (2020) identificaram, na altura do município de Cariré, a presença de *Inselbergs* Sedimentares (Grupo Serra Grande) com níveis altimétricos entre 200 e 300 m. Além disso, há ocorrência de lajedos areníticos, representando os níveis menos resistentes dessas rochas, que foram erodidas e aplainadas até atingir a superfície sertaneja.

Como já mencionado, esses relevos seguem a direção do Serrote do Pontal, que se configura como uma expressiva proeminência presente da escarpa do Planalto da Ibiapaba. A presença de *trends* estruturais do Lineamento Transbrasiliano, no setor de escarpa, foi providencial para o prolongamento da Formação Ipu como esporão terminal, que mantém uma borda da escarpa projetada em direção à Depressão Periférica.

Os campos de tensões no Lineamento Transbrasiliano, em caráter transcorrente, a partir do Cretáceo Inferior, podem justificar a ocorrência de um possível deslocamento lateral para leste desses relevos por tectônica, contudo, deve-se considerar que os ciclos de denudação foram capazes de desmontar a borda da bacia em até 80 km de distância da atual linha de *front*, tendo como principal documento exposto, na paisagem, o morro testemunho de Santana do Acaraú, identificado por Souza (1988).

Ao sul do Lineamento Transbrasiliano, entre os municípios de Reriutaba e de Guaraciaba do Norte, ocorre um paleo-esporão terminal, que foi truncado pela erosão até romper com a conexão entre a proeminência da escarpa e os níveis de festonamentos. A feição apresenta-se na forma de uma crista arenítica NE-SW da Formação Ipu, na qual a erosão diferencial a individualizou como relevo residual (em torno de 350 m), que testemunha o recuo da antiga linha de escarpa em relação à nova frente de circundesnudação do planalto.

Esses relevos são controlados por lineamentos rúpteis de direção NE-SW (Mapa 18), que separam a ruptura entre as vertentes e a Depressão Periférica. O relevo é forte ondulado (20-45%) a montanhoso (45-75%) (Mapa 10), com fraturas que cortam os níveis de cimeira nos sentidos NW-SE e N-S, em que se encaixam canais de 1ª ordem, que confluem para a Bacia do Rio Acaraú (mapas 18 e 19).

7.2.4.3 *Reverso Ocidental*

O Reverso Ocidental (Dro) (Mapa 9) abrange uma área equivalente a 3.457,72 km² entre a Escarpa Oriental e os Rebordos Interiores, com relevo plano (0-3%) a suave ondulado (3-8%) (Mapa 10). Corresponde à superfície de caimento topográfico suave, controlada pelo mergulho estratigráfico das camadas sedimentares, que se inclina na direção do eixo central da Bacia do Parnaíba.

A exposição do relevo perante o deslocamento dos ventos úmidos de SE potencializa a ocorrência de chuvas orográficas, formando um brejo de cimeira com vegetação do tipo “plúvio-nebular”. Prevalecem os Latossolos Vermelho-Amarelos, que guardam estreita correlação com o material parental oriundo de conglomerados e de arenitos do Grupo Serra Grande. Essas condições se expressam na área do reverso em uma estreita faixa de terras, de 8-10 km de leste para oeste, sob condições de topografias planas a suavemente onduladas (SOUZA, 1988, 2000; SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Esse enclave de mata úmida configura uma formação de altitude, que, pelo grau de similaridade vegetacional e florística, representa remanescentes da mata pluvial driática (Mata Atlântica ou Floresta Serrano Oriental), válidas como disjunções florestais em meio às caatingas circunjacentes (FERNANDES, 2006). Assim, as variações climáticas do Quaternário justificam a existência de refúgios ecológicos da Mata Atlântica no meio do ambiente semiárido (SANTOS; NASCIMENTO, 2017).

Os Latossolos Vermelho-Amarelos são hidromórficos com horizontes subsuperficiais latossólicos, com avançados estágios de intemperização, sendo constituídos por quantidades variáveis de óxidos de ferro e de alumínio, minerais de argila, quartzo e minerais resistentes à morfogênese. Compõem perfis muito profundos, com horizonte A fraco ou moderado, mas podendo ocorrer o tipo proeminente ou húmico, com horizonte subsuperficial, com poucas diferenciações entre as camadas. Esse horizonte possui textura média e argilosa, com baixos teores de silte, fortemente drenados e com boa permeabilidade à infiltração de água (NASCIMENTO; CUNHA; ROSA, 2006).

Enquanto o obstáculo topográfico é transposto na área do Reverso Ocidental, cessam-se os efeitos das chuvas orográficas entre 8 e 12 km da borda do planalto, justificando a configuração da semiaridez como principal condicionante ambiental, que promove a dispersão fitogeográfica do “carrasco” em consonância com a evolução edafoclimática de solos da classe Neossolos Quartzarênicos (SOUZA, 2000).

Esses solos ocorrem em relevos do tipo suave ondulado e exibem pequena variação de horizontes no perfil, com sequência A-R ou A-C, revestindo uma formação vegetacional arbustivo-arborescente de ramificação densa e caducifólia, típica do reverso de planaltos sedimentares semiáridos (FERNANDES, 2006; SILVA *et al.*, 2014).

Nas proximidades do município de Tianguá, os rios anaclinais percorrem o reverso do Planalto da Ibiapaba para, rapidamente, drenar as rupturas de declive do *front* como afluentes do Rio Coreaú em sentido oposto à inclinação topográfica do Reverso no sentido oeste. Ao contrário da Escarpa Oriental (*front*), no reverso, a drenagem possui baixa capacidade para entalhar vales profundos, aliando-se aos fatores de permoporosidade das rochas, que condicionam a recarga dos lençóis de água subterrâneos. Conforme Souza e Oliveira (2006), há alternância de interflúvios tabulares ou ligeiramente convexos na superfície através de vales que dissecam a superfície do Reverso de forma incipiente.

Os níveis de cimeira do planalto preservam a cobertura paleozoica, que recobria, até o Cretáceo Inferior, parcialmente, o segmento Noroeste do Ceará. O ponto de maior altitude chega a 1.000 m, próximo ao município de Guaraciaba do Norte.

Ocorrem lineamentos rúpteis E-W (Mapa 6), seguindo a mesma direção do mergulho estratigráfico, aos quais se adapta a drenagem cataclinal, que assume padrão paralelo (Mapa 8, Cena E) na elaboração de vales pedimentados, para confluir até a bacia hidrográfica do Rio Parnaíba. Há também lineamentos rúpteis de direções N-S e NW-SE, que encaixam drenagens de 1ª e 2ª ordem na busca por canais E-W de 3ª ordem (mapas 6 e 7).

7.2.4.4 *Rebordos Interiores*

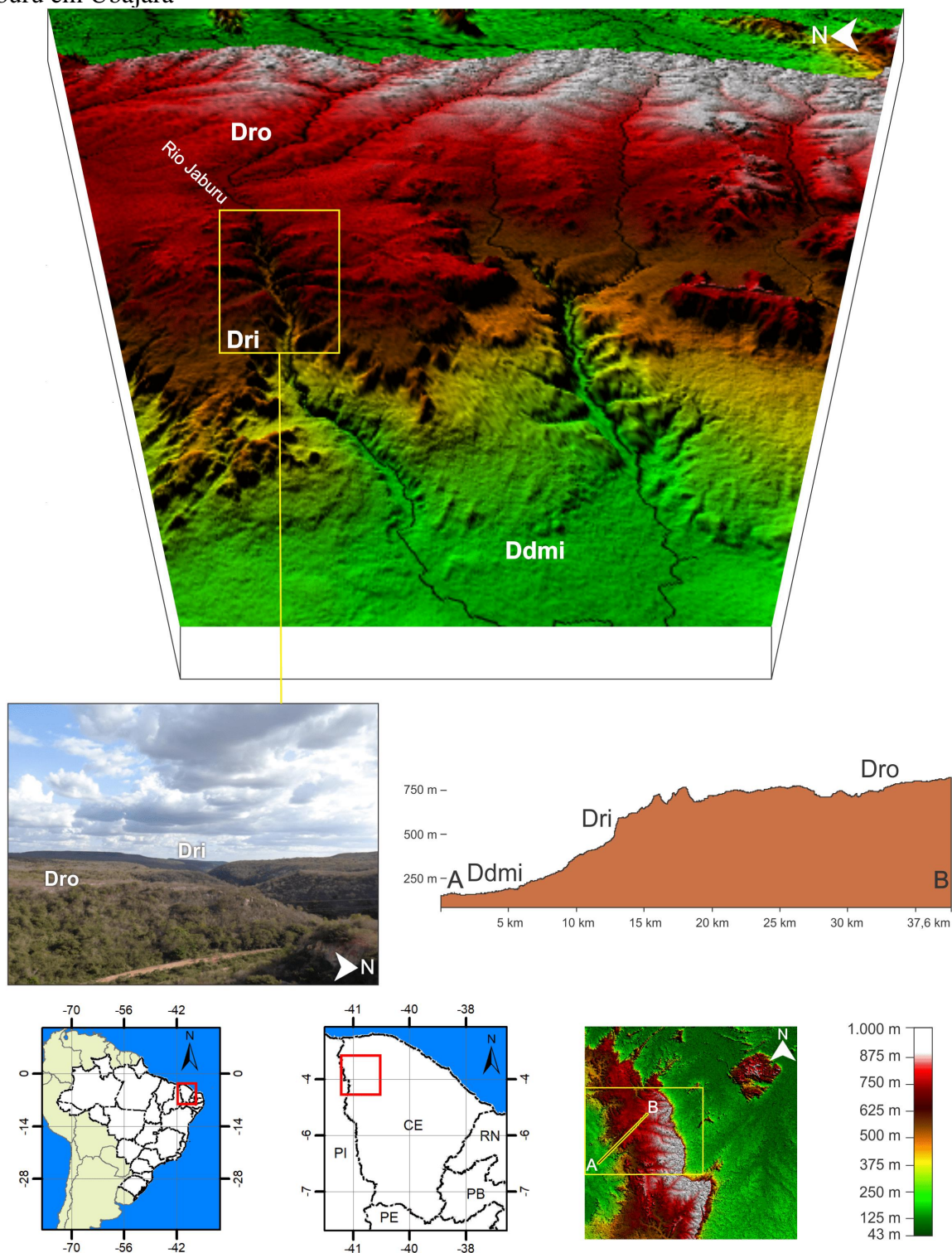
Após o Reverso Ocidental, há uma ruptura de declive por meio de diferentes níveis de erosão, que demarcam o desenvolvimento de Rebordos Interiores (Dri) (Mapa 9), normalmente a partir de 700-750 m. Esses Rebordos têm uma área equivalente a 293,26 km².

Para Souza (2000), no reverso, a superfície apresenta um conjunto topográfico quase imperceptível, não superior a 5°. Há estreita correlação entre a estrutura geológica e a morfologia. Tais relações só perduram até cerca de 30-35 km a oeste, quando então se desenvolvem Rebordos Interiores e uma vasta Depressão Monoclinal. Como ilustra a Figura 71, a seguir, os Rebordos Interiores se expressam por degraus estruturais, que se escalonam até coalescerem com a Depressão Monoclinal a partir de diferentes graus de resistência das fácies psamíticas da Formação Jaicós em relação à erosão diferencial.

Em termos de estruturação de padrões de drenagem, há um maior adensamento em relação ao reverso com canais de 1ª e 2ª ordem orientados por lineamentos rúpteis NW-SE. Os canais fluviais de 3ª ordem se encaixam em lineamentos rúpteis de direções E-W e NE-SW, formando *percées* cataclinais, que confluem para a Bacia do Rio Parnaíba (mapas 6, 7). Essa drenagem diseca o relevo através de patamares erosivos, que refletem a quebra do controle estrutural do Reverso Ocidental pela ação da denudação na faixa terminal do caimento topográfico. O relevo é ondulado (20-45%) a forte ondulado (45-75%) (Mapa 10), com menor ruptura topográfica do que na Escarpa Oriental do Planalto da Ibiapaba.

O padrão de drenagem passa de paralelo no Reverso para subdendrítico nos Rebordos Interiores (Mapa 8, Cena D), à medida que os canais se ramificam aumentando a densidade de cursos fluviais em função do maior acidentamento do relevo em termos de declividade. Essa densidade não chega a configurar um padrão dendrítico tal qual ocorre em rochas impermeáveis do embasamento, e sim subdendrítico, visto que a permoporosidade do material sedimentar permite um maior grau de infiltração d'água no lençol subterrâneo. A Figura 71, a seguir, mostra o entalhe do Rio Jaburu na dissecação dos Rebordos Interiores:

Figura 71 – Rebordos Internos no setor dissecado pelo Rio Jaburu e vista à jusante do Açude Jaburu em Ubajara



| | |
|---|---|
| <p>■ Grupo Serra Grande (Formação Jaicós)</p> | <p>Legenda</p> |
| | <p>Deo – Escarpa Oriental (Planalto da Ibiapaba) Dro – Reverso Ocidental (Planalto da Ibiapaba) Dri – Rebordos Internos (Planalto da Ibiapaba) Ddmi – Depressão Monoclinal da Ibiapaba</p> |

Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

7.2.5 *Depressão Monoclinal*

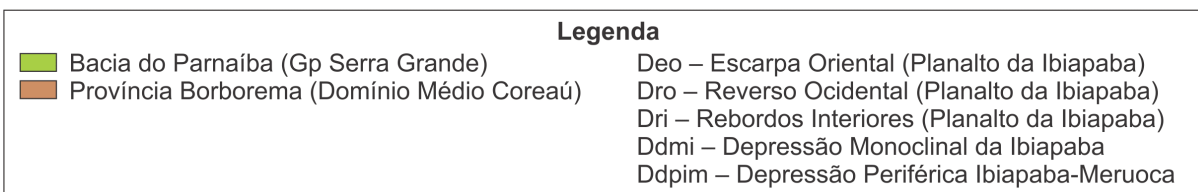
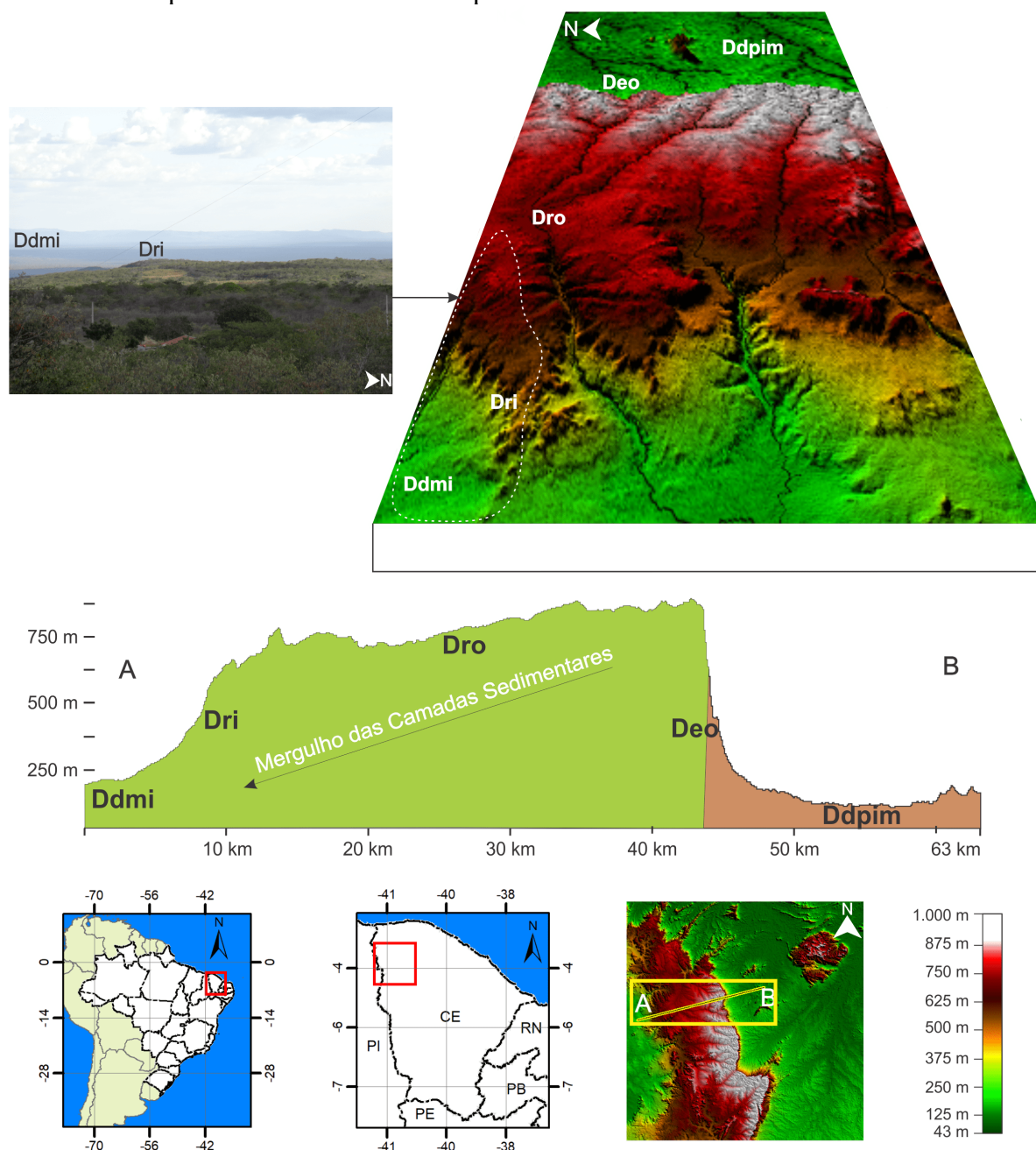
A Sinéclise do Parnaíba é uma bacia sedimentar formada entre o Paleozoico e o Cretáceo, assumindo dimensões continentais no segmento Norte-Nordeste da Plataforma Sul-Americana em suas diversas sequências cronolitoestratigráficas. A Depressão Monoclinal é uma ampla superfície de aplainamento sedimentar no interior da bacia. Na área de estudo esta unidade está em contato com os Rebordos Interiores do Planalto da Ibiapaba.

7.2.5.1 *Depressão Monoclinal da Ibiapaba*

A Depressão Monoclinal da Ibiapaba (Ddmi) (Mapa 9) ocorre em resposta aos processos denudacionais nos Rebordos Interiores. A continuidade dessa Depressão é interrompida pelo desdobramento de cuestas em direção ao eixo da Bacia do Parnaíba (SOUZA, 2000). Na área de estudo, abrange uma área equivalente a 1.428,82 km². Ocorrem lineamentos rúpteis de direção N-S, encaixando canais de 1ª ordem, que nascem na Depressão Monoclinal. Os canais de 2ª e 3ª ordem seguem os padrões NW-SE e NE-SW (mapas 6 e 7).

A Figura 72, a seguir, traz um perfil geológico-geomorfológico, no sentido E-W, das unidades geomorfológicas em sequência: Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca (superfície de circundesnudação); Escarpa Oriental (*front* de ruptura topográfica abrupta); Reverso Ocidental (superfície de caimento topográfico suave em direção ao centro da Bacia Sedimentar do Parnaíba); Rebordos Interiores-Depressão Monoclinal da Ibiapaba (degraus estruturais e baixos patamares, que coalescem suavemente até a depressão sedimentar):

Figura 72 – Bloco diagrama e perfil topográfico entre a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca e a Depressão Monoclinal da Ibiapaba



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

Apresenta relevo plano (0-3%) (Mapa 10), e geralmente altitude inferior a 250 m. Não obstante, ocorrem setores mais elevados, no intervalo entre 490-250 m, que descem

suavemente através do escalonamento do relevo para os níveis mais rebaixados, atestando a preservação de uma possível paleosuperfície de denudação dos Rebordos Interiores.

Os rios que dissecam os Rebordos Interiores drenam na Depressão Monoclinal da Ibiapaba para confluir com a do Rio Parnaíba, no estado do Piauí. Nesse segmento, não há um espraiamento expressivo de Planícies Fluviais em razão da baixa capacidade de incisão linear dos rios que nascem e entalham seus vales em rupturas topográficas menos expressivas, diminuindo o aporte sedimentar transportado para o nível de base regional.

7.2.6 Tabuleiros

É de reconhecimento vasto, na literatura sobre a geomorfologia do Nordeste brasileiro, a existência de tabuleiros Costeiros e Interiores constituídos por sedimentos do Grupo Barreiras (SOUZA, 2000). Há também Tabuleiros Interiores, no estado do Ceará, formados por depósitos de natureza colúvio-eluvial (SOUZA, 2000; MOURA FÉ, 2015; COSTA *et al.*, 2021), como os que ocorrem na área de estudo em topografias planas, próximos às escarpas do Planalto da Ibiapaba, Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim e Serra da Penanduba.

7.2.6.1 Tabuleiros Interiores

Na área, os Tabuleiros Interiores (Ati) (Mapa 9) distribuem-se ao longo da base dos relevos escarpados, capeados por autênticos fanglomerados subatuais. Em suma, resultam de movimentos gravitacionais, de fluxo de dentritos e de corridas de lama, decorrentes de eventos torrenciais impostos por climas mais secos (SOUZA, 2000).

Para Pinéo e Palheta (2021), os Depósitos Colúvio-Eluviais formam Tabuleiros com topografia suave, bordas dissecadas e contornos irregulares, podendo ter vínculo com o manto de alteração das rochas subjacentes, por vezes, preservando as estruturas pretéritas.

Souza (2000) interpreta a geoforma dessas coberturas como Tabuleiros Interiores em semelhança aos Tabuleiros Costeiros do Grupo Barreiras. O referido autor, a partir de dados de mapeamentos geológicos e geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL, constata a presença dessas feições próximas à Serra da Penanduba através de pacotes sedimentares inconsolidados, apresentando incipiente laterização formada por seixos, matacões e calhaus de arenitos do Grupo Serra Grande.

Costa *et al.* (2021) identificaram Tabuleiros Interiores no Ceará oriundos de coberturas coluvionares e depósitos fluviais antigos ao longo do alto e do médio curso da Bacia do Rio Jaguaribe e do alto curso da Bacia do Rio Poty. O Alto Poty integra o segmento Sul da Ibiapaba, porém esse setor não integra o recorte espacial da área de estudo. A circundesnudação do Planalto da Ibiapaba promoveu uma agradação correlativa próxima à base da escarpa documentando a gênese e a evolução dessa paisagem geomorfológica. Conforme os autores, os graus de rugosidade variam de muito baixo a alto, com um padrão mais heterogêneo, em resposta aos processos de dissecação mais acentuados em áreas à montante, com os processos erosivos mais intensos de escoamento (difuso e concentrado) e a própria rede de drenagem local, influenciada pelas escarpas da Ibiapaba.

De modo geral, na área de estudo, esses Tabuleiros possuem relevo plano (0-3%) a suave ondulado (3-6%) (Mapa 10), em uma área de 151,86 km². Os depósitos de tálus do Planalto da Ibiapaba mais recentes não contribuem para a formação de Tabuleiros Interiores, em razão da granulometria inconsolidada dos blocos, que colapsam pela gravidade, pela topografia acidentada e pelo baixo grau diagenético do material.

Nos Tabuleiros Interiores, os padrões de drenagem não sofrem mudanças abruptas em relação ao contexto das depressões periféricas Ibiapaba-Meruoca e Vale do Acaraú, apresentando padrões que tendem de subdendrítico a dendrítico. A exceção são os Tabuleiros próximos à Serra da Penanduba, que exibem padrão radial centrífugo (Mapa 8, Cena C), por condições específicas de relevo, como foi descrito por Cavalcante e Bastos (2019).

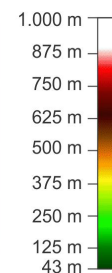
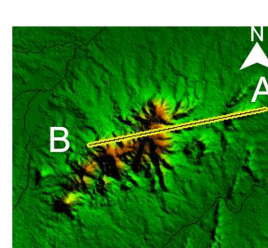
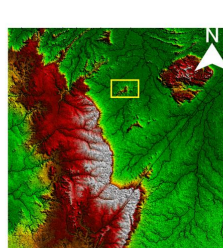
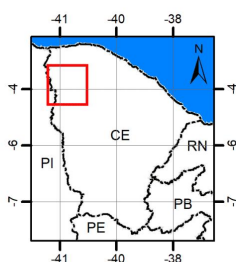
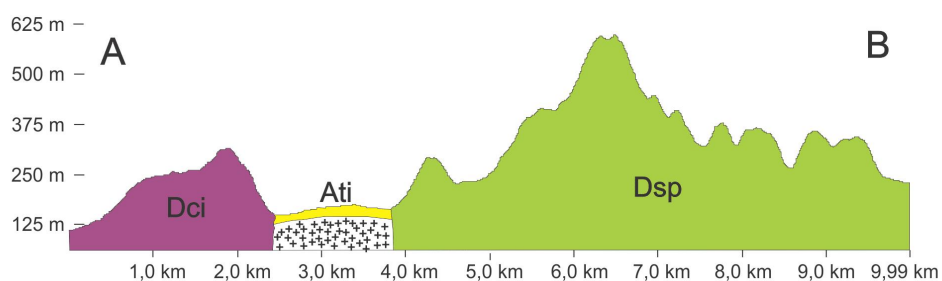
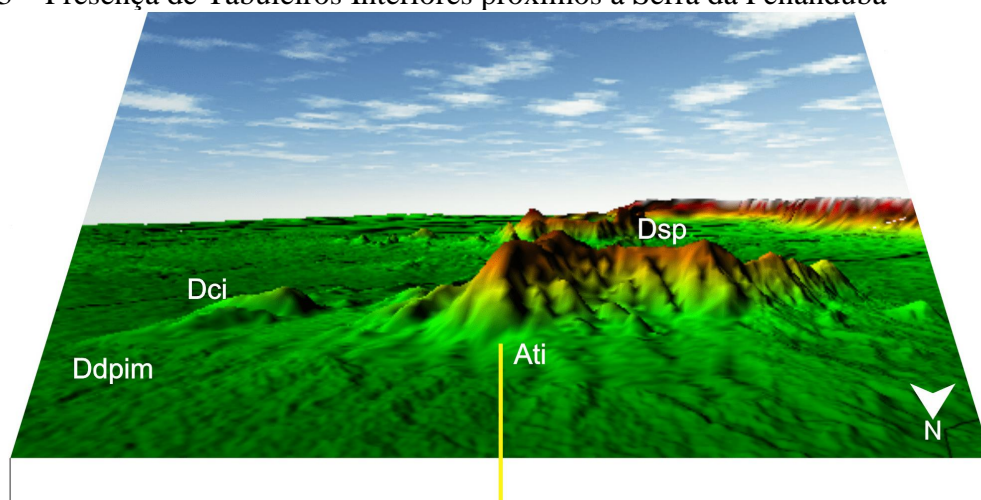
Nos segmentos Nordeste-Norte e Noroeste da Serra da Penanduba, essas superfícies inclinam-se da altitude máxima em torno de 230 m até próximo à cota de 100 m, por meio de rampas suaves, na direção do vale do Rio Juazeiro, com desníveis de baixa amplitude altimétrica entre as coberturas coluvionares e os psamitos da Formação Coreaú, que demarcam o contato dos Tabuleiros Interiores com a Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca.

