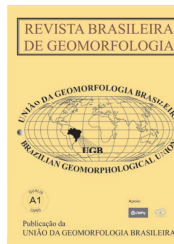


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, nº 2 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1401>



### GEOMORFOLOGIA GRANÍTICA DO MACIÇO DE URUBURETAMA, CEARÁ, BRASIL

### GRANITE GEOMORPHOLOGY OF THE URUBURETAMA MASSIF, CEARÁ, BRAZIL

**Danielle Lopes de Sousa Lima**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Ceará  
Campus do Itaperi, Bloco G, Fortaleza, Ceará. CEP: 60740-903. Brasil  
ORCID: [orcid.org/0000-0002-9729-9939](https://orcid.org/0000-0002-9729-9939)  
E-mail: [danielle.lopes@hotmail.com](mailto:danielle.lopes@hotmail.com)*

**Frederico de Holanda Bastos**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Ceará  
Campus do Itaperi, Bloco G, Fortaleza, Ceará. CEP: 60740-903. Brasil  
ORCID: [orcid.org/0000-0002-4330-7198](https://orcid.org/0000-0002-4330-7198)  
E-mail: [fred.holanda@uece.br](mailto:fred.holanda@uece.br)*

**Abner Monteiro Nunes Cordeiro**

*Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Ceará  
Campus do Itaperi, Bloco G, Fortaleza, Ceará. CEP: 60740-903. Brasil  
ORCID: [orcid.org/0000-0002-4867-7083](https://orcid.org/0000-0002-4867-7083)  
E-mail: [abnermncordeiro@gmail.com](mailto:abnermncordeiro@gmail.com)*

**Rubson Pinheiro Maia**

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará  
Campus do Pici, Bloco 911, Fortaleza, Ceará. CEP: 60455-760. Brasil  
ORCID: [orcid.org/0000-0002-1688-5187](https://orcid.org/0000-0002-1688-5187)  
E-mail: [rubsonpinheiro@yahoo.com.br](mailto:rubsonpinheiro@yahoo.com.br)*

#### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
01/06/2018  
Aceito (Accepted):  
14/03/2019

#### Palavras-chave:

Geomorfologia; Granito;  
Etchplanação.

#### Keywords:

Geomorphology; Granite;  
Etchplanation.

#### Resumo:

O Maciço de Uruburetama, localizado na porção norte do Estado do Ceará, apresenta uma forte relação estrutural com seu modelado, o que se evidencia na exposição de macroformas e microformas graníticas, cuja origem e desenvolvimento estão associadas, predominantemente, ao intemperismo seletivo, tanto em subsuperfície como na superfície topográfica, condicionado pelas características do substrato, seguida da remoção do manto de alteração. Dessa forma, o presente estudo classifica e descreve as diferentes feições geomorfológicas com granito aflorante na área de estudo. A metodologia utilizada teve como base pesquisa bibliográfica referente às teorias de evolução geomorfológica, com ênfase na teoria da etchplanação; revisão bibliográfica sobre a gênese e evolução de relevos graníticos; trabalhos de campo e levantamentos cartográficos. As principais

formas de relevos graníticas encontradas podem ser divididas em macroformas associadas ao desenvolvimento de *inselbergs* e *bornhardts*, e microformas associadas com blocos graníticos (*boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*), com formas de dissolução (*tafoni*, *alvéolos*, *karren*, *gnammas* e *flared slopes*) ou de fraturamento (*split rock* e *polygonal cracking*). Tais feições exibem grande singularidade geomorfológica e constituem peças fundamentais na compreensão da evolução paleoclimática e geomorfológica regional.

### Abstract:

The Uruburetama Massif, located in the northern portion of the state of Ceará, has a strong structural connexion with its modeling, which is evidenced by the exposure of granular macroforms and microforms, whose origin and development are predominantly associated with selective weathering, both in subsurface as in the topographic surface, conditioned by the characteristics of the substrate, followed by removal of the change mantle. Thus, the present study will present and describe the different geomorphological features with outcropping granite in the study area. The methodology used was based on bibliographical research concerning theories of geomorphological evolution, with emphasis on the theory of etchplanation; bibliographic review on the genesis and evolution of granite reliefs; fieldwork and cartographic surveys. The main forms of granite reliefs can be divided into macroforms associated with the development of *inselbergs* and *bornhardts*, and microforms associated with granitic blocks (*boulders*, block chaos, *nubbins*, *tors* and *castle koppies*) with dissolution forms (*tafoni*, *alveoli*, *karren*, *gnammas* and *flared slopes*) or fracturing (*split rock* and *polygonal cracking*). These features exhibit great geomorphological singularity and are fundamental pieces in the understanding of regional paleoclimatic and geomorphological evolution.

## 1. Introdução

Os maciços cristalinos da Província Borborema (Nordeste do Brasil), em sua grande maioria, estão associados a granitoides cuja gênese possui forte relação com processos de erosão diferencial. Os terrenos graníticos exibem morfologias diversificadas, não existindo uma paisagem granítica padrão (TWIDALE, 1982), cuja origem é atribuída ao intemperismo seletivo, tanto em subsuperfície quanto na superfície topográfica, seguido da remoção dos materiais soltos no processo de desintegração da rocha (MIGÓN, 2006d; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 1994).

Nessa perspectiva, em se tratando de evolução de alguns relevos tipicamente graníticos, merece destaque a teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1982). As concepções de duplo aplainamento têm sido utilizadas para explicar a evolução de algumas paisagens graníticas, tendo em vista que essas feições estão relacionadas aos processos que ocorrem na base do regolito e não apenas em superfície (TWIDALE, 2002). Esse conceito concentra a grande maioria das discussões relacionadas à gênese das paisagens graníticas em clima seco, onde a evolução do modelado terrestre deriva de diferentes situações paleoclimáticas e estruturais, levando-se em consideração não apenas a dinâmica climática atual, mas

também a noção de poligenia, relacionando-se a um ciclo de etchplanação-pediplanação (VITTE, 2001; SALGADO, 2007).

A palavra *etching* é usada em geomorfologia para descrever o processo de decomposição progressiva de rochas no interior de perfis de intemperismo profundo, aplicando-se em situações em que o material rochoso difere em sua resistência à decomposição química (MIGÓN, 2006c), condicionado, muitas vezes, pela existência de falhas e fraturas (TWIDALE; LAGET, 1994). A remoção do material alterado irá expor a frente de intemperismo (*weathering front*) (MABUBUTT, 1961), cuja topografia é resultado direto da ação do intemperismo químico, se caracterizando como uma *etched surface* (BÜDEL, 1982; MIGÓN, 2006c), onde os processos mecânicos de escoamento pluvial predominam (SALGADO, 2007; VITTE, 2001).

Segundo Büdel (1982), no modelo da etchplanação, durante os períodos úmidos ocorreria o aprofundamento e diferenciação do manto de intemperismo, e no interior deste as consequentes transformações mineralógicas e estruturais, viabilizando o desenvolvimento das feições graníticas epigênicas. Enquanto, que nos períodos secos ocorreria a retração da vegetação e consequente a ação dos processos erosivos com maior

intensidade, promovendo a remoção do manto de alteração e a exposição dos relevos saprolíticos.

Nesse contexto, a instabilidade climática ocorrida durante o Pleistoceno imprimiu na paisagem modelos de evolução distintos e sucessivos, sendo a alternância entre fases úmidas e secas, a característica fundamental desse período (BIGARELLA *et al.*, 2003). Tais variações climáticas já foram levantadas em pesquisas realizadas em diferentes setores do Nordeste brasileiro, indicando certo predomínio da semiaridez intercalada por pulsos de períodos úmidos (BEHLING *et al.*, 2000; LIMA, 2008; WANG *et al.*, 2004).

Dessa forma, o Nordeste brasileiro constitui um recorte espacial, cujas variações climáticas quaternárias permitem uma interpretação da sua geomorfogênese a partir da Teoria da Etchplanação (PEULVAST; BÉTARD, 2015; SANTOS; SALGADO, 2010), sendo que evidências bastante nítidas são encontradas nas paisagens graníticas (BASTOS, 2018), como, por

exemplo, no Maciço de Uruburetama, área objeto de estudo.

Face ao exposto, o conceito de etchplanação pode subsidiar a interpretação geomorfológica acerca do desenvolvimento das feições graníticas. Nessa perspectiva, o presente artigo irá apresentar e descrever as diferentes feições graníticas analisadas no Maciço de Uruburetama e entorno, colaborando com a compreensão da gênese das diferentes formas graníticas encontradas no semiárido nordestino.

## 2. Localização e contextos geológico e geomorfológico

O Maciço de Uruburetama localiza-se na porção norte do Estado do Ceará (Figura 1), ocupando uma área de aproximadamente 930 km<sup>2</sup>, com disposição predominante no sentido WNW–ESE e NW–SE, caracterizado por apresentar uma morfologia fortemente dissecada com altitudes que variam entre 500 e 800 m, podendo atingir cotas superiores a 1.000 m.

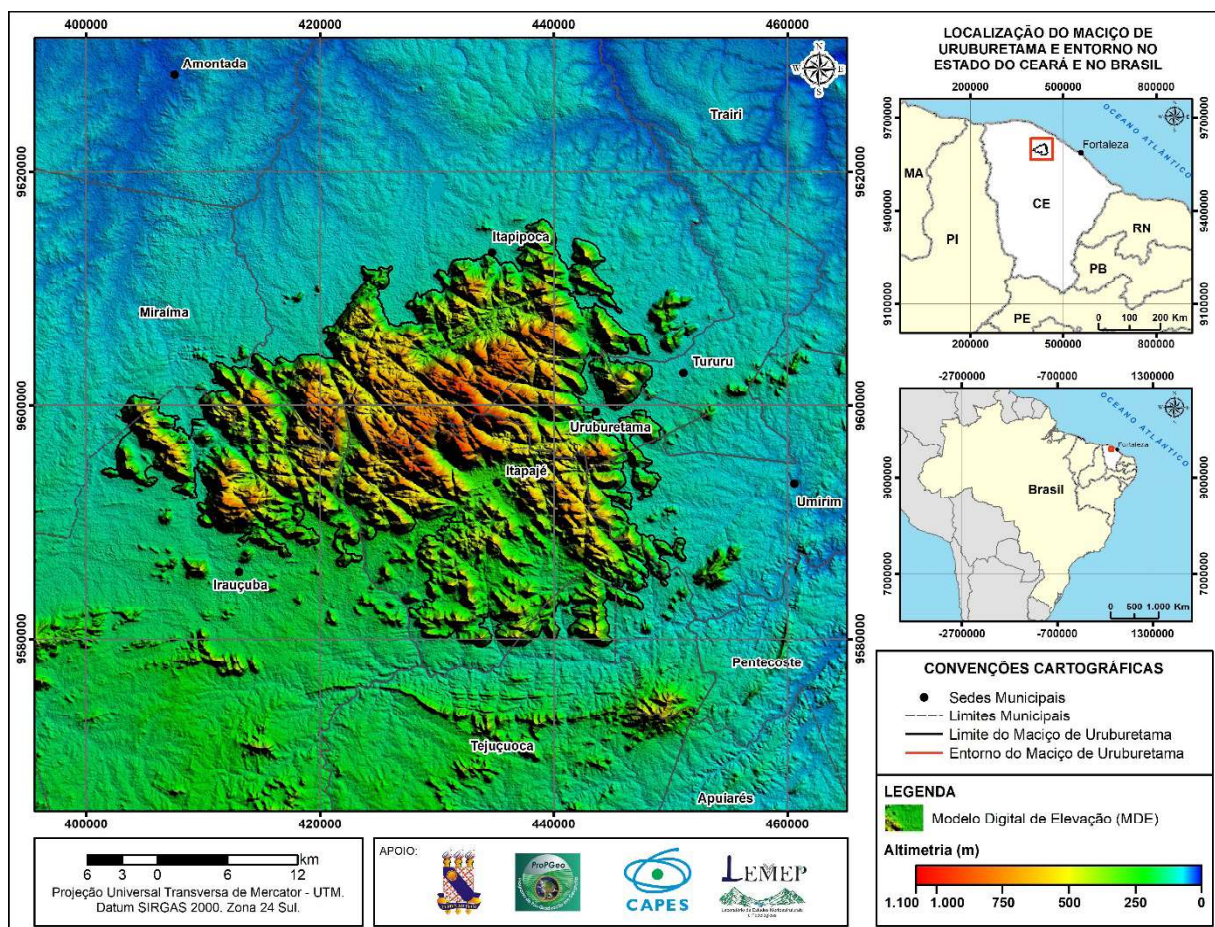


Figura 1 – Localização do Maciço de Uruburetama e entorno, Ceará, Brasil.



