



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

ANNA SABRINA VIDAL DE SOUZA

**CONTROLE ESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE DE INSELBERGS EM
QUIXADÁ- CE**

FORTALEZA

2023

ANNA SABRINA VIDAL DE SOUZA

CONTROLE ESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE DE INSELBERGS EM QUIXADÁ- CE

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: Natureza, campo e cidade no Semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.

FORTALEZA

2023

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

S713c Souza, Anna Sabrina Vidal de.

Controle estrutural na morfogênese de inselbergs em Quixadá -CE / Anna
Sabrina Vidal de Souza. – 2023.

99 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências,
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2023.

Orientação: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.

1. Inselbergs . 2. Controle estrutural . 3. Diques. 4. VANT. I. Título.

CDD 910

ANNA SABRINA VIDAL DE SOUZA

CONTROLE ESTRUTURAL NA MORFOGÊNESE DE INSELBERGS EM QUIXADÁ- CE

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: Natureza, campo e cidade no Semiárido.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Francisco Hilário Rêgo Bezerra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Piotr Migoń
University of Wrocław (UniWroc)

A Deus e à Minha Mãe N.S Auxiliadora,
In memoriam de Rita Luzia da Rocha, minha
amada avó.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Deus, meu Pai e à minha querida Mãe Auxiliadora, a meu anjo da guarda e a São José, os quais sempre me acompanham e ouvem minhas orações, especialmente quando mais preciso de ajuda em meus trabalhos.

Agradeço com carinho a meus amados pais, Davi e Paula, por seu amor incondicional por mim. Sem eles, não estaria aqui e não teria podido realizar meu trabalho.

Meus agradecimentos à FUNCAP, pelo financiamento e apoio da pesquisa de mestrado, bem como ao CNPq pelo projeto de pesquisa Inselbergs de Quixadá – Ceará: Origem e Evolução Geomorfológica.

De modo especial agradeço a meu orientador prof. Rubson Pinheiro Maia, quem primeiro me abriu as portas da Geomorfologia. Obrigada por me ensinar e me orientar com destreza e atenção, e por pavimentar meu caminho profissional nos mínimos detalhes.

Agradeço aos professores da minha banca e colaboradores nesse trabalho, prof. Piotr Migoń, que mesmo tão distante, dedicou tanto tempo a me ensinar e ajudar no que precisava, e se tornou um mentor na Geomorfologia para mim. Sou grata também ao prof. Lionel Siame, pelos ensinamentos, trabalhos de campo e orientações nos estudos. Por último, mas não menos importante, agradeço sinceramente ao professor Hilário Bezerra, por tão dedicadas correções do meu trabalho, pela colaboração no artigo e por gentis orientações na pesquisa.

Meus sinceros agradecimentos aos meus colegas do Laboratório de Geomorfologia da UFC. Gostaria de agradecer profundamente e particularmente a meus amigos Pedro Edson, Eliomara, Ana Beatriz, Mickaelle, Hudson e Guilherme por toda ajuda, idas a campo, conversas, discussões geomorfológicas e momentos em comum. Estão todos guardados em meu coração. Sou grata também à Sandra e Edilene, secretárias do Departamento de Geografia da UFC e da Pós-graduação em geografia da UFC, ambas tão atenciosas às minhas apressadas necessidades. Deixo aqui minha gratidão a todos os professores do PPG Geografia, sobretudo aqueles que estiveram mais próximos na minha formação nesses últimos anos.

Sou muitíssimo grata às ajudas de colegas de outros departamentos e instituições, sobretudo Wanessa, da CPRM, pois, mesmo em meio as dificuldades da pandemia, me ajudou com dedicação. Agradeço também ao Joel e Inácio, do Departamento de Geologia da UFC, por tanta atenção e ajuda na preparação das amostras. Gostaria de expressar também minha gratidão ao professor Marcos Nascimento, da UFRN, pelas ajudas no início do trabalho.

Agradeço de modo especial à professora Lucilene Santos, que, com sua atenção singular, me proporciona tantos momentos de aprendizado na disciplina de Termodinâmica, me

abrindo novos horizontes. Admiro muito a senhora! Obrigada aos meus (novos) colegas do IMSG da UFC, sobretudo Felipe, cujas agradáveis conversas sempre se tornam um aprendizado.

A todos aqueles que não foram citados aqui - amigos, colegas, professores com quem aprendi, e autores dos livros e artigos que li - a influência de vocês está latente nesse trabalho, e minha gratidão também se estende a vocês.

Meus sinceros agradecimentos a todos. Sintam-se abraçados.

A Montanha

Calma, entre os ventos, em lufadas cheias
De um vago sussurrar de ladainha,
Sacerdotisa em prece, o vulto alteias
Do vale, quando a noite se avizinha:

Rezas sobre os desertos e as areias,
Sobre as florestas e a amplidão marinha;
E, ajoelhadas, rodeiam-te as aldeias,
Mudas servas aos pés de uma rainha.

Ardes, num holocausto de ternura...
E abres, piedosa, a solidão bravia
Para as águias e as nuvens, a acolhê-las;

E invades, como um sonho, a imensa altura,
– Última a receber o adeus do dia,
Primeira a ter a bênção das estrelas!

(Olavo Bilac)

RESUMO

Diversos inselbergs elevam-se da superfície de erosão regional no Nordeste semiárido do Brasil. Os inselbergs são sustentados pelas rochas graníticas do Plúton Quixadá e são intersectados por enxame de diques com variadas orientações, espessuras e composições. Cinco inselbergs com expressiva ocorrência de diques em duas partes do plúton foram selecionados para investigar o papel do arranjo de diques e feições morfológicas nas escarpas na evolução dos relevos graníticos residuais. Os métodos desse trabalho incluíram mapeamento em campo das formas, mensurações estruturas de diques, e determinação de resistência das rochas com martelo de Schidmt. Aerofotogrametria com VANT fora realizada para construir modelos digitais de terreno de alta resolução dos inselbergs e para reconhecer e extrair dados geométricos dos arranjos de diques. Ademais, mais de 30 amostras de rocha foram coletadas para caracterização composicional a fim de verificar sua resistência ao intemperismo. Os resultados indicam que os diques exercem evidente, apesar de variável, controle na morfologia dos inselbergs graníticos. Os mergulhos dos diques são de grande significância. Diques de baixo ângulo formando arranjos sub-horizontais tendem a aumentar a resistência da rocha, promovendo barreiras ao avanço do intemperismo, e estão associados a setores proeminentes e íngremes do relevo. Em contraste, diques de alto ângulo promovem intemperismo ao longo de sua descontinuidade e fraturamento, e sugere-se que promovem setores de baixo relevo entre os inselbergs. Em menor escala, diques também controlam a ocorrência de evolução de feições menores, tais como bacias de dissolução, caneluras, *overhangs* e *split rocks*.

Palavras-chave: inselbergs; controle estrutural; diques; VANT.

ABSTRACT

Numerous inselbergs rise above the regional erosional surface in semiarid northeastern Brazil. The inselbergs are underlain by granites of Quixadá Pluton and are cut by dike swarms of different orientations, thicknesses, and compositions. Five inselbergs with abundant dikes from two different parts of the pluton were selected to investigate the role of dike patterns and morphological features of hillslopes on the evolution of residual granite topography. The methods included field mapping of landforms, structural measurements of accessible dike arrays, and rock strength determinations using a Schmidt hammer. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) photogrammetry was used to build detailed digital terrain models of inselbergs and to recognize geometric patterns of dike arrays. In addition, more than 30 rock samples were collected to determine rock composition and evaluate their resistance to weathering. The results indicate that dikes exert clear but variable control on the morphology of granite inselbergs. The dip of the dikes is of main significance. Low-angle, sub-horizontal dikes increase rock-mass resistance, providing effective barriers for the descending weathering front, and are associated with the most prominent, steep-sided residual hills. By contrast, steeply-dipping dikes promote weathering and are hypothesized to underlie the plains between the inselbergs. At a small scale, dikes control the occurrence and evolution of minor rock landforms such as weathering pans, solution runnels, overhangs, and split boulders.

Keywords: inselbergs; structural control; dikes; UAV.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-----------|--|----|
| Figura 1 | – Mapa de localização da área de estudo e do contexto geológico regional no Nordeste do Brasil..... | 21 |
| Figura 2 | – Típica representação de uma paisagem com inselbergs emergindo de uma planície | 25 |
| Figura 3 | – Sketch representando modelo de evolução de inselbergs por recuo lateral de escarpas e pediplanação conforme preconizado por King | 25 |
| Figura 4 | – Modelo de evolução de inselbergs por etchplanação (aprofundamento/remoção de mantos de intemperismo) com resposta a controles litológicos e estruturais | 28 |
| Figura 5 | – Blocos diagramas ilustrativo de formação de fraturas extensionais e diqueamento (em vermelho) em resposta ao campo de esforços (setas) | 31 |
| Figura 6 | – Geometria de diques félsicos no Pluton Quixadá conforme o contato com a encaixante | 32 |
| Figura 7 | – Exemplos de controle estrutural exercido por diques de grande extensão e espessura na formação de cristas, evidenciando a erosão diferencial | 33 |
| Figura 8 | – Representação de dados estruturais (atitude) obtidos de um plano | 36 |
| Figura 9 | – Interface do software Cloud Compare com indicação da ferramenta Plane Tool a ser utilizada para obtenção de atitude de dique identificado na nuvem de pontos densa de um inselberg | 37 |
| Figura 10 | – Representação da projeção estereográfica de um plano | 38 |
| Figura 11 | – Correlação entre valor de rebote (Schidmt Hammer Rebound number) e resistência à compressão uniaxial (Unconfined Compressive Strength) | 39 |
| Figura 12 | – Esclerômetro para rocha (Schimdt Hammer) tipo L, utilizado para os ensaios geomecânicos na área de estudo | 40 |
| Figura 13 | – Equipamentos de preparação de amostras sólidas para análise em MEV/EDS | 43 |

| | | |
|-----------|--|----|
| Figura 14 | – Equipamentos e procedimentos de análise química das amostras de rocha em MEV/EDS | 44 |
| Figura 15 | – Location map of Quixadá Pluton in NE Brazil, where the inselberg field is located (yellow braked line) | 48 |
| Figura 16 | – Quixadá inselberg field, in semiarid Brazil | 49 |
| Figura 17 | – Location and geomorphology of areas where inselbergs cut by dike swarms were analyzed | 51 |
| Figura 18 | – FeO _t x SiO ₂ scatter diagram showing geochemical trends of more mafic/intermediate (left) and felsic (right) of the Quixadá Pluton | 56 |
| Figura 19 | – Box plot of UCS data on dikes (FgP – fine to medium-grained pegmatites; CgP – coarse-grained pegmatites; AD – anisotropic dikes) and host rock (HR) | 57 |
| Figura 20 | – Schematic topographic profile illustrating the relation between geomorphological setting and change in foliation pattern in Quixadá pluton and in its surroundings | 58 |
| Figura 21 | – Models of dike array illustrating dike planes and their trending attitudes or inselbergs | 59 |
| Figura 22 | – Geomorphology of IS1, located in the SW part of the Quixadá Pluton | 60 |
| Figura 23 | – Example of a sub-horizontal dike array exposed in straight vertical walls in the IS1 | 61 |
| Figura 24 | – Geomorphology of IS2 inselberg, SW of Quixadá Pluton | 62 |
| Figura 25 | – Geomorphology of IS3 inselberg, SW of the Quixadá Pluton | 63 |
| Figura 26 | – Geomorphology of IS4 inselberg, in the E sector of Quixadá Pluton | 65 |
| Figura 27 | – Geomorphology of IS5 inselberg, in the E sector of Quixadá Pluton | 66 |
| Figura 28 | – Typical differential weathering features on the pegmatite/porphyritic monzonite interface | 68 |
| Figura 29 | – Features related to the resistance of gently dipping pegmatite dikes and consequent exposure of dike boundary surfaces | 69 |

| | |
|--|----|
| Figura 30 – 6m-thick Anisotropic dike (AD), displaying roughly orthogonal joint pattern and cut by a late pegmatite dike | 71 |
| Figura 31 – Topographic profiles showing morphological aspects of inselbergs in relation to pegmatite swarm arrangements (y-axis: altitude; x-axis: length in meters) | 74 |
| Figura 32 – Interpretative chart of dike control on inselberg morphology | 76 |
| Figura 33 – 3D sketch model representing the relationships between the geometry of felsic dike swarms and differential denudation on the evolution of a granite landscape, based on the observations from the Quixadá Inselberg field, NE Brazil | 81 |

LISTA DE TABELAS

| | | |
|------------|--|----|
| Tabela 1 – | Definitions of specific terms to dike occurrence and applied in this study | 54 |
| Tabela 2 – | Classification of dike pattern according to dip angle | 59 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|-----------------|--|
| 2D | Bidimensional |
| 3D | Tridimensional |
| AD | <i>Anisotropic Dikes</i> |
| ALOS PALSAR | <i>Advanced Land Observing Satellite Phased Array Type L-Band Synthetic Aperture Radar</i> |
| ASTM | <i>American Society for Testing and Materials</i> |
| a.s.l. | <i>Above sea level</i> |
| ca. | Circa |
| CE | <i>Cave entrance</i> |
| <i>cf.</i> | Confira |
| CgP | <i>Coarse-grained Pegmatites</i> |
| cm | Centímetros |
| CNPq | Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico |
| CPRM | Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil |
| DCC | Domínio Ceará Central |
| DTM | <i>Digital Terrain Model</i> |
| E | Leste |
| EDS | <i>Energy Dispersive Spectrometer</i> |
| <i>e.g.</i> | Exempli gratia |
| <i>Et al.</i> | E colaboradores |
| FgP | <i>Fine to medium-grained Pegmatites</i> |
| FUNCAP | Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico |
| FUNCEME | Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos |
| HR | <i>Host rock</i> |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| IS | <i>Inselberg</i> |
| ISRM | <i>International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering</i> |
| Km ² | Quilômetros quadrados |
| m | Metros |
| MDT | Modelo Digital de Terreno |
| ME | <i>Mafic enclave</i> |
| MEV | Microscópio Eletrônico de Varredura |

| | |
|----------|--------------------------------------|
| MPa | MegaPascal |
| N | Norte |
| NE | Nordeste |
| Op. Cit. | Operum citatum |
| SE | Sudeste |
| SH | <i>Schmidt Hammer</i> |
| SPSZ | <i>Senador Pompeu Shear Zone</i> |
| SW | Sudoeste |
| UCS | <i>Uniaxial Compressive Strength</i> |
| UAV | <i>Unmanned Aerial Vehicle</i> |
| UFC | Universidade Federal do Ceará |
| VANT | Veículo Aéreo Não-Tripulado |
| W | Oeste |
| ZCSP | Zona de Cisalhamento Senador Pompeu |

LISTA DE SÍMBOLOS

σ Sigma

SUMÁRIO

| | | |
|-------|--|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 19 |
| 1.1 | Objetivos da pesquisa | 20 |
| 1.1.1 | <i>Objetivo geral</i> | 20 |
| 1.1.2 | <i>Objetivos específicos</i> | 20 |
| 2 | LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO | 21 |
| 3 | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 24 |
| 3.1 | A perspectiva da Geomorfologia estrutural na evolução do relevo | 24 |
| 3.2 | Concepções sobre evolução geomorfológica de longo termo e formação de Inselbergs | 24 |
| 3.2.1 | <i>Pediaplanação e recuo lateral de escarpas</i> | 25 |
| 3.2.2 | <i>“Etching Concept” e intemperismo diferencial na modelagem do relevo</i> | 26 |
| 3.3 | Fatores geológicos que guiam o intemperismo diferencial em relevos graníticos | 29 |
| 3.3.1 | <i>Diques – elementos estruturais no condicionamento do intemperismo e erosão</i> | 30 |
| 4 | METODOLOGIA | 34 |
| 4.1 | Aquisição e processamento digital de dados regionais | 34 |
| 4.2 | Definição das áreas de análise no campo de inselbergs de Quixadá | 34 |
| 4.3 | Aerofotogrametria de alta resolução com VANT e processamento digital de dados | 35 |
| 4.4 | Obtenção e análise de dados estruturais | 36 |
| 4.5 | Avaliação geomecânica <i>in situ</i> com martelo de Schmidt | 38 |
| 4.6 | Análise composicional das rochas graníticas | 41 |
| 4.6.1 | <i>Caracterização de amostras de mão</i> | 41 |
| 4.6.2 | <i>Caracterização geoquímica por Espectroscopia Dispersiva de Energia de Raios X</i> | 42 |
| 5 | ARTIGO “GRANITIC INSELBERG EROSION CONTROLLED BY DIKE SWARM ARRAY IN SEMIARID BRAZIL” | 45 |
| 5.1 | Introduction | 46 |
| 5.2 | Location of study area and geological setting of inselbergs | 47 |
| 5.2.1 | <i>Location and geological setting</i> | 47 |

| | | |
|-----------|--|----|
| 5.2.2 | <i>Inselbergs</i> | 50 |
| 5.3 | Data sources, methods, and terminology | 52 |
| 5.3.1 | <i>Remote sensing survey</i> | 52 |
| 5.3.2 | <i>Fieldwork</i> | 52 |
| 5.3.3 | <i>Petrographic and geochemical analysis</i> | 53 |
| 5.3.4 | <i>Terminological remarks</i> | 53 |
| 5.4 | Results | 54 |
| 5.4.1 | <i>Rock properties</i> | 54 |
| 5.4.1.1 | <i>Compositional and textural aspects of the granite rocks</i> | 54 |
| 5.4.1.2 | <i>Geomechanical behavior</i> | 56 |
| 5.4.2 | Structural aspects of Quixadá Pluton – foliation and dikes | 57 |
| 5.4.2.1 | <i>Regional foliation pattern</i> | 57 |
| 5.4.2.2 | <i>Geometry and arrays of felsic dike swarms</i> | 58 |
| 5.4.2.2.1 | Inselbergs in the southwest part of the pluton..... | 59 |
| 5.4.2.2.2 | Inselbergs in the eastern part of the pluton | 64 |
| 5.4.3 | Features associated with differential weathering of felsic dikes and host rock | 66 |
| 5.5 | Discussion | 71 |
| 5.5.1 | <i>Influence of regional foliation on inselberg morphology</i> | 71 |
| 5.5.2 | <i>Controls of dike geometry on inselberg morphology</i> | 72 |
| 5.5.3 | <i>Rock control at the detail scale</i> | 75 |
| 5.5.3.1 | <i>Diversity of host rock and dikes as factors guiding selective weathering</i> | 75 |
| 5.5.3.2 | <i>The role of lithological contacts</i> | 77 |
| 5.5.4 | Implication of dike swarm geometry on differential denudation and landform evolution | 78 |
| 5.6 | Conclusions | 80 |
| 6 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 82 |
| | REFERÊNCIAS | 83 |
| | APÊNDICE A – ROCKS SAMPLES COLLECTED ON INSELBERGS (HOST ROCK, MAFIC ENCLAVE, AND FELSIC DIKES) | 94 |
| | APÊNDICE B – GEOCHEMICAL DATA OF FELSIC DIKES, HOST ROCK (HR), AND MAFIC ENCLAVES (E) ON QUIXADÁ PLUTON | 95 |

| | |
|--|-----------|
| APÊNDICE C – UNIAXIAL COMPRESSIVE STRENGTH (MPA) OF QUIXADÁ PLUTON ROCKS BASED ON TYPE-L SCHMIDT HAMMER TESTS | 97 |
| APÊNDICE D – STRIKE/DIP OF DIKES ACCORDING TO THEIR OCCURRENCE ON INSELBERGS (QUIXADÁ PLUTON) | 99 |

1 INTRODUÇÃO

Os campos de inselbergs no Brasil foram descritos por Ab'Saber (2003) como “bizarras e rústicas paisagens morfológicas e fitogeográficas”. Inselbergs são formas de relevo caracterizadas por escarpas íngremes e desnudas elevando-se de um plano, podendo ocorrer isolados ou agrupados. São relevos comumente desenvolvidos sobre rochas graníticas, apesar de não exclusivamente (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005; MIGOÑ, 2006; BOURMAN; OLLIER; BUCKMAN, 2015).

Sua origem e evolução fora objeto de discussões (KING, 1949; THOMAS, 1966), e devido ao caráter azonal da ocorrência de inselbergs – e de outras formas graníticas – (CAMPBELL; TWIDALE, 1995), eles são objetos de estudos ao redor do mundo (JÜRGENS; BURKE, 2000; RÖMER, 2007; 2005; MATMON *et al.*, 2013; MAIA *et al.*, 2015). Apesar de sua azonalidade, são particularmente observados em regiões áridas e semiáridas do globo (TWIDALE, 1982).

No Nordeste do Brasil diversos campos de inselbergs ocorrem associados à litologias do embasamento, tais como Quixadá, Quixeramobim, Patos, Ititim, além de outros agrupamentos de formas graníticas em outras partes do Brasil (MAIA *et al.*, 2015; LIMA; CORRÊA-GOMES, 2015).

Muitos estudos se dedicaram a compreender os fatores-chave que guiam a manutenção de inselbergs no relevo em meio a extensas superfícies de erosão, com relevância para influência da mineralogia e (PYE, 1986; MIGOÑ, 1996; MIGOÑ; VIEIRA, 2014; EGGLETON, 2017) e da estrutura, tais como padrões de fraturas e juntas (TWIDALE, 1998; MIGOÑ; GOUDIE, 2000; VIDAL ROMANÍ, 2008; VIDAL ROMANI; TWIDALE, 2010). Discute-se, ainda, a relação entre aspectos climáticos e estruturais, e suas influências na evolução de inselbergs (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010; EBERT; HÄTTESTRAND, 2010).

Apesar disso, os mecanismos que governam a formação e permanência de agrupamentos de inselbergs não são totalmente elucidados. Reconhece-se a relevância de fatores estruturais na modelagem do relevo e particularmente na formação de inselbergs em áreas de relativa estabilidade tectônica (TWIDALE, 1971; TWIDALE; VIDAL ROMANI, 1994; MIGOÑ, 2004c), entretanto pouca dedicação de estudos que tratem do papel de corpos intrusivos no condicionamento do intemperismo e erosão, ainda que alguns estudos nesse âmbito tenham sido realizados (*cf.* ANDRÉ, 2002; NICHOLSON, 2008).

1.1 Objetivos da pesquisa

1.1.1 Objetivo geral

Investigar o controle estrutural exercido por enxames de diques félsicos na morfogênese dos inselbergs em Quixadá, Ceará.

1.1.2 Objetivos específicos

- Analisar o contexto estrutural do Pluton Quixadá em relação à configuração geomorfológica dos inselbergs;
- Caracterizar as fácies graníticas em termos de composição e parâmetros de resistência das rochas, com correlação às respostas geomórficas de intemperismo diferencial;
- Identificar padrões estruturais no arranjo de diques félsicos que cortam inselbergs, em análise do controle estrutural na morfologia;
- Propor modelo de evolução de inselbergs em Quixadá, com base no condicionamento estrutural que enxames de diques assumem em processos de intemperismo e erosão.

2 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

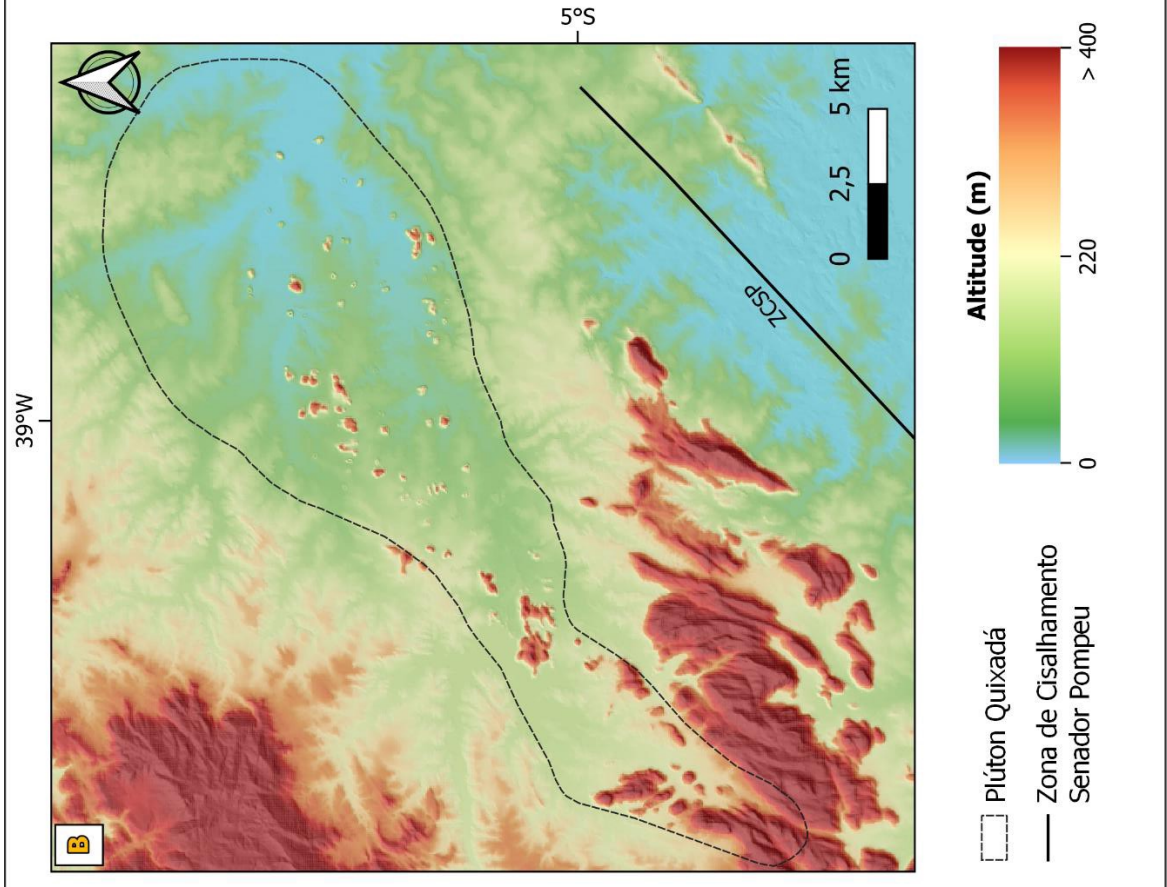
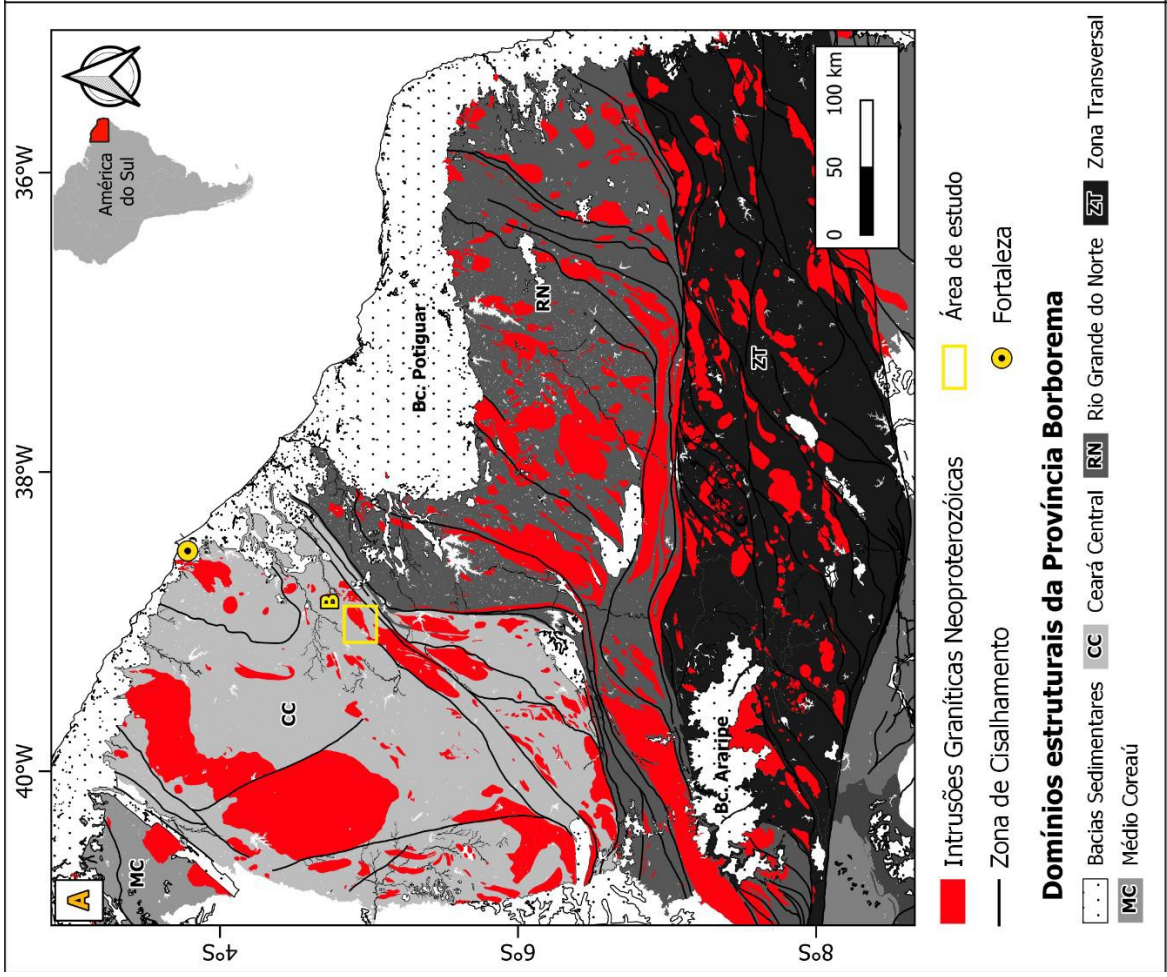
O campo de inselbergs de Quixadá situa-se nas proximidades da cidade homônima, localizada no sertão central do Ceará, Nordeste do Brasil. A área dista aproximadamente 170 km da capital do estado, Fortaleza. Mais de 80 inselbergs graníticos distribuem de modo variado, alguns isolados outros formando agrupamentos. Elevam-se desde 30 a 300 metros acima da superfície de erosão regional (Superfície Sertaneja), situada entre 150m e 170 m de altitude (COSTA *et al.*, 2020). A sul, maciços no embasamento elevam-se a 700 m de altitude (MAIA *et al.*, 2015; COSTA *et al.*, 2020).