Agrupam sedimentos siliciclásticos oriundos do Grupo Serra Grande, como depósitos correlativos vinculados ao recuo do Planalto da Ibiapaba por circundesnudação.

Nesse setor, os lineamentos rúpteis são de N-S, NE-SW, em que se instalam as drenagens de 1^a e 2^a ordem na dissecação da superfície (mapas 12 e 13). As estruturas NW-SE fraturam o interior do capeamento sedimentar, porém não têm controle estrutural para orientar a drenagem, que tem forte influência de coletores oriundos da Serra da Penanduba.

A Figura 73, a seguir, ilustra a disposição dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos, que campeiam os Tabuleiros Interiores próximos à Serra da Penanduba, através de um perfil geológico-geomorfológico acompanhado por um bloco diagrama da área:

Figura 73 – Presença de Tabuleiros Interiores próximos à Serra da Penanduba



- Coberturas Colúvio-Eluviais
- Grupo Ubajara (Formação Trapiá)
- Unidade Vulcânica Saquinho
- Embasamento Indiscriminado

Legenda

- Ati – Tabuleiros Interiores
- Ddpim – Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca
- Dsp – Serra da Penanduba
- Dci – Níveis Rebaixados de Cristas e *Inselbergs* (Serrote do Saquinho)

Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

Ocorrem Depósitos Colúvio-Eluviais entre as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim e o Planalto da Ibiapaba, que se distribuem em flangomerados recentes com distribuição e formas bastante variadas (NASCIMENTO *et al.*, 1981). Essas coberturas sedimentares se expressam em superfície através de Tabuleiros Interiores, com altitudes inferiores a 200 m.

Para Moura Fé (2015), apresentam-se, morfologicamente, como pequenas mesetas, isoladas entre si em função da erosão linear dos cursos d'água, cuja evolução morfoestrutural foi concomitante ao processo de soerguimento da região.

Os Tabuleiros Interiores próximos à Serra de São Joaquim possuem lineamentos rúpteis NW-SE, que orientam cursos fluviais de 1ª e 2ª ordem no sentido do vale do Rio Itacolomi (mapas 12 e 13). Esse rio sofre inflexão N-S condicionado por falhas rúpteis na superfície dos Tabuleiros. Corresponde a uma sub-bacia da Bacia do Rio Coreaú, que, ao drenar na área da Depressão Periférica, retorna à sua orientação principal NE-SW.

Nos Tabuleiros Interiores que ocorrem próximos às serras da Timbaúba e Ubatuba, localizados no extremo Noroeste da área de estudo e no limite Norte do Planalto da Ibiapaba, os lineamentos rúpteis seguem as direções NE-SW e N-S. As drenagens de 1ª e 2ª ordem dissecam o contato entre a borda da Ibiapaba e os Tabuleiros na direção NW-SE. Os lineamentos rúpteis controlam a drenagem somente após a confluência dos vales e o adensamento da drenagem para formar canais de 3ª ordem N-S e NE-SW (mapas 12 e 13).

Próximo ao município de Ipu, os Tabuleiros Interiores se posicionam de forma paralela ao Planalto da Ibiapaba, testemunhando uma sedimentação correlativa ao recuo da escarpa pelos eventos de denudação cenozoicos. São Depósitos Colúvio-Eluviais (Neogeno-Quaternário) identificados por Pinéo *et al.* (2020), que também constituem Tabuleiros Interiores, conforme foi sugerido em trabalhos anteriores (SOUZA, 2000; MOURA FÉ; COSTA *et al.*, 2021), para outras regiões do estado do Ceará como já mencionado.

Nesse caso, há uma continuidade na área de estudo dos Tabuleiros Interiores do Alto Poty, descritos por Costa (2021), estendendo-se com maior expressão espacial entre os municípios de Ipu e Pires Ferreira, próximo ao Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba. Nesse setor, a altitude geralmente está em torno de 250-300 m, e em alguns pontos ocorrem altos topográficos que ultrapassam 300 m, ressaltando que na circunvizinça, não há rupturas topográficas abruptas no contato com a Depressão Periférica em nível altimétrico próximo.

Os lineamentos rúpteis nesse setor apresentam tramas estruturais NE-SW, N-S, NW-SE e E-W, nas quais se instala a rede de drenagem. Não há, nesse setor, canais fluviais que seguem as falhas de sentido N-S, em razão de a localização das cabeceiras dos rios ter como centro dispersor de drenagem o Planalto da Ibiapaba para oeste (mapas 6 e 7).

7.2.7 Planícies Fluviais

As Planícies Fluviais são as formas de relevo recentes que resultam da acumulação de sedimentos quaternários pela ação dos rios nas áreas mais rebaixadas. As Planícies Fluviais da área de estudo se formam ao longo dos vales dos rios Acaraú e Coreaú e seus principais afluentes compondo formas de relevo bem demarcadas na paisagem.

7.2.7.1 Planícies Fluviais dos Rios Acaraú e Coreaú e seus Afluentes

As Planícies Fluviais, na área de estudo, compreendem as áreas de deposição de materiais quaternários de natureza aluvial oriundos das bacias dos rios Acaraú e Coreaú (Mapa 9). A drenagem é fortemente ramificada com padrão dendrítico sob o regime intermitente sazonal, em função da variabilidade climática do semiárido, que implica na alternância de volume caudal dos rios, ora na ausência de volume d'água ou com baixo gradiente energético, ora com fluxo hídrico turbulento em eventos de chuvas excepcionais.

O espraiamento aluvial desses depósitos forma Planícies Fluviais, que são expostas em níveis mais expressivos ao longo do médio curso dos rios Acaraú e Coreaú. Além disso, as propriedades de permoporosidade do material constituinte possibilitam a recarga do aquífero, estabelecendo bom potencial hidrogeológico.

As camadas de argilas de depósitos aluviais variam, via de regra, de cinza escura a esverdeada, constituindo um nível bem definido com cotas elevadas de 2 a 4 m acima do leito do rio. São, normalmente, pouco arenosas com impurezas orgânicas e ferruginosas. Abaixo da camada argilosa, ocorre, comumente, uma camada de areia grossa, indicativa de um paleocanal do rio. As Planícies Fluviais são recobertas por matas ciliares de carnaúbas, por sua vez, recobertas por Neossolos Flúvicos (SOUSA *et al.*, 2005).

O Rio Coreaú nasce da confluência dos riachos Jatobá e Caiçara, ambos oriundos da escarpa úmida do Planalto da Ibiapaba, posicionado no sentido norte-sul com percurso de 167 km até desaguar no Oceano Atlântico (COGERH, 2010). Prevaecem topografias planas, cuja coalescência dos vales principais, nos setores de médio curso, amplia o espraiamento aluvial das planícies de inundação na área do leito maior.

Sobre o Rio Acaraú, o limite da planície com os interflúvios é marcado por aclives suaves, correspondendo, no médio curso, em níveis de terraços correlacionáveis com o desenvolvimento de uma superfície de aplainamento mais recente. São mantidos por cascalheiras de material quartzoso de pequeno calibre (3-5 cm), em geral, pouco arrestados.

São formados pela deposição recente (Quaternário) de sedimentos, oriundos da ação fluvial (SOUZA, 1981, 2000).

As larguras dos vales possuem, em média, de 10 a 50 m, sendo mais alargados no Rio Acaraú e nos principais tributários. À jusante de Sobral, após coletar as drenagens dos rios Macacos, Jacurutu e Groáras, especificamente após a confluência com o Rio Madeiras (margem esquerda), a Planície Fluvial do Rio Acaraú tem 4 km. Os vales têm forma de U e material de alteração em suas bordas, com talvegues retilíneos e meandrantes no seu médio curso com areias grosseiras, misturando-se aos seixos rolados. O perfil transversal apresenta sequência nítida de feições de várzea com relevo plano acima de 5 m, aproximadamente, constituídas de sedimentos clásticos de textura grosseira, embora predominem sedimentos arenosos (NASCIMENTO, 2006).

As Planícies Fluviais dos rios Acaraú e Coreaú e seus Afluentes possuem área de 437,36 km², geralmente por meio de superfícies planas (0-3%) (Mapa 10), e altitudes que não ultrapassam 150 m. A Figura 74 ilustra as Planícies Fluviais dos rios Acaraú (A e B) e Coreaú (C), mostrando o espraiamento da área de inundação das planícies, em razão de o registro das imagens ter ocorrido durante o período chuvoso no médio curso desses vales:

Figura 74 – (A) Planície Fluvial do Rio Acaraú na sede do município de Sobral/CE; (B) Planície Fluvial do Rio Acaraú na Sede de Sobral com destaque para o Maciço da Meruoca ao fundo; (C) Planície Fluvial do Rio Coreaú na sede do município de Coreaú com destaque para uma Crista da Formação São Joaquim ao fundo.



Fonte: Autor (2018).

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES FINAIS

Este capítulo apresenta os dados termocronológicos que validam a evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba e do Noroeste do Ceará. O primeiro item apresenta uma descrição da petrografia e da composição modal das amostras. No segundo momento, o foco das discussões é em torno das análises TFA e das idades centrais das amostras. Por fim, têm-se os eventos morfoestruturais registrados nas histórias térmicas, que remontam às reativações tectônicas pós-cretáceas em correlação com as taxas de denudação subsequentes.

8.1 Descrição petrográfica das amostras

A descrição das lâminas petrográficas resulta da colaboração de análises microscópicas realizadas pelo professor Dr. Guilherme Rafael Beltran Navarro, no Laboratório de Fotomicroscopia do Instituto de Geociências da UNESP, para a identificação dos minerais de apatita e da classificação modal das amostras. A amostra TFA6 pertence ao Complexo Granja (Unidade Granja), sendo a mesma unidade geológica e litológica da amostra TFA5. No entanto, a TFA6 não possui descrição petrográfica, à medida que foi uma amostra doada pelo professor Dr. Ticiano Santos (Unicamp) a pedido do professor Dr. Peter Hackspacher (UNESP), com o intuito de ter representatividade na área mais próxima da escarpa do Planalto da Ibiapaba.

8.1.1 *Corpo Anil (TFA1)*

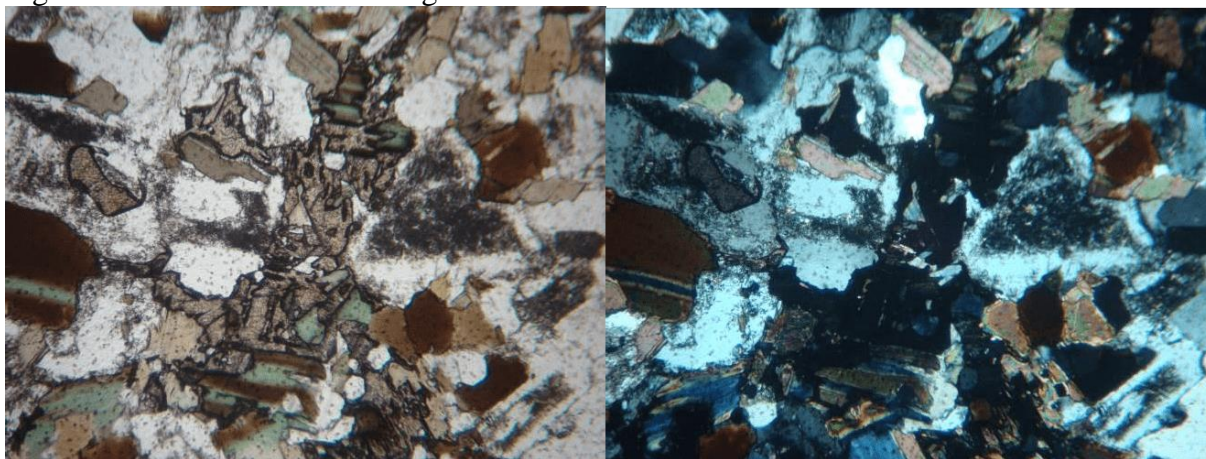
A cristalização dessa rocha ocorreu entre 594 ± 12 Ma e $604,9 \pm 8,6$ Ma (U-Pb) (SILVA, 2019), sendo um granitoide de idade tardi-orogênica (*vide* item 4.6) do tipo biotita granodiorito com hornblenda. As apatitas ocorrem sob a forma de pequenos a minúsculos cristais prismáticos a fibrosos, euedrais a subedrais, que estão dispersos mais ou menos homoganeamente pela secção delgada, formando difusas concentrações em associação com os minerais máficos. A Tabela 2 e a Figura 75, a seguir, detalham a composição modal estimada da amostra TFA1:

Tabela 2 – Composição modal da amostra TFA1 pertencente ao Corpo Anil

| Minerais | Composição Modal |
|----------------------|------------------|
| Plagioclásio | ± 40% |
| Quartzo | ± 25% |
| Feldspato potássico | ± 20% |
| Biotita e clorita | ± 10% |
| Anfibólio | ± 2% |
| Titanita | < 1% |
| Apatita | < 1% |
| Epidoto/clinozoisita | < 1% |
| Minerais opacos | Traço |
| Zircão | Traço |
| Carbonato | Traço |

Fonte: Análise microscópica realizada por Guillermo Rafael Beltran Navarro.

Figura 75 – TFA1-Lâmina Petrográfica



Fonte: Análise microscópica realizada por Guillermo Rafael Beltran Navarro.

Nota: Fotomicrografias obtidas por luz transmitida do mesmo local e com os mesmos aumentos, à esquerda com os polarizadores descruzados e à direita cruzados, apresentando textura em domínio de concentração de minerais máficos, representados por cristais de biotita parcialmente cloritizados, titanita, plagioclásio zonados, quartzo e apatita. A base das duas imagens corresponde a 1,73 mm.

8.1.2 Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Unidade Granitoide Santa Quitéria) (TFA4)

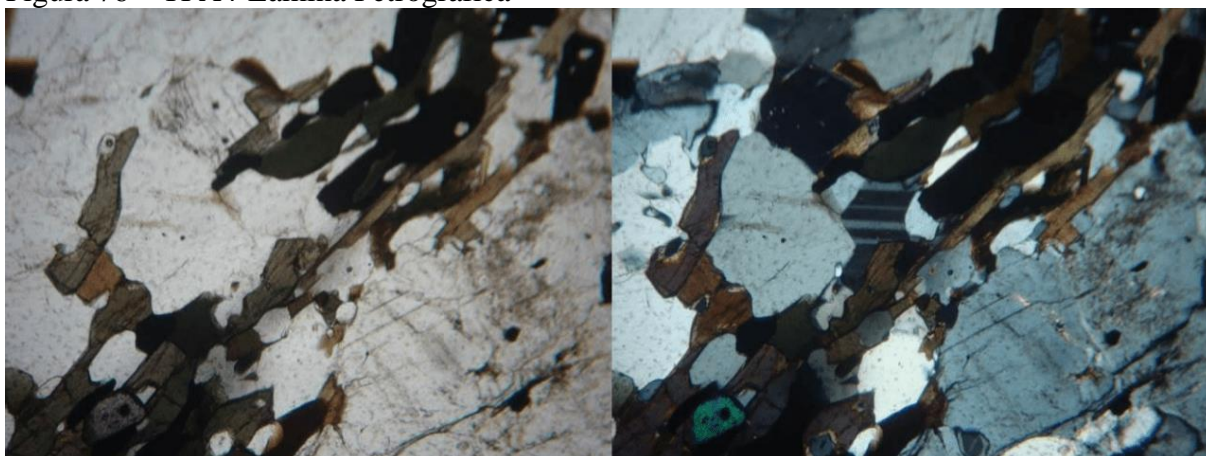
A amostra da Unidade Granitoide Santa Quitéria possui idade de cristalização em torno $637,8 \pm 4,8$ Ma (U-Pb) (ARAÚJO *et al.*, 2014) e corresponde a um hornblenda gnaisse monzonítico a monzodiorítico com biotita. As apatitas ocorrem através de pequenos cristais granulares a prismáticos, eudrais a anedrais, normalmente menores que 200 μm , dispersos pela secção delgada, comumente em associação com os minerais máficos. A Tabela 3 e a Figura 76, a seguir, detalham a composição modal estimada da amostra TFA4:

Tabela 3 – Composição modal da amostra TFA4 da Unidade Granitoide Santa Quitéria

| Minerais | Composição Modal |
|----------------------|------------------|
| Plagioclásio | ± 40% |
| Quartzo | ± 25% |
| Feldspato potássico | ± 20% |
| Biotita e clorita | ± 10% |
| Anfibólio | ± 2% |
| Titanita | < 1% |
| Apatita | < 1% |
| Epidoto/clinozoisita | < 1% |
| Minerais opacos | Traço |
| Zircão | Traço |
| Carbonato | Traço |

Fonte: Análise microscópica realizada por Guillermo Rafael Beltran Navarro.

Figura 76 – TFA4-Lâmina Petrográfica



Fonte: Análise microscópica realizada por Guillermo Rafael Beltran Navarro.

Nota: Fotomicrografias obtidas por luz transmitida do mesmo local e com os mesmos aumentos, à esquerda com os polarizadores descruzados e à direita cruzados, exibindo a estrutura e a textura formadas pela concentração de minerais máficos (hornblenda e biotita). Nas imagens, aparecem também cristais de plagioclásio, quartzo, apatita e zircão (relevo e birrefringência mais alta no canto inferior esquerdo). A base das duas imagens corresponde a 1,73 mm.

8.1.3 Complexo Granja (Unidade Granja) (TFA5)

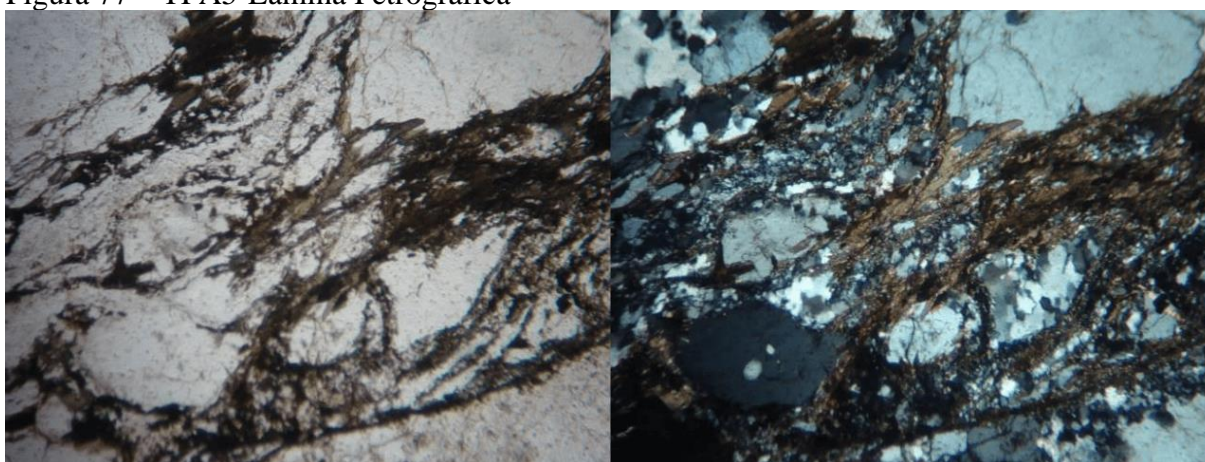
A amostra TFA5 da Unidade Granja possui idade (U-Pb) de 2,357-2,271 Ga (FETTER *et al.*, 2000; PINÉO *et al.*, 2020), sendo classificada na descrição petrográfica como biotita gnaisse monzogranítico ou biotita monzogranito cisalhado milomitizado. A apatita ocorre sob a forma de cristais granulares a prismáticos, anedrais a eudrais, que apresentam distribuição granulométrica serial, com os maiores atingindo pouco mais de 300 µm de comprimento ou diâmetro. A Tabela 4 e a Figura 77, a seguir, detalham a composição modal estimada da amostra TFA4:

Tabela 4 – Composição modal da amostra TFA5 do Complexo Granja (Unidade Granja)

| Minerais | Composição Modal |
|---------------------|------------------|
| Feldspato potássico | ± 30% |
| Plagioclásio | ± 30% |
| Quartzo | ± 30% |
| Biotita e clorita | ± 10% |
| Minerais opacos | ± 1% |
| Apatita | < 1% |
| Allanita | < 1% |
| Zircão | Traço |
| Carbonato | Traço |
| Muscovita | Traço |

Fonte: Análise microscópica realizada por Guilherme Rafael Beltran Navarro.

Figura 77 – TFA5-Lâmina Petrográfica



Fonte: Análise microscópica realizada por Guilherme Rafael Beltran Navarro.

Nota: Fotomicrografias obtidas por luz transmitida do mesmo local e com os mesmos aumentos, à esquerda com os polarizadores descruzados e à direita cruzados, apresentando a estrutura e a textura em domínio de concentração da deformação. Nas imagens, aparecem cristais de biotita, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (canto inferior direito). A base das duas imagens corresponde a 1,73 mm.

8.2 Análises TFA e idades centrais das amostras

As análises por traços de fissão em apatitas correspondem às amostras: TFA1 – Corpo Anil (Domínio Ceará Central); TFA4 – Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Domínio Ceará Central); TFA5 e TFA6 – Complexo Granja (Domínio Médio Coreaú). Vale ressaltar que as TFA2 e TFA3 não entraram nesse lote de análises. O Quadro 2, a seguir, expõe as unidades geológicas e geomorfológicas, as coordenadas geográficas e a altitude das amostras:

Quadro 2 – Informações das amostras

| Amostra | Unidade Geológica | Unidade Geomorfológica (2º Táxon) | Coordenadas Geográficas | Altitude |
|---------|----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|----------|
| TFA1 | Corpo Anil | Depressão Periférica | 4° 8' 16,044" S 40° 28' 1,596" W | 140 m |
| TFA4 | Complexo Tamboril-Santa Quitéria | Depressão Periférica | 4° 21' 24,63" S 40° 26' 30,744" W | 186 m |
| TFA5 | Complexo Granja | Depressão Periférica | 3° 28' 14,958" S 40° 53' 50,268" W | 126 m |
| TFA6 | Complexo Granja | Maciços e Cristas Residuais | 3° 30' 45,60" S 41° 4' 46,80" W | 519 m |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A Tabela 5 mostra os parâmetros do cálculo das idades a partir da determinação do conteúdo de U, desenvolvida por Soares *et al.* (2014, 2015), a saber: N (*Grains*): números de grãos analisados; n (*Tracks*): número de traços; Rho (s): densidade dos traços de fissão espontâneos por cm² na amostra; Rho (Zeta): densidade dos traços de fissão espontâneos por cm² por amostra padrão de idade (Durango); Zeta (mMS): parâmetro Zeta medido no espectrômetro de massa (MS); U-unk (desconhecido): concentração de U por amostra padrão (Durango) dada em ppm; U-std (padrão): concentração de U na amostra padrão (Durango) dada em ppm; Central Age: idade central da amostra dada em Ma; *Minimum*: idade do grupo de amostras mais jovens; *Mean Track Length*: média dos traços; *Mean Dpar* (Dpar médio): taxa de resistência ao *annealing*.

