



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

WESLEY FEITOSA RODRIGUES

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO INSELBERG PEDRA DA ANDORINHA,
TAPERUABA, SOBRAL, BRASIL**

FORTALEZA

2018

WESLEY FEITOSA RODRIGUES

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO INSELBERG PEDRA DA ANDORINHA,
TAPERUABA, SOBRAL, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia. Área de concentração: Dinâmica Ambiental e Territorial.

Orientador: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia

FORTALEZA

2018

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)

- R617e Rodrigues, Wesley Feitosa.
Evolução Geomorfológica Do Inselberg Pedra Da Andorinha, Taparuaba, Sobral, Brasil / Wesley Feitosa Rodrigues. – 2018.
94 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia.
1. Condicionamento estrutural. 2. Inselberg. 3. Aerofogrametria. 4. Pedra da Andorinha. I. Título.
CDD 910
-

WESLEY FEITOSA RODRIGUES

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO INSELBERG PEDRA DA ANDORINHA,
TAPERUABA, SOBRAL, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia. Área de concentração: Dinâmica Ambiental e Territorial.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado
Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)

Prof. Dr. Piotr Migoń
University of Wrocław, Poland

A minha amada Ticiana Ramos e a minha
maravilhosa mãe Fátima Feitosa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha mãe, Fátima Feitosa, pelo enorme apoio que recebi durante os últimos dois anos.

A minha noiva, Ticiane Ramos, que desde o princípio dessa jornada acadêmica, sempre acreditou no meu potencial e foi meu porto seguro.

Ao meu orientador, Rúbson Maia, pela oportunidade de pesquisa, os ensinamentos e por confiar no meu trabalho.

A todos os amigos integrantes do Laboratório de Geomorfologia Costeira e Continental (LAGECO), em menção especial a Henrique Sampaio, Beatriz Barbosa e Pedro Edson, que contribuíram sobremaneira para a maturação dessa pesquisa.

A Francisco Ávila Mendes, gestor da Unidade de Conservação Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha, e ao grandioso “Réi Zé”, zelador da Unidade, pela fundamental ajuda nos trabalhos de campo realizados nessa pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia e seu secretário, *Erandi Araujo*, pela colaboração.

À Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP), pelo apoio financeiro destinado a essa pesquisa.

Aos professores participantes da banca examinadora, André Salgado e Piotr Migoń, pelo tempo, pelas valiosas colaborações e sugestões.

A todos, meu mais sincero obrigado.

RESUMO

A evolução geomorfológica dos terrenos graníticos-migmatíticos que delineiam o Inselberg Pedra da Andorinha, foi investigada através de dados geológicos, geomorfológicos, morfotectônicos e de aerofotogrametria, a luz da teoria de aplainamento por mudanças climáticas. As informações referentes a propriedades litológicas e eventos tectônicos foram aliadas a fotointerpretação da trama estrutural local por meio da elaboração de ortomosaico e MDE, produzidos a partir levantamento aéreo com drone. Foram identificados aspectos geomorfológicos de um *bornhardt*, com litologia sienogranítica isotrópica, fanerítica e de uniformidade faciológica. O mapeamento estrutural identificou 13.698 fraturas, com moda principal a N10W. Essa direção controla as principais feições geomorfológicas locais, onde as altas densidades de descontinuidades correspondem a áreas rebaixadas, enquanto que as baixas concentrações são verificadas nas porções alçadas. Constatou-se que a dinâmica intempérica epigênica foi intensificada nas porções susceptíveis a partir de uma meteorização diferencial, com intensidade diretamente proporcional a densidade de fraturas. Os relevos residuais desse processo foram exumados como *cores* de maior resistência a partir da erosão laminar. Portanto, a morfologia da Pedra da Andorinha e o concomitante aplainamento de áreas em seu entorno são subordinados a um controle estrutural, cujo grau de dissecação é controlado pela densidade de fraturas.

Palavras-chave: Condicionamento estrutural. Inselberg. Aerofotogrametria. Pedra da Andorinha.

ABSTRACT

The geomorphological evolution of the granitic-migmatitic terrains that delineate the Inselberg Pedra da Andorinha was investigated through geological, geomorphological, morphotectonic and aerial photogrammetry data, based on theory of planation climatic. The information concerning lithologic properties and tectonic events were allied to the photointerpretation of the local structural weave through the elaboration of ortomosaico and MDE, produced from a Unmanned Aerial Vehicle (UAV). Geomorphological aspects of a bornhardt were identified, with isotropic sienogranitic, phaneritic and faciologic uniformity. Structural mapping identified 13,698 fractures, with main trend at N10W. This direction controls the main geomorphological features, where high discontinuity densities correspond to recessed areas, while low concentrations are observed in the raised portions. It was verified that epigenic intertemporal dynamics was intensified in the portions susceptible from a differential weathering, with intensity directly proportional to fracture density. The residual reliefs of this process were exhumed as more resistant cores from the laminar erosion. Therefore, the morphology of the Swallow Stone and the concomitant planing of areas in its surroundings are subordinated to a structural control, whose degree of dissection is controlled by the density of fractures.

Keywords: Structural conditioning. Inselberg. Aerofotogrametry. Pedra da Andorinha.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	Localização e apresentação da área de estudo.....	11
1.2	Objetivos	15
1.2.1	<i>Objetivo Geral</i>	15
1.2.2	<i>Objetivos Específicos</i>	15
1.2.3	Justificativa	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO	18
2.1	Geomorfologia dos inselbergs	18
2.2	Teorias relacionadas a evolução dos inselbergs	21
2.2.1	<i>Recuo de Vertentes.....</i>	21
2.2.2	<i>Etchplanação ou Duplo-Estágio de Aplainamento.....</i>	22
2.2.3	<i>Aplainamento por Mudanças Climáticas</i>	25
2.3	Controles Geológicos	26
2.4	Quadro Paleoclimático do Nordeste brasileiro	28
2.5	Lineamentos Morfoestruturais	30
3	PROCEDIMENTOS TÉCNICOS/OPERACIONAIS DA PESQUISA	32
3.1	Levantamentos bibliográficos e cartográficos	32
3.2	Processamento digital e interpretação de produtos de sensoriamento remoto	33
3.2.1	<i>Identificação dos Lineamentos Morfoestruturais</i>	35
3.2.2	<i>Análises geoestatísticas dos lineamentos</i>	38
3.3	Trabalhos de Campo	39
3.4	Levantamento, processamento e interpretação de dados aerofotogramétricos	40
3.5	Racionalização dos dados	43
4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	44
4.1	Província Borborema Setentrional	44
4.1.2	<i>Quadro morfotectônico da Província Borborema Setentrional</i>	46
4.2	Domínio Ceará Central	48
4.3	Complexo Tamboril-Santa Quitéria	49
4.3.1	<i>Unidades Metatexíticas.....</i>	52

4.3.2	<i>Unidades Diatexíticas</i>	53
4.3.3	<i>Granitóide Correntes</i>	54
5	CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DOS RELEVOS NO ENTORNO DE TAPERUABA	56
5.1	Compartimentação macrogeomorfológica	56
5.1.2	<i>Lineamentos morfoestruturais</i>	60
5.2	Geomorfologia da Pedra da Andorinha	64
5.2.1	<i>Trama de estruturas rúpteis</i>	66
6	EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO INSELBERG PEDRA DA ANDORINHA	69
6.1	Aspectos evolutivos gerais	69
6.2	Condicionamento morfoestrutural da macrogeomorfologia de Taperuaba ..	70
6.2.1	<i>Gênese das fraturas principais na Pedra da Andorinha</i>	74
6.3	Avaliação dos controles litoestruturais locais	76
6.4	Modelo de evolução da Pedra da Andorinha	77
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
	REFERÊNCIAS	82

1 INTRODUÇÃO

A morfogênese dos inselbergs gera controvérsia entre diversos pesquisadores desde a década de 1920 (TWIDALE, 2002). A abundância de exemplares desses relevos pelo globo, ou seja, em diferentes contextos climáticos, em arcabouços tectônicos distintos e com diversidade de formas, corroboraram com o surgimento de linhas teóricas divergentes para a compreensão de suas gêneses (MIGÓN, 2006).

Desde a década 1960, esses relevos, no nordeste do Brasil, vêm sendo interpretados à luz das postulações de King (1953), como feições residuais produzidas pela associação de episódios epirogênicos a longos ciclos de recuo de vertentes e pediplanação (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961; BIGARELLA; ANDRADE, 1964). Seriam, portanto, testemunhos, de resistência litológica diferenciada de uma antiga superfície, com contínua pedimentação em suas bases, vinculada à erosão fluvial. Contudo, essa perspectiva de evolução possui diversas fragilidades relacionadas às discrepâncias morfológicas e de distribuição dessas feições.

Twidale (2007) argumenta que o modelo de King desconsidera o papel do intemperismo na dinâmica morfogenética de inselbergs. Vidal Romaní e Twidale (2005) também creditam ao modelo uma ineficiência na compreensão do condicionamento estrutural sobre os processos de aplainamento e a distribuição espacial dessas formas. Twidale e Bourne (1975) apontam que a pediplanação não justifica as condições de meteorização diferenciadas entre inselbergs em uma curta área de análise, tão pouco às condições altimétricas discrepantes.

Nessa perspectiva, diversos trabalhos avançaram no entendimento de que essas feições não são exumadas em resposta apenas à heterogeneidade de sua composição. A predisposição ao intemperismo que a fábrica e a textura dessas rochas atribuem a esses relevos e a influência estrutural na seletividade dos processos de alteração, também são fundamentais para seu entendimento (OWEN, 2014).

Thomas (1966) constatou que domos rochosos na Nigéria equatorial, foram modelados por processos químicos desenvolvidos em nível freático, ou seja, em condições epigênicas. Migoñ e Goudie (2000), analisando feições graníticas na porção Central da Namíbia, concluíram que o controle estrutural era predominante na distribuição, dimensão e escarpamento dos inselbergs na região. Para Romer (2005), a distribuição de inselbergs imposta no sudeste do Zimbábue, denota controle das tramas estruturais, da fábrica mineral e da textura litológica sobre o padrão geomorfológico da área.

Nesse contexto, os estudos atuais relacionados aos inselbergs recorrem às teorias de duplo estágio de aplainamento (BÜDEL, 1957, 1982) e ao aplainamento por mudanças

climáticas (MILLOT, 1977, 1980). As similaridades entre essas teorias respondem pelo entendimento de que, em períodos de estabilidade tectônica, as formas residuais são modeladas por processos de meteorização na base do manto de alteração e posteriormente, são exumadas pelos processos erosivos (SALGADO, 2007). A velocidade de aprofundamento do *front* intempérico responde a fatores condicionantes como a densidade de fraturamento, a fábrica mineral, a composição faciológica e as circunstâncias climáticas (THOMAS, 1989).

As discontinuidades geológicas denotam extrema relevância para o rebaixamento dos relevos granitoides (TWIDALE, 1998). Em áreas bastante deformadas, as morfologias tendem a ser denudadas e dissecadas com maior facilidade, por causa da pré-disposição à meteorização que os terrenos com alta concentração de planos de fraqueza dispõem (TWIDALE, 1982). A interação clima/componentes litoestruturais/rede de drenagem/tectônica agem em um sistema aberto, diferenciando as superfícies e modelando os terrenos (COUTO *et al.*, 2013). A identificação de lineamentos estruturais auxilia na interpretação de eventos tectônicos, visto que essas feições lineares são correlatas em superfície a processos decorridos em subsuperfície, como falhas que atingem dimensões profundas (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012).

Portanto, estudos relativos a condicionantes litoestruturais do intemperismo (MIGÓN, 1997; SIMON-COÏÇON *et al.*, 1997; ERICSON *et al.*, 2005; TWIDALE, 2007; DAUTEUIL *et al.*, 2015), atributos morfométricos e de distribuição espacial (RÖMER, 2005, 2007, 2010; EBERT *et al.*, 2011;); e taxas de denudação/erosão dos *cores* de resistência (DECKER *et al.*, 2012; MATMON *et al.*, 2013; MATMON *et al.*, 2018) vêm sendo empregados para a compreensão evolutiva desses relevos, tanto em âmbito mundial como nacional.

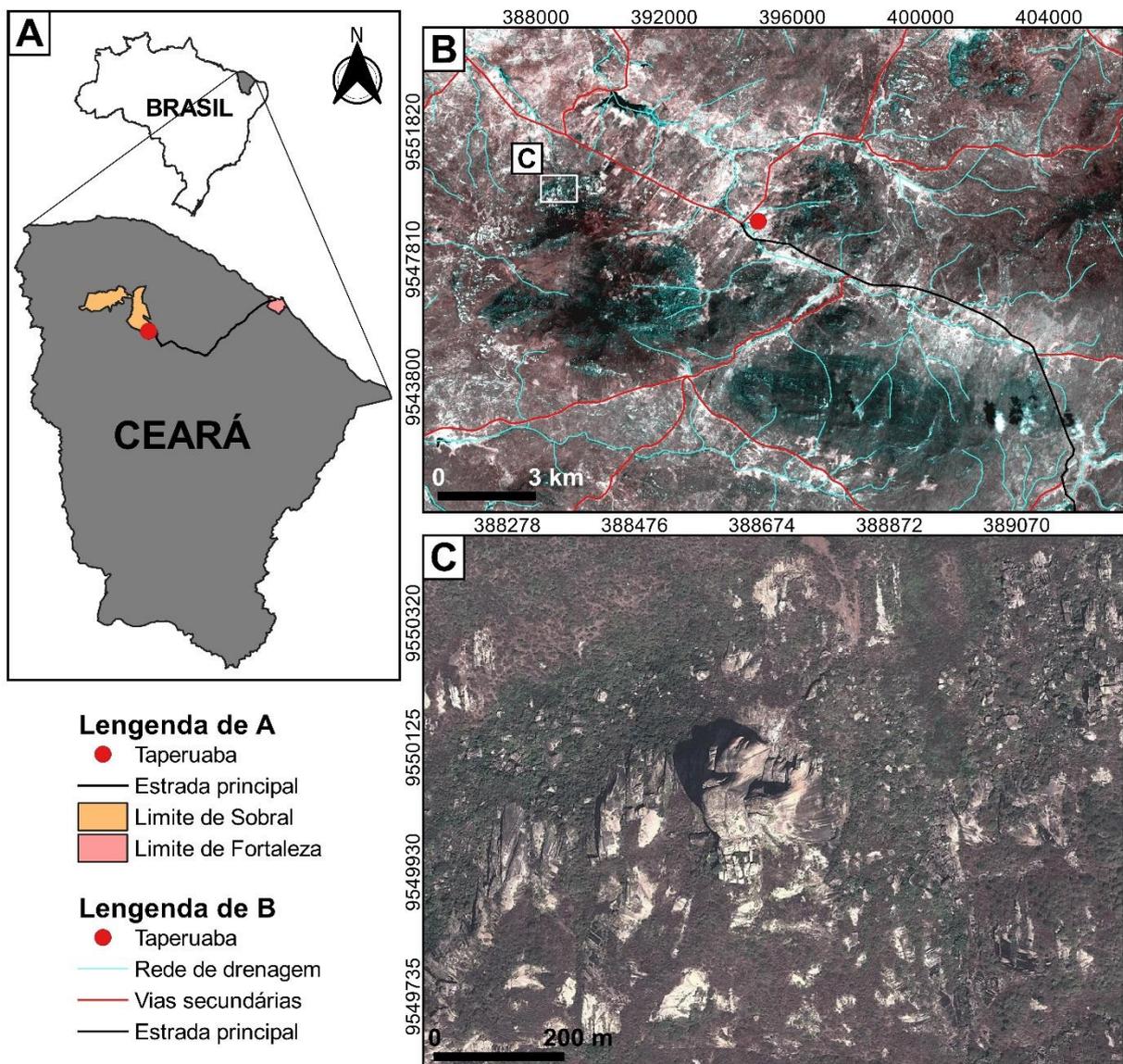
No nordeste brasileiro, são verificados diversos registros dessas morfologias, principalmente ao norte do Maciço da Borborema. Algumas das principais manifestações ocorrem em aglomerados, como em Quixadá (CE), em Patos (PB) e em Itatim (BA). Esses inselbergues estão distribuídos isoladamente pelos terrenos semiáridos do Brasil, e sua ocorrência, em sua maioria, se dá em intrusões graníticas de idades distintas.

Diante do exposto, o presente artigo propõe uma análise morfoestrutural do inselberg Pedra da Andorinha, no Ceará, focado no papel do condicionamento litoestrutural na morfologia desse relevo e seu entorno. Para tanto, foram utilizados dados derivados de produtos aerofotogramétricos (ortomosaico e MDE), de sensoriamento remoto e de levantamentos secundários relacionados a aspectos faciológicos locais, arcabouço morfotectônico regional e condições paleoclimáticas decorridas no nordeste brasileiro. Somado a isso, dados de processos intempéricos e estado de meteorização desses terrenos foram verificados em campo.

1.1 Localização e apresentação da área de estudo

O inselberg Pedra da Andorinha integra as vertentes setentrionais do maciço Correntes, localizado nas imediações do distrito de Taparuaba. Essa localidade pertencente a Sobral, município situado no sertão a noroeste do estado do Ceará. Partindo de Fortaleza, os principais acessos a área de estudo são através das rodovias CE-020/CE-362, distando cerca de 206 km da capital do estado (Figura 1).

Figura 1 – Localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor. Em “C” temos a localização da Pedra da andorinha.

O nome “Pedra da Andorinha” foi dado a esse relevo em razão da ampla confluência migratória de espécies de aves que usufruem das condições climáticas e do abrigo promovido pelas cavidades (*tafonis*) em suas escarpas frontais (Figura 2). Cerca de 14 tipos de andorinhas costumam se refugiar nessa feição no verão, migrando para o sul no inverno, rumo a Patagônia (DIÁRIO DO NORDESTE, 2017). Devido essa diversidade faunística, no ano de 2010, foi implementada a Unidade de Conservação “Refúgio da Vida Silvestre Pedra da Andorinha”, em vista do decreto nº 1252 de 18 de agosto. Sua gerência é dada pela Autarquia Municipal do Meio Ambiente (AMMA) do Município de Sobral, na figura do biólogo Francisco Ávila Mendes (LOPES; COSTA, 2017).

Figura 2 – Escarpa frontal da Pedra da Andorinha.



Fonte: Do autor, 2017.

De forma geral, a geologia local é predominantemente cristalina, correspondendo a uma associação de granitos isotrópicos e migmatitos foliados, em geral leucocráticos. Segundo dados da Folha Taparuaba SB-24-V-B-II (CASTRO *et al.*, 2014), a idade dessas litologias é neoproterozóica, do período edicariano (630-600 M.a.). As porções sedimentares desses terrenos são em geral aluvionares, advindas dos processos de intemperismo e erosão na região.

A geomorfologia no entorno do distrito de Taperuaba compreende um conjunto de maciços, cristas e inselbergs dispostos em sentido NW-SE (como o maciço Correntes), que se estendem em uma superfície erosiva, amplamente dissecada, com caimento suave também a NW-SE. A média altimétrica das feições montanhosas é cerca de 800 m, com o nível de base local a 130 m. Segundo a compartimentação proposta por Claudino-Sales (2016) esses relevos pertencem ao domínio das “superfícies de aplainamento com relevos residuais” do Ceará. Souza (2000) classifica esses maciços como “serras secas”, em virtude das condições hidroclimáticas e fitopedológicas imperantes na região (Figura 3).

Figura 3 – Vista da superfície erosiva ao adjacente a Pedra da Andorinha.



Fonte: Do autor, 2017.

Esses terrenos são drenados pelas bacias do Litoral e Acaraú. A bacia do Litoral corresponde à porção setentrional do recorte de estudo, com um escoamento intermitente sazonal, de sentido S-N, em um padrão predominantemente dendrítico. A bacia do Acaraú representa a parcela meridional da região, dispondo do Rio Groaíras como o principal curso verificado na área. A tropia de seus canais apresenta direção ESSE-WNW, em um padrão dendrítico denso, de regime intermitente sazonal.

As condições climáticas apresentam características tropicais quentes semiáridas, segundo a classificação proposta por Nimer (1997). A pluviosidade é bastante irregular, caracterizando-se por sazonalidade de períodos chuvosos e secos distribuídos anualmente (SOUZA; OLIVEIRA, 2006). A quadra chuvosa se estende de fevereiro a maio, enquanto a estação seca atinge condições extremas no segundo semestre do ano (TORRES, 2016). A pluviometria média é de 850 mm/ano, concentrada principalmente nos meses de março e abril (NÔLETO, 2005). Os principais sistemas causadores de chuvas são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e as linhas de instabilidade (TORRES, 2016).

Variações interanuais na distribuição pluviométrica podem ocorrer por meio da interferência de eventos anômalos como o “El nino” e o “La nina” e os Dipolos do Atlântico Norte (CAVALCANTI *et al.*, 2009). Esses fenômenos modificam a temperatura da superfície da água no pacífico e no atlântico, podendo gerar secas prolongadas ou chuvas abundantes para todo o semiárido brasileiro (MOURA, 2017).

A temperatura média da região varia em torno de 25° a 30° em grande parcela do ano, com mínima de 22° e máxima de 35° (AGUIAR JÚNIOR, 2005), enquanto os índices de evaporação atingem o valor de 1914,7 mm/ano, com médias mínimas em março – 94,7 mm – e máximas em outubro – 224,7 mm (SUCUPIRA, 2006). A umidade relativa do ar varia de moderada (50 a 60 %) a alta (> 60%) na estação seca e baixa (< 50%) na estação chuvosa (CARACRISTI, 2000).

Os solos da região ocorrem em uma associação de luvisolos, em predominância territorial, e neossolos litólicos concentrados nas imediações dos maciços (EMBRAPA, 2006). Em menor proporção, neossolos flúvicos são observados nas proximidades dos canais efêmeros. A espessura do regolito que compõe as vertentes exibi forte variação em curtas porções de espaço, com camadas mais finas associadas a presença de diversos lajedos expostos de forma inclinada, e maior profundidade em fraturas horizontais alargadas.

A vegetação predominante é a caatinga arbustiva aberta, com fitofisionomias terrícolas e rupícolas (NEPOMUCENO *et al.*, 2016). Especificamente nas imediações da Pedra da Andorinha, a vegetação encontra-se mais preservada e com maior porte, em virtude da umidade mais acentuada nas proximidades do inselberg (MILEN *et al.*, 2016). As principais espécies verificadas são a Sabiá, Jurema, Mameleiro, Canafistula, Catingueira, Mofunbo, Pau Branco, Angico, Mandacaru e Xique-xique.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo Geral

Compreender a evolução geomorfológica do inselberg Pedra da Andorinha a partir da determinação de seus principais condicionantes morfogenéticos. Para tanto, será realizada uma correlação de informações geológicas, morfotectônicas, morfoestruturais e geomorfológicas com produtos de sensoriamento remoto e aerofotogrametria.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Identificar os controles litológicos e estruturais na compartimentação geomorfológica dos terrenos no entorno de Taparuaba, por meio de dados petrográficos secundários e levantamento de lineamentos morfoestruturais em arquivos matriciais de média resolução;
- Mapear, em escala de detalhe (1: 8.000), a trama de estruturas rúpteis relativas a Pedra da Andorinha, como juntas e fraturas, através de produtos aerofotogramétricos de alta resolução;
- Estabelecer relação entre os aspectos geomorfológicos da Pedra da Andorinha, como gradiente topográfico e localização geográfica, com as condições de densidade da trama estrutural;
- Propor um modelo evolutivo para a Pedra da Andorinha.

1.3 Justificativa

O interesse pela pesquisa parte de dois fatores principais: (i) produzir dados acerca do condicionamento estrutural na modelagem de feições granitóides do nordeste brasileiro; e (ii) pela intrigante condição litoestrutural verificada na configuração geomorfológica da Pedra da Andorinha e seu entorno.

O primeiro fator sustenta-se pela escassez de estudos voltados especificamente a morfologias dessa natureza, em âmbito regional. A maior parte dos trabalhos, abordam os inselbergs em nível de evidências para a compreensão de superfícies erosivas (TAVARES, 2010; SANTOS; SALGADO, 2010; MONTEIRO, 2010), ou seja, elencando-os a processos de aplainamento em um contexto mais amplo. No entanto, como demonstra Twidale (2007), a

diversidade de formas que os inselbergs assumem, em diferentes quadros climáticos e tipos geológicos, requerem análises em escala de detalhe.

Discrepâncias em seus padrões estruturais; em suas configurações tectônicas; em suas fâceis, texturas e fábricas; e nos processos de meteorização, condicionam: escarpas, dimensões, taxas de erosão/exumação, fraturamento, dissolução, entre outros aspectos geomorfológicos que promovem diferenças bruscas em suas morfologias (TWIDALE, 2002). Em âmbito regional, Maia *et al.* (2015), atestam essa informação ao identificarem tipos distintos de inselbergs em Quixadá, nordeste do Brasil, em um curto raio espacial. Esses relevos apresentaram variações altimétricas e de processos intempéricos predominantes, como dissolução e fraturamento, em função de diferenças em suas fâceis.

Em adição a esse contexto, os avanços geotecnológicos tem proporcionado meios de produção de dados, que superem as dificuldades referentes a escala cartográfica desses relevos. Os levantamentos aerofogramétricos com veículos aéreos não tripulados (VANT), ou popularmente conhecidos como *drones*, tem auxiliado na aquisição de informações estruturais, morfométricas e até mesmo a nível de discriminação petrográfica, para pesquisas geomorfológicas pelo mundo. Por se tratarem de aparelhos de custo de aquisição mais acessível, despontam atualmente como boa fonte de aquisição de dados primários, vide as pesquisas de (HUGENHOLTZ *et al.*, 2013; TAROLLI, 2014; DABSKI *et al.*, 2017).

Como segundo fator de interesse, a condição anômala da Pedra da Andorinha em relação ao maciço Correntes e o rígido padrão de estruturas que transpassam a área, configurou uma questão geomorfológica bastante relevante do ponto de vista científico (Figura 4). À primeira vista, percebe-se nitidamente que o inselberg está arranjado entre um sistema fraturas paralelo, de extenso prolongamento, que corta as vertentes setentrionais do maciço Correntes. No entanto, esse explícito condicionamento estrutural denota um intrigante “problema” geomorfológico devido a fábrica isotrópica dessa massa granitoide.

Singhal e Guptha (2010) apontam que fábricas anisotrópicas facilitam o desenvolvimento de fraturas longilíneas em padrões direcionais bem definidos, ou seja, em um conjunto de estruturas em um mesmo *trend* paralelo. No entanto, litologias de fábrica isotrópica dispõem de comportamentos mais caóticos, devido as propriedades de suas fábricas minerais serem as mesmas em todas as direções (JERRAM; PETFORD, 2007). Assim, granitos, em sua maioria isotrópicos, tendem a desenvolver fraturas em formas radiais, em geometrias e orientações diversas, em decorrência de mecanismos de desagregação em superfície (BIGARELLA *et al.*, 2003). Portanto, as fraturas que condicionam o inselberg em análise não derivam de processos exógenos como a termoclastia, muito menos alívio de pressão litostática.

Além dessa questão, a litologia não apresenta contrastes faciológicos que justifiquem áreas de menor resistência aos processos intempéricos. Em outras palavras, o granitoide que comporta esse relevo denota uniformidade composicional e textural, logo não possui fácies de maior vulnerabilidade a processos intempéricos químicos. Nesse raciocínio, os processos que modelaram as vertentes do maciço, deveriam ter atuado em mesma proporção sobre o bloco correspondente ao inselberg, devido à similaridade composicional nesse pluton.

Dessa maneira, tal forma anômala de relevo, com essas características referentes a sua trama estrutural e predisposição a meteorização, não pode ser explicada pela aplicação de um modelo de evolução específico. Se faz necessária uma investigação aprofundada sobre os fatores condicionantes de sua morfologia e a interrelação dos mesmos com o quadro climático local e o arcabouço tectônico regional.

Figura 4 – Geomorfologia da Pedra da Andorinha.



Fonte: Do autor, 2017.

2 REFERÊNCIAL TEÓRICO

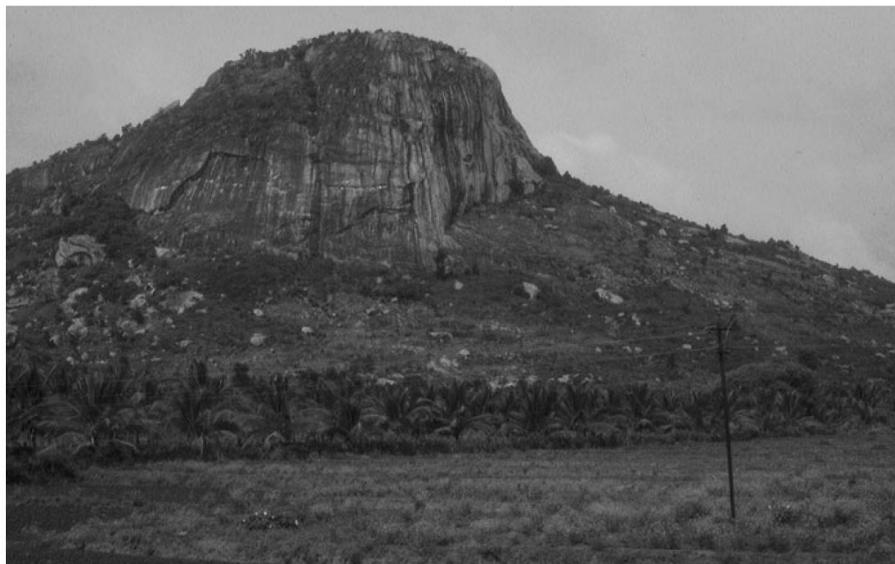
2.1 Geomorfologia dos inselbergs

O termo inselberg é utilizado para definir relevos residuais escarpados, em formas geralmente côncavas-convexas, que afloram de forma abrupta em superfícies aplainadas adjacentes (TWIDALE, 1982). Modelados preferencialmente em litologias ígneas e metamórficas, suas feições denotam ampla variação em função de suas características litoestruturais e dos processos morfogenéticos atuantes (MIGOÑ, 2006). São frequentemente relacionados a compartimentos de maior resistência ao intemperismo seletivo em subsuperfície ou em condições subaéreas (MIGOÑ, 2004).