A área apresenta clima semiárido (ALVARES *et al.*, 2013), com pluviosidade anual média de 700 mm (FUCEME, 2022) e com uma estação chuvosa concentrada nos meses de fevereiro a maio. As temperaturas médias são em torno de 26°C a 28°C (INMET, 2022).

No tocante à configuração geológica, o campo de inselbergs de Quixadá está localizado no Domínio Ceará Central (DCC), norte da Província Borborema (Figura 1A). Os terrenos estruturais foram herdam de eventos do ciclo Brasileiro no Neoproterozoico (640-540 Ma), relativo à colisão dos crátons Amazonas, São Luís/Leste Africano e São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 2020). Diversas falhas transcorrentes de direção NE-SW associadas a esses eventos acomodaram a intrusão de plútons graníticos (VAUCHEZ *et al.*, 1995).

Os inselbergs situam-se dentro dos limites do plúton Quixadá (31 x 8 km), um dos corpos graníticos neoproterozoicos que intrudiram rochas pré-cambrianas do embasamento (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; PINÉO *et al.*, 2020) (Figura 1B). O Pluton Quixadá pertence à Suíte Intrusiva Itaporanga (600 – 858 Ma), rica em potássio, de afinidade cálcio-alcálica e composta de monzonitos, quartzo-monzonitos, monzodioritos e granodioritos de textura porfírica com fenocristais de feldspato potássico e uma matriz fanerítica (MARIANO; SIAL, 1990; GALINDO; NASCIMENTO; MEDEIROS, 2019; PINÉO *et al.*, 2020).

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo e do contexto geológico regional no Nordeste do Brasil. A – Domínios estruturais com destaque para intrusões graníticas neoproterozoicas na Província Borborema. B – Pluton Quixadá e ocorrência de campo de inselbergs.



Fonte: elaborado pela autora

Os monzonitos porfiríticos constituem a principal fácies no Plúton Quixadá, na qual estão inclusos enclaves máficos elipsoidais de composição dioríticas (ALMEIDA, 1995). Ademais, leucogranitos equigranulares ocorrem como diques cortando a fácies predominante (GALINDO; NASCIMENTO; MEDEIROS, 2019; ARCHANJO *et al.*, 2022). Os diques são referidos como a fácies félsica equigranular, devido seu alto teor de sílica, quando comparado à sua encaixante (SILVA, 1989). Os diques são estruturas sinplutônicas e apresentam características geométricas resultantes das condições de cristalização do corpo no momento de seu alojamento (ALMEIDA, 1995; NOGUEIRA, 2004).

Uma das estruturas importantes próximas ao Pluton Quixadá é a Zona e Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) (CASTRO *et al.*, 2002), que, em conjunto com outras falhas próximas ao corpo, guiaram seu alojamento e estão marcadas em estruturas de fluxo magmático, tais como lineação, foliação e alongamento de enclaves máficos (MAIA; BEZERRA, 2020).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 A perspectiva da Geomorfologia estrutural na evolução do relevo

A geomorfologia se dedica ao estudo das formas de relevo, cuja evolução pode ser entendida, em termos gerais, a partir da interação entre dois conjuntos de processos de larga escala: 1. Forças propulsoras, incluindo processos exógenos de moldagem do relevo, sobretudo agentes atmosféricos, e processos endógenos, tais como a atividade tectônica e 2. Forças de resistência, ou seja, o substrato físico, que compreende a complexa combinação das propriedades das rochas (BAUER, 2004).

A Geomorfologia estrutural dá especial atenção ao segundo conjunto de elementos, cuja relevância estava já implícita na concepção davisiana de “estrutura, processo e tempo” (DAVIS, 1899). Relevos estruturais são aqueles cuja forma se ajusta e revela as estruturas geológicas das rochas que a sustentam (MIGÓN, 2004a). Essa correlação estrutura-relevo fora abordada em estudos clássicos, tais como de Tricart (1974), que evidencia a influência de estruturas geológicas de larga escala na configuração do relevo. O que se observa comumente é que controles estruturais predisõem a ação dos processos superficiais no relevo, o que não o torna um relevo estrutural *sensu strictu*. Nesse sentido, trabalhos de Twidale, tal como em *Structural Landforms* (1971) e posteriores publicações com seus colaboradores, contribuíram com a compreensão da influência sobre o papel da estrutura na geomorfologia de terrenos graníticos, fundamentais na perspectiva do presente trabalho.

3.2 Concepções sobre evolução geomorfológica de longo termo e formação de Inselbergs

No contexto da história da Geomorfologia, segundo Bauer (2004), a “fase regionalista” (início do séc. XX) consistiu em estudos com ênfase na compreensão de paisagens regionais. Nesse período encontram-se as contribuições clássicas sobre a evolução de superfícies de erosão com relevos residuais tais como a pediplanação (*cf.* KING, 1949) e o duplo-aplainamento (BÜDEL, 1957). Este, sendo um dos fundamentos para o que se entende como etchplanação, com foco em condições e processos climáticos nos trópicos. A “fase quantitativa” na segunda metade do século XX, além das contribuições de avanços tecnológicos, lançou bases para estudos específicos, dedicados à geomorfologia particular a tipos litológicos, tais como terrenos graníticos (*cf.* DUSZYNSKI *et al.*, 2022).

É nessa conjuntura que se dá grande parte da contribuição a respeito da evolução de formas típicas em rochas graníticas, sobretudo inselbergs (*e.g.* KING, 1949; THOMAS, 1978;

TWIDALE; BOURNE, 1975; TWIDALE, 1982; 1998; TWIDALE; VIDAL-ROMANÍ, 1994; LIDMAR-BERGSTRÖM, 1989). No tocante à terminologia, a palavra “inselberg” foi cunhada pelo naturalista alemão W. Bornhardt e sua etimologia significa “montanha isolada” (*island hill*, em inglês). Nesse sentido, inselbergs foram classicamente definidos como relevos individualizados ou isolados que se elevam abruptamente da superfície plana adjacente, podendo formar agrupamentos (MIGÓN, 2006) (Figura 2).

Figura 2 – Típica representação de uma paisagem com inselbergs emergindo de uma planície



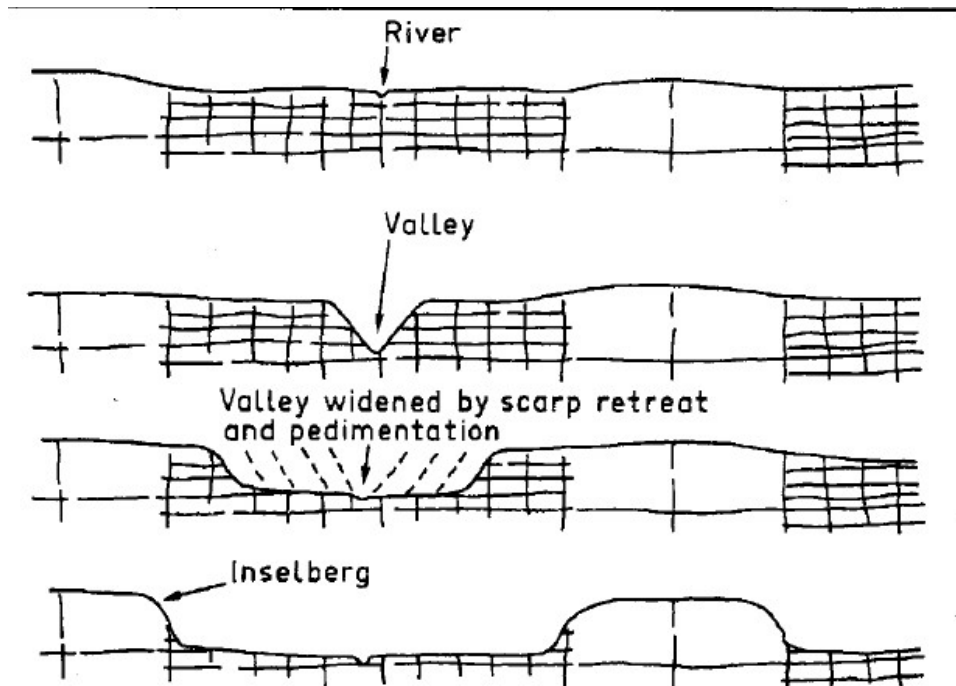
Fonte: Twidale (1982).

As subseções seguintes trazem breves considerações sobre as referidas concepções clássicas na evolução de inselbergs.

3.2.1 Pediplanação e recuo lateral de escarpas

Observando a ocorrência de inselbergs sobrelevando-se às largas superfícies de erosão, tais como na África, Lester King fez importantes observações a evolução dessas paisagens. King (1949;1953) propõe que essas formas evoluem através do ciclo de pediplanação, o qual se constitui por um estágio de juventude marcado pela incisão de drenagens locais e o início da compartimentalização do embasamento. Em estágios subsequentes, com o aprofundamento dos vales, dá-se o recuo lateral das escarpas e formação dos pedimentos, promovendo a emergência de inselbergs na paisagem (Figura 3).

Figura 3 – Sketch representando modelo de evolução de inselbergs por recuo lateral de escarpas e pediplanação conforme preconizado por King.



Fonte: Twidale (1971)

Diversos fatores locais podem contribuir para a permanência de relevos residuais na paisagem. O autor (*op. cit.*) ressalta a influência do espaçamento de juntas e fraturas que tanto controlam a drenagem como a forma do relevo, de modo que, quando há padrões sub-retangulares bem desenvolvidos, *castle koppies* tendem a se formar. Com prolongada da erosão sobre os relevos, os pedimentos coalescem e forma-se o pediplano.

Os processos de denudação na escarpa ressaltados em King (1953) incluem a produção de “land waste” (produto do intemperismo) e a sua remoção pela erosão, principalmente pelo fluxo de água e movimentos de massa. Nota-se convergências entre o caráter policíclico dos processos da teoria pediplanação que também estão presentes nas concepções de etchplanação, exploradas a seguir, devido à sua grande influência na compreensão do desenvolvimento de formas graníticas.

3.2.2 “Etching Concept” e intemperismo diferencial na modelagem do relevo

Thomas (1965;1989) sistematizou o que se entende por “*etching concept*”, trazido nos trabalhos de Büdel (1957). Em termos gerais, o conceito compreende a evolução de formas de relevos a nível regional em múltiplos estágios de desenvolvimento de mantos de intemperismo *in situ* (*deep weathering*), e subsequente remoção mecânica desses produtos por processos superficiais. Alguns autores apontam que o termo “*etch surface*” não implica necessariamente a formação de uma superfície de aplainamento regional (*cf.* revisão de MIGOÑ, 2022).

Nesse sentido, uma excelente definição do conceito de “*etching*” foi dada por Migoñ (2006, p. 295):

A palavra “*etching*” significa a corrosão da superfície por agentes agressivos, e é usado na geomorfologia para descrever a progressiva decomposição da rocha que ocorre em mantos de intemperismo em subsuperfície [...]. Particularmente é aplicado a situações em que as rochas diferem em resistência à alteração química e conseqüentemente geram diferenças na espessura do manto de intemperismo, que se torna notadamente variável ao longo de curtas distâncias. A remoção dos produtos do intemperismo de subsuperfície irá expor a superfície rochosa, cuja topografia é resultado direto da corrosão diferencial, e, portanto, torna-se uma “*etched surface*”. (MIGON, 2006, p. 295, tradução nossa)

Esse modelo de evolução do relevo aplica-se convenientemente a áreas cratônicas, cuja relativa estabilidade tectônica permite que a evolução geomorfológica ocorra sob influência da diferenciação do relevo através do prolongado intemperismo químico do substrato (*cf.* THOMAS, 1989; GODARD *et al.*, 2001).

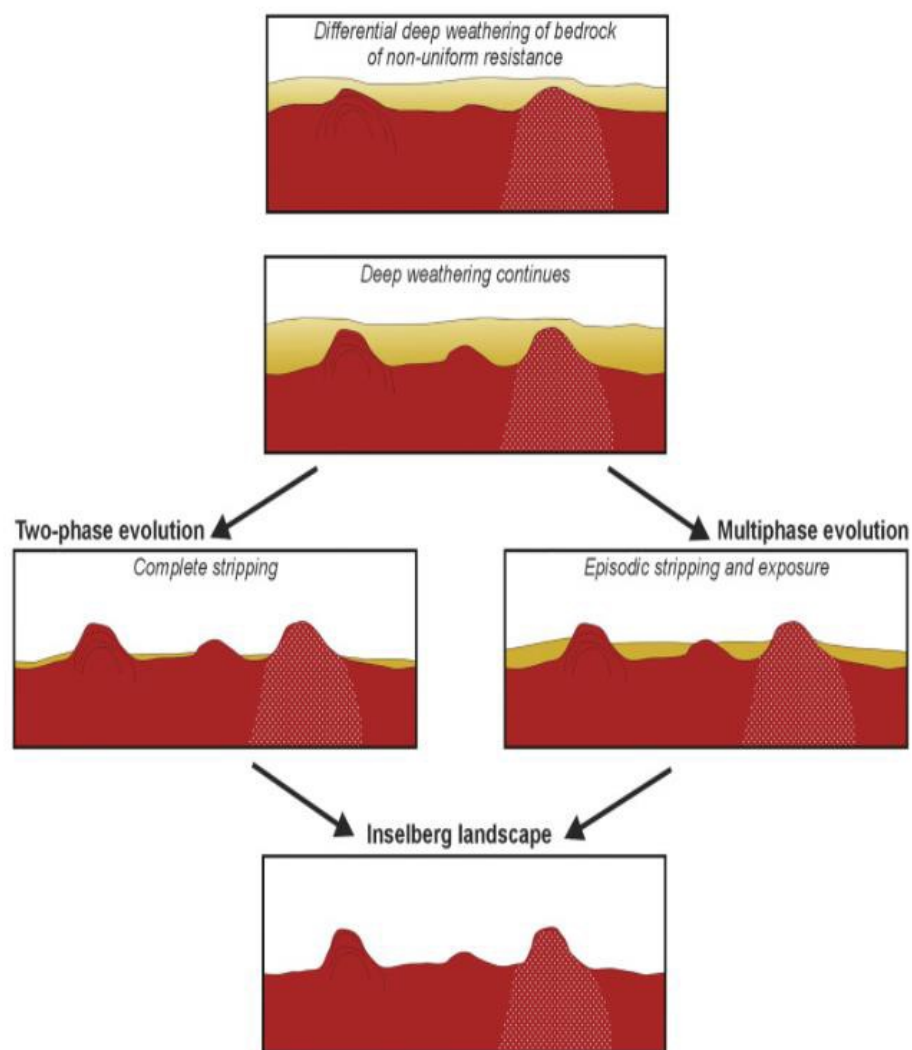
Um conceito-chave associado a essa concepção é o de intemperismo diferencial (“*differential weathering*” em inglês), o qual implica que processos de alteração são conduzidos e condicionados pelas heterogeneidades e contrastes de resistência no substrato, resultantes de fatores litológicos e estruturais (*cf.* MIGOÑ, 2022), tais como diferenciação faciológica, padrões de fraturas, estratos sedimentares, obras e geometria de corpos intrusivos (MIGOÑ, 2004a). Os controles exercidos por esses elementos na evolução das formas constituem um campo de estudos na geomorfologia denominado como “*rock control*” (DUSZYNSKI *et al.*, 2022), cujo expoente foi a escola Japonesa. A partir disso muitas metodologias de quantificação e avaliação das propriedades da rocha adquiriram relevância na geomorfologia (GOUDIE, 2016).

A erosão divergente (“*divergent erosion*”) é também importante termo associado a intemperismo diferencial e fora desenvolvido inicialmente em estudos sobre Inselbergs (BREMER, 2004). Segundo esse autor, o conceito se refere processos erosivos em que há preferencial escoamento da água em afloramentos rochosos, devido a incipiente percolação da água em rochas pouco permeáveis. Assim, a água escoar e infiltra preferencialmente no solo, favorecendo a alteração e erosão nas adjacências desses afloramentos, os quais não acumulam significativa umidade sobre eles. Esse processo constitui-se, portanto, como um feedback positivo que promove a exposição gradual das formas de relevo entendidas como “residuais” de longos processos de erosão.

Considerando o exposto, a concepção de duplo estágio considera como chave os processos de erosão diferencial na modelagem das formas no front de intemperismo

(TWIDALE, 1982; 2002). Uma vez que inselbergs são relevos que resistiram ao rebaixamento e denudação da superfície circunjacente (MIGOÑ, 2004b), a interpretação de sua evolução e permanência na paisagem fora considerada como resultado de sua menor densidade de fratura ou litologia mais resistente que seu entorno (TWIDALE, 1998) (Figura 4). Em termos gerais, há tendência maior dos autores a apontar que a formação de inselbergs não se deve à diferença de mineralogia ou composição diferencial mais do que na configuração estrutural a guiar os processos de intemperismo e erosão (THOMAS, 1978; TWIDALE, 1998; MIGOÑ, 2006).

Figura 4 –Modelo de evolução de inselbergs por etchplanação (aprofundamento/remoção de mantos de intemperismo) com resposta a controles litológicos e estruturais.



Fonte: Migoñ (2013) segundo Thomas (1965)

É interessante notar que Twidale (1971) aponta as paisagens com inselbergs denotam o comportamento contrastante da litologia granítica – resistente ao intemperismo em superfície e suscetível aos processos agressivos sob mantos de intemperismo.

Desse modo, Twidale (1998) foi de encontro à explicação de que inselbergs eram resultado do recuo lateral de escarpas com base em evidências de campo, dentre as quais encontra-se a observação de mantos de intemperismo com formas parcialmente exumadas, evidenciando o delineamento da topografia em subsuperfície, e não apenas como produto de um longo ciclo de pediplanação. Os compartimentos que, por um lado, emergem em relevo devido ao espaçamento maior de fratura, e, por outro lado, a permanência de outras porções da massa rochosa sob mantos de alteração, promove o progressivo feedback positivo, já que as escarpas do relevo emergente guiam mecanicamente o fluxo de água para as adjacências, favorecendo a contínua exumação do inselberg em condições subaéreas (TWIDALE, 1982).

Atribui-se, ainda, a forma tipicamente dômica de inselbergs/bornhardts à formação de juntas de esfoliação paralelas à superfície da rocha (*sheet joints*) resultantes da descompressão do corpo granítico. O desenvolvimento dessas fraturas curvas e sua posterior erosão contribuiria para a gradual modelagem convexa das escarpas (*cf.* TWIDALE; VIDAL ROMANI, 2005).

3.3 Fatores geológicos que guiam o intemperismo diferencial em relevos graníticos

A variação no grau de influência dos controles geológicos sobre os relevos desde maior escala espacial (10^5 m) para menor (10^{-1} m) fora tratada no conceito de Hierarquia (ver MIGOÑ, 2006), abrangendo fatores como alojamento do magma; tectônica; litologia e fraturas, dentre outros, os quais interagem com condições climáticas particulares de cada zona.

A fim de destacar alguns fatores-chave na compreensão de processos de intemperismo e erosão em terrenos graníticos reconhecidos pela literatura global nesse tema, será pontuado e sinteticamente considerado aqui a importância dos seguintes elementos, devido à sua pertinência para o objeto de estudo:

- (a) fraturas;
- (b) mineralogia;
- (c) textura e fábrica.

Sabe-se que granitos possuem alta resistência mecânica e naturalmente baixa porosidade e permeabilidade (DOMEDE; PARENT; SELLIER, 2019). Entretanto, comumente apresentam sistemas de juntas e fraturas, algumas resultantes da descompressão (*e.g.* juntas de esfoliação) (JAHNS, 1943; VIDAL ROMANI; TWIDALE, 2010) e outras devido a eventos deformacionais posteriores, que geram sistemas de fraturas (*e.g.* padrão ortogonal) (VIDAL ROMANI; TWIDALE, 2010; ORTEGA *et al.*, 2014; CHIGIRA; HIRATA, 2021). Desse modo, fraturas de diferentes naturezas produzem permeabilidade secundária nos granitos, promovendo

infiltração e percolação da água conformemente (ANDERSON; BAKKER, 2008; ROQUES *et al.*, 2014) - processos importantes na modelagem do relevo.

Em termos composicionais, o granito é constituído primordialmente por quartzo, feldspatos e micas (MIGÓN, 2006). Devido ao contraste de susceptibilidade à dissolução entre minerais ricos em ferro e magnésio, feldspatos e o quartzo mediante a interação com águas meteóricas, os processos de intemperismo diferencial em superfície se iniciam a nível mineral (PYE, 1986; EGGLETON, 2017). Como consequência desse microintemperismo e sua gradual expansão, formam-se superfícies irregulares no granito e subsequente iniciação de variadas feições de dissolução e de desintegração mecânica (MIGÓN, 2006; GHIASI; OMAR; KUAT, 2009; ORTEGA *et al.*, 2014).

Autores demonstraram que a heterogeneidade existente em um plúton granítico com variações de composição de textura tende a gerar respostas correspondentes no relevo (*e.g.* MIGÓN; VIEIRA, 2014; EGGLETON, 2021). Nesse sentido, a textura da rocha pode condicionar o grau e densidade de fraturamento; por exemplo, granitos de textura grossa foram apontados como mais facilmente desagregados devido ao aumento das zonas de contato entre os minerais euédricos (MIGÓN, 2006). É importante salientar, entretanto, que os fatores não podem ser levados em conta separadamente.

Ademais, fábricas adquiridas em estágio magmático pré-cristalização do granito (evidenciadas por orientação mineral preferencial) geram anisotropias que se tornam pontos ou zonas de preferência para intemperismo diferencial e fraturamento na rocha em superfície (*cf.* VIDAL ROMANÍ, 2008). Há ainda fatores que remontam estágios de intrusão e cristalização de corpos plutônicos que – infortunadamente - receberam pouca atenção na literatura geomorfológica, e sobre os quais breves considerações são feitas na seção seguinte.

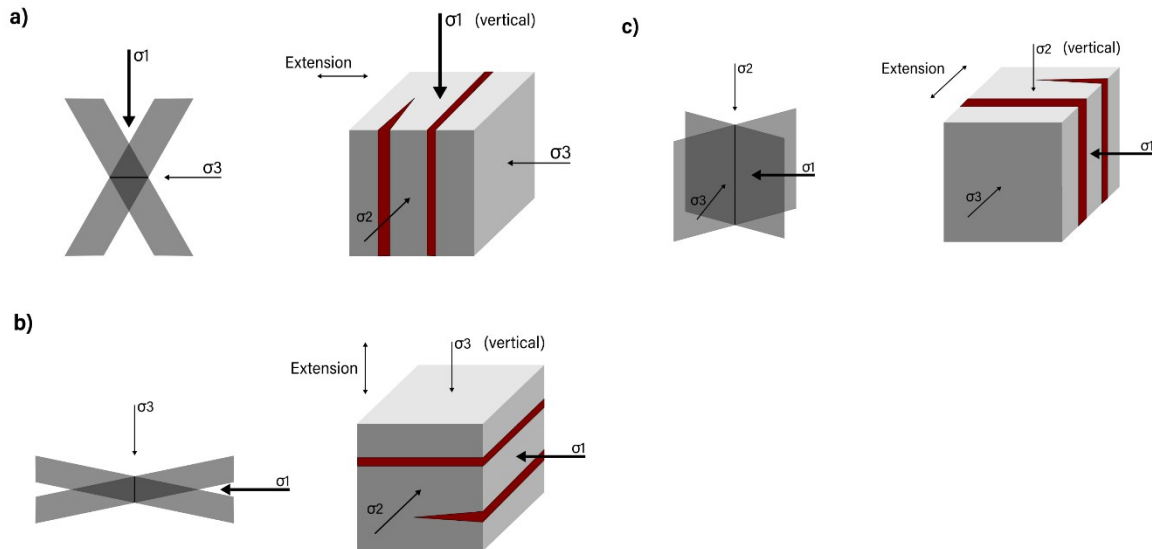
3.3.1 Diques – elementos estruturais no condicionamento do intemperismo e erosão

Diques são corpos ígneos tabulares alojados em na rocha encaixante (ERNST; BUCHAN, 2004). Podem ter desde alguns centímetros a dezenas de metros ou quilômetros de espessura, e possuem frequentemente comprimento maior que largura. Veios são intrusões minerais (BONS; ELBURA; GOMES-RIVAS, 2012). Comumente diques são definidos como corpos subverticais, dado ser geometria característica de diques máficos em ambientes extensionais (*e.g.* zonas de rifte) (SRIVASTAVA, 2011), porém sua geometria é variável.

A geometria e orientação do dique resulta, em termos gerais, do campo de tensões que gerou as fraturas e conseqüente diqueamento. O fraturamento hidráulico de um magma/fluido

magmático sobrepresurizado cria fraturas extensionais paralelas ao σ_1 e σ_2 que abrem na direção, ou perpendiculares, ao menor tensor σ_3 (Figura 5) (BEST, 2003).

Figura 5 – Blocos diagramas ilustrativo de formação de fraturas extensionais e diqueamento (em vermelho) em resposta ao campo de esforços (setas).

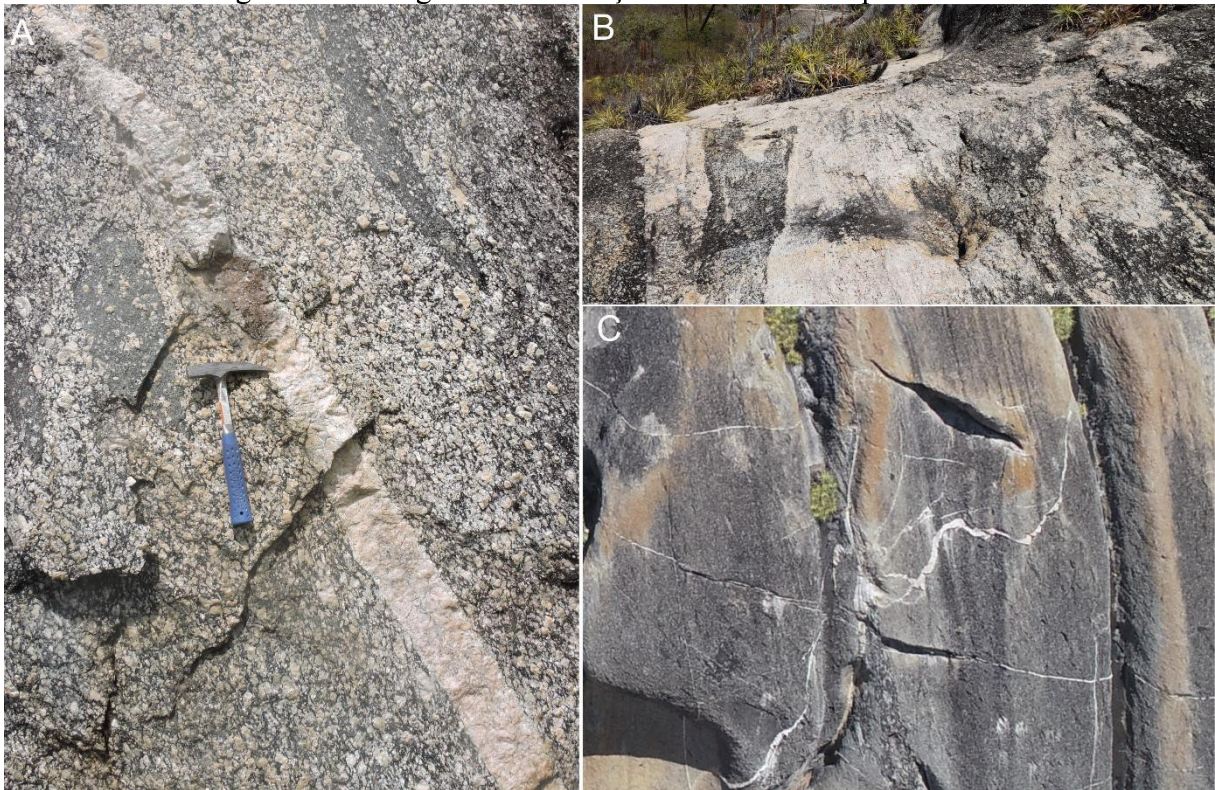


Fonte: Elaborado por Felipe Aires e Danuzio Brito, modificado de Best (2003).

Os diques podem ocorrer isolados ou agrupados, formando enxames - um conjunto de intrusões contemporâneas (ERNST; BUCHAN, 2004). Os enxames podem apresentar geometrias linear, radial ou não dispor de uma orientação preferencial – geralmente quando intrudem em porções mais rasas da crosta (ERNST; GROSFILS; MÈGE, 2001; MARTÍNEZ-POZA, 2016); nesse último caso, arranjos de diques com intersecções formando “vein networks” são frequentes (e.g. DRUGUET, 2008). As composições dos diques podem variar desde ultramáfica à félsica. Em plútons graníticos, não raro observam-se enxames de diques félsicos, pegmatitos e/ou veios de quartzo (MARTÍNEZ-POZA, 2016; JERRAM; PETFORD, 2011).

O contato de diques e veios com a encaixante é variável, podendo ser reto (“sharp”), ou gradacional (BRISBIN, 1986); geometrias irregulares, resultantes de eventos deformacionais também são frequentes (HOEK, 1991; DRUGUET, 2012) (Figura 6). Em geral, essas relações de contato refletem a reologia da rocha encaixante. Durante a cristalização de um corpo ígneo, seu comportamento reológico muda gradualmente de newtoniano (próximo à curva *liquidus*) para um não-newtoniano, com correlação positiva entre o aumento da fração cristais e a viscosidade e conseqüente comportamento plástico (BEST, 2013; NEVES, 2012).

Figura 6 – Geometria de diques félsicos no Pluton Quixadá conforme o contato com a encaixante. A – dique com contato reto. B – dique com contato gradacional. C – dique centimétrico com geometria irregular e intersecções com outros diques.



Fonte: acervo da autora.

Tendo isso em vista, Almeida (1995) apresenta uma correlação entre a geometria de dique sinplutônicos com o percentual de líquido (*melt*) na rocha hospedeira no momento do alojamento. Quanto maior o percentual líquido residual, menor o truncamento do dique no momento da intrusão, e conseqüente geometria mais irregular e contatos gradacionais. Por outro lado, o dique alojado na rocha com pouco ou ausência de líquido residual irá apresentar bordas retilíneas e espessura mais constante. Existem, ainda estágios intermediários, nos quais as bordas dos diques podem ser ora mais retilíneas, ora mais curvas, a depender a condição de cristalização.