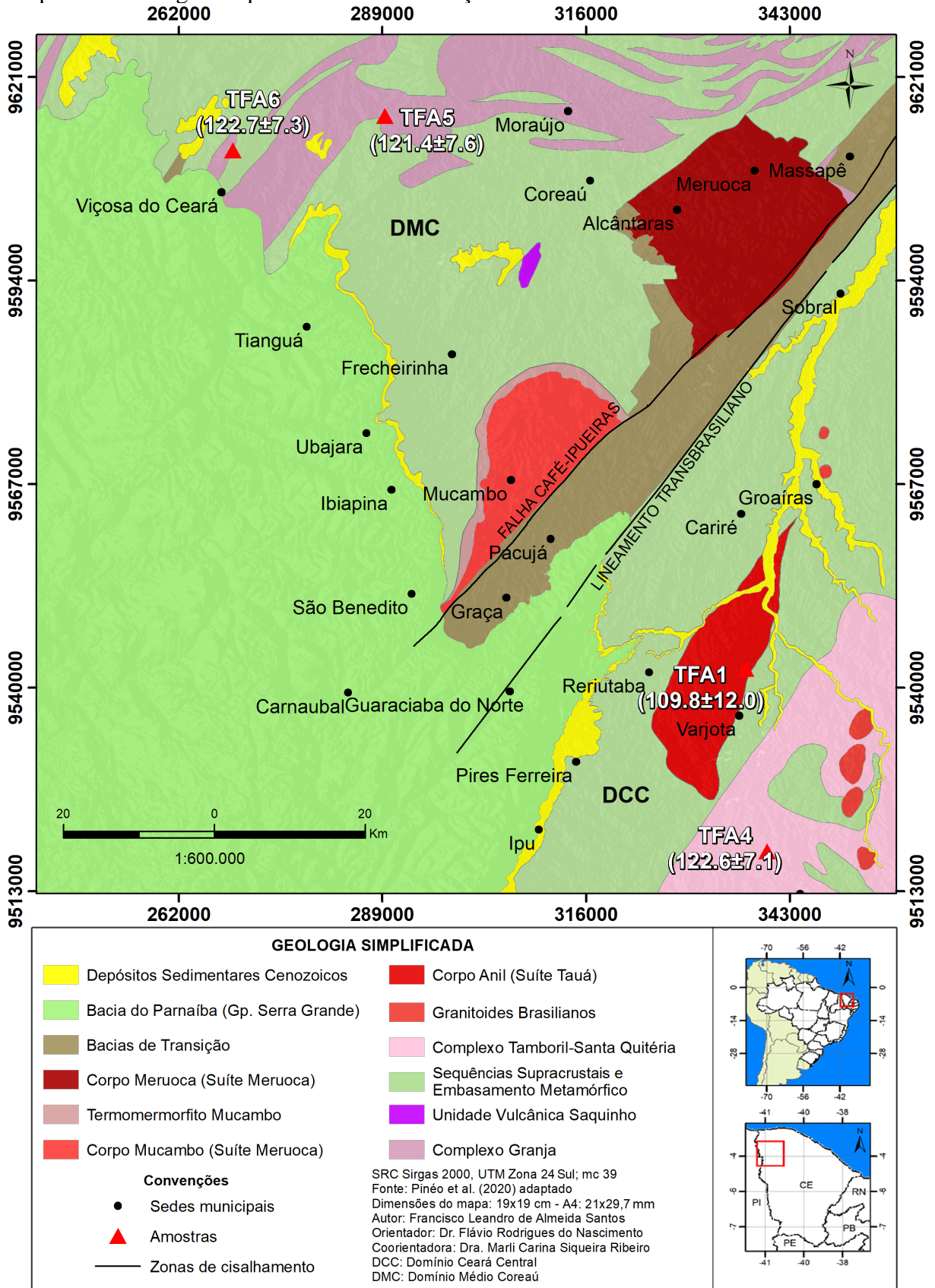
Tabela 5 – Parâmetros que definem o cálculo das idades

| Samples | N (grains) | n (tracks) | Rho(s) × 10 ⁶ | Rho(Zeta) × 10 ⁶ | Zeta(mMS) × 10 ³ | U-unk µg/g | U-std µg/g | Central Age Ma | Minimum Ma | Mean Dpar | Mean Track Length |
|---------|------------|------------|--------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------------|------------|----------------|--------------|-----------|-------------------|
| TFA-1 | 35 | 275 | 0.49 | 1.51 | 1.8900 | 9.34 | 9.03 | 109.8 ± 12.0 | 105.7 ± 10.8 | 2.1 | 13.53 ± 0.89 |
| TFA-4 | 32 | 741 | 1.48 | 1.51 | 1.8900 | 25.23 | 9.03 | 122.6 ± 7.1 | 118.9 ± 6.7 | 3.0 | 13.17 ± 1.34 |
| TFA-5 | 32 | 568 | 1.11 | 1.51 | 1.8900 | 18.89 | 9.03 | 121.4 ± 7.6 | 117.3 ± 7.4 | 2.0 | 13.23 ± 1.28 |
| TFA-6 | 33 | 495 | 0.94 | 1.51 | 1.8900 | 14.70 | 9.03 | 122.7 ± 7.3 | 122.7 ± 7.3 | 2.1 | 13.85 ± 1.09 |

Fonte: Elaborada pelo autor.

O mapa geológico simplificado da área de estudo (Mapa 20), a seguir, mostra a localização das amostras com suas respectivas idades centrais de acordo com a Tabela 5.

Mapa 20 – Geologia simplificada com localização e as idades centrais das amostras



Fonte: Elaborado pelo autor (2022) a partir de Pinéo *et al.* (2020).

Os gráficos 1 a 4, a seguir, elaborados no *software* RadialPlotter 9.5, conforme Vermeesch (2009), mostram como resultados os valores aproximados para as análises das idades mínimas e máximas e o teste do $P(x^2)$, sendo: TFA1 (idade mínima = 60 Ma, idade máxima = 210 Ma e $P(x^2) = 0\%$); TFA4 (idade mínima = 60 Ma, idade máxima = 170 Ma e $P(x^2) = 24\%$); TFA5 (idade mínima = 80 Ma, idade máxima = 200 Ma e $P(x^2) = 17\%$); e TFA6 (idade mínima = 80 Ma, idade máxima = 180 Ma e $P(x^2) = 67\%$).

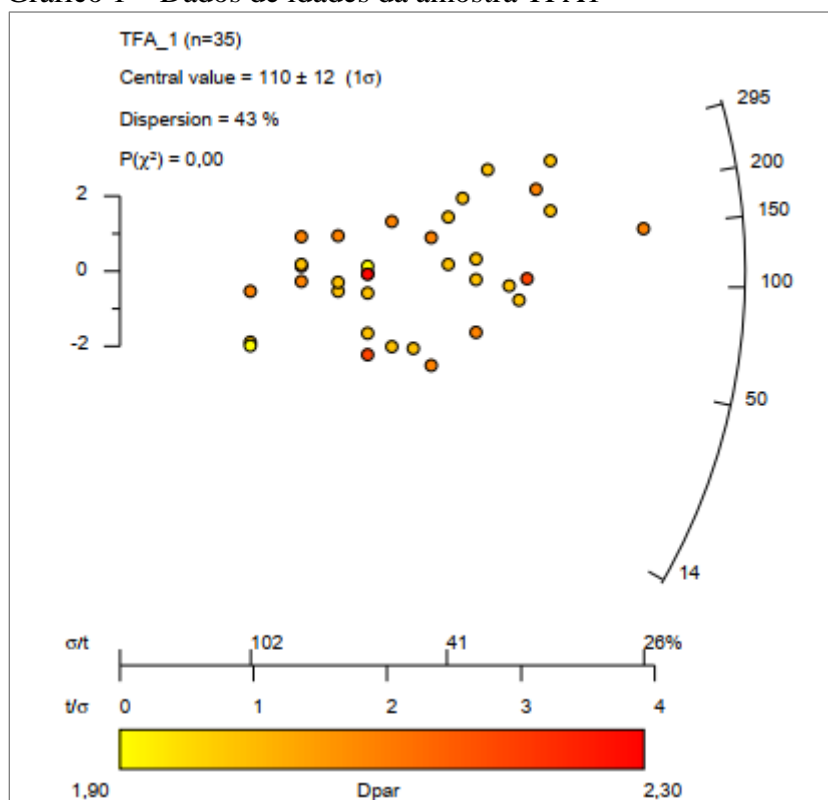
Com a exceção da TFA1, todas as amostras passaram no teste do $P(x^2)$, apresentando também dispersões iguais ou menores que 13%. Isso significa, do ponto de vista estatístico, que as apatitas pertencem a uma mesma população. No caso da TFA1, o teste do $P(x^2)$ e a alta taxa de dispersão podem se justificar pela existência de populações distintas de grãos, denotando um caráter mais heterogêneo para a amostra. Mesmo nesse caso, em que a amostra não apresentou uma distribuição uniforme de idades poissonianas, prevaleceu a idade central como sendo a mais indicada para a interpretação.

Com relação ao Dpar, aparentemente não há um *trend* composicional nítido que explique a dispersão das idades nas amostras, à medida que não há grandes agrupamentos de grãos com valores de Dpar similares em um mesmo intervalo de idades.

As idades centrais foram adotadas como as mais robustas, em conformidade com o princípio poissoniano de Gallagher, Brown e Johnson (1998), resultante da média ponderada da distribuição logarítmica normal das idades em grãos individuais. As idades centrais são: TFA1 ($109,8 \pm 12,0$ Ma), TFA4 ($122,6 \pm 7,0$ Ma), TFA5 ($121,4 \pm 7,6$ Ma) e TFA6 ($122,7 \pm 7,3$ Ma).

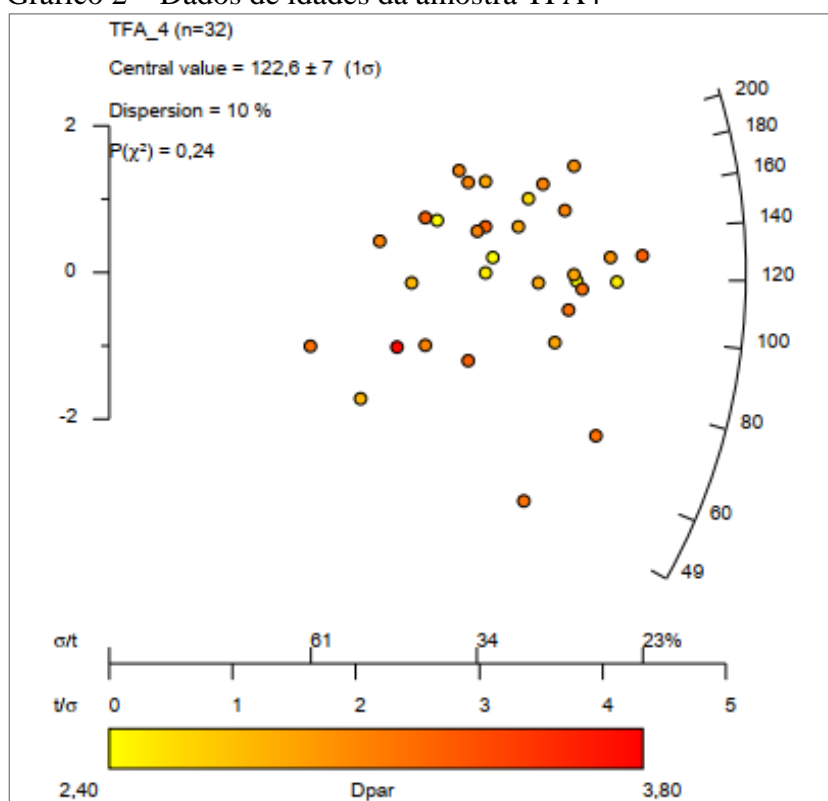
Esses dados sugerem que as idades centrais das amostras coincidem com os principais eventos tectônicos cretácicos de grande repercussão morfoestrutural no Nordeste brasileiro, encaixando-se no intervalo entre o abortamento do Rife Cariri-Potiguar, datado por Pessoa Neto *et al.* (2007) de 130-125 Ma, e a abertura da Margem Equatorial Atlântica em regime transformante, documentada por Matos (2000) em torno de 100 Ma.

Gráfico 1 – Dados de idades da amostra TFA1



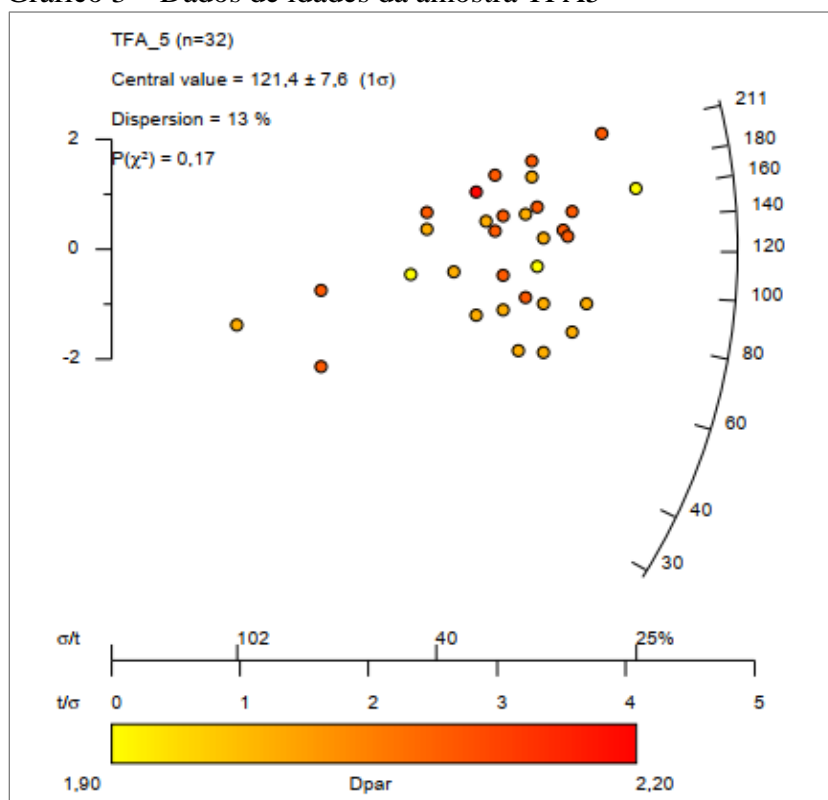
Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 2 – Dados de idades da amostra TFA4



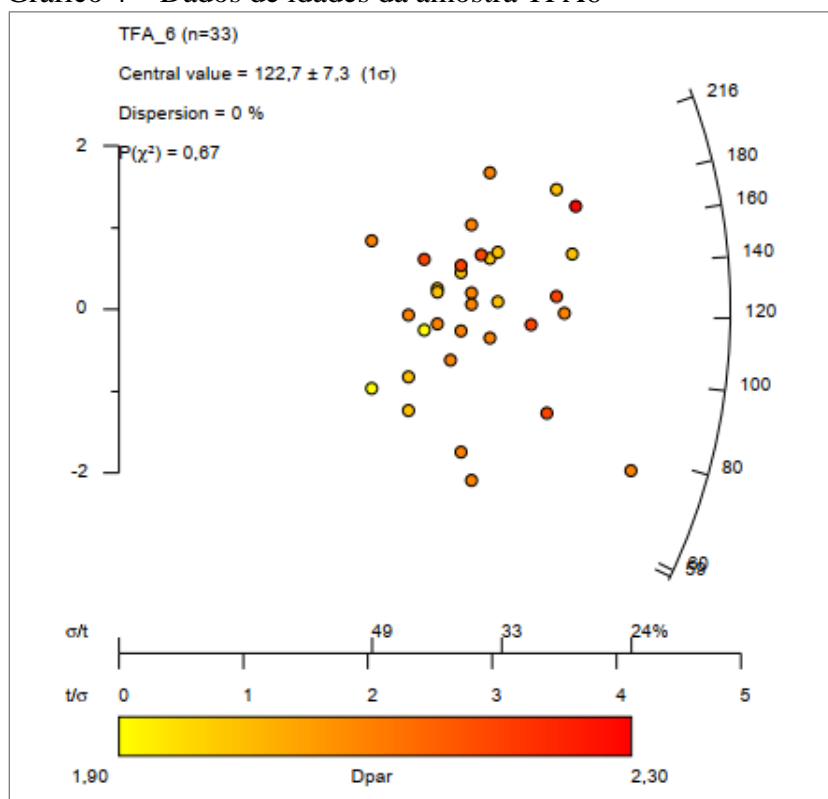
Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 3 – Dados de idades da amostra TFA5



Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 4 – Dados de idades da amostra TFA6



Fonte: Elaborado pelo autor.

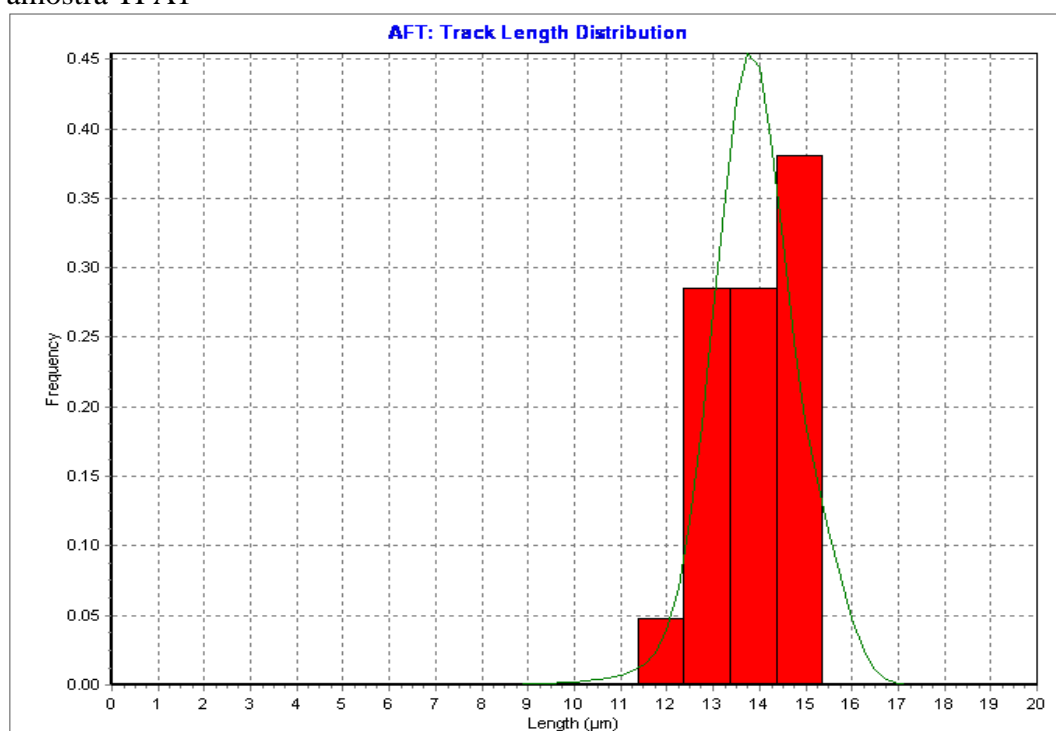
8.3 Histórias térmicas das amostras

Os histogramas foram construídos no *software* HeFTy 1.8, proposto por Ketcham (2003), para gerar histórias térmicas em função do tempo geológico, considerando a modelagem direta dos traços de fissão corrigidos em relação ao eixo-c do cristal, de acordo com os modelos propostos por Carlson, Donelick e Ketcham (1999), Donelick, O'Sullivan e Ketcham (2005) e Ketcham (2005).

A interpretação dos gráficos de distribuição de comprimento dos traços (TLD, do inglês *Track Length Distribution*) indica a ocorrência de padrões, predominantemente, unimodais com médias em torno de 13 μm . Essas médias estão, em detalhe, na Tabela 5 e nas notas dos gráficos a seguir. Consoante a descrição de Green (1986), os padrões unimodais ocorrem em amostras não afetadas por aquecimentos significativos capazes de reduzir os traços confinados na apatita.

As médias dos comprimentos dos traços em torno de 13 μm indicam que as amostras passaram por um processo de resfriamento contínuo comandado pela denudação a partir do Cretáceo, não retornando para temperaturas mais altas na zona de retenção parcial dos traços, conforme os gráficos 5 a 8, a seguir, de distribuição de comprimento de traços:

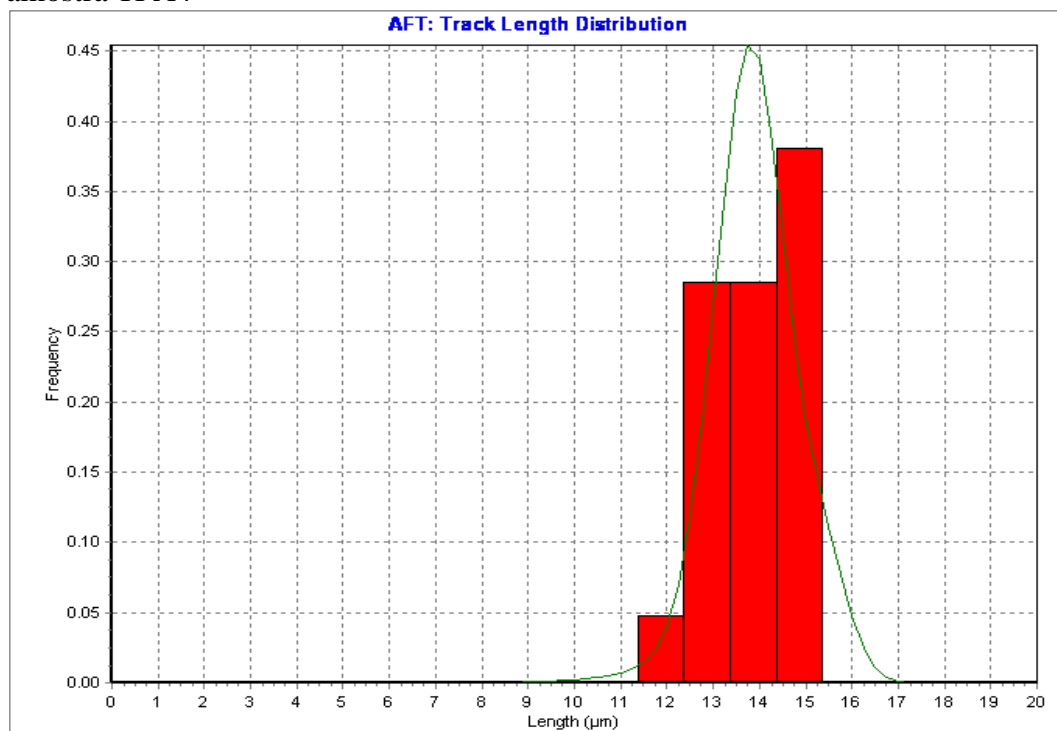
Gráfico 5 – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA1



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota: Média de comprimento de traços confinados em torno de 13.53 ± 0.89 .

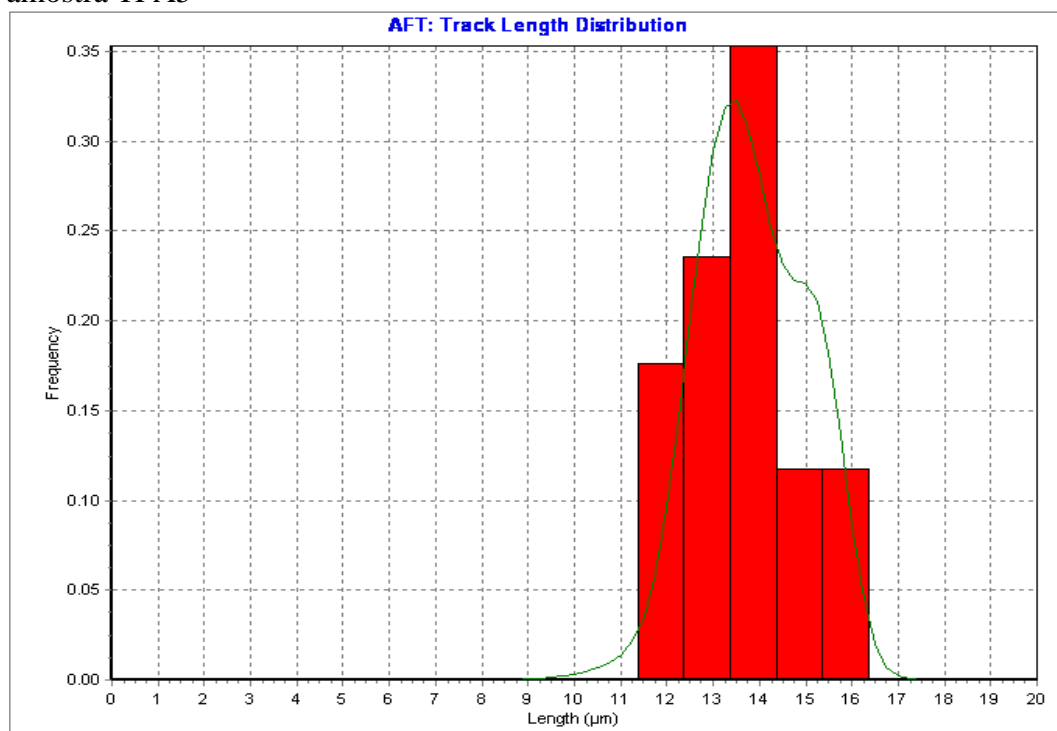
Gráfico 6 – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA4



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota: Média de comprimento de traços confinados em torno de 13.17 ± 1.34 .

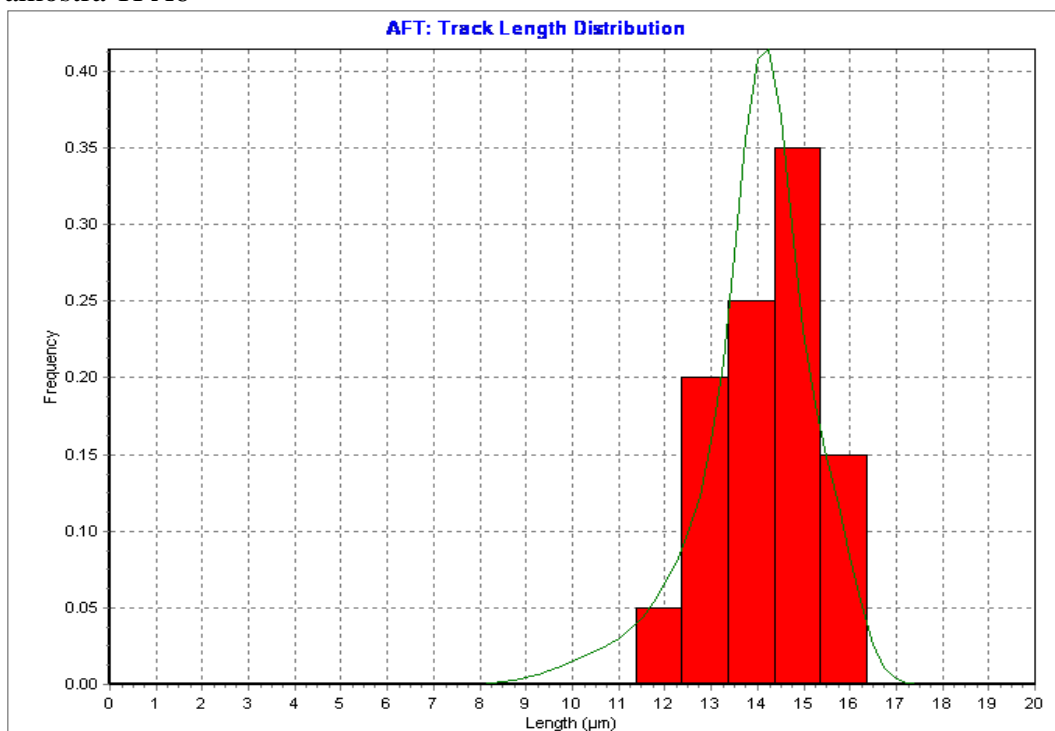
Gráfico 7 – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA5



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota: Média de comprimento de traços confinados em torno de 13.23 ± 1.28 .