Geotectonicamente, a área de estudo está localizada na margem nordeste da Plataforma Sul Americana (ALMEIDA *et al.*, 2000), na Subprovinça Setentrional da Borborema (ANGELIM *et al.*, 2003), Domínio Ceará Central (FETTER *et al.*, 2000). Esta província apresenta extensas exposições de embasamento pré-cambriano caracterizada por dobramentos e intenso plutonismo granítico (FETTER *et al.*, 2000) provenientes da Orogênese Brasileira (ANGELIM *et al.*, 2003; HASUI, 2012), sendo a granitização uma marca característica dessa província (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003).

Durante a Orogênese Brasileira inúmeros corpos graníticos intrudiram na crosta continental, evidenciando

o clímax do evento orogenético e magmático (MAGINI; HACKSPACHER, 2008). Neste contexto, os milhares de anos de ciclos erosivos e isostáticos proporcionaram a exumação de corpos graníticos, assim como o desenvolvimento e exposição de uma variedade de formas graníticas.

O quadro litoestrutural da área de estudo (Figura 2) é composto, principalmente, por: rochas supracrustais do Complexo Ceará, com destaque para as Unidades Canindé e Independência; Complexo Tamboril Santa Quitéria (Arco magmático), associação granito-migmatítica; coberturas sedimentares neogênicas da Formação Barreiras; e depósitos quaternários (CAVALCANTE *et al.*, 2003; CPRM, 1999).

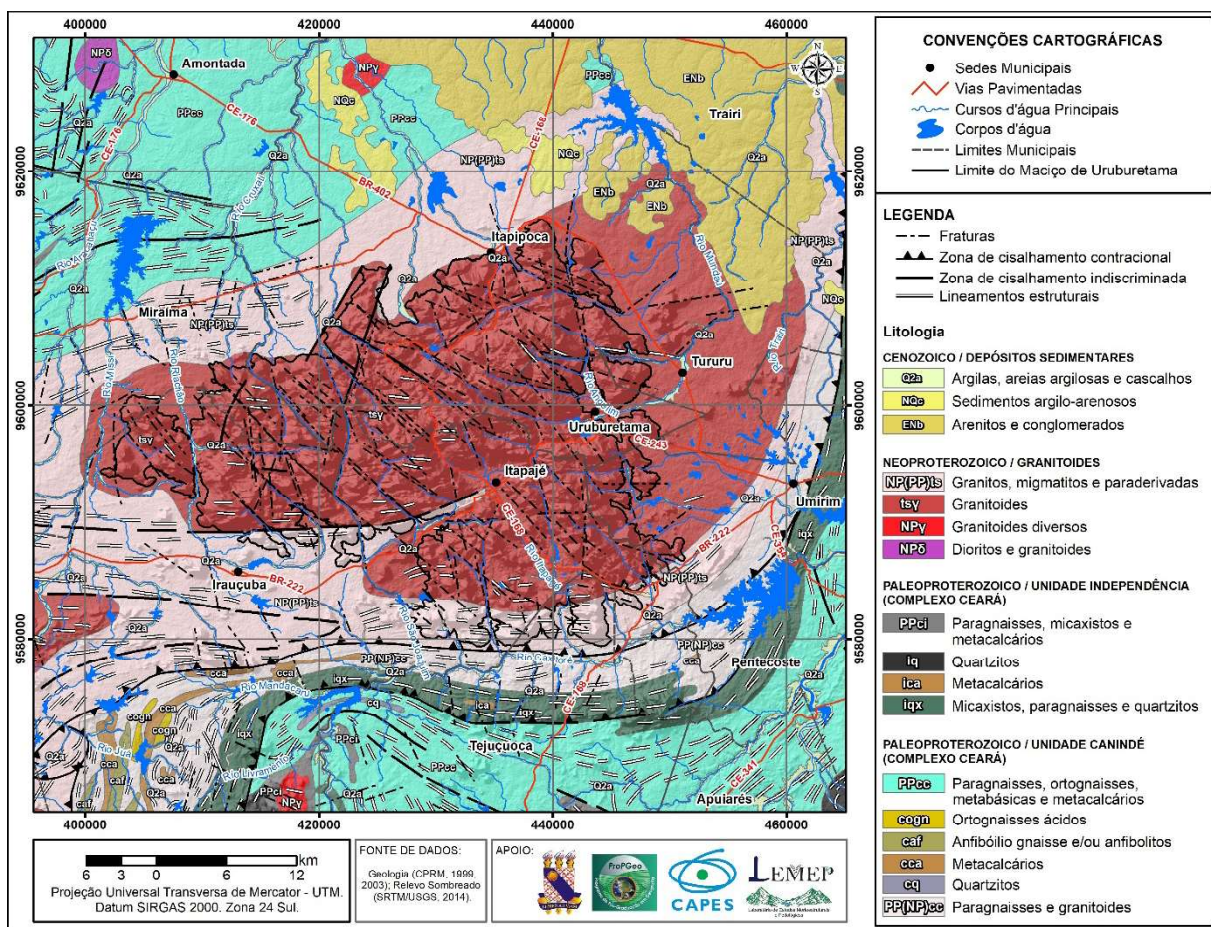


Figura 2 – Geologia do Maciço de Uruburetama e entorno, Ceará, Brasil.

O Maciço de Uruburetama, constituído por granitoides neoproterozoicos e estruturado na suíte intrusiva Tamboril Santa Quitéria, datada do Criogeniano (~650 Ma), afetada por deformação compressiva em um provável regime de arco magmático (ANGELIM *et al.*, 2003; FETTER *et al.*, 2003), caracteriza-se por ser

intensamente fraturado e dissecado em cristas e lombas alongadas que se alternam com vales em forma de “V” e planícies alveolares. As rochas granitoides possuem maior resistência em termos regionais, sendo de grande importância morfoestrutural para o maciço.

Bordejando o maciço está a superfície erosiva



rebaixada, formada por rochas que compõem a Unidade Canindé e Independência do Complexo Ceará (CAVALCANTE *et al.*, 2003), apresentando baixa declividade e cotas altimétricas que giram em torno de 200 m. Trata-se de uma superfície pontilhada de relevos residuais, como, por exemplo, *inselbergs*, *inselgebirges* e cristas. A suavização topográfica dessa superfície proporciona a ocorrência de pequenas planícies fluviais, que se encontram margeando os principais cursos d'água como os rios Aracatiaçu, Missi, Caxitoré e Mundaú.

Na porção N-NE da área de estudo, encontram-se os tabuleiros pré-litorâneos, constituídos por sedimentos da Formação Barreiras (CPRM, 2003), com possível idade que varia do final do Mioceno Inferior ao Holoceno (ARAI, 2006; LIMA, 2008; NUNES; SILVA; VILAS BOAS, 2011; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001). Os tabuleiros se apresentam em cotas inferiores a 90 m, declividade baixa inferior a 5° e drenagem com limitada capacidade de entalhe. A compartimentação geomorfológica da área de estudo pode ser observada na figura 3.

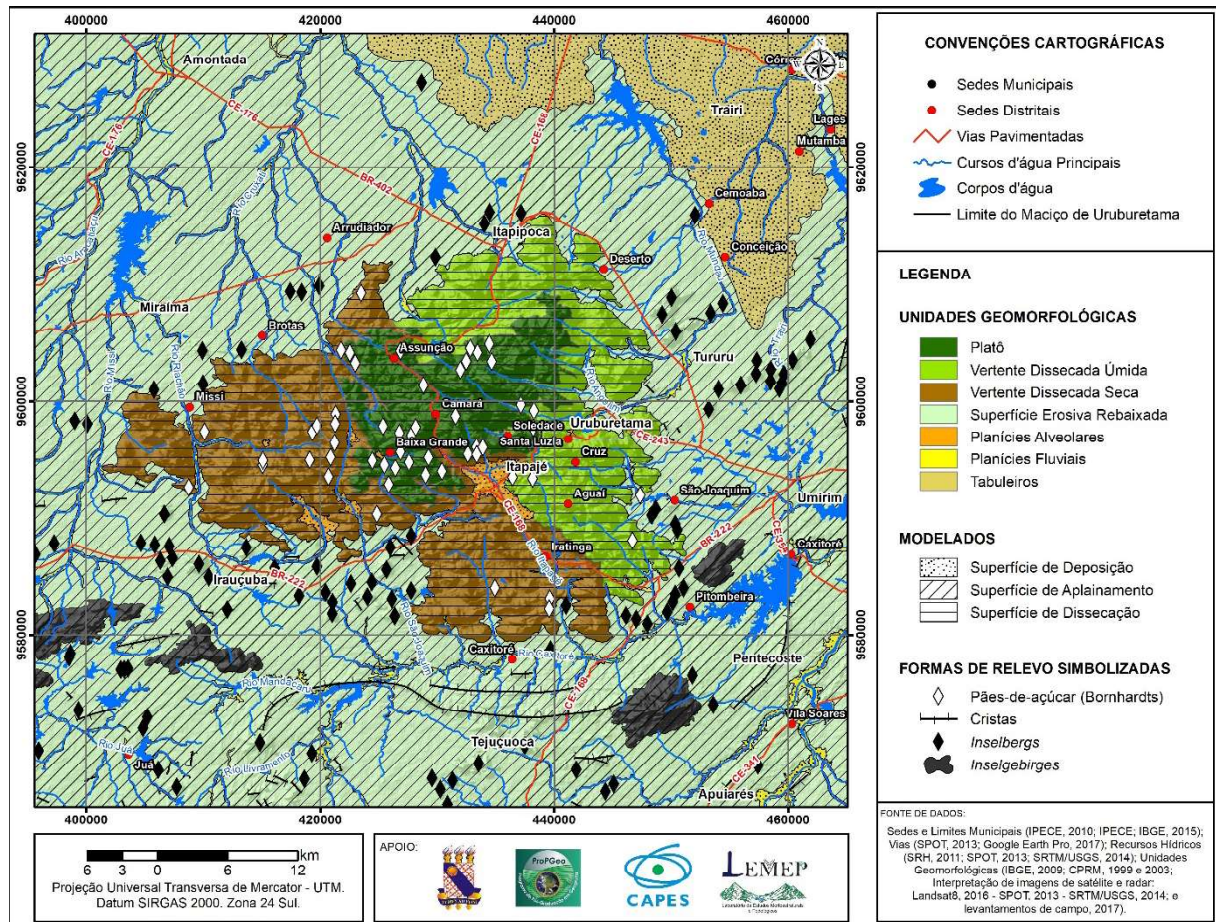


Figura 3 – Geomorfologia do Maciço de Uruburetama e entorno, Ceará, Brasil.

### 3. Materiais e Métodos

As etapas metodológicas para a elaboração deste trabalho tiveram como base levantamentos bibliográficos sobre a teoria da etchplanação, gênese e evolução de relevos graníticos e dados referentes às especificidades do quadro natural da área de estudo.

Posteriormente, os trabalhos de campo possibilitaram o reconhecimento e análise geomorfológica do Maciço de Uruburetama e entorno e, especialmente, a

identificação e análise das diferentes macro e microformas graníticas.

A cartografia utilizada teve como base dados vetoriais e matriciais, com processamento digital de imagens do satélite Landsat 8 e dados *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), cena s04\_w040\_1arc\_v3 com resolução espacial de 30m. As informações geológicas foram obtidas a partir da folha Irauçuba (SA.24-Y-D-V), na escala de 1:100.000 (CPRM, 1999), e do mapa geológico do Estado do Ceará, na escala de 1:500.000 (CPRM, 2003).

Para a delimitação dos diferentes compartimentos geomorfológicos do Maciço de Uruburetama e entorno, foi utilizada a metodologia adotada pelo Manual Técnico de Geomorfologia do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE (2009), associada ao tratamento e interpretação de dados SRTM, produtos cartográficos pré-existentes e trabalhos de campo, buscando realizar correlações entre os limites das unidades litológicas e sua relação com as formas de relevo.

Para o tratamento e integração dos dados e informações utilizou-se o *software* Quantum GIS 2.18.4 *Las Palmas*, disponibilizado pela *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo), permitindo a criação de um banco de dados georreferenciados, sendo todos os arquivos submetidos à projeção cartográfica Universal Transversa de Mercator (UTM) com coordenadas planas e *datum* Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas de 2000 (SIRGAS-2000).