Essas “ilhas isoladas” ocorrem em modo unitário ou agrupadas, relacionados a diversos contextos climáticos (ROMER, 2007). Exemplares são bem reportados em condições tropicais/subtropicais na América do Sul e em climas áridos/semiáridos na África e na Austrália (MATMON *et al.*, 2013). Ambientes frios de elevadas latitudes como na Europa Central e na América do Norte, também denotam esses relevos (EBERT e HATTESTRAND, 2010).

Migoñ (2004) salienta que o termo inselberg é aplicado quando se verifica que um relevo montanhoso foi produzido a partir do aplainamento de suas adjacências, ou seja, feições como vulcões, necks e pequenos horsts tectônicos não devem receber a nomenclatura por disporem de conotações genéticas distintas (Figura 5).

Figura 5 – Morfologia dos Inselbergs.



Fonte: Migoñ (2006).

Owen (2014) aponta que as diferenças visuais fornecem a melhor base de classificação de inselbergs devido a imprecisão de quantificar parâmetros morfométricos específicos para esses relevos. Thomas (1978) aponta que a dificuldade é alicerçada pela discrepância na preponderância dos controles litoestruturais em seu desenvolvimento.

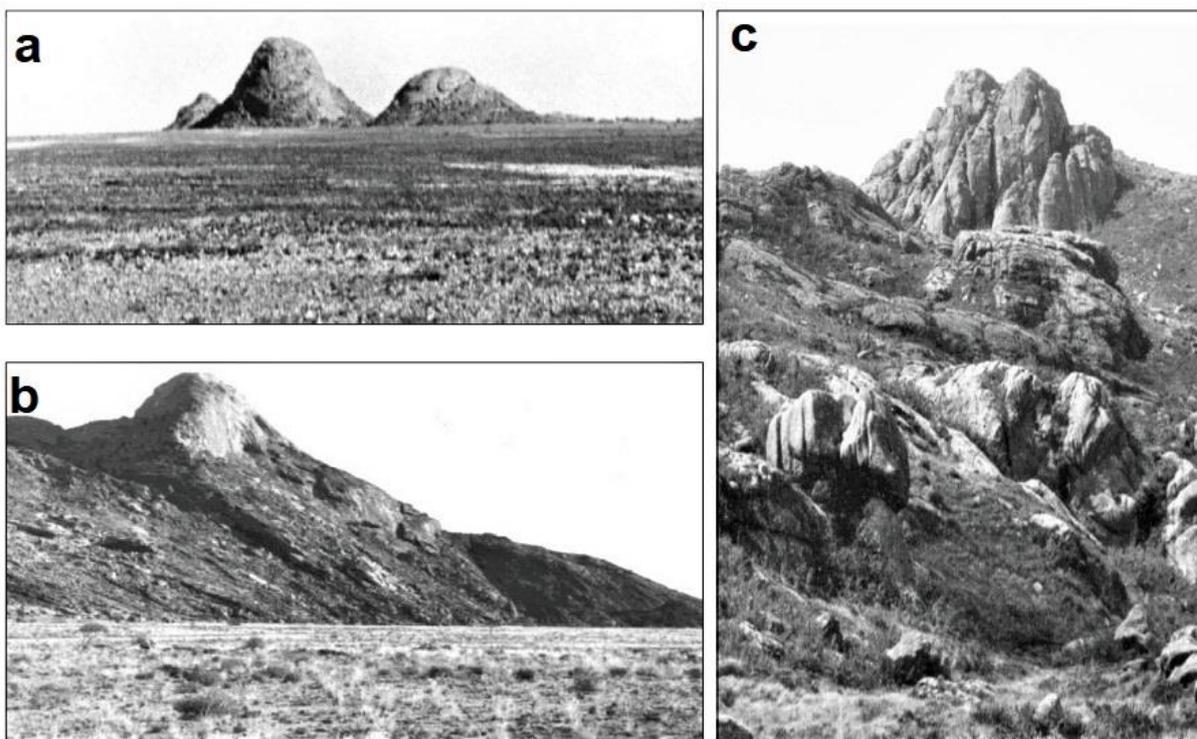
Devido a ampla ocorrência em escala global e a diversidade de feições associadas, a nomenclatura dos inselbergues variou em função da língua local de suas áreas de sítio e de acordo com a especificidade de suas morfologias (OWEN, 2014). Nesse contexto, são três as principais categorias de inselbergs registradas, segundo Twidale (1981): os *bornhardts*, os *nubbins* e os *castle koppies*.

A denominação *bornhardt* (Figura 6) designa feições dômicas ou em torre, íngremes, desnudas, com escarpas que variam em formas baixas, alongadas e elípticas (TWIDALE, 1980). Essa nomenclatura foi adotada em homenagem ao geólogo alemão Wilhem Bornhardt, que no início do século XX, cunhou pioneiramente o termo Inselberg em suas descrições das paisagens ao sul da África, especificamente na Tanzânia (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2000).

Esses relevos são amplamente situados em orógenos e em regiões cratônicas, dispostos em isolamento, em pequenos grupamentos ou situados ao longo de maciços (VIDAL ROMANÍ e TWIDALE, 2005). Vale ser ressaltado que o termo *bornhardt* não necessariamente equivale ao termo inselberg em razão da maior variação de ocorrência dos *bornhardts* (TWIDALE, 1980). Dessa forma, nem todos *bornhardts* são inselbergs, enquanto muitos inselbergs são *bornhardts* (MIGÓN, 2006).

No plano horizontal, *bornhardts* são delimitados por conjuntos de fraturas ortogonais ou romboidais que condicionam o processo evolutivo de suas escarpas (TWIDALE, 2007). Em relação ao desenvolvimento de seus topos em cúpula, o mecanismo de esfoliação condiciona suas formas convexas (TWIDALE, 1998). A esfoliação é um processo lento e contínuo, que gera a desagregação mecânica de placas rochosas a partir da descompressão litoestática dessas litologias (CAMPBELL, 1997).

Bornhardts de baixo ângulo constantemente apresentam feições de dissolução associadas à sua superfície convexa, como painéis ou caneluras, além de cavidades irregulares como *tafonis* (TWIDALE, 1982). Feições mais íngremes apresentam escarpas lisas e sistemas de fraturas mais densos em suas margens (TWIDALE, 1980).

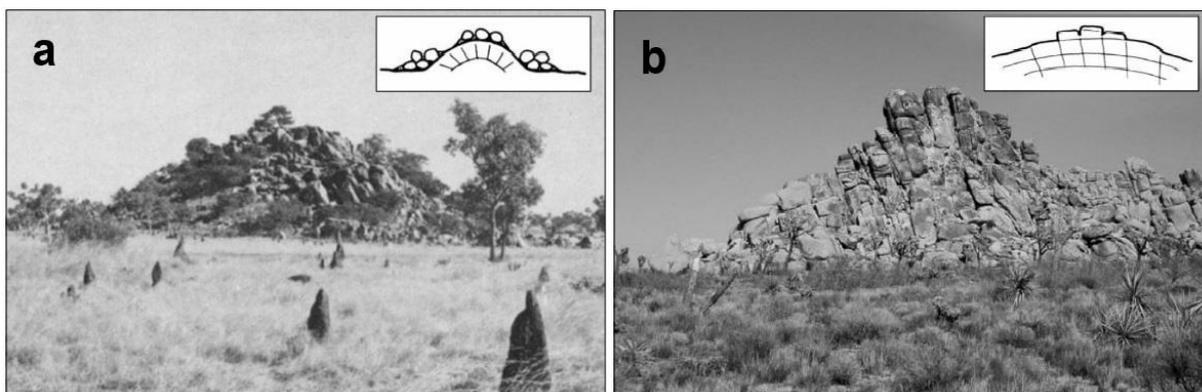
Figura 6 – Morfologia dos *bornhardts*.

Fonte: Adaptado de Twidale (1981). A- Feições dômicas em isolamento nas planícies; B- Feição dômica presente em maciços; C-Feição de torre transpassada por fraturas.

Nubbins ou *bouldes inselbergs*, são feições de expressão caótica, dispendo de um aglomerado de blocos destacados arredondados (*boulders*), comportados por uma base rochosa nuclear em forma de plataforma e com baixo ângulo (MIGOÑ, 2006). O tamanho e diâmetro desses blocos variam em função da intensidade dos processos de meteorização em sua gênese, chegando a variar de 1 a 2 e podendo ultrapassar 10 m (TWIDALE, 1981). Esses inselbergs são verificados em uma ampla distribuição, contudo Twidale (1982) aponta que essas feições são típicas de regiões tropicais úmidas (Figura 7 a).

Castle koppies ou *castelled inselbergs* denotam uma massa maciça com forma esculpida através de juntas em contornos angulares, aproximadamente ortogonais (MIGOÑ, 2006). Esses inselbergues tendem a ser menores do que os de morfologia dômica e apresentam feições em séries de pilares transpassados por juntas, que denotam semelhança com feições do tipo *tor*, em maior escala (TWIDALE, 1980). Segundo Migoñ (2006) a distribuição dessas feições também é verificada em diversos contextos climáticos, entretanto, sua verificação é particularmente bem marcada nas regiões de savana do sul e do leste da África (Figura 7 b).

Figura 7 – Nubbins (a) e Castle Koppies (b).



Fonte: Twidale (1981) e Migoñ (2006).

2.2 Teorias relacionadas à evolução dos inselbergs

Muitas teorias veem sendo aplicadas desde os trabalhos de King (1953) na interpretação evolutiva dos inselbergues. Contudo, devido à variedade de distribuição dos mesmos em contextos locais, a utilização de leis evolutivas restritivas torna-se, por vezes, contraditória a realidade observada em campo. Dessa forma, a justaposição de teorias interrelacionadas com os condicionantes morfogenéticos específicos de determinada área, provem maior eficácia aos seus estudos geomorfológicos (OWEN, 2014). Dessa forma, serão expostos a seguir modelos evolutivos utilizados na interpretação dos inselbergs, sem uma conotação de aplicabilidade ou criticidade.

2.2.1 Recuo de Vertentes

O processo de recuo de vertentes, elaborado por King (1953), foi a primeira teoria aplicada ao entendimento genético dos inselbergues. Também denominada de “pediplanação”, essa concepção enquadra os relevos residuais como remanescentes denudacionais após uma contínua regressão lateral de uma escarpa – *backwearing* – por atuação de processos erosivos (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2005).

Para King (1953), a aplicabilidade desse modelo denota poucas restrições locais. Entretanto, condições de estabilidade tectônica e climas tendentes a aridez são necessários devido a condições ambientais de fragilidade (coberturas vegetais de pequeno porte e chuvas torrenciais sazonais) ao regime erosivo (SALGADO, 2007).

A morfogênese inicia-se a partir da modificação do nível de base, seja por soerguimento subcontinental ou por rupturas crustais (KING, 1956). A iniciada incisão fluvial,

compartimenta os interflúvios, que por consequência, terão suas bordas focalizadas na retração erosiva (HUGGET, 2007). Com o progressivo alargamento dos vales fluviais, a erosão sofre aprofundamento para o sopé das escarpas, depositando os detritos nas superfícies basais (MAIA; BEZERRA, 2014).

O material depositado acumula-se em rampas suaves, denominadas pedimentos, que se prolongam da base das vertentes em direção ao entalhe fluvial (TWIDALE, 1980). A posterior coalescência desses pedimentos pela erosão, formará superfícies aplainadas denominadas de pediplanos (HUGGET, 2007). Relevos que resistiram ao aplainamento, configuram feições residuais alçadas a paisagem (Figura 8), como os inselbergs (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002).

Figura 8 – Modelo de evolução dos inselbergs de acordo com as postulações de King (1953).



Fonte: Twidale (1980).

A taxa de recuo diminui com o aprofundamento da dissecação, acarretando uma perda de eficiência erosiva (OWEN, 2014). Dessa forma, as condições íngremes das escarpas dos inselbergs dificultam o trabalho fluvial, condicionando o foco da dissecação à sua base, e consequentemente, prolongando a pediplanação (KING, 1956).

2.2.2 Etchplanação ou Duplo-Estágio de Aplainamento

A teoria da Etchplanação é derivada de um delineamento de estudos geomorfológicos desde a década de 1930 (SALGADO, 2007). A palavra *etching* significa corrosão de superfícies por reagentes agressivos, adotada na nomenclatura desse modelo pelo estado de decomposição mineral das rochas em perfis de intemperismo profundos (TWIDALE, 2002). As paisagens derivadas desse processo evidenciam relevos exumados, com litologias de resistência diferenciada aos processos químicos e mantos de intemperismo com espessuras variadas em curtas distâncias (MIGÓN, 2004).

E. J. Wayland, em 1933, em seus estudos em Uganda na África, foi o precursor desse conceito (VITTE, 2001). Para ele, paisagens profundamente alteradas pelo intemperismo,

que sofreram ação de ciclos erosivos, expõem regolitos espessos ou feições saprolíticas irregulares, representando compartimentos modelados pela etchplanação. Nesse âmbito, os inselbergs correspondem a feições exumadas que denotaram maior resistência a esses processos (TWIDALE, 1982).

O alemão Julius Büdel deu força a teoria em 1957, implementando o conceito de dupla superfície de aplainamento (VITTE, 2005). Os processos ocorreriam em dois estágios, correspondentes ao: (i) avanço vertical do intemperismo químico na rocha fresca em nível basal e; (ii) ação erosiva laminar removendo o manto de alteração e exumando o *front* de intemperismo (TWIDALE, 2007). A deflagração desses estágios seria condicionada por variações sazonais de períodos úmidos e secos durante o ano (BÜDEL, 1957). No período chuvoso, os processos geoquímicos predominam, enquanto nos períodos secos, os processos mecânicos regem o aplainamento (SALGADO, 2006).

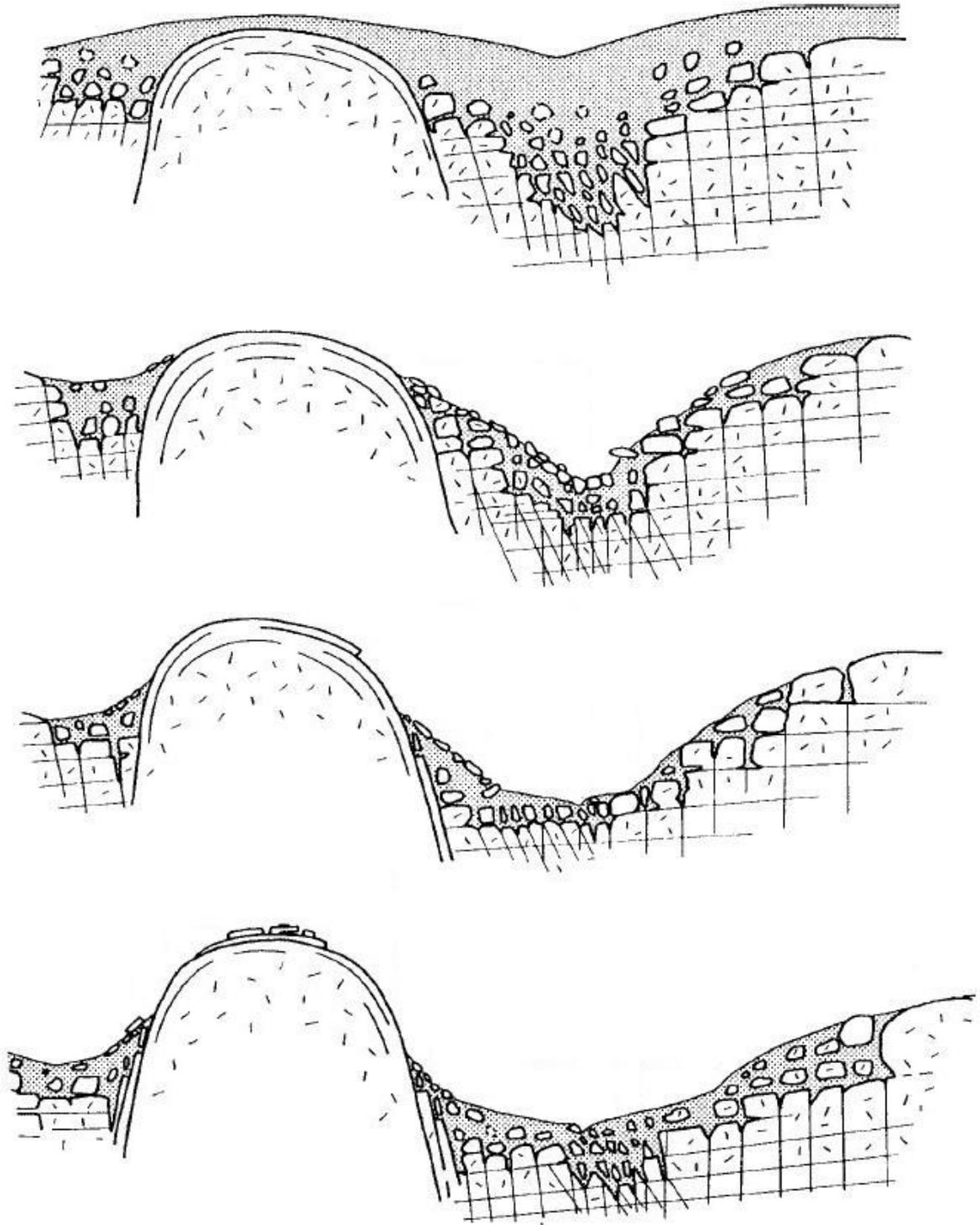
Segundo Salgado (2007), a etchplanação proposta por Büdel determina duas condições fundamentais para o aplainamento: (i) relativa estabilidade tectônica e (ii) essenciais condições climáticas tropicais semiúmidas. Essa fundamentação é justificada por circunstâncias ambientais que favoreçam a regularidade do intemperismo químico, com vegetações de savana, altas temperaturas e presença anual de estações secas e úmidas bem definidas (SALGADO, 2006). Dessa forma, a água no nível freático perdura mais, intensificando a meteorização química (VITTE, 2005).

Salgado (2006) salienta que na proposta de Büdel: “[...] regiões que não possuem essas condições climáticas, mas apresentam modelados aplainados, não tiveram seus aplainamentos formados nas atuais condições climáticas, ou seja, no passado apresentaram condições paleoambientais semiúmidas” (SALGADO, 2006 p. 16).

Nos períodos secos, a erosão laminar é intensificada, removendo o manto de alteração, rebaixando o nível de base e exumando as superfícies modeladas em condições epigênicas (VITTE, 2001). A erosão é facilitada pela baixa proteção a ação pluvial que a vegetação de savana fornece ao regolito (SALGADO, 2007). Após os processos de lavagem desnudarem o relevo, as rochas, agora exumadas, sofreram novo ciclo de processos geoquímicos no período chuvoso (TWIDALE; BOURNE, 1975).

A partir da exposição dos relevos residuais (inselbergs), a etchplanação ocorre em maior intensidade em suas adjacências em virtude da constante exumação de suas escarpas e a baixa permeabilidade das litologias associadas, como os granitos (MIGÓN, 2006). A água vai ser escoada mais facilmente nessas feições, intensificando os processos de aplainamento em suas adjacências (CAMPBELL; TWIDALE, 1995).

Figura 9 – Modelo de evolução dos inselbergs segundo Thomas (1978).



Fonte: Adaptado de Migoñ (2006). Após o processo de aprofundamento intempérico, o material intemperizado é removido no estágio erosivo.

2.2.3 *Aplainamento por Mudanças Climáticas*

Essa teoria tomou forma no final da década de 1970 a partir de investigações geoquímicas, pedológicas, geológicas e geomorfológicas, efetuadas na África Ocidental por pesquisadores franceses como Georges Millot (SALGADO, 2007). Os resultados convergiram para o entendimento de que as superfícies aplainadas se originam através dos processos de alteração do manto intempérico em função de oscilações climáticas (MILLOT, 1983).

Assim, como na etchplanação, os inselbergs corresponderiam a *cores* de resistência aos processos de aplainamento, entretanto, a deflagração dos estágios responderia a alternância de condições climáticas em escala geológica. Dessa forma, a “planação climática”, atesta o modelamento epigênico, entretanto, diverge da concepção de Büdel, ao passo que considera a sucessão climática como fator primordial para o aplainamento (MILLOT, 1980).

A discordância com a etchplanação figura-se no argumento de que o gradiente de alteração e a morfologia das feições concebidas a partir de um contexto epigênico, não teriam tempo suficiente para serem produzidas em uma sucessão de estações ao longo do ano, em climas de condições atuais semiáridas, com estações chuvosas de 4 meses (SALGADO, 2007). Ou seja, as feições residuais, como os inselbergs, dispostos nas superfícies de aplainamento, remetem a condições genéticas de climas divergentes ao contexto atual, requisitando maior regularidade nos níveis de umidade para sua modelagem.

Millot (1980) pressupõe que as superfícies erosivas são formadas em climas semiúmidos, em conformidade a três etapas, que, segundo Salgado (2006), são: “[...] (i) intemperismo da rocha fresca em subsuperfície; (ii) transformação pedogenética do material anteriormente alterado e; (iii) erosão superficial.” (SALGADO, 2006, p. 17).

Os processos em subsuperfície geram o aprofundamento vertical do manto de alteração a partir da meteorização da rocha fresca em contato com a base do lençol freático (MILLOT, 1977). Os minerais primários são modificados em função da atuação química proposta pela regularidade da água em confinamento durante climas úmidos, condicionando o espessamento das camadas pedológicas (VITTE, 2001). Dessa forma, o tempo de permanência do clima úmido determina a intensidade do aprofundamento do manto de intemperismo (THOMAS, 1994). A zona de contato entre a rocha sã e a base do lençol freático é denominada de discordância de intemperismo (SALGADO, 2007).

Por conseguinte, quando esses ambientes adquirem condições climáticas áridas ou semiáridas, o escoamento superficial é favorecido (MILLOT, 1983). O manto de alteração entra em desequilíbrio em virtude das contrastantes condições climáticas (VITTE, 2001). A

vegetação e o regolito perdem estabilidade de acordo com as mudanças de temperatura, pluviometria e hidrografia dispostas em climas secos (THOMAS, 1994). Dessa forma, a perda de coesão atribui mobilidade ao manto de alteração, aumentando sua vulnerabilidade aos processos erosivos (MILLOT, 1980). Logo, nas condições de maior aridez, a lavagem desse material é favorecida, culminando na exposição da superfície da rocha que resistiu ao intemperismo químico (ADAMS, 1975). Portanto, os relevos residuais são entendidos com feições exumadas pela erosão diferencial, que foram menos afetadas pelos processos subsuperficiais.

Salgado (2006), a luz dessa teoria, salienta que os processos geoquímicos são um estágio preparatório para os processos mecânicos superficiais, com isso, a morfogênese só será efetivada em condições de erosão intensa. Em síntese, os climas úmidos modelam os relevos residuais e os climas secos expõem essas feições a superfície a partir do aplainamento de suas adjacências.

2.3 Controles Geológicos

Por meio desse contexto conceitual, o desenvolvimento de inselbergs também está subordinado a certos controles de natureza litológica e estrutural que viabilizam as etapas de evolução (MIGÓN, 2006). A predisposição morfogenética disposta pelas características relativas a fábrica, textura e densidade de fraturas, da rocha sã, condicionam a seletividade do intemperismo que modelara um inselberg (ROMER, 2005).

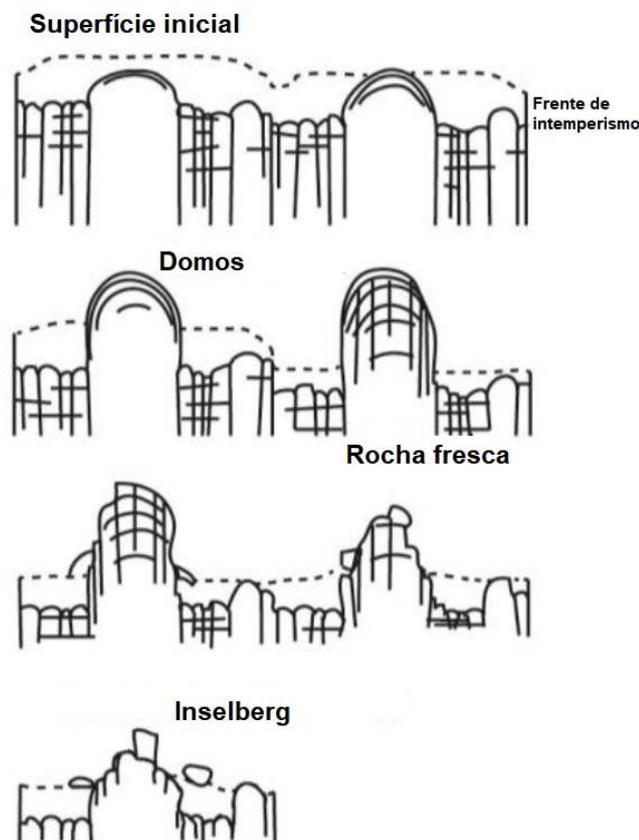
A textura dos minerais influencia diretamente na propagação do intemperismo, ao passo que em litologias grosseiras, os processos de dissolução são mais avançados em detrimento a rochas de textura fina (CAMPBELL, 1997). As fábricas minerais, quando anisotrópicas, podem acarretar um aumento de planos de fraqueza ao comportamento rúptil, em razão do aumento de áreas de clivagem na rocha (SINGHAL e GUPTA, 2010). Entretanto, a influência da diferenciação petrográfica na evolução dos inselbergs é comprovadamente menor em relação ao condicionamento promovido pelo arranjo de fraturas (MIGÓN, 2006).

Diversos autores têm observado que os estágios de aplainamento são controlados pela densidade de estruturas rúpteis nas margens dos inselbergs (TWIDALE, 1998; MIGÓN; GOUDIE, 2000; ROMER, 2007). Essa densidade é influenciada pelo espaçamento entre as fraturas e sua interconectividade, ou seja, em arranjos de baixa repetitividade de padrões, as densidades tendem a ser menores (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2005).

Por serem majoritariamente modelados em rochas granitoides, os inselbergs, por vezes, dispõem-se em meio a tramas estruturais complexas como, sistemas de juntas ortogonais ou mesmo fraturas de esfoliação em suas escarpas (VIDAL ROMANI; TWIDALE, 2005). Além disso, micro fraturas são constantemente observadas nos minerais constituintes dessas rochas em respostas aos estresses gerados no resfriamento magmático (CAMPBELL, 1997).

Essas estruturas aumentam a percolação de água nos granitos, intensificando a meteorização em subsuperfície (OWEN, 2014). Assim, compartimentos que exibem elevada densidade de fraturas expõem mais planos de fraqueza aos processos isovolumétricos, logo, serão meteorizados com maior facilidade (PEDRAZA *et al.*, 1989). Por outro lado, áreas com baixa densidade de estruturas, denotam maior coesão, logo, menos acessos de água e conseqüentemente, uma meteorização de menor intensidade (TWIDALE, 1995). Nessa perspectiva, os inselbergs seriam porções litológicas que expressam poucas fraturas e maior resistência frente as áreas deformadas (Figura 10).

Figura 10 – Modelo de desenvolvimento de inselbergs por densidade de fraturas segundo Thomas (1978).



Fonte: Adaptado de Owen (2014).

2.4 Quadro Paleoclimático do Nordeste brasileiro

O Nordeste do Brasil dispõe de uma série de registros paleoclimáticos que evidenciam um quadro de oscilações, sobretudo no Quaternário, que influenciaram bastante nas taxas de denudação, na morfogênese e nos regimes fluviais (MOURA, 2003). São inúmeras as evidências de instabilidades climáticas pretéritas, como por exemplo, os perfis de intemperismo (TAVARES, 2010).

Segundo Vasconcelos (1999) o intemperismo químico é fortemente dependente da disponibilidade de água no sistema, temperatura e atividade biológica. Por outro lado, a constância de chuvas, a temperatura ambiente e a biodiversidade são dependentes do clima (LIMA, 2008). Com isso, as taxas de intemperismo químico devem variar com discrepâncias climáticas, ou seja, altas taxas de intemperismo devem ocorrer em climas quente úmidos, enquanto baixas taxas correspondem a climas secos (VASCONCELOS, 1999). Dessa forma, a análise morfoestratigráfica para a reconstrução de antigos contextos climáticos, vem sendo bastante aplicada na região (BEHLING *et al.*, 2000; CORRÊA, 2001).

Importantes informações documentadas sobre os processos químicos da região dão margem a interpretações climáticas, principalmente no Cenozóico. Lima (2008) a partir dos dados de oscilações globais de Zachos *et al.* (2001) e de datações Ar/Ar e (U-Th)/He de sedimentos dos perfis de intemperismo do Nordeste, traça um quadro de variações climáticas para a região. Os resultados da autora apontam que as taxas de intemperismo foram intensificadas em períodos de condições quentes e úmidas dentro do intervalo do Paleogeno ao Neogeno. Esses aumentos nas taxas são relativos a mudanças na temperatura global, degelo das camadas polares, mudanças do nível do mar e breves glaciações (LIMA, 2008).

Além dos estudos sedimentológicos, avanços palinológicos e biológicos também corroboram com o quadro de oscilações. Oliveira *et al.* (1999) indicou variações climáticas na região decorridas desde o final do Pleistoceno devido a constatação de sete mudanças verificadas na vegetação regional, predominante nesse intervalo. De 11000 a 8910 A.P as florestas tropicas foram favorecidas por climas úmidos intermediados por oscilações de temperatura. De 8910 A.P. a 4535 A.P. a vegetação passa a ser composta por cerrado, caatinga e matas de galeria em virtude de intercalações climáticas secas e úmidas. A partir de 4535 A.P. o bioma atual (caatinga) é estabelecido em virtude das condições semiáridas secas predominarem.

Alves *et al.* (2007) ao analisar isótopos em fósseis de vertebrados quaternários do Nordeste, verificou que entre 71000 A.P. e 58000 A.P. a vegetação predominante era uma floresta tropical úmida, necessitando assim de climas mais úmidos. Por outro lado, os autores observaram que após os 58.000 A.P. a vegetação expõe as condições atuais, condizendo com o clima semiárido.