Gráfico 8 – Histograma de distribuição de comprimento de traços confinados da amostra TFA6



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nota: Média de comprimento de traços confinados em torno de 13.85 ± 1.09 .

Para as histórias térmicas, as caixas de Monte Carlo foram colocadas mediante informações geológicas e geomorfológicas relevantes para a área de estudo, tendo como ponto de partida o evento de deposição do Grupo Serra Grande (440 Ma), que inumou o embasamento no início da história térmica. Desde a trajetória inicial das temperaturas até o Cretáceo, o modelo se ajusta a um maior número de possíveis histórias pobremente restringidas (*poorly constrained history*), em razão do aumento dos padrões de incerteza dentro do alargamento do envelope.

No Cretáceo Inferior, sobretudo a partir de 140 Ma, os padrões de incertezas diminuem, tornando as histórias térmicas mais robustas e melhores definidas do ponto de vista estatístico, à proporção que há o estreitamento de possibilidades do envelope (linhas verdes e rosas). Nessas condições, a trajetória da linha preta (*best fit*) acompanha a média ponderada das histórias térmicas (linha azul), definindo os picos de resfriamento.

Em termos geomorfológicos, três amostras estão posicionadas na área da Depressão Periférica: TFA1 e TFA4, ambas na Depressão Periférica Ibiapaba-Vale do Acaraú e TFA5 na Depressão Periférica Ibiapaba-Meruoca. Enquanto a TFA6 está em um setor de escarpa da Serra de São Joaquim (Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim), sustentada por

quartzitos da formação homônima, delimitando um arco no contato com o *front* do Planalto da Ibiapaba.

A amostra TFA6 pertence ao Complexo Granja, posicionada em níveis inferiores em relação ao Grupo Serra Grande e à Formação São Joaquim na altitude de 519 m. Como a amostra está próxima à escarpa do Planalto da Ibiapaba (Grupo Serra Grande), foi inferida, pelo modelo, uma primeira caixa de Monte Carlo, indicando que o embasamento estava sob temperaturas mais baixas, ou seja, próximo da superfície no momento da deposição que inumou o Domínio Médio Coreaú. Para as demais, foi considerado que o embasamento estava em subsuperfície sob profundidades e temperaturas maiores no momento em que houve a sedimentação da bacia.

Como já foi mencionado, no intervalo de 450-140 Ma, a trajetória preenche um número maior de histórias térmicas possíveis dentro de um envelope mais largo. Essa história é considerada pobremente restringida (*poorly constrained history*), isto é, não há uma história térmica definida em zonas mais profundas da crosta, em que as trajetórias percorreram temperaturas próximas ao limite ou acima da zona de *annealing* dos traços de fissão em apatitas.

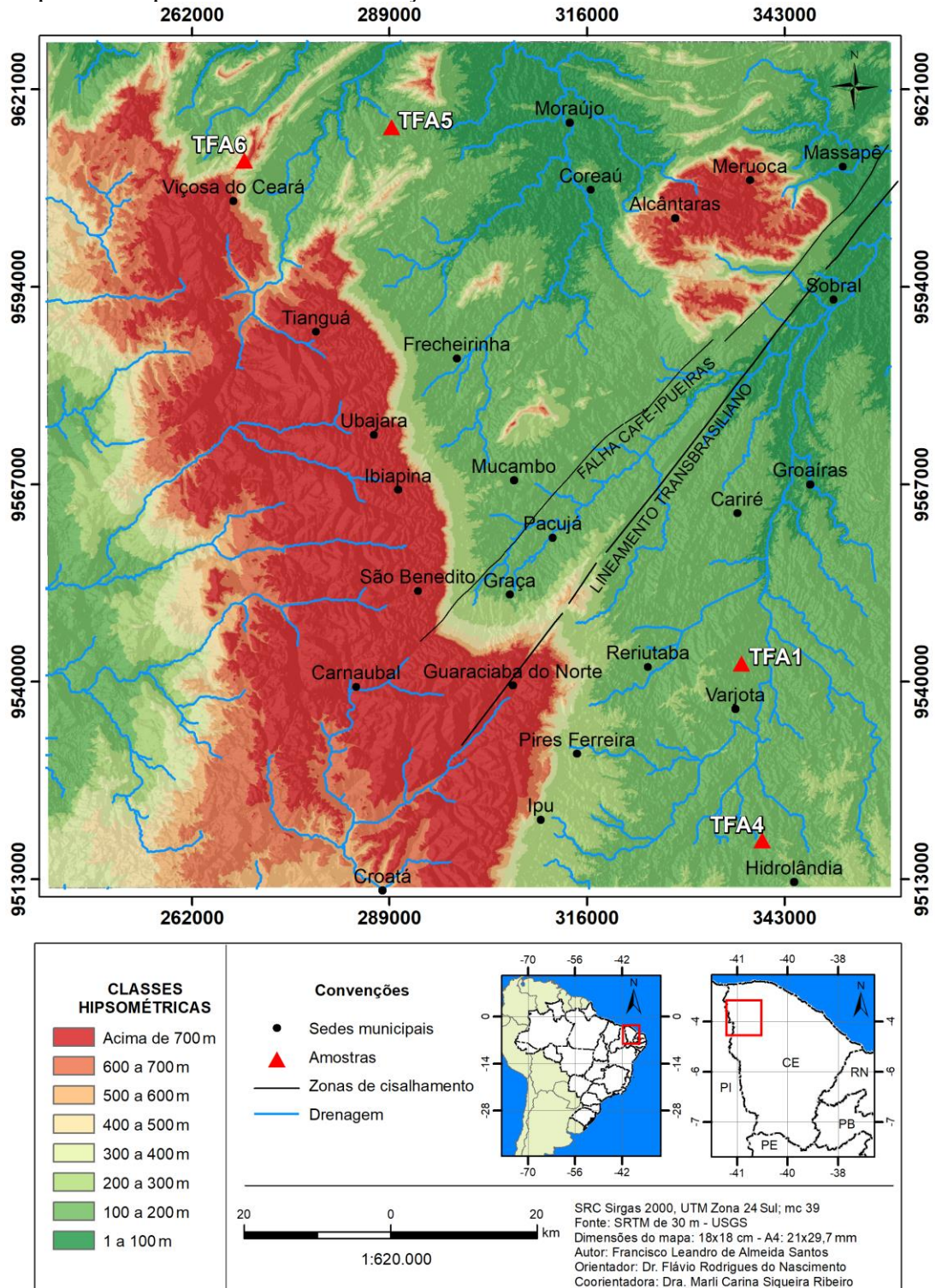
Os dados de traços de fissão em zircões indicariam resultados mais satisfatórios para histórias térmicas em zonas mais profundas da crosta que alcançam *annealing* de até 240 °C. Para as análises por traços de fissão em apatitas, as histórias térmicas são melhores definidas e mais robustas, estatisticamente, nas amostras a partir do Cretáceo Inferior, em função do estreitamento do envelope, registrando, nos termocronômetros, os picos de resfriamento que se ajustam aos eventos de reativação tectônica da área.

Para as histórias que chegaram até o Eoceno, Oligoceno e Mioceno, os eventos de resfriamento da crosta permitiram inferir sobre os episódios de denudação, que foram capazes de formar as superfícies de aplainamento, no caso, a Depressão Periférica.

A fim de tornar mais didática a interpretação das histórias térmicas, foram delineados três segmentos de evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba, sendo eles: segmento próximo ao Lineamento Transbrasiliano, que corresponde aos dados da amostra TF1 (Corpo Anil); Segmento Meridional, que compreende os dados da amostra TFA4, remontando a uma história térmica alinhada à evolução do Domínio Ceará da Província Borborema; e o Segmento Setentrional, que analisa, de forma conjunta, os resultados das amostras TFA5 e TFA6, entre a escarpa do Planalto da Ibiapaba e as Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim.

Essa subdivisão foi para projetar diferentes cenários de evolução morfoestrutural para o Planalto da Ibiapaba em seus diferentes segmentos. O Mapa 21, a seguir, traz a localização das amostras com as principais zonas de cisalhamento da área, destacando o Lineamento Transbrasileiro como estrutura de reativação tectônica da área de estudo:

Mapa 21 – Hipsometria com localização das amostras



Fonte: Elaborada pelo autor (2020) a partir da imagem SRTM (INPE, [2020]).

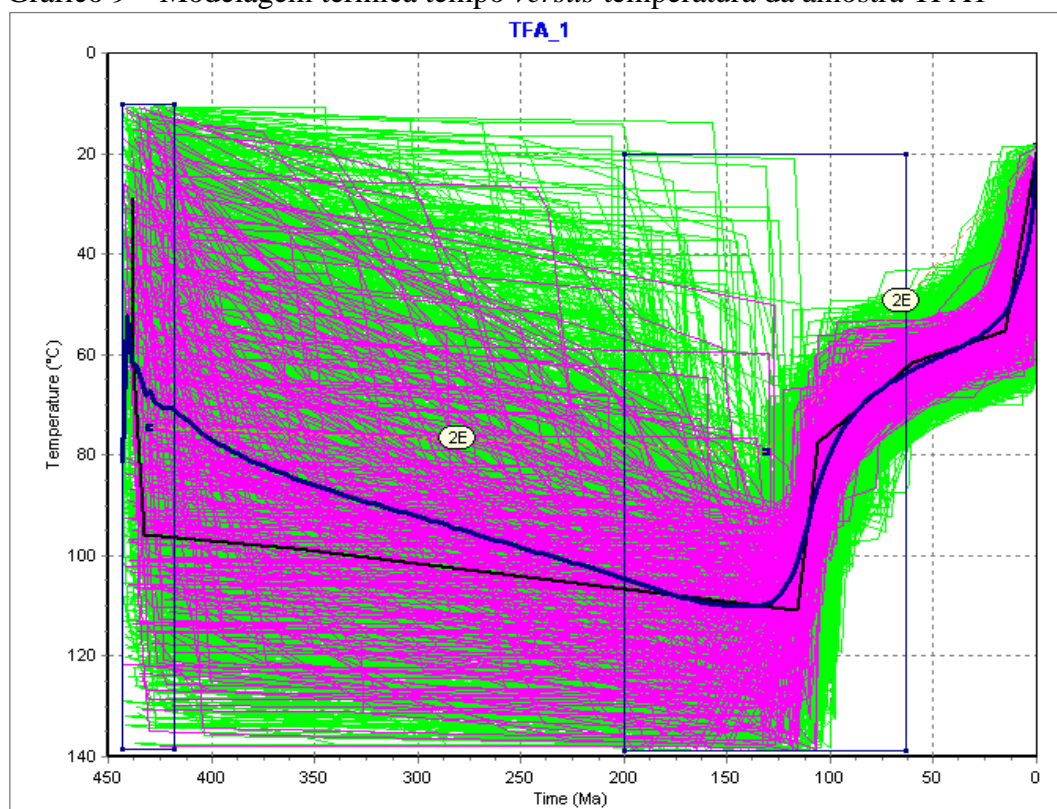
8.3.1 História térmica da amostra TFA1: repercussões morfoestruturais no Planalto da Ibiapaba em torno do Lineamento Transbrasiliano

A história térmica da amostra TFA1 aponta para um primeiro pico de resfriamento no Cretáceo Inferior entre 120 Ma (Aptiano) e 100 Ma (Albiano) sob isoterma de 110 °C até 80 °C, respectivamente, ascendendo os granitoides para profundidades em torno de 1 km.

Esse evento remonta ao processo de soerguimento da borda da bacia do Parnaíba no contato com o Domínio Ceará Central, associado à reativação em caráter transcorrente do Lineamento Transbrasiliano, em que a escarpa foi alçada em conjunto com o embasamento, ativando a denudação do *front* a partir de um novo nível de base regional. Nessa etapa, as camadas sedimentares foram basculadas para oeste, contribuindo em conjunto com a denudação para a exumação de rochas do embasamento na escarpa para formar o *glint*.

O Gráfico 9 mostra a história térmica da amostra TFA1, validando o evento morfoestrutural supracitado:

Gráfico 9 – Modelagem térmica tempo *versus* temperatura da amostra TFA1



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Esses dados corroboram com Nóbrega *et al.* (2005), que identificaram um pico de resfriamento em torno de 105 Ma em granitoides neoproterozoicos, alçados em blocos em

razão da reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre. Esse soerguimento do Cretáceo Inferior é reconhecido por Peulvast e Claudino-Sales (2006), como resultante de esforços transpressivos e transtensionais de orientação NW-SE, que culminaram com a abertura da Margem Equatorial Atlântica por volta de 100 Ma.

Cavalcante (2006) e Moraes Neto, Hegarty e Karner (2006) indicam a ocorrência de picos de resfriamento no intervalo de 130-90 Ma entre o Cretáceo Inferior e o Cretáceo Superior, demarcando o soerguimento e a erosão subsequente de Maciços Centrais do Ceará e da Chapada do Araripe em escala temporal análoga à fissão do Gondwana.

Segundo dados da laminação petrográfica, a colocação do Corpo Anil é, relativamente, rasa em torno de 20 km de profundidade de natureza tardi-orogênica. Dessa forma, a reativação do Lineamento Transbrasiliano promoveu, de forma instantânea, o resfriamento do batólito de 110 °C, próximo ao limite de *annealing*, para 80 °C, ascendendo os granitos, que se mantiveram em subsuperfície sob temperatura mais baixa na crosta superior.

Com base na Equação 11 (ver item 3.8), é possível estimar as taxas de denudação para o primeiro evento de resfriamento da amostra TFA1, considerando o intervalo de tempo e os gradientes geotérmicos utilizados por Nóbrega *et al.* (2005) de 30 °C/km e 20 °C/km:

Evento 1 de resfriamento da amostra TFA1

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 120-100 Ma;

$\Delta T = 110\text{ °C} - 80\text{ °C}$; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 30 °C no intervalo de 120-100 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e de 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{30\text{ °C}}{30\text{ °C/km}} = 1,0\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{30\text{ °C}}{20\text{ °C/km}} = 1,5\text{ km de rocha removida}$$

Considera-se que a estimativa de denudação foi de 1,0-1,5 km de rocha removida a partir do soerguimento do embasamento em conjunto com a borda da Bacia do Parnaíba. Esse resfriamento ocorreu no intervalo de 120-100 Ma de forma instantânea, com capacidade de alçar os blocos graníticos para um nível crustal mais raso, com repercussões na borda da bacia, formando o Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica nesse setor.

Essas taxas de denudação corroboram com as interpretações de Peulvast e Claudino-Sales (2004) sobre a atuação de climas semiáridos, desde o Cretáceo Inferior, no comando dos sistemas de erosão que formaram o relevo do Nordeste Setentrional do Brasil. Para os autores, a prova disso é a ausência de Depósitos Sedimentares expressivos na região, que se restringem, de forma relativa, à deposição neogena do Grupo Barreiras e da Formação Serra dos Martins, ao passo que as evidências da ação fluvial torrencial no recuo das vertentes e a presença de coberturas conglomeráticas nas superfícies aplainadas também indicam isso.

No intervalo de 100-20 Ma, ocorreu um segundo evento de resfriamento descrito através das estimativas de denudação calculadas nas equações a seguir:

Evento 2 de resfriamento da amostra TFA1

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 100-20 Ma;

ΔT = 80 °C – 55 °C; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 25 °C no intervalo de 100-20 Ma, tem-se para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e de 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{25 \text{ °C}}{30 \text{ °C/km}} = 0,83 \text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{25 \text{ °C}}{20 \text{ °C/km}} = 1,25 \text{ km de rocha removida}$$

Nesse intervalo, o resfriamento foi lento durando em torno de 80 Ma, por meio de uma denudação mais lenta com taxas estimadas de 0,83-1,25 km de rocha removida dentro de um período maior (100-20 Ma) do que no primeiro evento (120-100 Ma).

A partir do Mioceno, em torno de 20 Ma, ocorreu um pulso de resfriamento abrupto, que demarca, em termos geomorfológicos, o recuo mais pronunciado da escarpa do Planalto da Ibiapaba e o aplainamento progressivo, que exumou o Corpo Anil na área da Depressão Periférica, no segmento próximo à borda Sudeste do Lineamento Transbrasiliano.

O soerguimento flexural do continente seguido pela denudação, no intervalo de 20-0 Ma, são demarcados no resfriamento do Corpo Anil de 55 °C para 20 °C. Assim, é possível inferir que os Morros Testemunhos do Planalto da Ibiapaba, alinhados ao Lineamento Transbrasiliano, começaram a ser esculpidos por erosão diferencial durante o Mioceno. O Serrote do Pontal registra os paleoníveis de traçado da escarpa como esporão terminal que foi atacado pela morfogênese mecânica mediante esse evento de soerguimento-denudação. Logo, é possível estimar as taxas de denudação aproximadas desse ciclo erosivo.

Evento 3 de resfriamento da amostra TFA1

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 20-0 Ma;

$\Delta T = 55 \text{ °C} - 20 \text{ °C}$; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 25 °C no intervalo de 20-0 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{25 \text{ °C}}{30 \text{ °C/km}} = 0,83 \text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{25 \text{ °C}}{20 \text{ °C/km}} = 1,25 \text{ km de rocha removida}$$

As taxas foram de 0,83-1,25 km de rocha removida, mantendo a mesma denudação dos totais do evento 2. Não obstante, isso significa que o evento do Mioceno (20-0 Ma) teve um potencial de denudação maior do que o evento 2 (100-20 Ma), considerando o menor intervalo de tempo, ou seja, de 20 Ma até o presente.

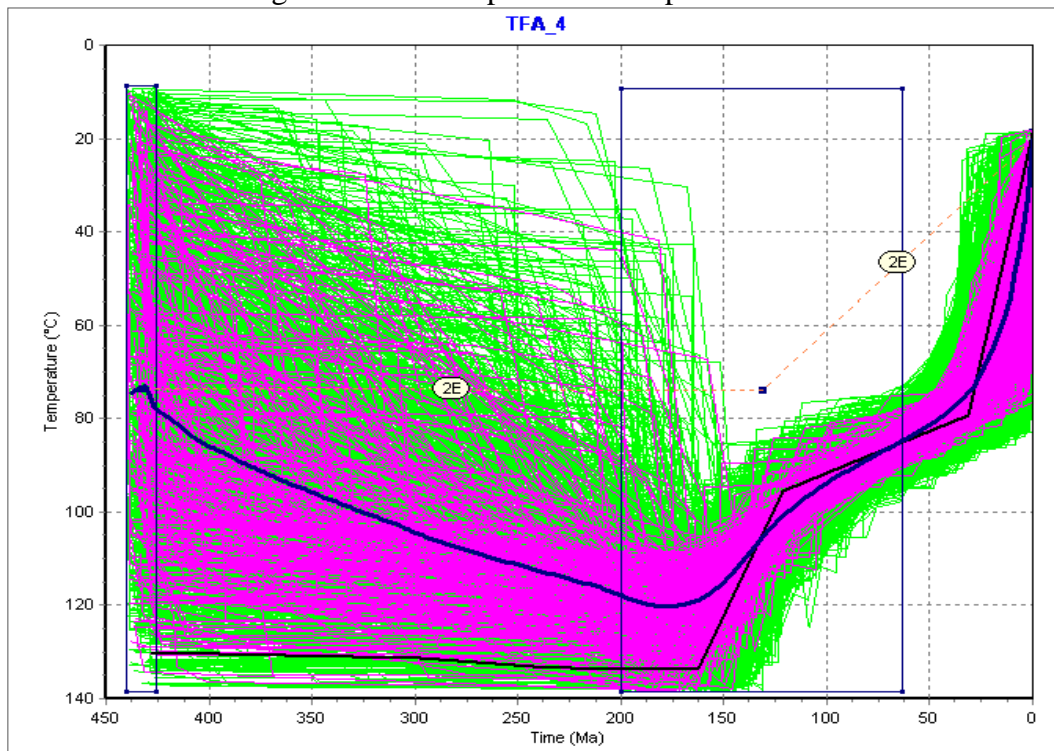
Em termos geomorfológicos, esse evento estabelece um resfriamento abrupto mais recente na evolução da paisagem, o que fica evidente a relação entre o soerguimento flexural do continente e a exumação final dos granitoides, reestabelecendo a denudação no

Planalto da Ibiapaba que ficou em sobressalto topográfico por inversão de relevo, enquanto o embasamento menos resistente foi aplainado para formar uma nova Depressão Periférica.

8.3.2 História térmica da amostra TFA4: repercussões morfoestruturais no Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba

A evolução termal da amostra TFA4 apresenta um evento de resfriamento que teve início em torno de 150 Ma (Jurássico Superior), atingindo seu pico até próximo de 130 Ma (Cretáceo Inferior). Nesse evento, a amostra passa pela zona de *annealing* por volta de 150 Ma (120 °C), chegando aos 90 °C no fim do intervalo. Esses dados se ajustam ao episódio de rifteamento intracontinental, que formou o eixo estrutural Cariri-Potiguar, interpretado por Peulvast e Claudino-Sales (2004), Pessoa Neto *et al.* (2007), Peulvast e Bétard (2015) e Claudino-Sales (2016) como de idade Berriasiano-Hauteriviano (145-130 Ma). O Gráfico 10 traz a história térmica da amostra TFA4:

Gráfico 10 – Modelagem térmica tempo *versus* temperatura da amostra TFA4



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Peulvast e Claudino-Sales (2006) apontam que a distensão intracontinental promoveu o soerguimento do Domínio Ceará Central como ombro Oeste do rifte Cariri-Potiguar, cujo abortamento dos esforços permitiu a erosão consecutiva dos relevos gerados.

O pico de resfriamento pelo qual passou a amostra TFA4, em torno de 130 Ma, indica que as rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, localizadas nesse setor, estavam em um nível crustal próximo de 1,5 km de profundidade sob temperatura que alcançou 90 °C. Esse resfriamento tem relação com o rifteamento Cariri-Potiguar, que promoveu soerguimento e o basculamento do Segmento Meridional do Planalto da Ibiapaba. Como já mencionado, o *glint* sofre uma descontinuidade nesse setor da escarpa pela maior resistência da Formação Ipu (Grupo Serra Grande), no que diz respeito aos processos de denudação.

É possível estimar as taxas de denudação pelo cálculo da Equação 11 (ver item 3.8) para mostrar a quantidade aproximada de rocha removida no intervalo de 150-130 Ma, considerando a variação de temperatura de 120 °C até a isoterma de 90 °C.

Evento 1 de resfriamento da amostra TFA4

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 150-130 Ma;

$\Delta T = 120\text{ °C} - 90\text{ °C}$; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 30 °C no intervalo de 150-130 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e de 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{30\text{ °C}}{30\text{ °C/km}} = 1,0\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{30\text{ °C}}{20\text{ °C/km}} = 1,5\text{ km de rocha removida}$$

No intervalo de 150-130 Ma, as taxas de denudação estimam 1,0-1,5 km de rocha removida, para o primeiro evento da amostra TFA4. Essas taxas corroboram com o primeiro evento da amostra TFA1, verificando um padrão uniforme de soerguimento/erosão consecutiva no Domínio Ceará Central no processo de circundesnudação na escarpa e a elaboração do primeiro nível de Depressão Periférica, mesmo que em períodos distintos.

A partir do Barremiano, no Cretáceo Inferior (130 Ma), a trajetória térmica da amostra exibiu um resfriamento lento de 90-80 °C, até o Eoceno (40 Ma), evidenciando que o

bloco rochoso permaneceu em subsuperfície por volta de 90 Ma em uma profundidade acima de 1 km. A seguir, as estimativas das taxas de denudação mostram um cenário distinto do evento anterior:

Evento 2 de resfriamento da amostra TFA4

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 130-40 Ma;

$\Delta T = 90\text{ }^\circ\text{C} - 80\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = 30 $^\circ\text{C}/\text{km}$ e 20 $^\circ\text{C}/\text{km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 10 $^\circ\text{C}$ no intervalo de 130-40 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 $^\circ\text{C}/\text{km}$ e de 20 $^\circ\text{C}/\text{km}$, respectivamente:

$$D = \frac{10\text{ }^\circ\text{C}}{30\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}} = 0,33\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{10\text{ }^\circ\text{C}}{20\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}} = 0,50\text{ km de rocha removida}$$

Nesse intervalo, as taxas de denudação foram mais baixas entre 0,33 e 0,50 km de rocha removida, em razão da maior estabilidade térmica da crosta por um período que durou 90 Ma. Desde o Eoceno (40 Ma) até o presente, o resfriamento da amostra ocorre de forma mais abrupta, cuja isoterma partiu de 80 $^\circ\text{C}$ e chegou a 20 $^\circ\text{C}$, demarcando um processo de exumação rápida do Complexo Tamboril-Santa Quitéria na superfície.

Morais Neto, Hegarty e Karner (2006) identificam um evento de resfriamento no mesmo intervalo temporal, destacando a erosão diferencial na inversão de relevo por denudação, que manteve a camada sedimentar no topo em um nível topográfico mais elevado do que o embasamento mais rebaixado da Depressão Periférica. Peulvast e Claudino-Sales (2006) interpretam as inversões de relevo, durante o Cenozoico, como respostas ao processo de flexura marginal do continente em relação à plataforma, que foi sofrendo processo de sedimentação desde a abertura do Oceano Atlântico em torno de 100 Ma.

Enquanto o soerguimento flexural do continente é capaz de alçar as rochas graníticas, que estavam em profundidades acima de 1 km, para próximo à superfície, a

denudação se instala com potencial de remover sedimentos para a linha de costa. Os Depósitos Sedimentos do Grupo Barreiras podem estar correlacionados à evolução cenozoica das superfícies de erosão sertanejas por um novo ciclo erosivo instalado sobre os relevos.