#### 4. Resultados e Discussão

Os corpos graníticos variam em tamanho, forma e posição (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010), não existindo uma paisagem granítica “padrão”, ocorrendo assim uma expressiva diversidade de macro e microformas, mesmo em pequenos recortes espaciais (MIGÓN, 2006d; TWIDALE, 1982). As paisagens graníticas possuem forte relação com a estrutura, a partir dos processos de intemperismo e erosão, determinados pelas características litológicas herdadas das fases de intrusão (VIDAL ROMANÍ, 2008). Nesse contexto, as principais formas graníticas encontradas na área de estudo podem ser divididas em macroformas (*inselbergs* e *bornhardts*) e microformas associadas a blocos graníticos (*boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*), microformas de meteorização (*tafoni*, *alvéolos*, *karren*, *gnammas* e *flared slopes*) e microformas de fraturamento (*split rock* e *polygonal cracking*).

##### 4.1 Macroformas

As principais macroformas graníticas, onde optou-se por considerar aquelas cujo material litológico encontra-se ainda *in situ*, tratam-se de feições associadas à exposição da rocha matriz, como, por exemplo, *inselbergs* e *bornhardts*, que se diferenciam por suas características genéticas e de localização.

##### 4.1.1 *Inselbergs*

O termo *inselberg* é geralmente aplicado ao relevo produzido pelo rebaixamento da superfície em seu entorno (MIGÓN, 2006a), constituindo típicas formas residuais, rochosas e desprovidas de manto de alteração (BIGARELLA *et al.*, 2009; TWIDALE, 1998), podendo fornecer informações essenciais associadas à evolução geomórfica dos terrenos nos quais ocorrem (MATMON *et al.*, 2013).

As razões para a manutenção de tais compartimentos incluem o maior espaçamento entre as fraturas, enriquecimento em quartzo e/ou feldspato potássico, ou variação faciológica (MIGÓN, 2006f), que dificultam a ação dos processos de meteorização, assim como a saprolitização, de forma a conservar uma rocha maciça, sendo a mesma alçada gradativamente na topografia regional. Nesse contexto, os fatores litológicos e estruturais são considerados como as principais influências no desenvolvimento dos *inselbergs* (RÖMER, 2007). Contudo, associadas a essas características estão as condições climáticas, condicionando diferentes parâmetros e, conseqüentemente, diferentes processos morfogenéticos.

Para Thomas (1978), as mudanças climáticas pleistocênicas são necessárias para a adequada interpretação da formação dos *inselbergs*. Considerando a importância das variações climáticas cíclicas ocorridas no Quaternário (BIGARELLA *et al.*, 2009), pode-se interpretar a gênese dessas feições a partir da teoria da Etchplanação (SANTOS; SALGADO, 2010), sendo caracterizadas como heranças de condições climáticas mais úmidas.

Na área de estudo, os *inselbergs* são feições côncavo-convexas que caracterizam a superfície erosiva rebaixada, estando seus aspectos morfológicos associados com as características do substrato rochoso e a densidade do fraturamento. A grande maioria dos *inselbergs* está localizada nas proximidades do Maciço de Uruburetama, associados às rochas encaixantes pertencentes ao Complexo Tamboril Santa Quitéria (Figura 4); às rochas granitoides na porção leste do maciço; e às rochas pertencentes às Unidades Canindé e Independência do Complexo Ceará, na porção sul-sudeste com *inselbergs* em rochas metamórficas.

Além da tipologia de *inselberg* apresentada, existem também os *inselbergs* cônicos (Figura 5) (*conical*



residual) (MIGÓN, 2006a). Sugere-se que essas formas ocorrem devido ao intemperismo intenso das rochas, condicionado pelas fraturas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). A rocha logo abaixo da superfície foi

intensamente desgastada, e a taxa de alteração diminuiu gradualmente em profundidade, para produzir declives inclinados, retilíneos e, portanto, uma forma cônica (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

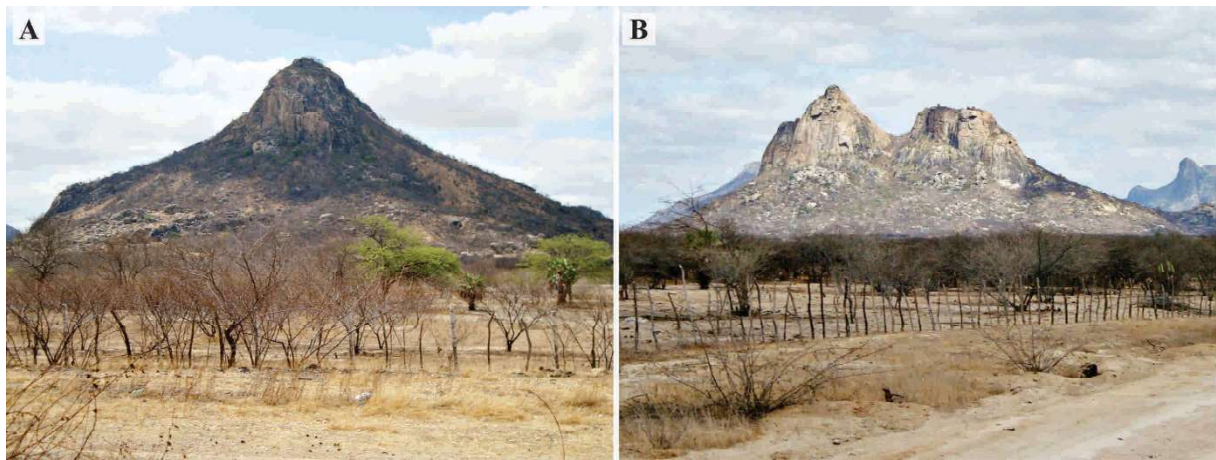


Figura 4 – Inselbergs (Foto A: Cota entre 300-400m; Foto B: Cota entre 350-400m) localizados na superfície erosiva rebaixada, município de Irauçuba/CE. Fotos: Abner Cordeiro, 2017.

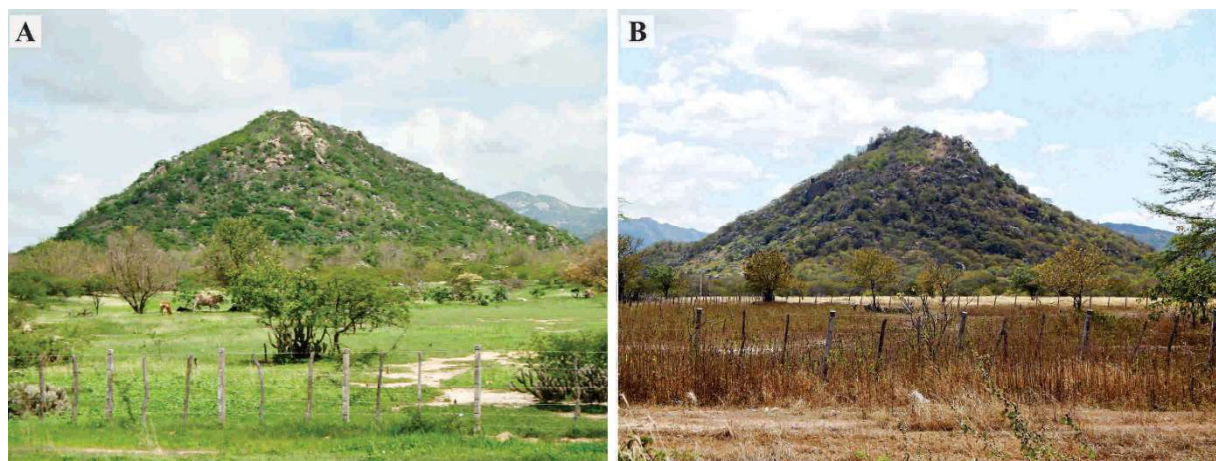


Figura 5 – Inselbergs cônicos na superfície erosiva rebaixada, município de Irauçuba/CE. Foto A: Cota entre 100-300m (Foto: Abner Cordeiro, 2008); Foto B: Cota entre 250-300m (Foto: Abner Cordeiro, 2015).

Os *inselbergs* são relevos pouco extensos, abruptos e com ausência de sistemas de vales e cristas (BIGARELLA *et al.*, 2009; MIGÓN, 2006e). Contudo, quando apresentam amplitude de maciço, sendo recortados em cristas e vales, a literatura alemã os denomina como *inselgebirge* (BIGARELLA *et al.*, 2009). Na área de estudo, os *inselgebirges* estão associados às rochas granitoides na porção sudoeste; às rochas encaixantes na porção sudoeste e sudeste; e à Unidade Independência (metamórficas) na porção sul-sudeste, sendo setores que apresentam maior influência de controle estrutural pelas deformações dúcteis constatadas nessa área.

#### 4.1.2 *Bornhardts*

Os *bornhardts* são conhecidos pela sua forma dômica, sendo chamados de *inselbergs* dômicos (MIGÓN, 2006a; TWIDALE, 1998); pães-de-açúcar ou pontões (BIGARELLA *et al.*, 2009), cuja origem e desenvolvimento são atribuídos ao conceito de etchplanação (TWIDALE, 2002; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). O desenvolvimento dos domos está associado ao predomínio de mecanismos físicos, a exemplo da esfoliação, associados às alterações químicas ocorridas através das diáclases de descompressão (CAMPBELL, 1997; MIGÓN, 2006b).



Os *bornhardt* são geralmente classificados como uma tipologia de *inselberg* (TWIDALE, 2002; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), entretanto, não são termos equivalentes. Os *inselbergs* são feições isoladas em superfícies aplainadas, enquanto que os *bornhardts* podem ocorrer tanto em superfície rebaixada como em terrenos montanhosos, neste último caso, não se configurando como *inselbergs*. Assim, a diferenciação entre essas duas feições são suas características morfológicas e o contexto topográfico em que se localizam.

Os *bornhardts*, assim como *inselbergs* e até mesmo os *boulders*, podem desenvolver microformas graníticas (MIGÓN, 2006a) em virtude da sua constituição faciológica e de seu controle estrutural por fraturamento.

O *bornhardt* na figura 6 é composto, principalmente, por minerais fêlsicos, que tendem ao fraturamento, apresentando, assim, muitas diaclases por toda a sua extensão. Contudo, também apresentam feições de dissolução como *tafoni*.

As fraturas são provenientes de processos físicos de decompressão, porém, após formadas, permitem a ação de processos físicos e químicos. Dessa forma, elas podem condicionar a ação do intemperismo químico com a presença de umidade, passando a abrigar condições propícias para o desenvolvimento do intemperismo cavernoso. Nesse sentido, os *tafoni* são inclinados em relação à superfície por se desenvolverem a partir de fraturas (Figura 6a e 6b), sendo denominados *tafoni* laterais.

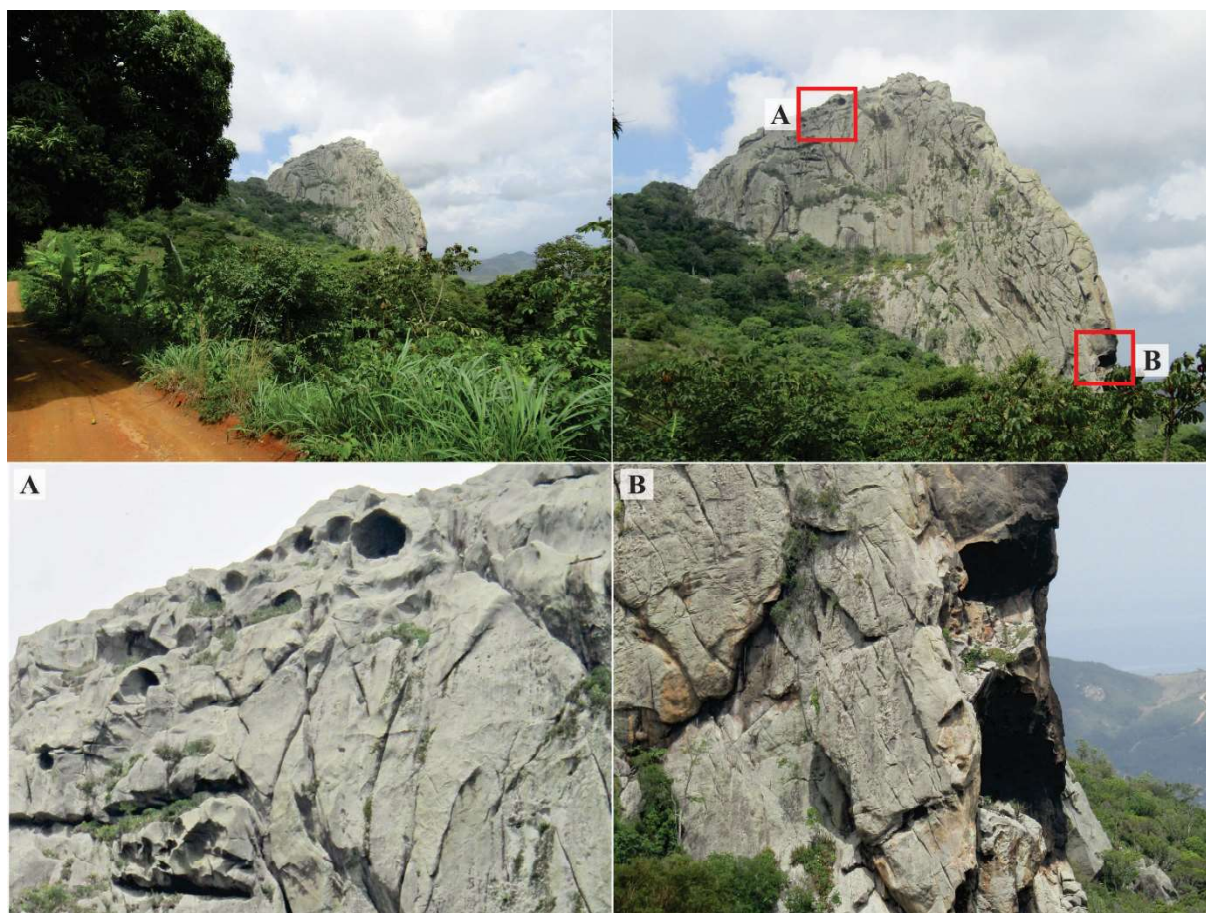


Figura 6 – Bornhardt com cota entre 700-1.000m, localizado no platô do Maciço de Uruburetama, município de Itapipoca/CE. Foto A: Observa-se tafoni na parte superior do bornhardt; Foto B: Tafoni nas paredes laterais do bornhardt. Fotos: Abner Cordeiro, 2017.