Melo e Marengo (2008) sugere que as mudanças dos parâmetros orbitais e na concentração de CO₂ na atmosfera indicam que, durante o Holoceno médio, a vegetação predominante na região era do tipo savana ao invés da caatinga que atualmente recobre a área. Dessa forma, o clima regional apresentava condições mais úmidas favorecendo a propagação da savana no Nordeste.

Dessa forma, o quaternário evidencia uma gama de mudanças climáticas (Tabela 1) que provocaram a predominância de climas ora com pronunciada umidade, ora com certa aridez (TAVARES, 2010). Assim, a geomorfologia, a hidrografia e a diversidade da flora, em âmbito regional, apresentaram interferências em seus regimes em função desse contexto de flutuações, climatológicas (MOURA, 2003).

Tabela 1 - Eventos de oscilações climáticas ao longo do Cenozóico.

PERÍODO	ÉPOCA	FONTE				
		OLIVEIRA et al. (1999)	BEHLING et al. (2000)	ALVES et al. (2007)	LIMA (2008)	MELO e MAREGO (2008)
Quaternário	Holoceno	0,0045 - Hoje Ma	X	X	X	0,007 - 0,004 Ma
		0,011 - 0,0089 Ma	X	X	X	X
	Pleistoceno	X	0,040 - 0,015 Ma	X	1,5 - 0,015 Ma	X
		X	X	0,071 - 0,058 Ma		X
Neógeno	Mioceno	X	X	X	10 - 5,5 Ma	X
Paleógeno	Oligoceno	X	X	X	28 - 10 Ma	X

Fonte: Elaborado pelo autor.

2.5 Lineamentos Morfoestruturais

A distribuição e o arranjo de elementos estruturais retilíneos como juntas, fraturas, falhas, veios e feições topográficas (vales e cristas) tem despertado o interesse de diversos estudiosos desde o século XIX (AMARO, 1998). Hobbs (1904) introduz o termo lineamento para a descrição desses padrões retilíneos ao observar uma correspondência direta da geometria e do arranjo de estruturas geológicas com as feições fisiográficas da paisagem. Para o autor: “[...] (1) feições morfológicas como cristas de cordilheiras ou limites de áreas elevadas; (2) linhas de drenagem; (3) linhas de costa; (4) limites de formações geológicas, tipos petrográficos ou linhas de afloramento, caracterizam lineamentos.” (HOBBS, 1904, p. 485).

Com o avanço das pesquisas geológico-geomorfológicas, e com o avanço das geotecnologias, o termo lineamento recebeu uma definição mais abrangente com os trabalhos de O’Leary *et al.* (1976) e Sabins (1978). A partir dessas contribuições lineamentos passam a ser entendidos como “[...] feições lineares de âmbito regional que se expressam na topografia pela morfologia de vales, cristas, segmentos de drenagem e anomalias tonais, controladas estruturalmente por foliações, juntas/fraturas e falhas” (ANDRADES FILHO, 2010, p. 7).

Essa perspectiva condicionou à obtenção de cálculos geoestatísticos, cujos resultados seriam decisivos na compreensão do controle dos lineamentos sobre o relevo (ALVES; ROSSETTI, 2015). Dessa forma, a densidade espacial, geometria, direção azimutal, extensão, localização espacial, intensidade, interconectividade e retidão foram atribuídos nessas análises. Segundo Amaro (1998) o emprego dessa definição denota apenas um caráter descritivo, sem uma correlação genética com os regimes deformacionais de suas formações (rúpteis ou dúcteis).

Nesse sentido, diversos trabalho tem buscado uma distinção entre os lineamentos correspondentes a estruturas frágeis e dúcteis. Uma ferramenta que auxiliou essas análises foi configurada pelo sensoriamento remoto, que permitiu de forma holística a identificação dessas condições genéticas em áreas de difícil acesso de campo e de ausência de afloramentos rochosos evidentes (FOSSEN, 2010).

Strieder e Amaro (1997) propõem que o regime de deformação que gerou os lineamentos pode ser identificado a partir dos seguintes critérios: (i) dúcteis respondem por foliações, bandamentos gnáissicos ou lineações minerais, desenvolvendo feições geomorfológicas positivas lineares ou curvilíneas; e (ii) rúpteis configuram feições topográficas negativas, representando juntas e falhas de traço mais retilíneo.

Para Jardim de Sá *et al.* (1993), os lineamentos identificados em imagens de satélite podem ser agrupados geneticamente em: (i) fotolineações, para lineamentos dúcteis penetrativo, relacionados a foliações e ou lineações; e (ii) fotolineamentos, para os traços de localização mais precisa referentes a comportamento frágil, como falhas e juntas.

Portanto, relevos positivos, relativos a cristas e dobras, com traços de disposição retilínea ou levemente curvilínea, são interpretados como lineamentos dúcteis (AMARO, 1998). Relevos negativos como fundos de vales, canais retilíneos, descontinuidades geológicas (falhas ou juntas) correspondem a lineamentos rúpteis (CUNHA, 2004).

3 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS/OPERACIONAIS DA PESQUISA

No almejo da resolução dos objetivos delimitados anteriormente, fez-se imprescindível a execução das seguintes etapas: levantamentos bibliográficos e cartográficos; processamento digital e interpretação de produtos de sensoriamento remoto; trabalhos de campo; levantamento, processamento e interpretação de dados aerofotogramétricos; e racionalização dos dados.

3.1 Levantamentos bibliográficos e cartográficos

Em primeira instância, foram efetuados levantamentos bibliográficos e cartográficos em busca de artigos, livros, teses, dissertações e produções técnicas de órgãos especializados referentes a: (i) contexto morfotectônico regional; (ii) características litoestratigráficas locais; (iii) compartimentação geomorfológica regional; (iv) condições geoambientais locais; (v) processamento digital de imagens de satélite; (vi) lineamentos morfoestruturais; (vii) aquisição e processamento de dados aerofotogramétricos; (viii) gênese e evolução de paisagens graníticas e (ix) modelos de evolução geomorfológica.

Além disso, produtos cartográficos (cartas, mapas, arquivos digitais vetoriais e matriciais, entre outros) foram coletados com o intuito da aquisição de dados primários e secundários inerentes aos aspectos citados na pesquisa bibliográfica. Dessa forma, os principais materiais digitais obtidos para a efetivação da pesquisa foram:

- a) cartas geológicas em formato *shapefile* (.shp), em escalas de 1: 250.000 e 1:100.000, disponibilizadas gratuitamente pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil (CPRM). As de principal uso são: Folha Quixadá – SB.24-V-B (TORRES *et al.*, 2007) e Folha Taperuaba – SB.24-V-B-II (CASTRO *et al.*, 2014);
- b) informações referentes a divisão municipal, localidades, sedes, distritos, rodovias, rede de drenagem, corpos d'água em formato *shapefile* (.shp), adquiridas no IBGE (2014);
- c) imagens do *Google Earth Pro* (2016), adquiridas de forma gratuita e online;
- d) imagens orbitais do satélite SENTINEL-2^a, formato *geotiff* (.tif), sensor *MultiSpectral Instrument* (MSI), cena L1C_T24MUA_A012390_20171105T130246, de 13 de setembro de 2016. Sua disponibilização se deu de forma gratuita na plataforma *Earth Explorer* da *United States Geological Survey* (USGS), por meio de simples cadastro pessoal (disponível

em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>). Essa imagem possui 12 bandas espectrais, com resoluções espaciais distintas de 10 m (bandas 2, 3, 4 e 8), 20 m (bandas 5, 6, 7, 8a, 11, 12) e 60 m (bandas 1, 9 e 10). A resolução radiométrica das mesmas é de 32bits; e) dados de Radar de Abertura Sintética (SAR), em formato *geotiff* (.tif), referentes a Modelo Digital de Elevação (MDE) -ALOS PALSAR *Radimetric Terrain Corrected* (RTC), cena AP_25497_FBD_F7100_RT1, do ano de 2011, disponibilizado gratuitamente na plataforma digital do *Alaska Satellite Facility* (ASF), por meio de cadastro pessoal (disponível em: <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>). Esse dado matricial possui 12,5 m de resolução espacial, com resolução radiométrica de 16 bits.

3.2 Processamento digital e interpretação de produtos de sensoriamento remoto

Nessa etapa foram processados os dados raster (.tif) para a criação da base de informações relativas a lineamentos morfoestruturais, compartimentação geomorfológica, densidade de lineamentos e diagramas de rosetas. Todo esse conjunto de resultados foi produzido a partir de ambiente SIG, utilizando os seguintes *softwares*:

- a) Quantum GIS (QGIS), versão 2.18.4 - *Las Palmas* – disponibilizado gratuitamente pela *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo), em sua plataforma digital (disponível em: <https://www.qgis.org/>);
- b) ArcGIS, versão 10.1.1 (*ArcMap*), produzido pela empresa ESRI, no ano de 2014. A licença de uso deste software pertence ao Laboratório de Cartografia (LABOCART) da Universidade Federal do Ceará (UFC).
- c) SPRING, versão 5.5.3, produzido e disponibilizado de forma gratuita (disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/index.html>) pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais do Brasil (INPE) em parceria com a Divisão de Processamento de Imagens (DPI).

Além desses SIGs, o GIMP (versão 2.8), um *software* de manipulação de imagens de licença livre foi utilizado para aperfeiçoamento das representações cartográficas nesse trabalho. Seu desenvolvimento é realizado de forma *open source* pela *General Public License* (GNU), desde de 1995 (disponível em: <https://www.gimp.org/downloads/>).

Todos os produtos e seus derivados gerados nessa etapa, passaram por alguns pré-processamentos comuns no software QGIS, para facilitar o processamento e interpretação dos mesmos. Essas são discriminadas em: (i) submissão a projeção cartográfica Universal

Transversa de Mercator (UTM), com coordenadas planas e no Sistema de Referência (*datum*) SIRGAS-2000; e (ii) recorte de porção específica das imagens através de uma camada máscara criada em forma de quadrante, com as coordenadas de interesse da área.

Com o intuito da identificação de lineamentos, as bandas das imagens Sentinel-2A foram escolhidas de acordo com suas propriedades e empregadas em composições em falsa cor, razões de bandas e aquisição de componentes principais. Nesse sentido, o roteiro metodológico elaborado por Raharimahefa e Kusky (2009) foi utilizado como base para os principais testes de processamento desses dados.

Após pré-processamento, as bandas 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 8, 11 e 12 foram manipuladas no software SPRING, onde sofreram a aplicação de um contraste linear, para realce das feições geomorfológicas da área. Em seguida, combinações em falsa cor, no padrão RGB (*red-green-blue*), foram realizadas no mesmo *software*. As de maior eficácia para a diferenciação de feições foram 8-3-2 e 4-3-2.

As razões de bandas foram empregadas para discriminação de aspectos morfológicos que não se tornam evidentes em uma única banda. Essas operações reduzem os efeitos de declividade e sombras, servindo para a determinação de diferentes tipos de rochas, solos e feições topográficas (GAD; KUSKY, 2007). Sua aplicação é efetivada a partir de operações sintéticas entre esses dados, tendo em vista que essas razões podem ser efetuadas por produtos de multiplicação e adição de bandas. Dessa forma, os principais derivados, gerados no SPRING, foram 8-1/2-8/12; 8/11-11/12-4/2; PC1-3-2; 11/12-11/2-11/8*4/8.

Além dos procedimentos citados, o processo de aquisição das componentes principais (PC) foi realizado. Essa técnica de realce que visa produzir um conjunto de imagens sem correlação visual e numérica com outras bandas (ANDRADES FILHO, 2010). Com a supressão dessa correlação diminui-se o efeito de sombras resultantes da topografia, comportamentos anômalos de alvos espectrais e os efeitos de sobreposição das janelas espectrais (ALVES, 2015). Nesse interim, a PC1 foi gerada entre as bandas 2, 3, 4 e 8, no mesmo software, sendo utilizada para interpretação direta dos lineamentos ou para outras combinações com as bandas individuais e as razões estabelecidas. Dentre essas combinações podem ser destacadas as 8-3-2; 11/2-11/12-11/8*4/8 e 8-12-3.

O processamento digital do MDE-ALOS PALSAR RTC, constou de sombreamento, no software QGIS, gerados nas oito angulações azimutais principais (0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315°), com fonte luminosa em torno de 30 a 45 graus. Essa técnica consiste da aplicação de filtros direcionais que realcem feições lineares em determinadas direções azimutais em imagens de satélite (MATHER, 1999). Assim, pode-se observar os

principais *trends* e padrões de lineamentos interpretativas. O MDE também foi utilizado para a compartimentação geomorfológica do entorno da área de estudo, por meio de uma reclassificação no *software* QGIS em função da relação *cotas altimétricas x macroformas* verificadas em âmbito regional. Para melhor distinção entre as classes, o produto gerado foi sobreposto a um raster MDE sombreado (225° de azimute, 45° de fonte luminosa) no *software* GIMP, a partir do método de renderização *mistura suave* entre imagens unidas. Após a criação dessa nova imagem, uma etapa de ortorretificação e georreferenciamento foi empregada para espacialização da mesma.

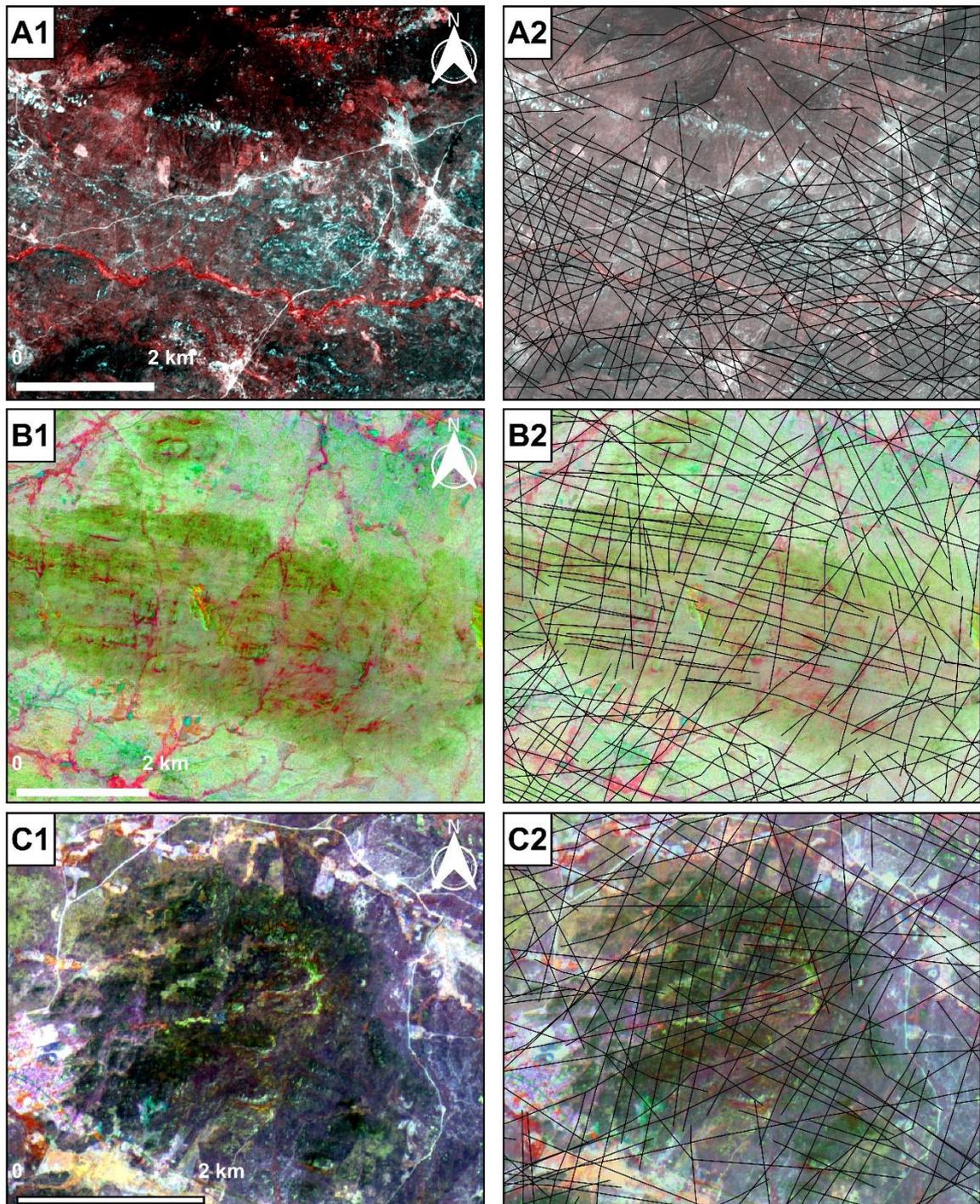
3.2.1 Identificação dos Lineamentos Morfoestruturais

A partir do processamento digital das imagens, foi realizada uma identificação visual dos lineamentos, com mapeamento realizado em arquivo *shapefile* (.shp) no *software* QGIS, de forma manual (Figura 11). A escala de análise foi 1: 25000 devido ao almejo de maior precisão no esclarecimento da trama estrutural e em virtude da boa resolução espacial que os materiais escolhidos dispunham (de 20 m a 10 m de resolução entre os dados MDE e Sentinel).

Esses lineamentos foram representados a partir de seus padrões direcionais e suas conotações genéticas. Sobre o critério direcional, Singhal e Gupta (2010) apontam que a extração de lineamentos deve considerar o efeito de várias discontinuidades sobre os polos direcionais principais.

Em levantamentos decorridos em escala de detalhe, em imagens de satélite de alta resolução, o número de lineamentos identificáveis aumenta em virtude da maior precisão entre seus limites. Em outras palavras, linhas de falhas, que em escalas menores (1: 500000) representariam um traço único e contínuo, em grandes escalas (1:25000), exibem um conjunto de traços menores que condizem com as irregularidades pertinentes ao comportamento rúptil dos terrenos.

Figura 11 - Dados processados das imagens Sentinel-2A e lineamentos extraídos de todas as imagens.

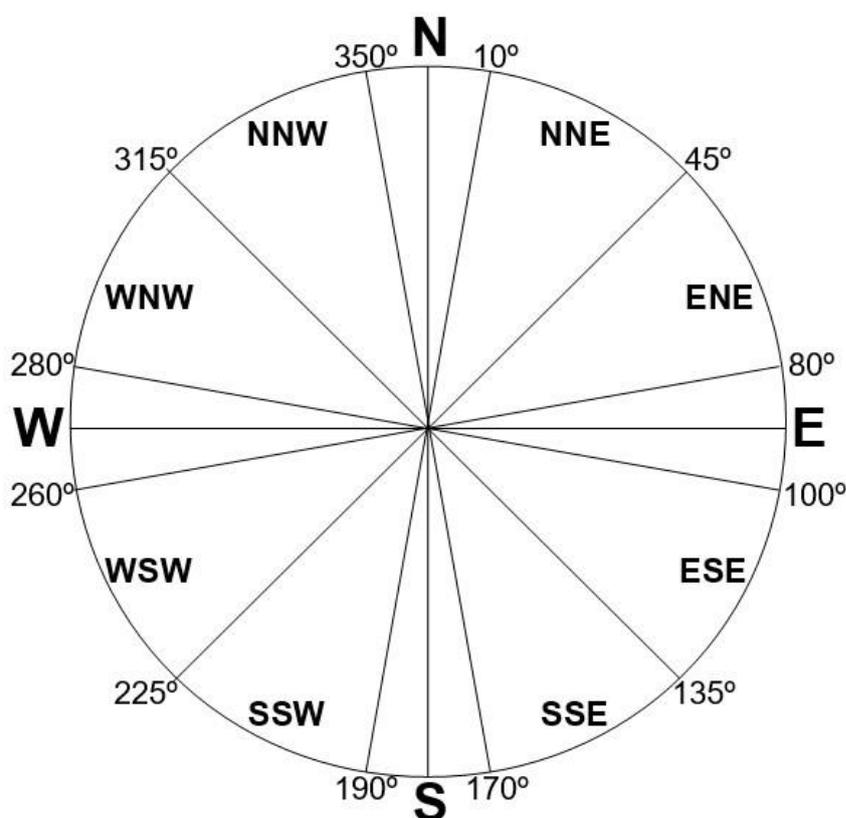


Fonte: Elaborado pelo autor. A- Bandas 8-3-2; B- Bandas 11/2-11/12-11/8*4/8; C- Bandas 8-12-3.

Dessa forma, o mapeamento indiscriminado de lineamentos em grandes escalas pode afetar a interpretação direcional e genética dos lineamentos, ou seja, pode mascarar os resultados geoestatísticos referentes a trends, eixos de esforços tectônicos, espaçamento, frequência, entre outros (SINGHAL e GUPTA, 2010). Deve-se, portanto, adotar o mapeamento da resultante vetorial desses lineamentos, identificando o polo direcional principal das

descontinuidades, assim evitando os erros interpretativos. Com os traços mapeados, foi realizado um agrupamento desses lineamentos em classes direcionais a partir de intervalos azimutais, no *software* QGIS (Figura 12). Para tanto, foram propostos 6 grupos discriminados em: N-S (de 350°-360° e 0°-10°); NNE-SSW (de 10°-45° e 190°-225°); ENE-WSW (de 45°-80° e 225°-260°); E-W (de 80°-100° e 260°-280°); WNW-ESE (de 280°-315° e 100°-135°) e NNW-SSE (de 315°-350° e 135°-170°).

Figura 12 – Intervalos azimutais determinados para a pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

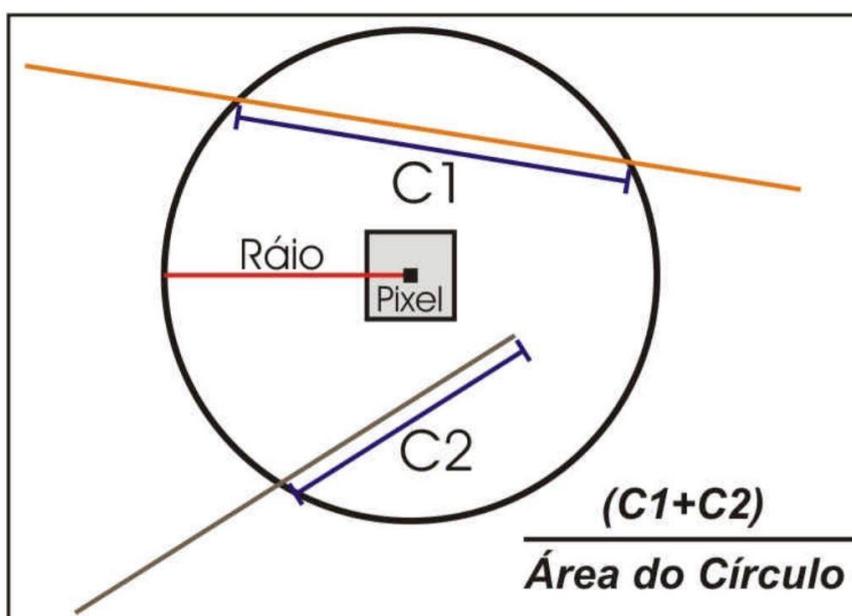
Os critérios de distinção genética desses lineamentos se deram de acordo com os conceitos de fotolineações e fotolineamentos criados por Jardim de Sá *et al.* (1994) e abordados por Amaro (1998). Dessa forma, feições lineares em altos topográficos, que representam cristas, linhas de vertente, foliações, lineações e dobras regionais, foram discriminadas como lineamentos dúcteis. Feições lineares em baixos topográficos que correspondiam a trechos retilíneos de drenagem, falhas, juntas e fraturas foram categorizados como lineamentos rúpteis.

3.2.2 Análises geoestatísticas dos lineamentos

De posse dos arquivos vetoriais (.shp) referentes aos lineamentos, foram elaborados produtos referentes a densidade de lineamentos; frequência absoluta; comprimentos absolutos e *trends* direcionais (diagrama de rosetas). Para a geração desses produtos foram utilizados os *softwares* ArcGIS (densidades) e SPRING.

Os dados de densidade seguiram os critérios estabelecidos por Oliveira *et al.* (2009) a partir da ferramenta *LineDensity*. Essa ferramenta calcula a densidade de cada forma linear nas redondezas de cada célula (pixel). Uma circunferência é traçada a partir de um raio pré-determinado ao redor de cada célula da imagem, ao passo que o cálculo densitário se estabelece a partir dos lineamentos dispostos nessa região circular (Figura 13).

Figura 13 – Método de cálculo da densidade de Lineamentos. C1 e C2 representam os lineamentos presentes na área circular.

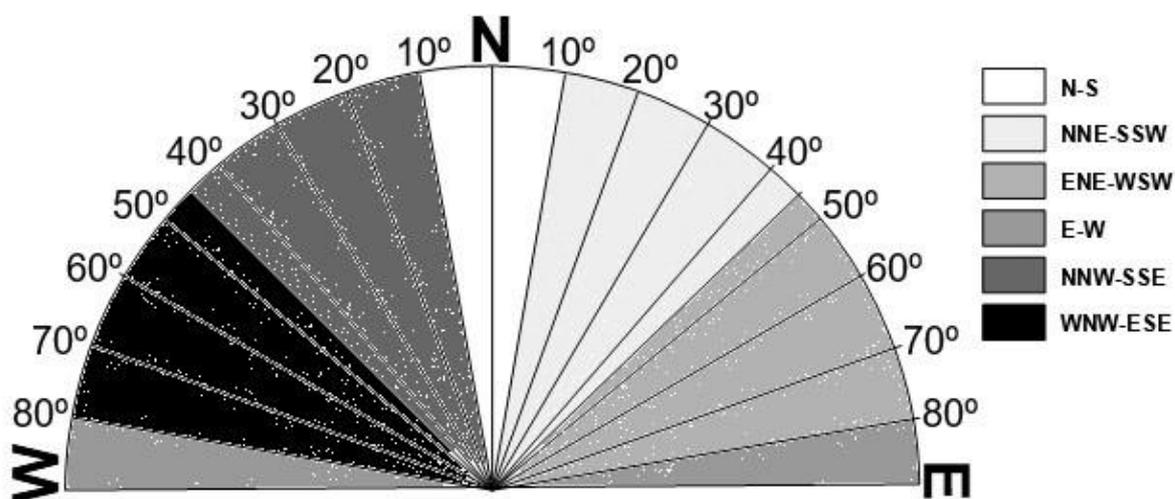


Fonte: Oliveira *et al.* (2009).

Os cálculos de densidade de lineamentos realizados foram embasados em duas relações: (i) comprimento de lineamentos por unidade de área – km/km²; e (ii) frequência de lineamentos por unidade de área – população/km². O primeiro foi proveniente dos cálculos de extensão dos lineamentos e o segundo foi intermediado unicamente pela quantidade de lineamentos na região de análise. Após os cálculos e a interpolação dos resultados em dados matriciais (.tif), as densidades foram classificadas segundo intervalos iguais que delimitaram densidades muito baixas, baixas, moderadas, altas e muito altas.

No software SPRING foram gerados diagramas de roseta para a representação direcional dos lineamentos e dados referentes a comprimentos absolutos e frequências absolutas a partir da ferramenta *Análise*, no item *Análise Exploratória – Lineamentos* (Figura 14). Os diagramas apresentam 18 grupos azimutais divididos em intervalos de 10° que correspondem aos grupos de azimutes estabelecidos anteriormente para a classificação dos padrões de lineamentos, da seguinte forma: de N10W e N10E representam o grupo N-S; N10-50E expressa a classe NNE-SSW; N50-80E enquadra o setor ENE-WSW; N80E e N80W ditam E-W; N50-80W é relativo ao trecho WNW-ESSE; e N10-50W integra o grupo NNW-SSE.

Figura 14 – Modais direcionais representados nos Diagramas de Roseta.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3 Trabalhos de Campo

Nessa etapa ocorreram as averiguações de campo com objetivo de identificar as principais relações geológico-geomorfológicas da área de estudo. Foram efetivadas 3 visitas técnicas, em maio, setembro e outubro de 2017. Entre os almejos principais dessa etapa, destacam-se: observação das fábricas litológicas e suas respectivas feições de ocorrência no relevo; direcionamento de lineamentos (foliações e lineações de estiramento mineral); evidências de processos intempéricos; condicionamentos estruturais; características geoambientais locais e o levantamento aerofotogramétrico da Pedra da Andorinha. Além disso, as proposições e dados obtidos nas etapas anteriores foram avaliados *in loco* para comprovação de suas relações com o quadro real da área de estudo.

3.4 Levantamento, processamento e interpretação de dados aerofotogramétricos

Essa etapa foi realizada a partir do uso de um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) para o imageamento da Pedra da Andorinha em dados de alta resolução espacial. O equipamento empregado foi o drone *Phantom 4*, produzido pela empresa *Jiāng Innovations Science and Technology Co., Ltd.* (DJI). Esse modelo corresponde a um multirrotor leve, com peso de 13,8 kg e de pequenas dimensões (Figura 15). Acoplado ao aparelho, uma câmera de 12 MP (megapixels) que possibilita a aquisição de fotos em dimensões de 4000x3000 pixels em conjunto com um mecanismo de estabilização inercial (*gimbal*) que melhora a captação de imagens. A transmissão máxima de dados gira em torno de 5 km e apresenta capacidade de voo de cerca de 28 minutos por bateria.

Figura 15 – Drone utilizado no levantamento aerofotogramétrico.



Fonte: DJI (2016).