As taxas de denudação, a partir do Eoceno, são estimadas, a seguir, para validar os argumentos desse resfriamento instantâneo como mecanismo que provocou o soerguimento flexural do continente e reativou a denudação no Planalto da Ibiapaba por erosão regressiva, removendo a cobertura paleozoica para exumar o embasamento na Depressão Periférica:

Evento 3 de resfriamento da amostra TFA4

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 40-0 Ma;

$\Delta T = 80\text{ }^\circ\text{C} - 20\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = 30 $^\circ\text{C}/\text{km}$ e 20 $^\circ\text{C}/\text{km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 60 $^\circ\text{C}$ no intervalo de 40-0 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 $^\circ\text{C}/\text{km}$ e de 20 $^\circ\text{C}/\text{km}$, respectivamente:

$$D = \frac{60\text{ }^\circ\text{C}}{30\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}} = 2\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{60\text{ }^\circ\text{C}}{20\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}} = 3\text{ km de rocha removida}$$

Nesse terceiro evento, a estimativa de denudação foi entre 2 e 3 km de rocha removida, verificando taxas superiores aos dois eventos anteriores de resfriamento da amostra. Dessa forma, para amostra TFA4, o resfriamento, que ocorreu a partir do Eoceno, teve repercussão regional na evolução de uma ampla superfície de aplainamento como parte da inversão de relevo entre o Planalto da Ibiapaba e a Depressão Periférica circunjacente.

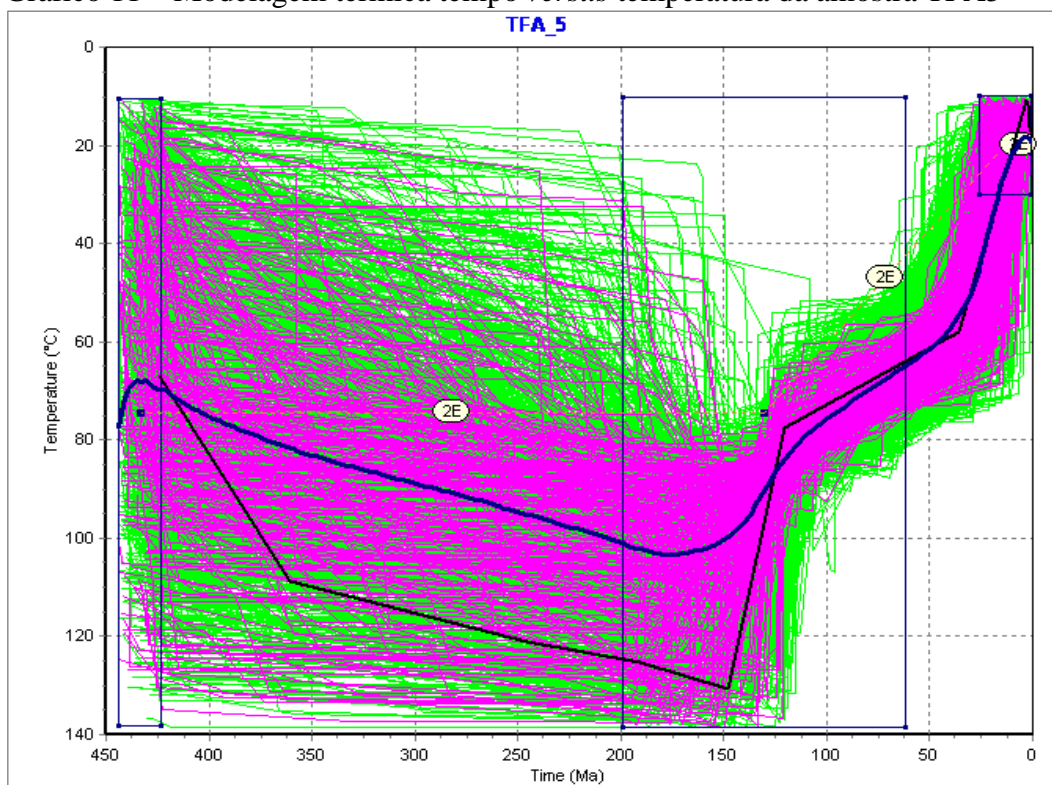
Esse evento tem correlação com a flexura marginal do continente que alçou o embasamento com repercussão nas camadas sedimentares que sustentam o Planalto da Ibiapaba, onde o recuo da escarpa por circundesnudação foi capaz de reestruturar uma Depressão Periférica de piso regional mais recente. A ausência de Maciços Residuais nesse setor demonstra que a inversão de relevo foi completa na destruição dos relevos como resultante de processos denudacionais condicionados por climas semiáridos.

8.3.3 Histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6: repercussões morfoestruturais no Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba e nas Cristas e Hogbacks de São Joaquim

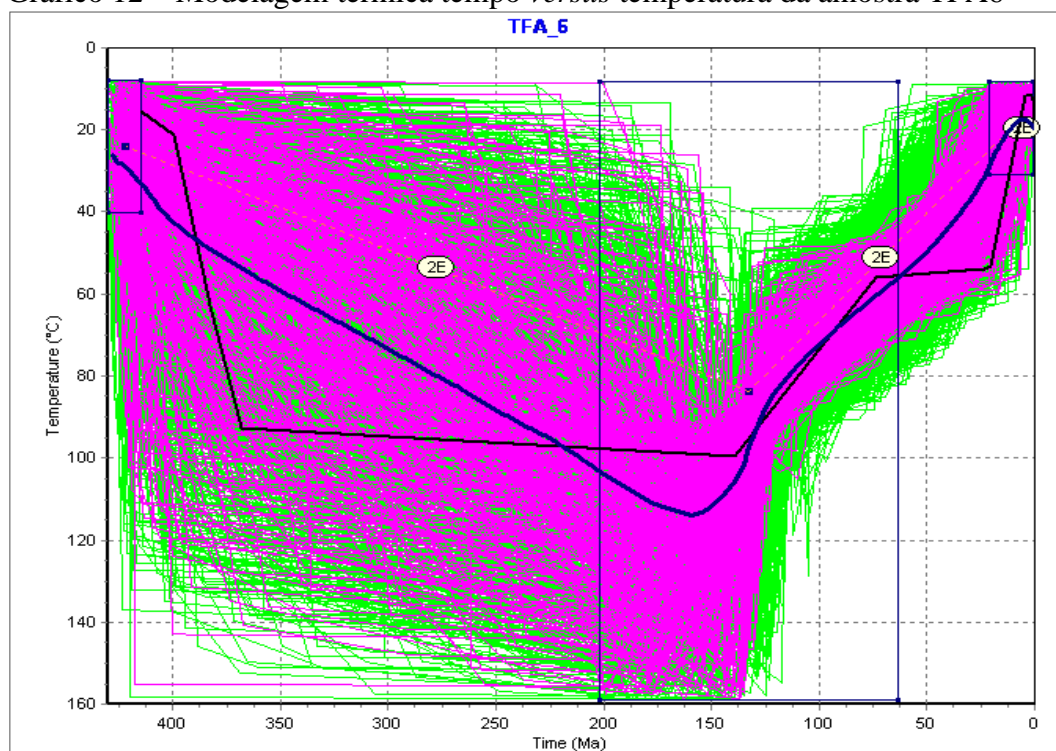
As histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6 revelam como ocorreu a evolução morfoestrutural do Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba, associada ao soerguimento e à exumação de Cristas e de *Hogbacks* da Formação São Joaquim de orientação NE-SW e E-W. Esse setor é demarcado por arcos quartzíticos que circundam a escarpa do Planalto da Ibiapaba, formando assim anfiteatros. A presença de uma zona de cisalhamento compressional (Mapa 4) torna mais evidente a ação de uma tectônica que remonta aos pulsos de resfriamento do Cretáceo Inferior.

As amostras são de gnaisses paleoproterozoicos do Complexo Granja em contato com as Sequências Supracrustais Neoproterozoicas do Grupo Martinópolis, sobretudo a Formação São Joaquim. Essas rochas apresentam fortes evidências de eventos deformacionais, formando um arco quartzítico no contato com a Formação Tianguá (Grupo Serra Grande). Os gráficos 11 e 12, a seguir, trazem as histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6:

Gráfico 11 – Modelagem térmica tempo *versus* temperatura da amostra TFA5



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Gráfico 12 – Modelagem térmica tempo *versus* temperatura da amostra TFA6

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

A amostra TFA5 passa pela zona de *annealing* em torno de 150 Ma (Jurássico Superior), atingindo o pico de resfriamento por volta de 125 Ma (Cretáceo Inferior-Aptiano), com temperatura de 80 °C. Esse evento comprova um soerguimento Juro-Cretácico do Segmento Setentrional do Planalto Ibiapaba, ajustando-se ao intervalo do episódio de abertura do Rife Cariri-Potiguar.

Para a amostra TFA6, próxima à escarpa do Planalto da Ibiapaba, o evento de resfriamento começa, posteriormente, em torno de 140 Ma, dentro do Cretáceo Inferior (Valanginiano), estendendo-se até o Cretáceo Superior, aproximadamente, 70 Ma (Campaniano). Esse evento de resfriamento térmico mais prolongado, de 100-55 °C, aponta para fortes indícios de reativação tectônica por cisalhamento compressional sobre a escarpa, controlada por lineamentos dúcteis, que condicionam a evolução do relevo nos sentidos E-W e NE-SW.

O primeiro intervalo de resfriamento da amostra TFA6 sugere que o processo de exumação do Complexo Granja passou de 3 km para profundidades abaixo de 1 km, alcançando os quartzitos da Formação Joaquim e os arenitos da Formação Tianguá. Para a amostra TFA5, o pico de resfriamento justifica a reativação de lineamentos dúcteis E-W, provocando um basculamento dos quartzitos para formar um relevo em *hogback* (Serra Dom Simão). Esse basculamento ocorreu também no Planalto da Ibiapaba, produzindo uma alteração do nível de

base de forma instantânea, seguido por denudação subsequente através da remoção da cobertura sedimentar e da exumação dos quartzitos que originaram o *glint* nesse segmento.

O primeiro evento de resfriamento das amostras TFA5 e TFA6 promoveu um soerguimento da escarpa do Planalto da Ibiapaba por reativação tectônica em seu Segmento Setentrional, que sofreu denudação subsequente a partir do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. As estimativas das taxas de denudação podem elucidar melhor a compreensão desse fenômeno:

Evento 1 de resfriamento da amostra TFA5

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 150-125 Ma;

$\Delta T = 120\text{ }^\circ\text{C} - 80\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e $20\text{ }^\circ\text{C/km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de $40\text{ }^\circ\text{C}$ no intervalo de 150-125 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e de $20\text{ }^\circ\text{C/km}$, respectivamente:

$$D = \frac{40\text{ }^\circ\text{C}}{30\text{ }^\circ\text{C/km}} = 1,33\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{40\text{ }^\circ\text{C}}{20\text{ }^\circ\text{C/km}} = 2,00\text{ km de rocha removida}$$

Evento 1 de resfriamento da amostra TFA6

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 140-70 Ma;

$\Delta T = 100\text{ }^\circ\text{C} - 55\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e $20\text{ }^\circ\text{C/km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de $45\text{ }^\circ\text{C}$ no intervalo de 140-70 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e de $20\text{ }^\circ\text{C/km}$, respectivamente:

$$D = \frac{45\text{ °C}}{30\text{ °C/km}} = 1,50\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{45\text{ °C}}{20\text{ °C/km}} = 2,25\text{ km de rocha removida}$$

As taxas de denudação estimadas foram de 1,33-2,00 km e de 1,50-2,25 km de rocha removida para as amostras TFA5 e TFA6, respectivamente. As altas taxas de denudação estimadas justificam-se pelo soerguimento tectônico do embasamento em conjunto com a cobertura arenítica do Grupo Serra Grande. O grande volume de material removido indica que o soerguimento promoveu uma forte alteração do nível de base regional, capaz de potencializar o efeito torrencial da erosão na reorganização geomorfológica da área.

As taxas de denudação da amostra TFA5 apontam um soerguimento instantâneo com denudação simultânea em um intervalo de tempo que durou 25 Ma. As taxas estimadas foram de 1,33-2,00 km de rocha removida. Essas taxas expõem a primeira frente da erosão remontante que formou o *glint* no Planalto da Ibiapaba, cuja continuidade ampliou a Depressão Periférica e expôs a Serra Dom Simão no contato com a escarpa do *glint*.

Para a amostra TFA6, o embasamento encontrava-se sob temperatura mais baixa (100 °C) no início do evento de resfriamento (140 Ma), chegando a uma isoterma de 45 °C em torno de 70 Ma, evidenciando um cenário de denudação contínua durante 70 Ma após o soerguimento regional da escarpa, sob taxas de 1,50-2,25 km de material rochoso removido.

O soerguimento por reativação tectônica e as altas taxas de denudação da amostra TFA6 justificam a formação de um *glint* bem desenvolvido no Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba, à medida que a cornija foi perdendo espessura na escarpa, enquanto os quartzitos foram alçados nos sentidos NE-SW (serras de São Joaquim e Umari).

Para a amostra TFA5, a trajetória térmica mostra um segundo resfriamento de 80-60 °C no intervalo de 125-40 Ma (Eoceno), exibindo um cenário de denudação mais moderada em relação ao evento anterior, conforme é estimado a seguir:

Evento 2 de resfriamento da amostra TFA5

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 125-40 Ma;

$\Delta T = 80\text{ °C} - 60\text{ °C}$; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 20 °C no intervalo de 125-40 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e de 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{20 \text{ °C}}{30 \text{ °C/km}} = 0,66 \text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{20 \text{ °C}}{20 \text{ °C/km}} = 1,00 \text{ km de rocha removida}$$

A amostra TFA6 apresenta um segundo intervalo de resfriamento mais tênue de 70-30 Ma em relação à amostra TFA5, como mostram as estimativas de denudação a seguir:

Evento 2 de resfriamento da amostra TFA5

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 70-30 Ma;

$\Delta T = 55 \text{ °C} - 50 \text{ °C}$; e

G = 30 °C/km e 20 °C/km.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de 5 °C no intervalo de 125-40 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de 30 °C/km e de 20 °C/km, respectivamente:

$$D = \frac{5 \text{ °C}}{30 \text{ °C/km}} = 0,16 \text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{5 \text{ °C}}{20 \text{ °C/km}} = 0,25 \text{ km de rocha removida}$$

A denudação estimada aponta para taxas de 0,66-1,00 km de rocha removida para a amostra TFA5, validando a ocorrência de um evento mais moderado por intervalo de tempo, visto que esse resfriamento se mostrou lento de 125-40 Ma.

Para a amostra TFA6, a denudação estimada aponta para taxas de 0,16-0,25 km de rocha removida. Nesse contexto, o resfriamento térmico se mostrou em um nível estável sob temperaturas de 55-50 °C no intervalo de 70-30 Ma, por meio de uma suavização topográfica da escarpa do Planalto da Ibiapaba como herança da denudação pronunciada produzida pelo

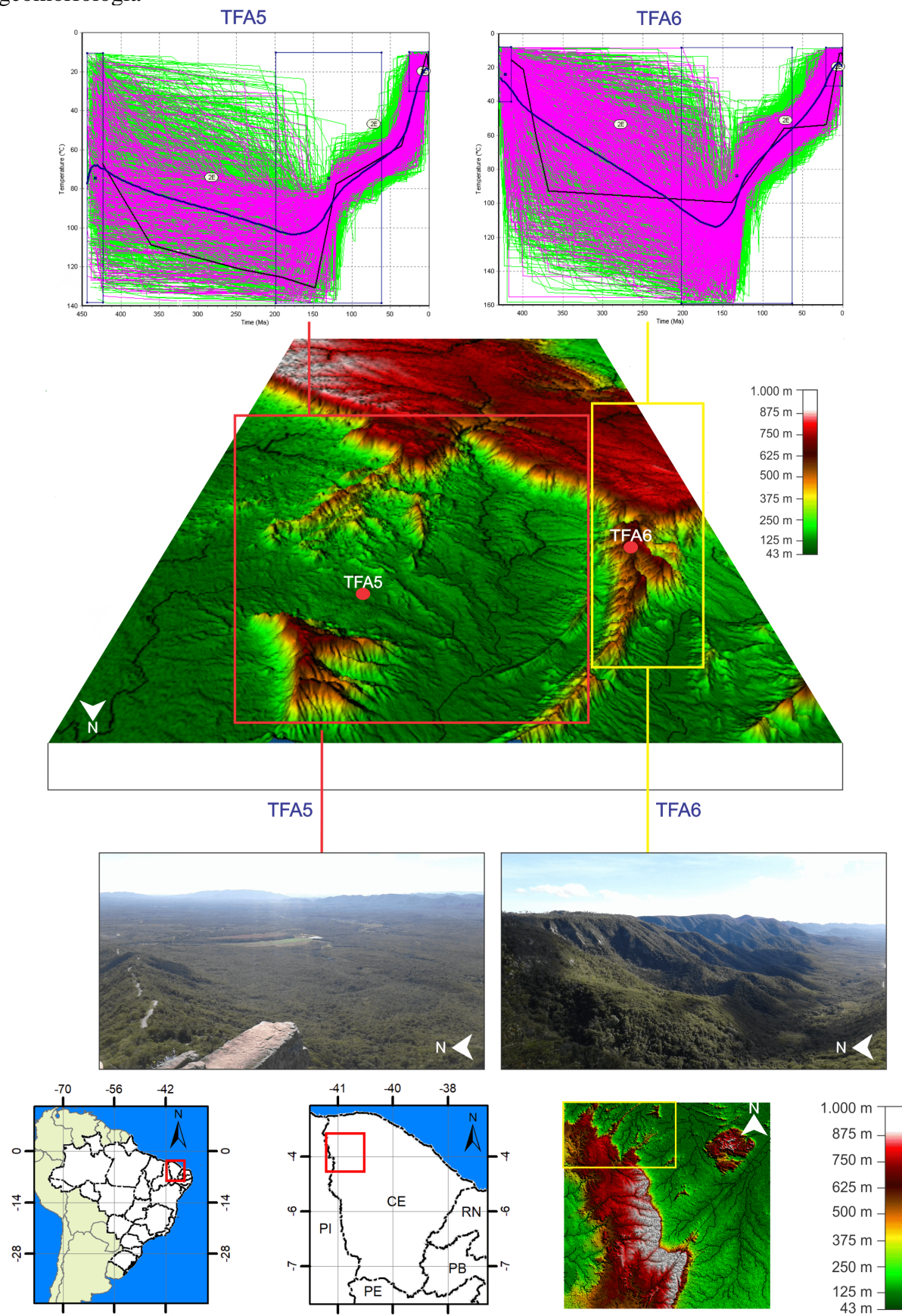
evento anterior (140-70 Ma), reduzindo a energia do sistema de erosão. As estimativas de denudação indicam baixa quantidade de rocha removida nesse intervalo.

A amostra TFA5 volta a resfriar de forma mais abrupta a partir do Eoceno, em torno de 40 Ma até o presente, com arrefecimento de 60-10 °C. Esse evento promoveu a exumação tectônica do Complexo Granja, que estava em subsuperfície, com arqueamento flexural das rochas sobrepostas do Grupo Martinópole, (formações São Joaquim, Covão e Santa Terezinha) e do capeamento sedimentar do Grupo Serra Grande (Formação Tianguá). A erosão consecutiva foi do tipo diferencial pela manutenção dos quartzitos da Formação São Joaquim em sobressalto topográfico e do material arenítico da borda bacia, como litologias mais resistente aos processos erosivos em condições de clima semiárido.

A amostra TFA6 apresenta um resfriamento mais recente de 50-10 °C, a contar do Oligoceno (30 Ma), resultante de um soerguimento flexural do embasamento em conjunto com a borda da Bacia do Parnaíba. A destruição das rochas menos resistentes expôs a Serra de São Joaquim em sobressalto topográfico no contato direto com a escarpa do Planalto da Ibiapaba, onde os quartzitos se prolongam em forma de uma crista na direção NE-SW.

A Figura 78, a seguir, mostra a posição das Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim em relação à escarpa do Planalto da Ibiapaba:

Figura 78 – Histórias térmicas das amostras TFA5 e TFA6 em associação com a geomorfologia



Fonte: Autor (2022).

As estimativas de denudação, a seguir, para as duas amostras elucidam sobre a quantidade de rocha removida nas amostras TFA5 (no Eoceno) e TFA6 (no Oligoceno).

Evento 3 de resfriamento da amostra TFA5

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 40-0 Ma;

$\Delta T = 60\text{ }^\circ\text{C} - 10\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e $20\text{ }^\circ\text{C/km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de $50\text{ }^\circ\text{C}$ no intervalo de 40-0 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e de $20\text{ }^\circ\text{C/km}$, respectivamente:

$$D = \frac{50\text{ }^\circ\text{C}}{30\text{ }^\circ\text{C/km}} = 1,66\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{50\text{ }^\circ\text{C}}{20\text{ }^\circ\text{C/km}} = 2,50\text{ km de rocha removida}$$

Evento 3 de resfriamento da amostra TFA6

sendo:

D = seção denudada total (km);

t_0 e t_1 = intervalo de 30-0 Ma;

$\Delta T = 50\text{ }^\circ\text{C} - 10\text{ }^\circ\text{C}$; e

G = $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e $20\text{ }^\circ\text{C/km}$.

Considerando a variação de temperatura (ΔT) de $40\text{ }^\circ\text{C}$ no intervalo de 40-0 Ma, tem-se, para os gradientes geotérmicos (G) de $30\text{ }^\circ\text{C/km}$ e de $20\text{ }^\circ\text{C/km}$, respectivamente:

$$D = \frac{40\text{ }^\circ\text{C}}{30\text{ }^\circ\text{C/km}} = 1,33\text{ km de rocha removida}$$

$$D = \frac{40\text{ }^\circ\text{C}}{20\text{ }^\circ\text{C/km}} = 2,00\text{ km de rocha removida}$$

A denudação estimada para as amostras TFA5 e TFA6 aponta para taxas de 1,66-2,50 km e de 1,33-2,00 km de rocha removida, respectivamente. Para esse terceiro evento de resfriamento térmico, que teve início no Eoceno-Oligoceno, as taxas de denudação têm relação com a remoção de material sedimentar por circundesnudação, promovendo a exumação final do embasamento do Complexo Granja que estava em subsuperfície.

Nesse setor, a denudação promoveu inversão de relevo, e, não obstante, parte do embasamento se manteve no mesmo nível da cornija arenítica do Planalto da Ibiapaba formando o que Claudino-Sales *et al.* (2020) denominam de “relevo glintoide”, em que os quartzitos foram alçados e são resistentes a tal ponto que estão conectados à escarpa. Para o setor da Depressão Periférica delimitado pelos anfiteatros quartzíticos, a inversão de relevo se processou através do maior poder da denudação sobre o embasamento mais antigo formado por rochas paleoproterozoicas do Complexo Granja.

O evento de resfriamento a partir do Eoceno (40 Ma) na amostra TFA5, associado ao soerguimento flexural da área, promoveu denudação subsequente vinculada ao recuo do Planalto da Ibiapaba, expondo as serras de Umari e Dom Simão como relevos residuais. Enquanto na amostra TFA6, a partir do Oligoceno (30 Ma), esses processos conduziram à formação de flancos anticlinais e dobras sinclinais na Serra de São Joaquim.

Ocorrem na área Depósitos Colúvio-Eluviais na forma de Tabuleiros Interiores, documentando o aporte sedimentar, oriundo da dinâmica geomorfológica do Cenozoico, depositado mediante um ciclo progressivo de aplainamento do relevo. Essas coberturas não possuem um posicionamento estratigráfico definido, não obstante, Pinéo *et al.* (2020) e Pinéo e Palheta (2021) estimam a idade desses Depósitos como inferior a 23 Ma.

É de reconhecimento na literatura que a deposição do Grupo Barreiras, segundo Lima (2008), ocorreu entre 23-17 Ma (Mioceno), definindo uma origem continental para o material sedimentar desse grupo, que mantém os Tabuleiros Costeiros.

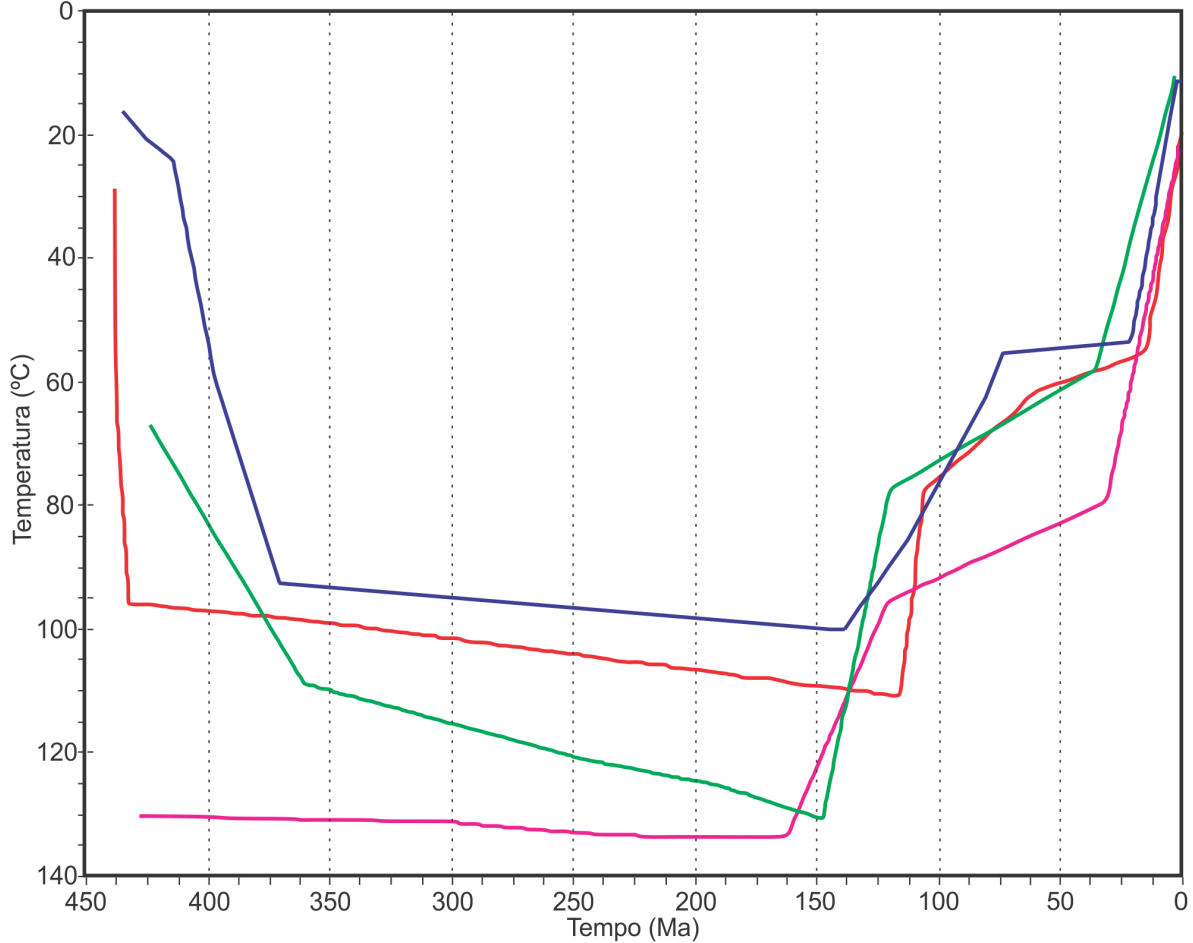
As taxas de denudação do terceiro evento de resfriamento de todas as amostras justificam a produção de um grande volume de aporte sedimentar, que possivelmente pode coincidir com o material do Grupo Barreiras depositado na fachada costeira no Norte do Ceará.