Associados às encostas íngremes do Maciço de Uruburetama, ocorrem feições aguçadas cuja classificação na geomorfologia granítica ainda não é muito precisa. Essas feições ocorrem como picos graníticos,

lembrando algumas feições cársticas como os pináculos. Dessa forma, o processo evolutivo das vertentes do Maciço de Uruburetama permitiu o desenvolvimento de proeminentes e pontiagudos relevos rochosos, como o



caso da Pedra do Frade (Figura 7a), entre outras distribuídas ao longo do maciço (Figura 7b). Nessa perspectiva, tendo em vista se apresentarem como relevos rochosos que se sobressaem diante de superfícies de dissecação,

optou-se por classificá-los como *bornhardts*. Porém, essas feições são melhor denominadas como pico ou pináculo granítico, tendo em vista a adaptação de terminologias cársticas.

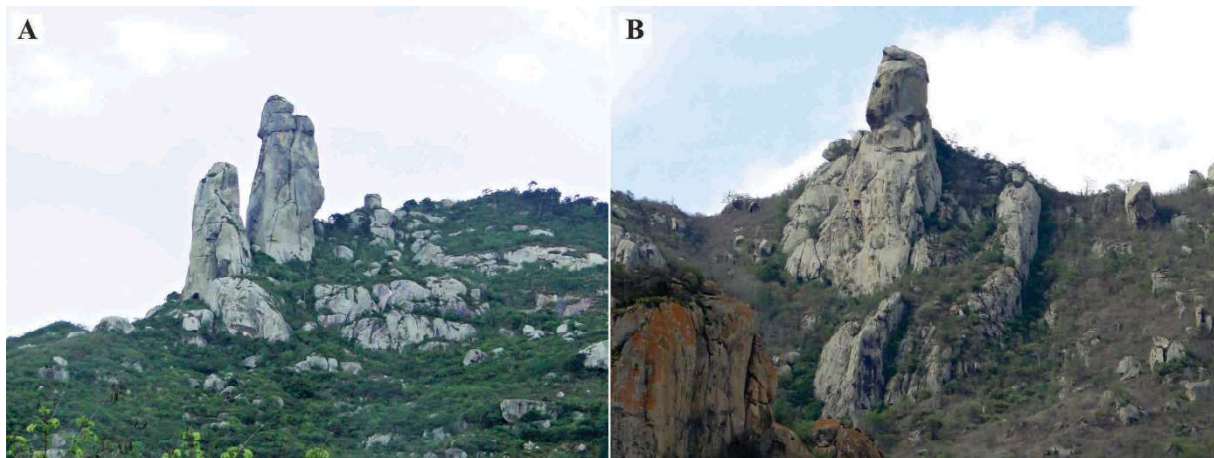


Figura 7 – Pináculos graníticos localizados no platô do Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE. Foto A: A chamada “Pedra do Frade”; Foto B: Afloramento granítico. Fotos: Frederico Bastos, 2017.

#### 4.2 Microformas associadas com blocos graníticos

Dentre as microformas associadas com blocos graníticos se destacam os *boulders*, caos de blocos, *nubbins*, *tors* e *castle koppies*, que constituem feições residuais provenientes de um paleomanto de alteração, evidenciando a existência de fases pedogenéticas que proporcionaram a formação das feições saprolíticas sob mantos de intemperismo, e fases morfogenéticas responsáveis pela remoção da rocha desintegrada e decomposta (*grus*). Por essas feições estarem desvinculadas da rocha mãe, não apresentando uma continuidade física com a mesma, é inadequada sua denominação como *etchplains* (MIGÓN, 2006c, TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), sendo melhor denominadas de relevos saprolíticos.

##### 4.2.1 Boulders, Caos de blocos e Nubbins

Os *boulders* são as formas graníticas mais comuns, podendo ser encontrados de maneira isolada ou aglomerada, e em diferentes condições climáticas (TWIDALE, 1982). O *boulder* na figura 8a é rico em minerais máficos, sendo sensível ao intemperismo químico, o que pode ser responsável pelo arredondamento do bloco, além da influência do processo de esfoliação, com o desprendimento de placas. Dessa forma, o grau de arredondamento e o tamanho do *boulder* estão associados

à intensidade do intemperismo em subsuperfície, condicionado pelas características litológicas, assim como pela baixa densidade de fraturas (MIGÓN, 2006d).

Alguns *boulders* ocorrem *in situ* sendo denominados *corestones* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005) e na área de estudo ocorrem no setor oriental do maciço (barlavento), onde as condições de umidade ainda conseguem manter expressivos regolitos. Estes são caracterizados como compartimentos de rocha mais resistentes ainda localizados no interior do manto de intemperismo (Figura 8b) que, quando expostos, passam a ser denominados *boulders*. Alguns pesquisadores inferem a insolação como a causa da desintegração da rocha, entretanto, os *corestones* em *grus* são comumente encontrados a dez metros abaixo da superfície terrestre, muito além dos efeitos das mudanças de temperatura diurna, anual ou mesmo secular, logo, o aquecimento e o resfriamento não podem explicar tais intempéries profundas em subsuperfície (FARMIN, 1937; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

Os *boulders* podem permanecer *in situ* ou podem ser transportados do seu local de origem, tendo em vista alguns fatores, como a declividade do terreno (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Neste contexto, pode ser formado o caos de blocos (*chaos de blocs*) cuja morfologia pode ser atribuída às intempéries mais rápidas (VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010). De acordo com Migón

(2006a), a formação do caos de blocos não está associada à desintegração física de afloramentos rochosos, mas sim com o processo de denudação seletivo no manto de alteração, produzindo uma maior quantidade de *corestones*.

Desse modo, o caos de blocos também é formado em subsuperfície e, quando exposto, pode ser sujeito a processos gravitacionais. No Maciço de Uruburetama, a ocorrência de caos de blocos está relacionada a topografias acidentadas, justificando uma forte instabilidade morfodinâmica nas vertentes. Tais caos de blocos tendem a se concentrar nos fundos de vales, configurando uma nítida morfologia caótica associada ao material coluvial (Figura 8c), ou podem se apresentar como

blocos soltos com dimensões variadas, configurando um significativo perigo morfodinâmico.

Já os *nubbins* são caracterizados como uma massa caótica de compartimentos de rocha destacados, apresentando rochas mais angulares ou arredondadas, embora com algumas chanfradas, podendo as duas formas coexistirem (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). A principal diferença entre os *nubbins* e os *castle koppies* está associada ao grau de arredondamento dos blocos, pois, no caso dos *castle koppies*, os blocos estão mais arredondados e menos arredondados. Porém, em ambos os casos, a configuração morfológica é de blocos sobrepostos de maneira regular ou não.

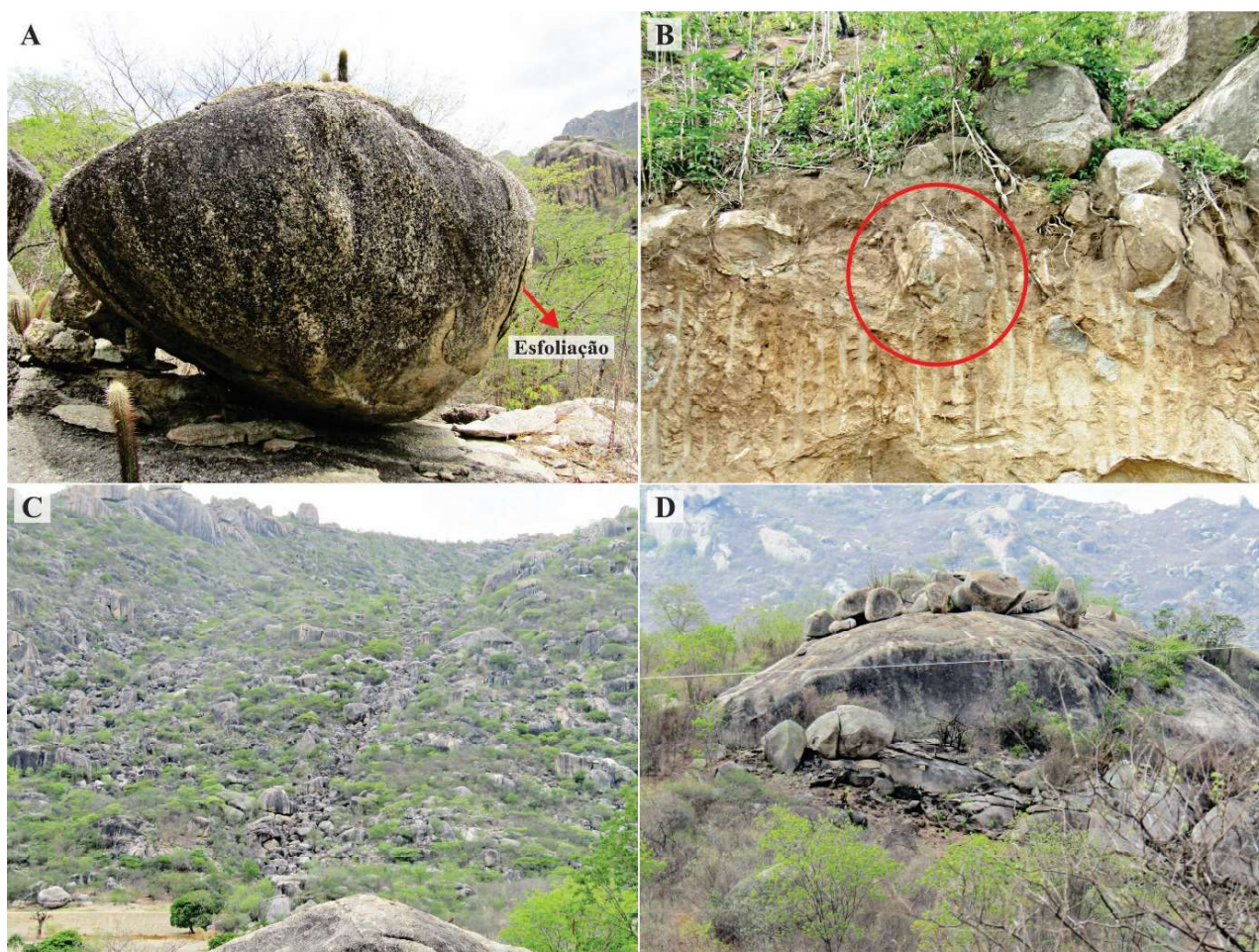


Figura 8 – Microformas associadas com blocos graníticos identificadas na área de estudo. Foto A: Boulder granítico na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE (Foto: Danielle Lima, 2017); Foto B: Corestone em perfil de intemperismo na vertente dissecada úmida do Maciço de Uruburetama, a montante do açude Mundaú, município de Uruburetama/CE (Foto: Abner Cordeiro, 2017); Foto C: Caos de blocos em material coluvial nas encostas localizadas na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE (Foto: Danielle Lima, 2017); Foto D: Nubbins em um afloramento convexo no entorno do Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE (Foto: Abner Cordeiro, 2017).



#### 4.2.2 Tors

Os *tors* podem ser definidos como núcleos de rocha expostos, com forma e tamanho variados, que se encontram sobre um embasamento rochoso, frequentemente localizados em terrenos graníticos (EHLEN, 2006), cuja teoria mais apropriada para explicar sua formação e desenvolvimento é a teoria da etchplanação (MIGÓN, 2006a).

