

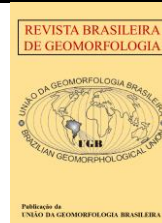


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 27, nº 1 (2026)

<https://dx.doi.org/10.20502/rbg.v27i1.2732>



Artigo de Pesquisa

Controle Petrográfico na Evolução Geomorfológica do Batólito Rio Quixeramobim, Nordeste do Brasil

Petrographic Control on the Geomorphological Evolution of the Quixeramobim River Batholith, Northeastern Brazil

Antonio Edvanio Anastacio Souza¹, Frederico de Holanda Bastos², Davi Henrick Veras Diógenes³, Abner Monteiro Nunes Cordeiro⁴, Lionel Siame⁵

¹ Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil, E-mail: edvanioanastacio@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0009-0005-4152-2432>

² Bolsista Produtividade em Pesquisa 2 (CNPq), Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, Brasil, E-mail: fred.holanda@uece.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4330-7198>

³ Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil, E-mail: davihenrick@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1993-9475>

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia, Centro de Ensino Superior do Seridó, Caicó, Brasil, E-mail: abner.cordeiro@ufrn.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4867-7083>

⁵ Université Aix-Marseille, Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-En-Provence, França, E-mail: siame@cerege.fr

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4288-9528>

Recebido: 29/07/2025; Aceito: 02/12/2025; Publicado: 29/0/2026

Resumo: O controle petrográfico exerce forte influência na evolução geomorfológica de plútons graníticos da Província Borborema (Nordeste do Brasil), constituídos de natureza, formas e dimensões variadas. O Batólito Rio Quixeramobim, localizado no Domínio Ceará Central (Província Borborema), é condicionado pelas zonas de cisalhamento dextrais de sentido NE, Quixeramobim e Senador Pompeu e é constituído por seis suítes graníticas distintas. O presente trabalho visa analisar os aspectos geomorfológicos do Batólito Rio Quixeramobim a partir de análises petrográficas (mineralógicas e estruturais), correlacionando as morfologias com as diferentes suítes analisadas. A metodologia partiu da análise de dados geológicos, geomorfológicos, averiguações em campo, coleta de amostras e análise em laboratório de microscopia. As feições geomorfológicas apresentam forte relação com as características mineralógicas e estruturais associadas ao grau de microfraturamento de seus minerais constituintes. Os dados mostram que, além da diversidade mineralógica, aspectos estruturais, como o grau de microfraturamento, porosidade e textura, são fundamentais para o desenvolvimento e macro e microformas graníticas. Além disso, o controle estrutural de direção NE-SW também é fundamental na diversidade geomorfológica, mostrando uma disposição alinhada dos *inselbergs* nas bordas do batólito, como resultantes de padrões estruturais pré-definidos.

Palavras-chave: Análise Petrográfica; Relevos Graníticos; Domínio Ceará Central; Semiárido Brasileiro.

Abstract: Petrographic control has a strong influence on the geomorphological evolution of granitic plutons in the Borborema Province (Northeast Brazil), which are made up of varied natures, shapes and dimensions. The Rio Quixeramobim Batholith, located in the Ceará Central Domain (Borborema Province), is conditioned by dextral shear zones of NE, Quixeramobim and Senador Pompeu sense and is constituted by six distinct granitic suites. The present work aims to analyze the geomorphological aspects of the Rio Quixeramobim Batholith from petrographic (mineralogical and structural) analyses, correlating the morphologies with the analyzed suites. The methodology started with the analysis of geological, geomorphological, field investigations, sample collection and laboratory microscopy analysis. Geomorphological features show a strong relationship with mineralogical and structural characteristics associated with the degree of microfracturing of their constituent minerals. The data show that, in addition to mineralogical diversity, structural aspects, such as the degree of microfracturing, porosity and texture, are fundamental for the development and macro and microforms of granitic rocks. In addition, the structural control of NE-SW direction is also fundamental in geomorphological diversity, showing an aligned disposition of *inselbergs* at the edges of the batholith, as a result of pre-defined structural patterns.

located in the Central Ceará Domain, is conditioned by the dextral shear zones of the NE direction, Quixeramobim and Senador Pompeu and is constituted by six distinct granite suites. This work aims to analyze the geomorphological aspects of the Rio Quixeramobim Batholith, based on petrographic (mineralogical and structural) analyses, correlating the morphologies with the different suites analyzed. The methodology consisted of analysis of geological and geomorphological data, field investigations, sample collection and analysis in a microscopy laboratory. Geomorphological features are strongly related to mineralogical and structural characteristics, associated with the degree of microfracturing of their constituent minerals. The data show that, in addition to mineralogical diversity, structural aspects such as the degree of microfracturing, porosity and texture are fundamental for the development of granitic macro and microforms. Furthermore, the NE-SW trending structural control is also fundamental in the geomorphological diversity, showing an aligned arrangement of inselbergs at the edges of the batholith, as a result of pre-defined structural patterns.

Keywords: Petrographic Analysis; Granitic Reliefs; Central Ceará Domain; Brazilian Semi-Arid Region.

1. Introdução

A exumação de corpos graníticos no NE setentrional brasileiro tem revelado uma vasta diversidade de formas, cuja gênese e evolução estão atribuídas às ações de processos combinados, tanto em subsuperfície quanto em superfície (Twidale; Vidal Romaní, 2005; Maia; Nascimento, 2018), condicionados pelas reativações tectônicas cretáceas e cenozoicas (Maia; Bezerra, 2014; Bastos et al., 2022), assim como pelas oscilações climáticas cenozoicas (Corrêa et al., 2010), pela predisposição mineralógica (Vidal Romaní; Temiño, 2004; Maia; Nascimento, 2018) e pelas características estruturais das rochas (Goudie, 2016).