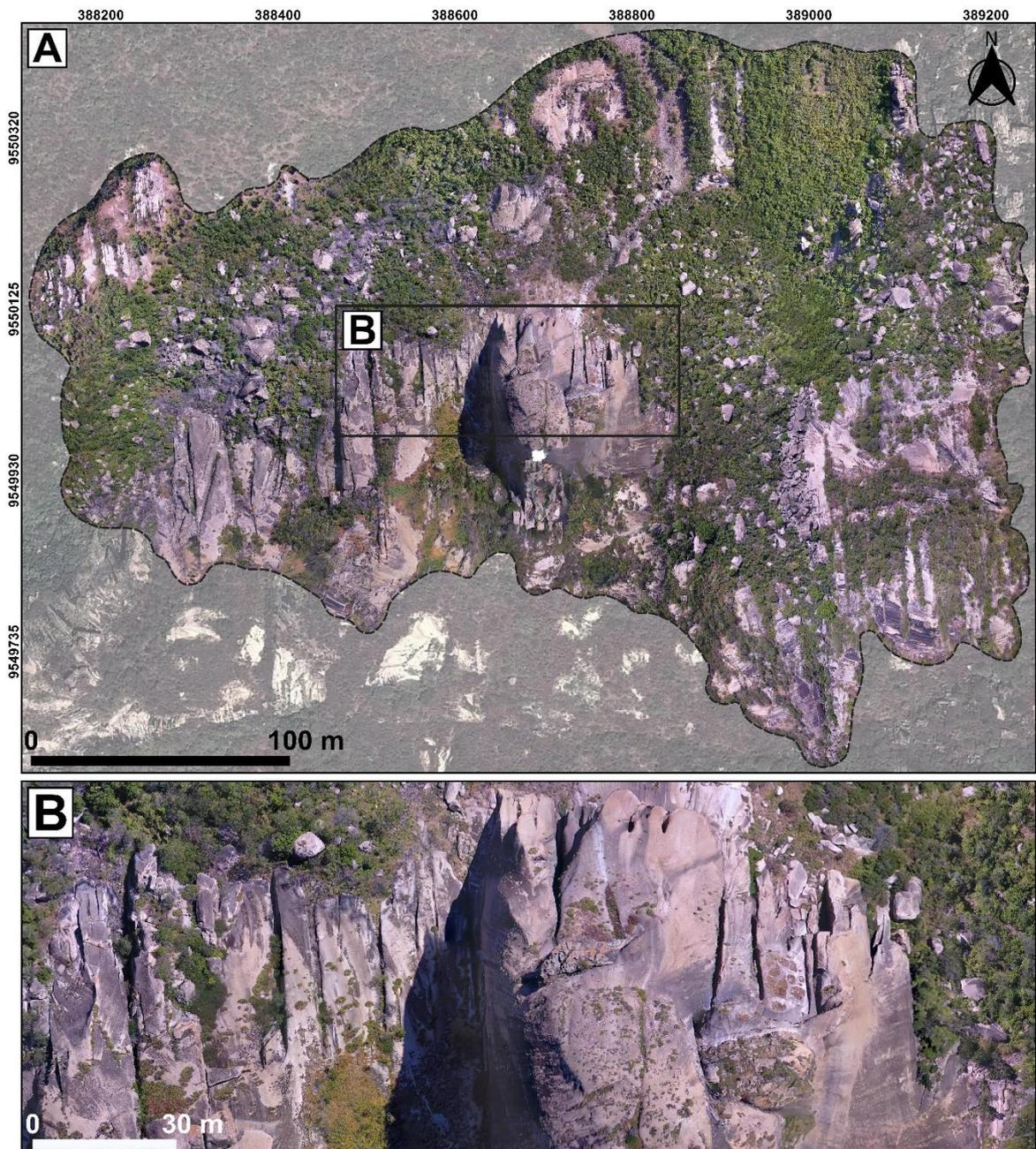
Os voos foram planejados no software *Pix4D Capture*, disponibilizado de forma gratuita para o sistema IOS. Esse aplicativo permite que o usuário insira um quadrante de sobrevoo a partir de pontos específicos, delimitando também a altitude, velocidade, sobreposição das imagens e outros parâmetros.

Devido ao tamanho da área (aproximadamente 20 hectares) e a autonomia do equipamento foram realizados cinco voos para cobrir toda a região de interesse relativa a Pedra da Andorinha e seu entorno. As durações desses voos demoraram entorno de 20 min em uma velocidade média em torno de 13 m/s. A altitude que o drone levanto as fotos variou em função da amplitude do inselberg. As taxas de sobreposição lateral e longitudinal corresponderam a 80% respectivamente.

Os voos foram realizados no dia 23 de maio de 2017, em dias ensolarados e com escassa presença de nuvens. Contudo, o equipamento apresentou algumas perdas de sinal em função da altitude do relevo imageado. Dessa forma, as áreas no produto final que dispunham de alta interferência foram descartadas na etapa de interpretação visual.

O processamento dos dados adquiridos foi realizado no software fotogramétrico *Agisoft Photoscan* com o propósito de gerar nuvens de pontos regulares e densas, ortomosaico georreferenciado (Figura 16) e modelo digital de elevação (MDE).

Figura 16 – Ortomosaico gerado a partir do levantamento aerofotogramétrico.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O fluxo consistiu de triangulação e medição automática de imagens, ajuste dos centros fotográficos em função de pontos de controle, construção do MDE, e produção do mosaico para o levantamento de estruturas rúpteis. Os pontos de controle foram coletados a partir de um GPS de navegação em campo e a partir de fotointerpretação de alvos em imagens do Google Earth.

De posse dos derivados fotogramétricos, foi proposto um levantamento de estruturas rúpteis realizado no software QGIS, com limiar de identificação na escala de 1:300. Devido ao elevado percentual de coberturas fitopedológicas em alguns desses setores, a interpretação foi disposta em relação a padrões de maior pronunciamento de estruturas em escala inferior a citada, em torno de 1:8000. Dessa forma, onde o discernimento das estruturas foi dificultado, optou-se por buscar a tendência vetorial dos lineamentos de maior prolongamento, afim de averiguar possíveis descontinuidades rúpteis mascaradas pelas coberturas. A direção média de um grupo de lineamentos ou fraturas alinhadas ou semialinhadas foi representada no mapeamento por de resultantes vetoriais como proposto para o levantamento de lineamentos morfoestruturais.

No software SPRING, os dados vetoriais referentes as descontinuidades passaram por uma análise estatística relacionada a *trends* frequências preferenciais e comprimento médio dessas fraturas. O produto final dessa etapa foi um diagrama de roseta, dividido em 18 modas direcionais em função da população desses dados.

Ao final do levantamento, um raster referente a densidade de estruturas na razão entre comprimento dos traços (m) e quantidade de área imageada (500 m²) foi gerado com o intuito de localizar áreas de alta e baixa deformação. Esse derivado foi categorizado em cinco classes segundo a seguinte distinção: densidade muito baixa (< 4 m); baixa (4 - 9 m); moderada (9 - 14 m); alta (14 - 19 m) e muito alta (> 19 m).

O MDE também foi pós-processado no software ArcGIS, onde foi estabelecida uma reclassificação em função dos principais compartimentos geomorfológicos da área. Além disso, o mesmo produto passou por um sombreamento, com elevação de fonte luminosa a 30° e azimute de iluminação a 90°, que foi sobreposta ao dado reclassificado para melhor distinção das feições em análise.

3.5 Racionalização dos dados

Por fim, os dados primários e secundários foram organizados e integrados para a produção das discussões relacionadas ao contexto evolutivo da Pedra da Andorinha. Nessa etapa as informações obtidas embasaram a caracterização geológica regional (Capítulo 4); a compreensão do condicionamento morfoestrutural nos compartimentos geomorfológicos no entorno de Taperuaba (Capítulo 5); e a construção do modelo de evolução do inselberg (Capítulo 6).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

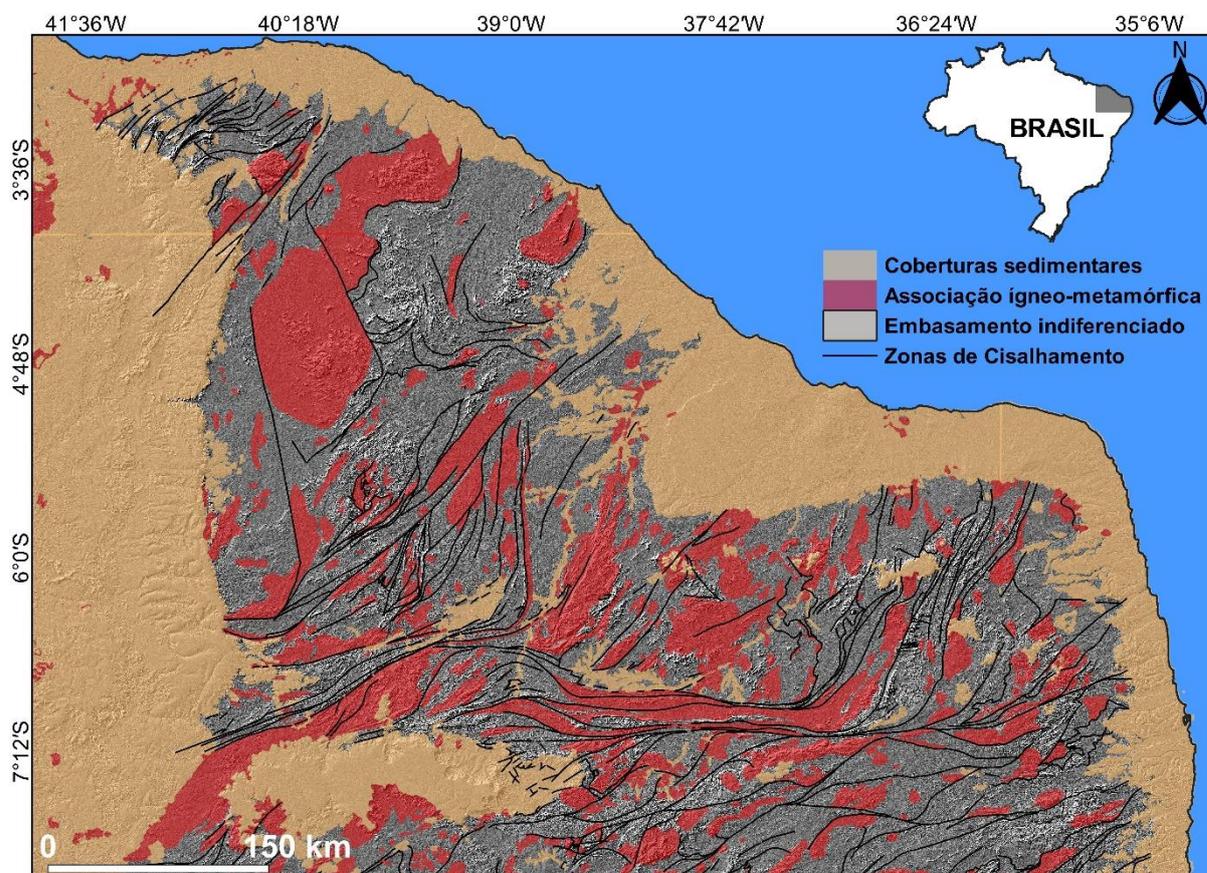
Neste capítulo serão elencados alguns aspectos geológicos da área de estudo, com ênfase na petrografia e suas vinculações ao tectonismo regional evidenciado na Província Borborema Setentrional. Assim, o enfoque regional a ser apresentado, ficara pautado nas características genéticas e evolutivas essenciais das propriedades litológicas do substrato relacionado aos relevos das proximidades de Taparuaba.

4.1 Província Borborema Setentrional

A Província Borborema (PB) corresponde a um sistema complexo de domínios tectônicos encadeados por convergências e aglutinações de blocos crustais, geralmente delimitados por extensas zonas de cisalhamento (TROMPETTE, 1994). Localizada no nordeste oriental do Brasil, a PB possui uma área de aproximadamente 450000 km² (Figura 17), desde a parte norte da Bahia e sudoeste do Piauí até o noroeste do Ceará (ALMEIDA *et al.* 1977). Segundo Santos *et al.* (2009) esta faixa móvel neoproterozóica é compartimentada em três subprovíncias regionais delimitadas por extensas zonas de cisalhamento (ZC), discriminadas em Zona Meridional correspondente a terrenos ao sul do Lineamento Pernambucano; Zona Transversal que compreende litologias entre o Lineamento de Patos e o Lineamento Pernambucano; e a Zona Setentrional perfazendo áreas a norte do Lineamento de Patos. Sua porção setentrional, setor onde está enquadrada a área de estudo, teve sua configuração condicionada por eventos orogenéticos, suscitando um ajuste litológico diverso.

O principal episódio orogenético que influenciou a composição geológica da PB setentrional é congruente a uma subducção crustal envolvendo antigas províncias tectônicas e o Oceano Góias-Faurasiano (FETTER *et al.*, 2003). O progresso desta convergência resultou no fechamento do paleo-oceano descrito e em uma colisão continental entre os crátons Amazônico/Oeste Africano, São Francisco-Congo e o metacráton Saara, alinhada ao longo do Lineamento Transbrasiliano-Kandi (CABY, 1986; KRONER; CORDANI, 2003). Esta colisão predisps o desenvolvimento dos principais terrenos a oeste do supercontinente Gondwana, que correspondem a um amplo segmento da PB setentrional (ARAÚJO *et al.*, 2014a). A completa subducção da litosfera continental provocou o espessamento crustal acompanhado da formação de nappes (patamares) sobrepostas que afetaram ambos os limites convergentes, além de promoveram o surgimento de diversos falhamentos associados (ARTHAUD, 2007).

Figura 17 – Província Borborema Setentrional e geologia simplificada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Van Schumus *et al.* (1998) descreve que o conjunto de domínios morfotectônicos que configuram a PB setentrional, são de modo geral, constituídos por: (i) pequenos núcleos arqueanos, (ii) amplo embasamento gnáissico paleoproterozóico, (iii) rochas supracrustais de idades variáveis (em geral meso a neoproterozóicas), (iv) granitogênese sin a tardi-empurrão e sin-transcorrência, (v) intrusões pós-orogênicas distribuídas por toda a região, fruto de episódios tectônicos pós-colisionais (anarogênicos), além de (vi) bacias sedimentares de origem jurássico-cretáceas e (vii) pequenas manchas de rochas extrusivas básicas de idade cretácea e cenozoica relacionados a fases magmáticas posteriores.

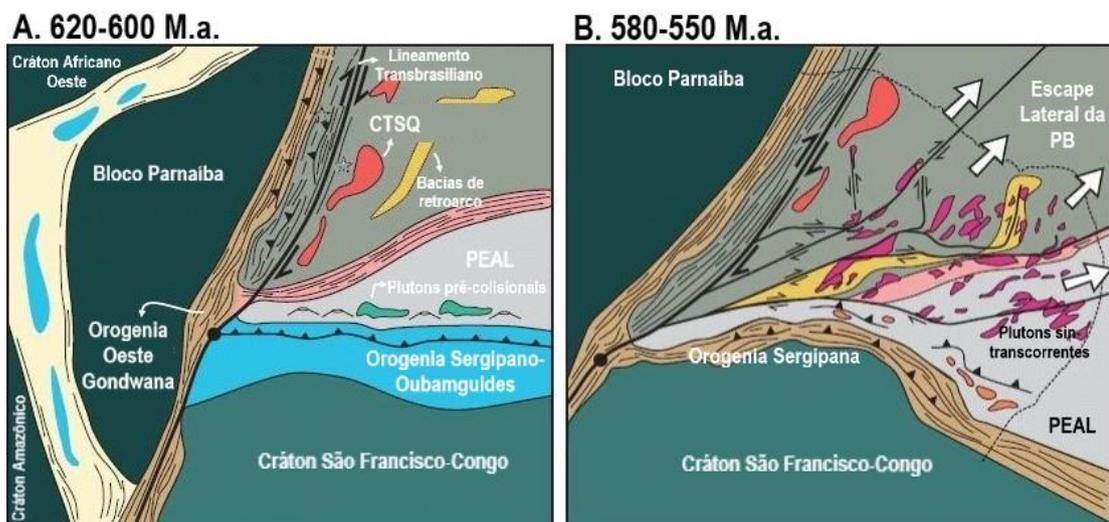
Neste contexto, a compreensão da trama estrutural regional é necessária para o entendimento evolutivo das principais litologias nas adjacências de Taperuaba, principalmente, no tocante dos processos referentes a convergência neoproterozóica citada. Dessa forma, o enfoque descritivo a seguir pautara-se em um panorama de episódios tectônicos fundamentais para a conjuntura geológica da área de estudo.

4.1.1 Quadro morfotectônico da Província Borborema Setentrional

A PB é particularizada pela presença de vastos sistemas de ZC, de caráter dúcteis-rúpteis, com orientações em geral NE-SW, NNE-SSW e E-W, perfazendo uma rede de falhas transcorrentes desenvolvidas sin e pós o ciclo brasileiro (VAUCHEZ *et al.*, 1995). Segundo o modelo sintetizado por Araújo *et al.* (2014a) estas ZC foram formadas no encontro colisional entre os episódios orogenéticos do ciclo brasileiro através de um mecanismo de extrusão tectônica. Esta ampla deformação pode ocorrer em colisões continentais, consistindo de uma transformação dos esforços de encurtamento em movimentos laterais, causando o deslocamento de massa paralelo ao eixo extensivo (PLUIJIM E MARSHAK, 2004). Na PB, este escape lateral condicionou a formação de estruturas dextrais e sinistrais transcorrentes (590-570 Ma).

Segundo Araújo (2014a) a interação promovida pela orogenia Oeste do Gondwana, estabelecida na porção setentrional da PB (620 - 600 Ma), com o episódio orogenético Sergipano (600 - 570 Ma), possibilitaram uma sistemática alteração cinemática. Estes principais eventos colisionais dispostos em sentidos compressivo distintos culminaram em uma rotação anti-horária gradual entre os domínios morfotectônicos estabelecidos (Figura 18).

Figura 18. Formação das Zonas de Cisalhamento transcorrentes na Província Borborema.



Fonte: Adaptado de Araújo (2014).

Dessa forma, o contato entre a orogenia sergipana e o sistema crustal estabelecido no evento tectônico oeste, resultaram em uma modificação no sentido deformacional da PB, passando de um máximo encurtamento no sentido N-S na porção sul da zona meridional, para uma compressão de sentido NE-SW a E-W, respectivamente marcada na zona setentrional.

Na continuidade dos mecanismos de escape lateral, estruturas conjugadas estabeleceram-se acompanhando as cinemáticas transcorrentes dextrais, perfazendo componentes cisalhantes ao eixo de rotação anti-horária efetivada na PB. Segundo Almeida (1995) a conservação do processo de deformação elaborou ZC sinistrais (com extensão principal de sentido geral NNW-SSE) como as falhas Rio Groaíras e Tauá, além de conjugarem estruturas de menor amplitude por toda área.

A intensificação desta deformação na região foi facilitada pelas condições litológicas do substrato a partir do aproveitamento de deformações litológicas provenientes da orogenia estabelecida na porção oeste do Gondwana (BUENO *et al.*, 2009). Após esta etapa de amalgamação, os diferentes blocos parecem ter sido soerguidos variavelmente ao longo das ZC, relacionados a reativações dos planos de tensão por influência das correntes de convecção na astenosfera ou por reajustes isostáticos pós-tectônicos destas frações crustais (CORSINI *et al.*, 1998).

Esta fase de reativação tem vestígios datados do mesozoico (Júrássico superior a Cretáceo inferior) qualificada por estresses extensionais relacionados à fragmentação do Pangea, à geração do Oceano Atlântico, a individualização da Placa Sul-americana e a criação de diversas bacias interiores que foram condicionadas pelo rifteamento provido pelos eixos principais de deformação desta abertura. Posteriormente, a evolução destes terrenos é caracterizada por episódios de vulcanismo intracontinental e soerguimento, marcados pelo arranjo de alinhamentos magmáticos de pequeno volume na PB (Fernando de Noronha-Messejana e Macau-Queimadas) que se desenvolveram durante o cenozoico (MIZUSAKI *et al.*, 2002; MORAIS NETO *et al.*, 2009).

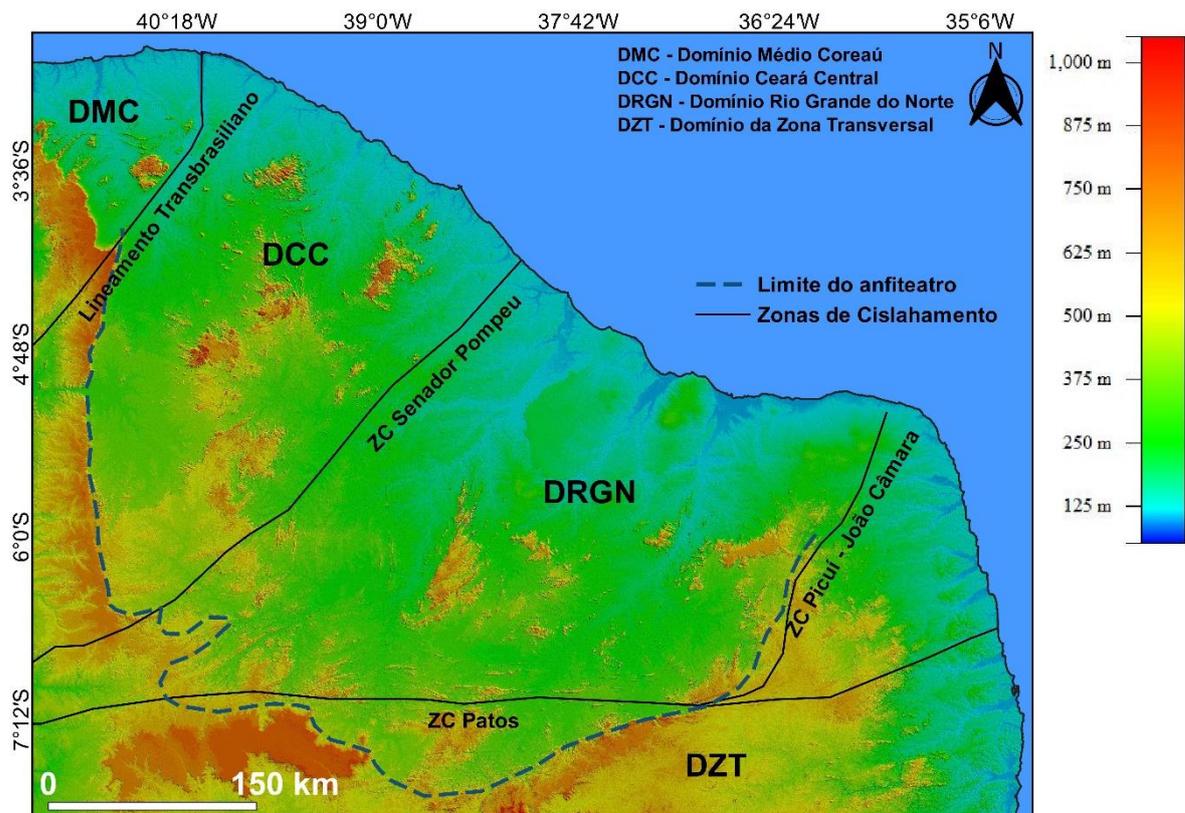
Esta estruturação subordinou a esculturação da megageomorfologia da PB, visto que o relevo da área apresenta padrões de dissecação orientados segundo as amplas ZC regionais (MAIA; BEZERRA, 2014). Neste sentido, Peulvast e Claudino Sales (2004) denotam a PB uma forma de anfiteatro erosional voltada para o atlântico, condicionada pelas reativações das megaestruturas descritas, nos eventos morfoestruturais do cretáceo e do cenozoico, com um gradiente altimétrico com variação de aproximadamente 1300 m.

Dentre as principais feições oriundas da atuação da erosão diferencial sobre estes planos de ruptura crustal, podem ser destacadas as Bacias paleozoicas e mesozoicas, os maciços cristalinos e as depressões sertanejas.

Com base nas características geológicas, na delimitação das grandes ZC transcorrentes, dados isotópicos, entre outras informações, a PB setentrional foi delimitada a partir de domínios morfotectônicos (Figura 19) nomeados da seguinte forma: Domínio Rio

Grande do Norte (DTRGN), situado entre os lineamentos de Senador Pompeu e Patos; Domínio Ceará Central (DCC), limitado pela ZC Senador Pompeu e pelo Lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II); e o Domínio Médio Coreaú (DMC), localizado a norte do Lineamento Transbrasiliano e a sul da margem retrabalhada do Cráton São Luiz (BRITO NEVES *et al.*, 2000). A seguir, será feita uma descrição mais aprofundada do DCC, região onde está enquadrada a área de estudo desta pesquisa.

Figura 19 – Anfiteatro da Província Borborema Setentrional e seus Domínios Morfotectônicos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2 Domínio Ceará Central

O DCC corresponde a um conjunto de depressões e maciços cristalinos com as maiores cotas altimétricas do estado do Ceará, variando entre 200 a 1100 m de elevação. De acordo com Fetter *et al.*, (2000) este domínio é dividido em quatro unidades geotectônicas gerais, a saber: i) o Embasamento Arqueano, representado por ortognaisses, gnaisses, granodioritos e tonalitos; ii) terrenos acrecionários do paleoproterozóico, compostos por rochas metassedimentares, quartzitos basais seguidos de xistos, orto e paragnaisses, além de carbonatos; iii) coberturas neoproterozóicas compreendendo um arranjo litoestratigráfico de

rochas psamítico-pelítico-carbonáticas; iv) Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ), composto por um amplo arco magmático com uma associação de rochas ígneo-migmatizadas, de composição tonalítica a granodiorítica; e v) uma série de corpos granitóides tardi a pós-colisionais e sin-trasncorrência, além de massas graníticas anarogênicas. A área de estudo está circunscrita no CTSQ, porção litológica que será melhor descrita no tópico a seguir.

4.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

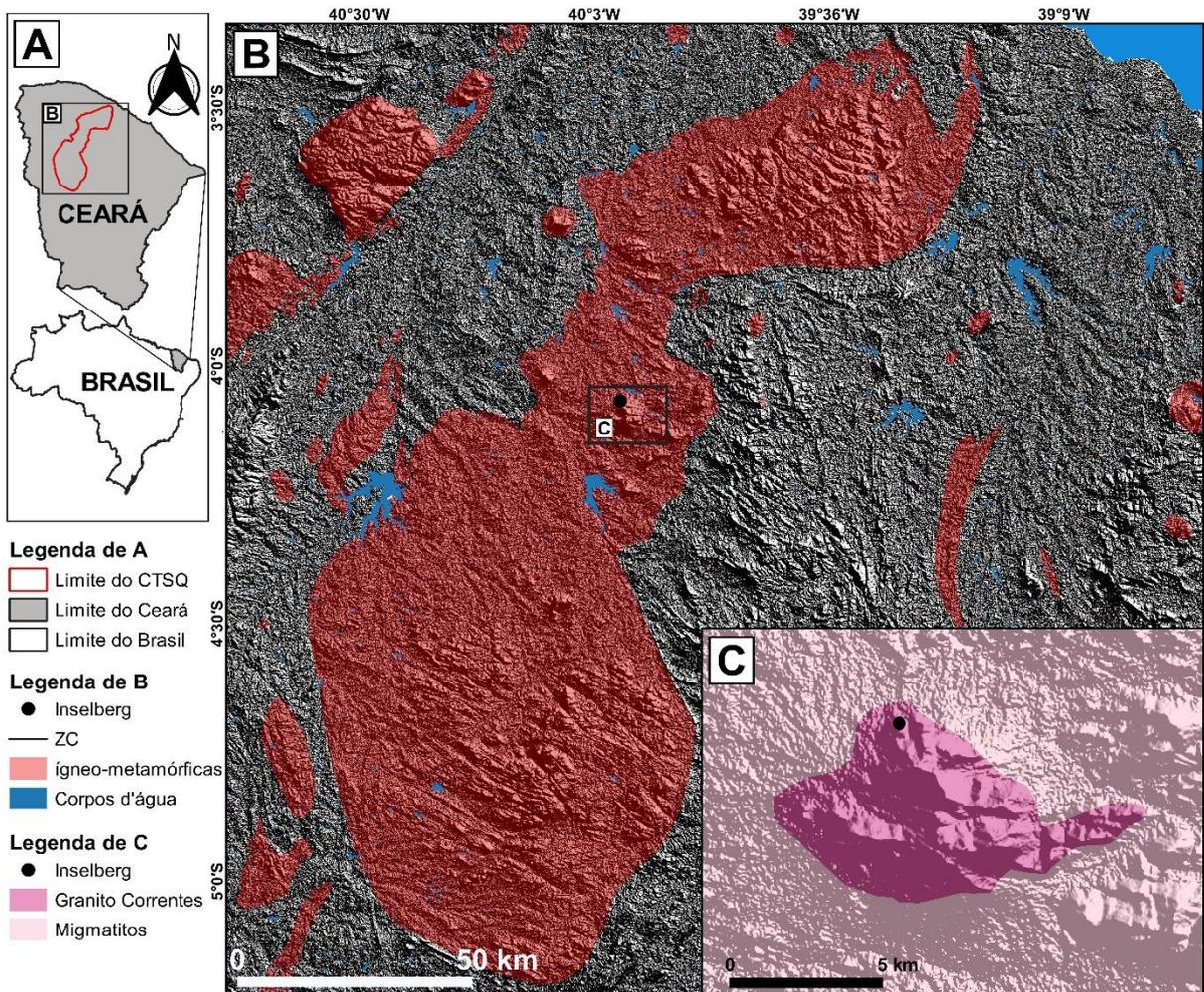
Diz respeito a uma ampla suíte intrusiva originada em um ambiente de arco continental através de diversos episódios magmáticos durante o ciclo orogenético neoproterozóico (FETTER *et al.*, 2003; ARTHUAD, 2007; ARAÚJO *et al.*, 2012a), configurando o maior arranjo granitóide do DCC (Figura 20). Sua litologia, de maneira generalizada, abrange desde migmatitos metatexíticos a diatexíticos de composição diorítica a granítica, além de esparsos granitóides porfiríticos a equigranulares (GOMES, 2006 E ZINCONE, 2011).

Alinhado a NE-SW e cobrindo uma área de cerca de 40.000 km², este arco é resultado do processo orogenético da porção oeste do Gondwana, entre 880 a 600 Ma, com o fechamento do oceano Góias-Faurasiano (ARAÚJO, *et al.*, 2014b). Na literatura geológica regional há divergências em relação ao sentido da polaridade colisional do evento citado. Fetter *et al.* (2003) e Araújo (2014b) interpretam esta colisão como resultado de uma subducção com sentido SE, enquanto Castro (2004), inferiu este tectonismo com polaridade em sentido NW.

Zincone (2011) avaliando o sentido de transporte na zona de cavalgamento gerada na colisão final, apontou que os dois sentidos são verificados no fluxo magmático das rochas da região, ressaltando ainda a presença de outros sentidos de ocorrência local, justificado pelo mergulho difuso das falhas de empurrão, gerando estruturas regionais em flor com o progresso do episódio colisional.