Enxames de diques foram amplamente estudados do ponto de vista geológico e geodinâmico devido sua importância no transporte de magma na litosfera e na compreensão de paleostress (GOONERMAN; TAISNE, 2010; SRIVASTAVA, 2011). Ainda que esses corpos intrusivos tenham sido referidos como elementos estruturais que condicionam intemperismo e erosão (MIGÓN, 2004), pouca atenção fora dada ao seu papel na Geomorfologia.

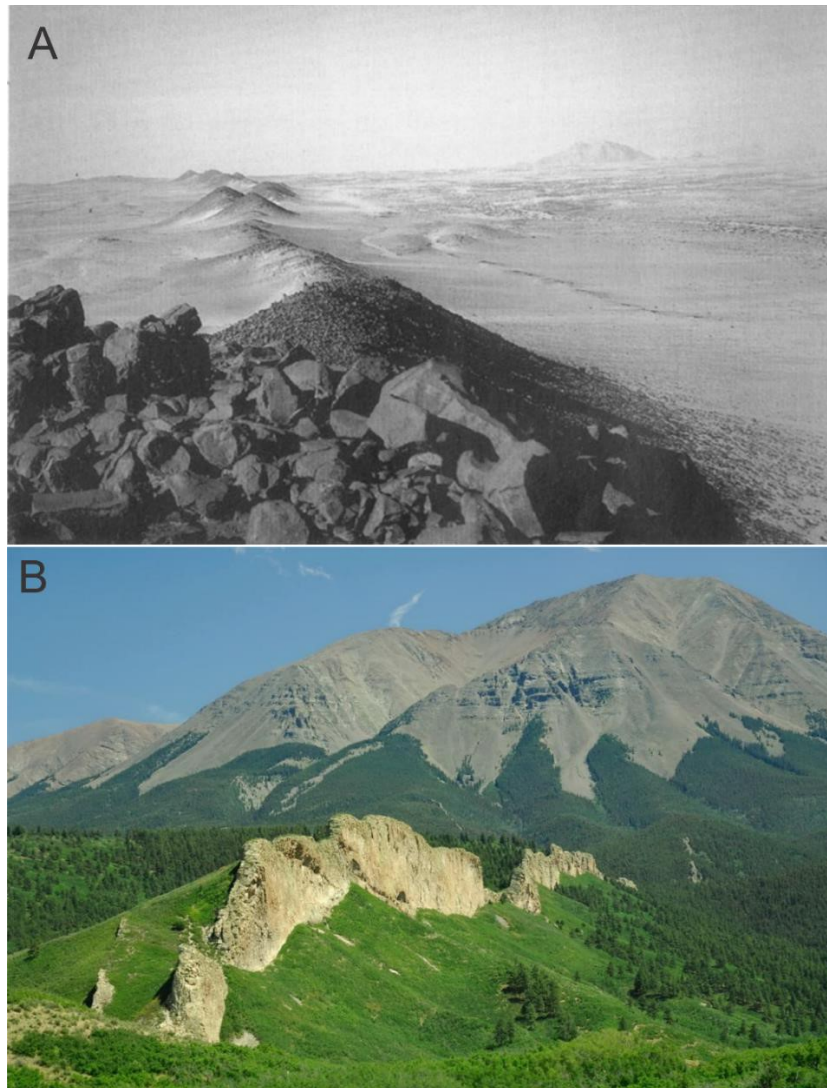
De modo geral, aponta-se os arranjos de diques de diversas dimensões formam discontinuidades que se evidenciam ao passo que a erosão diferencial ocorre (GILL, 2010).

Twidale (1982) também já apontara que aplitos em plútons graníticos tendiam a condicionar intemperismo diferencial e formação de feições erosivas em suas margens.

Alguns autores reportaram a ocorrência de cristas residuais controladas por um dique individual de extensão quilométrica que resistiu à erosão (JOHNSON, 1968; JÜRGENS; BURKE, 2000) (Figura 7). Outros estudos demonstram os contrastes na erosão diferencial com exemplos de menores taxas de intemperismo/microintemperismo em superfícies de veios de quartzo (e. g. ANDRE, 2002; NICHOLSON, 2008).

Diante do exposto, nota-se que os diques podem ser importantes elementos no condicionamento da erosão e consequentemente na modelagem do relevo em diversas escalas.

Figura 7 – Exemplos de controle estrutural exercido por diques de grande extensão e espessura na formação de cristas, evidenciando a erosão diferencial. A – Dique de dolerito formando inselbergs na Namíbia. B – Dique félsico formando crista (primeiro plano) na região do Spanish Peaks, EUA.



Fonte: A - Jürgens; Burke (2000). B – Greenberg (2023)

4 METODOLOGIA

A metodologia do presente estudo fundamenta-se na análise de propriedades da rocha que sustentam os inselbergs no Pluton Quixadá, incluindo aspectos estruturais, composicionais e geomecânicos. Esses dados são interpretados à luz da análise geomorfológica. Muitos dos procedimentos metodológicos de avaliação dos controles geológicos na geomorfologia está explanado em Goudie (2016).

Em termos dos procedimentos, o presente estudo incluiu etapas de processamento de dados regionais; aerofotogrametria com drone; obtenção de dados estruturais em campo e em modelos tridimensionais digitais baseados nos aerolevantamentos; testes geomecânicos in situ; coleta de amostras e análise geoquímica.

4.1 Aquisição e processamento digital de dados regionais

Para análise regional do contexto geomorfológico do da área de estudo e entorno foram obtidos modelo digital de elevação ALOS PALSAR RTC (Advanced Land Observing Satellite Phased Array Type L-Band Synthetic Aperture Radar), cenas AP_09568_FBS_F7080_RT1 e AP_2762_FBS_F7080_RT1) com 12.5m de resolução, disponibilizados no portal da ASF (Alaska Sattellite Facility) pela NASA (National Aeronautics and Space Administration).

Aliado a isso, outras bases de dados geológicos foram utilizadas, tais como os dados da litologia do Estado do Ceará disponibilizado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil (CPRM) (PINÉO *et al.*, 2020), escala de 1:500.000. A análise dos dados geológico do plúton e das encaixantes foi essencial para verificar a base litológica que compreende a situação dos inselbergs e, portanto, implicações de essas variações podem ter a nível do relevo regional.

Na análise e edição dos dados de radar, foi feito nos softwares Global Mapper 18 e QGIS 3.16, incluindo geração de mosaico, edição de paleta e análises do raster (*e.g.*, sombreamentos). Essa etapa foi fundamental na verificação da configuração geomorfológica regional e sua correlação com a geologia regional.

Aliado a esses dados, fora feita ampla revisão bibliográfica relativa à área de estudo e no contexto da Província Borborema, no Nordeste Brasileiro, tanto nos aspectos geológicos quanto geomorfológicas, em particular de terrenos graníticos.

4.2 Definição das áreas de análise no campo de inselbergs de Quixadá

Cinco setores do plúton Quixadá correspondentes a localização de inselbergs foram selecionados para realização de levantamentos de alta resolução com drone e análise estrutural

em campo. As áreas a serem analisadas tiveram como base reconhecimento de campo da configuração geomorfológica e aspectos geológicos do Pluton Quixadá. Mais de 60 inselbergs ocorrem na área do referido plúton e apresentam uma diversidade de morfologias (descrito em Maia *et al* 2015). Ademais, a variação faciológica no granito (apresentada por Almeida *et al.*, 1995 e Nogueira *et al.*, 2004) também se mostram interessante aspecto nos controles de erosão diferencial, visto em feições observadas no campo (reportadas em SOUZA, 2021). Essas descrições e observações em campo guiaram a escolha de cinco inselbergs onde os procedimentos descritos a seguir foram realizados, três na porção sudoeste do plútons (codificados como IS1, IS2, IS3) e dois na porção leste (IS4, IS5). Buscou-se abranger áreas com contexto diferente no aspecto morfológico dos inselbergs e no aparente padrão de estruturas como diques, vistos nos afloramentos.

4.3. Aerofotogrametria de alta resolução com VANT e processamento digital de dados

A aerofotogrametria é o processo de aquisição de dados espaciais e tridimensionais do terreno por meio de fotografias aéreas. Um particular tipo consiste na aerofotogrametria aérea com Veículos Aéreos Não-Tripulados ou drones (*UAV photogrammetry*) (CARVAJAL-RAMIREZ *et al.*, 2021), os quais permitem obtenção de dados a curtas distâncias do terreno.

Os levantamentos para imageamento de inselbergs na área de estudo foram feitos com VANT Phantom 4Pro DJIgo, com câmera acoplada. Os imageamentos são feitos com resolução sub-métrica e em altitude média de 80m a 100m da base de decolagem, a depender do afloramento a ser imageado. O controle dos disparos de câmera é feito manualmente com sobreposição de ~80%, com posição em nadir e a ângulos de ~45%, a fim de obter precisão nas laterais do relevo para construção de modelos 3D em ambiente digital.

As subsequentes etapas de processamento para construção de ortomosaico retificados e modelos digitais de elevação são realizadas no software Agisoft Metashape Photoscan (licença do laboratório de Geomorfologia - UFC) a seguir o Workflow: adição das fotos e definição de sistema de coordenadas geográficas (utilizado: SIRGAS 2000); alinhamento de figuras; geração de nuvem densa de pontos (arquivo.laz); geração de Mesh, textura, , geração de Modelo digital de terreno (MDT) (arquivo .tif) e ortomosaico (.tif).

Esses produtos (MDT e ortomosaico) – de cada inselberg são analisados em software livre QGIS versão 3.16. A topografia do terreno permite a análise da morfologia do inselberg em alta resolução e auxílio na identificação de feições de relevo pontuais, bem como geração de perfis topográficos. O ortomosaico serviram de base para o mapeamento de diques (geração de camada de linhas) em cada inselberg e mensuração das espessuras dos diques

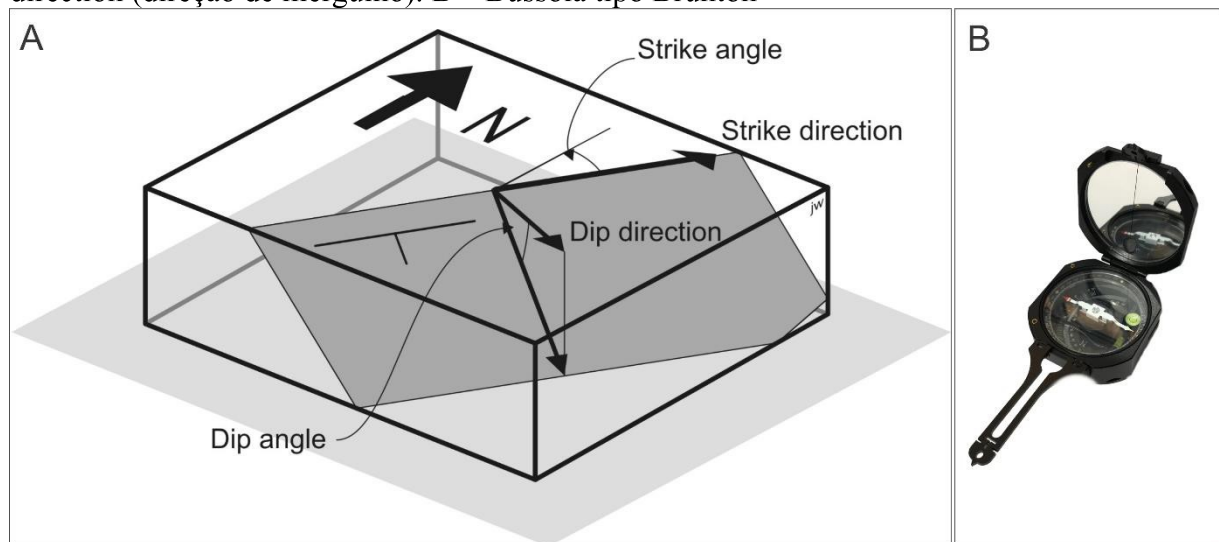
(centimétricos). A nuvem de pontos fora exportada para software Global mapper para análises estruturais, descritas na seção seguinte

4.4 Obtenção e análise de dados estruturais

Informações geométricas de estruturas geológicas nas rochas são importantes na compreensão de seu papel na geomorfologia em escala de afloramento, uma vez que são condicionantes de processos de intemperismo e erosão.

A análise estrutural realizada nesse trabalho enfocou na aquisição da atitude de diques (estrutura planar). A atitude dos planos é representada pela direção e mergulho (*strike/dip*) e direção de mergulho (*dip direction*), medidas com bússola geológica (FOSSSEN, 2016). O strike é medido pelo valor de azimute (orientação do plano em relação ao Norte), o mergulho é medido em ângulo (inclinação do plano em relação à horizontal); a direção de mergulho faz um ângulo de 90° com o strike. (Figura 8A). Um exemplo de notação de atitude é 060/15, em que o primeiro corresponde a um azimute de 60°, direção NE, e o segundo valor é o ângulo de mergulho de 15°.

Figura 8 – Representação de dados estruturais (atitude) obtidos de um plano A – representação gráfica do plano indicando strike direction (azimute), dip angle (ângulo de mergulho) e dip direction (direção de mergulho). B – Bússola tipo Brunton



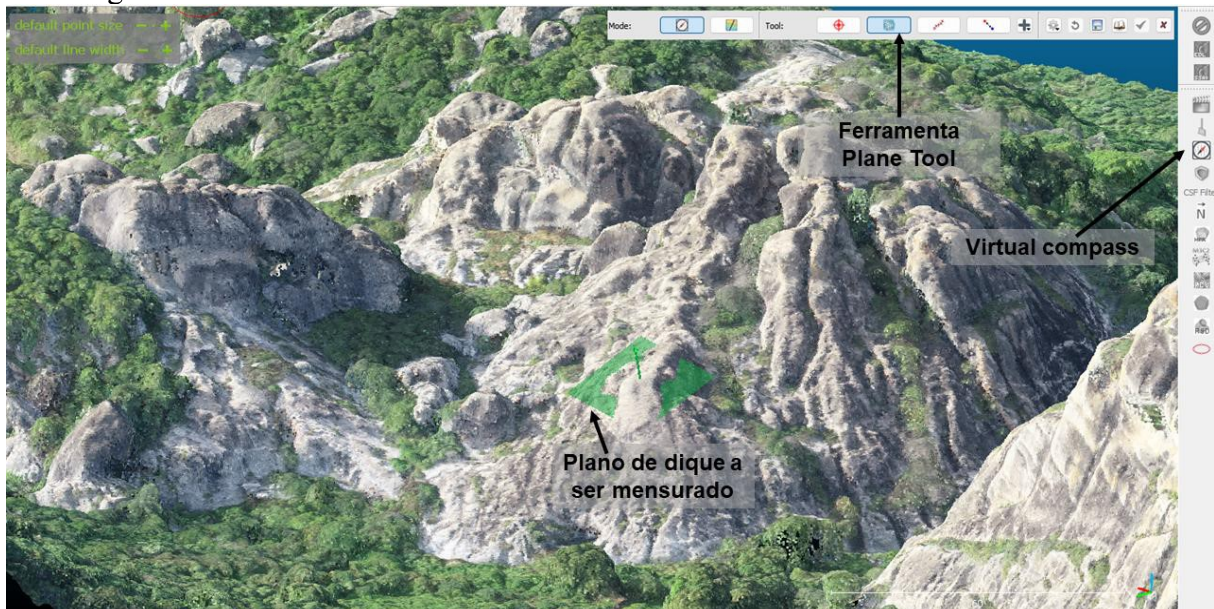
Fonte: Waldron & Snyder (2021) em https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Geology/Geological_Structures_-_A_Practical_Introduction_%28Waldron_and_Snyder%29/01%3A_Topics/1.02%3A_Orientation_of_Structures.

A primeira etapa de aquisição desses dados se deu em campo, com utilização de bússola Brunton (Figura 8B). A mensuração foi feita em afloramentos de diques nos inselbergs selecionados. A limitação do acesso de um plano exposto e fisicamente acessível determinaram os locais e a quantidade de dados coletados em campo.

Foram mensurados 6 a 8 diques em cada inselberg. Diques em outras porções também foram mensurados, com finalidade de comparação dos dados, porém não foram aqui apresentados. Os dados de atitudes dos diques podem ser verificados no Apêndice E.

A segunda etapa foi feita em ambiente digital, com base nos dados gerados pela aerofotogrametria (descrita na seção anterior). O principal produto utilizado para aquisição de dados foi a nuvem de pontos densa (*dense cloud*). As nuvens (arquivo.laz) foram exportadas e manipuladas no software Cloud Compare. Nesse ambiente é possibilitada a visualização detalhada do inselberg em formato tridimensional. A mensuração de atitudes de diques foi feita utilizando a bússola virtual (Virtual Compass) e seleção da ferramenta Plane Tool, que promove a criação de uma superfície semelhante à de uma bússola, a qual é posicionada sobre outra superfície (plano do dique) e então são fornecidos o mergulho (dip) e a orientação (strike) da estrutura, na seguinte forma 23/330 (dip/strike) (Figura 9). Essa ferramenta pode ser aplicada a qualquer outro elemento estrutural, tais como acamamentos e dobras. Sua utilização fora reportada em estudos como Vollger e Crunden (2016). Esses dados foram complementares aos dados de campo, e apresentam grande vantagem já que com o modelo 3D é possível ter acesso a área fisicamente inacessíveis em inselbergs.

Figura 9 – Interface do software Cloud Compare com indicação da ferramenta Plane Tool a ser utilizada para obtenção de atitude de dique identificado na nuvem de pontos densa de um inselberg.

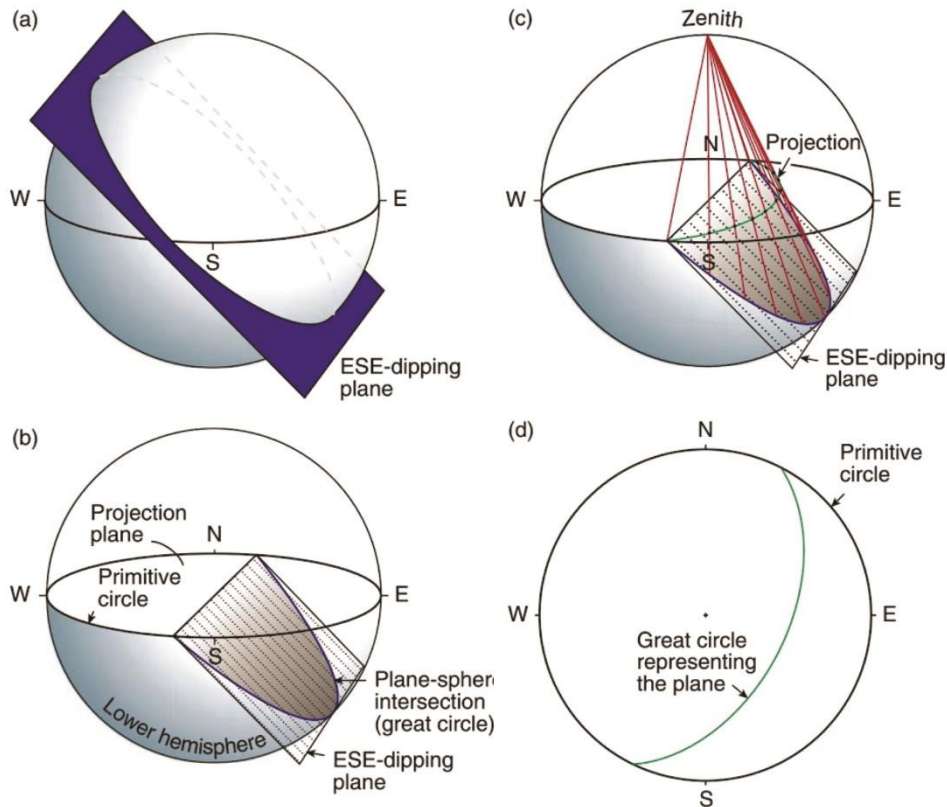


Fonte: Elaborado pela autora

O tratamento estatístico das atitudes de diques foi feito no software Stereonet 9.2.3, no qual foram plotadas as atitudes dos planos de diques em projeção estereográfica de área igual. A projeção é uma representação 2D do hemisfério inferior de uma esfera, onde o plano estaria

inserido. A interseção entre o plano e a esfera é representado por uma linha (Figura 10) (para princípios dessa representação, ver FOSSEN, 2016).

Figura 10 - Representação da projeção estereográfica de um plano. A – Plano hipotético com mergulho para ESE. B – Interseção do plano a esfera, formando o grande círculo. C – Projeção do grande círculo em relação ao zênite. D – Visão 2D da projeção com o grande círculo (linha verde) representando o plano.



Fonte: Fossen (2016).

Uma vez projetados diversos dados de uma mesma área, é possível visualizar a tendência de um conjunto de diques (*e.g.* no inselberg) e seu arranjo.

Outro elemento estrutural analisado, apenas em campo, foi a foliação e lineação dos granitos, dentro e fora do plúton, a fim de verificar se há padrões de deformação diferentes nas áreas em que estão inseridos os inselbergs e outras áreas onde eles não ocorrem. A orientação da lineação, nesse caso, é marcado sobretudo pelo estiramento de megacristais de feldspato/porções félsicas da rocha.

4.5 Avaliação geomecânica *in situ* com martelo de Schmidt

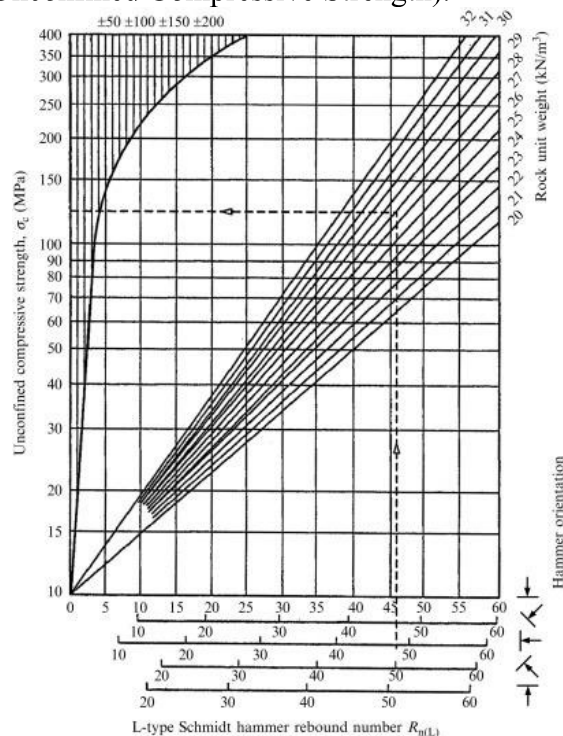
A geomecânica é uma área que estuda o comportamento mecânico de materiais geológicos (*e.g.* rochas) como resposta à ação a fatores físicos atuantes sobre o corpo rochoso (FEREIDOOONI, 2001). Esses estudos e avanços técnicos da área advém nas necessidades da

aplicação em engenharia civil e engenharia de minas, por exemplo, com muitos estudos voltados para rochas graníticas, por sua notável resistência (DOMEDE; PARENT; SELIER, 2019). Dentre os tipos de análise de propriedade mecânicas, encontra-se a avaliação da dureza de superfície, resistência à compressão uniaxial, pressão de carga pontual, choque térmico, dentre outros (ANIKOH *et al.*, 2015; YU *et al.*, 2020). Muitos destes são feitos em laboratório e outros podem ser realizados em campo. As respostas mecânicas do granito variam de acordo com as propriedades, tais como mineralogia, textura, anisotropia, grau de alteração e fraturamento (FEREIDOONI, 2001; ANIKOH *et al.*, 2015).

Uma das técnicas comuns na avaliação mecânica de rochas é a utilização do esclerômetro ou martelo de Schimdt (Schimdt Hammer), equipamento desenvolvido inicialmente para realização de testes não destrutivos *in situ* da dureza de concreto (AYDIN; BASU, 2005). Com o avanço das técnicas de quantificação de propriedades das rochas, passou a ser utilizado por geomorfólogos em diversos tipos litológicos e com diferentes aplicações, tais como averiguação de níveis de intemperismo e datação relativa (GOUDIE, 2006; 2016).

O martelo de Schimdt (SH) fornece geralmente o valor de rebote (Rebound value), um dos índices mais usados para estimar a resistência à compressão uniaxial (UCS – Uniaxial Compressive Strength) (Figura 11). Procedimentos padrão para testes com SH foram definidos pela ISRM e ASTM (AYDIN, 2009).

Figura 11 – Correlação entre valor de rebote (Schidmt Hammer Rebound number) e resistência à compressão uniaxial (Unconfined Compressive Strength).



Fonte: Zhang (2016).

A resistência da superfície das rochas graníticas na área de estudo foi averiguada por meio de testes de dureza *in situ* em rochas intactas, utilizando Schimdt Hammer tipo L Proceq® (Figura 12). O equipamento fora calibrado para fornecer diretamente valor de a Resistencia à Compressão Uniaxial (UCS), medindo durezas até 100 MPa. O equipamento também estava calibrado para correção de do valor de UCS independente do ângulo de posição do martelo; portanto, cálculos de correção posteriores não foram necessários. O objetivo aqui foi avaliar a respostas de dureza das fácies graníticas que compõe os relevos na área de estudo (inselbergs), a fim de verificar suas possíveis implicações geomorfológicas, incluindo a resistência ou susceptibilidade a processos intempéricos.

Figura 12 – Esclerômetro para rocha (Schimdt Hammer) tipo L, utilizado para os ensaios geomecânicos na área de estudo.



Fonte: UTest

Foram realizados testes geomecânicos em quatorze afloramentos de dois inselbergs – um no Sudoeste e outro no Leste do plúton. Fora realizada a avaliação da dureza das rochas porfíricas do plúton Quixadá (Fácies Quixadá) – 6 amostras, e de diques graníticos – 8 amostras, incluindo a variação textural de diques na área, todas em superfície e “frescas” (sem graus avançados de intemperismo). Seguiu-se o procedimento conforme ISRM (AYDIN, 2009), que consiste em obter 20 medidas de dureza na mesma amostra em pontos próximos, e utilizar os 10 maiores valores para fazer avaliação estatística dos dados. As recomendações para o teste *in situ* também foram seguidas, tais como a escolha de afloramentos com superfície regular, e longe de fraturas ou zonas de fraqueza, e, em caso de rochas inequigranulares (tais como rochas porfíricas), seguiu-se a recomendação da obtenção da dureza da matriz e do fenocristal, separadamente.

É válido ressaltar que o tipo de equipamento utilizado (tipo L) possui um limite na mensuração do grau de dureza da superfície (100 MPa), configuração adequada a rochas sedimentares com valores de dureza mais baixo. Em casos de rochas graníticas são (não expostas a agentes intempéricos) tais como amostras de *drillcore*, por exemplo, leituras resistência à compressão uniaxial obtidas em podem facilmente ultrapassar o valor mencionado. Diante disso, ressalta-se que os testes geomecânicos na área de estudo foram realizados em afloramentos cujas superfícies estão expostas à ação de agente intempéricos, e, portanto, apresentam microalterações superficiais, as quais, ainda que incipientes, podem afetar significativamente na redução da dureza da rocha (HEIDARI; MOMENI; NASERI, 2013; CERNÁ; ENGEL, 2011; MATSUKURA; TANAKA, 2000). É, portanto, que os dados de UCS apresentados aqui podem divergir relativamente a estudos que possuem outros objetivos como descrição da dureza de granitos, cujos dados são obtidos em superfícies de rocha totalmente inalteradas (HOEK, BROWN, 1997; BASU; CELESTINO; BORTOLUCCI, 2009; SOUSA, 2014). Entretanto, para o presente estudo, o método e resultados obtidos aqui respondem de modo eficaz para as análises empreendidas. É necessário ter em vista os objetivos para que os procedimentos e o tipo de equipamento utilizado sejam correspondentes.

4.6 Análise composicional das rochas graníticas

4.6.1 Caracterização de amostras de mão

Foram coletadas em campo trinta e quatro amostras de rocha em diversos inselbergs situados em diversos setores do Pluton Quixadá (ver Figura 17, seção 5). As amostras incluíram a Fácies Quixadá (monzonitos), predominante no plúton, os diques de granito e enclaves máficos. O conhecimento dessa variabilidade de fácies baseou-se nos trabalhos de Torquato *et al.* (1989), Silva (1989) e Almeida (1995). A distribuição espacial teve como objetivo fornecer uma amostra representativa da tendência composicional das rochas graníticas do plúton. O maior enfoque de amostragem foi dado aos diques (20 amostras) devido à natureza do trabalho, que objetiva analisar sua implicação geomorfológica. Também foram coletadas amostras da rocha encaixante ou Fácies Quixadá (11) e enclaves máficos (3).

Inicialmente essas amostras de mão coletadas aleatoriamente foram organizadas por suas características petrográficas macroscópicas, sobretudo cor, textura, fábrica (particularmente presença/ausência de anisotropia), baseado nas descrições de rochas ígneas em Jerram e Petford (2011).

4.6.2 Caracterização geoquímica por Espectroscopia Dispersiva de Energia de Raios X

A caracterização química das amostras de rochas do Pluton Quixadá foi realizada por meio de análise por Espectroscopia Dispersiva de Energia de raios X, com espectrômetro (EDS) acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC).

A análise por Espectrometria dispersiva de energia de raios X consiste na geração de feixes de elétrons de alta energia sobre a amostra alvo. No MEV a amostra é bombardeada com o feixe de elétrons, os quais possuem mais ou menos a mesma energia, igual à da tensão de aceleração. Na análise das amostras do presente estudo, a tensão de aceleração foi de 15KeV (kilo electron volts). Os elétrons irão interagir com a amostra e produzirão, em parte, raios X em decorrência de sua desaceleração (Bremsstrahlung), formando o que se chama “background” (SEVERIN, 2004).

Entretanto a principal interação dos elétrons com a amostra é a produção dos Raios-X característicos (SEVERIN, 2004), a qual ocorre quando os elétrons do feixe interagem com os elétrons na camada interna dos átomos, causando a saída de um elétron da camada interna (K) e gerando um espaço vago, que será então ocupado por outro átomo da camada mais externa imediata (L). Nesse processo/reação, um fóton (geralmente no espectro dos Raios X) com a energia corresponde à diferença dos dois níveis de energia será gerado.