No decorrer do Mioceno, a progressiva aridificação de um clima anteriormente úmido (Harris; Mix, 2002; Peulvast et al., 2008; Peulvast; Bétard, 2015), intercalado por curtos períodos de umidade, verificados a partir do Pleistoceno Superior (Behling et al., 2000; Wang et al., 2004), proporcionou, no setor analisado, reflexos importantes em termos morfoedológicos e fitogeográficos (Auler et al., 2004), justificando a formação de superfícies sertanejas aplainadas recobertas por solos rasos e cobertura vegetal caducifólia (caatingas).

Os corpos graníticos da Província Borborema (PB) (Almeida et al., 1977), em sua maioria, estão relacionados à Orogênese Brasileira (Ferreira et al., 1995), sendo interpretados como resultantes das intrusões distensionais associadas à tectônica regional (Neves, 2012), com estruturas representadas por zonas de cisalhamento (Vauchez et al., 1995), por onde o magma ascendeu por meio da crosta, formando os plútons (Castro et al., 2002).

Situado na porção central do Estado do Ceará, o Domínio Ceará Central (DCC) – maior unidade geotectônica da porção setentrional da PB limitado pelo Lineamento Transbrasiliano (LT) e pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) – apresenta uma diversidade de suítes plutônicas neoproterozoicas (Almeida; Parente; Arthaud, 2008), que se alojam em terrenos paleoproterozoicos e meso-neoproterozoicos, representados pelas sequências metassedimentares do Grupo Ceará (Crandall, 1910; Arthaud, 2007).

Dentre os corpos graníticos do DCC, destaca-se o Batólito Rio Quixeramobim (BRQ), datado do Neoproterozoico (~587 Ma) (Pinéo; Palheta, 2020), intrudido nas rochas encaixantes pré-cambrianas (~2.050 Ma) do Complexo Acopiara e nas metassedimentares do Grupo Ceará (Unidade Quixeramobim) (~635 Ma), com ascensão e *emplacement* do magma controlado pelas zonas de cisalhamento Quixeramobim (ZCQ) e Senador Pompeu (ZCSP), ambas de movimentação dextral (Arthaud, 2007; Almeida; Parente; Arthaud, 2008). Este batólito exibe geometria elipsoidal alongada com seu eixo maior de direção N40°E, medindo cerca de 75 km, e eixo menor, medindo ≈20 km (Almeida; Ulbrich, 2003).

Os processos denudacionais cenozoicos foram responsáveis pela exumação e esculturação dos relevos do BRQ, resultando em uma superfície de aplainamento (Superfície Sertaneja) (Ab'Sáber, 1969; Costa et al., 2020), que abrange a maior parte da área do batólito, além de morfologias residuais que abrigam macro e microformas graníticas, cuja evolução está associada às propriedades geomorfológicas das rochas (Penteado, 1974; Goudie, 2016), ao mecanismo de ambiência geotectônica dos granitoides, com suas características texturais, estruturais e de alteração (Almeida; Ulbrich, 2001), sob condições climáticas, predominantemente, semiáridas.

Face ao exposto, o presente trabalho visa analisar os aspectos geomorfológicos do BRQ, a partir de análises petrográficas e estruturais, correlacionando as macro e microformas com as diferentes suítes graníticas que compõem o batólito.

2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada na porção central do Estado do Ceará, predominantemente, no município de Quixeramobim, estendendo-se pelos municípios de Quixadá, Banabuiú, Senador Pompeu e Mombaça. Geotectonicamente, o BRQ situa-se no DCC e compreende um corpo polintrusivo, com 1.600 km² de área aflorante, de direção NE-SW, situado entre a ZCQ, a oeste, e a ZCSP, a leste (Figura 1).

Do ponto de vista geológico, o BRQ é subdividido em seis suítes distintas, em função de sua textura, composição e grau de heterogeneidade, denominadas de Muxuré Velho (SMV), composta por granodioritos e quartzo-dioritos mesocráticos, ocorrendo na forma de enclaves, *sheets* e diques sin-plutônicos; Muxuré Novo (SMN), série granítica cálcio-alcálica de médio-k, porfírica com megacrístais de K-feldspatos, variando de 1 a 6 cm; Água Doce (SAD), série granítica cálcio-alcálica de baixo-K, afírica, de granulação média (0,5cm); Serra Branca (SSB), série granítica cálcio-alcálica de médio-k, porfírica com megacrístais de K-feldspatos, variando de 6 a 20 cm; Uruquê (SU), série granítica cálcio-alcálica de alto-k, afírica, granulação fina (0,2cm), e Boa Fé (SBF), série granítica de médio-k, porfírica com megacrístais de K-feldspatos, variando de 1 a 3 cm (Torquato et al., 1989; Almeida; Parente; Arthaud, 2008) (Figura 1).

A área do batólito está localizada no semiárido brasileiro, com temperaturas médias anuais acima de 29°C, chuvas concentradas de janeiro a junho, com média anual ≈700 mm/ano (IPECE, 2012), justificando elevadas taxas de evapotranspiração anual e balanço hídrico negativo na maior parte do ano (Zanella, 2007). A rede de drenagem é constituída por cursos d'água intermitentes, configurando vales abertos e padrões de drenagem predominantemente dendrítico, pontualmente controlada por estruturas de deformação rúpteis, situadas no baixo e médio curso dos rios Quixeramobim e Banabuiú, respectivamente (Almeida, 1995).