O arranjo litológico do CTSQ evoluiu segundo pulsos magmáticos entre 660 a 600 Ma, influenciadas pelo sentido de empurrão proveniente da colisão do Gondwana oeste (ARAÚJO *et al.*, 2012). Em relação a região de Taparuaba, a principal fase magmática ocorreu entre 620-600 Ma, configurando um estágio tardi-colisional, representado por granitóides equigranulares a porfiríticos de cor rosa, diatexitos anatóticos e migmatitos de injeção associados a biotita gnaisses anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses (ZINCONE, 2011).

Figura 20 - Complexo Tamboril-Santa Quitéria e geologia do inselberg Pedra da Andorinha.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além destes litotipos neoproterozóicos, há o registro de diversos corpos intrusivos pós-colisionais, evidenciando fases distintas de magmatismos anarogenéticos, onde na região de Taparuaba, são exemplificados pelos granitos Pajé, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas, com idades variando entre 530 a 470 Ma (CASTRO, 2004; GOMES, 2006).

A distribuição destas unidades litológicas no entorno de Taparuaba é nitidamente expressa na geomorfologia local. Os maciços da região representam núcleos granítico-diatexíticos intercalados por planícies fluviais estreitas recobertas por depósitos aluviais cenozóicos, estando circunscritos em uma superfície aplainada de predominância metatexítica. Segundo Castro (2004) a cronologia deste substrato varia de granito-migmatitos neoproterozóicos (sin a tardi-colisionais) a granitóides paleozoicos (sin a pós-transcorrentes).

Os migmatitos recorrentes tem sua formação atribuída a dois principais processos: anatexia e injeção magmática (ZINCONE, 2011). A anatexia foi uma das primeiras explicações atribuída para a constituição destas litologias (FETTER *et al.*, 2003). Qualificada como uma

fusão de materiais em um alto grau de metamorfismo, a anatexia foi utilizada como resposta para o desenvolvimento destes constituintes metamórficos tendo em vista que no contato entre os pulsos magmáticos orogênicos e o substrato adjacente gnássico-metassedimentar, haveriam condições propícias para a mistura anatética.

Para Arthaud (2007) a diferenciação litológica entre diatexitos e metatexitos estaria relacionada a intensidade da fusão neste encontro, influenciado pelas condições reológicas do magma, além da pressão e temperatura no meio em contato. Com isso, o processo de fusão seria classificado como total, parcial, avançado, entre outros, de acordo com as condições do metamorfismo regional. Winkler (1977) enfatiza que a anatexia promove nos protólitos um rearranjo mineral, causando a formação de porções composicionais (bandamentos) leucocráticas graníticas e partes melanocráticas básicas em rochas metamórficas migmatíticas.

Além da verificação em campo destes litotipos anatéticos, foram constatados outros tipos de migmatitos, que tiveram sua formação estabelecida conforme a progressão de injeções magmáticas em um sistema aberto ou de fluxo penetrativo (ZINCONE, 2011). A injeção e intrusão de magma granítico teria sido possibilitada tanto pelo aproveitamento da trama de foliações em migmatitos preexistentes ou rochas com estruturas gnássicas pertencentes ao substrato encaixante geradas de acordo com o direcionamento do empurrão tectônico, como também, ascendendo por falhas relacionadas ao cavalgamento de nappes. A invasão magmática gerada pela pressão de fluido mantélico nas zonas de fraqueza dos protólitos, desencadeou um processo de hibridização e homogeneização, com contraste reológico entre suas fases félsicas e máficas, bem verificados nas zonas nas porções metatexíticas (ZINCONE, 2011).

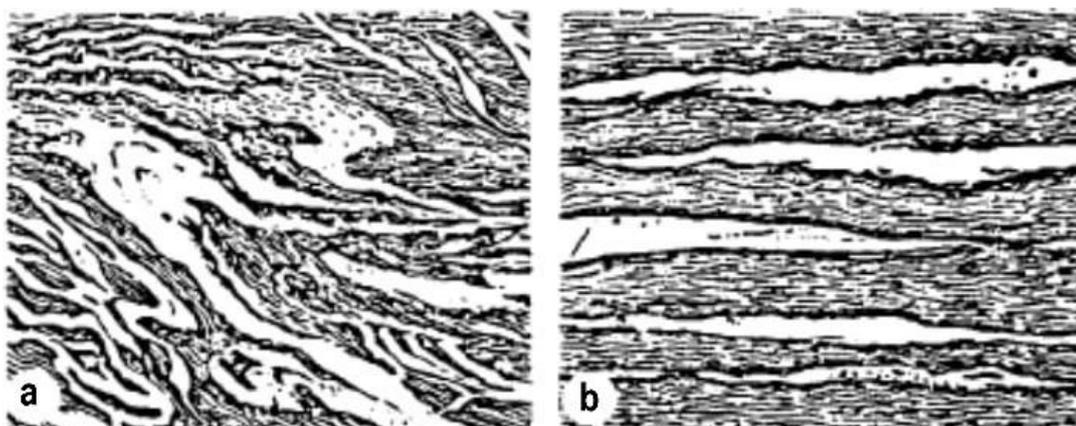
Neste sentido, os tipos comuns de migmatitos apresentam duas chaves de distinção caracterizadas por arranjos minerais, que segundo Mehnert (1968), são o leucossoma contendo minerais claros (quartzo e/ou feldspato); e o melanossoma contendo minerais escuros como biotita e a hornblenda. Além disto, os processos descritos expõem uma distinção entre porções preservadas da rocha-mãe (paleossoma) e porções de formação mais nova (neossoma) caracterizada principalmente pelas fases leucocráticas (FETTES; DESMONS, 2004).

Os migmatitos podem ser classificados dentro de duas categorias: os metatexitos e os diatexitos (WINKLER, 1977). Nos metatexitos pode ser observada uma distinção petrográfica nítida entre leucossoma e melanossoma, favorecida pela injeção de material intrusivo sobre estas rochas. Já os diatexitos são produtos de uma fusão completa ou avançada, formando litotipos com porções fundidas e não fundidas de difícil diferenciação, apresentando geralmente bandamentos incipientes nos restitos, ou enclaves máficos.

4.3.1 Unidades Metatexíticas

Estas litologias afloram como lajedos com alto grau de intemperização. Com base nas porções modais entre quartzo, feldspato alcalino e o plagioclásio cálcico, Castro (2004) descreve um *trend* composicional empobrecido em quartzo para estas litologias, dispondo de elevadas concentrações de plagioclásios. O mesmo autor descreve a biotita como o mineral máfico principal, com hornblenda ocorrendo localmente, em pequenas quantidades. Estes minerais máficos estão evidentemente dispostos em um bandamento composicional notório na porção melanossoma destas rochas, que de acordo com a classificação proposta por Mehnert (1968), podem ser configuradas como estruturas flebíticas a estromáticas (figura 21).

Figura 21 - Classificação dos metatexitos segundo Mehnert (1968).



Fonte: Adaptado de Medeiros (2013).

Ambas as estruturas são determinadas por veios paralelos a subparelos, entre si, apresentado maior irregularidade para as estruturas flebíticas (a), que expõem relativo dobramento, enquanto as estruturas estromáticas (b) apresentam rigidez na separação de camadas meossomas por níveis de leucossomas paralelos (MEHNERT, 1968). O zircão, a titanita e a apatita são os opacos predominantes, enquanto a porção mineralógica tardia inclui clorita, argilo-minerais e opacos finos. Nos lajedos mais preservados há a ocorrência de material anfibolítico ou gnaisses com hornblenda bastante reduzida, predominando migmatitos a biotita bandados e quase sempre com porções com foliação incipiente (CASTRO, 2004).

4.3.2 Unidades Diatexíticas

Os diatexitos perfazem o substrato de alguns lajedos da área, mas estão fundamentalmente vinculados aos maciços adjacentes, principalmente nos relevos serranos de Feijão e Valentim. São comuns feições do tipo *schlieren*, *schollen* e nebulítica nestas litologias, relacionadas a reologia e mobilidade dos minerais máficos, geralmente representados pela biotita (SAWYER, 2008). Mehnert (1968) descreve essa classificação de estruturas para os migmatitos determinando-os de acordo como exposto na Figura 22.

Figura 22 - Classificação dos diatexitos segundo Mehnert (1968).



Fonte: Adaptado de MEDEIROS, 2013.

A estrutura *schlieren* (a) é distinguida por faixas ou bandas subparalelas de meossoma (transição de cor dos minerais claros e escuros) ou melanossoma, em geral menores que 10 cm, englobadas no leucossoma, sendo frequentemente paralelas a foliação ou definindo o eixo de foliação principal. O arranjo *schollen* (b) é tipificado pela presença de enclaves ou porções isoladas de paleossomas, ou ainda, resíduos de neossomas, que podem apresentar sinais de rotação ou cisalhamento envoltos ao leucossoma. Já o arranjo nebulítico (c) é de difícil distinção entre as fases cromáticas dos migmatitos, com componentes difusos ou não diferenciados em relação ao paleossoma e ao neossoma nestas rochas. Geralmente estas litologias dispõem de coloração cinza a rósea, enriquecidas em feldspato alcalino e quartzo, apresentando a biotita relacionada as estruturas *schlieren* e *schollen* de forma incipiente, chegando a portar alguma hornblenda nestas foliações (CASTRO, 2004). Em relação aos minerais acessórios e opacos, a composição é semelhante aos metatexitos. Castro (2004) descreve ainda a presença de algumas ocorrências de rochas anfíbolíticas e calcosilicáticas em meio a estas unidades diatexíticas.

4.3.3 Granitóide Correntes

O granitóide Correntes, está destacado em toda a extensão do maciço ao qual compartilha do nome e em parte da superfície de aplainamento adjacente. Este corpo granítico com forma de *stock* intrude o conjunto de migmatitos de injeção e é oriundo do magmatismo tardi-colisional que deu origem as litologias adjacentes (CASTRO, 2004).

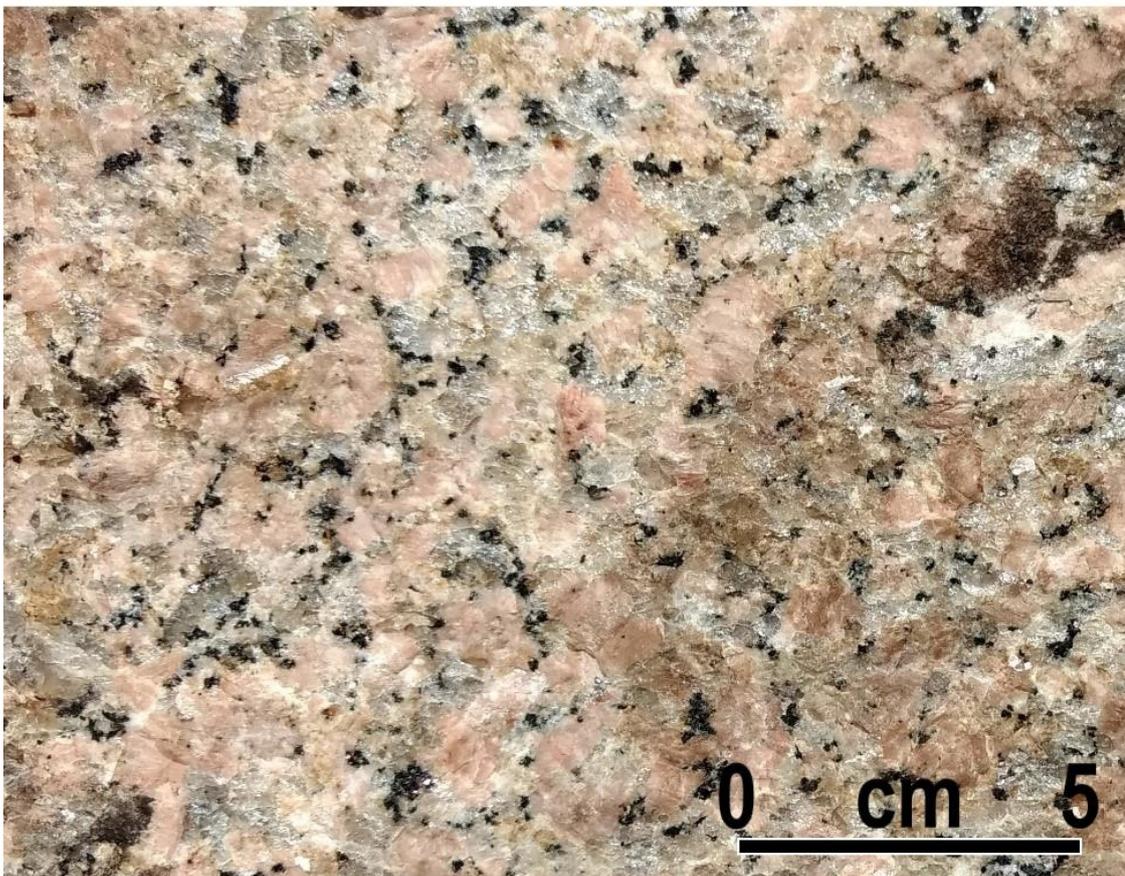
Zincone (2011) estabelece que o alojamento deste tipo de granitóide em nível regional foi associado ao contexto de convergência continental condicionado pela direção de mergulho das zonas de cavalgamento (contracionais), com a injeção de magmas graníticos em meio ao embasamento pré-existente no sentido de vergência do empurrão tectônico.

A litologia deste stock é descrita por Gomes (2006) como isotrópica, classificada petrograficamente como um sienogranito ($\text{SiO}_2 > 75\%$), de coloração em tons róseos a cinzas esbranquiçados, com granulação variando de média a grossa e textura granular xenomórfica, com granulação fina para os minerais máficos (Figura 23). Em contrapartida, Castro (2004) enfatiza que neste corpo granitóide ocorrem foliações incipientes de biotita, originadas de fluxos sin-magmáticos, conformando arranjos do tipo *schlieren* de acordo com a orientação observada para o bandamento dos migmatitos.

Nas visitas de campo realizadas na porção setentrional desta unidade litológica, onde está localizada a Pedra da Andorinha, não foram observadas lineações minerais que corroborassem com o contexto explicitado por Castro (2004). Neste sentido, a isotrópia descrita por Gomes (2006) é mais adequada para a caracterização do enfoque deste estudo.

Sua composição é constituída por k-feldspatos (39%) e plagioclásios (18%) associados ao quartzo (29%), a Biotita (10%) e a minerais acessórios como zircão e opacos (4%), sendo considerado um corpo granítico evoluído por apresentar um teor de sílica a cima de 75% e um núcleo isotrópico local ao contexto de Taparuaba (GOMES, 2006).

Figura 23 - Características litológicas do Stock Correntes.



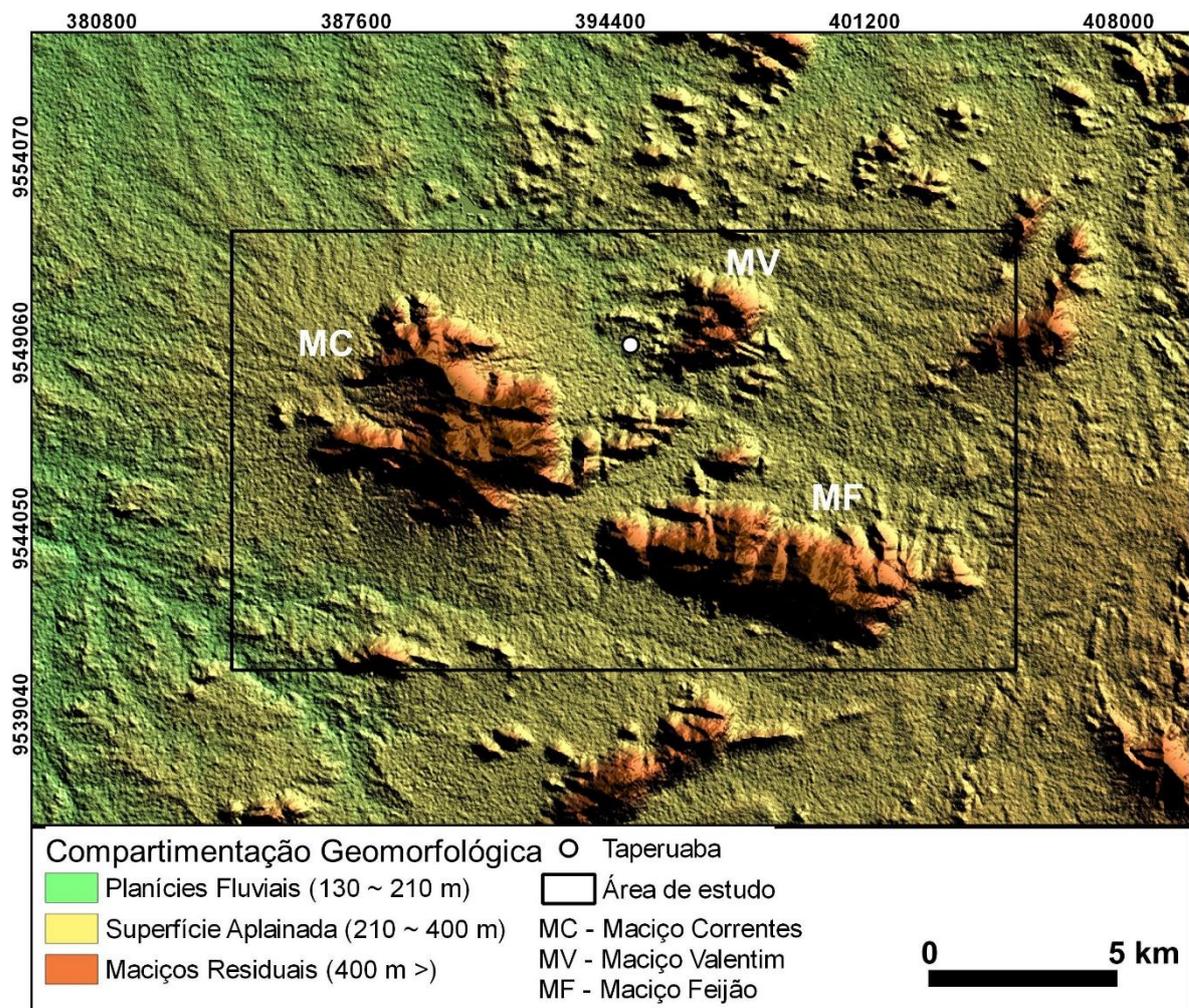
Fonte: Do autor, 2017.

5. CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DOS RELEVOS NO ENTORNO DE TAPERUABA

5.1 Compartimentação macrogeomorfológica

A região de Taparuaba é definida em três classes de compartimentos geomorfológicos principais, discriminados em: (i) Maciços Residuais; (ii) Planícies Fluviais e (iii) Superfície Aplainada (Figura 24). As feições rebaixadas são verificadas em predominância nas litologias anisotrópicas (migmatitos em geral), em detrimento aos relevos montanhosos, caracterizados por rochas com menos alinhamentos minerais (granitos a diatexitos nebulíticos).

Figura 24 - Compartimentação geomorfológica da área de estudo.

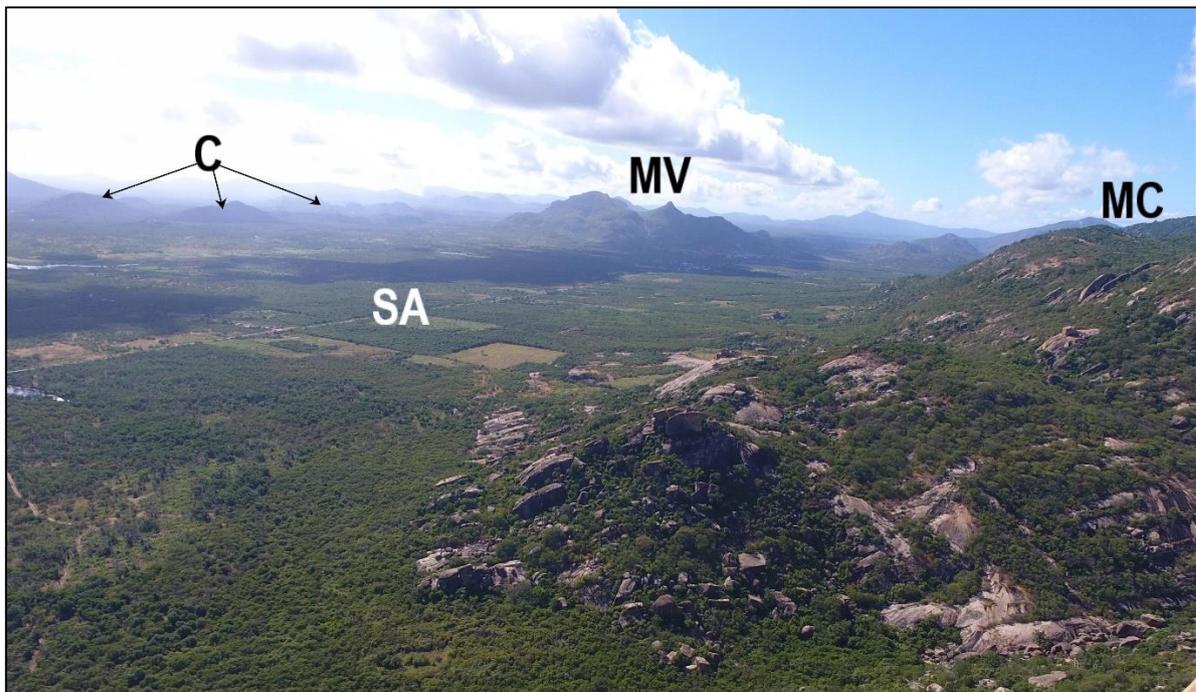


Fonte: Elaborado pelo autor.

A dinâmica morfogenética da área reflete um regime erosivo regido pela semiaridez, com o escoamento fluvial e pluvial dissecando as superfícies de aplainamento e promovendo a retração lateral das vertentes dos maciços residuais (Figura 25). A pedimentação é bem verificada no sopé dos relevos montanhosos, com rampas de material colúvio-aluvial adentrando as superfícies erosivas.

Os maciços residuais estão alçados nas superfícies aplainadas adjacentes com disposição geral WNW-ESE. A elevação dos relevos montanhosos atinge uma média de aproximadamente 800 m, com elevação máxima de 918 m. Os maciços de maior amplitude altimétrica são denominados de Correntes (MC), Feijão (MF) e Valentim (MV).

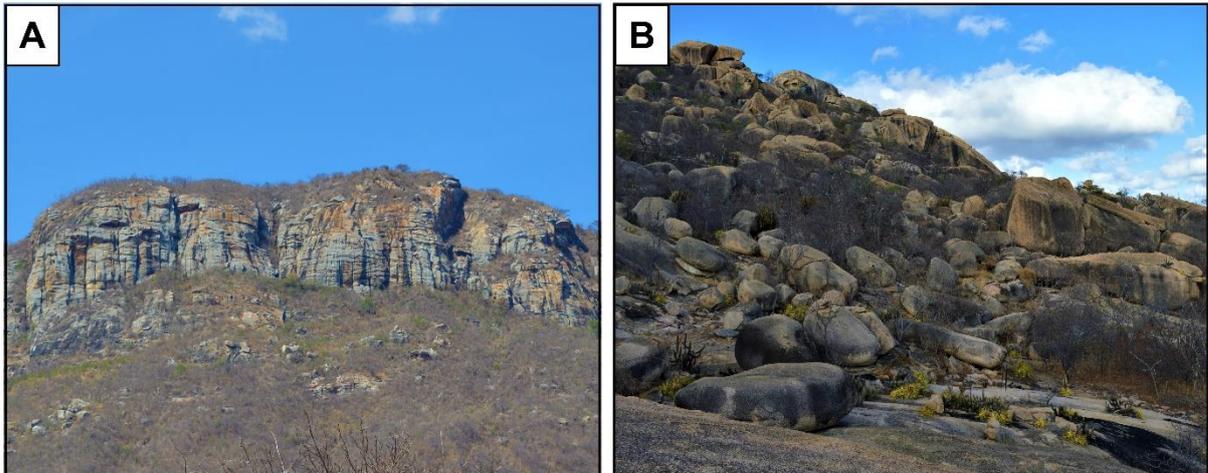
Figura 25 - Modelado dos terrenos no entorno de Taparuaba.



Fonte: Do autor, 2017.

As vertentes desses maciços apresentam alto grau de dissecação, com diversas porções desnudas, evidenciando tramas estruturais características de relevos granitoides, por vezes em padrões ortogonais (Figura 26 A). Comumente percebe-se que padrões de fraturas as transpassam em comprimentos prolongados, chegando a se estender pelas superfícies aplainadas adjacentes. Nas porções desnudadas, também são verificados processos de fraturamento por esfoliação. Os ângulos de *piedmont* desses relevos constantemente expressam tálus com coberturas colúvias de espessuras variadas e repletos de feições de menor proporção espacial, como *boulders*, *tors*, e caos de blocos (Figura 26 B).

Figura 26 - Feições verificadas nas vertentes da área.



Fonte: Do autor, 2017. A- Sistemas de fraturas ortogonais. B- Aglomerado de *boulders*.

Com gênese relacionada aos processos químicos na região saprolítica dos perfis de intemperismo, *boulders* e *tors* são expostos recorrentemente *in situ* nas margens dos maciços. Por vezes na área de estudo, observou-se aglomerados de *boulders* de ocorrência em formas variadas, desde bastante arredondados a cúbicos, dispostos em arranjos ligeiramente ortogonais relacionados a limites de juntas. Em alguns casos, o padrão de estruturas é tão rígido que seu prolongamento se aprofunda em direção ao substrato (Figura 27). Apresentam diâmetros em torno de 2 a 5 m, com rugosidade acentuada em virtude do isolamento de minerais félsicos pela decomposição dos constituintes máficos. Panelas ou marmitas de dissolução também são frequentemente encontradas nos lajedos da região, com mesma condição de rugosidade.

Figura 27 – Arranjo de *boulders* em relação as fraturas da região.

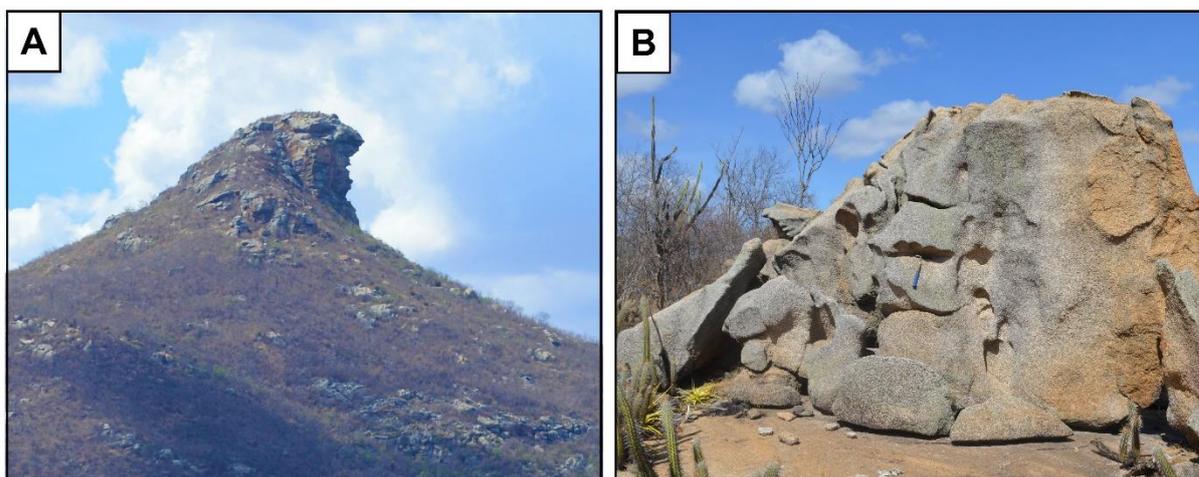


Fonte: RODRIGUES, 2016.

Observa-se que esses maciços são marcados por topos dissecados em cristas e domos convexos, em maioria, delimitados por sistemas de juntas. Alguns desses relevos de cimeira estendem-se em isolamento, desnudos e com declividades íngremes, por vezes, correspondendo a formas em torre, como *bornhardts* (Figura 28 A).

Cristas e inselbergues, alinhados em direção geral WNW-ESE, afloram nas superfícies aplainadas. Suas maiores cotas perfazem uma média de 200 m de elevação em relação ao nível de base local. Esses relevos também resguardam em suas imediações a presença de feições saprolíticas como as descritas para os maciços (Figura 28 B). A ocorrência de caneluras é amplamente verificada, com feições desenvolvidas pelo aproveitamento de sistemas de fraturas que os transpassam.

Figura 28 - Feições geomorfológicas da área de estudo.