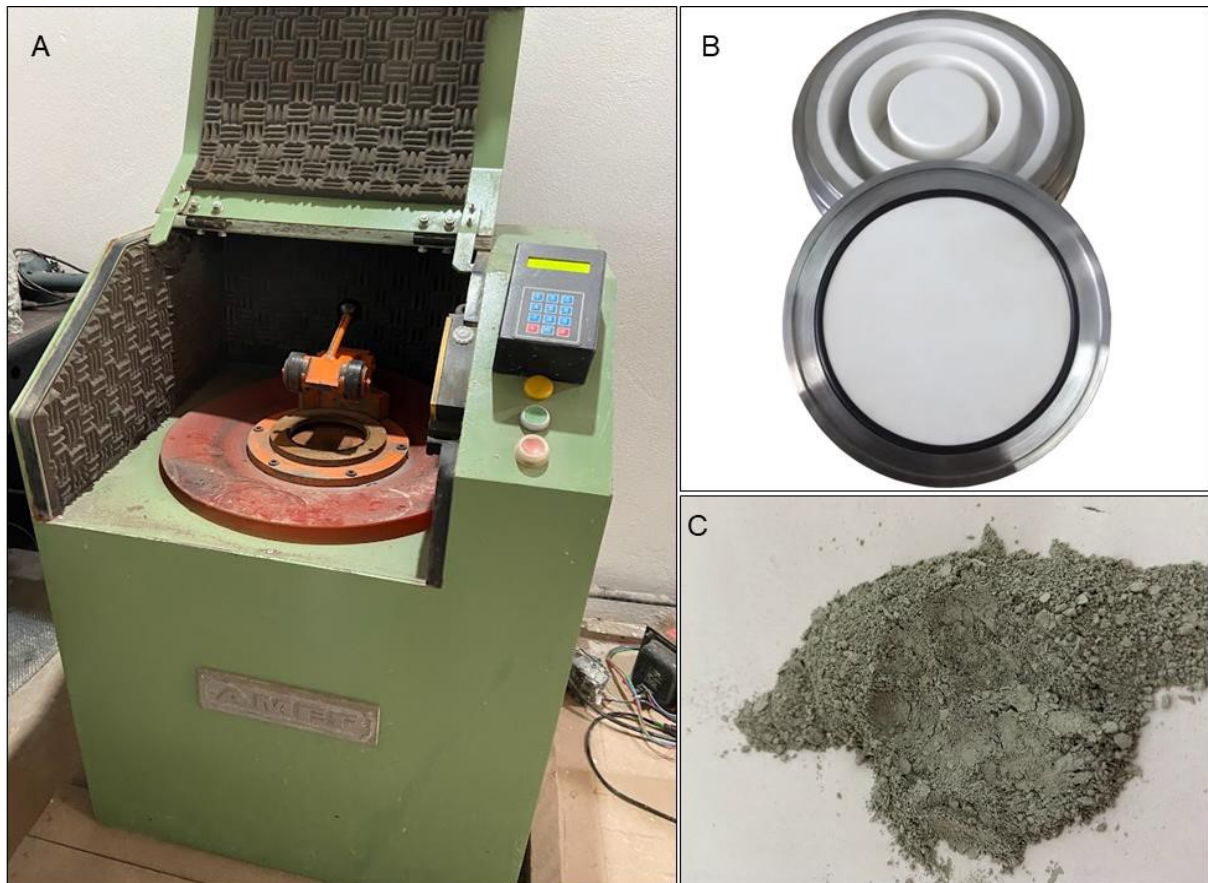
A chave desse processo para a caracterização química é que, uma vez que os níveis de energia das camadas de elétrons são diferentes para diferentes elementos, os raios X emitidos por átomos que foram ionizados serão diagnósticos de seu número atômico, e, portanto, chamados de raios X característicos (SEVERIN, 2004).

Os procedimentos realizados nessa etapa consistiram em:

- (i) Preparação das amostras: a preparação inicial consistiu na fragmentação de cada amostra em pedaços menores (aprox. 2 cm) e subsequente moagem em Moinho Pulverizador de panela AMP1-M (AMEF Comercial Ltda) no Laboratório de Preparação de Amostras, no Departamento de Geologia da UFC. As amostras são moídas até atingirem a textura de 200 mesh (Figura 13), modo o qual serão submetidas à análise química. A fina textura dos grãos é importante, pois a literatura aponta que os pequenos grãos favorecem melhor análise composicional, uma vez que geram menos efeito de sombreamento de umas partículas sobre as outras (SEVERIN, 2004). A devida limpeza da panela a cada

troca de amostra foi realizada com álcool líquido e água, além da secagem com papel, a fim de evitar contaminação na troca de materiais. Ressalta-se que em todo o processo de preparação até a análise as amostras são secas.

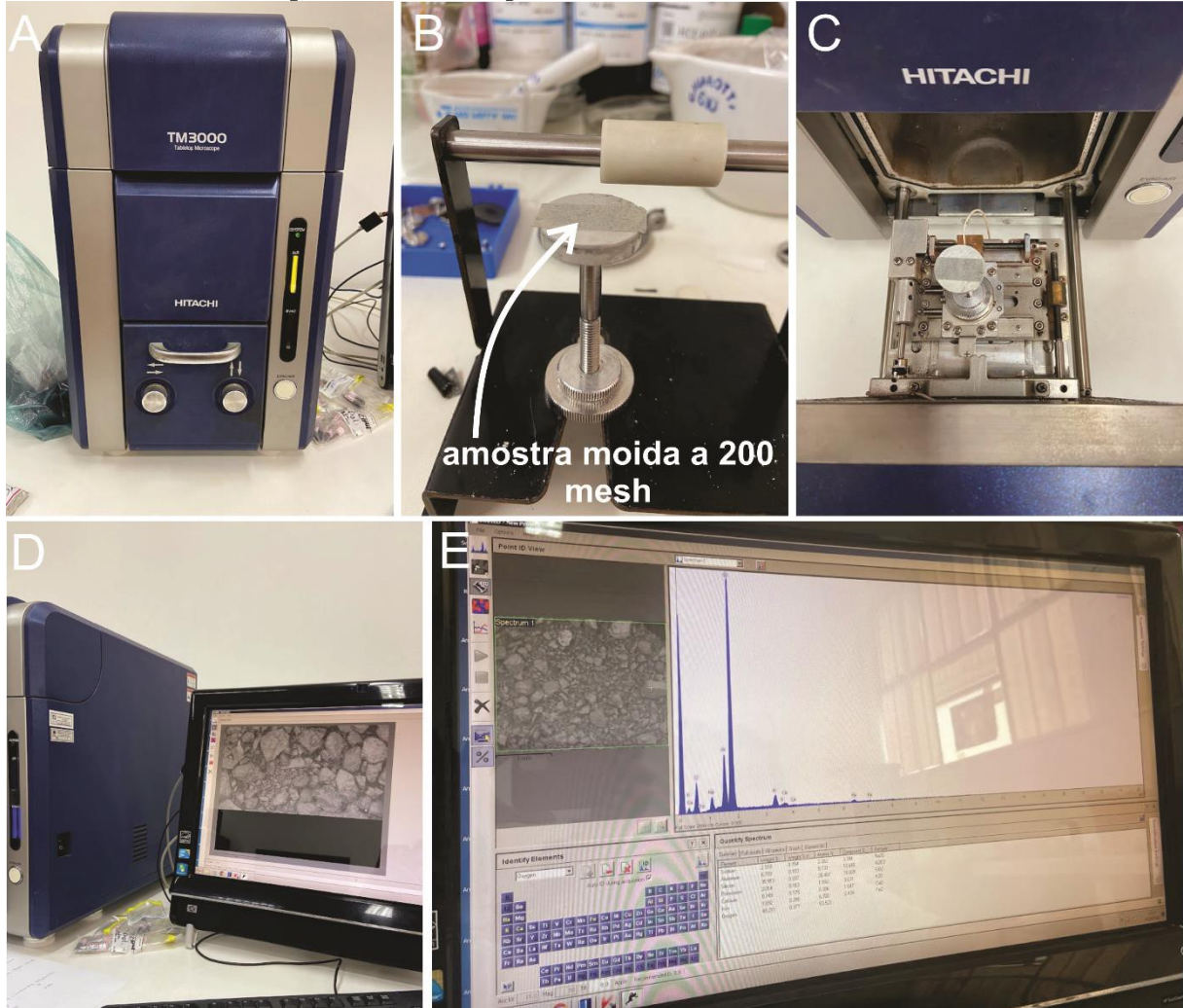
Figura 13 – Equipamentos de preparação de amostras sólidas para análise em MEV/EDS. A – Moinho pulverizador de panela. B – Panela na qual os fragmentos centimétricos das amostras são colocados. C – Textura final da amostra moída a 200mesh.



Fonte: Acervo da autora

- (ii) Análise MEV/EDS: cada amostra foi colocada sobre um disco de alumínio (*stub*) com aprox. 2 cm de diâmetro, no qual uma fita dupla face é fixada, a fim de que o pó da amostra se mantenha estável e análise possa ser realizada. Esse disco fora posicionado na câmara de evacuação do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) de bancada Hitachi TM300. Após essa etapa, aciona-se o feixe e a imagem é gerada no software Swift ED3000. A ampliação da amostra fora de 100x. Com essa definição, inicia-se o processo analítico em conjunto com o equipamento EDS, fornecendo os dados composicionais dos óxidos (Figura 14).

Figura 14 – Equipamentos e procedimentos de análise química das amostras de rocha em MEV/EDS. A - Microscópio Eletrônico de Varredura TM3000 Hitachi. B – Disco de alumínio (stub) onde são colocadas as amostras moídas a 200mesh. C – Posicionamento do stub na câmara de evacuação. D – Geração de imagem ampliada da amostra. E – Interface software Swift ED3000 com os picos dos óxidos presentes na amostra.



5 ARTIGO “GRANITIC INSELBERG EROSION CONTROLLED BY DIKE SWARM ARRAY IN SEMIARID BRAZIL”¹

Anna S. V. Souza ^a, Rubson P. Maia ^a, Francisco H. Bezerra ^b, Piotr Migoń ^c, Lionel Siame ^d

^a Department of Geography, Federal University of Ceará, Fortaleza, Brazil

^b Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Brazil

^c Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, pl.

Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, Poland

^d Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France

Abstract

Numerous inselbergs rise above the regional erosional surface in semiarid northeastern Brazil. The inselbergs are underlain by granites of Quixadá Pluton and are cut by dike swarms of different orientations, thicknesses, and compositions. Five inselbergs with abundant dikes from two different parts of the pluton were selected to investigate the role of dike patterns and morphological features of hillslopes on the evolution of residual granite topography. The methods included field mapping of landforms, structural measurements of accessible dike arrays, and rock strength determinations using a Schmidt hammer. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) photogrammetry was used to build detailed digital terrain models of inselbergs and to recognize geometric patterns of dike arrays. In addition, more than 30 rock samples were collected to determine rock composition and evaluate their resistance to weathering. The results indicate that dikes exert clear but variable control on the morphology of granite inselbergs. The dip of the dikes is of main significance. Low-angle, sub-horizontal dikes increase rock-mass resistance, providing effective barriers for the descending weathering front, and are associated with the most prominent, steep-sided residual hills. By contrast, steeply-dipping dikes promote weathering and are hypothesized to underlie the plains between the inselbergs. At a small scale, dikes control the occurrence and evolution of minor rock landforms such as weathering pans, solution runnels, overhangs and split boulders.

Keywords: Inselbergs; Structural Control; Dikes; UAV.

¹ Este manuscrito foi submetido à revista *Geomorphology* em 14/03/2023

5.1 Introduction

Inselbergs are among the most characteristic landforms built of granite (THOMAS, 1978; TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005; MIGÓN, 2006). This name, coined at the turn of the 20th century and widely adopted afterward, applies to isolated hills rising above flat or gently undulating denudation surfaces (the name itself is German and literally means ‘island hill’). Many inselbergs show sharp slope/piedmont junctions and steep, not uncommonly bare rock slopes, at least along part of their perimeters. Inselbergs as medium-scale relief features typically host smaller-scale landforms such as boulders, tafoni, weathering pits, rillenkarren and non-karstic caves developed along deep joint-controlled clefts or between boulders. Inselbergs have been reported from various climatic settings (see reviews in TWIDALE, 1982 and MIGÓN, 2006), suggesting a minor role of climatic control and the primary role of rock properties in landform evolution in granite areas.

Scientific debates about granite inselbergs have focused on two key, interrelated issues, with two main questions asked: the origin of residual hills and the reasons for emergence and survival of a hill in a specific place. Regarding the former, the concept of two/multi-stage origin, involving the phase of deep selective weathering, followed by removal of weathering products and exposure of unweathered granite compartments, gained widespread acceptance (TWIDALE, 1964; THOMAS, 1965, 1978) and empirical confirmation from observations in deep excavations, drillings and geophysical surveys (LIDMAR-BERGSTRÖM, 1989; BEAUVAIS *et al.*, 2003). For very high inselbergs, alternating phases of deep weathering and regolith erosion are more likely than a simple replacement of weathering by erosion (TWIDALE; BOURNE, 1975). This model applies to humid environments, where deep weathering systems are particularly efficient, but inselbergs in contemporary arid and semiarid areas may be inherited from previous, more humid climates.

Reasons for the selectivity of deep weathering may be lithological or structural. Granite plutons are not necessarily lithologically homogeneous and potassium-rich granites tend to give rise to inselbergs more readily than other variants (PYE; GOUDIE; WATSON, 1986; MIGÓN, 1996). Likewise, late-stage intrusions of finer-grained variants into coarse-grained granites from the main intrusive phase are more resistant and support residual hills (MIGÓN, 1996). However, most granite inselbergs seem to be structure-controlled landforms (TWIDALE, 1982, 1998; RÖMER, 2005, 2007; MIGÓN, 2006), resulting from heterogeneous bedrock fracture densities, which allow more massive compartments to resist weathering and remain in relief after differential erosion (THOMAS, 1965, 1978; TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL-

ROMANÍ, 2020). Many granite inselbergs, including various classic localities in Brazil (LIMA; CORRÊA-GOMES, 2015; VARAJÃO; ALKMIN, 2015), are massive domes of hundreds of meters high, with continuous joint traces tens of meters apart. In fact, if structural control is so strong, the preparatory phase of deep weathering is not essential, and inselbergs may simply reflect different joint-related efficacies of surface weathering systems, as demonstrated for impressive granite inselbergs of the Namib Desert (SELBY, 1982).

The structural aspect also comprises elements such as systems of veins and dikes (MIGÓN, 2004), which are frequent in igneous bodies and widely studied from a geological point of view (HALLS, 1982; ERNST; BUCHAN, 2006; GONNERMANN; TAISNE, 2015; FOSSEN, 2016). In contrast, they have received relatively scarce attention in geomorphological research. Studies carried out by Johnson (1968), André (2002), Jürgens and Burke (2000) and Nicholson (2008) provided some insights into the issue of dike control but did not address the role of dikes/veins as the main theme, and certainly not in the context of the evolution of granite inselbergs.

In semiarid Northeastern Brazil, many inselbergs and associated minor landforms occur within intrusions of granitic composition (VAUCHEZ *et al.*, 1995; MAIA; BEZERRA, 2014; MAIA; NASCIMENTO, 2018; ARAGÃO; GORAYEB; GALARZA, 2020). Among them is the Quixadá Pluton, located in the central part of Ceará State, distinguished by the abundance of inselbergs (MAIA *et al.*, 2015). Granites exposed within inselbergs are intensely cross-cut by felsic dike swarms (ALMEIDA, 1995; NOGUEIRA, 2004). A few studies reported differential weathering processes related to dike and veins (Maia *et al.*, 2015; 2022). However, no discussion has been presented regarding their significance for the broader-scale geomorphology of inselbergs.

To fill this gap, we use a combination of methods and aim: (i) to analyze the regional structural framework of Quixadá Pluton; (ii) to provide detailed characteristics of dike patterns in terms of composition, strength, and geometry; (iii) to verify how felsic dikes may guide differential weathering processes based on their compositional and geometric aspects, and therefrom (iv) to ascertain implications of the arrangement of felsic dike swarms on landform evolution in the Quixadá inselberg field. Therefore, this work intends to contribute to understanding inselberg evolution based on the perspective of structural geomorphology.

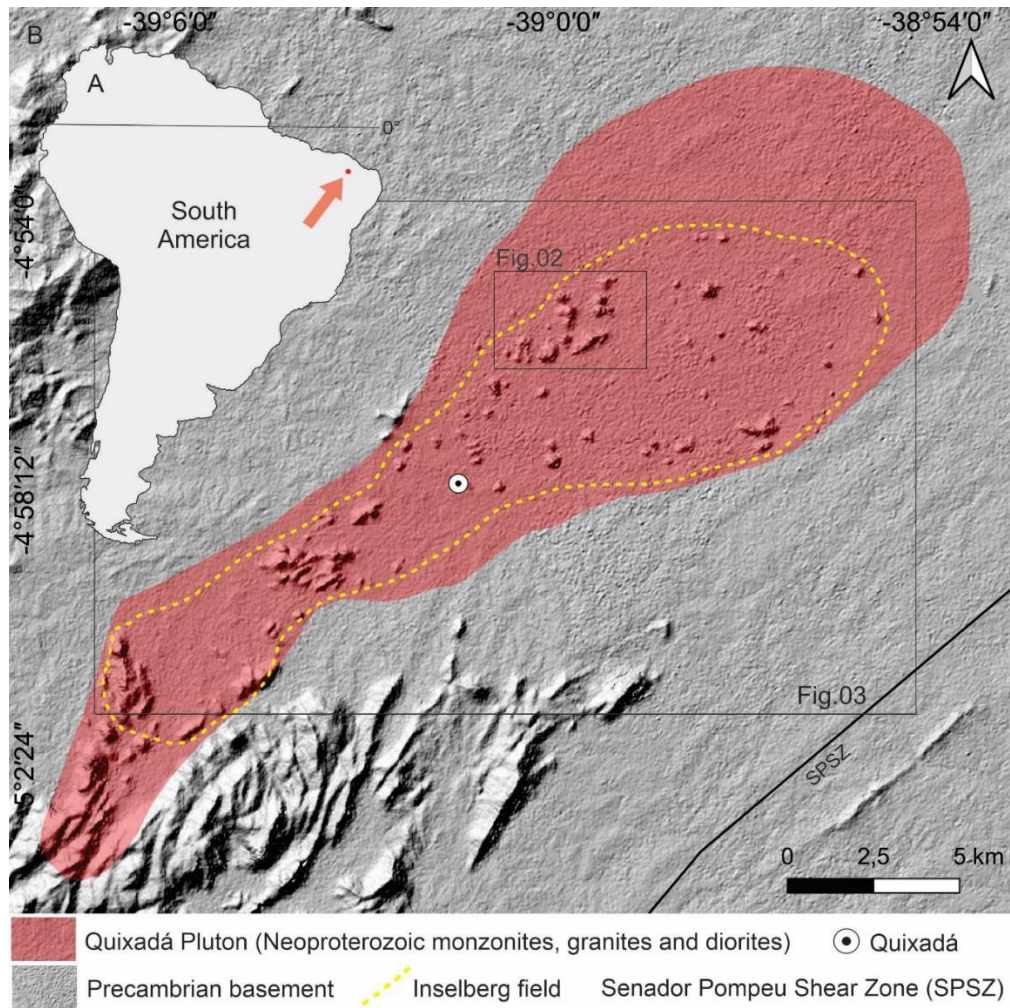
5.2 Location of study area and geological setting of inselbergs

5.2.1. Location and geological setting

In Northeastern Brazil, an outstanding inselberg landscape is located around the town of Quixadá, 170 km away from the Atlantic Ocean (Figure 15). More than 60 inselbergs occur in isolation or small clusters and rise from 30 m to 300 m high above the regional erosion surface at approximately 150 m a.s.l., named the Sertaneja Surface (COSTA *et al.*, 2020) (Figure 16). In the south, the granite pluton borders with metamorphic massifs elevated to ca. 700 m a.s.l (MAIA *et al.*, 2015; COSTA *et al.*, 2020). The climate of the area is semiarid (ALVARES *et al.*, 2013), with a mean annual rainfall of 700 mm (FUNCEME, 2022) and a rainy season coinciding with summer-autumn. The average temperatures are around 26 °C to 28 °C (INMET, 2022).

The Quixadá inselberg field is located at the center of a Precambrian block. The area is part of the Borborema Province, formed during the Neoproterozoic Brasiliano Cycle, the last orogeny in intraplate South America (640-540 Ma) due to the collision of Amazonas, São Luis/West African and São Francisco/Congo cratons (ALMEIDA *et al.*, 2000). The Brasiliano Cycle comprises NE-SW-striking ductile strike-slip shear zones that accommodated the intrusion of several igneous bodies (VAUCHEZ *et al.*, 1995). The region has been subjected to brittle deformation until the present (BEZERRA *et al.*, 2011; COSTA *et al.*, 2021).

Figure 15 - Location map of Quixadá Pluton in NE Brazil, where the inselberg field is located (yellow braked line). The Precambrian basement hosts the pluton; one of the major regional structures (SPSZ) is indicated in the southeast. Geological data based on Pinéo *et al.*, 2020.



Fonte: Elaborado pela autora

Figure 16 – Quixadá inselberg field, in semiarid Brazil. The hills are supported by the Quixadá Pluton granitic rocks and reach up to 430 m a.s.l, displaying a variety of morphologies. Location in Fig.1.



Fonte: acervo da autora

The Quixadá Pluton (ca. 31 x 8 km) (Figure 15) is one of the Neoproterozoic granites that intruded the Precambrian basement rocks, namely the Juatama Unit, Independência Formation, situated in the Ceará Central Domain (NEVES *et al.*, 2000; PINÉO *et al.*, 2020). The Quixadá Pluton encompasses lithologies of the Itaporanga Intrusive Suite (600-585 Ma) of potassium-rich, calc-alkaline affinity, composed of monzonites, quartz-monzonites, monzodiorites, and granodiorites of porphyritic texture with potassium feldspar megacrysts immersed in a phaneritic matrix (MARIANO; SIAL, 1990; GALINDO; NASCIMENTO; MEDEIROS, 2019; PINÉO *et al.*, 2020). The porphyritic monzonites constitute the main granitic facies, named the Quixadá Facies (ALMEIDA, 1995; PINÉO *et al.*, 2020), in which ellipsoidal mafic enclaves of dioritic composition are enclosed (ALMEIDA, 1995; NOGUEIRA, 2004). Apart from the main igneous body, leuco-microgranites and fine- to medium-grained equigranular granites *sensu stricto* occur as dikes and veins (GALINDO; NASCIMENTO; MEDEIROS, 2019; ARCHANJO *et al.*, 2022;). These felsic dikes intruded porphyritic rocks of the Quixadá Pluton and are referred to as felsic equigranular facies due to their high silica content compared to the host rocks (SILVA, 1989). They are syn-plutonic structures and display geometric variations resulting from crystallization/melt fraction and consequent fracturing (ALMEIDA, 1995; NOGUEIRA AND MORALES, 1999).

One of the most important regional structures close to the pluton is the Senador Pompeu Shear Zone (CASTRO *et al.*, 2002). This shear zone, along with other shear zones in the region, guided pluton emplacement and local magmatic flow structures, such as crystal stretching and elongation of mafic enclaves (MAIA; BEZERRA, 2020).

5.2.2 Inselbergs

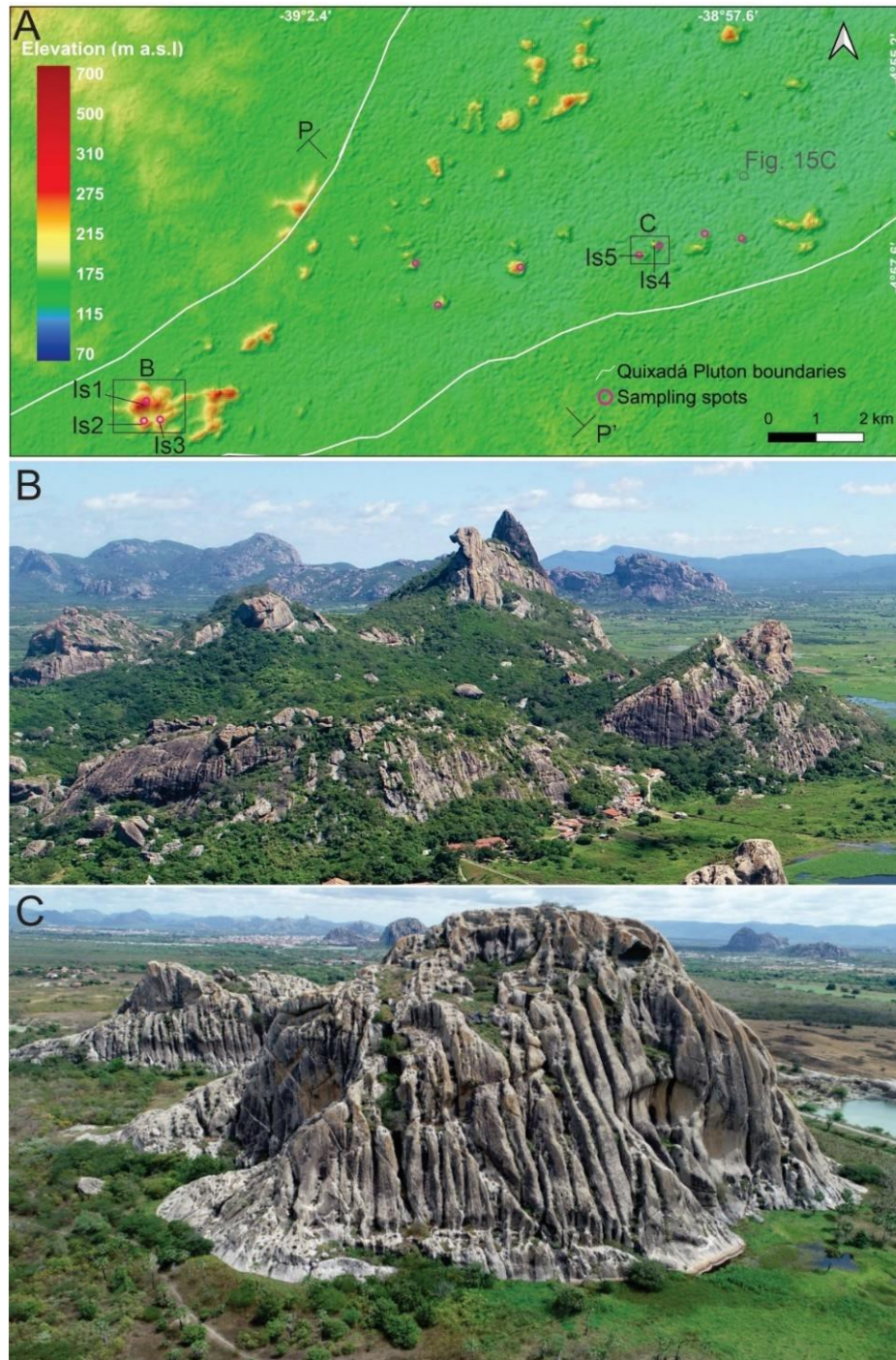
The granitic facies of the Quixadá Pluton underlie the inselberg field. The inselbergs display a variety of shapes. Maia *et al.* (2015) summarized morphological patterns in the Quixadá inselberg field with regard to the weathering-related features, distinguishing three dominant geomorphic types: (1) inselbergs with the rock mass densely fractured, modeled by frequent rock-slope failures and surrounded by talus deposits, (2) inselbergs, whose bare slopes are dominated by dissolution features, with limited evidence of rock fall, and (3) bornhardt-like (domed) inselbergs with massive concave-convex slopes, very scarce evidence of rock fall and almost no talus.

Among many inselbergs in the area, five were selected to conduct detailed studies of hillslope morphology, weathering features and dike patterns (Figure 17). These are coded IS1

to IS5 and located in the southwestern (IS1, IS2, IS3) and the eastern part of the pluton (IS4, IS5). Their morphology is summarized as follows:

- IS1 is one of the highest hills within the Quixadá Pluton, ca. 250 m high, with the surrounding low-relief surface at approximately 200 m a.s.l. It has two sharply pointed peaks with nearly vertical walls, aligned NE-SW and separated by a lower central sector of convex shape, some 30 m below the level of the peaks. Extensive talus slopes meet the adjacent plain at a ca. 20° angle and are built of metric and decametric boulders derived from both upslopes and through in situ breakdown.
- IS2 is located south of IS1 and rises 120 m high. It is asymmetrical, with massive steep east- and south-facing slopes and a gentle western slope. A few boulders are scattered on the summit; they also occur in some adjacent sectors at the footslope. A large tafone ~ 10 m long, occurs within the north-facing hillslope.
- IS3 is located east of IS2 and is 100 m high. The hillslopes are convex in the southern and southwestern parts. In the central zone, slightly concave ramps occur, with scattered decametric boulders. On the NE summit of the inselberg, a cave ca. 20 m long and 5 m high has developed in porphyritic granite.
- IS4 is 110 m high and displays steep convex slopes, within which up to 80 m-long parallel solution runnels have developed. However, no comparable features occur in the massive granite exposed within the N/NW-facing slope.
- IS5 is located west of IS4 and ca. 65 m high. Only the east-facing slope is steep, otherwise, the hillsides gently slope toward the adjacent plain. In its northern sector, decametric rock boulders (up to 19 m x 24 m) occur due to bedrock fragmentation.

Figure 17 – Location and geomorphology of areas where inselbergs cut by dike swarms were analyzed. The purple dots indicate sampling spots for geochemical analysis. Profile P-P' is represented in Fig.6. A – Digital Terrain Model of the Quixadá Inselberg Field. B – Oblique view of the inselberg cluster in the SW part of the pluton (inselbergs coded as IS1, IS2 and IS3). C – Oblique view of inselbergs in the E part of the pluton (IS4 and IS5). Geological data based on Pinéo *et al.*, 2020.



Fonte: Elaborado pela autora.

5.3 Data sources, methods and terminology

This work is based on geomorphological, structural and petrological data derived from satellite imagery, drone surveys, field mapping, testing of rock properties, and geochemical analysis. Five inselbergs within the Quixadá Pluton were selected as sampling places (see section 5.2.2), but the geomorphology of their surrounding areas was also considered.