Dessa forma, os *tors* são caracterizados como fragmentos de rocha não transportados, permanecendo *in situ* (BIGARELLA *et al.*, 2009), mantendo assim sua posição relativa existente antes da remoção do manto de alteração, sendo encontrados particularmente, mas não exclusivamente, em relevos com topografia elevadas (EHLEN, 2006; MIGÓN, 2006a). Dessa forma, podem ocupar tanto terrenos aplainados como acidentados. Na área de estudo, os *tors*, estão localizados no Maciço de

Uruburetama, com destaque para a vertente dissecada seca e nos topos dos *bornhardts* (Figura 9a), podendo permitir o desenvolvimento de microformas (Figura 9b).

Foram identificados também *tors* provenientes de feições com colapso periférico (Figura 9c), através de fraturamento e desprendimento de blocos. Percebe-se que o avanço das discontinuidades no granítico proporcionou o desprendimento de blocos que permanecem *in situ* sobre uma base rochosa, configurando assim feições do tipo *tors*.

Outra categoria de *tor* identificada foi a chamada rocha pedestal (*pedestal rock*) (Figura 9d) (TWIDALE; CAMPBELL, 1992), cuja morfologia se caracteriza por apresentar uma parte superior com dimensões maiores, justificada por um menor grau de meteorização ou pela remoção precoce do manto de alteração, sustentada por um pilar estreito ou bloco que resulta de intemperismo mais competente em subsuperfície.

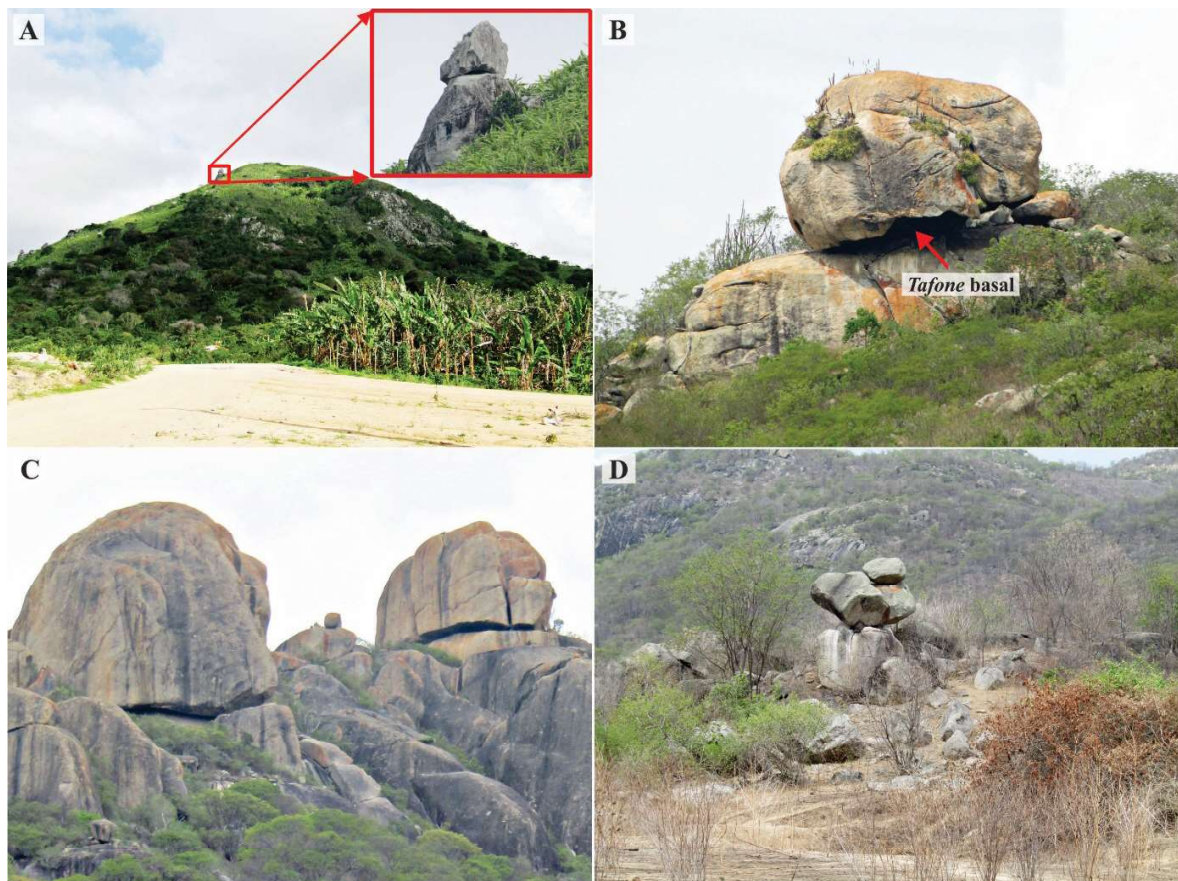


Figura 9 – Tors identificados na área de estudo. Foto A: Bornhardt com presença de tor na vertente dissecada úmida do Maciço de Uruburetama, município de Uruburetama/CE (Foto: Abner Cordeiro, 2017); Foto B: Tor com tafone basal na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE (Foto: Frederico Bastos, 2017); Foto C: Afloramento granítico com a presença de tors provenientes de colapso periférico por fraturamento, localizado na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE; Foto D: Rocha pedestal (*pedestal rock*) na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE (Foto: Abner Cordeiro, 2017).

#### 4.2.3 Castle koppies

Os *castle koppies* são caracterizados por apresentar uma parte inferior maciça, e uma parte superior formada por blocos pouco arredondados e empilhados, mantendo suas posições originais, permanecendo *in situ* e formando uma feição acastelada (MIGÓN, 2006a; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Essa morfologia reflete um padrão de fraturas ortogonais espaçadas e bem desenvolvidas, além da presença de substrato rochoso resistente ao intemperismo (BIGARELLA *et al.*, 2009), características que condicionam os processos de meteorização em subsuperfície e, conseqüentemente, a

formação de blocos empilhados.

O *castle koppie* localizado na superfície erosiva rebaixada (Figura 10) apresenta blocos mais desenvolvidos e pouco arredondados, inferindo-se que por se localizar em uma região mais seca, os blocos de rocha permaneceram menos tempo em subsuperfície, não tendo tempo suficiente para se desagregarem, conservando assim um maior número de blocos rochosos empilhados, quando exposto. Nessa feição também pode ser percebido seu padrão de fraturamento, com destaque para o diaclasamento vertical, um dos fatores determinantes para o desenvolvimento da forma acastelada.



Figura 10 – Castle koppie situado na superfície erosiva rebaixada no entorno do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto: Frederico Bastos, 2017.

#### 4.3 Microformas de meteorização

Alguns *inselbergs* e *bornhardts*, assim como *boulders* e afloramentos verticalizados, apresentam microformas de meteorização. Estas estão associadas ao desenvolvimento de *tafoni*, alvéolos, caneluras ou *karren*, *gnammas* e *flared slopes*.

##### 4.3.1 Tafoni e Alvéolos

Os *tafoni* são cavidades produzidas pelo intemperismo químico, sendo formas de intemperismo cavernoso (cavidades negativas), ocorrendo comumente em rochas graníticas, porém, também podem ocorrer em arenito, calcário e xistos (TWIDALE; VIDAL ROMA-



NÍ, 2005; WARD, 2006). Em rochas graníticas, o desenvolvimento dessas feições está associado ao sistema de diaclasamento e à susceptibilidade de desagregação da rocha por ação da umidade (BIGARELLA *et al.*, 2009).

*Tafone* significa uma caverna superficial ou uma cavidade, em parte, fechada através da preservação de uma viseira pendente ou capuz (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), sendo essa a descrição de um *tafone* “típico”, podendo ocorrer significativas variações nesse padrão.

Os *tafoni* podem se desenvolver na parte de baixo de *boulders*, sendo denominados de *tafone basal* (*basal tafone*), e podem ocorrer ao longo dos planos de fraturas, nas laterais íngremes das rochas, sendo denominados de *tafone lateral* (*lateral tafone*) (MIGÓN, 2006a; TWIDALE, 1982). Essas feições podem se formar em subsuperfície ou após a exposição da feição granítica,

tendo em vista as características mineralógicas e estruturais da rocha, assim como as condições climáticas às quais foram submetidas. Contudo, a exposição da feição granítica não impede o contínuo desenvolvimento dessas microformas.

Na área de estudo, os *tafoni* são encontrados em *inselbergs*, nos *boulders*, em cristas residuais, em afloramentos verticalizados e nas escarpas dos *bornhardts*, desenvolvendo-se ao longo de fraturas e em locais de menor resistência aos processos de intemperismo. Os *tafoni* basais se formam, principalmente, em blocos graníticos (Figura 11), caracterizando-se como feições côncavas que se expandem na base da feição granítica de forma a consumir o seu interior, seja em função dos processos de descamação e/ou por sua maior susceptibilidade à desagregação por processos intempéricos (BIGARELLA *et al.*, 2009; WARD, 2006).



Figura 11 – Tor com desenvolvimento de *tafone basal* localizado no platô Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE. Foto: Abner Cordeiro, 2017.

No caso dos *tafoni* laterais, estes apresentam forma mais alongada, devido sua forte relação com as fraturas, e inclinada em relação à superfície por se encontrarem em vertentes íngremes e/ou verticais. Na figura 12, os *tafoni* estão melhor desenvolvidos nas partes mais elevadas do *bornhardt* (Figura 12a), apresentando formato alongado e horizontalizado.

Entretanto, na figura 12b, que se refere ao setor mais rebaixando do *bornhardt*, os *tafoni* se

caracterizam mais como reentrâncias erosivas, onde as feições cavernosas estão nos estágios iniciais do seu desenvolvimento. Nesse caso, os *tafoni* estão associados a paleoníveis de meteorização epigênicos (*flared slope*), tendo as feições carvernosas, possivelmente, se iniciado através de uma intempérie mais pronunciada nesse setor. Nesse contexto, percebe-se que ambas as feições se estendem lateralmente no relevo granítico.

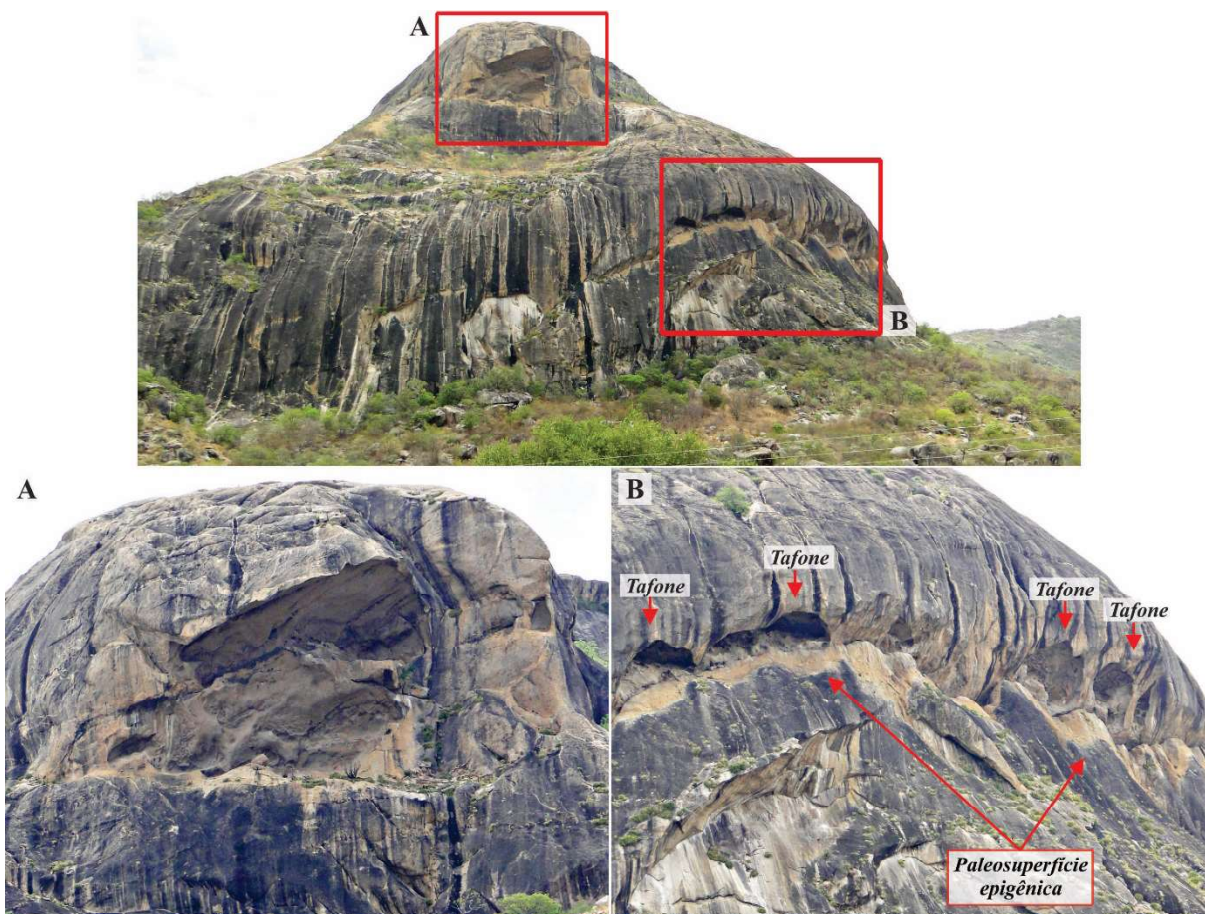


Figura 12 – Tafoni em bornhardt na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto A: Observar tafone mais desenvolvido na parte superior do bornhardt; Foto B: Tafoni associados com superfície de meteorização epigênica (*flared slope*). Fotos: Abner Cordeiro, 2017.