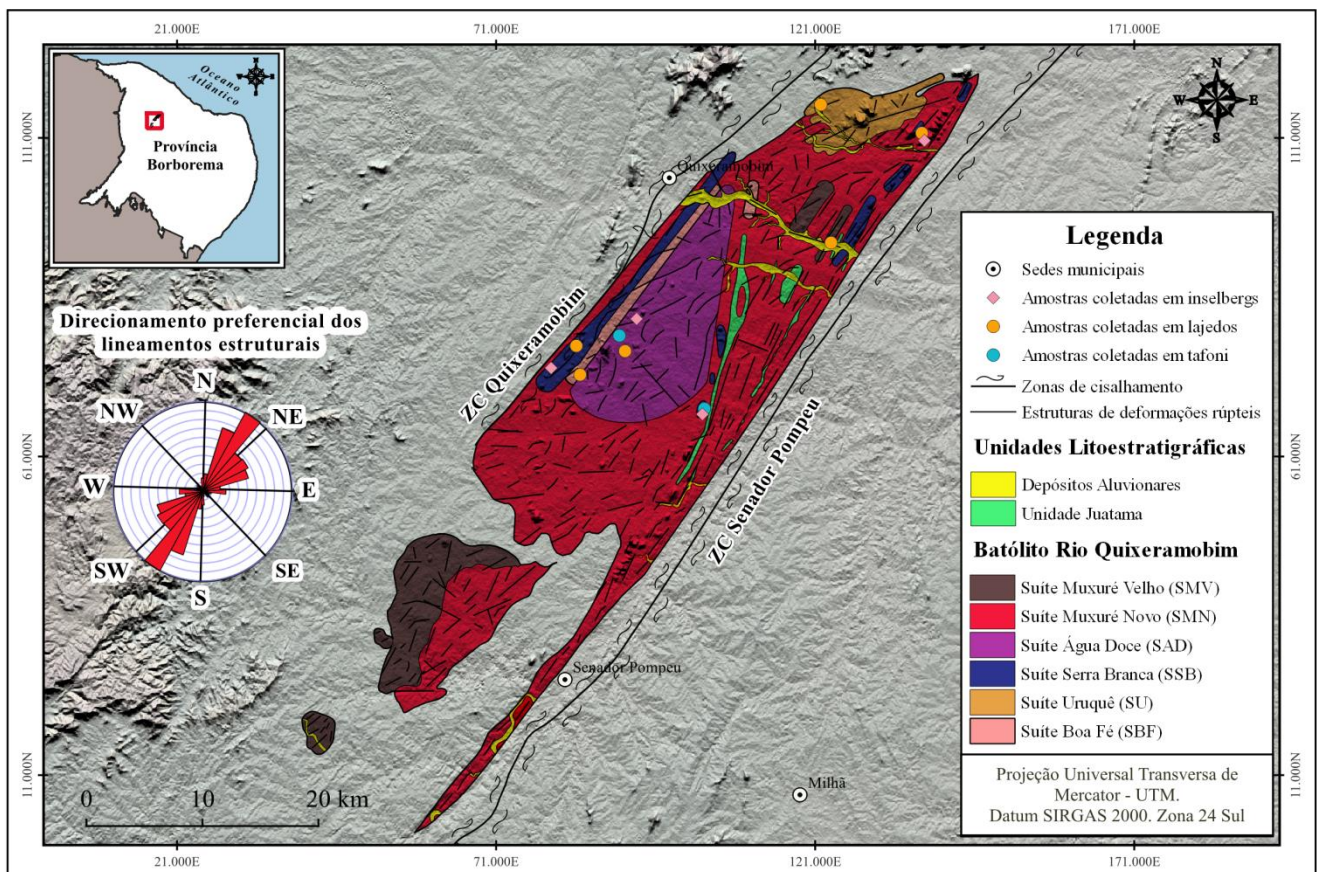


Figura 1. Mapa de localização e geologia do BRQ, NE do Brasil. Fonte: elaborada pelos autores (2025) a partir de dados SRTM e dados geológicos baseados nos trabalhos de Almeida (1995) e Almeida, Parente e Arthaud (2008).

3. Materiais e Métodos

As etapas metodológicas deste trabalho foram, inicialmente, voltadas para um levantamento bibliográfico sobre os aspectos geológicos da PB, com ênfase no BRQ, e sobre a gênese e evolução de relevos em estruturas graníticas no NE setentrional brasileiro.

Posteriormente, os trabalhos de campo objetivaram a identificação e caracterização das diferentes formas e feições geomorfológicas em escala de detalhe, além de estabelecer associações entre as formas graníticas com as distintas suítes intrusivas que compõem o BRQ e entorno. Nesta etapa, também foram realizados registros fotográficos com câmera e drone (Mavic 3 Mini), além da coleta das amostras de rochas, realizada conforme a distribuição espacial das diferentes suítes, dos *inselbergs* (com e sem *tafone*) e dos lajedos, para análise petrográfica laboratorial (Figura 2).

A cartografia utilizada no trabalho foi elaborada em ambiente SIG, por meio do *software* QGIS 3.28.4 Firenze, disponibilizado pela *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo), a partir da utilização de arquivos vetoriais (.shp) e dados *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), com todos os arquivos submetidos à projeção cartográfica UTM e ao *Datum* SIRGAS 2000. As informações do mapeamento geológico foram obtidas a partir das folhas Quixeramobim (SB.24-V-D-III), Mombaça (SB.24-V-D-V) e Senador Pompeu (SB.24-V-D-VI), todas na escala de 1:100.000 (Almeida; Parente; Arthaud, 2008; Naletto; Araújo, 2018; Palheta, 2017), disponibilizadas pelo SGB/CPRM.