5.3.1 Remote sensing survey

We performed a regional-scale analysis based on 12.5 m resolution ALOS PALSAR RTC (AP_09568_FBS_F7080_RT1 and AP_2762_FBS_F7080_RT1 scenes), available on the Alaska Satellite Facility platform (<https://asf.alaska.edu/>). These images allowed for the identification of major structures (*e.g.*, shear zones) and geomorphological characteristics of the area. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) surveys were carried out on five inselbergs, providing georeferenced spatial datasets: orthorectified mosaics, high-resolution Digital Terrain Models, and Point Clouds of inselbergs, elaborated in the Agisoft MetaShape software, following the workflow. These data allowed us to analyze the topography of individual inselbergs and identify local structural elements such as dikes, as the regional-scale imagery does not allow for the identification of the centimeter to meter-thick intrusive bodies. Based on the orthophotos, dike outcrops were identified and mapped on each inselberg using QGIS software (3.16 version).

Strike and dip of the dikes were measured on 3D Models (inselberg Point Clouds), using the Virtual Compass/Plane Tool in Cloud Compare software, following similar procedures described by Vollgger and Cruden (2016). Based on the analysis of these data, we proposed a classification of the dike array according to the dip angle range, and we plotted the results in stereographic projections.

5.3.2 Fieldwork

Fieldwork involved landform inventory and mapping, especially with respect to the manifestations of the dikes in hillslope morphology. Other features of interest included shapes of hillslopes and their changes, the occurrence and possible origin of boulders, caves and rock shelters, and dissolution features (pans, karren, solution runnels). Wherever possible, a representative amount of strike/dip data on individual dikes was measured with a Brunton compass. Likewise, the thickness of dikes was measured in the field at accessible places. The ductile (foliation) deformation pattern was assessed by visual analysis of change in foliation and rock fabric within and outside the pluton, along with strike measurement of mineral lineation.

Non-destructive Schmidt hammer tests were executed on rock outcrops to evaluate Uniaxial compressive strength (UCS). The equipment used was an L-type Schmidt Hammer, calibrated in MPa reading units (measuring up to 100 MPa). Fourteen rock outcrops were

selected on inselbergs IS1 and IS4, representing both dikes (8) and the host rock (6), and the following procedure was adopted (ISRM, 1981; AYDIN, 2009). Twenty readings were taken on visibly non-weathered rock surfaces, and the ten highest values were subject to further statistical analysis.

5.3.3 Petrographic and geochemical analysis

Thirty-four rock samples of dikes (20), host rock (11), and mafic enclaves (3) were collected on outcrops (locations of sampling spots in Figure 17). The samples were initially categorized by the macroscopic petrographic aspects of the hand specimens (color, texture, and fabric), based on Jerram and Petford (2011) descriptions (see sample photographs in Apêndice A). The samples were ground at 200 - mesh on AMP1-M (AMEF Comercial Ltda) pan mill equipment for geochemical analysis and submitted to Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy analysis in a desktop Scanning Electron Microscope (SEM_EDS TM3000). The results provided the composition (%) of oxides in each sample: SiO₂; Al₂O₃; Na₂O; K₂O; FeO; MgO; P₂O (see Apêndice B). The results of previous analyses of granite rocks from the Quixadá Pluton (SILVA, 1989; ALMEIDA, 1995) were considered in the typology of dikes (see section 5.4.1).

5.3.4 Terminological remarks

In this study, dikes are considered sheet-like tabular bodies of igneous rocks intruded into preexisting bedrock in the late stages of magmatic activity, ranging from a few centimeters to a few meters in thickness. They typically occur in swarms, consisting of a set of coeval intrusions. Veins, in turn, are referred to as mineral-filled intrusions. These definitions are based on Ernst and Buchan (2004), Gill (2010), Goonerman and Taisne (2015), and Korteniemi (2015). Table 1 defines a few specific terms often used in this work.

Table 1 – Definitions of specific terms related to dike occurrence and applied in this study.

| Term | Definition |
|-------------------------|--|
| Intersection point/line | The junction of the dike with the inselberg slope, which allows for the identification of a dike outcrop |
| Dike outcrop | The exposed surface of a dike, where its thickness can be measured |

| | |
|----------------------------|--|
| Dike – host rock interface | The contact between the border of the dike and its host rock |
| Dike intersection | Cross-cutting relationship between dikes |
| Dike orientation | Strike and dip of a dike |
| Dike array | The general geometrical mode of dike organization, according to the orientation and geometry of intrusions (<i>e.g.</i> , vertical array, sub-horizontal array) |

Fonte: elaborado pela autora

5.4 Results

5.4.1 Rock properties

5.4.1.1 Compositional and textural aspects of the granite rocks

The sheet intrusions within the Quixadá Pluton are generally of granite composition and were distinguished into three types based on their macroscopic texture and fabric: fine-grained pegmatites, coarse-grained pegmatites, and anisotropic dikes.

Pegmatite dikes are the most common type of intrusion in the pluton and consist of centimeter-thick sheet-like bodies. They are leucocratic phaneritic and isotropic rocks, which display textural diversity reflecting the crystallization period. Thus, a few samples represent equigranular rocks of fine- or medium-grained texture (FgP), whereas others are non-equigranular and coarse-grained (CgP). In the latter, quartz and feldspar crystals are well-developed and distinguished from the mafic ones, such as biotite, which are nearly absent in some samples.

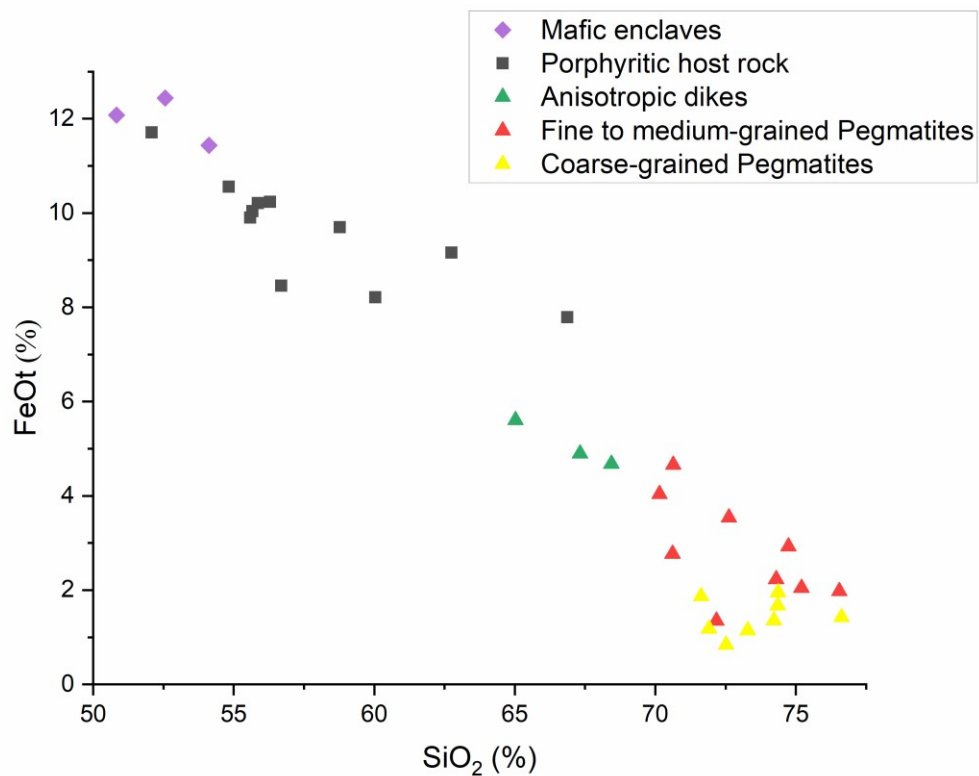
Anisotropic dikes (AD) are also phaneritic, with a fine- to medium-grained texture. They differ from pegmatites by their subtle anisotropy generated by mineral stretching and because they occur as meter-thick sheet intrusions. The color of the samples also allows for the identification, as they present a superficial grey color due to higher concentrations of mafic minerals in comparison with other dikes, reflected in their geochemistry.

The felsic dikes of the Quixadá Pluton are hosted by a rock of porphyritic texture, with K-feldspar megacrysts immersed in a medium to coarse-grained matrix. These rocks host ellipsoidal mafic enclaves of microgranular texture (ALMEIDA *et al.*, 1995).

The geochemical data (oxides %) from SEM/EDS analysis are provided in Supplementary Material B. In summary, samples of the host rock have an intermediate character (57% SiO₂ avg.) and exhibit high FeO_t (9.6% avg.) and MgO (4.9% avg.) contents.

Dikes are generally richer in silica than the host rock, and the pegmatites (FgP and CgP) have higher silica content (73% avg) than the anisotropic dikes (66% SiO₂ avg.). The latter also have the highest proportion of elements indicative of mafic minerals among the felsic intrusions (5% FeOt avg.). The contrast between more acid and intermediate/basic granitic facies of the Quixadá Pluton rocks is illustrated by the FeOt versus SiO₂ plot (Figure 18).

Figure 18 – FeOt x SiO₂ scatter diagram showing geochemical trends of more mafic/intermediate (left) and felsic (right) of the Quixadá Pluton.



Fonte: elaborado pela autora

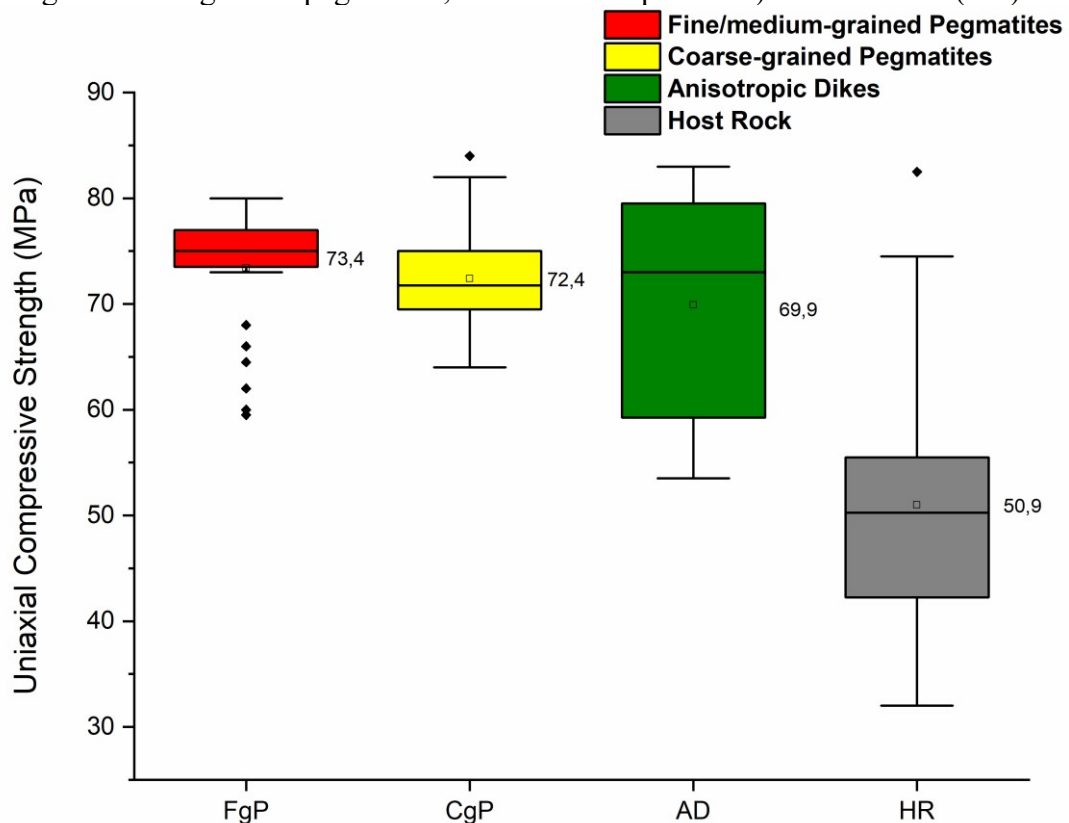
5.4.1.2. Geomechanical behavior

The Schmidt hammer tests indicate that the average Uniaxial Compressive Strength (UCS) slightly decreases from dikes to the host rock (Figure 19). Despite the lack of visible signs of alteration, all rock surfaces are likely to be slightly affected by weathering once exposed to atmospheric agents, which affects rock strength. Therefore, the results do not exactly correspond to the mechanical behavior of fresh rocks.

The average UCS in all dikes is ca. 70 MPa. The pegmatites yielded the highest surface strengths among the granitic facies. In more detail, rock strength of FgP varies between 60 MPa

and 80 MPa, in a range similar to CgP, which presents a slightly higher maximum UCS value (84 MPa). The strength values of AD, in turn, show a larger amplitude, with a minimum of 53 MPa and a maximum of 83 MPa (for detailed data, see Apêndice C). The host rock displays the largest UCS range due to the evident differential strength of a porphyritic fabric, in which low UCS values (around 50 MPa) are mainly related to the mafic matrix, whose minerals tend to break down due to piston impact. In contrast, higher UCS values occur on potassium feldspar megacryst surfaces (usually about 70 MPa). Small variations in surface hardness are related to texture contrasts.

Figure 19 – Box plot of UCS data on dikes (FgP – fine to medium-grained pegmatites; CgP – coarse-grained pegmatites; AD – anisotropic dikes) and host rock (HR).



Fonte: elaborado pela autora

5.4.2 Structural aspects of Quixadá Pluton – foliation and dikes

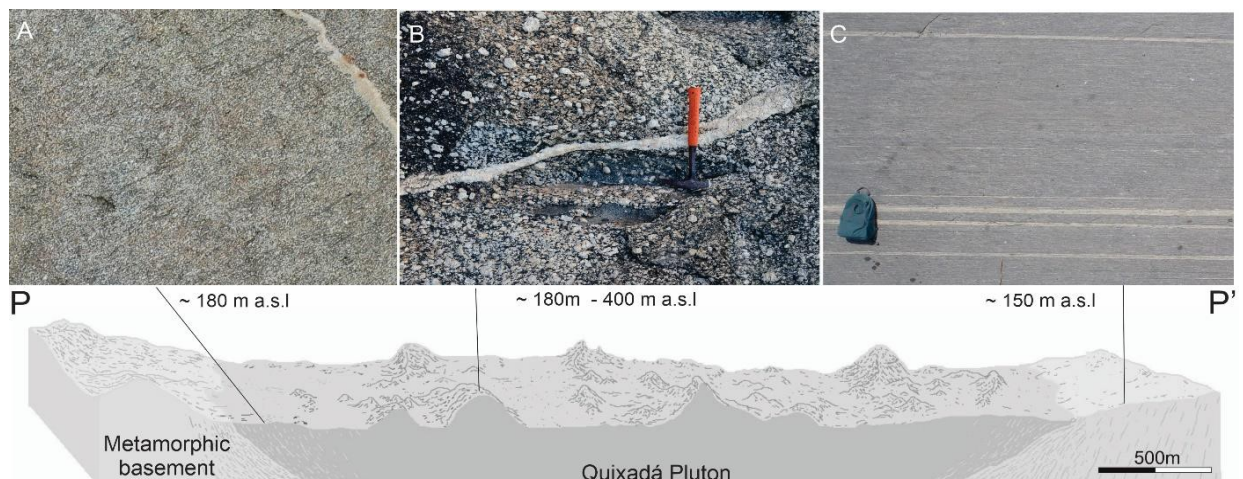
5.4.2.1. Regional foliation pattern

The major part of Quixadá Pluton porphyritic rocks display an occasional weak foliation marked by SW-NE crystal stretching (Figure 20B), which increases towards the boundaries of

the pluton (Figure 20A), where the degree of foliation varies. In some cases, felsic minerals agglutinate, and felsic dikes and veins intrude along the foliation planes, and in other outcrops, the rock displays a fine fabric evidencing mineral rearrangement. Mylonite fabric was identified in the basement rocks located ca. 3 km from the Senador Pompeu shear zone area, in the eastern portion outside the pluton (see Figure 15).

The rocks with weak foliation constitute the main facies encompassing the inselberg area, which is located in a non-deformed zone. In contrast, strongly foliated rocks along the contact between the plutonic rocks and the country rocks do not support high relief. Thus, the overall topography of the pluton margins (east, west, and northern portions) is predominantly plain (Figure 20).

Figure 20 – Schematic topographic profile illustrating the relation between geomorphological setting and change in foliation pattern in Quixadá pluton and in its surroundings. The photographs show representative outcrops of each area. A – rock fabric with strong mineral foliation NE-striking. These rocks are located in the boundaries of the granitic pluton and underlay low outcrops at approx. 180 m a.s.l. B – mostly isotropic rock with weak foliation, in places marked by stretching of mafic enclaves. This lithology supports the landforms within the pluton, from 180 m to 400 m a.s.l. C – basement rocks with mylonite fabric, underlying low surface areas outside the pluton of about 150 m a.s.l. Location in Figure 17.



Fonte: elaborado pela autora

5.4.2.2. Geometry and arrays of felsic dike swarms

Swarms of granitic pegmatite dikes (both FgP and CgP varieties) cut across porphyritic monzonites in the Quixadá Pluton. They are generally exposed on inselberg slopes as centimeter-thick intrusions (from 4 to 80 cm), with a few thicker intrusions reaching 1 m. The

pegmatites display various strikes, and no direct correlation was observed with anisotropy in the host rock. Around the pluton area, the dike swarms are irregularly distributed.

Field observations show more frequent occurrences (or better outcrops) of dikes in the southwestern and eastern sectors than in the north of the pluton, for instance, where few dike intrusions occur.

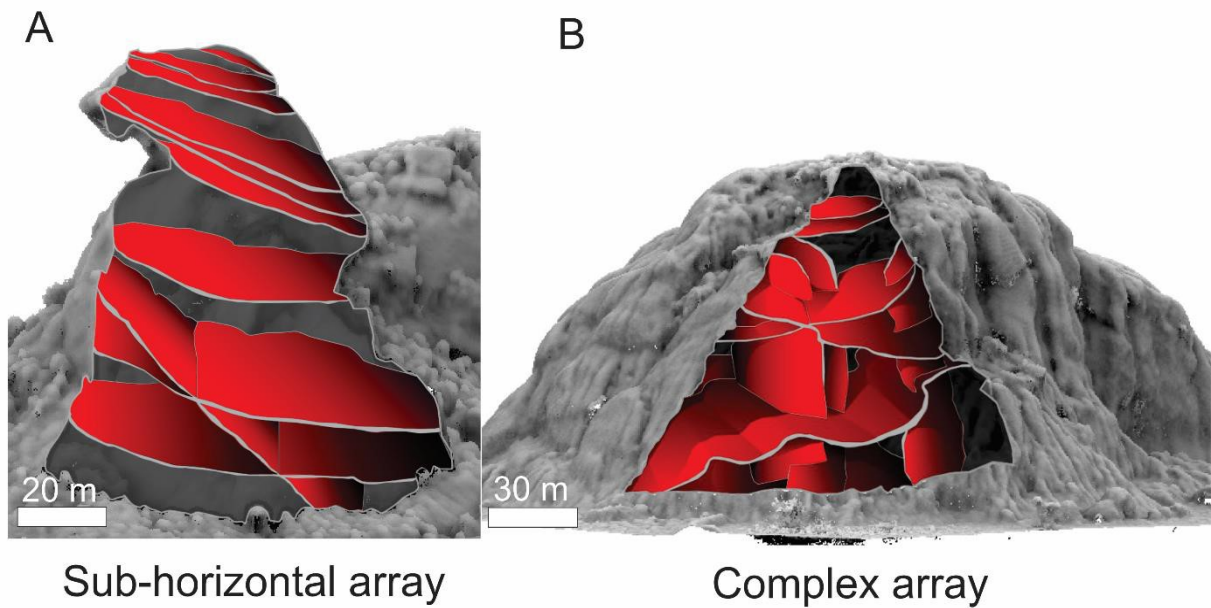
The dike swarms generally present a wide dip angle range, including individual dikes dipping from 1° to 77° (strike/dip data of individual dikes on each inselberg is provided in Apêndice E). Based on the collected data, the dike pattern is classified according to the dip angle range for dike sets analyzed in each inselberg (Table 2).

Table 2 – Classification of dike pattern according to dip angle

| Dike pattern | Sub-horizontal dike pattern | | Sub-vertical dike pattern | |
|--------------------|-----------------------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|
| Dip classification | Low-angle dikes | Medium-angle dikes | High-angle dikes | Very high-angle dikes |
| Range of dip angle | $< 30^\circ$ | $31\text{--}45^\circ$ | $46\text{--}60^\circ$ | $> 60^\circ$ |

Most dikes measured (62.5%) dip at low to moderate angles and thus form sub-horizontal arrays. In other cases, dike swarms display complex arrays, including low-angle and high-angle dikes, in addition to bodies without a defined dipping plane, which displays undulating shapes and/or gradational borders. As a result, cross-cutting relationships between dikes complexes are more frequent than arrays with more consistent attitudes. Figure 21 illustrates these contrasting array patterns commonly found on the inselbergs of Quixadá.

Figure 21 – Models of dike array illustrating dike planes and their trending attitudes on inselbergs. A – Sub-horizontal dike array, with inclined dikes at low-angle and few intersections (Location in Fig. 3 – IS1). B – Complex array composed of low- to high-angle dikes and dikes with gradational borders and frequent intersections (Location in Figure 17 – IS4).



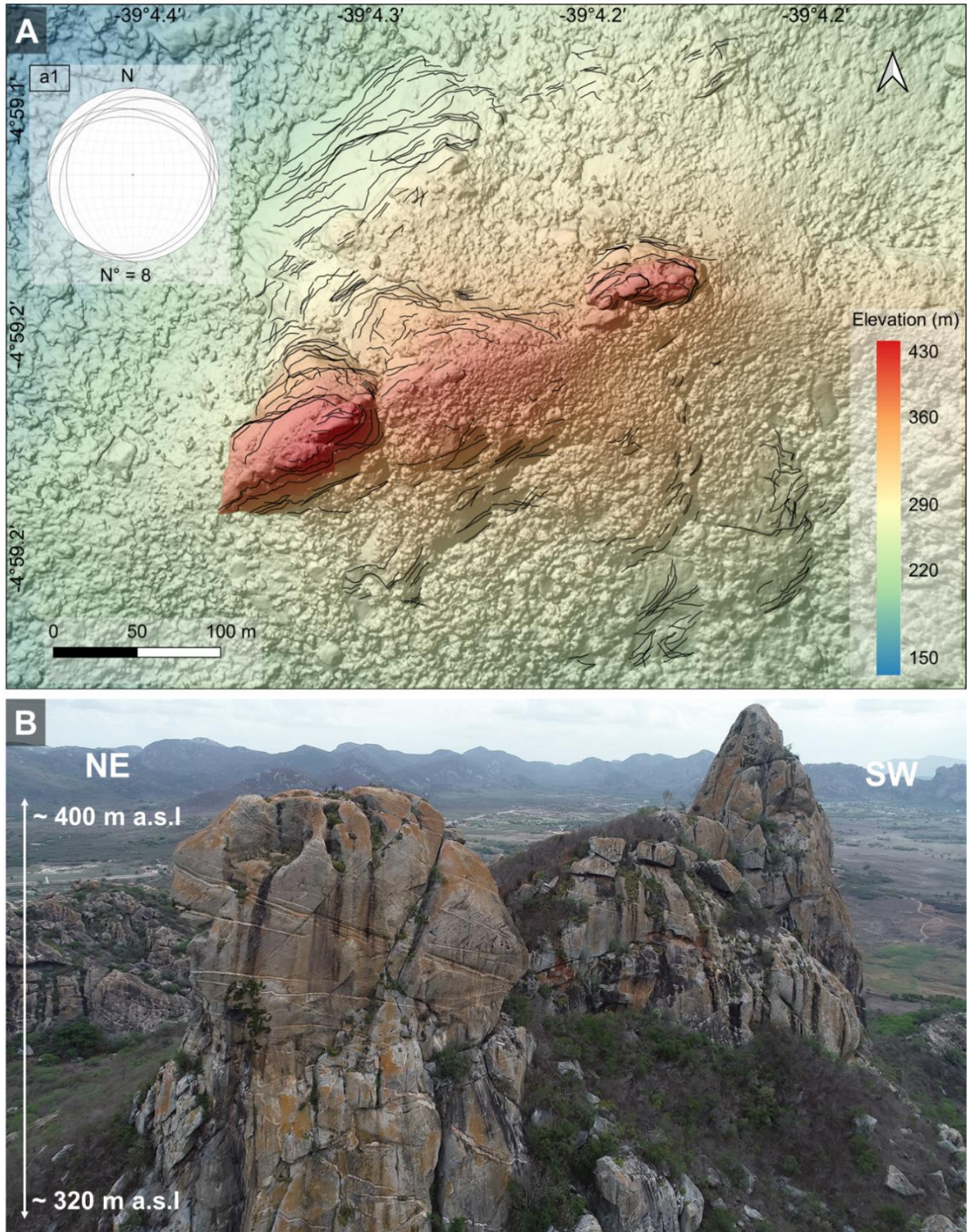
Fonte: Elaborado pelos autores

Dike geometry (attitude, thickness, and wall shape) vary according to the area where they intruded into the pluton. These variations on the dike swarm were analyzed on five inselbergs, selected for detailed study (see section 5.2.3), and are hereinafter presented according to the inselberg location on the pluton.

5.4.2.2.1 Inselbergs in the southwest part of the pluton

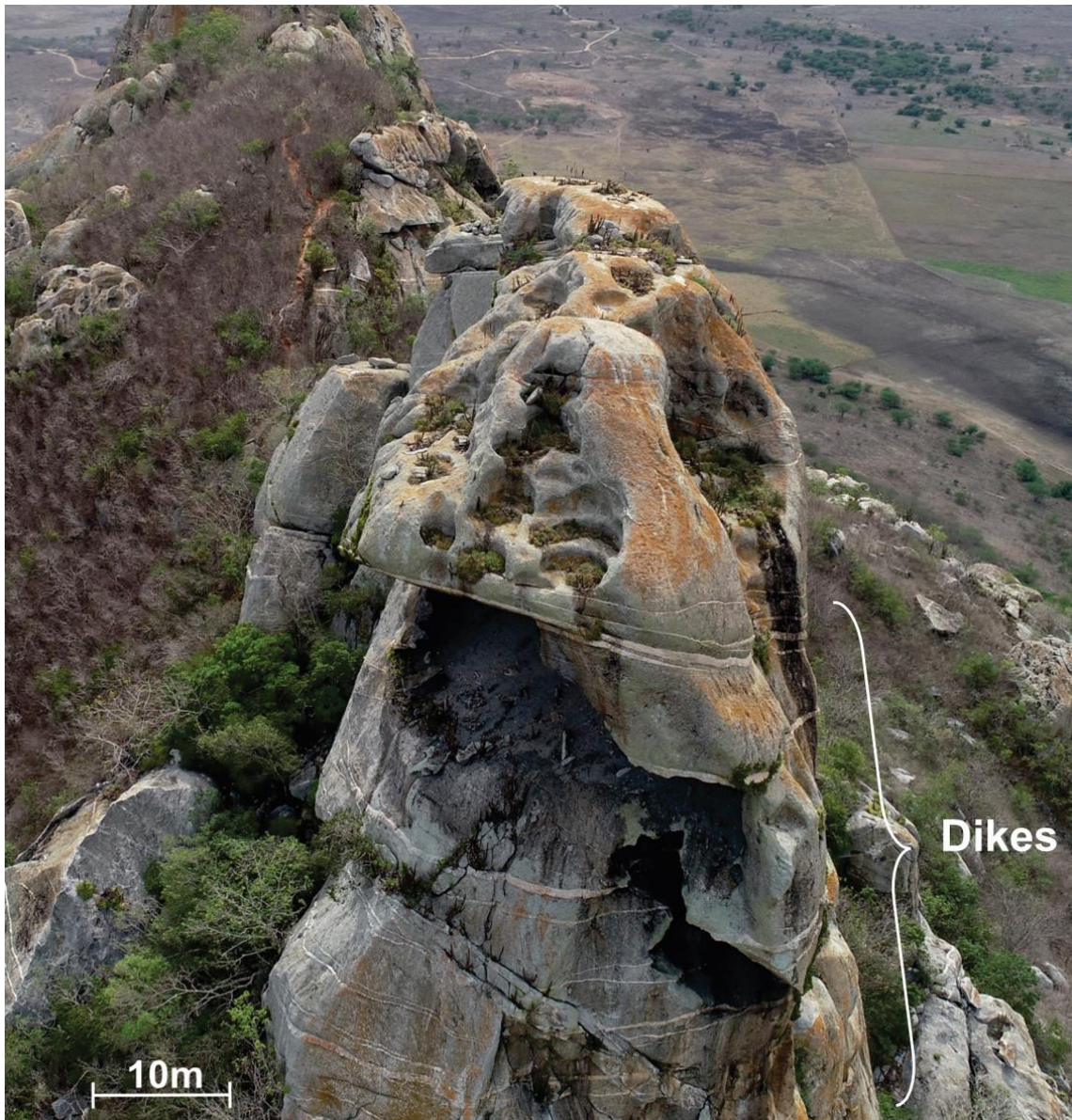
Within the IS1 inselberg (Figure 22), 432 outcropping dike surfaces were traced based on the high-resolution orthophoto. The black lines on the DTM (Figure 22A) correspond to the intersection between the dike and the slope. The dikes exhibit rectilinear dike walls and sharp contacts with the host rock. The set is composed of gently inclined bodies, with dip angles ranging from 8° to 34° , dipping to NW and SE, forming a sub-horizontal pattern typical for dikes in the SW sector (Figure 23).

Figure 22 – Geomorphology of IS1, located in the SW part of the Quixadá Pluton. A – digital terrain model with dike outcrops (black lines). The stereographic projection (a1) shows the tendency of low dip angles of dikes measured in this area; B – photo of the northern hillside of IS1, where a sub-horizontal dike set occurs. Location of inselberg in Figure 17.



Fonte: elaborado pela autora

Figure 23 – Example of a sub-horizontal dike array exposed in straight vertical walls in the IS1. A large tafone (20 m x 10 m) is seen in the foreground, with the roof constrained by the dike. Multiple weathering pits dot the top surface of the inselberg. Location in Figure 17 – IS1.