Dessa forma, os *tafoni* são caracterizados como feições poligênicas e poliformes que se desenvolvem a partir da expansão de um núcleo que progressivamente é consumido pelo intemperismo (VIDAL ROMANÍ, 1984), sendo feições, inevitavelmente, autodestrutivas, tendo em vista que o seu crescimento ajuda a destruir a massa hospedeira em que estão localizados (CAMPBELL; TWIDALE, 1995).

Nesse contexto, além do *tafone*, o intemperismo cavernoso origina estruturas faveoladas (BIGARELLA et al., 2009), também conhecidas como *honeycombs* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005), que são pequenos alvéolos, semelhantes a um favo de mel. Na área de estudo, essas feições foram encontradas em *boulders* e, principalmente, nas paredes e tetos de *tafoni* desenvolvidos em *bornhardts* (Figura 13). Os alvéolos localizados



no interior de *tafoni* são, geralmente, maiores do que os encontrados em superfície expostas, como em *boulders* graníticos e lajedos. Tendo em vista, que o interior sombreado do *tafone* apresenta condições mais propícias

para o desenvolvimento do alvéolo, o que proporciona a ação dos processos intempéricos de maneira mais intensa e, conseqüentemente, o crescimento das cavidades faveoladas assim como do próprio *tafone*.

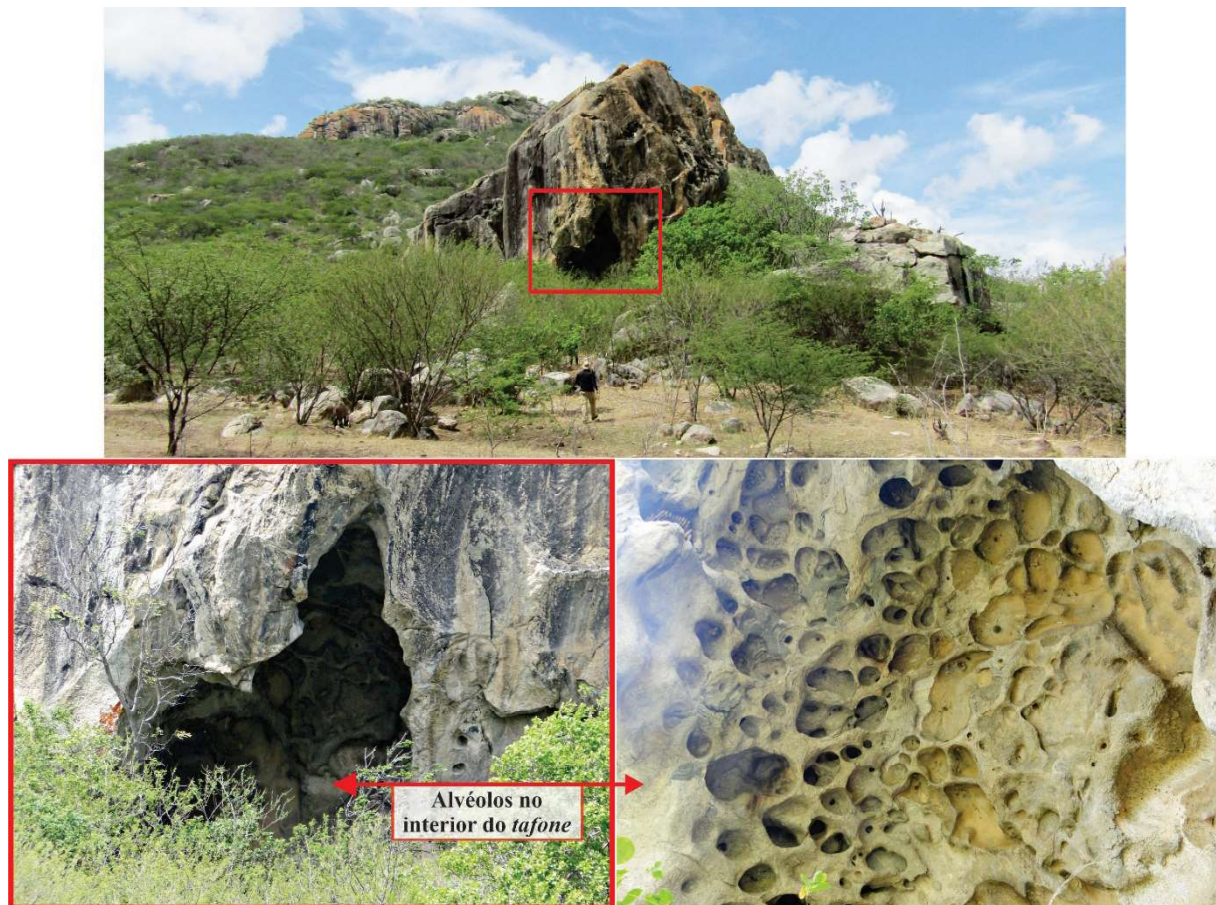


Figura 13 – Alvéolos desenvolvidos no interior de tafone em bornhardt com cota entre 300-500m, localizado na vertente dissecada Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE. Foto: Abner Cordeiro, 2017.

#### 4.3.2 Karren

*Karren* são sulcos de corrosão (erosão química) e dissolução que ocorrem de forma linear nas superfícies de rochas nuas (BIGARELLA *et al.*, 2009), apresentando tamanho e formas variadas (GOLDIE, 2006), comumente desenvolvendo sulcos paralelos, podendo ocorrer também redes divergentes e convergentes (MIGÓN, 2006a).

Essas microfeições são geralmente consideradas como um dos fenômenos típicos de superfície cárstica, associada com calcários (GOLDIE, 2006; HUGGETT, 2007; PILÓ, 2000). Contudo, existem muitos exemplos de formas de relevo similares que se desenvolveram em superfícies inclinadas e verticais de rochas graníticas (MIGÓN, 2006a). A maioria dos *karren* graníticos

apresenta uma ampla seção transversal em forma de U e são bastante rasas, tendendo a seguir linhas retas com sentido para baixo (MIGÓN, 2006a) (Figura 14).

De acordo com Bigarella *et al.* (2009, p. 190), a origem dos *karren* está associada à “ação combinada do intemperismo químico e da erosão provocada pelo impacto das gotas de chuva, bem como pelo escoamento superficial da água”. Portanto, o desenvolvimento de *karren* está relacionado, principalmente, aos processos que ocorrem em superfície e não em subsuperfície (MIGÓN, 2006a). Dessa forma, eles ocorrem, essencialmente, após a remoção do manto de alteração, sendo as feições graníticas expostas as que apresentam melhores condições para a formação de superfícies estriadas.





Figura 14 – Karren em afloramento granítico na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto: Frederico Bastos, 2017.

Os *karren* podem ocorrer em *inselbergs* e nas superfícies inclinadas de *bornhardts* (BIGARELLA *et al.*, 2009), como também em *boulders* isolados e *tors* (MIGÓN, 2006a). Contudo, não se sabe se a litologia e a estrutura dessas feições supracitadas controlam a localização e o desenvolvimento de *karren*. Nesse sentido, a maioria dos autores enfatiza a falta de controle litológico e estrutural evidente, ocorrendo uma aparente independência de fraturas para a formação de *karren* (MIGÓN, 2006a).

Contudo, nos exemplos observados na área de estudo, pode-se inferir que a ocorrência de *karren* está associada às variações faciológicas do granito, assim como a presença de descontinuidades estruturais, a exemplo das fraturas. Corroborando com essa perspectiva, Goldie (2006) relaciona o desenvolvimento de *karren* ao grau de intensidade dos processos químicos que atacam a rocha, assim como às características do substrato rochoso e à topografia.

Portanto, nas rochas graníticas com a predominância de matriz máfica e textura porfirítica (fenocristais), pode-se observar maior concentração de *karren*, quando comparadas às rochas graníticas compostas predomi-

nantemente por minerais félsicos. Contudo, é importante destacar que a presença de enclaves máficos assim como de descontinuidades estruturais, não constituem pré-requisitos obrigatórios para a formação de *karren*, mas sim facilitadores para sua formação e desenvolvimento.

#### 4.3.3 *Gnammas*

As *gnammas* são depressões de intemperismo, constituindo cavidades na superfície da rocha produzida por ação, predominantemente, química (BIGARELLA *et al.*, 2009), representando uma feição negativa.

As *gnammas* ocorrem em escala variável, de decimétrica a métrica (MIGÓN, 2006a; TWIDALE; VIDALROMANÍ, 2005), encontradas, tipicamente, em superfícies planas (Figura 15a), podendo também se desenvolver em superfícies inclinadas (HUGGETT, 2007; MIGÓN, 2006a). Quando desenvolvidas em superfície mais íngremes as *gnammas* perdem um dos seus lados, constituindo uma forma intermediária entre *gnamma* de superfície horizontal e *tafone* de superfície vertical (BIGARELLA *et al.*, 2009). Esse tipo de feição é aberta e se desenvolve nas zonas marginais de um afloramento,



sendo denominada de *armchair pit* (MIGÓN, 2006a), um tipo de *gnamma* em forma de poltrona (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

A figura 15b demonstra uma *gnamma* com apenas um dos lados, em função de estar localizada em uma

área suavemente inclinada de um *bornhardt*. Esse setor apresenta matriz máfica predominante, sendo mais sensível à ação do intemperismo químico, além da presença de matéria orgânica que ajuda a reter a umidade a aumentar ação química.



Figura 15 – Gnammas localizadas em mirante com cota entre 700-900m no platô do Maciço de Uruburetama, município de Itapipoca/CE. Foto A: Gnamma em superfície plana (Foto: Abner Cordeiro, 2017); Foto B: Gnamma em superfície mais inclinada, desenvolvendo uma *armchair pit* (Foto: Frederico Bastos, 2017).

Com relação ao contexto litológico, as *gnammas* são desenvolvidas em variados tipos de rocha (MIGÓN, 2006a). No caso do granito, seus minerais essenciais não são distribuídos uniformemente, deste modo, não é incomum encontrar faixas ou massas discretas de feldspato ou biotita, sendo que os minerais, que são susceptíveis ao ataque de umidade, podem ser degradados preferencialmente para formar uma cavidade inicial, onde poderia desenvolver uma *gnamma* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Os granitos pórfiros tendem a favorecer o desenvolvimento de *gnammas* (MIGÓN, 2006a). Desse modo, é possível que as *gnammas* se originem a partir de depressões irregulares capazes de reter água, considerando-se também as diferenças petrográficas na rocha, assim como a presença de descamação superficial e o tempo para o seu desenvolvimento (MIGÓN, 2006a).

Muitas *gnammas* podem ter o início de seu desenvolvimento em subsuperfície, a exemplo de algumas que foram reveladas por escavações de cortes de estradas, e por criação de barragens no norte da Espanha (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Conforme os autores essas feições podem ter o ponto de partida de sua evolução em ambiente superficial ou subsuperficial, podendo evoluir posteriormente em superfícies expostas.

#### 4.3.4 Flared slopes

As *flared slopes* são concavidades que surgem como uma zona basal de inclinação ou saliência (MIGÓN, 2006a), sendo mais frequentes na base da escarpa de feições como *inselbergs*, *bornhardts*, *boulders* e afloramentos de rocha (TWIDALE; BOURNE, 1998), podendo ocorrer em diferentes níveis altimétricos (MIGÓN, 2006a) e se prolongando lateralmente. O processo de formação das *flared slopes* ocorre em duas etapas, sendo iniciadas por meteorização em subsuperfície, resultado de intemperismo por águas subterrâneas pouco profundas e, sequencialmente, expostas através dos processos erosivos, com a remoção da cobertura inconsolidada (TWIDALE, 1982, 1990; TWIDALE; BOURNE, 1998) e rebaixamento do nível de base local.