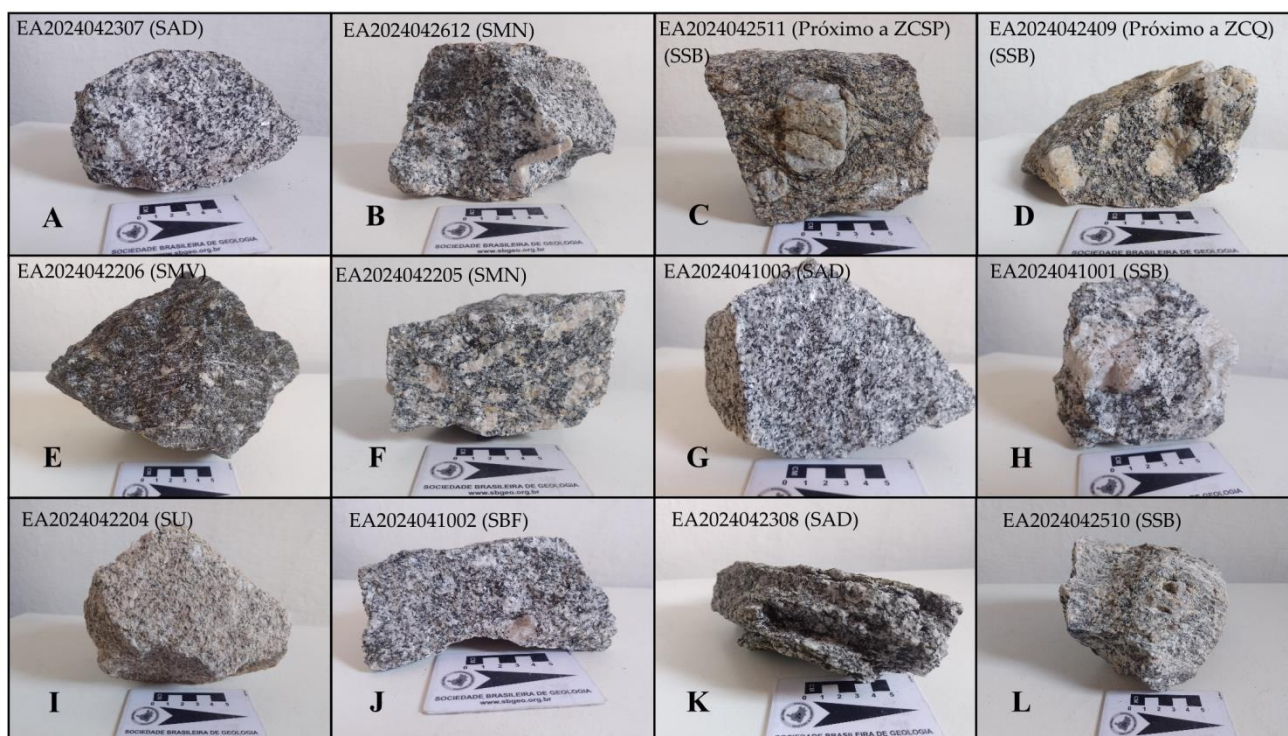


Figura 2. Amostras de rochas coletadas nas suítes granitoides do BRQ. Legenda: (A, B, C, D) amostras coletadas em *inselbergs* dômicos; (E, F, G, H, I, J) amostras coletadas em lajedos; (K, L) amostras coletadas em *tafoni*. Fonte: Autores (2025).

As estruturas de deformação rúpteis e lineamentos estruturais foram gerados a partir da interpretação do MDE, *Forest And Buildings removed Copernicus DEM* (FABDEM) V1-2, com resolução espacial de ≈ 30 m (Neal; Hawker, 2023), no *software* ArcGIS. A confecção do diagrama de roseta deu-se a partir do *software* QGIS 3.28.4 Firenze, por meio do plugin *Line direction histogram*, o qual indica as orientações preferenciais das estruturas de deformação do BRQ. A vetorização das estruturas rúpteis teve por objetivo estabelecer correlações entre o controle estrutural e suas influências no modelado e na configuração da rede de drenagem do BRQ.

As análises petrográficas foram realizadas no laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC). Para tanto, foram coletadas doze amostras: uma amostra de cada suíte,

totalizando seis amostras da superfície sertaneja; quatro amostras de *inselbergs* dômicos, sendo uma amostra na SAD (*inselberg* Salva Vida), uma amostra na SMN (*inselberg* Pedra do Reduto) e duas amostras na SSB, contemplando as duas faixas dispostas no batólito, sendo uma amostra no *inselberg* Pão de açúcar, representando a faixa oeste do batólito, próxima à ZCQ, e outra amostra na faixa leste do batólito, no *inselberg* da Fazenda Canhotinho, representando a faixa próxima à ZCSP; e duas amostras em *tafoni*, na SAD (*inselberg* Serra do Meio) e SSB (*inselberg* Canhotinho) (Figura 1).

Em laboratório, as amostras foram coladas em lâminas de vidro e cortadas até espessura de aproximadamente 0,03 mm, conforme procedimentos petrográficos padronizados (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). A composição mineralógica foi determinada por contagem modal pontual (*point-counting*), seguindo os parâmetros descritos por Davis e Reynolds (1996). O grau de microfraturamento foi quantificado pelo índice de densidade linear de fissuras (LCD, fissuras mm^{-1}) e classificado como baixo ($< 1,3$), moderado (1,3–2,5) e alto ($> 2,5$), de forma semelhante a Sousa et al., (2005).

As análises petrográficas das amostras coletadas objetivaram levantar informações, como composição mineralógica e comportamento estrutural, de maneira a correlacionar tais características com as respectivas propriedades geomorfológicas dos granitoides de cada suíte e seus reflexos ao longo do BRQ.

4. Resultados

4.1 Relevos Graníticos do Batólito Rio Quixeramobim

A diversidade morfológica do BRQ deve-se às influências dos aspectos litoestruturais associados às intrusões do magma de cada suíte e à trama estrutural, relacionada com as reativações tectônicas cretáceas e cenozoicas (Bezerra; Vita Finzi, 2000; Matos, 2000), assim como à ação denudacional cenozoica, marcada pelo predomínio da semiaridez do clima regional a partir do Mioceno (Harris; Mix, 2002; Peulvast et al., 2008; Bétard, 2012).