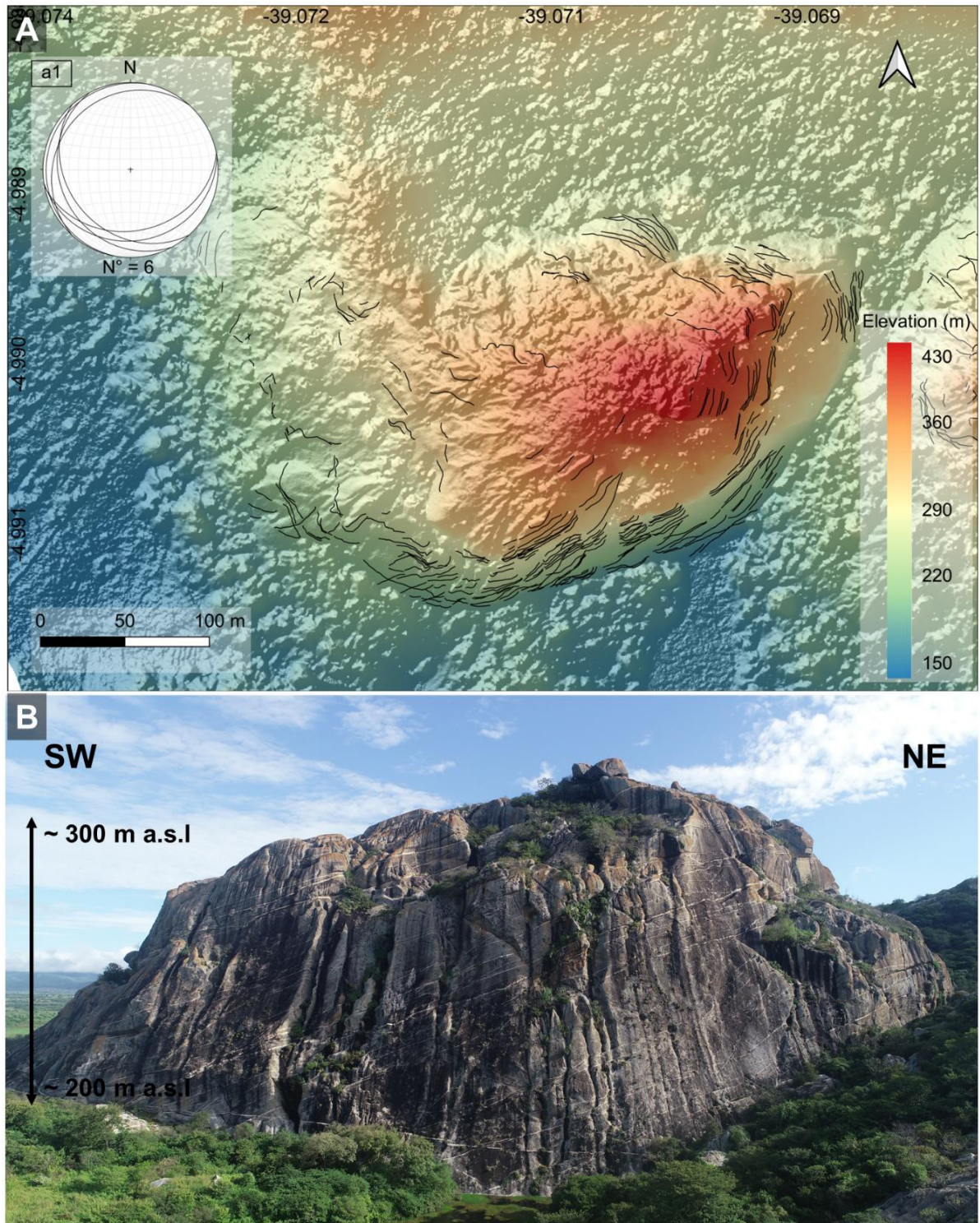


Fonte: Acervo da autora

Besides felsic dikes, anisotropic dikes also occur in this inselberg, but not in a swarm similar to FgP and CgP. In contrast, they are found either in situ, as large intrusions (up to 6 m thick), or as boulders of metric fragments (up to ca. 4 m long), scattered among talus deposits.

Figure 24A shows the mapped dike outcrops (346) within the IS2 inselberg. Their general pattern is similar to the array on IS1. Dip angles range from 4° to 31° , hence accounting for a sub-horizontal array, and dip directions are to the W and SW. Large anisotropic dikes have not been found.

Figure 24 – Geomorphology of IS2 inselberg, SW of Quixadá Pluton. A – digital terrain model of the inselberg with mapped dikes (black lines). The stereographic projection (a1) illustrates the low dip of the dikes; B – southern hillslope of the inselberg, with a set of sub-horizontal dikes. Location of inselberg in Figure 17.

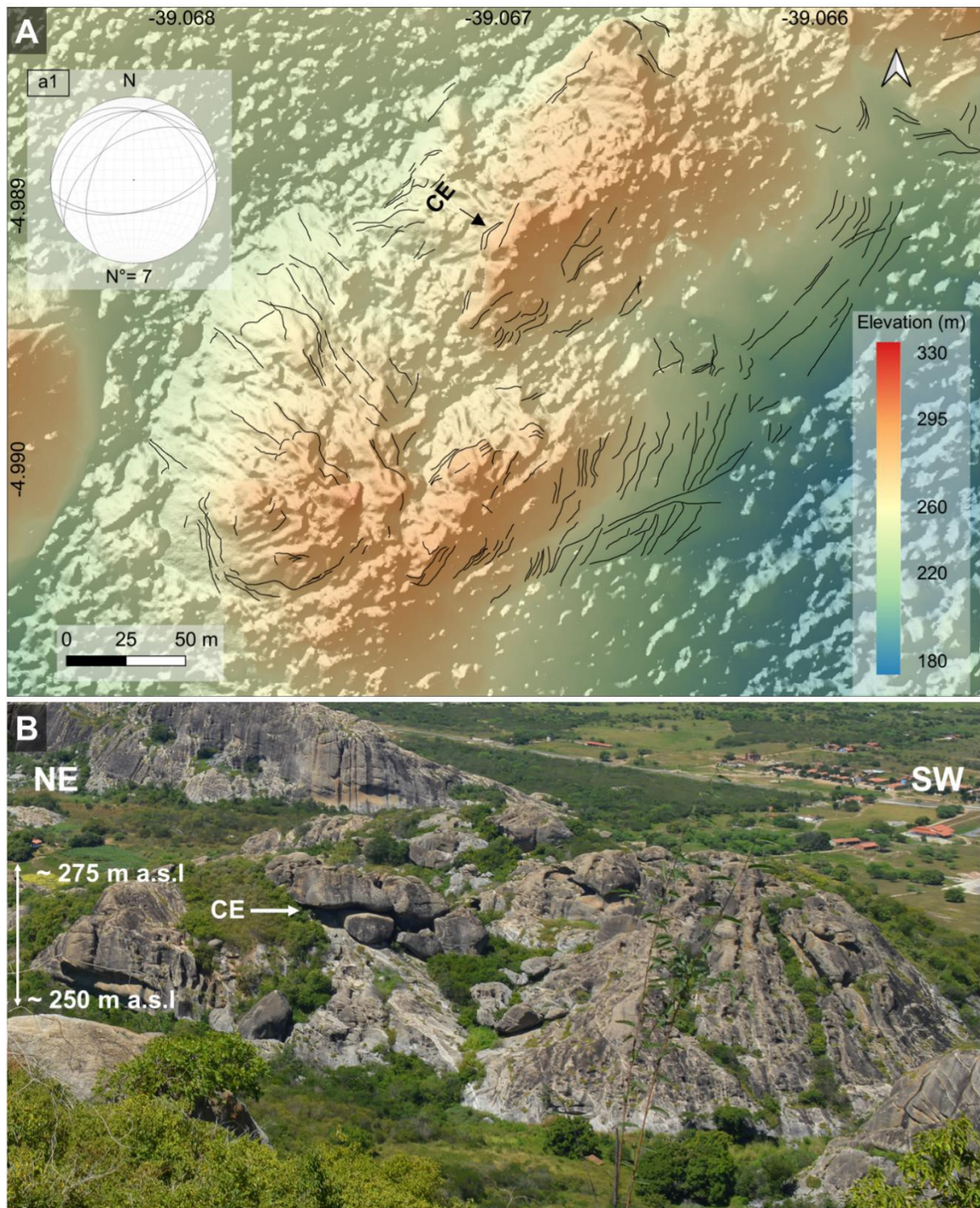


Fonte: Elaborado pela autora

Within the IS3 inselberg, 308 dikes were identified (Figure 25). Intersection lines of the dikes are predominantly rectilinear, with a few dikes of deformed geometry expressed by a sigmoidal shape. Dip angles range from 18° to 59° , and dips are preferentially to the NW and S, including low and medium-angle dikes. Metric fragments of anisotropic dikes (boulders) occur within the northern talus deposit at the inselberg footslope, between the three inselbergs

described here in detail. At several places, exposed dike planes coincide with the top surface of the inselberg, whereas within the large rock overhang (Fig. 11B), part of the cave ceiling is delimited by a felsic dike.

Figure 25 – Geomorphology of IS3 inselberg, SW of the Quixadá Pluton. A – digital terrain model with dike outcrops (black lines). The stereographic projection (a1) shows variable dip angles of the dikes; B – oblique northeastern view of the inselberg. An arrow indicates the entrance (CE) to a large rock overhang (cave). Location of inselberg in Figure 17.



Fonte: Elaborado pela autora

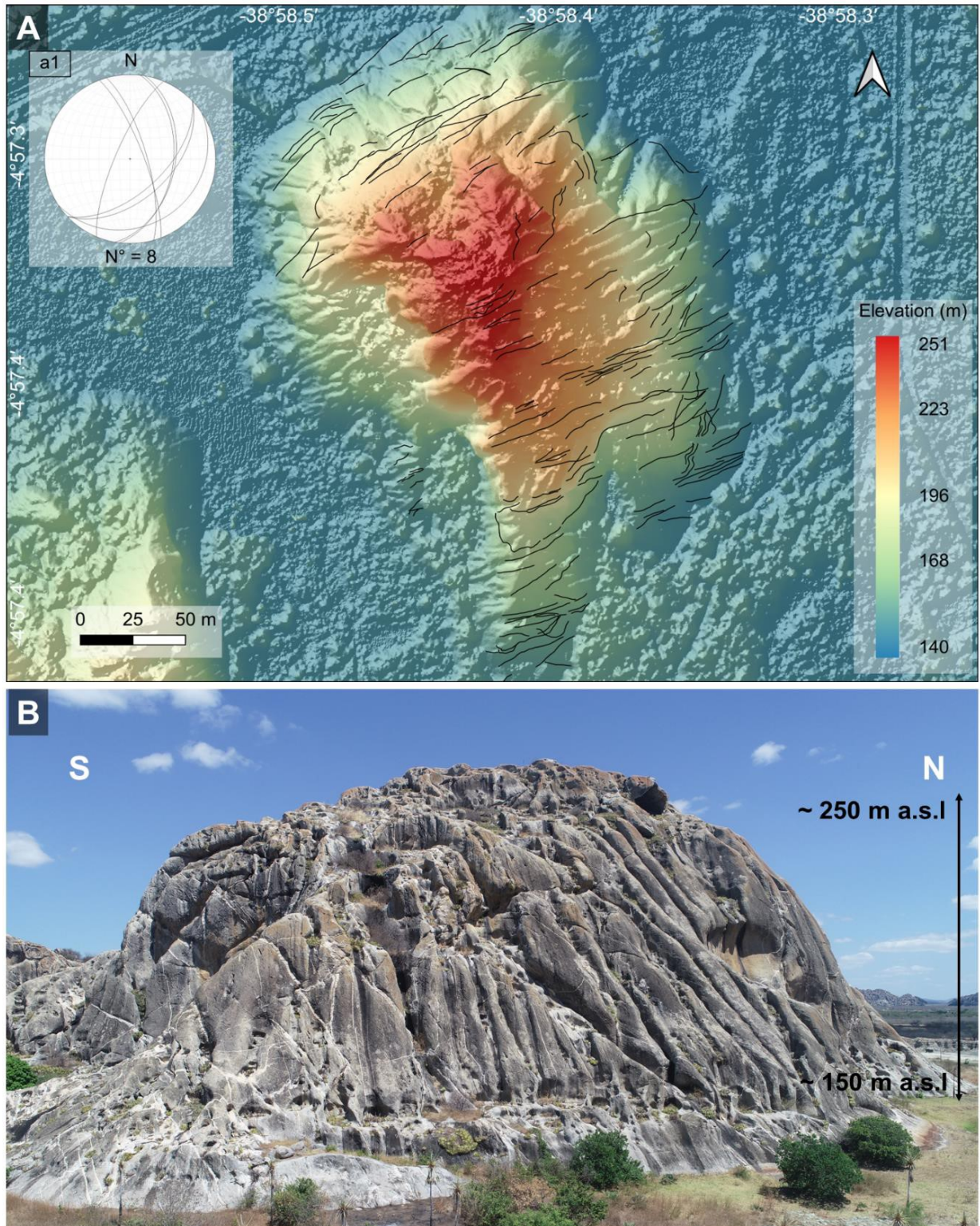
5.4.2.2.2 Inselbergs in the eastern part of the pluton

In the eastern part of the Quixadá Pluton the pattern of dike swarms becomes more complex since dike intersections are more frequent than the dike arrays described in the SW part. Additionally, cross-cut relationships of a sub-vertical set and a sub-horizontal set were identified.

Within the IS4 inselberg, 310 dike outcrops were traced (Figure 26). The dike wall geometry comprises rectilinear and deformed dikes, which exhibit gradational borders locally. Non-rectilinear dikes present irregular thickness and, thus, are difficult to evaluate consistently. Consequently, the range of dip angles is wider, varying from 21° to 77° , encompassing more than one dike set. Dips are preferentially to the SE and E. On average, a sub-vertical array dominates, although both low- and high-angle dikes compose the set.

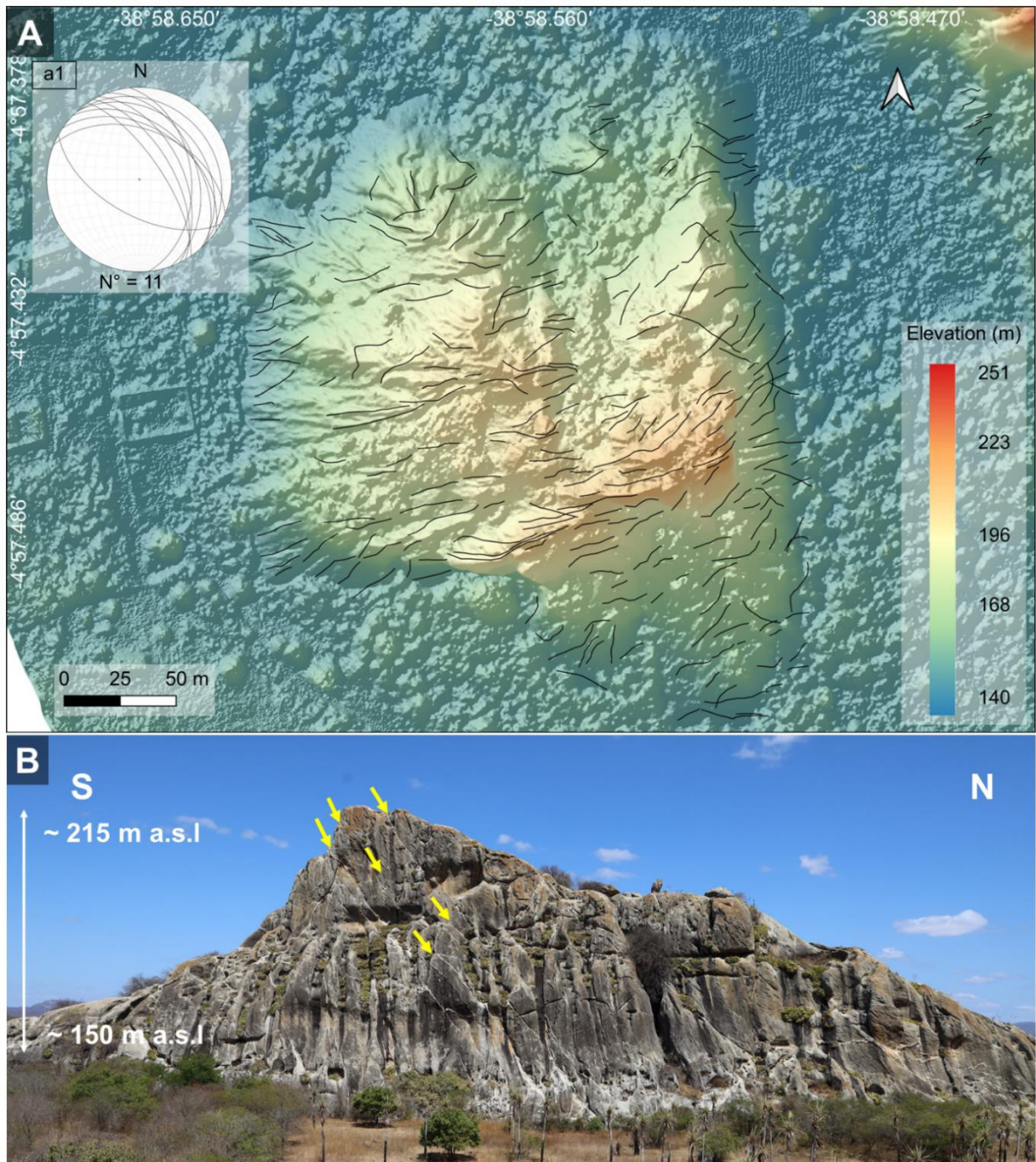
The IS5 inselberg shows 97 dikes (Figure 27). Dike wall geometry is similar to the dikes on IS4, with both rectilinear and deformed dike walls present. This similarity reinforces the contrast in the dike arrays between the eastern and southwestern sectors of the Quixadá Pluton. The dikes also display a large range of dip angles, from 17° to 70° , dipping mainly towards NE. The average dip angle is 45° , and most measurements are below the average (detailed data shown in Apêndice D). Several medium-angle dikes tend to form a sub-parallel array and are intersected by steeply-dipping dikes.

Figure 26 – Geomorphology of IS4 inselberg, in the E sector of Quixadá Pluton. A – digital terrain model with the mapped outcropping dike surfaces (black lines). The stereographic projection (a1) shows medium to high dip angles of dikes; B – runnels, minor solution features, and occasional tafoni on the east-facing slope of the inselberg. Intersections of steeply dipping and deformed dikes occur on the left side of the image. Location of inselberg in Figure 17.



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 27 –Geomorphology of IS5 inselberg, in the E sector of Quixadá Pluton. A – digital terrain model with dike outcrops (black lines). The stereographic projection (a1) shows dike dip angles; B – steep east-facing slope, with a concentration of medium-angle dikes with consistent attitudes (indicated by yellow arrows). Location of inselberg in Figure 17.



Fonte: Elaborado pela autora

5.4.3 Features associated with differential weathering of felsic dikes and host rock

Fracture planes have formed along the dike margins due to the discontinuity of the rock mass produced by the intrusion. Consequently, differential weathering features associated with chemical dissolution (*e.g.*, microcavities) or mechanical disintegration typically occur at the interface between the dikes and the host rock. Other weathering and erosional features are limited to a space available between two parallel dikes, suggesting a constraining role of felsic

dikes with respect to hillslope degradation. Further, rock mass fragmentation into individual blocks occurs due to fracture propagation along individual dikes.

The most frequent minor features on inselbergs of the Quixadá Pluton associated with dikes are: (a) dikes protruding a few centimeters from the porphyritic host rock (Figure 28A); dissolution features developed on the host rock between parallel dikes (Figure 28B); alveoli, weathering pits, and dissolution runnels coincident with the dike margins (Figure 28C); and fractures along the dike walls accounting for the fragmentation of blocks; in places vegetation grows and expands the fracture (Figure 28D).

These features are particularly associated with pegmatite dikes, which usually protrude above the host rock surface, suggesting higher resistance against weathering. Overall, the dikes and host rock surface present signs of alteration, such as roughness and fracturing. However, it is the host rock that concentrates the majority of dissolution features, most of them initiated by the dissolution of the mafic portions of the rock.

An important factor controlling the type of features developed on the margins of the dikes is their geometry, particularly the dip. For instance, dissolution runnels incise preferentially in discontinuities promoted by steeply-dipping dikes (Figure 28C). In contrast, mostly sub-horizontal dikes were identified as protrusions from the host rock (Fig. 14A). Sub-horizontal dikes have their boundary surfaces exposed as parts of the morphological surface, clearly as a result of former erosion of the host rock, evidencing contrasting resistance to weathering (Fig. 15).

For example, Figure 29A presents a gently-dipping (ca. 20°) pegmatite dike forming part of the ceiling of a large overhang, formed in the porphyritic granite facies, whereas Figure 29B shows that the sloping floor of a large weathering pit (pan) is made of a pegmatite dike dipping at 35° , which halts further deepening of the pan and forces its lateral expansion. It can also be observed the sub-horizontal arrangement of the dikes at the feature scale.

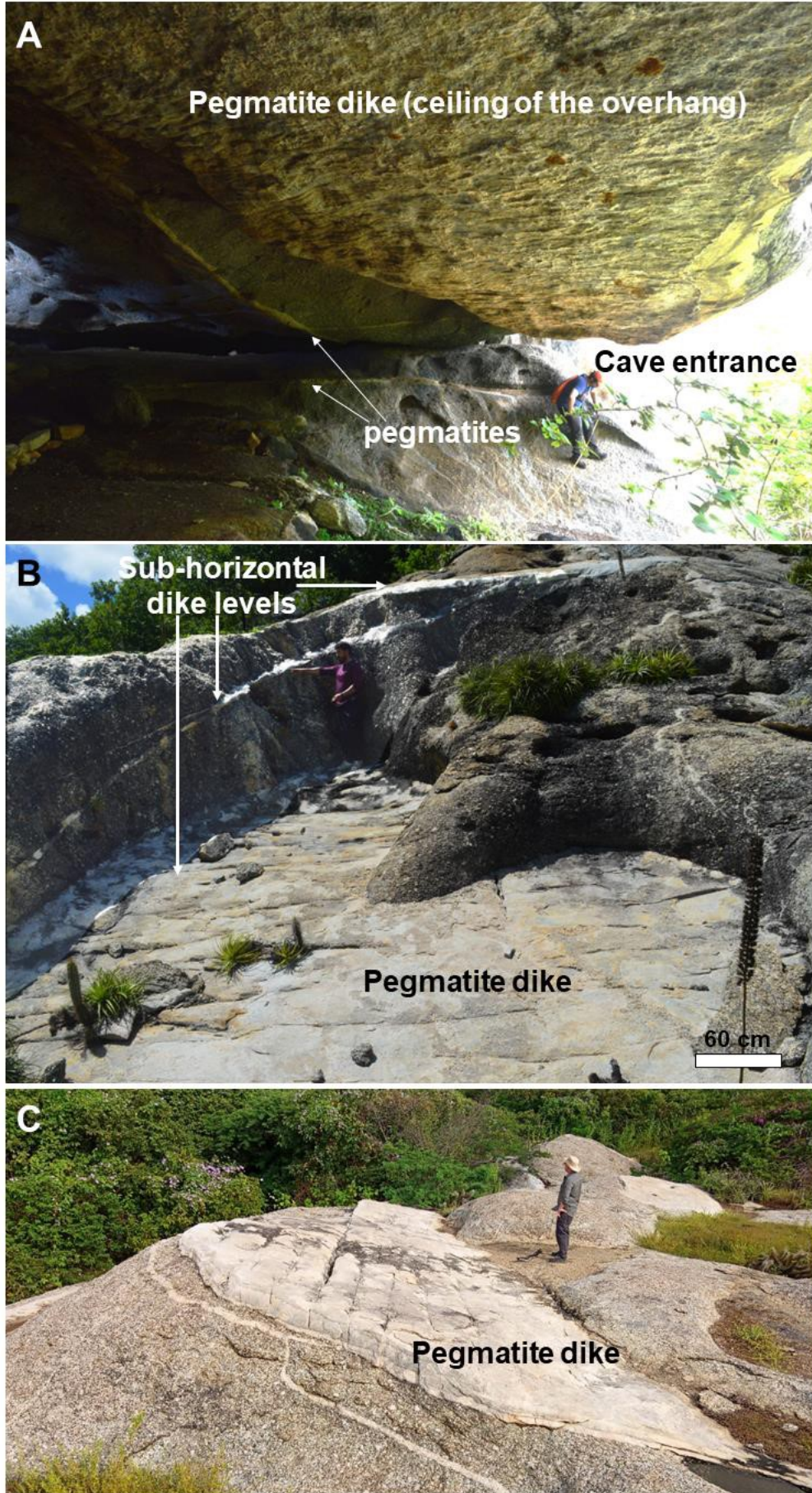
At a larger spatial scale of tens of meters dip direction of a dike (Figure 29C, to the right), and the surface inclination may coincide, promoting conformity between the outline of the relief and dike geometry.

Figure 28 – Typical differential weathering features on the pegmatite/porphyritic monzonite interface. A – fine-grained pegmatitic dike (FgP) protruding from the host rock; B – karren developed in the host rock between parallel felsic dikes; C – dissolution runnel along a 60° dipping dike – host rock contact; D – fracture following the dike margin leading to the fragmentation of a boulder. Location in Figure 17 – IS1.



Fonte: Elaborado pela autora

Figure 29 – Features related to the resistance of gently dipping pegmatite dikes and consequent exposure of dike boundary surfaces. A – pegmatite dike coincides with the ceiling of a large overhang developed in porphyritic monzonites (inselberg IS3). B – Sub-horizontal dike creates the floor of a large weathering pan (inselberg IS3). C – gently-dipping pegmatite dike accounts for the top surface of a residual granite hill. Note cooling joints perpendicular to dike walls on B and C. Location of in Figure 17.



Fonte: Elaborado pela autora

In contrast to the pegmatitic dikes, anisotropic dikes, which are significantly thicker (meter-thick intrusions), are not associated with specific weathering features on their walls, nor form large surface outcrops. Instead, they tend to be more fractured (Figure 30). For example, they present roughly orthogonal joint patterns on their surfaces and commonly occur in the form of large rock fragments, usually 1 to 4 m long, often scattered within talus deposits. They are particularly abundant in the SW part of the pluton.

Figure 30 – 6m-thick Anisotropic dike (AD), displaying roughly orthogonal joint pattern and cut by a late pegmatite dike. The yellow dotted lines mark the boundary surfaces of the dike AD. Location in Figure 17 - IS1.



Fonte: Acervo da autora

5.5 Discussion

Tectonic setting and lithology are regional-scale driving factors of granite landform evolution (MIGÓN, 2004, 2006). Concerning the tectonic framework, the Quixadá inselberg field is located in the South American Passive Margin, with a limited role played by differential uplift and subsidence along faults (MAIA; BEZERRA, 2020). Second, the inselbergs in the Quixadá Pluton are built of granitic rocks and rise from an erosion surface developed in the same general lithology (MAIA *et al.*, 2015; COSTA *et al.*, 2020). Thus, they are not lithologically-controlled landforms. In addition, no relief differentiation is promoted directly by the lithological contact of the pluton with its country rocks (Figure 15).

The gross petrological uniformity of hill-plain complexes was argued by Twidale (1971), who highlighted the structural diversity within inselberg landscapes, which acquires geomorphological significance (MIGÓN, 2006), especially in relatively stable tectonic settings and within protracted time spans of geomorphic evolution. In the Quixadá area, subaerial evolution of the denudational landscape has occurred since at least Cenozoic (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2003). The structures observed in this study consist of subtle foliation and felsic dike swarms, which combine structural and compositional aspects significant for rock control.

Thus, in the following subsections, we provide a discussion of the importance of ductile deformation in the geomorphology of the inselberg field (5.5.1); the role of the geometry of dikes in controlling the morphology and evolution of inselbergs (5.5.2); and promoting selective surface weathering (5.5.3), thus moving across spatial scales, from large to small. The discussion will be concluded with observations regarding the geomorphological role of dikes in the Quixadá Inselberg Field (5.5.4).

5.5.1 Influence of regional foliation on inselberg morphology

The structural framework of the Quixadá Pluton is characterized by a progressive decrease of ductile deformation from the borders to its central part, as revealed by fabric change from mostly isotropic in the center to increasingly foliated towards the borders (NOGUEIRA, 2004). Although major structures such as the Senador Pompeu Shear Zone (Figure 15) affected pluton emplacement, mineral lineation, and enclave axis orientation (ARCHANJO *et al.*, 2002), the regional foliation pattern indicates that the Quixadá inselberg field is situated in an

undeformed area. The degree of brittle deformation is partly reflected in higher fracture spacing inside the granitic body, as shown by CASTRO *et al.* (2002).

Contrastingly, no inselbergs occur in the highly deformed and fractured metamorphic country rocks to the east of the pluton (Juatama Unit and Canindé do Ceará Complex), which display solid-state deformation features and mylonitic texture in some portions (NOGUEIRA, 2004) (Figure 19). These observations point out a correlation between deformation structures in granite bodies and morphological aspects (VIDAL ROMANÍ, 2008).

Furthermore, in the southwestern contact with the migmatites of the Juatama Unit a different geomorphological configuration is observed, as massifs reaching up to 600 m a.s.l occur beyond the granite pluton (see Figure 15). The transition from residual ridges to inselbergs occurs via several topographic levels towards the erosion surface, where the inselberg field is located. However, the current geological data collected for this study do not explain the contrasting behavior of the metamorphic basement close to the pluton.

In general terms, the most foliated rocks of the basement preferentially support the low-relief area. Further work is necessary to investigate the geological and geomorphological correlations of metamorphic massifs in the southwest.

5.5.2 Controls of dike geometry on inselberg morphology

The geometry of brittle deformation structures such as dikes and veins within the Quixadá Pluton was reported by Nogueira (2004), whose data are consistent with our observations on the variable strike and irregular distribution of dikes within the granitic body, with a particular abundance in the SW sector. Variations in the distribution and geometry of dikes and veins often occur in granitoid intrusions and reflect the deformational setting during the emplacement (HOEK, 1991; DRUGUET *et al.*, 2008).