8.3.4 Sinopse das histórias térmicas e taxas de denudação

O Gráfico 13, a seguir, expõe uma sinopse das histórias térmicas das amostras de forma autoexplicativa, associando os eventos de resfriamento com as estimativas de

denudação. A correlação desses dados permite estabelecer uma interpretação integrada sobre a evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba e dos relevos associados em seus diferentes segmentos.

Gráfico 13 – Histórias térmicas e estimativas de denudação das amostras



Legenda

| HT Amostras | ER1 | ED1 | ER2 | ED2 | ER3 | ED3 | G |
|-------------|-------------------------|--------------|-----------------------|--------------|---------------------|--------------|-------------|
| TFA1 | 120-100 Ma 110-80 °C | 1,00-1,50 km | 100-20 Ma 80-55 °C | 0,83-1,25 km | 20-0 Ma 55-20 °C | 0,83-1,25 km | 30-20 °C/km |
| TFA4 | 150-130 Ma 120-90 °C | 1,00-1,50 km | 130-40 Ma 90-80 °C | 0,33-0,50 km | 40-0 Ma 80-20 °C | 2,00-3,00 km | |
| TFA5 | 150-125 Ma 120-80 °C | 1,33-2,00 km | 125-40 Ma 80-60 °C | 0,66-1,00 km | 40-0 Ma 60-10 °C | 1,66-2,50 km | |
| TFA6 | 140-70 Ma 100-55 °C | 1,50-2,25 km | 70-30 Ma 55-50 °C | 0,16-0,25 km | 30-0 Ma 50-10 °C | 1,33-2,00 km | |

Simbologia → ER: Evento de Resfriamento; ED: Evento de Denudação; HT: História Térmica; G: Gradiente Geotérmico.

Fonte: Autor (2022).

É possível observar que, no primeiro evento, as taxas de denudação são altas em razão do soerguimento que o embasamento sofreu durante a reativação tectônica do Cretáceo

Inferior, que alterou o nível de base regional, estabelecendo a denudação a partir do Planalto da Ibiapaba.

No primeiro evento, o resfriamento das amostras TFA4 e TFA5 se iniciou no Jurássico Superior, enquanto o das amostras TFA1 e TFA6 começou no Cretáceo Inferior, promovendo soerguimento instantâneo com altas taxas de denudação subsequentes. Na amostra TFA6, esse evento se estende até o Cretáceo Superior, iniciando em torno de 140 Ma e com término por volta de 70 Ma.

No segundo evento, a denudação não foi capaz de desmontar grandes volumes de relevo por intervalos de tempo mais longos em relação ao evento anterior. As paisagens geomorfológicas foram submetidas a um resfriamento lento com baixas taxas de denudação, resguardando superfícies mais preservadas em termos de heranças morfoestruturais pretéritas.

Para as amostras TFA4 e TFA5, o intervalo ocorre entre o Cretáceo Inferior e o Eoceno. Na amostra TFA1, esse intervalo ocorre entre o Cretáceo Inferior e o Mioceno. Enquanto na amostra TFA6, o intervalo se estende do Cretáceo Superior até o Oligoceno.

No terceiro intervalo, o resfriamento térmico é mais abrupto, motivado pelo soerguimento flexural do interior do continente, que repercutiu no Planalto da Ibiapaba, reestabelecendo a denudação mediante a exumação mais pronunciada do embasamento nos níveis de escarpa.

As taxas de denudação são consideradas altas para o terceiro evento de resfriamento, pois ocorreu de forma mais rápida, chegando a remover até 3 km de crosta em intervalos de tempo mais curtos para exumar o embasamento na área da Depressão Periférica. Para as amostras TFA4 e TFA5, esse intervalo ocorre a partir do Eoceno até o presente. Na amostra TFA1, do Mioceno até o presente. Na amostra TFA6, do Oligoceno até o presente.

9 CONCLUSÃO

A termocronologia de baixa temperatura se mostrou como método eficaz para interpretar a evolução morfoestrutural da área de estudo. Os traços de fissão em apatitas demarcam, nos termocronômetros, eventos entre 0 e 3 km da crosta, sendo mais sensíveis à evolução termal para registrar as reativações tectônicas e os eventos de denudação meso-cenozoicos. É nesse contexto que a gênese e a evolução do Planalto da Ibiapaba e os relevos do Noroeste do Ceará foram decifrados, por meio da análise das histórias térmicas de amostras de apatitas para validar os eventos de resfriamento de grande repercussão morfoestrutural na área.

Os aportes teóricos e metodológicos da termocronologia de baixa temperatura foram respaldados por uma ampla revisão de literatura, pautada em trabalhos de nível internacional. Para as análises, a pesquisa passou por diferentes etapas de campo e de processamento das amostras, até chegar às datações por LA-ICP-MS como método alternativo ao uso do detector externo, buscando a contagem dos traços na apatita diretamente pela quantidade de ^{238}U .

Dessa maneira, foi de suma importância o detalhamento das unidades geológicas pelo levantamento de dados litoestruturais e geocronológicos que subsidiaram o reconhecimento prévio para a coleta de amostras e para a realização de análises termocronológicas. As amostras foram coletadas em rochas graníticas e gnáissicas próximas à borda da Bacia do Parnaíba, a partir de um levantamento sistematizado do contexto geológico da área.

Nesse cenário, as hipóteses da pesquisa buscaram suas respostas na validação de eventos morfoestruturais demarcados pelas histórias térmicas das amostras de apatitas, registrando soerguimentos meso-cenozoicos com taxas de denudação subsequentes. Para estabelecer as conjecturas com os eventos de grande repercussão em escala regional, foi necessário mostrar dados da abertura da Margem Equatorial Atlântica no Nordeste Setentrional do Brasil, respaldando a reativação tectônica da área dentro dos intervalos das idades do Rifte Cariri-Potiguar e do processo de fissão final do continente Gondwana durante o Cretáceo Inferior. Pelo levantamento de dados termocronológicos, foi possível estabelecer um comparativo entre os eventos que ocorreram, de forma análoga, sob diferentes contextos geológicos e geomorfológicos do Nordeste Setentrional, mostrando como os resfriamentos meso-cenozoicos das histórias térmicas são respaldados pela literatura regional.

A compartimentação geomorfológica satisfaz um dos objetivos específicos alcançados pela pesquisa, fornecendo informações prévias para as análises termocronológicas. Não obstante, a cartografia do relevo correspondeu a um importante resultado complementar da pesquisa, introduzindo os controles estruturais condicionados por lineamentos dúcteis e rúpteis na evolução das unidades geomorfológicas e de seus padrões de drenagem associados.

As unidades geomorfológicas foram classificadas até o 3º táxon, para possibilitar a integração de condicionantes morfoestruturais e morfoesculturais na abordagem, delineando unidades superiores e inferiores que estão vinculadas às tipologias de relevos, geradas por meio de controles geológicos na evolução das geformas em associação com o clima.

As unidades de destaque na paisagem geomorfológica – como o Maciço da Meruoca, os Maciços e Cristas Residuais, o Planalto da Ibiapaba, as depressões periférica e monoclinal, os Tabuleiros e as Planícies Fluviais – foram subdivididas como unidades de 2º táxon pertencentes a um nível taxonômico de megageomorfolgia. No 3º táxon, o nível de detalhamento das unidades assumiu maior complexidade, apresentando padrões individualizados de geformas subcompartimentadas que remontam ao modelado dinâmico do relevo dentro do conjunto maior das morfoestruturas e morfoesculturas de táxons superiores.

Foram elucidados os parâmetros de modelagem estatística para o cálculo das idades centrais das amostras, que se aproximam, de modo correlato, à abertura da Margem Equatorial Atlântica no Nordeste Setentrional do Brasil, sendo finalizada em torno de 100 Ma. Por isso, as idades centrais das amostras foram datadas entre o Aptiano e o Albiano, sendo: TFA1 ($109,8 \pm 12,0$ Ma); TFA4 ($122,6 \pm 7,0$ Ma); TFA5 ($121,4 \pm 7,6$ Ma); e TFA6 ($122,7 \pm 7,3$ Ma).

As médias dos comprimentos dos traços ficaram por volta de 13 μ m, indicando padrões unimodais, cuja trajetória térmica sofreu resfriamento contínuo desde o Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. Isso corroborou para a ocorrência de sucessivos ciclos de denudação na área, mostrando que não houve eventos de aquecimento abruptos, capazes de encurtar o tamanho dos traços.

Os dados de resfriamento térmico no Cretáceo Inferior delinearam os efeitos da reativação tectônica oriunda do rifteamento intracontinental, que afetou o eixo Cariri-Potiguar e da abertura final da Margem Equatorial Atlântica no Nordeste Setentrional, sobre a reorganização morfoestrutural da área, permitindo o soerguimento e a denudação do relevo.

A evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba foi analisada em três segmentos, são eles: Transbrasiliano (TFA1); Meridional (TFA4) e Setentrional (TFA5 e TFA6). Para cada segmento, foram delineados intervalos de resfriamento interpretados como

eventos de soerguimento e denudação do Planalto da Ibiapaba e dos relevos do Noroeste do Ceará. Esses eventos comprovam que a borda da Bacia do Parnaíba foi soerguida e basculada em diferentes eventos, originando o Planalto da Ibiapaba na forma de *glint*. Foram consideradas as interpretações de Peulvast e Claudino-Sales (2004) sobre a preponderância de climas semiáridos no Nordeste brasileiro desde o Cretáceo Inferior, comandando os eventos de denudação pela atuação dos sistemas torrenciais no modelado das escarpas.

Para a amostra TFA1, o início do resfriamento ocorreu a partir de 100 °C por volta de 120 Ma, atingindo o pico de 80 °C em torno de 100 Ma, correspondendo à história térmica que melhor se encaixou ao evento final de abertura do Atlântico Equatorial. Inferiu-se que a escarpa do Planalto da Ibiapaba soergueu, em função da reativação transcorrente do Lineamento Transbrasiliano, colocando-a em ressalto topográfico na paisagem geomorfológica, o que ativou a denudação para formar a Depressão Periférica nesse setor. A denudação subsequente produziu taxas de 1,0-1,5 km de rocha removida.

O segundo evento ocorreu do Cretáceo Inferior até o Mioceno, porém com potencial de denudação mais baixo por efeito de um resfriamento de 80-55 °C por um longo intervalo temporal. As taxas de denudação desse segundo evento foram de 0,83-1,25 km de rocha removida.

A partir do Mioceno, o resfriamento ocorreu de maneira abrupta (55-20 °C), produzindo taxas de denudação de 0,83-1,25 km, sendo mais intenso pelo curto intervalo de tempo. Em termos geomorfológicos, a denudação do Segmento Transbrasiliano do Planalto da Ibiapaba retomou desde o Mioceno após o soerguimento flexural do continente. Essa denudação produziu inversão de relevo, a partir do desmonte do embasamento com aplainamento da superfície na ampliação da Depressão Periférica e da manutenção do material arenítico na escarpa em razão da sua resistência em clima semiárido.

A amostra TFA4 aponta para histórias térmicas que refletem a evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba em sua porção meridional, em que o primeiro evento de resfriamento ocorreu no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (150-130 Ma), coincidindo com o evento de rifteamento intracontinental do eixo Cariri-Potiguar.

Esse soerguimento foi consequência da formação de ombros de rifte no Domínio Ceará Central, em que a amostra passou pelo *annealing* até atingir isoterma em torno de 90 °C. Para esse intervalo, as taxas de denudação foram de 1,0-1,5 km de rocha removida, sendo uma quantidade similar para a amostra TFA1, exibindo um padrão uniforme de denudação e processos associados para ambos os segmentos, mesmo ocorrendo em escala temporal e em temperaturas distintas.

O segundo evento de resfriamento foi lento, de 90-80 °C, por um longo intervalo temporal, que durou em torno de 90 Ma, entre o Cretáceo Inferior e o Eoceno, para produzir taxas de denudação em quantidades mais baixas de 0,33-0,50 km de rocha removida.

A partir do Eoceno, o comportamento térmico muda abruptamente de 80 °C para 20 °C, demarcando a rápida exumação do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Essa unidade não apresenta, dentro da área de estudo, Maciços e Cristas Residuais, sendo marcante o peso da denudação no recuo da escarpa, na exumação do embasamento e na inversão de relevo, retrabalhando a Depressão Periférica com o Planalto da Ibiapaba em sobressalto topográfico.

Para o Segmento Setentrional, as amostras TFA5 e TFA6 apresentam os primeiros eventos de resfriamento no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (150-125 Ma) e Cretáceo Inferior-Superior (140-70 Ma), respectivamente. Na amostra TFA6, houve prolongamento do resfriamento até o Campaniano, evidenciando que a reativação tectônica promoveu um soerguimento instantâneo e uma denudação progressiva que durou cerca de 70 Ma.

O relevo nesse setor foi soerguido por meio da reativação de falhas compressivas na Vertente Nordeste da Serra de São Joaquim, sugerindo que o processo de exumação do Complexo Granja passou de 3 km para profundidades abaixo de 1 km, alçando, em conjunto, os quartzitos com os arenitos da Formação Tianguá (Grupo Serra Grande). Esse evento promoveu altas taxas de denudação até a paisagem atingir a suavização topográfica, validando que, no setor da amostra TFA6, o soerguimento foi expressivo a ponto de criar condições de denudação progressiva com gradiente energético para remoção de grande volume de materiais. Esses dados validam a maior expressão do *glint* nesse setor.

Para a amostra TFA5, a reativação tectônica ocorreu no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (150-125 Ma), mediante resfriamento de 120-80 °C no embasamento do Complexo Granja. Isso produziu soerguimento nos quartzitos da Formação São Joaquim, nas Cristas e *Hogbacks* de São Joaquim, em conjunto com as formações do Grupo Serra Grande, que sustentam o Planalto da Ibiapaba, para reestabelecer a denudação nas escarpas como mega-relevos existentes em sobressalto topográfico na paisagem.

Para o Segmento Setentrional do Planalto da Ibiapaba, as taxas de denudação, para a amostra TFA5, foram de 1,33-2,00 km de rocha removida. Enquanto para a amostra TFA6, as taxas foram de 1,50-2,25 km, sendo esta por um período mais prolongado de denudação.

Na amostra TFA6, ocorreu um segundo evento de resfriamento (55-50 °C) entre o Cretáceo Superior e o Oligoceno (70-30 Ma), com baixas taxas de denudação de 0,16-0,25 km, indicando que o gradiente topográfico foi suavizado pelo evento anterior (140-

70 Ma). Para a amostra TFA5, o segundo intervalo durou do Cretáceo Inferior até o Eoceno (125-40 Ma), com resfriamento lento, de 80-60 °C, com taxas de denudação de 0,66-1,00 km.

O terceiro evento de resfriamento ocorreu de forma mais abrupta nas amostras TFA5 (Eoceno até o presente), de 60-10 °C, e TFA6 (Oligoceno até o presente), de 50-10 °C, ambas apresentando taxas de denudação de 1,66-2,25 km e 1,33-2,00 km de rocha removida, respectivamente.

Em termos de significado geomorfológico, esse evento tem um peso maior, sendo que, para a amostra TFA6, os quartzitos da Formação São Joaquim passaram por soerguimento flexural em conjunto com o embasamento do Complexo Granja, formando cristas de flancos anticlinais e dobras sinclinais na Serra de São Joaquim em contato com o Planalto da Ibiapaba. Na amostra TFA5, o soerguimento induziu a retomada da denudação, exumando os *trends* estruturais dúcteis E-W do relevo em *hogback* da Serra Dom Simão.

As taxas de denudação do terceiro evento explicam a evolução morfoestrutural cenozoica do Planalto da Ibiapaba, da Depressão Periférica e dos Maciços e Cristas Residuais. Essas interpretações permitem inferir conexões com as superfícies agradacionais cenozoicas, a partir de uma possível coincidência entre os materiais sedimentares provenientes da denudação do continente e a deposição do Grupo Barreiras.

A aplicação do método U-Th/He, em goethitas, daria uma resposta mais exata acerca do evento deposicional que formou as superfícies de agradação cenozoicas que constituem os tabuleiros Interiores e Costeiros, conforme realizado por Lima (2008) para o Grupo Barreiras, setor que se expressa na geomorfologia como Tabuleiros Costeiros.

A par dessas questões, os resultados da presente pesquisa respondem às principais questões geomorfológicas colocadas como hipóteses da tese, sobretudo nos eventos do Cretáceo Inferior, que promoveram reativação tectônica de zonas de cisalhamento em função dos eventos de abertura do Rifte Cariri-Potiguar e de abertura final da Margem Equatorial Atlântica. As histórias térmicas demarcaram a ocorrência de resfriamentos abruptos nesse período, atestando o processo de soerguimento do embasamento em conjunto com a borda da Bacia do Parnaíba, impulsionando a denudação para formar um *glint* no Planalto da Ibiapaba.

Além disso, os eventos registrados a partir do Eoceno foram fundamentais para estabelecer correlações entre soerguimento e taxas de denudação. Dessa maneira, a termocronologia por traços de fissão em apatitas respondeu à proposta da tese, que foi pautada em delinear os eventos responsáveis pela evolução morfoestrutural da área de estudo. Nessa perspectiva, as modelagens de histórias térmicas das amostras TFA2 e TFA3, quando realizadas, irão complementar a interpretação acerca dos eventos de soerguimento e de

denudação, que condicionaram a evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba no contexto do Noroeste do Ceará, bem como nos maciços da Meruoca e do Carnutim.

Para propor uma evolução geomorfológica recente mais robusta, para eventos do Plioceno-Pleistoceno, torna-se necessária a realização de estudos com outros métodos de datação, como U-Th/He em apatitas e goethitas, a fim de estabelecer as idades genéticas e a evolução de superfícies de erosão e de agradação, detalhando a atuação da dinâmica do clima semiárido para o modelado das geoformas.

O método U-Th/He em apatitas possibilitaria, por interpolação complementar, as histórias térmicas de traços de fissão das amostras da área de estudo, com a finalidade de analisar mais detalhadamente a evolução do relevo sob temperaturas mais sensíveis (*annealing* de 80 °C) da crosta mais rasa. Esses dados poderiam melhor elucidar processos como: soerguimentos flexurais, esculturação de vertentes, estimativas de denudação e idades das superfícies de aplainamento.

REFERÊNCIAS

- AB’SÁBER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. *In*: AZEVEDO, A. (org.). **Brasil: a terra e o homem**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964. v. 1, p. 135-250.
- AB’SÁBER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Ortognaisses do Complexo Granja, Noroeste do Ceará: feições tectônicas e critérios cinemáticos. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., Natal, 1993. **Atas** [...]. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 370-372.
- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. **Anais** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. p. 29-46. Disponível em: http://sbg.sitepessoal.com/anais_digitalizados/1969/23cbg1969.zip. Acesso em: 26 maio 2022.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados *In*: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 43-59.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO JR., D. L.; DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 18, n. 4, p. 451-462, dez. 1988. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11488>. Acesso em: 26 maio 2022.
- AMARAL, W. S. **Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. 2010. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
- AMARAL, W. S.; SANTOS, T. J. S.; WERNICK, E.; NOGUEIRA NETO, J. A.; DANTAS, E. L.; MATTEINI, M. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, [Amsterdam], v. 22, n. 3-4, p. 892-909, Nov. 2012. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.011>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X12000524>. Acesso em: 28 jun. 2022.
- ANTUNES, A. F. **Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil)**: abordagem multiescala e pluriferramental. 2004. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/18351>. Acesso em: 28 jun. 2022.
- ARAI, M. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5., 1999, Rio Claro, SP. **Anais** [...]. Rio Claro, SP: UNESP, 1999. p. 577-582.

ARAÚJO, C. E. G. **Evolução tectônica da margem ativa neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. 2014. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-25092014-144415/pt-br.php>. Acesso em: 25 jun. 2022.

ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; BASEI, M. A.; CASTRO, N. A.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. **Precambrian Research**, [Amsterdam], v. 206-207, p. 36-51, June 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.021>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926812000745#!>. Acesso em: 23 jun. 2022.

ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; WEINBERG, R. F.; BASEI, M. A.; ARMSTRONG, R.; SATO, K. 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**, [New York], v. 202-203, p. 167-189, Aug. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.015>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493714001790>. Acesso em: 23 jun. 2022.

ARAÚJO, C. E. G.; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, [São Paulo], v. 26, n. 2, p. 157-168, Apr. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1111/ter.12084>. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/ter.12084/pdf>. Acesso em: 28 jun. 2022.

ARAÚJO, D. B. Bacia do Parnaíba. *In*: SEMINÁRIO TÉCNICO-AMBIENTAL DA 13ª RODADA DE LICITAÇÕES: BLOCOS EXPLORATÓRIOS, 13., 2015, Brasília. **Palestra** [...]. Brasília: ANP, 2015. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/concessao-de-blocos-exploratorios/13a-rodada-licitacoes-blocos/arquivos/seminarios/apresentacoes-seminario-tecnico-ambiental.zip>. Acesso em: 16 jun. 2022.

ARCHANJO, C. J.; LAUNEAU, P.; HOLLANDA, M. H. B. M.; MACEDO, J. W. P.; LIU, D. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). **International Journal of Earth Sciences**, [New York], v. 98, p. 1793-1807, July 2009. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0342-z>. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00531-008-0342-z>. Acesso em: 25 jun. 2022.

ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (domínio Ceará Central, NE do Brasil)**: da sedimentação à colisão continental brasileira. 2007. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

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. **Geological Society, London, Special Publications**, [London], v. 294, n. 1, p. 49-67, Jan. 2008. DOI: <http://dx.doi.org/10.1144/SP294.4>. Disponível em: <http://mr.crossref.org/iPage?doi=10.1144%2FSP294.4>. Acesso em: 28 jun. 2022.

ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group Ceará Central Domain, NE Brazil:

Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 58, p. 223-237, Mar. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.007>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981114001187>. Acesso em: 28 jun. 2022.

ASSIS, A. P.; PORTO, A. L.; SCHMITT, R. S.; LINOL, B.; MEDEIROS, S. R.; MARTINS, F. C.; SILVA, D. S. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 95, 102241, Nov. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102241>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981118304760>. Acesso em: 28 jun. 2022.

AZEVEDO, R. P. **Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins**. 1991. Thesis (Doctoral of Philosophy) – University of London, London, 1991.

BARBARAND, J.; HURFORD, T.; CARTER, A. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 198, n. 1-2, p. 77-106, July 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00423-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00423-0). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254102004230?via%3Dihub>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BARROSO, F. R.; VIANA, M. S. S.; LIMA FILHO, M. F.; AGOSTINHO, S. M. First Ediacaran fauna occurrence in northeastern Brazil (Jaibas Basin, ?Ediacaran-Cambrian): preliminary results and regional correlation. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [Rio de Janeiro], v. 86, n. 3, p. 1029-1042, Sept. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1590/0001-3765201420130162>. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/aabc/a/q59WBKPKyYBdg56cZNJsh4g/>. Acesso em: 20 jun. 2022.

BASILE, C. Transform continental margins-part 1: concepts and models. **Tectonophysics**, [New York], v. 661, p. 1-10, Oct. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.034>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195115004618>. Acesso em: 25 jun. 2022.

BETARD, F.; PEULVAST, J.-P. Evolução morfoestrutural e morfopedológica do Maciço de Baturité e seu Piemonte: do Cretáceo ao presente. In: BASTOS, F. H. (org.). **Serra de Baturité: uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2011. p. 35-59.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. D. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America**, [New York], v. 84, p. 433-451, jan. 1965. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE84-p433>. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/books/book/731/chapter/3809133/Contribution-to-the-Study-of-the-Brazilian>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F.; PASSOS, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 1999.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Slope development in southeastern and southern Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 10, p. 150-160, 1966.

BIGAZZI, G. The problem of the decay constant λ_f of ^{238}U . **Nuclear Tracks**, [New York], v. 5, n. 1-2, p. 35-44, 1981. DOI: [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90024-X](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90024-X). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0191278X8190024X>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BOILLOT, G. **Dynamique de la lithosphère**: une introduction à la géologie. Paris: Masson, 1996.

BRITO NEVES, B. B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11069>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of south america during the late proterozoic. **Precambrian Research**, [Amsterdam], v. 53, n. 1-2, p. 23-40, Oct. 1991. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/030192689190004T>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 25-38, ago. 2003. DOI: <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100003>. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/27381/29153>. Acesso em: 28 jun. 2022.