4.1.1 Macroformas graníticas do BRQ

Com base nos parâmetros de hierarquia dimensionados por Bastos et al., (2022), as macroformas do BRQ foram divididas em *inselguebirg* (Figura 3), *inselbergs* (Figuras 4 e 5) e lajedos ou afloramentos graníticos.



Figura 3. *Inselguebirg* “Serra da Baleia”, no distrito de Uruquê (SU). Fonte: Acervo dos autores (2025).

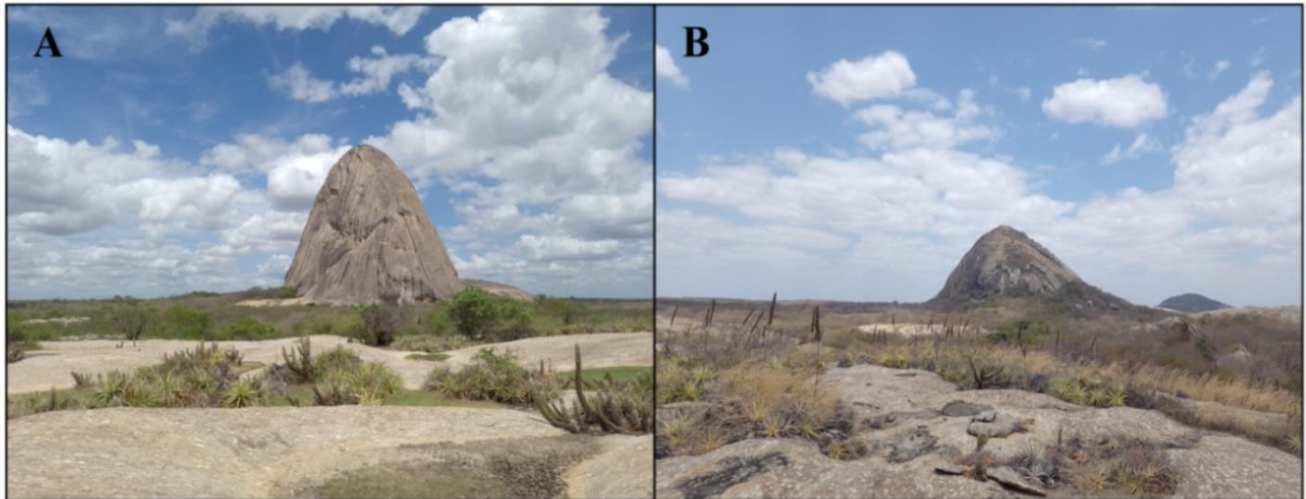


Figura 4. *Inselbergs* cônicos (SSB). (A) Pão de Açúcar, na Fazenda Vista Alegre, próximo à ZCQ (SSB. Vê Figura 1); (B) Serra Aguda, na Fazenda Holanda, próximo à ZCSP (SSB). Fonte: Acervo dos autores (2025).

Para Twidale, Vidal Romaní e Centeno (1996) e Twidale e Vidal Romaní (2005), o desenvolvimento de macroformas dômicas (e.g., *bornhardt*) está associado à movimentação tectônica transcorrente regional e cisalhante. Os *bornhardts* do BRQ apresentam escarpas íngremes (Figura 5), sem o desenvolvimento de formas de dissolução (e.g., *tafoni*, *karren*, *gnammas*).