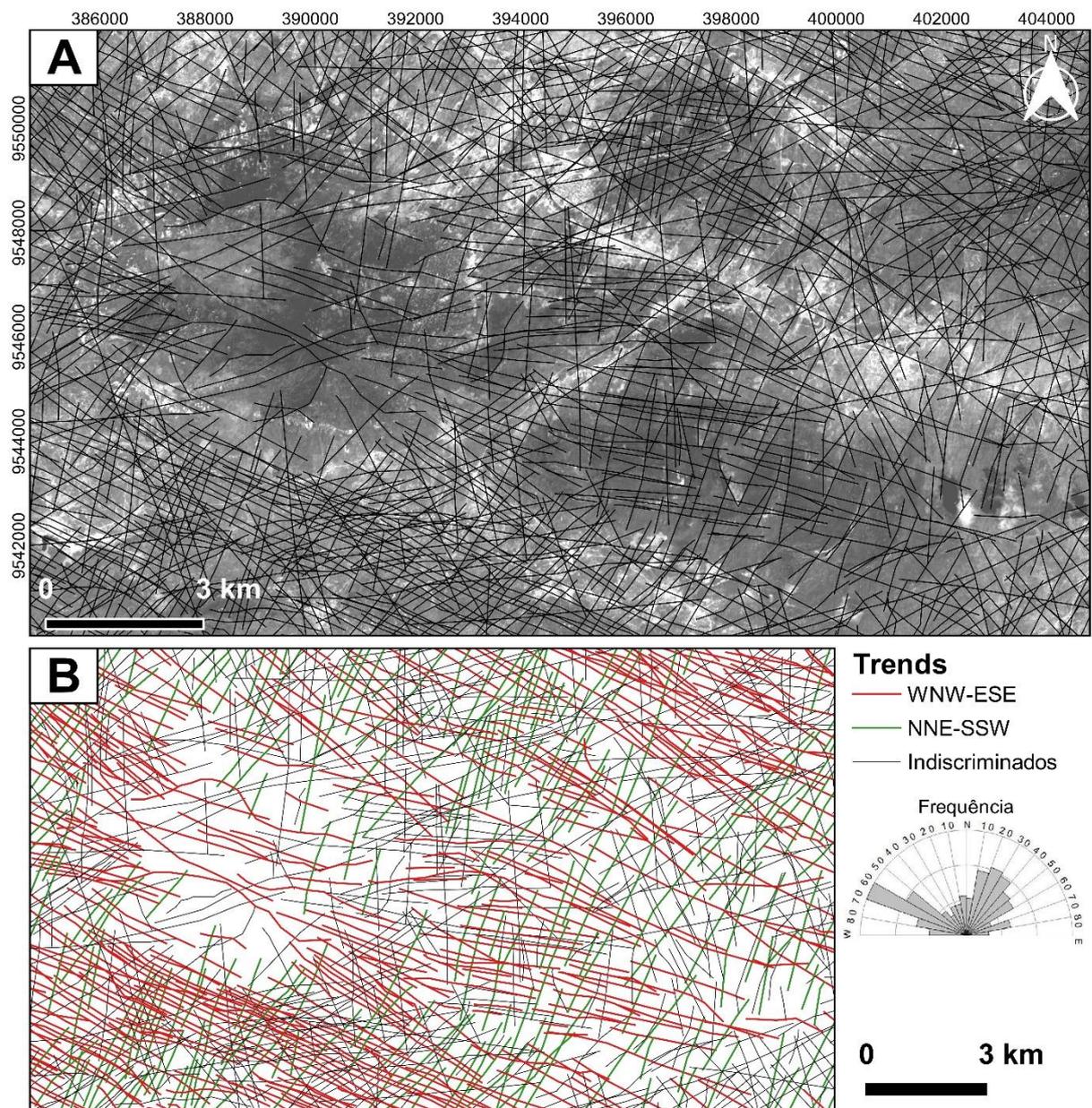
Fonte: Do autor, 2017. A- Bornhardts em forma de torre alongada. B- Formas de dissolução nos inselbergs.

A superfície aplainada onde são encontrados os corpos granitoides, denota uma declividade suave no sentido NW-SE, perfazendo um caimento topográfico de 80 m. O limiar basal dessa superfície corresponde a um conjunto de planícies fluviais na porção ocidental do recorte de estudo, com entalhe dos canais a 130 m de elevação. Em termos de correlação com os modelos clássicos propostos para o aplainamento no nordeste brasileiro, os patamares dos maciços corresponderiam a Superfície Sulamericana, enquanto as adjacências aplainadas remetem ao desenvolvimento da Superfície Paraguaçu, segundo a identificação de superfícies erosivas proposta por King (1956).

5.1.2 Lineamentos morfoestruturais

O levantamento geométrico e direcional dos lineamentos revelou um total de 971 feições. Especificamente, os lineamentos de comportamento rúptil correspondem a um total de 654, enquanto os dúcteis perfazem uma quantidade de 317 morfoestruturas (Figura 29). Os *trends* mais frequentes são WNW-ESE e NNE-SSW, (respectivamente 293 e 184 lineamentos).

Figura 29 - Lineamentos da região de Taperuaba.



Fonte: Elaborado pelo autor. A- Lineamentos identificados nas imagens Setinel-2A. B- Principais *trends* direcionais verificados no levantamento.

Os *sets* de lineamentos denotam uma configuração ortogonal a romboidal para a trama estrutural da área. Nota-se que os lineamentos a WNW-ESE destoam dos demais, exibindo prolongamentos mais extensos e contínuos por toda a área, em geral, de comportamento rúptil. Algumas cristas de mesma orientação perfazem os lineamentos dúcteis desse padrão, na superfície aplainada e nos maciços. Esse *trend* envolve a faixa direcional da lineação de estiramento mineral (N50-80W) dos migmatitos e é compatível com o mergulho da foliação principal (N60-70W).

Em vista disso, os mesmos denotam paralelismo ao eixo compressivo (σ_1) da colisão continental brasileira (NW-SE). Tratando-se das estruturas a NNE-SSW, observa-se uma orientação aproximadamente perpendicular à moda WNW-ESE, situando-se paralelos ao eixo extensional (σ_3) dos cavalgamentos crustais na região. Os lineamentos nesse padrão apresentam menor continuidade em relação ao conjunto principal, sendo por vezes relacionados a cristas e dobras de pequena extensão.

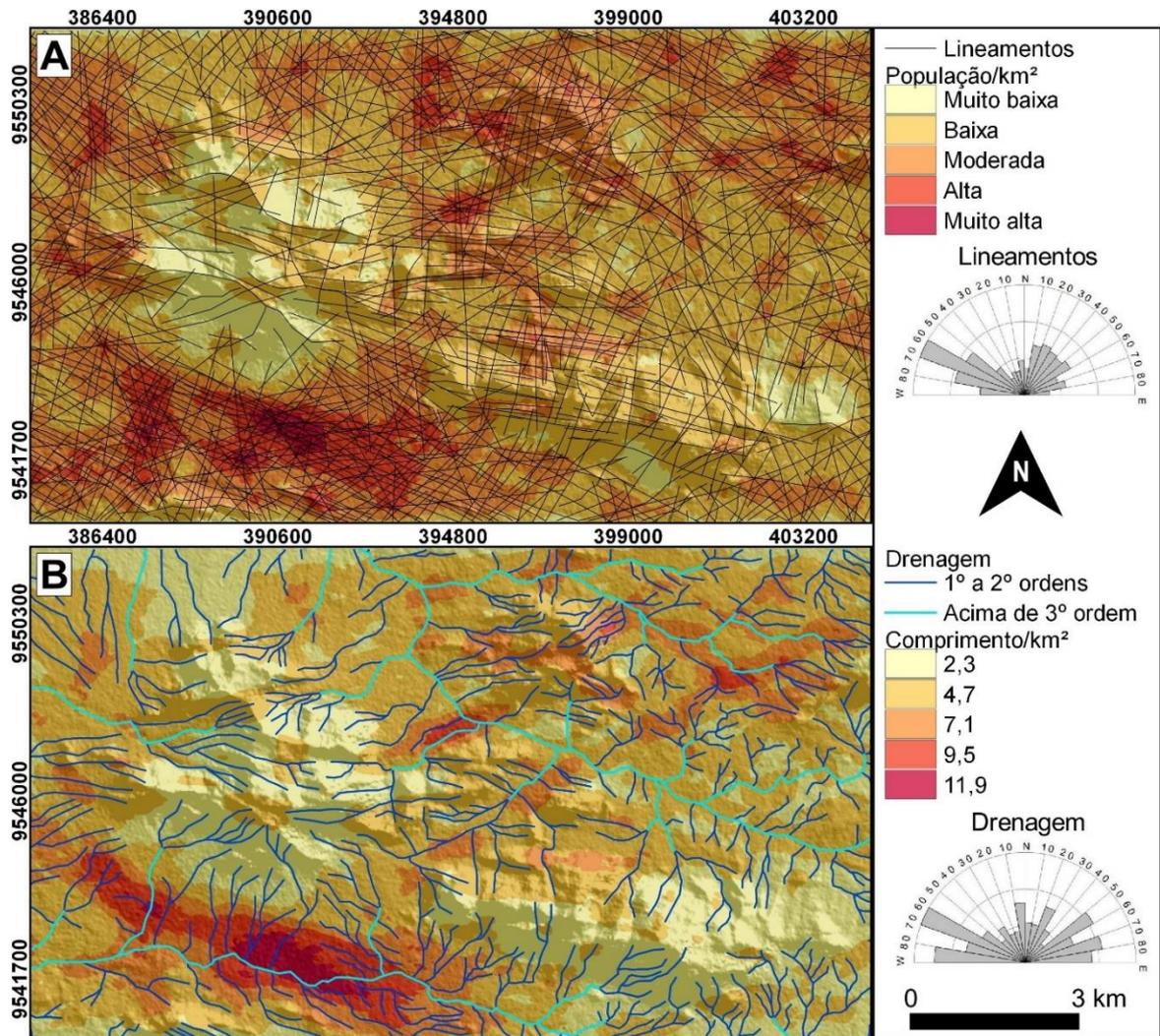
Modas acessórias frequentemente seccionam o par preferencial apontado. Dentre essas, os *trends* ENE-WSW e N-S dispõem das maiores frequências, com 54 e 138 lineamentos respectivamente. Essas modas são majoritariamente rúpteis, configuradas em angulações de aproximadamente 45° com os padrões predominantes.

Analisando a distribuição e o adensamento dos lineamentos, percebe-se que as concentrações expressivas estão localizadas nos terrenos rebaixados que circunscrevem os maciços residuais (Figura 30 A). Constata-se que as porções do terreno com expressivas quantidades de lineamentos dispõem-se em uma correlação de formas de relevo rebaixadas, como as planícies fluviais e a superfície aplainada, com predominância composicional litológica metatexítica a diatexítica. Observa-se que nas porções de muito alta a alta densidade, a interconectividade dos lineamentos é maior, ou seja, o espaçamento entre os mesmos diminui.

Por outro lado, nas parcelas do recorte de estudo onde são encontrados os maciços residuais e os encurtamentos regionais, são verificadas densidades de ordens moderadas a muito baixas. O espaçamento entre os lineamentos é mais largo nesses relevos, portanto a interconectividade diminui nessas porções.

Avaliando a densidade de comprimentos lineamentos por área (km/km^2) dos lineamentos e a rede de drenagem, verifica-se que a tropia do escoamento dos canais principais reflete o conteúdo litoestrutural descrito (Figura 30 B). As densidades muito altas e altas dispostas nesse produto (raster) são verificadas preferencialmente nas superfícies de aplainamento, sobremaneira na porção a SW desse compartimento geomorfológico.

Figura 30 - Densidade de lineamentos.



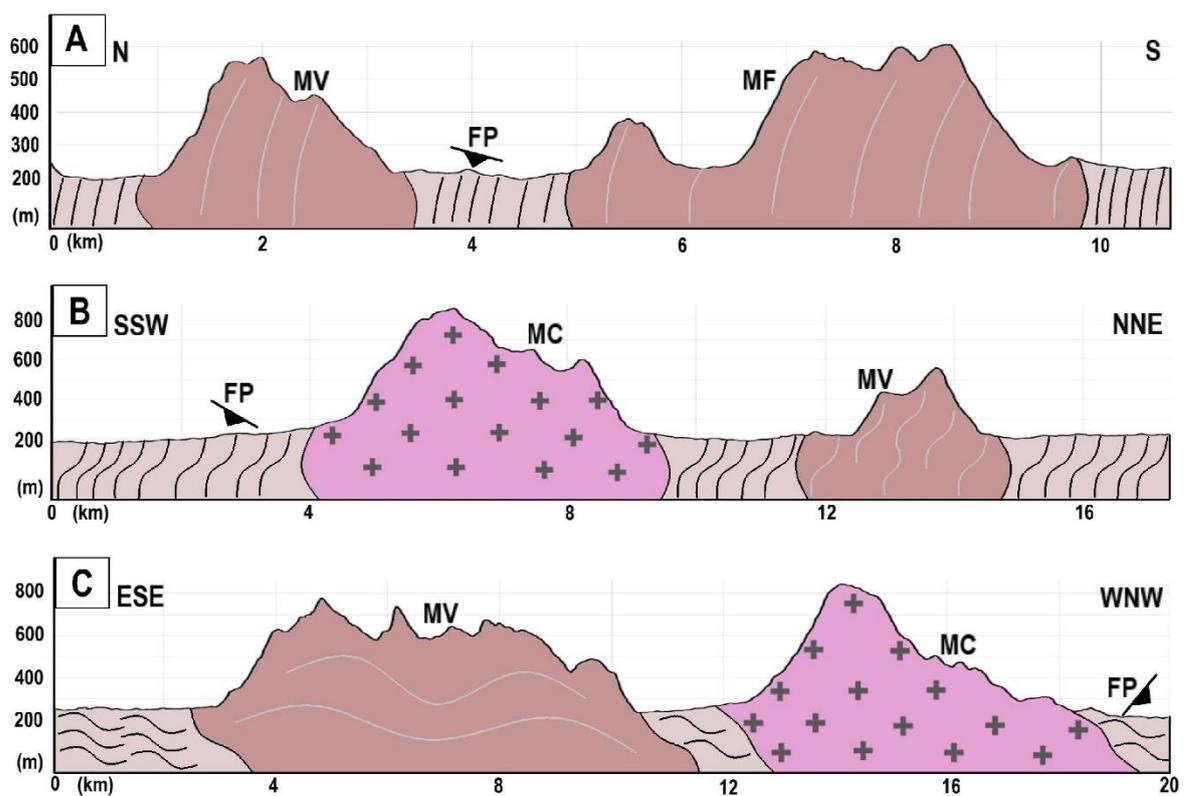
Fonte: Elaborado pelo autor. A- Densidade em relação a frequência de lineamentos por área. B- Densidade em função do comprimento de lineamentos por área.

Os canais de 1° e 2° ordem formam padrões centrífugos relativos ao gradiente topográfico da área, demonstrando pouca influência estrutural sobre sua tropia. Apesar de algumas nascentes estarem encaixadas em fraturas e juntas no decorrer das vertentes da região, seus escoamentos, em geral, desconsideram a orientação dos padrões de lineamentos.

Avaliando a orientação dos canais que são mais susceptíveis ao condicionamento estrutural – em geral, a cima da 3° ordem – observa-se uma direta correlação com o arranjo dos lineamentos de maior extensão. Verifica-se que esses canais são super-impostos a estruturas de alto prolongamento e adensamento, principalmente nos terrenos de fábrica mineral anisotrópica. O alinhamento morfoestrutural desses canais está em primazia relacionado a estruturas na direção N60-70W, dentro da moda principal WNW-ESE.

Em adição a esses dados, verifica-se que há uma diferenciação de densidade de lineamentos nos maciços da área (em ambos os produtos gerados). O MC e o MF configuram porções do terreno de densidades muito baixas a baixas; e baixas a moderadas, respectivamente. Por outro lado, o MV apresenta densidade moderada a alta. A discrepância entre esses relevos também pode ser percebida em função de suas amplitudes. O MV apresenta-se com elevação média em torno de 600 m, enquanto o MC e o MF exibem cotas máximas em uma média de 800 m (Figura 31).

Figura 31 - Perfis geológicos da área de estudo.

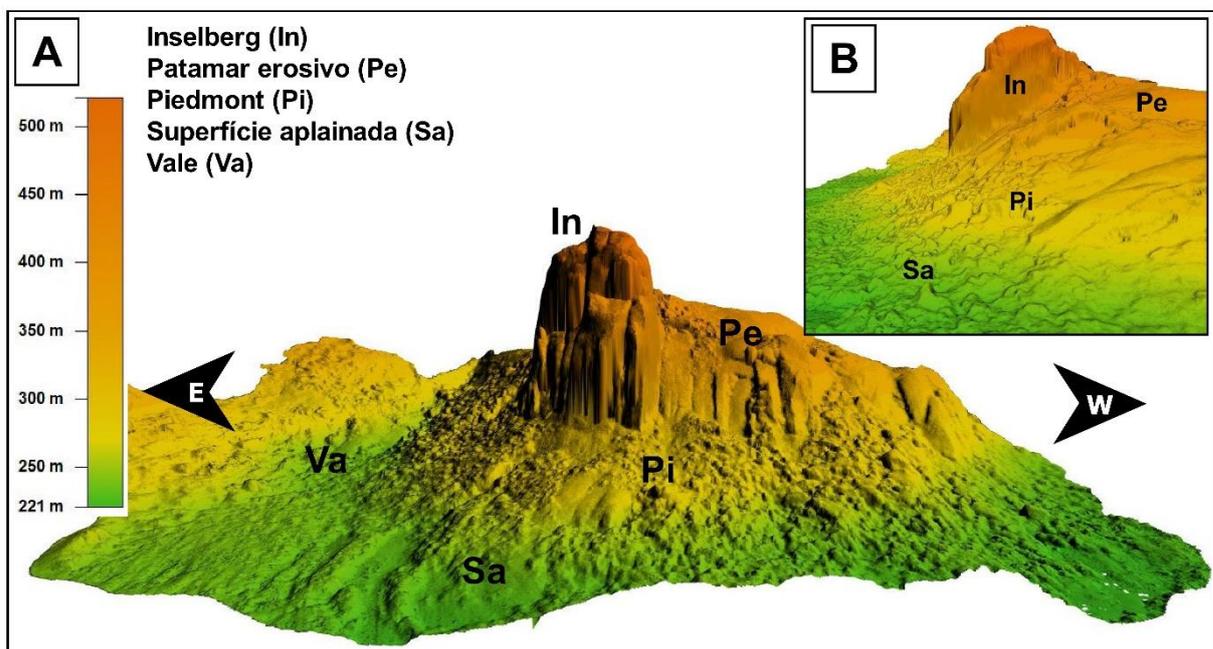


Fonte: Adaptado de Castro *et al.* (2014). A- Relação entre os Maciços Correntes (MC) e Feijão (MF). B- Relação entre os Maciços Correntes e Valentim (MV). C- Relação entre os Maciços Feijão e Correntes. Na imagem, FP significa foliação principal.

5.2 Geomorfológica da Pedra da Andorinha

A PA corresponde a um bornhardt alongado em forma de torre, desnudo, que possui uma altura de aproximadamente 200 m, com seu eixo inferior elevado a cerca de 150 m acima do nível de base local. O topo exibe a maior altitude a 520 m de elevação. As escarpas laterais são íngremes, com declividades em torno de 80°, coincidindo com as direções fraturamento preferenciais (Figura 32).

Figura 32 - Elevação e compartimentos geomorfológicos associados à Pedra da Andorinha.



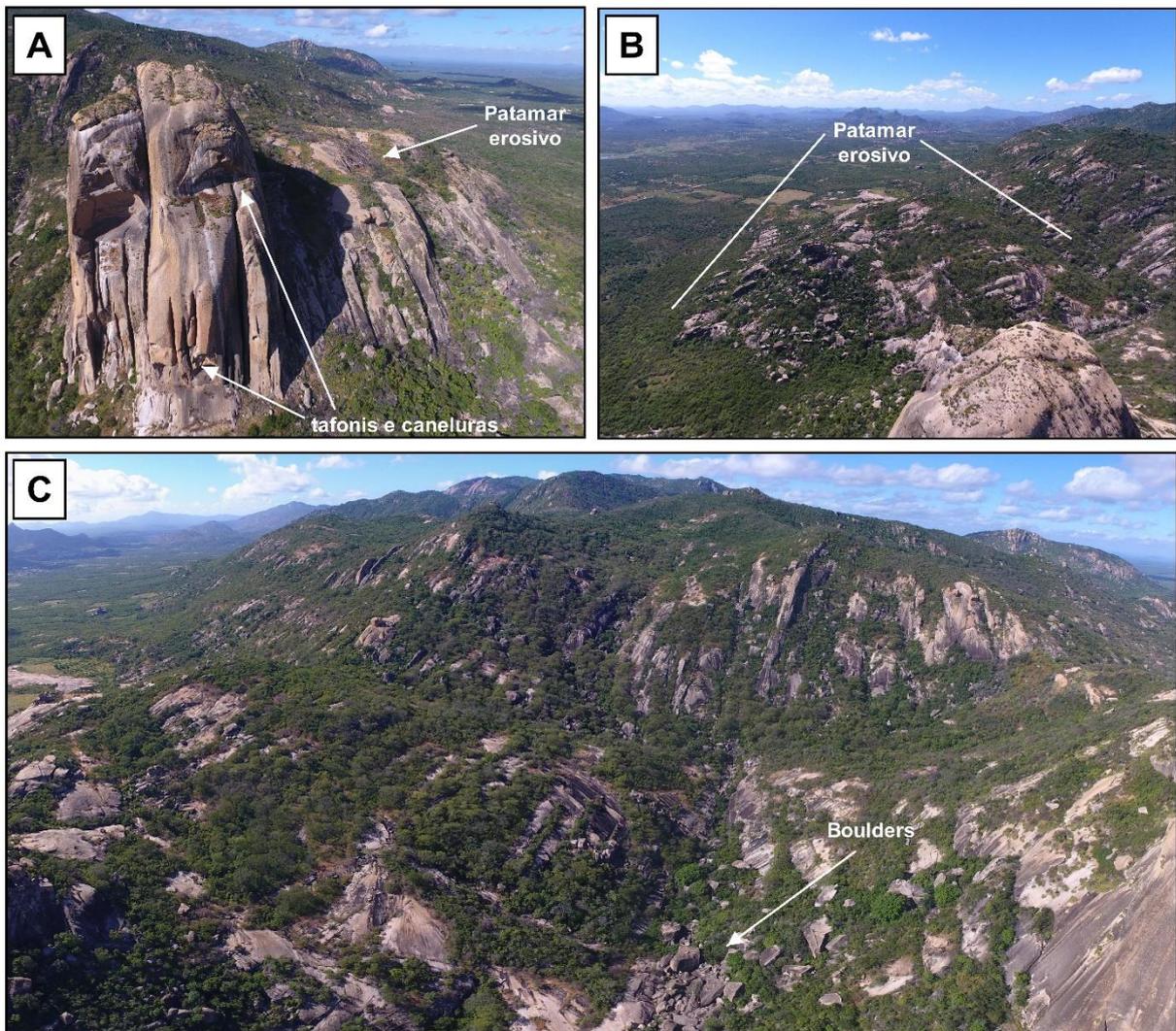
Fonte: Elaborado pelo autor. A- Visão frontal do inselberg. B- Visão de oeste para leste da PA.

Na escarpa setentrional, observa-se um conjunto de feições características de processos de meteorização química, como caneluras e tafonis (Figura 33 A). As caneluras frontais formam-se a partir de um grupamento de fraturas. Enquanto no topo ocorre a desagregação de placas por esfoliação, em sua escarpa meridional, um conjunto de blocos empilhados lembram feições do tipo tor em função de seu arranjo em sistemas de fraturas ortogonais, de baixo espaçamento.

Esse relevo aflora em um patamar erosivo semicôncavo, composto por bordas frontais denudadas em um arranjo similar a um teclado de piano, em virtude de um rígido set de fraturas que os seccionam (Figura 33 B). Seu limite a leste é disposto pelo Vale da Andorinha, que transpassa as vertentes setentrionais do Maciço Correntes, enquanto que um piedmont, de declividade entre 20° - 25°, margeia o restante de sua extensão. Essa rampa denota decaimento

acidentado e por vezes desnudado, estendendo-se até a superfície de aplainamento, repleto de feições aguçadas como boulders e tors. Alguns dessas feições de menor porte chegam a apresentar 5 m de diâmetro e arredondamento acentuado.

Figura 33 - Feições geomorfológicas da Pedra da Andorinha.



Fonte: Do autor, 2017. A- Destaque para as microformas da PA; B- Patamar erosivo a leste do vale, C- Vale da Andorinha.

Outro patamar erosivo, superior ao nível de base local, é verificado imediatamente a leste do Vale da Andorinha. Seu topo, semicôncavo, expõe uma diferença altimétrica de aproximadamente 50 m para a base da PA. Além disso, seu piedmont possui declividades mais baixas ($>20^\circ$) e uma maior concentração de feições saprolíticas in situ (Figura 33 B).

O vale da Andorinha, que divide esses patamares, condiciona o principal fluxo de escoamento da área (Figura 33 C). Em porções de maior profundidade, esse compartimento geomorfológico denota um aglomerado de boulders em arranjos parcialmente ortogonais acima das coberturas superficiais. Abaixo desses, cavidades são bem marcadas entre seus interstícios, configurando feições de dissolução características de condições epigênicas.

5.2.1 Trama de estruturas rúpteis

O levantamento de estruturas rúpteis revelou um total de 13698 descontinuidades (Figura 34 A), distribuídas de forma multidirecional. O padrão preferencial dessas estruturas é dominado por uma moda N10W, com um total de 1287, enquanto modas secundárias como N50-60W e N60-70E, apresentam quantidades em torno de 856 e 824, respectivamente. As estruturas a N10W correspondem principalmente a fraturas longas e bem pronunciadas (média de 17,9 m) em superfícies denudadas, que transpassam os patamares erosivos e adentram as áreas aplainadas. As demais descontinuidades são referentes a fraturas e juntas de menor extensão, muitas vezes ortogonais, que condicionam a morfologia de diversos boulders e tors no decorrer desses terrenos, principalmente nas vertentes.

Quanto à geometria dessas fraturas e suas condições genéticas, nota-se que as descontinuidades da moda N10W apresentam paralelismo rígido e baixa sinuosidade, característico de padrões de desenvolvimento primário em fase de resfriamento magmático (MIGÓN, 2006). Em contrapartida, com raras exceções nas modas N50-60W e N60-70W, as demais estruturas apresentam características de desenvolvimento secundário como curvaturas mais acentuadas e baixa precisão ortogonal.

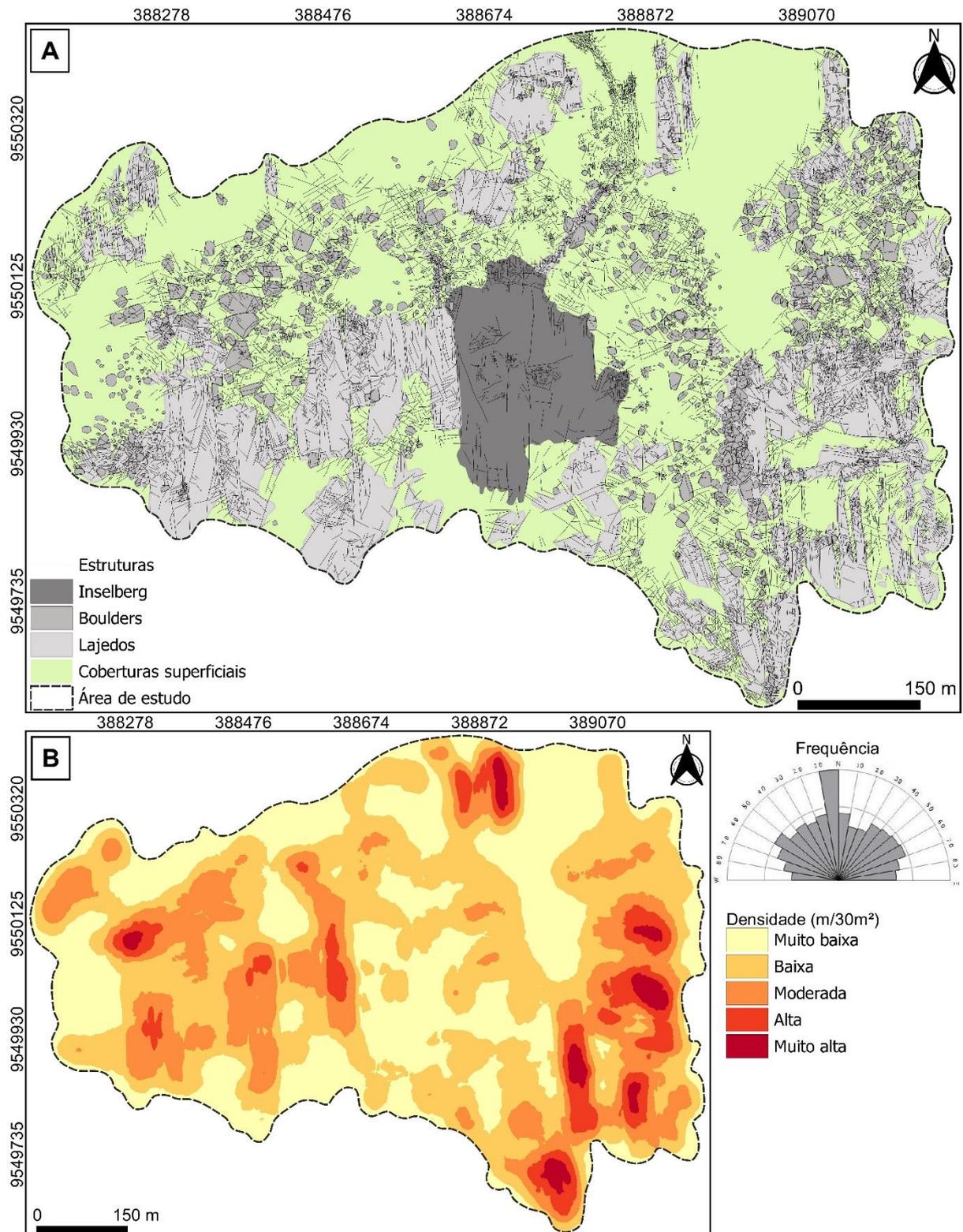
Avaliando a distribuição e o adensamento dessas estruturas (Figura 34 B), observa-se uma nítida distinção na concentração de fraturas nos compartimentos do relevo. As maiores taxas de densidade estrutural são verificadas no Vale da Andorinha, com prolongadas estruturas que condicionam o escoamento superficial da área.

Os patamares erosivos dispõem de densidades contrastantes, tendo em vista que a superfície a E do Vale da Andorinha denota maiores concentrações estruturais em relação ao patamar a W. Seus piedmonts também condizem com esse arranjo, com densidades moderadas a muito altas mais expressivas nas rampas a E do Vale.

Essa constatação condiz com a situação de coberturas superficiais presentes nesses relevos, de modo que, os horizontes intemperizados mascaram a presença de estruturas e dificultam sua identificação no piedmont marginal ao inselberg. As porções com densidades

altas a muito altas são verificadas em feições desnudas, como em relação ao decaimento do patamar a E.

Figura 34. Trama estrutural (A) da área de estudo e sua respectiva densidade (B).