The presented results show a distinction between sub-horizontal dikes with rectilinear walls (SW part of the pluton) and a complex dike set composed of both sub-horizontal and steeply-dipping dikes, displaying undulating and gradational contacts (E part of the pluton). This change in dike geometry is likely a function of melt fractionation during intrusion (ALMEIDA, 1995), as bodies emplaced with low melt fraction tend to exhibit sharp contact with the host rock, while dikes intruded with high melt fraction present less planar walls.

Accordingly, the general orientation of pegmatite sets was interpreted in correlation with the rheological state of the host rock and the intrusion depth (BRISBIN, 1986), so that sub-horizontal arrays are favored when pegmatites intrude into an isotropic host rock in shallow

brittle conditions, while a gradual change to the sub-vertical array occurs with slightly increased depth. This variability correlates with morphological aspects of the landforms and, at the inselberg scale, can be summarized as follows. Gently-dipping dike swarms with rectilinear wall geometry typify the southwestern part of the Quixadá Pluton, where inselbergs occur as less fractured peaks with an abundance of dikes (*e.g.*, IS1), with steep massive slopes and slope asymmetry conforming to dike dipping (*e.g.*, IS2), and top surfaces locally following extensive boundary surfaces of the dikes (*e.g.*, IS3). The two latter cases show the influence of consistent dike dipping (i.e., most dikes with a similar and narrow range of dip) on the general slope outline. For instance, on IS2, dikes dipping $\sim 20^\circ$ on average toward the southwest correlate with the slope angle ($\sim 22^\circ$ and similar aspect), exhibiting slope asymmetry related to dike swarm geometry (Figure 31A).

Complex dike swarms of varied geometry in terms of dip angle (wider range) and wall geometry (rectilinear and deformed dikes forming a swarm) are characteristic of the eastern sector (Figure 29B). In this area, rectilinear dikes, if dipping by more than 60° , tend to guide the incision of dissolution features. In contrast, deformed dikes do not create extensive fracture planes or exert any clear control on inselberg morphology (*e.g.*, IS4), analogous to those identified in the SW part of the pluton.

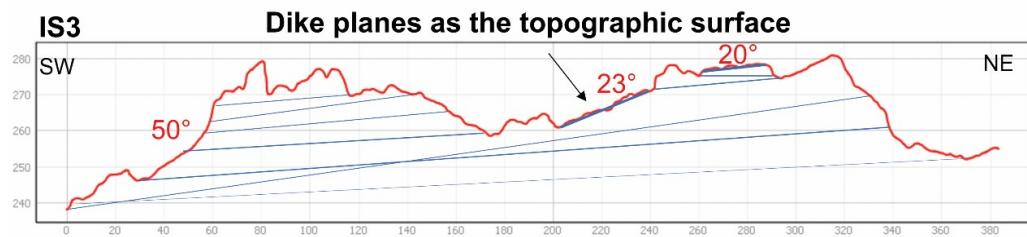
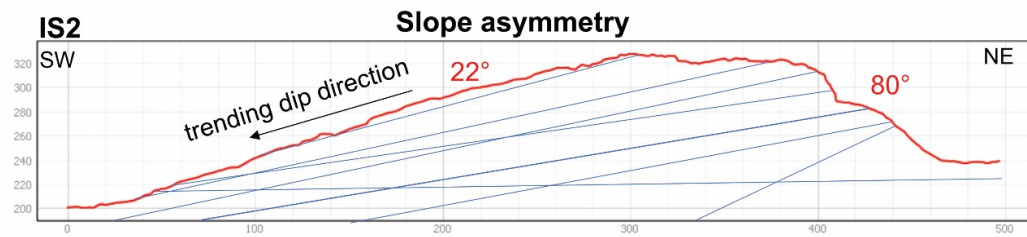
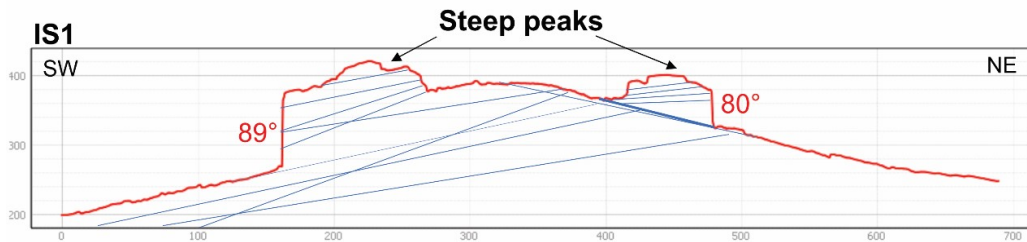
As these swarms show a complex array, subsets of rectilinear dikes with consistent attitudes may still exert local control on morphology, such as the massiveness of less fractured sectors and slope inclination according to dike geometry (*e.g.*, IS5). Notwithstanding, the loss of preferential dipping in complex arrays diminishes the direct control of dike geometry on inselberg morphology. This reduced control is likely a result of increased dikes with ductile geometry (as named by KJOLL *et al.*, 2019), which lack a clear structural discontinuity with the host rock in the form of a fracture plane in their walls (as seen in rectilinear dikes).

From the above discussion of the morphological influence of pegmatite swarm geometry, we propose an interpretative chart based on the variations of pegmatite orientation according to the rheological state (following BRISBIN, 1986), dike arrangement, and typical geomorphological response to these structural factors found on the studied inselbergs (Figure 32).

Figure 31 – Topographic profiles showing morphological aspects of inselbergs in relation to pegmatite swarm arrangements (y-axis: altitude; x-axis: length in meters). A – NE-SW profiles of inselbergs in the SW part of Quixadá Pluton, illustrating controls of sub-horizontal pegmatite geometry on slope features. B – N-S profiles of inselbergs in the E part of the Quixadá Pluton, where complex arrays are frequent and structural control on hillslope morphology is reduced.

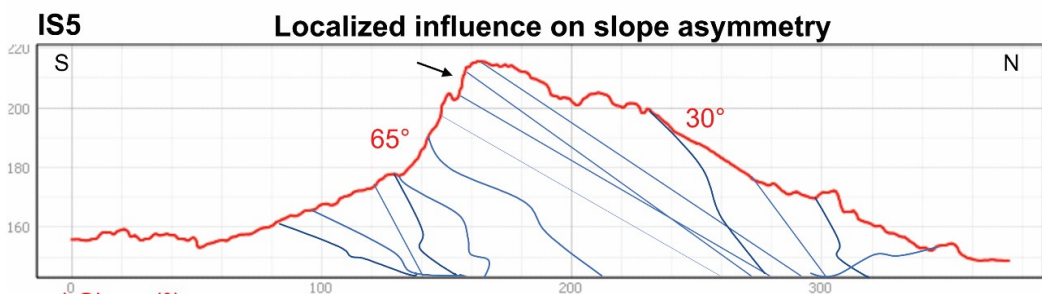
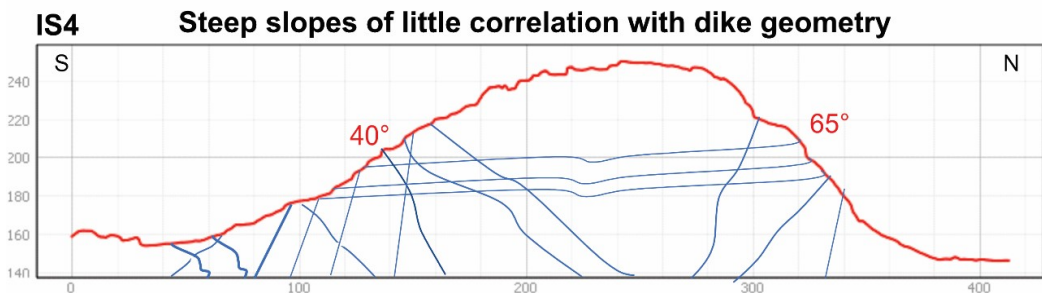
A NE-SW profiles of inselbergs in the SW part of Quixadá Pluton

I. Sub-horizontal pegmatite swarm geometry



B N-S profiles of inselbergs in the E part of the Quixadá Pluton



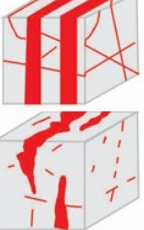
II. Complex arrays
(varied orientations and wall geometry of pegmatite swarms)



* Slope (°)

Fonte: Elaborado pela autora

Figure 32 – Interpretative chart of dike control on inselberg morphology. Two main trends are established. The brittle dike swarms (A and B) promote direct control at the feature and landform scales. In complex dike arrays (C), structural control becomes less evident, and mainly localized dike subsets exert control on morphology. Emplacement setting modified from pegmatite orientation models in Brisbin (1986).

| INTERPRETATIVE CHART OF DIKE CONTROL ON INSELBERG MORPHOLOGY | | | | | |
|--|---|---|---|--|---|
| EMPLACEMENT SETTING | DIKE SWARM GEOMETRY | | DEGREE OF ROCK CONTROL | GEOMORPHOLOGICAL RESPONSE | |
| | DIP ANGLE RANGE | DIKE/HOST R. CONTACT | | A | B |
| A  | Low to medium-angle dikes (<45°) | Sharp contacts and planar walls | + — Fracture plane propagation + DEGREE OF ROCK CONTROL | A Pegmatite swarms supporting: <ul style="list-style-type: none"> • Less fractured peaks • Massive inselberg slopes | |
| | | | | Individual dike planes forming: <ul style="list-style-type: none"> • Base level of weathering pits • Ceiling of large overhangs • Topographic surface of inselbergs | |
| B  | High-angle dikes (>45°) | Transition from sharp to gradational contacts and undulating shapes | | B Incision of dissolution runnels along dike-host rock contact | |
| C  | Complex arrays (dikes up to 77° dip and with no defined planes) | | | C No direct control on inselberg morphology (Only rectilinear dike subsets promote localized controls) | |

Fonte: Elaborado pela autora

5.5.3 Rock control at the detail scale

5.5.3.1 Diversity of host rock and dikes as factors guiding selective weathering

Our results regarding the composition of three types of felsic dikes in the Quixadá Pluton are consistent with earlier studies (SILVA, 1989; TORQUATO *et al.*, 1989). The dikes promote textural, compositional, and structural bedrock discontinuities in relation to their host rock, accounting for local changes in the mechanical behavior of the rock mass (TURICHSHEV; HADJIGEORGIOU, 2017). The primary textural contrast occurs within the porphyritic rocks, between the matrix with a high proportion of mafic content and the potassium feldspar megacrysts. Our UCS results show clearly that K-feldspar megacrysts have higher strength (~70 MPa), whereas mafic minerals are weaker (~40 MPa). This heterogeneous texture will likely promote differential mineral weathering within the rock rocks and granular disintegration (MIGÓN, 2006a). The geochemical data attests to the preferential susceptibility of the host rock and mafic enclaves to chemical weathering, as they yield the highest FeOt and MgO contents

among the granitic facies of the Quixadá Pluton. As a result, various dissolution features such as pitting, alveoli, tafoni, honeycombs, and weathering pits tend to initiate at the low-strength mafic portions of the groundmass or at the mafic enclaves, corroborating earlier works on granite terrains (MIGÓN, 2006; MAIA *et al.*, 2015; EGGLETON, 2017, 2021).

More importantly, our results suggest that felsic dike intrusions generate conspicuous discontinuities revealed by: (i) compositional heterogeneity due to their higher SiO₂ content; (ii) textural contrast since the dikes vary from fine- to coarse-grained; and (iii) subtle strength variation, as UCS average values obtained from dike surfaces are generally higher than those from the host rock. These factors contribute to forming a plane of weakness at the dike/host rock interface, which becomes a preferential zone for fracturing and selective weathering (ORTEGA *et al.*, 2014; PLACE *et al.*, 2016).

Selectivity of weathering associated with dikes was particularly observed when pegmatite dikes hindered the enlargement of dissolution processes initiated in the host rock. Similar findings regarding cavernous weathering associated with dike-related discontinuities were recently reported by Maia *et al.* (2022). These authors also stated that dikes are directional constraints of fracturing, an expected outcome since dikes are fluid-filled fractures (POLLARD *et al.*, 2018). In regard to fracturing behavior, Shang (2020) pointed out that fracturing along the dike-host rock interface occurs mainly when the dike is generally more resistant than the host rock, consistent with our observations. Higher resistance of dikes is usually evidenced by dike protrusions, which are among the most frequent features associated with siliceous intrusions worldwide. Examples include observations of several fine- to medium-grained granitic and syenitic dikes with >65% SiO₂ (Catingueira dikes) that stand out from the Cachoeirinha metasediments (phyllites) in NE Brazil (*cf.* Sial, 1986; Ferreira and Sial, 1986); studies of microweathering on glacial outcrops, with protrusions of quartz and aplite veins above the host rock (DAHL, 1967; CLEMENT; LANDRY; YERGEAU., 1976; ANDRÉ, 2002); and the presence of felsic dikes up to 30 m thick forming ridges in the Spanish Peaks (USA), whereas the host rock is lowered and mafic dikes are excavated to form trenches (JOHNSON, 1968).

Rock composition is a key aspect in these examples. Our results suggest that geochemistry is the outstanding factor in dike resistance, especially due to the high quartz content, as proposed by Nicholson (2008). Thus, although fine-grained granites may be considered more resistant due to their tight fabric (MIGÓN, 2006; MIGÓN; VIEIRA, 2014), no significant strength variability was found between FgP and CgP, and the features presented are associated with both types. Besides the silica content, the K₂O percentage (partly indicative

of the presence of potassium feldspar) is slightly higher in dikes than in the host rock. Some authors pointed out that potassium-rich granitoids are relatively more resistant than calcium-rich ones (PYE, 1986; MIGÓN, 2006; EGGLETON, 2017), providing chemical resistance, especially to pegmatites.

In contrast to pegmatitic dikes, anisotropic dikes appear more prone to fracturing and fragmentation, as illustrated by their occurrence within talus slopes in the form of loose boulders. This tendency towards faster mechanical disintegration can be partially interpreted as a result of their lower silica and higher FeO_t content, in addition to their subtle ductile anisotropy related to mineral orientation. Compositional influence on dike behavior was argued by Turichshev and Hadjigeorgiou (2017), and textural anisotropies by Williams and Robinson (1983). The interplay of these aspects may drive the response to mechanical and weathering processes.

5.5.3.2 *The role of lithological contacts*

In dikes with sharp contacts with the host rock, also named brittle dikes (KJOLL *et al.*, 2019), a fracture plane is created, and the emerging structures account for anisotropy and promote erosion (BEAVIS, 2000). Previous studies strongly suggested that the geometry and orientation of brittle structures influence fracture propagation and consequent mechanical disintegration within rock masses (TURICHSHEV; HADJIGEORGIOU, 2017). Here we call attention to this relationship concerning changes in dike dip in the studied pegmatites.

We identified numerous dissolution runnels incised, particularly along the contact of high-angle dikes (>60°) with the host granite. Similar control was observed on steeply-dipping dikes tending to be better exposed than those dipping at low angles (GANS; GENTRY, 2016). This relationship was also mentioned by Beavis (2000), who claimed that steeply dipping structures tend to guide runoff and hence, erosion.

By contrast, sub-horizontal dikes typically appear as resistant features decelerating the development of such rock degradation features as overhangs (upward growth hindered by a resistant roof) and weathering pits and pans (deepening halted by resistant floor). In these cases, weathering is focused along this low-dip discontinuity, revealing the structural geometry of a dike. The correlation between dike dip and the shape of minor landforms was showed by Maia *et al.* (2022), who showed that the inclination of tafoni floors developed near pegmatites was consistent with their dip angles, attesting to the direct control of dike geometry on geomorphology.

5.5.4 Implications of dike swarm geometry on differential denudation and landform evolution

The present-day morphology of the Quixadá inselberg field shows that steeply-dipping dike sets are preferentially associated with features of water flow, as they form sub-vertical fracture planes guiding weathering. Our observations are consistent with studies showing brittle structures as guides for water percolation through basement discontinuities – including dikes, veins, faults, and other rock anisotropies (TWIDALE; CAMPBELL, 1993; ANDERSON; BEKKER, 2008; ROQUES *et al.*, 2014). As a result, fracture planes provide secondary permeability for the otherwise solid and poorly permeable granite (VIDAL ROMANÍ, 2008).

Considering that granite landforms typically evolve by multi-stage processes initiated in subsurface conditions (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 1994) and accepting fracture geometry control on surface processes (BEAVIS, 2000), we infer that systems of sub-vertical dikes and fractures favour subsurface alterations, promoting deepening of the weathering front. Conversely, the sub-horizontal arrays of pegmatites, reported in this study as forming resistant levels, will likely hinder weathering in sectors they are concentrated, due to their roughly perpendicular orientation in respect to vertical fracturing and consequent downward water percolation. Since dike swarm geometry varies spatially, we infer that this contrast allows for a gradual emergence of less altered sectors supported by resistant horizontal structures during long-term differential denudation. Inselberg slopes built of massive granite in the SW part of the Quixadá pluton are good examples of this control. Additionally, it was argued that systems of steeply inclined fractures tend to enhance weathering adjacent to tors and steep-sided inselbergs, leading to the origin of the surrounding plains (LINTON, 1955; TWIDALE, 1971, 1998).

A question that can be raised is why vertical dikes do not remain in relief as a consequence of their resistance since several studies addressing dike control in geomorphology referred to ridge formation along individual, nearly vertical dikes (JOHNSON, 1968; JÜRGENS; BURKE, 2000; ERNST; BUCHAN, 2004; PEDERSEN *et al.*, 2010). However, these examples come from igneous intrusions, which are hundreds of meters or kilometer-thick, not found in the Quixadá Pluton. The pegmatites reported in this study are mainly centimeter-thick, and anisotropic dikes reach a few meters. When the felsic dikes display sub-vertical orientation, the bordering host rock is easily weathered, and the upstanding dikes start to fracture and lose stability. The geometry of brittle structures influences the mechanical behavior

of the rocks, as suggested by several studies demonstrating that steep rock discontinuities tend to promote rock failure when exceeding the friction angle, thus generating instability of slopes (HOEK; BRAY, 1981; BRIDEAU; YAN; STED, 2009; STED; WOLTER, 2015; VICK *et al.*, 2020).

Therefore, rock failures of different magnitudes assume an essential role in the geomorphological evolution associated with weathering and subsequent erosion of sectors with steeply-dipping but not particularly thick dike swarms. We hypothesize that in the long-term steeply-dipping pegmatites will be eroded away rather than form persistent ridges. In general terms, we infer that two distinctive geometries of pegmatite swarms provide significant control over the evolution of granite landscapes, resulting in contrasting surface expressions due to differential denudation. Thus, we propose a general model of inselberg evolution emphasizing the role of the geometry of brittle structures guiding differential weathering based on observation from the Quixadá inselberg field.

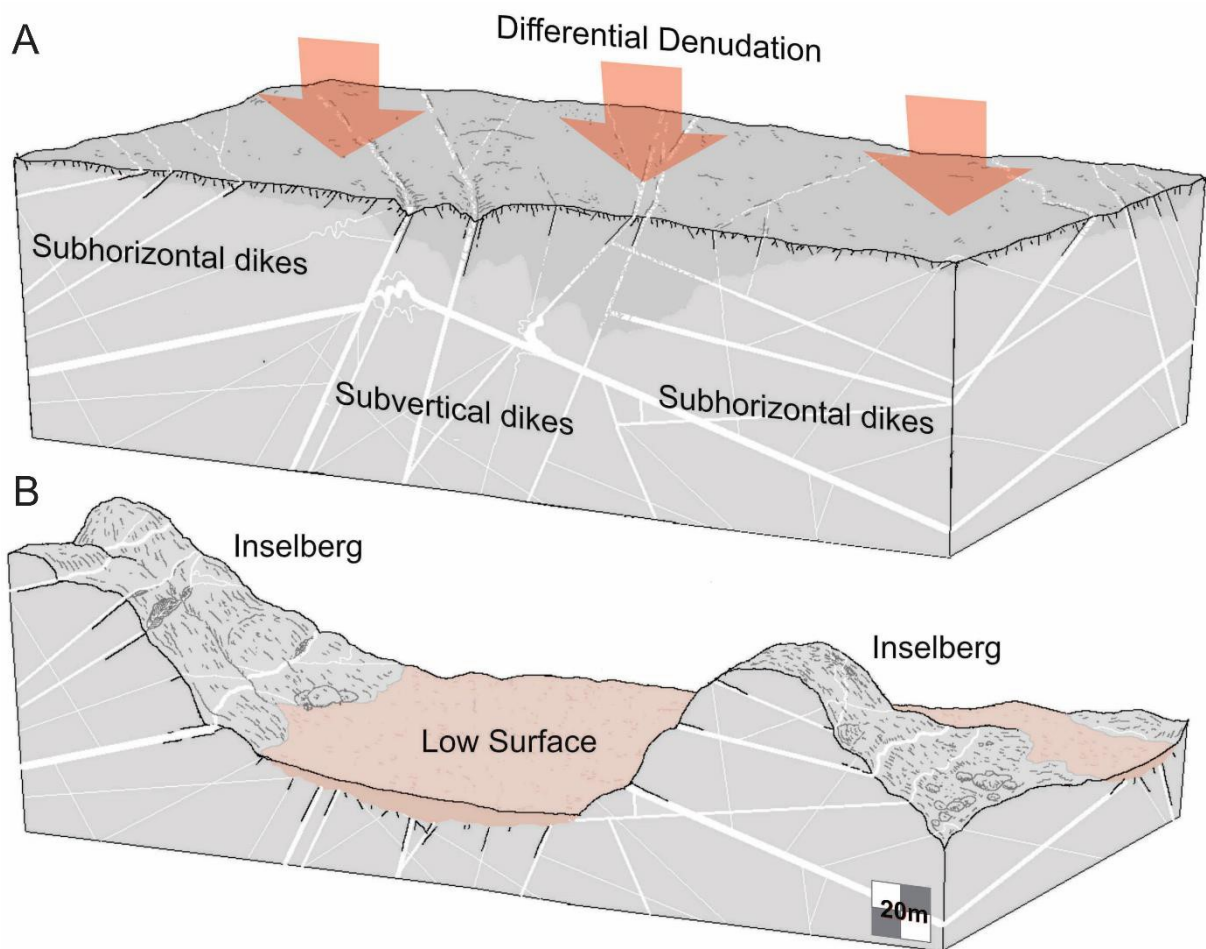
As shown in Figure 33, the planes defined by the orientations of pegmatite dikes may pre-condition erosion intensity by creating sub-vertical or sub-horizontal directional anisotropy. The dikes, per se, constitute zones of increased resistance to erosion, particularly due to their felsic composition (see Geochemistry Table in Apêndice A). Nonetheless, when brittle, the dike/host rock interface forms a surface prone to the development of fracture planes, in which all the secondary permeability concentrates, and processes of chemical alteration and loss of intergranular cohesion of the rock occur.

Since the mineralogy between the inselbergs and the surrounding plain within the Quixadá Pluton does not differ, the orientation of dike swarms becomes a significant factor guiding differential erosion. Dikes with high dip angles tend to favor fluid circulation, enhancing and focusing meteoric alteration (Figure 27C). By contrast, low dip angles, which characterize the majority of pegmatite swarms in the Quixadá Pluton, favour neither water percolation nor alteration and block collapse, as the gentle inclination maintains rock blocks in place and piled up, despite being fractured. Occasionally, where dike swarms intersect, local collapses might be generated, and cavities may form. Both collapses are caused by block detachments, and the weathering and erosion are partly conditioned by dike orientations, driving localized or differential erosion.

Therefore, planation and denudational surfaces are susceptible to structural control exerted by dike-related fracture planes. Accordingly, inselbergs are topographic manifestations of mechanical resistance nuclei of the granite pluton. This localized resistance is assumed to be strongly influenced by directional anisotropy of low dipping angles of dike swarms, halting

weathering and rock disintegration on hillslopes, and guiding divergent erosion, which ultimately exposes the residual landforms such as the Quixadá Inselberg field and the low erosion surfaces in the surroundings.

Figure 33 –3D sketch model representing the relationships between the geometry of felsic dike swarms and differential denudation on the evolution of a granite landscape, based on the observations from the Quixadá Inselberg field, NE Brazil. A – pre-exhumation phase, where weathering processes gradually take place guided by structures, particularly favored by sub-vertical dikes and related fractures. B – current topography results from differential erosion that allowed for the emergence of an inselberg landscape. These landforms are supported by granite rocks cut by sub-horizontal pegmatite swarms, which form resistant structures against erosion.



Fonte: Elaborado pelos autores

5.6. Conclusions

Geomorphic evolution of granite terrains, and the origin of granite inselbergs in particular, used to be widely debated in the second half of the 20th century (see DUSZYŃSKI *et al.*, 2022), but afterwards the interest clearly diminished, despite growing availability of

remotely sensed topographic data and the development of various analytical techniques. With respect to inselbergs, two conceptual models developed in the 1950s to 1970s continued to provide a template for subsequent studies, with increasing evidence in favour of etching/stripping model, especially applicable to humid and semi-humid tropics (THOMAS, 1978). The two/multi-stage scenario offered a good answer as to how inselbergs originated and evolved, whereas the question ‘why’ remained open. Reasons for the emergence of inselbergs were mainly sought in structural characteristics, specifically jointing patterns, paying much less attention to lithological factors. However, the latter were given more prominence at the landscape scale (MIGÓN, 1996, 2006; GODARD *et al.*, 2001; EGGLETON, 2017, 2021). Even more so, dikes emplaced within granite plutons were largely overlooked and considered as site-specific curiosities rather than factors of broader significance. They were typically presented as reasons for minor ornamentations of exposed granite surfaces (TWIDALE, 1982; PEDRAZA; SANZ; MARTÍN, 1989).

This paper demonstrated that dikes may play a significant role in the long-term evolution of erosional granite terrains, particularly inselbergs. They differ from the host rock regarding mineralogical composition, fabric and mechanical strength, whereas common sharp contacts favor fracturing the rock mass along dike walls. However, relationships between dikes and the morphology of granite landscapes are complex, reflecting a range of rock properties of geomorphic significance and differences between dike-making rock and the host rock. Key factors are the attitude of dikes (strike and dip), thickness, the density of dike arrays, composition, fabric and hardness.

Therefore, the presence of dikes in one place may increase the susceptibility of the rock mass to weathering and erosion, whereas in another, they may decisively contribute to higher resistance. In the Quixadá pluton investigated here, the dip of dikes proves crucial. Lower dip angles increase the resistance, apparently so because sub-horizontal tabular bodies of pegmatites forming the dikes act as effective barriers for the downward progression of the weathering front. They also strengthen hillslopes of inselbergs, accounting for their considerable steepness. Apart from controlling large-scale geomorphic features, dikes are directly responsible for various minor landforms such as ledges and protrusions, weathering pans and rock overhangs, where they provide floors and ceilings, respectively, and split boulders. We also showed the usefulness of UAV-based photogrammetry in capturing the spatial patterns of dikes, which are very difficult to appreciate otherwise.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho conclui que o arranjo que enxames diques félsicos podem guiar o intemperismo e erosão em inselbergs, desde a escala de detalhe em feições, bem como condicionar processos erosivos que, em prolongados períodos, influenciam a forma e resistência do relevo.

O controle de arranjo de diques nos relevos graníticos de Quixadá se dá devido à composição silicosa dos diques que confere resistência ao intemperismo em contraste com sua encaixante, de modo que sua disposição em arranjos subparalelos e sub-horizontais se tornam barreiras ao aprofundamento do intemperismo. Em contraste, a geometria de diques verticalizados facilita a percolação da água bem como sua instabilidade, favorecendo o fraturamento e conseqüente baixa resistência do relevo.

Observa-se que esse controle exercido por diques é particularmente importante porquanto não são feições individuais no relevo, mas organizam-se em centenas de corpos intrusivos cortando as rochas que sustentam os inselbergs. Com isso, o intemperismo diferencia aproveita essas descontinuidades, revelando no relevo atual, em graus diversos, o padrão dos enxames de diques félsicos: quando horizontalizados, favorecem setor coesos de maior resistência, e quando verticalizados, favorecem maior erosão em suas margens, tal como visto nas feições de dissolução em suas margens.

Desse modo, conclui-se que a morfologia e evolução dos relevos do campo de inselbergs que Quixadá sofrem significativa influência da organização do arranjo de diques félsicos ubíquos no Plúton Quixadá, por meio dos processos de longo-termo de erosão diferencial. Essas observações têm implicações importantes na compreensão da evolução de inselbergs, sobretudo no tocante ao controle estrutural exercido por corpos intrusivos em sua configuração.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. **Os domínios de Natureza do Brasil: potencialidades paisagísticas**. 7. Ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do complexo granítico Quixadá-Quixeramobim, CE**. 1995. 279 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews** v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Stuttgart, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ANDERSON, E. I.; AND BAKKER. Groundwater flow through anisotropic fault zones in multiaquifer systems, **Water Resources. Research.**, v. 44, W11433, 2008.
- ANDRÉ, M. –F. Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops: (Abisko-riksgränsen area, 68°N). **Geografiska Annaler**, Stockholm, v. 84, n. 3-4, p. 139-150, jan. 2002.
- ARAGÃO, A. J. S.; GORAYEB, P. S.S.; GALARZA, M. A. Magmatic and tectonic evolution of the Chaval Granite at the end of the Neoproterozoic, northwestern border of the Borborema Province. **Brazilian Journal of Geology**. v. 50, n.1, p.1 -26, 2020.
- ARCHANJO, C.J., TRINDADE, R.I.F., BOUCHEZ, J.L., ERNESTO, M. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). **Tectonics**, New Jersey, v. 21, 1003, 2002.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 170 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Brasília, 2007.
- AYDIN, A. ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**, [s. l], v. 46, p. 627-637, 2009.
- AYDIN, A. BASU, A. The Schmidt hammer in rock material characterization. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 81, 1-14, 2005.
- BASU A.; CELESTINO, T. B.; BORTOLUCCI, A. A. Evaluation of rock mechanical behaviors under uniaxial compression with reference to assessed weathering grades. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, Netherlands, v. 42, p. 73–93, 2009.
- BAUER, B. O. Geomorphology. *In*: GOUDIE, A S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: Taylor & Francis e-Library, 2004, p.564-566.
- BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK,

R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 510, p. 269 – 290, 2011.

BLAKE, D. H. The Net-Veined Complex of the Austurhorn Intrusion, Southeastern Iceland. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 74, n. 6, p. 891-907, nov. 1966.