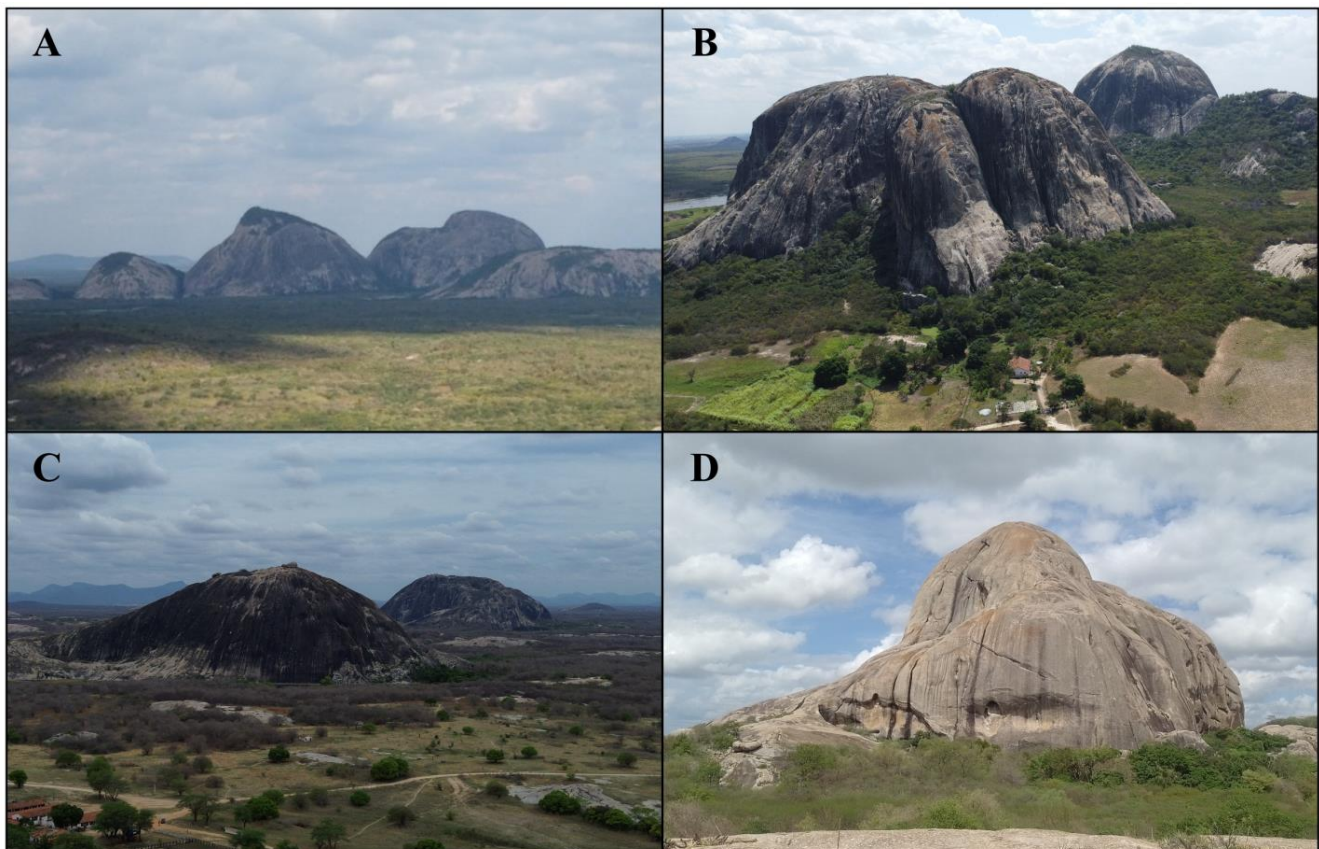


Figura 5. *Inselbergs* dômicos identificados na área de estudo do BRQ. (A) Na Fazenda Reduto, próximo à ZCSP, ao norte do batólito (SMN); (B) No Distrito de Encantado, Quixeramobim/CE, próximo à ZCSP, ao sul do batólito (SMN); (C) Na Fazenda Guarany, próximo à ZCQ (SAD); (D) Na localidade de Vista Alegre, próximo à ZCQ, ao sul do batólito (SSB). Fonte: Acervo dos autores (2025).

4.1.2 Microformas relacionadas com blocos graníticos

Os *boulders* no BRQ se dispõem na base dos *inselbergs* “Salva Vida” e “Serra do Meio” (Figura 6). Já a ocorrência de caos de blocos está disposta nas encostas (Figura 6B), formando rampas de tálus, na base desses mesmos *inselbergs*, ambos na SAD. Esses blocos graníticos possuem formato cuboide a esférico (Figura 6A e 6C).

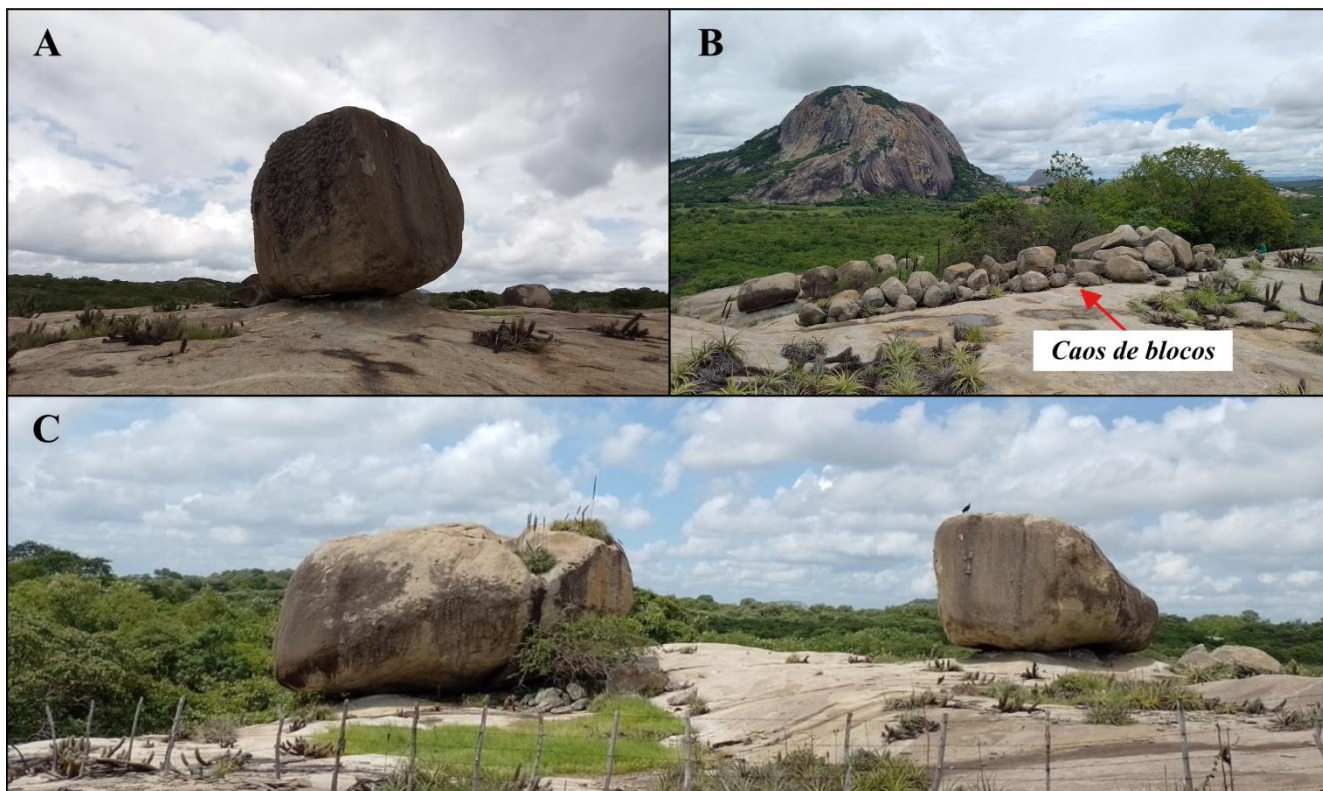


Figura 6. Microformas associadas com blocos graníticos identificadas na SAD. (A e C) *Boulders* graníticos sobre afloramento (SAD); (B) Caos de blocos (SAD). Fonte: Acervo dos autores (2025).