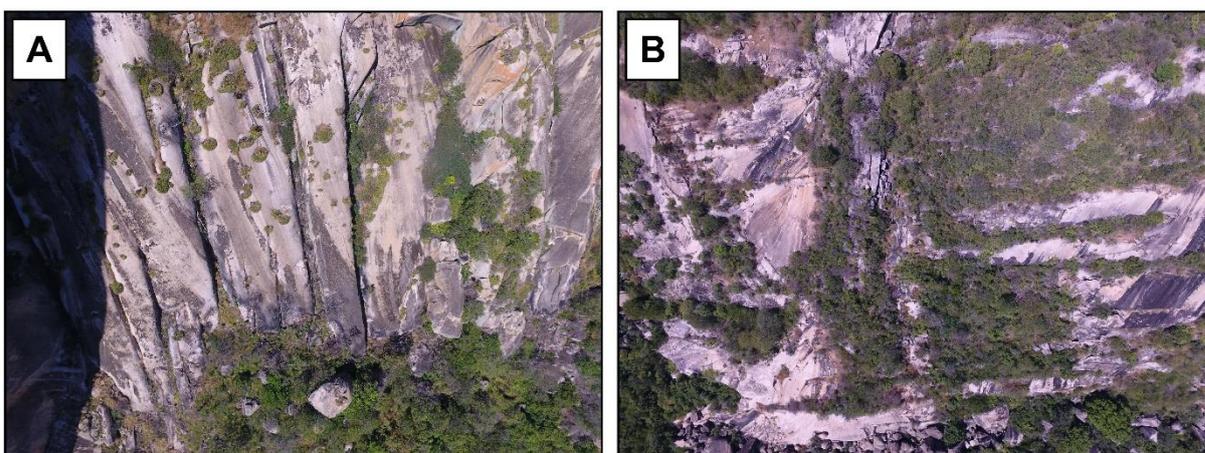


Fonte: Elaborado pelo autor.

O espaçamento entre as fraturas se dá de forma inversamente proporcional ao contexto topográfico analisado. Nas porções mais rebaixadas, o intervalo entre as estruturas é menor em comparação ao das áreas alçadas. Outro fator que impulsiona a diminuição na intercalação de estruturas é a geometria de propagação das mesmas, ao passo que estruturas curvilíneas denotam menor intercalação em oposição às descontinuidades de paralelismo rígido.

Em relação à abertura das fraturas, verifica-se que as estruturas de maior alargamento são encontradas nos patamares erosivos, preenchidas por material intemperizado. Seus interstícios possuem extensões com média de 5 a 7 m de abertura. Não foram encontrados em campo indícios de cinemática extensiva nessas fraturas, o que sugere um alargamento influenciado por dissolução e erosão (Figura 35). Em adição a essa informação, por vezes as paredes dessas fraturas resguardam baixa rugosidade, denotando sulcos erosivos ou caneluras.

Figura 35 - Alargamento de fraturas nas imediações da Pedra da Andorinha.



Fonte: Do autor, 2017. A- Fraturas que denotam aberturas de aproximadamente 2 m no patamar a oeste do Vale, B- Interstícios com 9 m de largura no patamar a leste do Vale.

O inselberg dispõe de uma densidade estrutural, em geral, muito baixa quando comparada com a área do entorno. As principais estruturas são vinculadas a caneluras na porção frontal da PA, todas com direcionamento N10W, além de uma junta de maior prolongamento que secciona o bloco principal. Como apontado anteriormente, juntas relacionadas a processos de esfoliação, são verificadas em seu topo em menor expressão e extensão em relação ao contexto exposto.

6. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO INSELBERG PEDRA DA ANDORINHA

6.1 Aspectos evolutivos gerais

As evidências de exumação saprolítica intensa, a alta concentração de lineamentos verificada e o alto gradiente de alteração, sugerem que esses terrenos evoluíram por meio de um duplo estágio de aplainamento. No entanto, alguns aspectos relevantes em relação ao modelo de evolução da área devem ser melhor explorados em virtude das condições paleoclimáticas e de dados relativos as taxas de denudação e erosão relatadas para a região.

Apesar das evidências de um duplo *front* de alteração, o clima atual da região, tropical quente semiárido, e as taxas de erosão das superfícies semiáridas não condizem com todos os critérios básicos propostos no modelo de Büdel (1957). Dessa forma, o processo de evolução desse relevo recorre a contextos plaeoclimáticos divergentes, ou seja, uma perspectiva de flutuações climáticas, como o modelo de Millot (1980).

Estudos paleoclimáticos do Cenozoico, no nordeste brasileiro, corroboram com a “planação climática”. Lima (2008), a partir de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês ricos em K e U-Th/He em goethitas, traça um perfil flutuações climáticas do Oligoceno ao Plioceno na PB Setentrional, indicando diversos picos quentes e úmidos nesse intervalo de 33 a 3,6 M.a. Pesquisas palinológicas com foco em épocas mais recentes (a partir do Pleistoceno) propõem alterações climáticas bruscas, com fortes precipitações e maior concentração de umidade na região (OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; PESSENDA *et al.*, 2004).

Dados referentes as taxas de erosão/denudação também atestam essas condições de evolução geomorfológica. Ovm (2012) descreve que as taxas mundiais de erosão, em diferentes cenários climáticos, variam de 2 a 50 m / M.a. Morais Neto *et al.* (2009) apontam que o embasamento cristalino da PB sofreu uma denudação em torno de 1 a 3 km. Morais Neto *et al.* (2012) apontou taxas de erosão menores que 20 m / M.a. para as superfícies erosivas sertanejas.

Dessa maneira, as baixas taxas de erosão da PB não condizem com uma denudação crustal tão acentuada ao pensarmos num modelo de duplo estágio de aplainamento com alternâncias sazonais em um clima semiárido. Assim, um quadro de flutuações climáticas durante o Cenozoico, justificaria a progressão do modelo de etchplanação e, conseqüentemente, o gradiente de dissecação imposto na área. Em síntese, as feições residuais verificadas no entorno de Taparuaba foram modeladas em condições climáticas divergentes das atuais, com umidade mais constante.

Dessa forma, esses relevos foram modelados em climas úmidos, com o intemperismo químico em maior regularidade, se aproveitando de condicionantes litoestruturais favoráveis ao rebaixamento do *front* de alteração. Em climas secos, a remoção do material alterado é facilitada, com isso, a exumação das feições granítico-migmatíticas foi promovida. Esse último estágio, corresponde ao quadro morfodinâmico verificado no clima atual.

Em função das disparidades nas fábricas minerais e na densidade de lineamentos morfoestruturais, o alçamento dos maciços granítico-diatexíticos foi concomitante ao aplainamento das superfícies adjacentes de primazia metatexítica. Twidale (2002) aponta que a etchplanação em litologias ígneo-netamórficas é intensificada pela densidade de estruturas rúpteis, predispondo planos de avanço intempérico mais constantes aos terrenos. Para Migoñ (2006) os padrões de estruturas rúpteis são essenciais para o processo de evolução de relevos graníticos, em virtude da atuação seletiva dos agentes químicos em pontos de maior predisposição ao aprofundamento do intemperismo. Em síntese, áreas mais deformadas possuem maior propensão ao rebaixamento.

Atestando o impacto do condicionamento estrutural nos processos de evolução geomorfológica de feições residuais, Romer (2005) observou que a distribuição de inselbergs no sudeste do Zimbábue, tinha relações com a discrepância na composição das litologias, entretanto, a fábrica mineral e os conjuntos de estruturas se sobrepunham como determinantes para o desenvolvimento dos relevos. Owen (2014) em estudos sobre Pães de açúcar brasileiros, na região de Pancas (ES), constatou que a individualização e evolução dessas feições foi subordinada ao arranjo de zonas de cisalhamento. Dautifeul *et al.* (2015), analisando superfícies de aplainamento no Vale do Rio Orange, sudeste Africano, verificou que etchplanos foram desenvolvidos em regiões com tramas estruturais mais densas, intensificando os mecanismos de alteração em condições epigênicas.

6.2 Condicionamento morfoestrutural da macrogeomorfologia de Taparuaba

A compartimentação geomorfológica no entorno de Taparuaba está intrinsicamente relacionada a densidade de lineamentos. A compatibilidade dos *trends* de lineamentos com o eixo compressivo decorrido no Neoproterozoico sugere que a trama estrutural dispõe de condicionamento morfotectônico.

Castro (2004) aponta que a vergência colisional neoproterozoica teve direcionamento NW-SE, com fluxo de magma de orientação similar, dado que as foliações migmatíticas (quartzo-feldspáticas) apresentam mergulho de baixo ângulo (20°) a N60-70W e

lineações minerais planares, em geral, dispostas a N50-80W. O mesmo autor descreve que as dobras regionais estão dispostas a NNE-SSW, aproximadamente perpendiculares ao sentido do empurrão tectônico. Isso posto, o arranjo colisional da Orogenia Brasileira indicou condições favoráveis para o desenvolvimento dos sets de lineamentos por liberação de esforços, marcados nas vertentes em padrões ortogonais de fraturamento (Figura 36).

Figura 36 – Tramas estruturais dos maciços.



Fonte: Do autor, 2017. A- Dobras marcadas por sistemas cruzados de juntas. B- Feições desnudadas controladas por juntas.

Segundo Kunz *et al.* (2009) estresses residuais podem ser preservados em minerais deformados durante um regime dúctil. Vidal Romani e Twidale (2005) ressaltam que esforços impostos em litologias ígneo-metamórficas desenvolvidas em orogenias, são confinados devido à baixa plasticidade de seus minerais abundantes, como o quartzo e o k-feldspato, ou seja, não são dissipados com facilidade.

Weinberger *et al.* (2010) estudando a formação de estruturas rúpteis em litologias anisotrópicas (xistos) constatou que na transição do regime dúctil para o rúptil, essas rochas liberaram constantemente os esforços gerados em etapas de dobramento regional. O resultado desse relaxamento de tensões condicionou a formação dos principais padrões estruturais segundo os eixos compressivos e extensivos estudados pelo autor.

Gudmundsson (2011), aponta que esforços transmitidos nas rochas intrusivas são

liberados ao passo que a crosta subjacente é erodida, produzindo sistemas de juntas ortogonais. O primeiro conjunto forma-se paralelo ao *strike* em σ_1 , enquanto que o segundo obedece a direção de alongamento em decorrência do relaxamento de tensão crustal no eixo σ_3 (OWEN, 2014). Diversos padrões diagonais são gerados de forma acessória em resposta ao alívio dos esforços compressivos e extensivos do sistema (PLUIJIN; MARSHAK, 2004).

A formação de zonas de cisalhamento transcorrentes em proximidade a contextos orogênicos intensifica as condições de deformação (TWIDALE, 1998). Conforme Dooley e Schreurs (2012), essas transcorrências conjugam estresses sintéticos e antitéticos a ruptura principal. À vista disso, novas propagações de tensões com a abertura de um cisalhamento regional, contribuem para o adensamento estrutural, em virtude das condições de predisposição a fragilidade das litologias intrusivas e sua exumação (OWEN, 2014).

Dentro desse contexto, a similaridade composicional das litologias estudadas, configuraram notória importância em relação à propagação de estresses em profundidade na crosta. A partir dos dados de Castro (2004) e Gomes (2006), constata-se que as rochas da região apresentam um enriquecimento em minerais félsicos como quartzo e k-feldspatos, em detrimento aos constituintes máficos como a biotita e a hornblenda. Essa condição estipula uma transmissão de tensão generalizada devido à baixa plasticidade dos minerais silicáticos primários, favorecendo a transmissão de esforços aproximadamente uniforme no decorrer dos terrenos no entorno de Taperuaba.

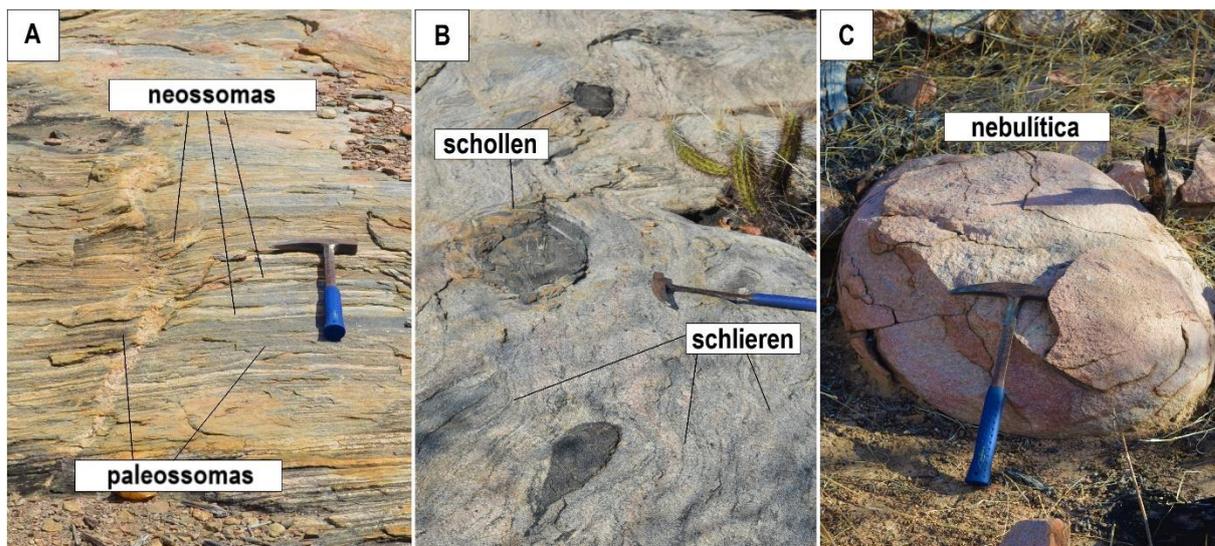
A propensão ao comportamento rúptil se estabelece de maneira singular de acordo com o arranjo da fábrica mineral analisada. Deformações frágeis são bem marcadas nas litologias graníticas da região (como no Maciço Correntes), entretanto, o arranjo da trama mineral não denota imponência significativa em relação ao comportamento rúptil das mesmas. Esses corpos isotrópicos denotam menos planos de fraqueza em comparação a rochas bandadas com anisotropia bem definida. Dessa maneira, as litologias graníticas apresentam densidades de lineamentos mais baixas e de maior espaçamento.

A fábrica dos metatexitos facilita o desenvolvimento de descontinuidades rúpteis pela clivagem entre seus bandamentos (Figura 37 A). No contato entre o paleossoma e o neossoma migmatítico, é procedido o fraturamento, em função de caminhos de fraqueza (clivagens) aproveitados pelas tensões em liberação. Dessa forma, as densidades de lineamentos tornam-se mais expressivas nessas litologias, de muito altas a altas.

No tocante dos diatexitos, os planos de fraqueza são mais escassos em comparação ao quadro metatexítico. Nessas rochas são encontradas fábricas minerais dos tipos *schlieren*, *schollen* e nebulítica (Figura 37 B e C), conforme os critérios de Sawyer (2008), geneticamente

relacionadas à reologia e mobilidade dos minerais. Geralmente apresenta-se enriquecimento em biotita nessas estruturas, chegando a portar alguma hornblenda agregada. Alinhamentos minerais do tipo *schlieren*, compõem acessos prioritários para esforços rúpteis nos diatexitos em contraposição aos de tramas nebulíticas, configuradas sem anisotropia prévia.

Figura 37 – Principais fábricas minerais da área de estudo.



Fonte: Do autor, 2017. A- Metatexitos de injeção. B- Estruturas schollen e schlieren. C- Fábrica nebulítica.

Em contrapartida, fábricas nebulíticas denotam isotropia ao arranjo mineral devido a avançada anatexia de suas fases (FETTES; DESMONS, 2007), incorporando ao corpo litológico uma estruturação rúptil caótica, similar ao comportamento do sienogranito correntes. Assim, os diatexitos denotam densidades moderadas a muito altas de lineamentos, em função da presença desses arranjos minerais, ou seja, em arranjos nebulíticos as fraturas ocorrem mais espaçadas, enquanto nas tramas schlieren os lineamentos são mais constantes e interconectados.

Nesse contexto, os terrenos da região assumem uma compartimentação geomorfológica condicionada estruturalmente, ao passo que a tipologia do relevo repercute no tipo de fábrica mineral e na densidade de lineamentos presentes (Tabela 2). Áreas com litologias metatexíticas denotam mais lineamentos rúpteis e conseqüentemente, expõem relevos mais rebaixados, como as planícies fluviais e a superfície aplainada. Porções do terreno que denotam litologias isotrópicas ou com escassez de bandamentos, apresentam menos lineamentos, portanto exibem morfologias montanhosas, como os maciços e as cristas.

Tabela 2 – Relação Rocha/Fábrica mineral/densidade de lineamentos/Feições.

Rocha	Trama mineral	Densidade	Feição de relevo	Cota (m)
Metatexito	Fases composicionais distintas arrançadas em bandamentos cromáticos rígidos	Muito alta a Alta	Superfícies aplainadas	130 - 200
Diatexito schilieren/schollen	Bandamentos insipientes de minerais máficos associados a enclaves de mesma composição	Alta a Moderada	Cristas e inselbergues	200 - 400
Diatexito nebulítico	Migmatitos isotrópicos com baixa concentração de minerais máficos	Moderada a Baixa	Maçiços Feijão e Valentim	< 400
Granito	Sienogranito isotrópico e xenomórfico	Moderada a Baixa	Maçiço Correntes	< 400

Fonte: Elaborado pelo autor.

6.2.1 Gênese das fraturas principais na Pedra da Andorinha

Em rochas graníticas, a gênese de fraturas é amplamente relacionada a: (i) perturbações termais no alojamento/resfriamento magmático; (ii) arcabouço tectônico regional; (iii) termoclastia; (iv) alívio de pressão litostática (VIDAL ROMANÌ; TWIDALE, 2005). Os dois primeiros mecanismos (i e ii) são atribuídos a fraturas de origem primária, enquanto os dois últimos (iii e iv) são relativos a descontinuidades secundárias (MIGÓN, 2006). A geometria, a extensão e a precisão no espaçamento das estruturas denotam pontos de distinção entre as fraturas primárias e secundárias.

Segundo Weinberger *et al.* (2010), o padrão sistemático paralelo a subparalelo em estruturas rúpteis, com prolongamentos a cima de 10 m transpassando litologias sem relativo controle topográfico, indica uma formação primária. Pluijin e Marshak (2004) apontam que a distinção das mesmas é verificada em arranjos de espaçamento rígido e de prolongamento contínuo, ou seja, que configuram um padrão nitidamente ordenado.

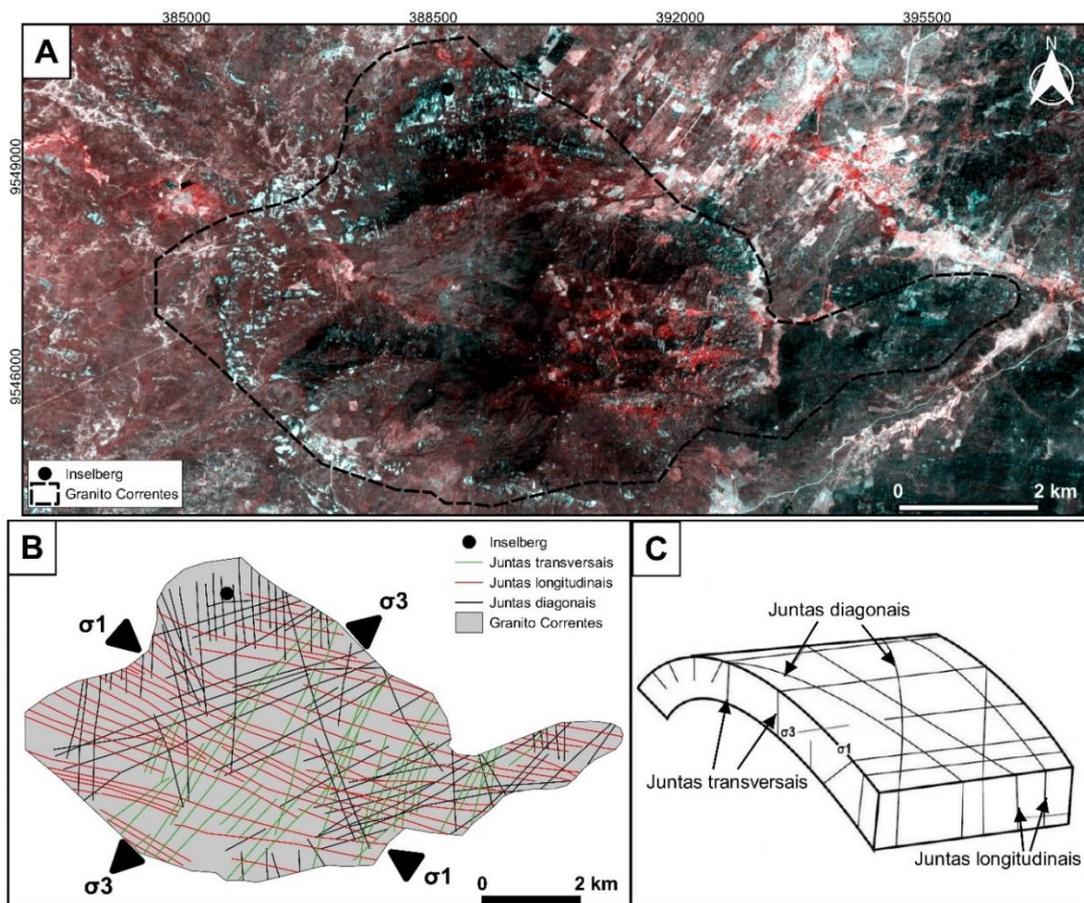
Em contrapartida, estruturas irregulares, com geometria curvilínea, curtos comprimentos, alta interconectividade e baixo espaçamento, são elencadas como fraturas de origem secundária (VIDAL ROMANÌ; TWIDALE, 2005). Essa última categoria ocorre em maior distribuição na borda de corpos graníticos, com feições em linhas radiais (SINGHAL; GHUPTA, 2010).

Dentro dessa proposta de classificação, o padrão predominante de estruturas (N10W) da área de estudo sugere uma ascendência primária, enquanto os demais arranjos condizem com conjuntos secundários (com predominância da esfoliação comandando a formação das rupturas auxiliares).

O contexto morfoestrutural regional compressivo apontado suporta a interpretação do fraturamento principal em condições genéticas primárias. Além disso, a própria reologia dos magmas atesta essa suposição. Segundo Gerla (1988), campos de tensões tectônicas modificam as condições de temperatura e pressão do magma em ascendência na crosta, originando juntas por contração com o resfriamento e exumação a atmosfera.

Correlacionando as orientações dos bandamentos de injeção quartzo-feldspáticos descritas por Castro (2004) e os dados morfoestruturais obtidos, observa-se uma relação angular e coaxial semelhante a classificação de juntas apontadas por Pluijin e Marshak (2004) para as estruturas que cortam o Maciço Correntes. As estruturas N10W da PA corresponderiam a um padrão de juntas diagonais no modelo descrito. Migoñ (2006) afirma que fraturas diagonais se formam em ângulos de aproximadamente 45° em relação ao fluxo magmático, subordinadas ao contexto de liberação de esforços regionais (Figura 38).

Figura 38 - Trama de lineamentos do Maciço Correntes.



Fonte: Elaborado pelo autor. A- Maciço Correntes; B- Lineamentos mapeados; C- Modelo proposto por Pluijin e Marshak (2004) para fraturamento em sistemas compressivos.

5.3 Avaliação dos controles litoestruturais locais

A composição e a textura mineral aumentaram a vulnerabilidade aos processos intempéricos do stock. Granitoides com alta propensão à desintegração granular exibem enriquecimento em minerais instáveis frente aos processos isovolumétricos, como o plagioclásio e a biotita (MAIA *et al.*, 2018). A textura fanerítica granular amplifica a permeabilidade dos granitos em razão da fábrica com baixa rigidez, alusiva aos tamanhos desproporcionais de seus minerais (PYE, 1986). A dissolução dos constituintes alteráveis torna-se mais eficiente, conseqüentemente, impulsionando o processo de intemperismo diferencial (MIGÓN, 2006). Nesse contexto, a litologia sienogranítica – com 18% de oligoclásios e 10% de biotita (GOMES, 2006) – favoreceu os mecanismos de downwearing.

Contudo, esse controle litológico, por si só, não explica o gradiente altimétrico diferenciado entre os patamares no entorno da PA, nem mesmo a posição anômala do inselberg em relação as vertentes do Maciço Correntes. As condições isotrópicas da fábrica e a faciologia uniforme não determinam contrastes espaciais aos mecanismos de aplainamento, ou seja, não ocasionam oscilações morfológicas condizentes com o contexto da PA.

Romer (2005) aponta que a composição e a textura mineral subordinam o estado de resistência dos relevos graníticos, porém, fatores como a densidade de fraturas facilmente sobrepõem-se como condicionantes morfogenéticos. Migoñ (2006) ressalta que a influência petrológica na diferenciação de feições em granitos é comprovadamente menor em relação às propriedades mecânicas relativas ao comportamento rúptil. Em outras palavras, a correlação da composição mineral e os processos exógenos auxiliam na compreensão evolutiva dos inselbergs, entretanto, a distribuição de fraturas denota maior impacto sobre sua morfologia.

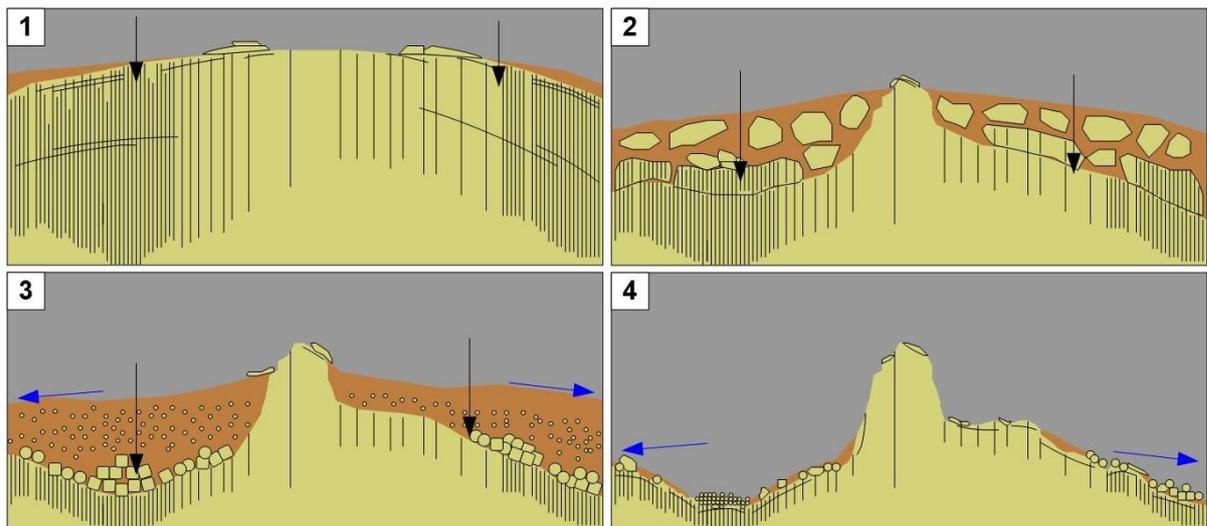
Nesse âmbito, os dados indicam que o inselberg foi subordinado ao controle estrutural ocasionado pela variação na densidade de fraturamento. A fábrica e a textura mineral são responsáveis pelo comportamento litológico frente ao intemperismo; contudo, a disposição das estruturas conforma linhas de fraqueza que facilitam o progresso da meteorização e conseqüentemente, influenciam os processos de aplainamento.

Twidale (1980) aponta que os inselbergs advêm de compartimentos de baixa densidade de fraturas em relação as superfícies adjacentes. O acesso de água torna-se limitado nas porções menos fraturadas. O caso oposto ocorre nas parcelas com alta concentração de fraturas, onde o intemperismo é aprofundado (TWIDALE, 2002). Dessa forma, a diferenciação dessas feições será conformada pela distribuição das descontinuidades, que ocasionaram aumento do nível freático em parcelas específicas do granitoide em confinamento.

5.4 Modelo de evolução da Pedra da Andorinha

A densidade de fraturas beneficiou a atuação do intemperismo químico, ao passo que esses compartimentos deformados denotaram mais planos de percolação, aumentando a permeabilidade do granitoide. Com a coesão litológica diminuída, os processos de decomposição mineral expressaram maior eficácia, aprofundando o front de alteração. O granitoide passou por intensas fases pedogenéticas, manifestadas por condições climáticas úmidas associadas a momentos de estabilidade tectônica. Após esse estágio isovolumétrico, a exumação dos relevos basais foi impulsionada nas etapas de lavagem. As condições secas, intensificaram a ação do escoamento, alçando as feições saprolíticas e consequentemente e rebaixando o nível de base local (Figura 39).

Figura 39 - Etapas evolutivas da Pedra Andorinha.



Fonte: Elaborado pelo autor. Em 1 e 2 processos de aprofundamento intempérico em climas úmidos (setas pretas indicando a eluviação de água). Em 3 e 4 a erosão diferencial em climas secos (setas azuis indicando erosão linear).

Na fase isovolumétrica do aplainamento, o bloco que corresponde à PA sofreu menos efeitos do intemperismo epigênico pela baixa concentração de juntas. Dessa forma, o inselberg foi exumado como um core de resistência aos processos químicos e mecânicos diferenciais. A desnudação e o rebaixamento do nível de base influenciaram a preservação de sua morfologia em exposição a atmosfera.

Segundo Bremer (1993), rochas desnudas dificultam os processos intempéricos por impossibilitarem o acúmulo de umidade. Esse fato se relaciona a morfologia e o aspecto seco dessas rochas, propiciando o escoamento de água para porções adjacentes (TWIDALE; BOURNE, 1975). Assim, a PA foi alçada em detrimento ao seu entorno que denotava alta densidade de fraturas e maior constância do intemperismo químico devido ao escoamento de água nos seus escarpamentos íngremes.