No setor basal do afloramento granítico (Figura 16) ocorre o desenvolvido de *tafone* associado ao paleonível epigênico (*flared slope*), inferindo-se a ocorrência de reações de dissolução retilíneas de forma mais expressiva, facilitada pela existência de fratura horizontal, que proporcionou o desenvolvimento da feição cavernosa, assim como o prolongamento lateral da *flared slope*.



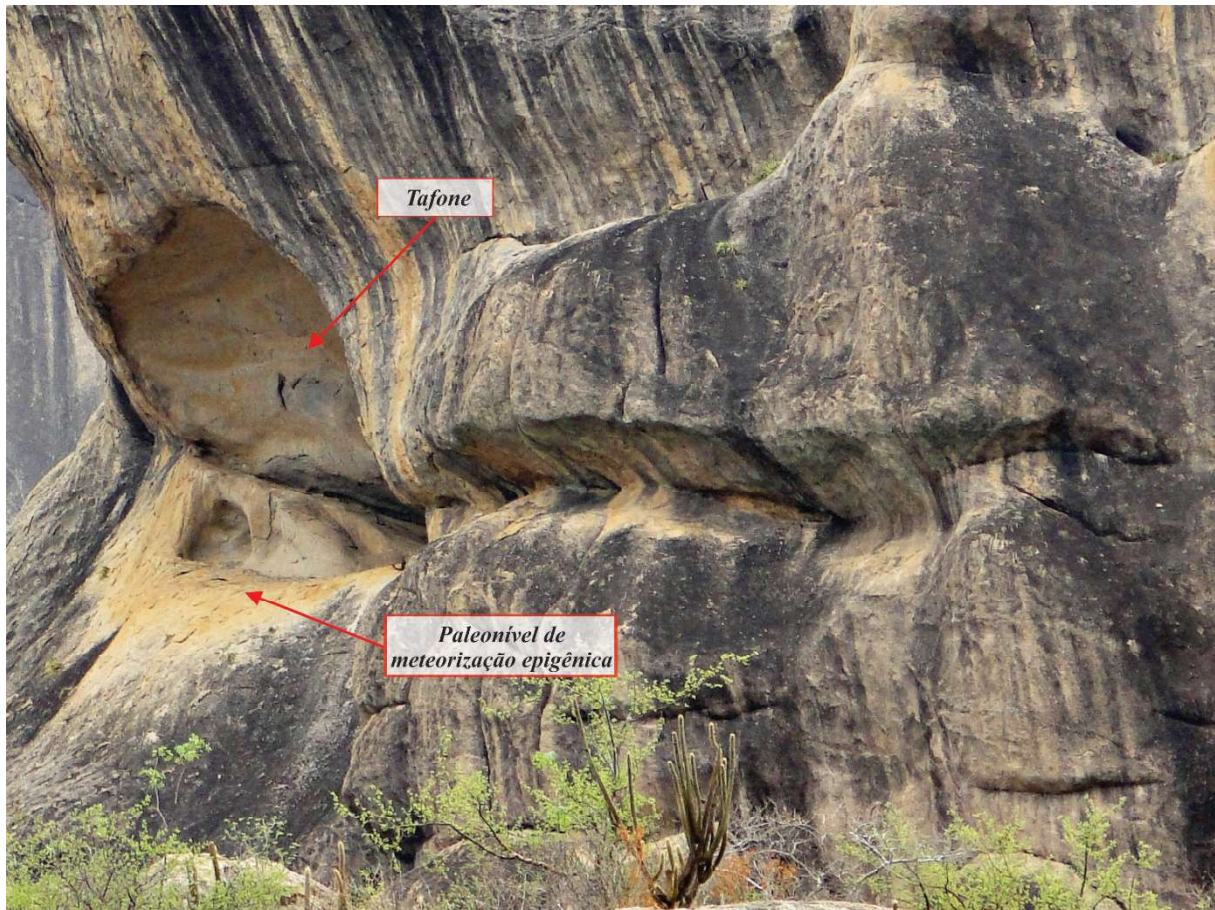


Figura 16 – Flared slopes na encosta de um afloramento granítico localizado na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto: Frederico Bastos, 2017.

#### 4.4 Microformas de fraturamento

Existem algumas microformas que merecem destaque pela sua singularidade e menor ocorrência que são a *Split Rock* e *Polygonal Cracking*. Tais feições foram hierarquizadas, na presente análise, como microformas de fraturamento, tendo em vista seus aspectos morfológicos indicarem tais origens, apesar de existirem divergências a esse respeito como será abordado em seguida.

##### 4.4.1 *Split rock*

Os *boulders* são uma das feições mais características de paisagens graníticas. Esses blocos de rocha são frequentemente encontrados subdivididos em fragmentos, possivelmente, em função do sistema de diaclasamento da rocha, sendo esse processo denominado de “rompimento de núcleo” (BIGARELLA *et al.*, 2009) ou mesmo *split rock* (TWIDALE; VIDAL

ROMANÍ, 2005). A divisão do *boulder* ao longo das fraturas verticais não é um processo incomum. No *boulder* da figura 17a, o bloco granítico é composto, predominantemente, por uma matriz félsica, que tende a desenvolver feições de fraturamento.

As fraturas presentes no *boulder* são exploradas pelos processos de meteorização, que enfraquecem a coesão entre as duas massas adjacentes, fazendo com que as fraturas se alarguem. Quando os *boulders* se localizam sobre afloramentos (Figura 17b), o peso das duas partes de massa separadas pela fratura faz com eles se afastem e, além disso, cabe destacar a topografia convexa (pedestal) situada imediatamente abaixo do *boulder* que tende a intensificar o esforço gravitacional. Conforme Twidale e Vidal Romani (2005), a *split rock* pode ser iniciada em subsuperfície, embora a separação não possa ocorrer antes da exposição da rocha.

De acordo com Migón (2006a), a divisão do *boulder* ocorre em função da distribuição do estresse



sofrido pela rocha ao longo das fraturas pré-existentes ou latentes, não apresentando relação com as condições do ambiente em que está inserido. Portan-

to, as *split rocks* podem ocorrer em regiões áridas, tropicais úmidas e temperadas (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

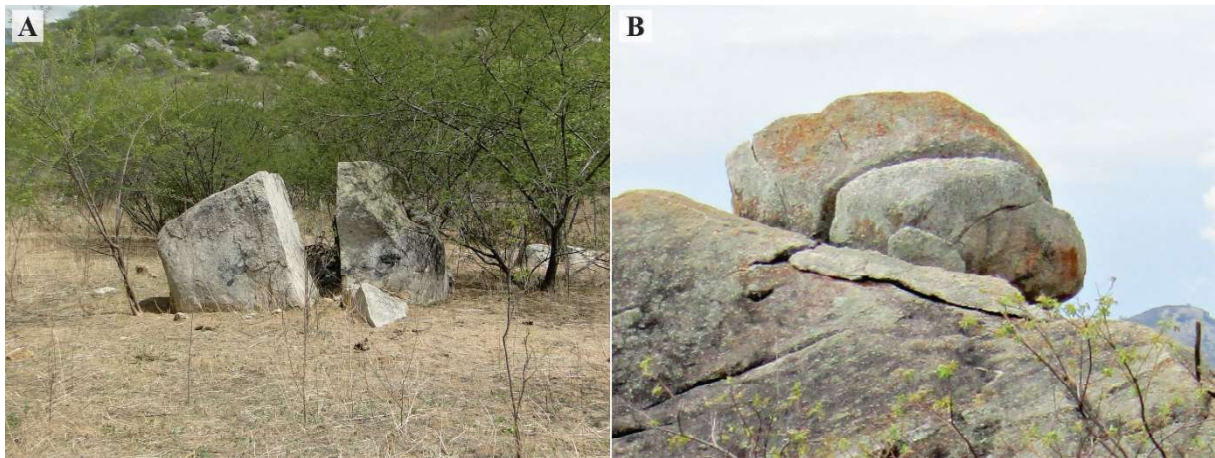


Figura 17 – Microformas de fraturamento identificadas na área de estudo. Foto A: *Split rock* localizado superfície erosiva rebaixada do Maciço de Uruburetama, município de Itapajé/CE (Foto: Frederico Bastos, 2017); Foto B: *Split rock* sobre uma base rochosa plana localizada na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE (Foto: Abner Cordeiro, 2017).

#### 4.4.2 Polygonal cracking

A *polygonal cracking* (MIGÓN, 2006a; TWIDALE, 1990; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005; WILLIAMS; ROBINSON, 1989), *agretamientos pseudopoligonales* (VILAPLANA, 1987) ou gretamentos superficiais de intemperismo (BIGARELLA *et al.*, 2009), são fissuras poligonais rasas relacionadas com a estrutura da rocha (TWIDALE, 1990, 1982; WILLIAMS; ROBINSON, 1989), cujo desenvolvimento ainda não é bem compreendido.

Várias são as teorias na literatura que inferem o desenvolvimento da *polygonal cracking* (CAMPBELL; TWIDALE, 1995; LEONARD, 1929; TWIDALE, 1982). Williams e Robinson (1989), afirmam que a *polygonal cracking* se forma através do fraturamento da superfície rochosa, proveniente da sua incapacidade de suportar e absorver tensões causadas por mudanças de temperatura e umidade. No entanto, dentre as hipóteses acerca da origem dessas feições, Bigarella *et al.* (2009) defendem a ação conjunta do intemperismo mecânico e químico, onde a decomposição química ocorre ao longo das fraturas, originando seu padrão poligonal e as gretas constituem descontinuidades superficiais que não penetram profundamente na rocha.

A *polygonal cracking* é desenvolvida, comumente, em afloramentos rochosos e *boulders* com pouco ou

nenhum regolito associado (TWIDALE, 1990, 1982; WILLIAMS; ROBINSON, 1989). Essas fissuras descrevem polígonos de geometria variável (MIGÓN, 2006b), sendo o padrão ortogonal o mais comum (MIGÓN, 2006a; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

As *cracks* penetram a superfície da rocha de forma perpendicular, independente da superfície ser plana ou inclinada (WILLIAMS; ROBINSON, 1989). No afloramento rochoso com superfície inclinada, percebe-se o desenvolvimento de *polygonal cracking* com polígonos quadrados e retangulares que ocorrem lado a lado, como também de forma sobreposta na superfície, desenvolvendo-se em camadas (Figura 18a e 18b). No afloramento apresentado nas figuras nota-se um avanço significativo da intempérie por traz dos polígonos, cujas placas poligonais se afastam do substrato rochoso, permitindo com que os polígonos se destaquem (Figura 18c).

No afloramento granítico da figura 19, ocorrem *cracks* com fácies verticais que se cruzam de forma perpendicular, proporcionando o desenvolvimento de polígonos predominantemente retangulares. Nesse contexto, a geometria das redes poligonais pode estar relacionada à textura da rocha, com padrões mais regulares desenvolvidos em uma rocha mais homogênea (MIGÓN, 2006a).