O *Castle koppie* identificado na localidade de Pedras Grandes, município de Senador Pompeu, no granito da SMN, ao sul do BRQ (Figura 7C), reflete um padrão de fraturamento ortogonal espaçado, além de documentar que a exumação do saprólito ocorreu na fase pré-esfoliação, apresentando blocos sobrepostos de maneira irregulares, mais arrestados e menos arredondados.



Figura 7. Microformas identificadas no BRQ. (A) *Tor* no *inselberg* “Salva Vida” (SAD); (B) *Tor* na Fazenda Belo Norte (SMN); (C) *Castle koppies* (SMN); (D) *Pedestal Rock* no *inselberg* “Serra do Meio” (SAD). Fonte: Acervo dos autores (2025) e Alves (2012).

Outras microformas desenvolvidas na SAD, especificamente no *inselberg* “Serra do Meio”, são os *plinths* (Figura 8). Essas estruturas graníticas estão relacionadas a *pedestal rock* e resultam do gotejamento da água provenientes dos relevos saprolíticos (e.g., *boulders*), apresentando saliências baixas e topo plano, que se elevam alguns centímetros acima da superfície rochosa adjacente, geralmente encimado por *boulders*, que atuam como um “guarda-chuva”, protegendo contra as precipitações (Twidale; Vidal Romaní, 1994, 2005).

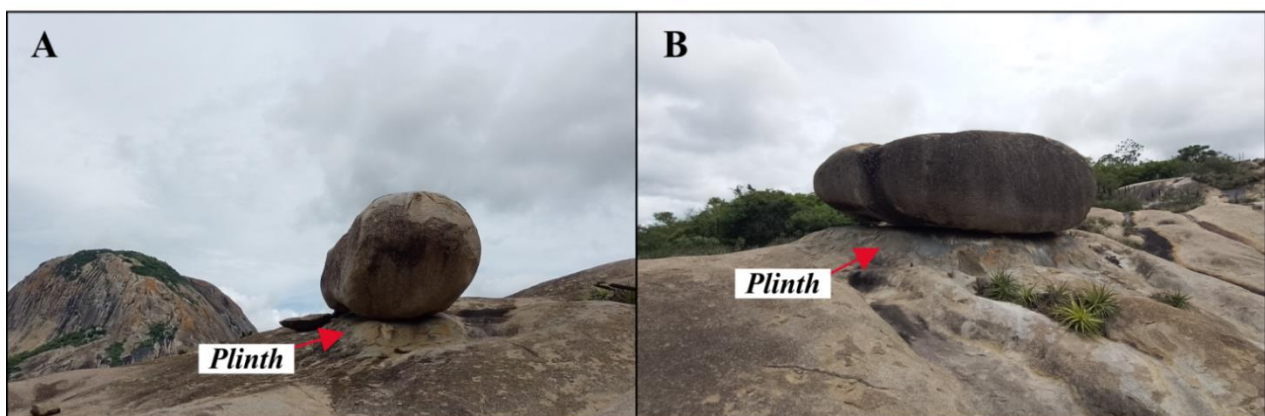


Figura 8. *Plinths* identificados na SAD. (A e B) *Plinths* desenvolvidos sob *boulder* no *inselberg* “Serra do Meio”. Fonte: Acervo dos autores (2025).

4.1.3. Microformas relacionadas com feições de dissolução

Na área do BRQ, os *tafoni* são encontrados em *boulders* e *inselbergs* (Figura 9), desenvolvendo-se ao longo de planos de fraqueza e por corrosão química da massa rochosa, conforme evidenciado por Vidal Romaní e Twidale (1999) e Ward (2006). Os *tafoni* basais, identificados nas rochas graníticas das SAD e SSB, são caracterizados como feições côncavas que se expandem na base e consomem o interior do *boulder* em função de sua maior suscetibilidade à corrosão química e à desagregação granular. Os *tafoni* basais dessa área ocorrem em *boulders* situados no topo de *inselbergs* dômicos (Figura 9A). O longo período de estabilidade desses *boulders* permitiu um prolongado processo de tafonização e o conseqüente desenvolvimento de cavidades maiores. Ainda assim, é importante destacar que foi identificado um arco granítico (Figura 9C) no *inselberg* “Salva Vida” (SAD).