BURTNER R. L.; NIGRINI A.; DONELICK R. A. Thermochronology of lower cretaceous source rocks in the idaho-wyoming thrust belt. **AAPG Bulletin**, [New York], v. 78, n. 10, p. 1613-1636, Oct. 1994. DOI: <https://doi.org/10.1306/A25FF233-171B-11D7-8645000102C1865D>. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-abstract/78/10/1613/38982/Thermochronology-of-Lower-Cretaceous-Source-Rocks>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CAMARÃO JUNIOR, L. F. **Tectonica rúptil e sismicidade na área de inundação do açude Castanhão-CE**: implicações para o risco sísmico. 2001. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2001.

CAMPANILE, D. J. **The post break-up of the Western Indian high elevation passive margin**. 2007. Thesis (Doctoral of Philosophy) – University of Glasgow, Glasgow, 2007. Disponível em: <https://theses.gla.ac.uk/38/1/2007campanilephd.pdf>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 740-753.

CARLSON, W. D.; DONELICK, R. A.; KETCHAM, R. A. Variability of apatite fission track annealing kinetics: I. Experimental results. **American Mineralogist**, [New York], v. 84, n. 9, p. 1213-1223, 1999. DOI: <https://doi.org/10.2138/am-1999-0901>. Disponível em: http://minsocam.org/MSA/ammin/toc/Articles_Free/1999/Carlson_p1213-1223_99.pdf. Acesso em: 28 jun. 2022.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no fanerozoico. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 131-136.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: Editora da UFG, 1994.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. Goiânia: FUNAPE: UFG, 2005.

CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H.; BRANCO, R. M. C. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 26, n. 3, p. 271-285, Nov. 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.002>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981108000667>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H.; SOUZA, M. O.; FUCK, R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with west Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, [New York], v. 54, p. 29-42, Mar. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264370711001013>. Acesso em:

CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILLIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H. R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, [New York], v. 614, p. 128-145, Feb. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195113007300>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CASTRO, H. S. **Controle litoestrutural nos relevos graníticos sobre o Batólito de Quixadá e Entorno-CE**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/69634>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CASTRO, N. A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CAVALCANTE, A. S. A. **Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu, CE**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.

CAVALCANTE, D. R.; BASTOS, F. H. Caracterização geomorfológica da Bacia do Rio Coreaú, Noroeste do Ceará. **Revista da Casa da Geografia de Sobral**, Sobral, v. 21, n. 2, p. 192-204, 30 set. 2019. DOI: <https://doi.org/10.35701/rcgs.v21n2.466>. Disponível em: <https://rcgs.uvanet.br/index.php/RCGS/article/view/466>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. G. **Mapa geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2003. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/2355>. Acesso em: 15 jun. 2022.

CAVALCANTI, J. A. D.; CAVALCANTE, J. C. Evolução geológica. *In*: BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. (org.). **Geodiversidade do Estado do Ceará**: programa de geologia do Brasil: levantamento de geodiversidade. Fortaleza: CPRM, 2014. p. 19-34.

CERRI, R. I. **Gênese da tectonossequência Jaibaras (Ediacarano-Ordoviciano) e sua herança na sedimentação da sequência Serra Grande (Ordoviciano-Siluriano), borda nordeste da Bacia do Parnaíba**. 2021. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, SP, 2021.

CHAMANI, M. A. C. O lineamento transbrasiliano: um elemento chave na evolução da Plataforma Sul Americana. *In*: BARTORELLI, A.; TEXEIRA, W.; BRITO NEVES, B. (org.). **Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano**: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020. p. 181-202.

CHAMANI, M. A. C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos**: o lineamento transbrasiliano e as estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. 2011. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CHAMANI, M. A. C. **Tectônica sinsedimentar no siluro-devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil**: o papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas. 2015. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

CHIGLINO, L. L.; GAUCHER, C.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. Acritarchs of the ediacaran Frecheirinha formation, Ubajara Group, Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 87, n. 2, p. 635-649, Apr./June 2015. DOI: <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140430>. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/aabc/a/B3SpX4tkzKqDGmkXYQQFxzP/>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CLAUDINO-SALES, V. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**: história da paisagem geomorfológica. São Paulo: Novas Edições Acadêmicas, 2016.

CLAUDINO-SALES, V. Megageomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 35, n. 4, p. 442-454, 2018. DOI: <https://doi.org/10.51359/2238-6211.2018.238241>. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/revistageografia/article/view/File/238241/30061>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CLAUDINO-SALES, V.; LIMA, E. C.; DINIZ, S. F.; CUNHA, F. S. E. S. Megageomorfologia do Planalto da Ibiapaba: uma introdução. **William Morris Davis**: Revista de Geomorfologia, Sobral, v. 1, n. 1, p. 186-209, 2020. Disponível em: <https://williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/14/>. Acesso em: 28 jun. 2022.

CLAUDINO-SALES, V.; LOPES, F. L. S. Geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio no Nordeste brasileiro: geomorfossítio hídrico Bica do IPU (Glinc da Ibiapaba, Estado do Ceará). *In*: CLAUDINO-SALES, V. (org.). **Geodiversidade do semiárido**. Sobral: Sertão Cult, 2020. p. 179-200.

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.-P. Evolução Morfoestrutural do Relevo da Margem Continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 7, n. 2, p. 1-21, fev. 2007. Disponível em: <https://seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/15469/8757>. Acesso em: 28 jun. 2022.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS (Ceará). **Base cartográfica**. Fortaleza: COGERH, 2018. Disponível em: <https://portal.cogerh.com.br/mapas/>. Acesso em: 22 jun. 2022.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS (Ceará). **Relatório anual de segurança de barragens: riscos e inspeções**. Fortaleza: COGER, 2010.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa geológico do Estado do Piauí**. Teresina: CPRM, 2006. 1 mapa colorido. Escala 1:100.000. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/2923/mapa_piaui.pdf. Acesso em: 28 jun. 2022.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa geológico: folha Quixadá - SB.24.V.B**. Fortaleza: CPRM, 2007. 1 mapa colorido. Escala 1:250.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18277>. Acesso em: 23 jun. 2022.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the transbrasiliiano-kandi tectonic corridor for the amalgamation of west gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 583-597, Sept. 2013. DOI: <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/2013/n.3/mM.pdf>. Acesso em: 22 jun. 2022.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA, M. S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**, [Amsterdam], v. 15, n. 3-4, p. 396-407, June 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X08001809>. Acesso em: 22 jun. 2022.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; FÉ, M. M. M.; CAVALCANTE, D. R. Reflexos geomorfológicos da Formação São Joaquim no noroeste do Estado do Ceará, Brasil. **GeoUECE**, Fortaleza, v. 10, n. 18, p. 67-79, jan./jun. 2021. Disponível em: <https://revistas.uece.br/index.php/GeoUECE/article/download/3976/5656/26597>. Acesso em: 25 jun. 2022.

COSTA, F. G.; ARAÚJO, C. E. G.; AMARAL, W. S.; VASCONSELOS, A. M.; RODRIGUES, J. B. Idade U-Pb (LA-ICPMS) em zircão e isótopos de Nd para granitoides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Domínio Ceará Central: implicações para magmatismo neoproterozoico sin-colisional no domínio norte da Província Borborema. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 159-174, jun. 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X2013000200009>. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/article/download/61740/64611/0>. Acesso em: 25 jun. 2022.

COSTA, J. S.; CARACRISTI, I. A Serra da Penanduba (Coreaú-Frecheirinha): importante remanescente da caatinga arbórea. In: HOLANDA, V. C. C.; CARACRISTI, I. (org.). **Sociedade e natureza no semiárido: desafios e olhares geográficos**. Sobral: EGUS, 2013. p. 99-115.

COSTA, L. R. F.; BARRETO, L. L.; OLIVEIRA, V. P. V.; MAIA, R. P. Os tabuleiros interiores do Estado do Ceará – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 14, n. 7, p. 4056-4065, 2021. DOI: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v14.7.p4056-4065>. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/249987/40515>. Acesso em: 28 jun. 2022.

COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 1, p. 185-208, jan./mar. 2020. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1447>. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1447/386386481>. Acesso em: 27 jun. 2022.

COSTA, M. J.; FRANÇA, J. B.; LINS, C. A. C.; BACCHIEGGA, I. F.; HABEKOST, C. R.; CRUZ, W. B. **Projeto Jaibaras**: relatório final. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, jun. 1973. v. 1. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/6570/rel_jaibaras_finalv1.pdf. Acesso em: 25 jun. 2022.

CRUZ, E. M. A. **Análise estratigráfica da sequência siluriana da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2016. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/21574>. Acesso em: 21 jun. 2022.

CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e arcabouço tectônico**. 1986. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

DANNI, J. C. M. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras - Ceará. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 2, n. 2, p. 85-97, 1972. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12503>. Acesso em: 28 jun. 2022.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. 3rd ed. London: The Mineralogical Society, 2013.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. *In*: DEMEK, J. (ed.). **Progress made in geomorphological mapping**. Berna: IGU: Commission on Applied Geomorphology, 1967. p. 35-66.

DODSON, M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [New York], v. 40, n. 3, p. 259-274, Sept. 1973. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00373790?noAccess=true>. Acesso em: 20 jun. 2022.

DONELICK, R. A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: an empirical model and experimental observations. **American Mineralogist**, [New York], v. 76 n.1-2, p. 83-91, Feb. 1991. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/76/1-2/83/42518/Crystallographic-orientation-dependence-of-mean>. Acesso em: 22 jun. 2022.

DONELICK, R. A.; KETCHAM, R. A.; CARLSON, W. D. Variability of apatite fission track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. **American Mineralogist**, [New

York], v. 84, n. 9, p. 1224-1234, 1999. DOI: <https://doi.org/10.2138/am-1999-0901>. Disponível em: <https://www.degruyter.com/document/doi/10.2138/am-1999-0901/html>. Acesso em: 22 jun. 2022.

DONELICK, R. A.; O'SULLIVAN, P. B.; KETCHAM, R. A. Apatite fission-track analysis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [New York], v. 58, n. 1, p. 49-94, Jan. 2005. DOI: <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2005.58.3>. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/228085643_Apatite_Fission-Track_Analysis. Acesso em: 28 jun. 2022.

DORANTI-TIRITAN, C. **Evolução geomórfica e modelagem termocinemática 3D da região do planalto de Poços de Caldas (SP/MG)**. 2013. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2013.

DUDDY, I. R.; GRENN, P. F.; LALLET, G. M. Thermal *annealing* of fission tracks in apatite. 2: Variable temperature behaviour. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, [Amsterdam], v. 73, n 1, p. 25-38, 1988. DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(88\)90019-X](https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90019-X). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/016896228890019X>. Acesso em: 28 jun. 2022.

FAIRHEAD, J. D.; MAUS, S. C. Satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South América and resolve the lingering problem off the pré- break-up fit off the South Atlantic Ocean. **The Leading Edge**, [Cork], v. 22, n. 8, p. 779, 2003. DOI: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1605081>. Disponível em: <http://mr.crossref.org/iPage?doi=10.1190%2F1.1605081>. Acesso em: 22 jun. 2022.

FERNANDES, A. G. **Fitogeografia brasileira: províncias florísticas**. 3. ed. Fortaleza: Realce Editora e Indústria Gráfica, 2006.

FERREIRA V. P.; SIAL, A. N.; PIMENTEL, M. M.; MOURA, C. A. V. Intermediate to acid magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 167-189.

FETTER, A. H. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil**: implications for the assembly of Gondwana. 1999. Thesis (Doctoral of Geology) – University of Kansas, Lawrence, KS, 1999.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. Evidence for neoproterozoic continental for arc magmatism in the Santa Quitéria Batholit of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: implications for the assembly west Gondwana. **Gondwana Research**, [Amsterdam], v. 6, n. 2, p. 265-273, Apr. 2003. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70975-8](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70975-8). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X05709758>. Acesso em: 22 jun. 2022.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M.; NOGUEIRA NETO, J. A. Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província da Borborema, NE Brasil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 1997,

Fortaleza. **Anais [...]**. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997. p. 32-33. Disponível em: https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/30/012/30012238.pdf. Acesso em: 16 jun. 2022.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H. U-PB and SM-ND geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, nw Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinente “Atlântica”. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 30, n. 1, p. 102-106, Mar. 2000. DOI: <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2000301102106>. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10928/10383>. Acesso em: 22 jun. 2022.

FLEISCHER, R. L.; PRICE, P. B.; WALKER, R. M. Ion explosion spike mechanism for formation of charged-particle tracks in solids. **Journal of Applied Physics**, [New York], v. 36, n. 11, p. 3645-3652, 1965. DOI: <https://doi.org/10.1063/1.1703059>. Disponível em: <https://aip.scitation.org/doi/10.1063/1.1703059>. Acesso em: 25 jun. 2022.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina dos Textos, 2012.

FRACALOSSI, C. P.; GODOY, D. F.; HACKSPACHER, P. C. A tectônica meso-cenozóica de parte da borda nordeste da Bacia do Paraná: traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 7-20, 2007. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/70203>. Acesso em: 28 jun. 2022.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMAR, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 17, n. 2, p. 196-207, jun. 1987. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987196207>. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11922/11467>. Acesso em: 28 jun. 2022.

FRANCO-MAGALHÃES, A. O.; HACKSPACHER, P. C.; GLASMACHER, U. A.; SAAD, A. R. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, [New York], v. 99, n. 7, p. 1599-1613, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0556-8>. Disponível em: <https://www.science-direct.com/science/article/abs/pii/S092181811100066X>. Acesso em: 21 jun. 2022.

FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; VIDOTTI, R. M.; ROING, H. L.; ALMEIDA, T. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do lineamento transbrasiliano: geometria, idade e significado. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14., 2013, Chapada dos Guimarães. **Anais [...]**. Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2013.

GALBRAITH, R. F.; GREEN, P. F. Estimating the component ages in a finite mixture. **International Journal of Radiation, Applications and Instrumentation: Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, [Amsterdam], v. 17, n. 3, p. 197-206, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90035-V). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/135901899090035V>. Acesso em: 26 jun. 2022.

GALBRAITH, R. F.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, [New York],

v. 8, n. 1, p. 65-77, Jan. 1995. DOI: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00042-Z](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00042-Z). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/089598119400042Z>. Acesso em: 23 jun. 2022.

GALBRAITH, R. F.; LASLETT, G. M. Statistical models for mixed fission track ages. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, [New York], v. 21, n. 4, p. 459-470, Oct. 1993. DOI: [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(93\)90185-C](https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-C). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/135901899390185C>. Acesso em: 26 jun. 2022.

GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JOHNSON, C. Fission track analysis and its applications to geological problems. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, [Palo Alto, CA], v. 26, n. 1, p. 519-572, 1998. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.519>. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.earth.26.1.519>. Acesso em: 26 jun. 2022.

GARCIA, L. C. R. **Estilos estruturais relacionados à tectônica formadora e deformadora da bacia de Jaibaras, Nordeste do Brasil**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

GARCIA, M. G. M.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozoica Jaibaras-CE. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém, PA. **Anais [...]**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.

GARCIA, M. G. M.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil: constraints from U-Pb zircon geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 84, p. 113-126, July 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.009>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981117301293>. Acesso em: 26 jun. 2022.

GERASIMOV, I. P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l'URSS. **Problèmes de Géographie Physique**, [Moscou], v. 12, 1946.

GERASIMOV, I. P.; MEŠČERJAKOV, J. A. Morphostructure. *In*: FAIRBRIDGE, R. W. (ed.). **The encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold Book, 1968. p. 731-732.

GILL, R. **Rochas e processos ígneos: um guia prático**. Porto Alegre: Bookman, 2014.

GLEADOW, A. J. W. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? **Nuclear Tracks**, [New York], v. 5, n. 1-2, p. 3-14, June 1981. DOI: [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90021-4](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90021-4). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0191278X81900214>. Acesso em: 18 jun. 2022.

GODOY, D. F. **Evolução termocronológica por traços de fissão em apatita e zircão das Bacias da Transição Proterozóico-Fanerozoico de Camaquã (RS), Castro (PR), Eleutério (SP/MG), Jaibaras e Cococi (CE)**. 2010. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP, 2010.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro: v. 8, n. 1, p. 57-67, jan/mar. 1994.

GOMES, I. P. **Caracterização petrográfica e petroquímica dos granitos tardi a pós-tectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2006. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/159>. Acesso em: 18 jun. 2022.

GOMES, N. B. **Termobarometria das rochas metavulcanossedimentares da borda leste do Arco Magmático de Santa Quitéria, Província Borborema**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2019. Disponível em: <http://repositorio.unicamp.br/Busca/Download?codigoArquivo=500893>. Acesso em: 21 jun. 2022.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; CORREA, J. A. M.; MOURA, C. A. V. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém, PA. **Anais [...]**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. p. 2678-2688.

GORAYEB, P. S. S.; LAFON, J. M. Geocronologia Rb-Sr do Granodiorito Anil-CE. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1995, Natal. **Anais [...]**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 274-275.

GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; ABREU, F. A. M. O Granodiorito Anil: caracterização geológica e petrográfica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Anais [...]**. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p. 156-158.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: Routledge, 2004.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. **Revista Española de Micropaleontología**, [Madrid], v. 9, n. 3, p. 283-294, set./dez. 2006. Disponível em: <https://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.536.2205&rep=rep1&type=pdf>. Acesso em: 28 jun. 2022.

GREEN, P. F. A new look at statistics in fission-track dating. **Nuclear Tracks**, [New York], v. 5, n. 1-2, p. 77-86, June 1981. DOI: [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90029-9). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0191278X81900299?via%3Dihub>. Acesso em: 27 jun. 2022.

GREEN, P. F. On the thermo-tectonic evolution of Northern England: evidence from fission track analysis. **Geological Magazine**, [Chambersburg, PA], v. 123, n. 5, p. 493-506, Sept. 1986. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756800035081>. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/geological-magazine/article/abs/on-the-thermo-tectonic-evolution-of-northern-england-evidence-from-fission-track-analysis/20B0C624D71542266911986207F73CB7>. Acesso em: 28 jun. 2022.

GREEN, P. F.; CROWHURST, P. V.; DUDDY, I. R. Integration of AFTA and (U-Th)/He thermochronology to enhance the resolution and precision of thermal history reconstruction in the Anglesea-1 well, Otway Basin, SE Australia. *In*: PESA EASTERN AUSTRALASIAN

BASINS SYMPOSIUM, 2., 2004, Adelaide. **Proceedings** [...]. West Perth: Petroleum Exploration Society of Australia, 2004. p. 117-131. Disponível em: https://www.geotrack.com.au/papers/green_et_al_anglesea_1_eabs2.pdf. Acesso em: 28 jun. 2022.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J.; LOVERING, J. F. Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. *In*: NAESER, N. D.; MCCULLOH, T. H. (ed.). **Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories**. New York: Springer, 1989a. p. 181-195.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; LASLETT, G. M.; HEGARTY, K. A.; GLEADOW, A. W.; LOVERING, J. F. Thermal *annealing* of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, [Amsterdam], v. 79, n. 2, p. 155-182, Aug. 1989b. DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(89\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0168-9622(89)90018-3). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0168962289900183>. Acesso em: 24 jun. 2022.

GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA, C. N.; SILVA FILHO, A. S.; ARAÚJO, J. M. M. Granitoids marking the end of the Brasiliano (Pan-African) orogeny within the central tectonic domain of the Borborema Province. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 30, n. 1, p. 177-181, Mar. 2000. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10970/10424>. Acesso em: 28 jun. 2022.

GUIRAUD, R.; DOUMNANG MBAIGANE, J. C.; CARRETIER, S.; DOMINGUEZ, S. Evidence for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. **Journal of the Geological Society**, [London], v. 157, n. 5, p. 897-900, 2000. DOI: <http://dx.doi.org/10.1144/jgs.157.5.897>. Disponível em: <http://mr.crossref.org/iPage?doi=10.1144%2Fjgs.157.5.897>. Acesso em: 28 jun. 2022.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, D. F.; RIBEIRO, L. F. B.; HADLER NETO, J. C.; FRANCO, A. O. B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 37, n. 4, p. 76-86, dez. 2007. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9225>. Acesso em: 28 jun. 2022.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTTER, A. H.; HADLER NETO, J.; TELLO, C. E. S.; DANTAS, E. L. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**, [Amsterdam], v. 7, n. 1, p. 91-101, 2004. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70308-7](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70308-7). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X05703087>. Acesso em: 25 jun. 2022.

HACKSPACHER, P. C.; SOARES, J. S.; PETTA, R. A. Geologia do Grupo Ubajara, região de Frecheirinha (CE). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém, PA. **Anais** [...]. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. p. 2661-2677.

HADLER NETO J. C. **Medida da constante de desintegração do ²³⁸U por fissão espontânea**. 1982. Tese (Doutorado em Física) – Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1982.

HAMZA, V. M.; FRANGIPANI, A.; BECKER, E. A.; MIOTO, J. A. **Mapas geotermiais do Brasil**: IPT nº 27069. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1989.

HASEBE, N.; BARBARAND, J.; JAAVIS; K.; CARTER, A.; HURFORD, A. J. Apatite fissiontrack chronometry using laser ablation ICP-MS. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 207, n. 3-4, p. 135-145, July 2004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.007>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254104000427>. Acesso em: 23 jun. 2022.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, Rio Claro, SP, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/71882>. Acesso em: 28 jun. 2022.

HASUI, Y. A. Sistema orogênico Borborema. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 254-288.

HOBBS, W. H. **Earth features and their meaning**: an introduction to geology for the student and the general reader. New York: The Macmillan, 1912.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG Bulletin**, [Tulsa, OK], v. 51, n. 11, p. 2246-2259, Nov. 1967. DOI: <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-abstract/51/11/2246/35284/Drainage-Analysis-in-Geologic-Interpretation-A?redirectedFrom=PDF>. Acesso em: 28 jun. 2022.

HURFORD, A. J. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS subcommission on geochronology. **Chemical Geology**: Isotope Geoscience Section, [Amsterdam], v. 80, n. 2, p. 171-178, Apr. 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90025-8](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90025-8). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0168962290900258>. Acesso em: 28 jun. 2022.

HURFORD, A. J.; GREEN, P. F. The Zeta age calibration of fission-track dating. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 41, p. 285-317, 1983. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(83\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(83)80026-6). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254183800266>. Acesso em: 26 jun. 2022.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Topodata**: banco de dados geomorfométricos do Brasil. São José dos Campos: INPE, [2020]. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Acesso em: 16 dez 2020.

JAPSEN, P.; GREEN, P. F.; NIELSEN, L. H.; RASMUSSEN, E. S.; BIDSTRUP, T. Mesozoic-Cenozoic exhumation events in the eastern North Sea Basin *In*: a multi-disciplinary study based on palaeothermal, palaeoburial, stratigraphic and seismic data. **Basin Research**, [Oxford, UK], v. 19, n. 4, p. 451-490, Sept. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00329.x>. Disponível em: <https://www.earthdoc.org/content/journals/10.1111/j.1365-2117.2007.00329.x>. Acesso em: 15 jun. 2022.

JARDIM DE SÁ, E. F.; SOUZA, Z. S.; AMARO, V. E.; HOLLANDA, M. H. B. M. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 15., 1993, Natal. **Anais [...]**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 269-272.

JELINEK, A. R.; CHEMALE JR., F. Comparação entre a datação por traços de fissão em apatita através do uso de LA-ICP-MS e o método convencional: Resultados preliminares na margem continental do Oceano Atlântico Sul. *In: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 8., 2013, Porto Alegre. **Anais [...]**. Porto Alegre: UFRGS, 2013.

JOCHUM, K. P.; WEIS, U.; STOLL, B.; KUZMIN, D.; YANG, Q.; RACZEK, I.; ENZWEILER, J. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. **Geostandards and Geoanalytical Research**, [Oxford, UK], v. 35, n. 4, p. 397-429, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>. Acesso em: 28 jun. 2022.

JOCHUM, M.; CRONIN, M. F.; KESSLER, W. S.; SHEA, D. Observed horizontal temperature advection by tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, [New York], v. 34, L09604, p. 1-4, 2007. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029416>. Disponível em: https://faculty.washington.edu/kessler/abstracts/Jochum_etal_07GRL.pdf. Acesso em: 28 jun. 2022.

KETCHAM, R. A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, [New York], v. 58, n. 1, p. 275-314, jan. 2005. DOI: <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/rimg/article-abstract/58/1/275/87556/Forward-and-Inverse-Modeling-of-Low-Temperature?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em: 25 jun. 2022.

KETCHAM, R. A. Observations on the relationship between crystallographic orientation and biasing in apatite fission-track measurements. **American Mineralogist**, [New York], v. 88, n. 5-6, p. 817-829, 2003. DOI: <https://doi.org/10.2138/am-2003-5-610>. Disponível em: <https://www.degruyter.com/document/doi/10.2138/am-2003-5-610/html>. Acesso em: 27 jun. 2022.

KETCHAM, R. A.; DONELICK, R. A.; CARLSON, W. D. Variability of apatite fission track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. **American Mineralogist**, [New York], v. 84, p. 1235-1255, Nov. 1999. DOI: <https://doi.org/10.2138/am-1999-0903>. Disponível em: <https://www.degruyter.com/document/doi/10.2138/am-1999-0903/html>. Acesso em: 27 jun. 2022.

KOHLER, H. G. Geomorfologia cárstica. *In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995. p. 309-328.

LASLETT, G. M.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, [Amsterdam], v. 65, n. 1, p. 1-13, 1987. DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90057-1). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0168962287900571>. Acesso em: 20 jun. 2022.

LIMA, D. L. S. **Geomorfologia em estruturas graníticas: o caso do Maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil.** 2018. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2018.

LIMA, J. S. **Proposta de zoneamento geoambiental para a área de proteção ambiental da Serra da Meruoca, Ceará.** 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2016.

LIMA, M. G. **História do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas.** 2008. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico.** 2. ed. Belém, PA: UFPA, 2017.