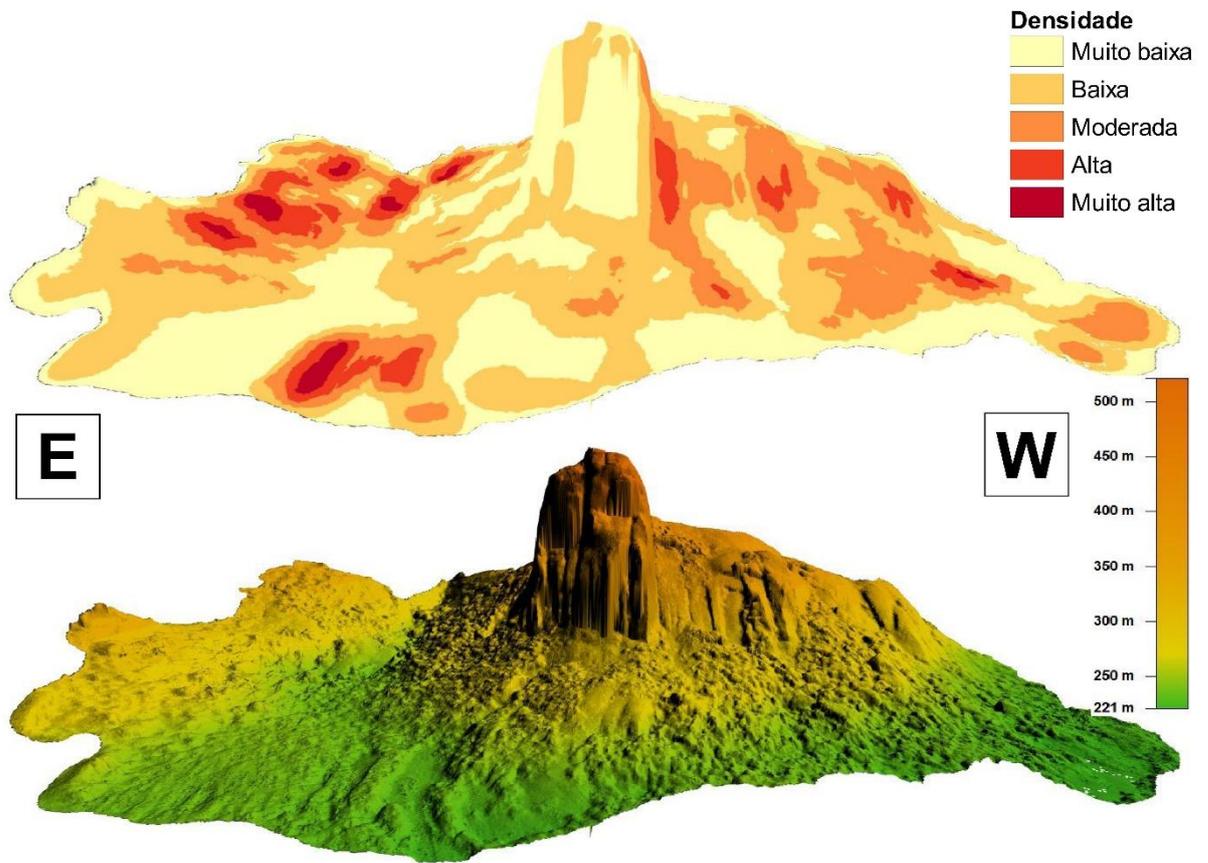
Comparando os patamares erosivos, percebe-se que o intemperismo diferencial atuou com maior intensidade no que se encontra a leste do vale, em função da maior quantidade de estruturas verificadas em sua superfície (Figura 40). A diferença altimétrica, as condições de denudação e a profundidade do manto intempérico em cada uma dessas superfícies torna evidente o condicionamento imposto, ao passo que esse compartimento exibiu maior concentração de feições saprolíticas em relação ao patamar a oeste do vale.

Apesar da manutenção do relevo principal, algumas das microformas frontais da PA são relacionadas a processos intempéricos em condições subaéreas. As caneluras marcadas na porção frontal do inselberg parecem ter sido promovidas pela ação intempérica nas juntas em condições subsuperficiais. Em contrapartida, a formação dos *tafonis* e marmitas está provavelmente subordinada ao mecanismo de esfoliação, decorrente da exumação desse relevo. Nessa lógica, as fraturas secundárias acima das cavidades foram percoladas por água.

A eluviação nessas discontinuidades propiciou condições favoráveis a dissolução mineral. A desintegração granular promoveu o destacamento de blocos com faces alteradas, sendo colapsados por ação gravitacional devido a condição altimétrica do inselberg. Os novos desníveis implantados com o desenvolvimento dos *tafonis* permitiram acúmulo de umidade, concedendo meio favorável para a formação de feições côncavas relacionadas ao ataque químico nos minerais, as marmitas. A morfologia dos piedmonts também dispõe de influência sobre maneira destas avenidas de fragilidade. A ampla concentração de boulders e a baixa declividade dessas rampas corrobora com as circunstâncias de extrema intemperização e elevada erosão promovidas.

A abertura do vale evoca um condicionamento promovido pela alta concentração de estruturas nesse setor (Figura 40). Por consequência, a pressão hidrostática desenvolvida na base do nível freático dispunha de altas concentrações de planos de fraqueza, que beneficiaram o alargamento das fissuras e o aprofundamento de entalhe desse vale em função do desgaste da rocha fresca. Na seguinte fase de aplainamento, com a alteração nível de base pela ação erosiva, a aglomeração de boulders, encontrados nesse vale, foram expostos a superfície, resguardando a organização de sua trama estrutural, com blocos arranjados em sistemas ortogonais.

Figura 40 - Relação da Densidade de estruturas e as características geomorfológicas da Pedra da Andorinha.



Fonte: Elaborado pelo autor.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os terrenos de Taperuaba expõem um expressivo condicionamento estrutural em virtude de sua trama de lineamentos apresentar forte relação com sua configuração morfotectônica. Os *trends* principais de lineamentos rúpteis e dúcteis - WNW-ESSE e NNE-SSW - atestam essa informação, ao passo que foliações, lineações minerais, cristas, dobras regionais, fraturas e juntas, em maioria, condizem com o eixo compressivo regional imposto na Orogenia Brasileira.

As fábricas também impõem controle sobre a compartimentação geomorfológica da área, em virtude da predisposição diferenciada ao comportamento rúptil. Dessa forma, litologias isotrópicas fraturam menos e, portanto, possuem menos setores de fraqueza e maiores cotas altimétricas (maciços, cristas e inselbergs). Em contrapartida, rochas anisotrópicas são mais frágeis a esforços de desagregação, expondo rochas mais fraturadas e relevos mais aplainados (superfície de aplainamento e planícies fluviais).

A Pedra da Andorinha foi influenciada por esse contexto evolutivo morfoestrutural, em razão de sua configuração espacial, pelo gradiente de alteração promovido em suas imediações e pelas características de sua morfologia. A condição anômala desse relevo decorre do conjunto de fraturas principais – N10W – que transpassam as vertentes na porção setentrional do maciço Correntes. A densidade diferenciada dessas discontinuidades favoreceu os processos de intemperismo diferencial em áreas prioritárias. Nessa lógica, o inselberg corresponde a um *core* de maior coesão, conseqüentemente, uma porção de maior resistência aos mecanismos de aplainamento.

Porções de maior densidade de fraturas sofreram com mais intensidade os processos de duplo *front* de alteração. A grande concentração de fraturas favoreceu mais planos de fraqueza ao aprofundamento intempérico em detrimento ao bloco correspondente ao inselberg. Por terem sido mais meteorizadas, essas porções do terreno denotaram maior propensão a dissecação nos estágios de lavagem.

Destaca-se que os compartimentos de relevos locais nas imediações do inselberg também atestam esse condicionamento morfoestrutural. A diferença de densidade de fraturas favoreceu a modelagem distinta dos patamares erosivos e a abertura do Vale da Andorinha, na porção setentrional do maciço Correntes. Conseqüente, a formação das rampas colúvio-aluviais (*pedmonts*), foi promovida com a remoção das camadas regolíticas.

Nesse contexto, verifica-se que em ambas as escalas de análise, os relevos respondem pelas variações na densidade de descontinuidades. Apesar do fator litológico ser preponderante para o desenvolvimento dos compartimentos geomorfológicos principais, em nível local, o que se verifica é uma baixa variedade faciológica e conseqüentemente menor implicação no desenvolvimento de feições.

Apesar dos modelos clássicos propostos para o Nordeste brasileiro, sobretudo no Ceará, as significativas evidências de meteorização química, os inúmeros relevos saprolíticos exumados, as taxas de erosão regional e o quadro de alterações climáticas documentadas para o quaternário, enquadram os terrenos no entorno de Taperuaba como um etchplano amplamente denudado que vem sendo trabalhado desde o neoproterozóico. Portanto, esse quadro geomorfológico seria melhor enquadrado no modelo de aplainamento por mudanças climáticas.

Vale ser ressaltado que o enfoque desse estudo buscou identificar os condicionantes que atuaram na evolução da área de estudo e principalmente no inselberg. Com isso, a proposição do modelo evolutivo embasa as interpretações desse trabalho, mas demanda uma série de estudos de maior especificidade, como taxas de denudação/erosão do substrato granítico-metatexítico, paleoclimas locais e condições hidrogeológicas. Nesse sentido, a discussão em torno dos modelos de aplainamento toma plano de fundo nessas discussões.

Diante dessa situação geomorfológica, enfatiza-se que o condicionamento estrutural de Taperuaba propôs campo fértil para estudos em diversas frentes. A rica diversidade de feições epigênicas verificadas nos maciços da região, demandam um estudo específico em relação ao papel da interconectividade das fraturas em seu desenvolvimento. A dinâmica fluvial também compõe o quadro de futuras pesquisas para a área, em razão da enorme quantidade de capturas e anomalias fluviais verificadas na região.

Portanto, salienta-se que o inselberg Pedra da Andorinha é um expressivo exemplar de relevo morfoestrutural da região e que denota fortes indícios para a discussão dos modelos de aplainamento no Nordeste. Nesse viés, o presente trabalho também busca atender os futuros pesquisadores para a importância de averiguações nessa escala de detalhe e sua viabilidade em função das novas ferramentas geotecnológicas. Essas contribuições denotaram fundamental importância para o entendimento de contextos mais amplos, como as superfícies erosivas sertanejas, além de fomentarem maior produção de dados morfoestruturais.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 4/5, p. 94-110, 1961.
- ADAMS, G. **Planation surfaces**. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975.
- AGUIAR JÚNIOR, P. **A cidade e o rio: produção do espaço urbano em Sobral-Ceará**. 2005. 143 p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) Programa de Pós-graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.
- ALMEIDA, A.R. **Petrologia e Aspectos Tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim - CE**. 1995. 279 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1995.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 7, p. 349-364, 1977.
- ALVES, R. S.; BARRETO, A. M. F.; BARBOSA, M. R. V. Aspectos tafonômicos no depósito de mamíferos pleistocênicos de Brejo de Madre de Deus. **Estudos Geológicos**, v. 17, p. 114-122, 2007.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, p. 559-578, 2015.
- AMARO, V. E. **Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterólicas**. 1998. 393 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- ANDRADES FILHO, C. D. O. **Análise Morfoestrutural da Porção Central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 176 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- ANDRADES FILHO, C.O.; ROSSETTI, D.F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058-1077, 2012.
- ARAÚJO, C. E. G. de; COSTA, F. G.; PINÉO, T. R. G.; CAVALCANTE, J. C.; MOURA, C. A. V. Geochemistry and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. n. 33, p. 21–33, 2012.
- ARAÚJO, C. E. G. de; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, p. 157-168, 2014a.

ARAÚJO, C. E. G. de; CORDANI, U. G.; WEINBERG, R. F.; BASEI, M. A. S.; 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**, n. 202–203, p. 167–189, 2014b.

ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (domínio Ceará central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 170 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000.

BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003, v. 3, 1436 p.

BREMER, H. Etchplanation, review and comments of Budel's model. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 92, p. 189–200, 1993.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In*: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Orgs.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000, p. 151-182.

BÜDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. **Geomorphology**, v. 1, p. 201–228, 1957.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. New Jersey: Princeton University Press, 1982. 326 p.

BUENO, J. F.; OLIVEIRA, E. P.; MCNAUGHTON, N.; LAUX, J. H. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. **Gondwana Research**, v. 15, p. 86–97, 2009.

CABY, R.; ARTHAUD, M. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. **Geology**, v. 14, p. 871–874, 1986.

CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, C. R. Lithologic and climatic convergence in granite morphology. **Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, Coriña, v. 20, p. 381- 403, 1995.

CAMPBELL, E. M. Granite landforms. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 80, n. 3, p. 101-112, 1997.

CARACRISTI, I. Estudo Integrado do Clima da Região do Médio Curso do Rio Acaraú: uma análise geográfica do clima local. **Revista Essentia**, n. 1, p. 15-26, 2000.

CASTRO, N.A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 221 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CASTRO, N. A.; OSAKO, L. S.; SIMÕES, L. Folha SB.24-V-B-II Taperuaba. Fortaleza: CPRM, 2014. Mapa color., 69cm x 98cm. Mapa geológico. Escala 1:100.000. **Programa Geologia do Brasil – PGB.**

CLAUDINO-SALES, V. **Megageomorfologia do Estado do Ceará: história da paisagem geomorfológica.** Saarbrücken: Novas Edições Acadêmicas, 2016. 68 f.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil.** 2001. 386 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.

CORSINI, M.; FIGUEIREDO, L. L. D.; CABY, R.; FE'RAUD, G.; RUFFET, G.; V. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ analysis. **Tectonophysics**, v. 285, p. 103–117, 1998.

COUTO, E. V.; FORTES, E.; FERREIRA, J. H. D. Índices geomorfológicos aplicados a análise morfoestrutural da zona de falha do rio Alonzo - PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, p. 287-297, 2014.

CUNHA, F. S. D. S. **Condicionamento estrutural das zonas de cisalhamento da região de Forquilha, Domínio Ceará Central: uma abordagem integrada de sensoriamento remoto e geologia estrutural.** 2004. 174 p. Tese (Doutorado em Geofísica e Geodinâmica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

DAŃSKI, M.; ZMARZ, A.; PABJANEK, P.; KORCZAK-ABSHIRE, M.; KARSZNIA, I.; CHWEDORZEWSKA, K. J. UAV-based detection and spatial analyses of periglacial landforms on Demay Point (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica), **Geomorphology**, v. 290, p. 29-38, 2017.

DAUTEUIL, O.; BESSIN, P.; GUILLOCHEAU, F. Topographic growth around the Orange River valley, southern Africa: A Cenozoic record of crustal deformation and climatic change. **Geomorphology**, v. 233, p. 5-19, 2015.

DECKER, J. E.; NIEDERMANN, S.; WIT, M. J. De. Climatically influenced denudation rates of the southern African plateau: Clues to solving a geomorphic paradox. **Geomorphology**, v. 190, p. 48-60, 2013.

DOOLEY, T.P.; SCHREURS, G. Analogue modelling of intraplate strikeslip tectonics: a review and new experimental results. **Tectonophysics**, n. 574–575, p. 31–71, 2012.

EBERT, K.; HÄTTESTRAND, C. The impact of Quaternary glaciations on inselbergs in northern Sweden. **Geomorphology**, v. 115, n. 1, p. 56-66, 2010.

EBERT, K.; HÄTTESTRAND, C.; HALL, A. M.; ALM, G. DEM identification of macroscale stepped relief in arctic northern Sweden. **Geomorphology**, v. 132, n. 3–4, p. 339-350, 2011.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISAS AGROPECUÁRIAS (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos.** 2. ed. Brasília: Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias, 2006. 306 p.

ERICSON, K.; MIGNÓN, P.; OVMO, M. Fractures and drainage in the granite mountainous area: A study from Sierra Nevada, USA. **Geomorphology**, v. 64, n. 1–2, 2005, p. 97-116, 2005.

FETTER, A. H.; SCHMUS, W. R. V.; SANTOS, T. J. S.; NETO, J. N. N.; ARTHAUD, M. H. 4 UPb 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 Supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 102-106, 2000.

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

FETTES, D., DESMONS, J. **Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007, 244 p.

FOSSEN, H. **Structural Geology**. New York: Cambridge University Press, 2010. 480 p.

GAD, S.; KUSKY, T. ASTER spectral ratioing for lithological mapping in the Arabian–Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt. **Gondwana Research**, v. 11, p. 326–335, 2007.

GERLA, P. J. Stress and fracture evolution in a cooling pluton: An example from the Diamond Joe stock, western Arizona, U.S.A. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 34, n. 3–4, p. 267-282, 1988.

GOMES, I. P. **Caracterização petrográfica e petroquímica dos granitos tardi e póstectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil**. 2006. 219 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2006.

GUDMUNDSSON, A. **Rock Fractures in Geological Processes**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 356p.

HOBBS, R. S. Lineaments of the Atlantic border region. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 15, p. 483-506, 1904.

HUGENHOLTZ, C. H.; WHITEHEAD, K.; BROWN O. W.; BARCHYN T. E.; MOORMAN B. J.; LECLAIR A.; RIDDELL K.; HAMILTON T. Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. **Geomorphology** v. 194, p. 16-24, 2013.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. 2. ed. Londres: Taylor & Francis, 2007. 483 p.

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

JERRAM, D., PETFORD, N. **Descrição de Rochas Ígneas. Guia Geológico de Campo.** São Paulo: Bookman, 2014, 280 p.

JÚNIOR, M. Pedra da Andorinha é opção de turismo e estudos científicos. **Diário do Nordeste.** Fortaleza, 21 de Maio de 2017. Disponível em: <<http://diariodonordeste.verdesmares.com.br/cadernos/regional/pedra-da-andorinha-e-opcao-de-turismo-e-estudos-cientificos-1.1838920>>. Acesso em: 18/01/2018.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Geological Society of America Bulletin.** v. 64, p. 721-752, 1953.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia,** v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KRÖNER, A.; CORDANI, U. G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics,** v. 375, p. 325-352, 2003.

KUNZ, M.; CHEN, K.; TAMURA, N.; WENK, H. R. Evidence for residual elastic strain in deformed natural quartz. **American Mineralogist,** v. 94, p. 1059-1062, 2009.

LIMA, M. D. G. **A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas.** 2008. 594 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LOPES, D. P.; COSTA, B. M. G. Gestão Ambiental: o caso da unidade de conservação refúgio de vida silvestre pedra da andorinha. *In:* CONGRESSO INTERNACIONAL DE ADMINISTRAÇÃO, 2017, Ponta Grossa. **Anais...** Paraná: Universidade Estadual de Ponta Grossa, 2017. Disponível em: <<http://www.admpg.com.br/2017/selecionados.php>>. Acesso em: 8 abr. 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Revista Mercator.** n. 13, p. 127-141, 2014.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M.A.L.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, H.S.; MEIRELES, A.J.A.; ROTHIS, L.M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá – NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** n. 16, v. 2, 2015.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos Graníticos do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 19, n. 2, 2018.

MATHER, P. M. **Computer processing of remotely-sensed images – an introduction.** Midsomer Norton: Wiley, 1999. 292 p.

MATMON, A; MUSHKIN, Y; ENZEL, T; GRODEK, ASTER, T. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. **Geomorphology,** Amsterdam, v. 201, p. 52-59, 2013.

MATMON, A.; ENZEL, Y.; VAINER, S.; GRODEK, T.; MUSHKIN, A. The near steady state landscape of western Namibia. **Geomorphology,** v. 313, p. 72-87, 2018.

- MEDEIROS, E. L. M. **Geologia e Geocronologia do Complexo Santa Izabel na região de Urandi, Bahia**. 2013. 189 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.
- MEHNERT, K. R. **Migmatites and the Origin of Granitic Rocks**. London: Elsevier Amsterdam, 1968. 203 p.
- MELO, M. L. D. E MARENGO, J. A. 2008. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. **The Holocene**, v. 18, n. 4, p. 501-516, 2008.
- MIGÓN, P. The geological control, origin and significance of inselbergs in the Sudetes, NE Bohemian Massif, central Europe. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 41, p. 45 –66, 1997.
- MIGÓN, P.; GOUDIE, A. Granite Landforms of the Central Namib. **Acta Universitatis Carolinae Geographica**, v. 35 (Supplementum), p. 17-38, 2000.
- MIGÓN, P. Structural control in the evolution of granite landscape. **Acta Universitatis Carolinae, Geographica**, v. 34, p 19–32, 2004.
- MIGÓN, P. **Granite Landscapes of the World**. 1 ed. England: Oxford University Press, 2006. 416 p.
- MILEN, A. F ; CARACRISTI, I. ; MONTELES, W. . Caracterização geoambiental da Unidade de Conservação Refúgio de Vida Silvestre Pedra da Andorinha. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 2, p. 1191-1200, 2016.
- MILLOT, G. Géochemie de la surface et formes du relief. **Société Géologie Bulletin**, Paris, v. 30, n. 4, p. D229-D233, 1977.
- MILLOT, G. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. **Mém. ORSTOM, Societé. Géologique de France.**, Spécial. Publication. 10, p. 295-305, 1980.
- MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 2., 1982, São Paulo. **Anais...** Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Jounal South America Earth Science**, v. 15, p. 183–198, 2012.
- MONTEIRO, K. D. A. **Superfícies de aplainamento e morfogênese da bacia do rio tracunhaem, Pernambuco**. 2010. 126 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, p. 1070–1086, 2009.

MORAIS NETO, J. M.; VASCONCELOS, P. M.; STONE, J.; LIMA, M. D. Denudation patterns in the Borborema Province, northeastern Brazil: constraints from cosmogenic ^{10}Be isotope analysis. In: **34th International Geological Congress**, 2012, Brisbane. Proceedings of the 34th IGC, 2012. v. CD. p. 2722.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003, p. 335-364.

MOURA, P. E. F. **Evolução geomorfológica do relevo cárstico do município de Martins-Rio Grande do Norte**. 2017. 161 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.

NEPOMUCENO, F. A. A.; NEPOMUCENO, I. V.; SANTOS, F. D. S.; RAMOS, D. B.; PEREIRA, M.; SOUZA, E. B. DE. Leguminosae na Unidade de Conservação Refúgio de Vida Silvestre Pedra da Andorinha, Sobral, Ceará, Brasil. In: IV SIMPÓSIO CONHECENDO A CAATINGA DESVENDANDO AS RIQUEZAS DO NORDESTE, 2016. Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: Universidade Estadual do Ceará, 2016. Disponível em: <<https://dspace.uevora.pt/rdpc/handle/10174/19550>>. Acesso em: 8 de abr. 2017.

NIMER E. Clima. In: GOLDENBERG, C. (Org.). **Geografia do Brasil: Região Nordeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 1997, p. 47-84.

NOLÊTO, T. M. S. de J. **Suscetibilidade Geoambiental das Terras Secas da Microrregião de Sobral/Ce à desertificação**. 2005. 145 p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) - Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

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**, v. 87, p. 1.463-1.469, 1976.

OLIVEIRA, P. E. D.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology e Palaeoecology**, v. 152, p. 319-337, 1999.

OLIVEIRA, D. B.; MORENO, R. S.; MIRANDA, D. J.; RIBEIRO, C. S.; SEOANE, J. C. S. 2009. Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em área ao norte do Rio Doce, ES. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14, 2009. Natal: **Anais...** UFRN, 2003. p. 4157-4163.

OVMO, G. **Review of denudation processes and quantification of weathering and erosion rates at a 0.1 to 1 Ma time scale**. Technical Report TR-09-18 University of Gothenburg ISSN1404-0344, 2010.

OWEN, S. C. **Geological Origins of Sugarloaf Mountains In Eastern Brazil And Their Environmental Significance As Refugia For The Mata Atlantica Rainforest**. Tese (Doutorado em Geologia e Geografia) – Departamento de Geologia, Universidade de Leicester, Leicester, 2014. 356 p.

PEDRAZA, J.; SANZ, M. A.; MARTÍN, A. **Formas graníticas de la Pedriza**. Madrid: Comunidad de Madrid, Agencia de Medio Ambiente. 1989. 213 p.

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S., GOUVEIA, S. E. M.; BENDASSOLI, J. A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T. C.; SILVA, V. F. Dynamics of forest-savanna ecotone from Late Pleistocene in the Barreirinhas region, state of Maranhão, northeastern Brazil, using the carbon isotopes of soil organic matter. In **International Conference on Isotopes, 4, Cape Town: NECSA**. P.48. Disponível em: <<http://www.cena.usp.br/labs/C14/Periodicos/Internacionais/>>. Acesso em: 16 de out. de 2017.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Revista Mercator**, v. 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the Northern Brazilian Nordeste: Constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 3, p. 89-122, 2004.

PLUIJM, V. D. B. A.; MARSHAK, S. **Earth Structure**. 2. ed. London: Norton Publ. House, 2004, 432 p.

PYE, K. Mineralogical and textural controls on the weathering of granitoid rocks. **Catena**, v. 13, p. 47-57, 1986.

RAHARIMAHEFA, T.; KUSKY, T. M. Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. **Gondwana Research**, v. 15, n. 1, p. 14-27, 2009.

RÖMER, W. The distribution of inselbergs and their relationship to geomorphological, structural and lithological controls in Southern Zimbabwe. **Geomorphology**, v. 72, p. 156 - 176, 2005.

RÖMER, W. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in Southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. **Geomorphology**, v. 86, p. 349-368, 2007.

RÖMER, W. Multiple planation surfaces in basement regions: Implications for the reconstruction of periods of denudation and uplift in southern Zimbabwe, **Geomorphology**, v. 114, n. 3, p.199-212, 2010.

SABINS JR. F. F. **Remote Sensing: Principles and interpretation**. San Francisco: Freeman, 1978. 464p.

SALGADO, A. A. R. **Estudo da evolução do relevo do quadrilátero ferrífero, MG – Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais**. 2006. 125 p. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: Antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, p. 64-78, 2007.

SANTOS, T. J. S. D.; GARCIA, M. D. G. M.; AMARAL, W. S.; CABY, R.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M. H.; DANTAS, E. L.; SANTOS H. M. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west gondwana. **Gondwana Research**, v. 15, n. 3/4, p. 454-470, 2009.

SANTOS, J. M. D.; SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido - Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia de Recife**, v. 27, n. 1, p. 236-247, 2010.

SOUZA, M. J. N. D. Bases naturais e esboço do zoneamento geoambiental do Estado do Ceará. In: LIMA, Luiz Cruz (Org.). **Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará**. Fortaleza: FUNECE, 2000. p. 127-140.

SOUZA, M. J. N. D.; OLIVEIRA, V. P. V. D. Os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do Nordeste brasileiro. **Mercator**, v. 5, n. 9, p. 85-102, 2006.

SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites**. 9. ed. Canadá: The Canadian Mineralogist, Special Publication, 2008. 371 p.

SIMON-COINÇON, R.; THIRY, M.; SCHMITT, J. M. Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 129, p. 51–79, 1997.

SINGHAL, B.; GUPTA, R. **Applied Hydrogeology of Fractured Rocks**. Holanda: Springer, 2010. 432p.

STRIEDER, A. J.; AMARO, V. E. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. **Revista da Escola de Engenharia da UFRGS**, v. 25, n. 4, p. 109-117, 1997.

SUCUPIRA, P. A. P. **Indicadores de Degradação Ambiental dos Recursos Hídricos Superficiais no Médio e Baixo Vale do Rio Acaraú-Ce**. 2006. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2006.

TAROLLI, P. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. **Geomorphology**, v. 216, p. 295-312, 2014.

TAVARES, B. D. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. 2011. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

THOMAS, M. F. The Study of Inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Supplementary Band, v. **31**, p. 1-41, 1978.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 33, p.129–142, 1989.

THOMAS, M. **Geomorphology in the tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. Chichester: John Wiley and Sons Ltd. 1994. 460 pp.

THOMAS, M. F. Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 40. p. 173-193, 1996.

TORRES, M. V. **Compartimentação geomorfológica da bacia do rio Coreaú (CE) e a utilização de seus açudes**. 2016. 164 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual Vale do Acaraú, Sobral, 2016.

TORRES, P. F. M.; CAVALCANTE J. C.; PALHETA E. S. M.; VASCONCELOS A. M.; OLIVEIRA F.V. Mapa Geológico da Folha Quixadá, 1:250.000. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos**. CPRM. 2007.

TROMPETTE, R. **Geology of western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. Rotterdam: A. A. Balkema, Brookfield, 1994. 350 p.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Episodic exposure of inselbergs. **Geological Society of America Bulletin**, v. 86, n. 1, p. 473-1481, 1975.

TWIDALE, C. R. The origin of bornhardts. **Journal of the Geological Society of Australia**. v. 27, p. 195-208, 1980.

TWIDALE, C. R. Granitic inselbergs: domed, block-strewn and castellated. **The Geographical Journal**, v. 147, n. 1, p. 54-71, 1981.

TWIDALE, C. R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1982. 396 p.

TWIDALE, C. R. Bornhardts, Boulder and Inselbergs. **Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, v. 20, p. 347-380, 1995.

TWIDALE, C. R. Granitic bornhardts: their morphology, characteristics and origins. **Geological Society of Malaysia**, v. 42, p. 237-255, 1998.

TWIDALE, C. R., Bornhardts and associated Fracture Patterns. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 62, n. 1, p. 139-153, 2007.

TWIDALE, C. R. The two-stage concept landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth Science**, v. 57. p. 25-42, 2002.

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

VASCONCELOS, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. **Reviews in Economic Geology**, v. 12, p. 73-113, 1999.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M. E.; ARTHAUD, M. H.; AMARO, V. E. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 8; n. 3/4; p. 247-266, 1995.

VIDAL ROMANÍ J. R., TWIDALE C. R. **Formas y paisajes graníticos**. 1. ed. La Coruña: Universidade de Coruña, 1998, 213 p.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. **Landforms and geology of granite terrains**. London: Taylor and Francis, 2005. 351p.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da Etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quente úmidas. **Revista Terra Livre**, v. 16, n. I, 2001.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, n. 16, p. 105-118, 2005.

WINKLER, H. G. F. **Petrogênese das Rochas Metamórficas**. Porto Alegre: Edgard Blücher Ltda, 1977. 325 p.

WEINBERGER, R.; EYAL, Y.; MORTIMER, N. Formation of systematic joints in metamorphic rocks due to release of residual elastic strain energy, Otago Schist, New Zealand, **Journal of Structural Geology**, v. 32, n. 3, p. 288-305, 2010.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to presente. **Science**, v. 292, p. 686-693, 2001.

ZINCONE, S. **Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE do Brasil**. 2011. 192 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 2011.