BEAUVAIS, A., RITZ, M., PARISOT, J.-C., BANTSIMBA, C. Testing etching hypothesis for the shaping of granite dome structures beneath lateritic weathering landsurfaces using ERT method. **Earth Surface Processes and Landforms**, New Jersey, v. 28, p. 1071–1080, 2003.

BEAVIS, S.G. Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 33, 59-72, 2000.

BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. 2. Ed. Brigham Young University. Blackwell Publishing, 2013.

BREMER, H. Divergent Erosion. In: GOUDIE, A S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: Taylor & Francis e-Library, 2004, p. 265-266.

BRIDEAU, M.-A., YAN, M., STEAD, D. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 103, p. 30-49, 2009.

BONS, P.D.; ELBURG, M.A.; GOMES-RIVAS, E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. **Journal of Structural geology**, Amsterdam, v. 43, 33-62, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.005>

BOURMAN, R. P; OLLIER, C.D.; BUCKMAN, S. Inselbergs and monoliths: a comparative review of two iconic Australian landforms, Uluru (Ayers Rock) and Burringurrah (Mount Augustus). **Zeitschrift für Geomorphologie**, [s.l.] v. 59, n.2, p. 197 – 227, 2015.

BRISBIN, W. C. Mechanics of pegmatite intrusion. **American Mineralogist**, Winnipeg, v. 71, n. 3-4, p. 644-651, 1986.

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. (Org.). **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. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, n. 1, p. 201-288, 1957.

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

CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, C. R. Lithologic and climatic convergence in granite morphology. **Caderno Xeolóxico de Laxe**, [s.l.] v. 20, p. 381 – 403, 1995.

CASTRO, D. L. C.; CASTELO BRANCO, R. M. G.; MARTINS, G. CASTRO, N. A. Radiometric, magnetic, and gravity study of the Quixada' batholith, central Ceará domain (NE Brazil): evidence for Pan-African/Brasiliano extension-controlled emplacement. **Journal**

of **South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 15, p. 543 – 551, 2002.

CERNÁ, B. ENGEL, Z. Surface and subsurface Schmidt hammer rebound value variation for a granite outcrop. **Earth surface processes and landforms**, New Jersey, v. 36, n. 170-179, 2011.

CHIGIRA, M. HIRATA, T. The Kui boulder fields: Formation processes controlled by columnar joints of granodiorite. **Catena**, Amsterdam, v. 207, p. 1-10, 2021.

CLEMENT, B.; LANDRY, B.; YERGEAU, M. Dechaussement postglaciaire de filons de quartz dans les Appalaches Québécoises: (région desherbrooke, canada). **Geografiska Annaler**, Stockholm, v. 58, n. 1-2, p. 111-114, 1976.

COSTA, L. R. F; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. C. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 1, p. 185-208, 2020.

COSTA, C., ALVARADO, A., AUDEMARD, F., AUDIN, L., BENAVENTE, B. BEZERRA, F.H., CEMBRANO, J., GONZÁLEZ, G., LOPEZ, M., MINAYA, E., SANTIBANEZ, I., GARCIA, J., ARCILA, M., PAGANI, M., PÉREZ, I., DELGADO, F., PAOLINI, M., GARRO, H.. Hazardous faults of South America; compilation and overview. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 104, 102837, 2020.

CRUDEN, D. M. Some forms of mountain peaks in the Canadian Rockies controlled by their rock structure. **Quaternary International**, Amsterdam, v. 68-71, p. 59-65, 2000.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, [s.l.] v. 14, n. 5, p. 481-504, nov. 1899.

DAHL, R. Post-glacial micro-weathering of bedrock Surfaces in the Narvik District of Norway. **Geografiska Annaler**, Stockholm, v. 49, n. 2-4, p. 155-166, 1967.

DOMEDE, N.; PARENT, T.; SELIER, A. Mechanical behaviour of granite. A compilation, analysis and correlation of data from around the world. **European Journal of Environmental and Civil Engineering**, [s.l.] v.23, n. 2, p. 193-211, 2019.

DRUGUET, E., CZECK, D.M., CARRERAS, J., CASTAÑO, L.M. Emplacement and deformation features of syntectonic leucocratic veins from Rainy Lake zone (Western Superior Province, Canada). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 163, p. 384 – 400, 2008.

DUSZYŃSKI, F., FORD, D. C., GOUDIE, A. S., MIGOŃ, P. Rock control in geomorphology. In: Burt, T.P., Goudie, A.S., Viles, H.A. (Eds.), **The History of the Study of Landforms or the Developments of Geomorphology**, vol. 5. Geological Society Memoirs, 58, 2022, p. 151–171.

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

EGGLETON, R. A. Mineralogy maketh mountains: Granitic landscapes shaped by dissolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 285, p. 363-373, 15 may 2017.

EGGLETON, R. A. Some factors affecting granitic pluton topography: Pluton topography in the southern Lachlan Foldbelt. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 381, 107643, 2021

ERNST, R. E.; BUCHAN, L. Dyke (Dike) swarm. *In*: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2004, p.92-93.

ERNST, R.E.; GROSFILS, E.B.; MÈGE, D. Giant Dike Swarms: Earth, Venus, and Mars. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, [s.l.] v. 29, p. 489–534, 2001.

FEREIDDONI, D. Determination of the Geotechnical Characteristics of Hornfelsic Rocks with a Particular Emphasis on the Correlation Between Physical and Mechanical Properties. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, Berlin, v. 49, p. 2595–2608, 2016.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N. The peralkalic magmatism in the Precambrian cachoeirinhas-salgueiro foldbet, Northeast Brazil: Geochemical aspects. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 1, p. 73 – 85, 1986.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. Calendários de chuvas no estado Ceará. FUNCEME, 2021. Disponível em: <http://funceme.br/app-calendarario/ano/municipios/media/2021>. Acessado em 11 novembro 2022.

FOSSSEN, H. **Structural geology**, 2. Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2016.

GALINDO, A. C.; NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C. Classificação/nomenclatura de rochas plutônicas com base em diagramas modais e químicos: um estudo para rochas granitoides no extremo nordeste da Província Borborema. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 29, n. 1, p. 180-195, 2019.

GANS, P. B., GENTRY, B. J. Dike emplacement, footwall rotation, and the transition from magmatic to tectonic extension in the Whipple Mountains metamorphic core complex, southeastern California. **Tectonics**, Amsterdam, v. 35, 2564-2608, 2016.

GHIASI, V.; OMAR, H.; KUAT, B. K. A Study of the Weathering of the Seremban Granite. **Electronic Journal of Geotechnical Engineering**, [s.l.] v. 14, p2-9, 2009.

GILL, R. **Igneous rocks and processes: a practical guide**. 1. ed. New Jersey: Wiley Blackwell. 2010.

GODARD, A., LAGASQUIE, J.-J., LAGEAT, Y. (Eds.). **Basement Regions**. Springer, Berlin, 2001.

GOONERMAN, H.; TAISNE, B. Magma transport in dikes. *In*: SIGURDSSON, H. (Ed). **The Encyclopedia of Volcanoes**. Academic Press, 2015, p. 215-224.

GOUDIE, A. S. The Schmidt Hammer in geomorphological research. **Progress in Physical Geography**, [s.l.] v. 30, n 6, m p. 703 – 718, 2006.

GOUDIE, A. S. Quantification of rock control in geomorphology. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 159, p. 374-387, 2016.

GREENBERG, A. Spanish Peaks Wilderness Area. Disponível em:

<https://peakvisor.com/park/spanish-peaks-wilderness-area.html>. Acesso em: 15 janeiro 2023

HALLS, H. The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. **Geoscience Canada**, [s.l.] v.9, n.3, 145-154, 1982.

HEIDARI, M., MOMENI, A.A., NASERI, F. New weathering classifications for granitic rocks based on geomechanical parameters. **Engineering geology**, Amsterdam, v.166, p. 65-73, 2013.

HOEK, E., BRAY, J.W. **Rock Slope Engineering**. 3. Ed. London Institution of Mining and Metallurgy, 1981.

HOEK, E.; BROWN, E. T. Practical Estimates of Rock Mass Strength. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**, Amsterdam, v. 34, n.8, p. 1165-1186, 1997.

HOEK, J. D. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. **Geologische Rundschau**, [s.l.] v. 80, n.2, 233-248, 1991.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Clima, INMET, 2022. Disponível em: <https://clima.inmet.gov.br/temp>. Acesso em 11 novembro 2022.

ISRM. Basic geotechnical description of rock masses. International Society of Rock Mechanics, Commission on the Classification of Rock and Rock Masses. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**, v.18, p.85-110, 1981.

JAHNS, R. H. Sheet Structure in Granites: Its Origin and Use as a Measure of Glacial Erosion in New England. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 51, n. 2, p. 71-98, 1943.

JERRAM, D.; PETFORD, N. **The field description of igneous rocks**. 2. ed. New Jersey: John Wiley and Sons, 2011.

JOHNSON, R. B. **Geology of the Igneous Rocks of the Spanish Peaks Region Colorado**. Washington: United States Government Printing Office, 1968, 58p.

JÜRGENS, N. BURKE, A. The Arid Scenario: Inselbergs in the Namib Desert Are Rich Oases in a Poor Matrix (Namibia and South Africa). In: POREMBSKI, S., BARTHLOTT, W. (Ed.). **Vegetation of tropical rock outcrops (Inselbergs): Biotic diversity of a tropical ecosystem**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2000, p. 237 – 257.

KING, L. C. A theory of bornhardts. **Geographical Journal**, [s.l.] v. 112, p. 83-87, 1949.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington D.C., v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

KJØLL, H.J., GALLAND, O., LABROUSSE, L., ANDERSEN, T. B. Emplacement mechanisms of a dyke swarm across the brittle-ductile transition and the geodynamic implications for magma-rich margins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v.

518, p. 223-235, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.016>.

KORTENIEMI, J. Dike (Igneous), *In*: HARGITAI H., KERESZTURI Á. (Eds), **Encyclopedia of Planetary Landforms**. New York: Springer, 2015. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_112

LIDMAR-BERGSTRÖM, K. Exhumed Cretaceous landforms in south Sweden. **Zeitschrift für Geomorphologie** [s.l.], Supplement-Band 89, 21-40, 1989.

LIMA, G.M.P., CORRÊA-GOMES, L.C., 2015. Itatím geomorphological site: Largest concentration of inselbergs in Brazil. In: Vieira, B.C., Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C. (Eds.), **Landscapes and Landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015, p. 371–380. DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_34.

LINTON, D.L. The problem of tors. **Geographical Journal**, [s.l.] v.121, p. 470-487, 1995.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. do; BEZERA, F. H. R.; CASTRO, H. S. de; MEIRELES, A. J de A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 240-253, 2015.

MAIA, R. P. NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n.2, p. 373-389, 2018.

MAIA, R. P., BEZERRA, F. H. R. **Structural geomorphology in Northeastern Brazil**. SpringerBriefs in Latin American Studies, Cham, 2020. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-13311-5>.

MAIA, R.P., BASTOS, F.H., WALDHERR, F.R., NASCIMENTO, M.A.L., AULER, A.S. Breves considerações sobre Tafoni em inselbergs: aspectos genéticos e morfoestruturais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 23, p. 1792-1811, 2022. <https://doi.org/10.20502/rbg.v23i4.2090>.

MARIANO, G.; SIAL, A. N. Coexistence and mixing of magmas in the late precambrian Itaporanga Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n. 1-4, p. 101-110, 1990.

MARTÍNEZ-POZA, A. I. **Tectonics of dyke swarms: insights from case studies and analogue modelling**. 230 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, 2015. Disponível em: <https://ddd.uab.cat/record/165957?ln=ca>. Acesso em: 20 dec. 2020.

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

MATSUKURA, Y.; TANAKA, Y. Effect of Rock Hardness and Moisture Content on Tafoni Weathering in the Granite of Mount Doeg-Sung, Korea. **Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography**, [s.l.], v. 82, n.1, p. 59 -67, 2000.

- MIGÓN, P. Evolution of granite landscapes in the Sudetes (Central Europe): some problems of interpretation. **Proceedings of the Geologists' Association**, [s.l.] v. 107, p. 25-37, 1996.
- MIGÓN, P.; GOUDIE, A. Granite Landforms of the Central Namib. **Acta Universitatis Carolinae. Geographica**, Prague, v. 35, p. 17-38, 2000.
- MIGÓN, P. Structural Landform. *In*: GOUDIE, A S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: Taylor & Francis e-Library, 2004a, p. 1007-1009.
- MIGÓN, P. Inselberg. *In*: GOUDIE, A S. **Encyclopedia of geomorphology**. London: Taylor & Francis e-Library, 2004b, p.564-566
- MIGÓN, P. Structural control in the evolution of granite landscape. **Acta Universitatis Carolinae**, Prague, v. 39, n. 1, p. 19-32, 2004c.
- MIGÓN, P. **Granite Landscapes of the world**. New York: Oxford University Press, 2006.
- MIGÓN, P. Weathering Mantles and Long-Term Landform Evolution. *In*: SHRODER, J. (Editor in Chief), POPE, G.A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, CA, vol. 4, Weathering and Soils Geomorphology, 2013, p. 127–144.
- MIGÓN, P. VIEIRA, G. Granite geomorphology and its geological controls, Serra da Estrela, Portugal. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 226, p. 1-14, 2014.
- MIGÓN, P. Long-term landform evolution. *In*: BURT, T.P., GOUDIE, A.S., VILES, H.A. (Eds). **The History of the study of landforms or the Development of Geomorphology**. Volume 5: Geomorphology in the second half of the twentieth century. 2021, London: Geological society, Memoirs, 58.
- MEIER, J., DATCHEVA, M., MOSER, M., SCHANZ, T. Identification of constitutive and geometrical parameters for slope instability modelling - Application to mountain-splitting area Reutte/Tyrol (Austria). **Austrian Journal of Earth Sciences**. [s.l.] v.102, p.81-89, 2009.
- NEVES, S. P., VAUCHEZ, A., FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 99, p. 1-32, 2000.
- NEVES, S. P. **Granitos orogênicos: da geração dos magmas À intrusão e deformação**. Rio de Janeiro: Synergia, 2012. 148p.
- NICHOLSON, D. T. Rock control on microweathering of bedrock surfaces in a periglacial environment. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 101, p. 655-665, 2008.
- NOGUEIRA, J. F.; MORALES, N. Geometria e Cinemática de diques e veios no Batólito de Quixadá – CE. *In*: **National Symposium of Tectonic Studies and Internacional Symposium on Tectonics of the SBG**, Lençóis, 1999, p. 80-90.
- NOGUEIRA, J. F. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará Central**. 2004. 140 p. Tese (Doutorado em

Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

ORTEGA, J. A.; GÓMEZ-HERAS, M. PEREZ-LÓPEZ, R. WOHL, E. Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock rivers. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 204, p. 588 – 598, 2014.

PINÉO, T. R. G.; PALHETA, E. S. M.; COSTA, F. G.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; GOMES, F. E. M. G.; BESSA, M. D. M. R.; LIMA, A. F.; HOLANDA, J. L. R.; FREIRE, D. P. C. **Mapa Geológico do estado do Ceará**. 2020. CPRM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/20418>. Acesso em: 10 out. 2020.

PEDERSEN, G. B. M.; HEAD III, J. W.; WILSON, L. Formation, erosion and exposure of Early Amazonian dikes, dike swarms and possible subglacial eruptions in the Elysium Rise/Utopia Basin Region, Mars. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 294, p. 424 – 439, 2010.

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

PEULVAST, J-P., CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 62, p.89-122, 2004.

PLACE, J. GÉRAUD, Y. DIRAISON, M. HERQUEL, G. EDEL, J. B. Le GARZIC, E. WALTER, B. Structural control of weathering processes within exhumed granitoids: Compartmentalisation of geophysical properties by faults and fractures. **Journal of Structural Geology**, v. 84, p. 102 – 119, 2016.

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

PYE, K., GOUDIE, A.S., WATSON, A. Petrological influence on differential weathering and inselberg development in the Kora area of Central Kenya. **Earth Surface Processes and Landforms**, New Jersey, v. 11, p. 41-52, 1986.

POLLARD, D.D., TOWNSEND, M.R. Fluid-filled fractures in Earth's lithosphere: Gravitational loading, interpenetration, and stable height of dikes and veins. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 109, p. 38-54, 2018.

ROQUES, C. BOUR, O.; AQUILINA, L. DEWANDEL, B. LERAY, S.; SCROETTER, J.M.; LONGUEVERNE, T.; Le BORGNE, T.; HOCHEREUTENER, R.; LABASQUE, T.; LAVENANT, N.; VERGNAUD-AYRAUD, V.; MOUDIN. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 509, p. 42-54, 2014.

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**, Amsterdam, v. 86, p. 349-368, 2007.

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

SELBY, M.J. Form and origin of some bornhardts of the Namib Desert. **Zeitschrift für Geomorphologie** [s.l.], v. 26, p. 1-15, 1982.

SEVERIN, K. P. **Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals**. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2004.

SIAL, A. N. S. Granite-types of Northeast Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 1, p. 54-72, 1986.

SILVA, H. F. Alguns aspectos petrográficos e geoquímicos do Batólito de Quixadá. **Revista brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, ed. 1, p. 101-107, mar. 1989.

SHANG, J. Rupture of Veined Granite in Polyaxial Compression: insights from three-dimensional discrete element method modeling. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, [s.l.] v. 125, n. 2, p. 1-25, 2020.

SOUSA, L. M. O. Petrophysical properties and durability of granites employed as building stone: a comprehensive evaluation. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, [s.l.] v. 73, p. 569-588, 2014.

SOUZA, A.S.V. **Controle estrutural em inselbergs: uma análise acerca do papel de veios e diques na morfologia granítica**. 2021. 38p. Monografia (Graduação em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará, 2021.

SRIVASTAVA, R. K (Ed). **Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation**. Springer Science and Business Media, 2011. 605p.

STEAD, D., WOLTER, A. A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v.74, 1-23, 2015.

THOMAS, M.F. Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria. **Zeitschrift für Geomorphologie** [s.l.], v. 9, p. 63-81, 1965.

THOMAS, M.F. The study of inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie** [s.l.], Supplement-Band, v.31, p.1-41, 1978.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development
11. Etching and the formation of relief. **Zeitschrift für Geomorphologie**, [s.l.] v.33, n. 3, p 257-274, 1989.

TORQUATO, J. R. F. (Coord); ALMEIDA, A. R; SIDRIM, A. C. G; MARANHÃO, C. M. L; PARENTE, C. V; TORQUATO, J. R. F; NETO, A. N; FILHO, J.F.A; SOUZA, J. V; SOUZA, M.J.N; ARTHAUD, M.H. Granitóides do Ceará: Região de Quixadá e Solonópole. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 2, n.1-2, jun./dez. 1989.

TRICART, J. **Structural Geomorphology**. Longman, London, 1974.

TURICHSHEV, A.; HADJIGEORGIOU, J. Quantifying the effects of vein mineralogy, thickness, and orientation on the strength of intact veined rock. **Engineering geology**, v.226, 199-207, 2017.

TWIDALE, C.R. **Structural Landforms**. Canberra: Australian National University Press, 1971.

TWIDALE, C.R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier, 1982.

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

TWIDALE, C.R - The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 57, p. 37-74, 2002.

TWIDALE, C.R., BOURNE, J.A. Episodic exposure of inselbergs. **Geological Society of America Bulletin**, [s.l.] v. 86, p.1473-1481, 1975.

TWIDALE, C.R., CAMPBELL, E.M. Fractures: a double edged sword. A note on fracture density and its importance. **Zeitschrift für Geomorphologie** [s.l.], v. 37, p. 459-475, 1993.

TWIDALE, C.R., VIDAL- ROMANI, J.R. On the multistage development of etch forms. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 11, p. 107–124, 1994.

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

TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. Are corestones due to weathering and/or tectonism? Problems and suggestions. **Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, [s.l.] v. 42, p. 29-52, 2020.

VARAJÃO, C.A.C., de ALKMIN, F.F. Pancas: The kingdom of bornhardts. In: Vieira, B.C., Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C. (Eds.), **Landscapes and Landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht, 2015, pp. 381–388. DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_35.

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

VIDAL ROMANI, J. R. Forms and structural fabric in granite rocks. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe**, [s.l.] v. 33, p. 175 – 198, 2008.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe**, Coruña, v.35, p. 189 – 208, 2010.

VIDAL ROMANI, J. R.; VAQUEIRO- RODRIGÉZ, M. An endogenous origin for the form tafone developed in magmatic rocks. **Academia Letters**, [s.l.] n. 1163, p. 1 -5, 2021.

VIDAL ROMANI, J. R.; VAQUEIRO- RODRIGÉZ, M.; SANJURJO, J. Granite Landforms in Galicia. *In*: GUTIÉRREZ, F. GUTIÉRREZ, M (Eds.). **Landscapes and Landforms of Spain**. World Geomorphological Landscapes. Dordrecht: Springer, 2014, p. 63-69

VOLLGGER, S.A., CRUDEN, A.R. Mapping folds and fractures in basement and cover rocks using UAV photogrammetry, Cape Liptrap and Cape Paterson, Victoria, Australia. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 85, p. 168–187, 2016.

WILLIAMS, R. B. G.; ROBINSON, D. A. The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the Schmidt Hammer. **Earth Surface Processes and Landforms**, New Jersey, v. 8, p. 289-292, 1983.

ZHANG, L. **Engineering Properties of rocks**. 2. Ed. Elsevier, 2016.

APÊNDICE A - ROCKS SAMPLES COLLECTED ON INSELBERGS (HOST ROCK, MAFIC ENCLAVE, AND FELSIC DIKES)



**APÊNDICE B - GEOCHEMICAL DATA OF FELSIC DIKES, HOST ROCK (HR), AND MAFIC ENCLAVES (E) ON QUIXADÁ
PLUTON**

| | Fine to medium- grained Pegmatites (FgP) | | | | | | | | | | Coarse-grained Pegmatites (CgP) | | | | | Anisotropic dikes (AD) | | | | |
|------------------------------------|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | A1 | A2 | A7 | A12 | A13 | B5 | B6 | A4 | A8 | A9 | A10 | A11 | B2 | C3 | D5 | A3 | A5 | A15 | C1 | D4 |
| SiO₂ | 75,20 | 76,55 | 74,74 | 72,62 | 74,30 | 70,61 | 72,18 | 73,29 | 74,37 | 76,63 | 72,52 | 71,91 | 74,36 | 71,63 | 74,22 | 68,44 | 67,32 | 65,03 | 70,15 | 70,64 |
| Al₂O₃ | 12,40 | 12,92 | 13,51 | 12,99 | 12,64 | 15,18 | 13,60 | 13,57 | 14,11 | 12,66 | 14,11 | 13,87 | 12,67 | 14,74 | 13,76 | 16,03 | 14,17 | 15,45 | 13,97 | 12,71 |
| Na₂O | 3,41 | 3,70 | 5,11 | 3,20 | 3,15 | 3,25 | 2,80 | 4,66 | 3,64 | 4,01 | 3,01 | 2,49 | 1,94 | 5,04 | 3,23 | 3,44 | 3,94 | 3,67 | 3,02 | 3,63 |
| K₂O | 5,77 | 4,83 | 3,69 | 5,89 | 6,66 | 6,30 | 8,85 | 4,54 | 4,73 | 4,07 | 8,77 | 9,07 | 8,70 | 3,59 | 6,19 | 5,19 | 5,58 | 5,69 | 7,62 | 4,11 |
| CaO | 1,15 | - | - | 1,74 | 1,00 | 1,86 | 1,19 | 1,61 | 1,12 | 1,18 | 0,71 | 1,47 | 0,64 | 2,11 | 1,22 | 2,19 | 2,07 | 3,29 | 1,17 | 2,62 |
| FeO_t | 2,05 | 1,98 | 2,93 | 3,54 | 2,23 | 2,77 | 1,35 | 1,15 | 1,95 | 1,43 | 0,84 | 1,18 | 1,67 | 1,87 | 1,36 | 4,68 | 4,90 | 5,61 | 4,04 | 4,66 |
| MgO | - | - | - | - | - | - | - | 1,14 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,85 | 1,22 | - | 1,26 |
| TiO₂ | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,04 | - | - | - | - | - | - | - | 1,14 | - | - | - |
| TOTAL | 99,98 | 99,98 | 99,98 | 99,98 | 99,98 | 99,97 | 99,97 | 99,96 | 99,96 | 99,98 | 99,96 | 99,99 | 99,98 | 98,98 | 98,98 | 99,97 | 99,97 | 99,96 | 99,97 | 99,63 |

(Continues)

| | Hostf rock (HR) | | | | | | | | | | | | | | Mafic enclaves (ME) | | |
|------------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------|--|--|
| | A6r | A14r | B1r | B3r | B4r | C2r | C4r | C6r | D1r | D2r | E1r | B7e | C5e | D3e | | | |
| SiO₂ | 58,78 | 56,29 | 62,75 | 52,08 | 66,87 | 55,59 | 56,69 | 60,04 | 55,86 | 54,82 | 55,67 | 54,12 | 52,56 | 50,83 | | | |
| Al₂O₃ | 14,14 | 13,97 | 13,05 | 15,34 | 16,43 | 14,64 | 14,48 | 13,54 | 13,57 | 13,58 | 13,83 | 13,07 | 12,01 | 12,50 | | | |
| Na₂O | 3,12 | 3,41 | 2,77 | 1,82 | 4,27 | 3,45 | 2,89 | 3,30 | 4,28 | 3,27 | 3,02 | 2,79 | 2,58 | 3,67 | | | |
| K₂O | 3,35 | 3,39 | 3,46 | 4,33 | 4,62 | 4,55 | 6,27 | 3,67 | 3,14 | 3,76 | 5,27 | 4,81 | 4,48 | 1,45 | | | |
| CaO | 4,95 | 7,13 | 3,30 | 4,16 | - | 6,50 | 5,54 | 6,60 | 8,01 | 7,62 | 5,72 | 6,74 | 8,46 | 11,02 | | | |
| FeO_t | 9,70 | 10,24 | 9,16 | 11,71 | 7,79 | 9,90 | 8,46 | 8,21 | 10,21 | 10,56 | 10,04 | 11,44 | 12,44 | 12,08 | | | |
| MgO | 5,92 | 4,09 | 5,47 | 6,95 | - | 4,27 | 4,19 | 3,56 | 4,90 | 5,21 | 4,75 | 7,01 | 6,35 | 8,42 | | | |
| TiO₂ | - | 1,45 | - | 1,41 | - | - | 1,45 | 1,03 | - | 1,14 | 1,66 | - | 1,11 | - | | | |
| P₂O₅ | - | - | - | 2,16 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | | |
| TOTAL | 99,96 | 99,97 | 99,96 | 99,96 | 99,98 | 98,90 | 99,97 | 99,95 | 99,97 | 99,96 | 99,96 | 99,98 | 99,99 | 99,97 | | | |

**APÊNDICE C - UNIAXIAL COMPRESSIVE STRENGTH (MPa) OF QUIXADÁ PLUTON ROCKS BASED ON TYPE-L SCHMIDT
HAMMER TESTS**

| | FgP | | | CgP | | | AD | | | HOST ROCK | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------|------|------|------|-----|-----|-----|
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 77,5 | 73,5 | 75 | 66,5 | 70 | 70 | 79 | 61 | 65 | 35 | 53,5 | 54 | 50,5 | 32 | | | |
| 74 | 73 | 77,5 | 69 | 75 | 82 | 80 | 57,5 | 74,5 | 42 | 61 | 43 | 47,5 | 40,5 | | | |
| 79,5 | 62 | 73,5 | 73 | 71,5 | 81,5 | 82 | 53,5 | 82,5 | 42,5 | 48 | 62,5 | 45 | 39 | | | |
| 76 | 68 | 77 | 71,5 | 76 | 72,5 | 82 | 54,5 | 55,5 | 43,5 | 51,5 | 55,5 | 47 | 52 | | | |
| 76,5 | 64,5 | 80 | 67,5 | 71 | 71,5 | 79 | 63 | 58 | 40,5 | 72,5 | 52 | 52,5 | 38 | | | |
| 76,5 | 60 | 73,5 | 65 | 73,5 | 71 | 82 | 65 | 46 | 38 | 52 | 73,5 | 49 | 36,2 | | | |
| 74 | 59,5 | 79,5 | 69,5 | 78,5 | 72 | 83 | 62,5 | 54,5 | 42 | 53 | 58,5 | 43 | 32 | | | |
| 77 | 76 | 74 | 73 | 75,5 | 84 | 79 | 68 | 50 | 70 | 50 | 40 | 54 | 41,5 | | | |
| 73,5 | 77,5 | 77 | 66,5 | 72 | 81 | 78 | 56 | 72 | 69 | 53,5 | 52 | 46 | 38 | | | |
| 76,5 | 66 | 75 | 64 | 72 | 66 | 78 | 55 | 52 | 68 | 56 | 48,5 | 43 | 42 | | | |
| *av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: | av: |
| 76,1 | 68 | 76,2 | 68,5 | 73,5 | 75,1 | 80,2 | 59,6 | 61 | 49 | 55,1 | 53,9 | 47,7 | 39,1 | | | |

*average UCS value

APÊNDICE D - STRIKE/DIP OF DIKES ACCORDING TO THEIR OCCURRENCE ON INSELBERGS (QUIXADÁ PLUTON)

| IS1 | IS2 | IS3 | IS4 | IS5 |
|-------------|------------|------------|------------|------------|
| 040/15 SE | 081/20 S | 082/58 S | 203/76 NW | 326/70 NE |
| 180/24 W | 079/31 S | 076/59 S | 007/48 E | 330/60 NE |
| 040/8 SE | 138/29 SW | 204/49 NW | 344/74 NE | 292/45 NE |
| 250/12 NW | 222/15 NW | 234/23 NW | 047/58 SE | 314/40 NE |
| 270/25 N | 190/04 W | 237/49 NW | 010/46 E | 334/51 NE |
| 280/34 N | 152/20 SW | 271/18 N | 047/51 SE | 119/58 SW |
| 220/22 NW | | 313/20 NE | 057/21 SE | 318/29 NE |
| 296/28 NE | | | 339/77 NE | 354/43 E |
| | | | | 340/37 NE |
| | | | | 317/17 NE |
| | | | | 304/43 NE |
| (21° A.D) * | (20° A.D) | (39° A.D) | (56° A.D) | (45° A.D) |

*average dip