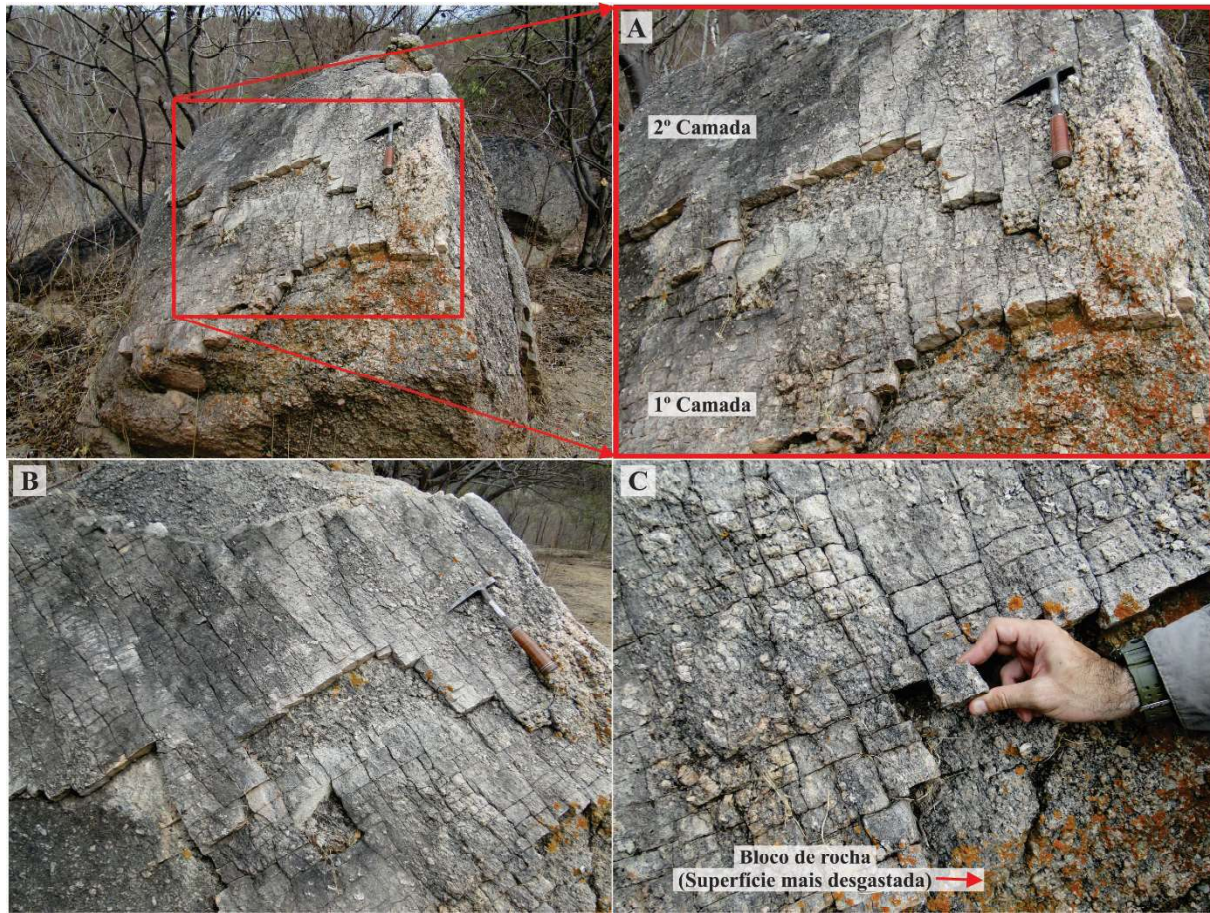


Figura 18 – Polyagonal cracking no afloramento inclinado de um veio localizado na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto: Abner Cordeiro, 2017.

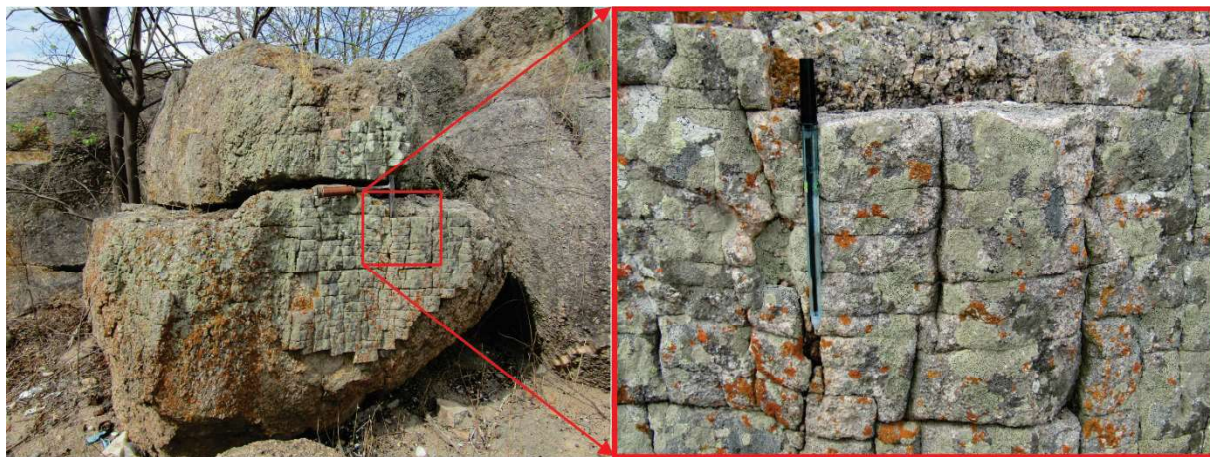


Figura 19 – Polyagonal cracking no afloramento verticalizado de um veio com textura pegmatítica localizada na vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama, município de Irauçuba/CE. Foto: Abner Cordeiro, 2017.

## Conclusões

O Maciço de Uruburetama e a superfície erosiva rebaixada adjacente possuem diferentes níveis de dissecação em função, principalmente, do fator topográfico,

considerando-se também os fatores de ordem climática, litológica e estrutural, que influenciam os mecanismos e processos de intemperismo, sendo este o precursor necessário para a formação e desenvolvimento das



paisagens graníticas, como também de feições geomorfológicas em rochas metamórficas aflorantes.

A área de estudo exhibe diferentes feições formadas em rochas graníticas e metamórficas como *inselbergs*, *bornhardts*, *boulders*, *tors*, *gnammas*, *tafoni*, *karren* e *polygonal cracking*, muitas das quais foram identificadas em setores que apresentam uma menor cobertura pedológica, como a vertente dissecada seca do Maciço de Uruburetama e a sua superfície erosiva rebaixada. Dessa forma, tendo em vista as variações climáticas quaternárias ocorridas no Nordeste brasileiro, infere-se que o substrato rochoso da área de estudo foi alterado em subsuperfície, através da meteorização seletiva em fases pedogenéticas associadas a climas mais úmidos, que resultou em mantos de alteração com espessuras diferenciadas, que foram removidos em ciclos erosivos de climas secos, exumando feições até então recobertas por regolitos.

Nesse contexto, a expressiva variedade de macroformas e microformas associadas a rochas graníticas e metamórficas no Maciço de Uruburetama e entorno possui relevante singularidade geomorfológica e constituem peças fundamentais na compreensão da evolução paleoclimática e geomorfológica regional.

### Referências Bibliográficas

- 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, n. 1, p. 77-111, 2000. DOI: 10.1016/S0012-8252(99)00072-0.
- ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; SANTOS, E. J. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico: Província Borborema. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: textos, mapas and SIG. Serviço Geológico do Brasil, Brasília: p. 264-281.
- ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; SANTOS, E. J. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico: Província Borborema. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: textos, mapas e SIG. Serviço Geológico do Brasil, Brasília: p. 264-281.
- ARAI, M. A Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006. DOI: 10.5327/S1519-874X2006000300002.
- BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00046-3.
- BASTOS, F. H. Evidências morfológicas de condições paleoclimáticas úmidas no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia (Recife)**, Vol 35, nº4, Edição Especial, 2018. p. 324 - 343.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. 2 ed. Florianópolis: UFSC, 2009. v. 1. 425p.
- BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003. v. 3. 1436p.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982. 443p.
- \_\_\_\_\_. Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, n. 1, p. 201-288, 1957.
- CAMPBELL, E. M. Granite landform. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 80, n. 3, p. 101-112, sept., 1997.
- CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, C. R. The various origins of minor granite landforms. **Cadernos do Laboratório Xeológico de Laxe**, Coriña, v. 20, p. 281-306, 1995.
- CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. G. **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Escala: 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará**. Mapa na escala de 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- \_\_\_\_\_. **Carta geológica digital da Folha Irauçuba (SA.24-Y-D-V)**, escala 1:100.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 1999. Disponível em <<http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/5661>>. Acesso em: 25 mar. 2017.
- EHLEN, J. (2006). Tor. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 1054-1056.
- FAIRBRIDGE, R. W.; FINKL JR., C. W. Cratonic erosional unconformities and peneplains. **The Journal of Geology**, v. 88, n. 1, p. 69-86, jan. 1980.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.;

- NOGUEIRA NETO, J. A.; HENRIARTHAUD, M. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implication for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 102-106, mar. 2000. DOI: 10.25249/0375-7536.2000301102106.
- GOLDIE, H. S. (2006). Karren. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 583-585.
- HASUI, Y. (2012). Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (Orgs.). **Geologia do Brasil**. Beca, São Paulo: p. 254-288.
- HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Second ed. London: Taylor and Francis, 2007. 458p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2009. n. 5. 182 p.
- LEONARD, R. J. Polygonal cracking in granite. **American Journal of Science**, serie 5, v. 18, n. 108, p. 487-492, 1929. DOI: 10.2475/ajs.s5-18.108.487.
- LIMA, M. G. **A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil**: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2008. 594p.
- MABBUTT, J. A. Basal surface or weathering front. **Proceedings of the Geologists' Association**, London, v. 72, p. 357-358, 1961. DOI: 10.1016/s0016-7878(61)80019-9.
- MAGINI, C.; HACKSPACHER, P. C. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 336-355, 2008.
- MATMON, A.; MUSHKIN, A.; ENZEL, Y.; GRODEK, T.; ASTER, T. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 201, p. 52-59, nov. 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.06.005.
- MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. New York: Oxford University Press Inc., 2006a. 417p.
- \_\_\_\_\_. (2006b). Bornhardt. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 92-93.
- \_\_\_\_\_. (2006c). Etching, etchplain and etchplanation. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 345-347.
- \_\_\_\_\_. (2006d). Granite geomorphology. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 490-493.
- \_\_\_\_\_. (2006e). Grus. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 501-503.
- \_\_\_\_\_. (2006f). Inselberg. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 564-566.
- NUNES, F. C.; SILVA, E. F. da; VILAS BOAS, G. da S. **Grupo Barreiras: Características, Gênese e Evidências de Neotectonismo**. 2º Ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 31p.
- PEULVAST, J. P.; BÉTARD F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, mar. 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.009.
- PILÓ, L. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000. DOI: 10.20502/rbg.v1i1.73.
- RÖMER, W. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. **Geomorphology**, v. 86, n. 3/4, p. 349-368, maio 2007. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.09.008.
- SALGADO, A. A. R. Superfície de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Revista Geografias**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 64-78, jan./jun. 2007.
- \_\_\_\_\_. **Estudo da evolução do relevo do quadrilátero ferrífero, MG – Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais**. Tese (Doutorado em Ciências Naturais). Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006. 125p.
- SANTOS, J. M.; SALGADO, A. A. R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido - Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 1, p. 236-247, set. 2010.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. (2003). A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos**



- minerais do Brasil:** textos, mapas e SIG. Serviço Geológico do Brasil, Brasília: p. 5-54.
- SOUZA FILHO, O. A. **Irauçuba, Folha SA.24-Y-D-V**, escala: 1:100.000. Estado do Ceará. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- THOMAS, Michel F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: Publisher John Wiley and Sons, 1994. 460p.
- \_\_\_\_\_. The study of inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 31, p. 1-41, 1978.
- TWIDALE, C. R. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth-Science Reviews**, v. 57, p. 37-74, 2002. DOI: 10.1016/S0012-8252(01)00059-9.
- \_\_\_\_\_. Granitic bornhardts: their morphology, characteristics and origins. **Geological Society of Malaysia**, v. 42, p. 237-255, dez. 1998.
- \_\_\_\_\_. The Origin and Implications of Some Erosional Landforms. **The Journal of Geology**, v. 98, n. 3, p. 343-364, maio 1990.
- \_\_\_\_\_. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 372p.
- TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Flared slopes revisited. **Physical Geography**, v. 19, n. 2, p. 109-132, 1998. DOI: 10.1080/02723646.1998.10642643.
- TWIDALE, C. R.; CAMPBELL E. M. On the origin of pedestal rocks. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 36, p. 1-13, 1992.
- TWIDALE, C. R.; LAGEAT, Y. Climatic geomorphology: a critique. **Progress in Physical Geography**, v.18, n. 3, p. 319-334, 1994. DOI: 10.1177/030913339401800302.
- TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. Boca Ratón, USA: CRC Press, 2005. 362p.
- \_\_\_\_\_. On the multistage development of etch forms. **Geomorphology**, v. 11, p. 107-124, 1994. DOI: 10.1016/0169-555X(94)90076-0.
- 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 do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 35, p. 189-208, 2010.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. Forms and structural fabric in granite rocks. **Caderno do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 33, p. 175-198, 2008.
- VILAPLANA, J. M. **Guia dels paisatges granítics dels Països Catalans**. Barcelona: Kapel S. A. Edición e Producción de llibres, 1987. 182p.
- VILAS BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p. 417-427, 2001. DOI: 10.1590/S0001-37652001000300010.
- VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Revista Terra Livre**, São Paulo, v. 1, n. 16, p. 11-24, 2001.
- WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, dez. 2004. DOI : 10.1038/nature03067.
- WARD, S. (2006). Tafoni. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: p. 1034-1035.
- WILLIAMS, R.; ROBINSON, D. Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces. **Geografiska Annaler**, v. 71, n. 3/4, p. 145-159, 1989. DOI: 10.1080/04353676.1989.11880283.