LOPES, F. L. S. **Geoambiente e geodiversidade na área de proteção ambiental da Bica do Ipu, Ceará: desafios para a sustentabilidade.** 2018. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual Vale do Acaraú, Sobral, 2018.

LOPES, F. L. S.; CLAUDINO-SALES, V. Geonconservação e Geodiversidade na Área de Proteção Ambiental da Bica do Ipu-Ceará: desafios para a sustentabilidade. **Revista de Geociências do Nordeste**, Fortaleza, v. 5, n. 2, p. 61-79, set. 2019. DOI: <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2019v5n2ID18465>. Disponível em: http://www.periodicos.ufrn.br/revista_doregne. Acesso em: 28 jun. 2022.

LUNES, P. J. G.; BIGAZZI, TELLO SAENZ, C. A.; GUEDES, S.; PAULO, S. R. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and natural U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 187, n. 3-4, p. 201-211, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00045-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00045-1). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254102000451>. Acesso em: 28 jun. 2022.

LUZ, R. M. N.; JULIÁ, J.; NASCIMENTO, A. F. Crustal structure of the eastern borborema province, ne Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: implications for plateau uplift. **Journal Geophysical Research Solid Earth**, [Washington, DC], v. 120, P. 3848-3869, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1002/2015JB011872>. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/2015JB011872>. Acesso em: 25 jun. 2022.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975, Fortaleza. Anais [...].* Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1975. p. 3-36.

MACÊDO FILHO, A. A.; HOLLANDA, M. H.; ARCHANJO, C. J.; CASTRO, D. L.; MELO, A. C. C. A. Província Magmática do Atlântico Equatorial (EQUAMP), NE do Brasil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 16., 2017, Salvador. Anais [...].* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2017. p. 389-392.

MAIA, R. P. **Geomorfologia e neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró**. 2012. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012. Disponível em: https://repositorio.ufrn.br/bitstream/123456789/18363/1/Rubson_PMaia_Tese_teste.pdf. Acesso em: 14 jun. 2022.

MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; NASCIMENTO, M. A. L.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens graníticas do Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2018.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins-NE do Brasil: Inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 273-285, abr./jun. 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i2.801>. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/801/533>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 127-141, abr. 2014a. Disponível em: <http://www.mercator.ufc.br/mercator/article/view/1233>. Acesso em: 26 jul. 2022.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de geomorfologia estrutural: Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014b.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 373-389, abr./jun. 2018. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i2.1295>. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1295>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MARQUES NETO, R. **Cartografia geomorfológica: revisões, aplicações e proposições**. Curitiba: CRV, 2020.

MASCLE, J.; BLAREZ, E.; MARINHO, M. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. **Tectonophysics**, [New York], v. 155, n. 1-4, p. 193-209, Dec. 1988. DOI: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90266-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90266-1). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0040195188902661>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M. (ed.). **Atlantic Rifts and continental margins**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. p. 331-354.

MCDUGALL, I.; HARRISON, T. M. **Geochronology and thermo chronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method**. Oxford, UK: Oxford University Press, 1999.

MCDOWELL, F. W.; MCINTOSH, W. C.; FARLEY, K. A. A precise $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 214, n. 3-4, p. 249-263, Jan. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009254104004218>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MCHONE, J. G. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. **Tectonophysics**, [New York], v. 316, n. 3-4, p. 287-296, Jan. 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00260-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00260-7). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195199002607>. Acesso em: 25 jun. 2022.

MEIRA, S. A. **Subsídios ao planejamento e propostas de promoção do geopatrimônio do Parque Nacional de Ubajara, Ceará, Brasil**. 2020. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2020. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/52514>. Acesso em: 5 jun. 2022.

MELLO, Z. F. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais [...]**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p. 2438-2450.

MEŠČERJAKOV, J. P. Lês concepts de morphostructure et de moresculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. **Annales de Geographie**, [Paris], t. 77, n.423, p. 539-552, 1968. Disponível em: https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1968_num_77_423_15733. Acesso em: 18 jun. 2022.

MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. Oxford, UK: Oxford University Press, 2006.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; PESSOA NETO O. P.. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/nov. 2007. Disponível em: https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/6646292/mod_resource/content/1/Milani_etal_2007.pdf. Acesso em: 28 jun. 2022.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: IGC, 2000. p. 389-449.

MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *In*: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 87-165.

MOJZESZOWICZ, A. G. **Evolução da tectônica rúptil no nordeste do Brasil baseada na termocronologia por traço de fissão em apatita**. 2009. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2009. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/120014>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MONIÉ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. H. The neoproterozoic brasileiro orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. **Precambrian Research**, [New York], v. 81, n. 3-4, p. 241-264, Feb. 1997. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00037-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00037-X). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S030192689600037X>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MOORE, T. L. Ancient Earth: Breakup of Pangea. **App Store Preview**, [New York], c2012. Disponível em: <http://apps.apple.com/us/app/breakup-of-pangea/id509943912>. Acesso em: 23 jun. 2022.

MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P. F.; KARNER, G. D.; ALKIMIM, F. F. D. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 23-52, maio 2008. Disponível em: <https://www.repositorio.ufop.br/handle/123456789/8177>. Acesso em: 28 jun. 2022.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 113-119, maio 2006.

MOURA FÉ, M. M. **Evolução geomorfológica da Ibiapaba Setentrional, Ceará: gênese, modelagem e conservação**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

MOURA, A. C. D. A. **Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em zonas de cisalhamento ao longo do lineamento transbrasiliano: evolução e reativação**. 2017. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

MOURA, Ana Catarina de Almeida. **Falhas sísmogênicas no Granito Meruoca, Sobral, Ceará**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2012. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/11122>. Acesso em: 8 jun. 2022.

NAESER, N. D.; NAESER, C. W.; MCCULLOH, T. H. The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins. *In*: NAESER, N. D.; MCCULLOH, T. H. (ed.). **Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories**. New York: Springer, 1989. p. 157-180.

NASCIMENTO, D. D.; GAVA, A.; PIRES, J. D.; TEXEIRA, W. Geologia: mapeamento regional. *In*: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. **Projeto RADAMBRASIL: Folha SA.24 Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 1981. v. 21, p. 23-212. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv12784.pdf>. Acesso em: 23 jun. 2022.

NASCIMENTO, F. R. **Degradação ambiental e desertificação no Nordeste brasileiro: o contexto da bacia hidrográfica do rio Acaraú – Ceará**. 2006. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2006. Disponível em: <https://app.uff.br/riuff/handle/1/17217>. Acesso em: 8 jun. 2022.

NASCIMENTO, F. R.; CUNHA, S. B.; ROSA, M. F. Classes de Solos e Unidades Morfo-Pedológicas na Bacia Hidrográfica do Rio Acaraú-Ceará. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6., 2006, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia: UFG, 2006.

NÓBREGA, M. A.; JARDIM SÁ, M.; BEZERRA, F. H. R.; NETO, J. H.; LUNES, P. J.; GUEDES, S.; LIMA-FILHO, F. P. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, [Bethesda, MD], v. 39, n. 6, p. 627-633, Dec. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.12.006>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1350448704002690>. Acesso em: 28 jun. 2022.

NOGUEIRA NETO, J. A. **Evolução geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da província Borborema**. 2000. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, São Paulo, 2000.

NOVAIS, F. R. G.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. *In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 9., 1979, Natal. **Anais [...]**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979. p. 91-110.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder, CO], v. 87, n. 10, p. 1463-1469, Oct. 1976. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87%3C1463:LLLSPN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87%3C1463:LLLSPN%3E2.0.CO;2). Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/87/10/1463/201929/Lineament-linear-lineation-Some-proposed-new?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em: 15 jun. 2022.

OLIVEIRA, D. C. Reavaliação da evolução tectono-magmática do *graben* de Jaibaras (Nordeste do Brasil). **Acta Geológica Hispánica**, [Barcelona], v. 36, n. 1-2, p. 53-95, 2001. Disponível em: <https://raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/view/75632>. Acesso em: 28 jun. 2022.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, [Oxford, UK], v. 20, n. 3-4, p. 351-383, Mar./Apr. 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00044-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00044-8). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264817203000448>. Acesso em: 28 jun. 2022.

OLIVEIRA, K. M. L.; BRANCO, R. M. G. C.; SILVA, N. C. V. Architecture of northeast edge of Parnaíba basin, based on geophysical data. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF*, 15., 2017, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Brazilian Geophysical Society, 2017. p. 1103-1108.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. 525-536.

PEDREIRA, L. H. S. T.; TORQUATO, A. F. Formação São Joaquim: Base do Grupo Martinópole? Ou Grupo São Joaquim? *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 14., 1991, Recife. **Anais [...]**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 26-29.

PEDROSA JR., N. C.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; BRANCO, R. C.; ALMEIDA, A. R.; SILVA, N. C. V.; BRAGA, L. R. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 74, p. 27-40, Mar. 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.012>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981116302000>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PEDROSA JR., N. C.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, K. M. L.; BRANCO, R. M. G. C Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 58, p. 318-334, Mar. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.005>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981114000868>. Acesso em: 25 jun. 2022.

PEDROSA JUNIOR, N. C. **Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do Rifte de Jaibaras-NE do Brasil**. 2015. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015. Disponível em: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/20315>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1973.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. D. Evolução das sinéclises paleozoicas: províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 374-394.

PESSOA NETO, O. D. C.; SOARES, U. M.; SILVA, J. D.; ROESSNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; SOUZA, C. D. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 357-369, maio/nov. 2007.

PEULVAST, J.-P.; BÉTARD, F. **Landforms and landscape evolution of the equatorial margin of Northeast Brazil: an overview**. Amsterdam: Springer, 2015.

PEULVAST, J.-P.; BÉTARD, F. Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: Lessons from a review of recent geological and geomorphological studies in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 111, 103464, Nov. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103464>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981121003114>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PEULVAST, J.-P.; BÉTARD, F.; LAGEAT, Y. Long-term landscape evolution and denudation rates in shield and platform areas: a morphostratigraphic approach. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, [Madrid], v. 15, n. 2, p. 95-108, 2009. DOI: <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7540>. Disponível em: <https://journals.openedition.org/geomorphologie/7540>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V. Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva: um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. *In*: SILVA, J. B.; LIMA, L. C.; ELIAS, D. (org.). **Panorama da Geografia Brasileira I**. São Paulo: Annablume, 2006. p. 277-317.

PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surface sand palaeolandforms in the northern Brazilian Nordeste: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, [Amsterdam], v. 62, n. 1, p. 89-122, Sept. 2004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.006>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X0400073X>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PEULVAST, J.-P.; CLAUDINO-SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNEL, Y. Low post Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, [New York], v. 62, n. 1-2, p. 39-60, May 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.005>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818107001944>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PEULVAST, J.-P.; VANNEY, J. R. **Géomorphologie structurale (Terre, corps planétaires solides): relief et géodynamique**. Paris: BRGM, 2002. v. 2.

PINÉO, T. R. G.; LIMA, A. F.; MARTINS, M. D.; BESSA, M. D. M. R. **Mapa geológico: projeto ARIM noroeste do Ceará**. 2018. Fortaleza: CPRM, 2018. 1 mapa colorido. Escala 1:100.000. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18629>. Acesso em: 28 jun. 2022.

PINÉO, T. R. G.; PALHETA, E. S. M. (org.). **Projeto mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Ceará**. Escala: 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2021. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/20418>. Acesso em: 26 jun. 2022.

PINÉO, T. R. G.; PALHETA, E. S. M.; COSTA, F. G.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; GOMES, F. E. M.; BESSA, M. D. M. R.; LIMA, A. F.; HOLANDA, J. L. R.; FREIRE, D. P. C. **Projeto geologia e recursos minerais do Estado do Ceará: mapa geológico do estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2020. Escala 1:500.000. 1 mapa, color. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/20418/11/mapa_geologico_do_ceara_final.pdf. Acesso em: 19 jun. 2022.

PIRES, F. R. M. Arcabouço geológico. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (org.). **Geomorfologia do Brasil**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 17-61.

PRADO, F. S.; MENDONÇA, J. C. G. S.; MORAES, J. B. A.; MEDEIROS, M.; ASSUNÇÃO, P. R. S.; ANDRADE, V. A.; MEDEIROS, R. P. **Projeto Martinópole: Relatório Final**. Recife: CPRM, 1979. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8017?show=full>. Acesso em: 19 jun. 2022.

QUADROS, M. L. E. S. **Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras, na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, noroeste do estado do Ceará**. 1996. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém, PA, 1996.

QUEIROZ, E. R.; CLAUDINO-SALES, V. Caracterização geomorfológica do município de Cariré, Estado do Ceará. **Revista OKARA: Geografia em Debate**, João Pessoa, v. 14, n. 1, p. 104-121, 2020. Disponível em: <https://periodicos.ufpb.br/ojs2/index.php/okara/article/download/51829/30866/>. Acesso em: 22 jun. 2022.

RAAB, M. J. **The geomorphic response of the passive continental margin of Northern Namibia to Gondwana break-up and global scale tectonics**. 2001. Dissertation (Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen) – Georg-August-Universität zu Göttingen, Göttingen, 2001. Disponível em: <https://core.ac.uk/download/pdf/150149595.pdf>. Acesso em: 18 jun. 2022.

RAMOS, V. A.; VUJOVICH, G.; MARTINO, R.; OTAMENDI, J. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. **Journal of Geodynamics**, [New York], v. 50, n. 3-4, p. 243-255, Sept. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264370710000323>. Acesso em: 28 jun. 2022.

RAPELA, C. W.; PANHKRUST, B. R. J.; CASQUET, C. C.; FANNING, D. C. M.; BALDO, E. G.; GONZÁLEZ-CASADO, F. J. M.; GALINDO, C. C.; DAHLQUIST, J. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. **Earth-Science Reviews**, [New York], v. 83, n. 1-2, p. 49-82, July 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825207000475>. Acesso em: 28 jun. 2022.

RIBEIRO, M. C. S.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; HADLER NETO, J. C. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/BRASIL) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de traços de fissão e U-TH/He em Apatitas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 3-14, 2011. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i0.254>. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/254>. Acesso em: 22 jun. 2022.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 6, p. 17-29, 1992. DOI: <https://doi.org/10.7154/RDG.1992.0006.0002>. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47108>. Acesso em: 22 jun. 2022.

SALGADO, A. A. R. **Geomorfologia I: intemperismo erosão e processos em vertentes**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2009.

SANTOS, F. L. A. **Bases geográficas ao zoneamento ecológico-econômico do Planalto da Ibiapaba: municípios de Tianguá e Ubajara, Noroeste do Ceará**. 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2015.

SANTOS, F. L. A.; NASCIMENTO, F. R. Dinâmica hidroclimática do Planalto da Ibiapaba e sua depressão periférica circunjacente: estudo de caso nos municípios de Tianguá e Ubajara-noroeste do Ceará. **Revista Ra'e Ga: Espaço Geográfico em Análise**, Curitiba, v. 39, p. 57-75, abr. 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega>. Disponível em: <https://revistas.ufpr.br/raega/article/view/41915/32068>. Acesso em: 28 jun. 2022.

SANTOS, F. L. A.; NASCIMENTO, F. R.; CLAUDINO-SALES, V. Ciclo dos supercontinentes e reflexos morfoestruturais no noroeste do Ceará/Brasil. **Ateliê Geográfico**, Goiânia, v. 14, n. 2, p. 67-90, ago. 2020. Disponível em: <https://www.revistas.ufg.br/ateli/article/download/63793/35252/290151>. Acesso em: 28 jun. 2022.

SANTOS, R. V.; OLIVEIRA, C. G.; PARENTE, C. V.; GARCIA, M. G. M.; DANTAS, E. L. Hydrothermal alteration related to a deepmant lesource controlled by a Cambrian intracontinental strike-slipfault: evidence for the Meruoca felsic intrusion associated withthe Transbraziliano lineament, northeastern Brazil. **Journalof South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 43, p. 33-41, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.005>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981112001794>. Acesso em: 23 jun. 2022.

SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A.; ARAUJO, C. E. G.; ROSA, F. F. The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the north portion of the Santa Quitéria batholith, NE Brazil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 11.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS OF THE SBG, 5., 2007, Natal. **Anais [...]**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 142-144.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, [Oxford, UK], v. 25, n. 3, p. 271-284, 2008. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.006>. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/41797>. Acesso em: 23 jun. 2022.

SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C. Petrografia e litogeoquímica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja-CE. **Revista de Geologia**, [Fortaleza], v. 14, n. 1, p. 33-48, jan./dez. 2001. Disponível em: <http://www.periodicos.ufc.br/geologia/article/view/1422>. Acesso em: 26 jun. 2022.

SANTOS, T. J. S.; SOUZA, G. M.; QUEIROZ, H. B.; NOGUEIRA NETO, J. A.; PARENTE, C. V. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozoico do NW da Província Borborema: uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. *In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA*, 12., 2002, João Pessoa. **Anais [...]**. João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 337.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. *In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM, 2003. p. 5-25.

SCOTSE, C. R.; GOLONKA, J. **Paleogeographic atlas**. Arlington, TX: PALEOMAP Project, University of Texas at Arlington, 1997.

SEHRT, M. **Variscan to Neogene long-term landscape evolution at the Moroccan passive continental margin (Tarfaya Basin and western Anti-Atlas)**. 2014. Dissertation (Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät) – Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Heidelberg, 2014.

SHUSTER, D. L.; VASCONCELOS, P. M.; HEIM, J. A.; FARLEY, K. A. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [Amsterdam], v. 69, n. 3, p. 659-673, Feb. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.028>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016703704006076>. Acesso em: 18 jun. 2022.

SIAL, A. N. **Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil**. 1989. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1989.

SIAL, A. N.; FIGUEIREDO, M. C. H.; LONG, L. E. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mocambo plutons, Ceará, northeast Brazil. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 31, p. 271-283, 1980. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90090-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90090-X). Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/000925418090090X>. Acesso em: 28 jun. 2022.

SIAL, A. N.; LONG, L. E. Mineral chemistry and stable isotope geochemistry of the Cambrian Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 1987, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1987. p. 185-188.

SILVA, A. B.; MARQUES, F. A.; NASCIMENTO, A. F.; ARAÚJO FILHO, J. C. **Solos do Nordeste**. Recife: Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 2014. Disponível em: <https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/-/publicacao/1003864/solos-do-nordeste>. Acesso em: 18 jun. 2022.

SILVA, B. V. D. **Evolução termocronológica da região à leste da bacia offshore do Namibe, Angola, por meio de traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2016.

SILVA, T. F. **Geocronologia U-Pb em zircão no Granodiorito Anil, Província Borborema - CE**. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, 2019. Disponível em: <https://bdm.ufpa.br:8443/handle/prefix/3102>. Acesso em: 18 jun. 2022.

SOARES JÚNIOR, A. V.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; MACHADO, F. B. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem atlântica equatorial do Brasil: triássico ao holoceno. **Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 669-692, 2011. Disponível em: <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/view/5593/4309>. Acesso em: 28 jun. 2022.

SOARES, C. J.; GUEDES, S.; HADLER, J. C.; MERTZ-KRAUS, R.; ZACK, T.; IUNES, P. J. Novel calibration for LA-ICP-MS-based fission-track thermochronology. **Physics and Chemistry of Minerals**, [New York], v. 41, n. 1, p. 65-73, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00269-013-0624-2>. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00269-013-0624-2>. Acesso em: 26 jun. 2022.

SOARES, C. J.; GUEDES, S.; TELLO, C. A.; LIXANDRÃO FILHO, A. L.; OSÓRIO, A. M.; ALENCAR, I.; DIAS, A. N. C.; HADLER, J. Actinides in geology, energy, and the environment: further investigation of the initial fission-track length and geometry factor in apatite fission-track thermochronology. **American Mineralogist**, [Chantilly, VA], v. 98, n. 8-9, p. 1381-1392, 2013. DOI: <https://doi.org/10.2138/am.2013.4140>. Disponível em: <https://www.degruyter.com/document/doi/10.2138/am.2013.4140/html>. Acesso em: 18 jun. 2022.

SOARES, C. J.; MERTZ-KRAUS, R.; GUEDES, S.; STOCKLI, D. F.; ZACK, T. Characterisation of apatites as potential uranium reference materials for fission-track dating by LA-ICP-MS. **Geostandards and Geoanalytical Research**, [Oxford, UK], v. 39, n. 3, p. 305-313. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2014.00301.x>. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1751-908X.2014.00301.x>. Acesso em: 28 jun. 2022.

SOUSA, J. F.; MATTOS, I. C.; LIMA, M. A. B.; MEDEIROS, M. F. Minerais de Argila. *In*: VIDAL, F. W. H.; SALES, F. A. C. B.; ROBERTO, F. A. C.; SOUSA, J. F.; MATTOS, I. C. (org.). **Rochas e minerais industriais do Estado do Ceará**. Fortaleza: CETEM: UECE: DNPM: FUNCAP: SENAI, 2005. p. 83-94.

SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R. As tensões tectônicas campanianas-cenozóicas na Bacia Potiguar, Brasil. *In*: SIMPÓSIO DE GELOGIA DO NORDESTE, 21., 2005, Recife. **Anais [...]**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 329-330.

SOUZA, M. J. N. Bases naturais e esboço de zoneamento geoambiental do estado do Ceará. *In*: LIMA, L. C.; SOUZA, M. J. N.; MORAES, J. O. (org.). **Compartimentação territorial e gestão regional do estado do Ceará**. Fortaleza: Editora FUNECE, 2000. p. 13-98.

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades morfoestruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 1, n. 1, p. 73-91, jun. 1988.

SOUZA, M. J. N. **Geomorfologia e condições ambientais dos vales do Acaraú-Coreaú (Ceará)**. 1981. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1981.

SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. Os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do Nordeste brasileiro. **MERCATOR**: Revista de Geografia da UFC, Fortaleza, ano 5, n. 9, p. 85-102, 2006. Disponível em: <http://www.mercator.ufc.br/mercator/article/view/91>. Acesso em: 22 jun. 2022.

SOUZA, R. A. **Estilo estrutural e contexto tectonoestratigráfico do Grupo Ubajara no NW do Ceará**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2018. Disponível em: https://repositorio.ufrn.br/bitstream/123456789/26136/1/Estiloestruturalcontexto_Souza_2018.pdf. Acesso em: 22 jun. 2022.

SOUZA, Z. S.; VASCONSELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V.; PAIVA, H. S.; SILVEIRA DIAS, L. G.; OLIVEIRA, R. Geocronologia e geoquímica do Magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais [...]**. Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004.

SPADAVECCHIA, A.; HAHN, B. Die Rotationskammer un deinige Anwendungen. **Helvetica Physica Acta**, [Berna], v. 40, p. 1063-1079, 1967. DOI: <http://doi.org/10.5169/seals-113809>. Disponível em: <https://www.e-periodica.ch/cntmng?pid=hpa-001%3A1967%3A40%3A%3A1169>. Acesso em: 25 jun. 2022.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da Margem Equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, [São Paulo], v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987180188>. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11920/11465>. Acesso em: 25 jun. 2022.

TAGAMI, T.; MURAKAMI, M. Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples. **Tectonophysics**, [New York], v. 443, n. 3-4, p. 139-152, Oct. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.013>.

Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195107000893>. Acesso em: 28 jun. 2022.

TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Neutron dosimetry and fission-track age calibration: insights from intercalibration of uranium and thorium glass dosimeters. **Chemical Geology**, [Amsterdam], v. 102, n. 1-4, p. 277-296, Dec. 1992. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90162-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90162-X). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/000925419290162X>. Acesso em: 27 jun. 2022.

TEXEIRA, M. L. A.; GONÇALVES, L. C.; DANTAS, E. L.; MORAIS, R. A. V.; PIRES, A. B. C. Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos da porção Centro-Oeste do domínio ceará central, NW Província Borborema. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF, 9., 2005, Salvador. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2005. p. 797-801.

TORQUATO, J. R. Geologia do Noroeste do Ceará (uma visão histórica). **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 8, p. 5-183, 1995.

TORQUATO, J. R.; PEDREIRA, L. H. S. T.; NOGUEIRA NETO, J. A. **Projeto Granja-Geologia local**. CNPq, Relatório Final. Processo. 408206/84-GL. [S. l.: s. n.], 1987. Mimeografado. 81 p.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de carstologia e geomorfologia cárstica**. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade [ICMBio], 2019.

TRODSTORF JUNIOR, I.; ZALÁN, P. V.; FIGUEIREDO, J. D. J. P.; SOARES, E. F. Bacia de Barreirinhas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 357-369, maio/nov. 2007.

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**, [New York], v. 31, n. 2-3, p. 227-252, Mar. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981111000186>. Acesso em: 28 jun. 2022.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [New York], v. 8, n. 3-4, p. 247-266, July/Oct. 1995. DOI: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0895981195000125>. Acesso em: 28 jun. 2022.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, maio/nov. 2007. Disponível em: <https://www.docsity.com/pt/bacia-do-parnaiba-vaz-boletim-de-geociencias-da-petrobras/4970893/>. Acesso em: 26 jun. 2022.

VERMEESCH, P. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. **Radiation Measurements**, [Bethesda, MD], v. 44, n. 4, p. 409-410, 2009. DOI:

<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.05.003>. Disponível em: <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/papers/VermeeschRadMeas2009.pdf>. Acesso em: 28 jun. 2022.

VERMEESCH, P.; TIAN, Y. Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. **Earth-Science Reviews**, [New York], v. 139, p. 279-290, Dec. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.010>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825214001780>. Acesso em: 28 jun. 2022.

WAGNER, G.; VAN DEN HAUTE, P. **Fission Track Dating**. New York: Kluwer Academic Publishers, 1992.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo: UNESP, 2004.

ZALÁN, P. V. Bacias sedimentares da margem equatorial. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 497-502.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, v. 1, n. 36, p. 126-142, 2014. Disponível em: <https://revista.fct.unesp.br/index.php/cpg/article/view/3176/2680>. Acesso em: 26 jun. 2022.

ZANELLA, M. E.; SALES, M. C. L. Considerações sobre o clima e a hidrografia do Maciço de Baturité. In: BASTOS, F. H. **Serra de Baturité: uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2011. p. 61-67.