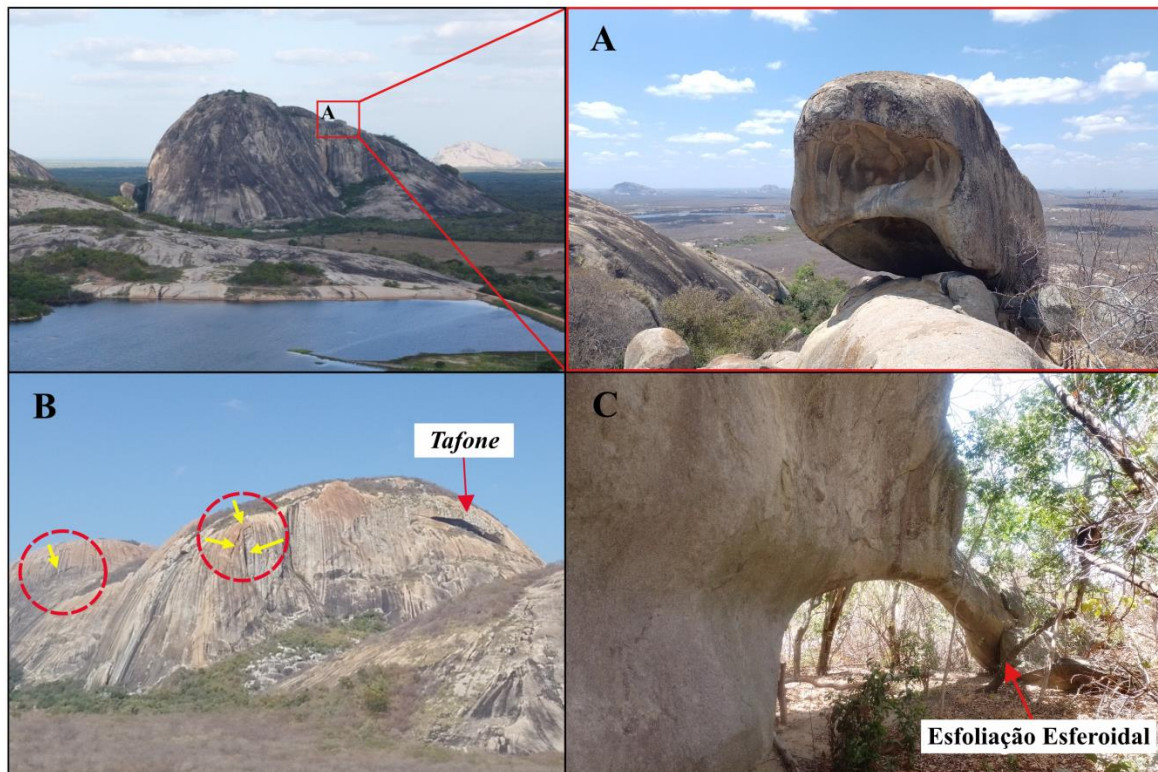


Figura 9. (A) *Tafone* basal em *tor* sobre o *inselberg* “Salva Vida” (SAD); (B) *Inselberg* dômico “Pedra do Reduto” com *tafone* e face voltada para o norte (SMN); (C) arco granítico no *inselberg* “Salva Vida”. Observar os círculos tracejados em vermelho com as setas em amarelo, indicando fraturamento multidirecional. Fonte: Acervo dos autores (2025).

Os *tafoni* situados nos escarpamentos graníticos dos *inselbergs* do BRQ estão associados, principalmente, a processos de dissolução ao longo das superfícies de descontinuidade, como por exemplo, o *tafone* localizado no *inselberg* “Pedra do Reduto” (SMN) (Figura 9B) e nos *inselbergs* Guarany (SAD), Serrote dos Mocós e Canhotinho (SSB) (Figura 10). Estes apresentam forma mais alongada, demonstrando forte relação entre as fraturas, a esfoliação e a inclinação da superfície, associado à direção de veios e dos enclaves máficos, com o colapso de blocos, gerando cavidades negativas nos escarpamentos.

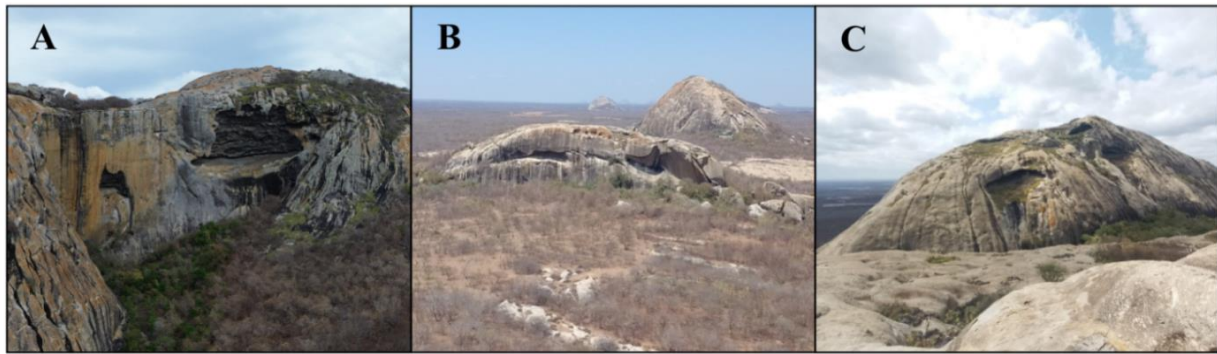


Figura 10. Tafoni em escarpamentos granítico no BRQ. (A) *Inselberg* Guarany (SAD); (B) *Inselberg* Serrote dos Mocós (SSB); (C) *Inselberg* Canhotinho (SSB). Fonte: Acervo dos autores (2025).

Os tafoni identificados no BRQ apresentam um eixo de maior desenvolvimento, coincidindo com a direção dos planos de deformações do batólito e dos veios (Ver Figura 1). Diante disso, a evolução se deu por meio de superfícies de descontinuidade, com colapso de blocos e a expansão das cavidades evoluindo por meio da alteração dos minerais máficos. Para Maia et al., (2022), essa evolução pode ser associada a diferentes estágios, como a formação de fraturas de alívio de pressão e intemperismo ao longo das fraturas, originando as feições de dissolução na fase pré-colapso.

O *inselberg* Canhotinho (SSB) apresenta uma cavidade de ≈ 80 m de comprimento por ≈ 50 m de altura (Figura 11), produzindo um ambiente com efeito de sombra na cavidade, que propicia maior manutenção da umidade, ocasionando um maior desprendimento dos materiais alterados, que caem do teto por gravidade, de granulometria variada, que se acumulam no piso do tafone (Figura 11B, retângulo tracejado amarelo). Os *honeycombs* foram identificados nos tafoni dos *inselbergs* Canhotinho (SSB) e Guarany (SAD), assim como em tafone basal (Figura 12) no *inselberg* Serra do Meio (SAD).

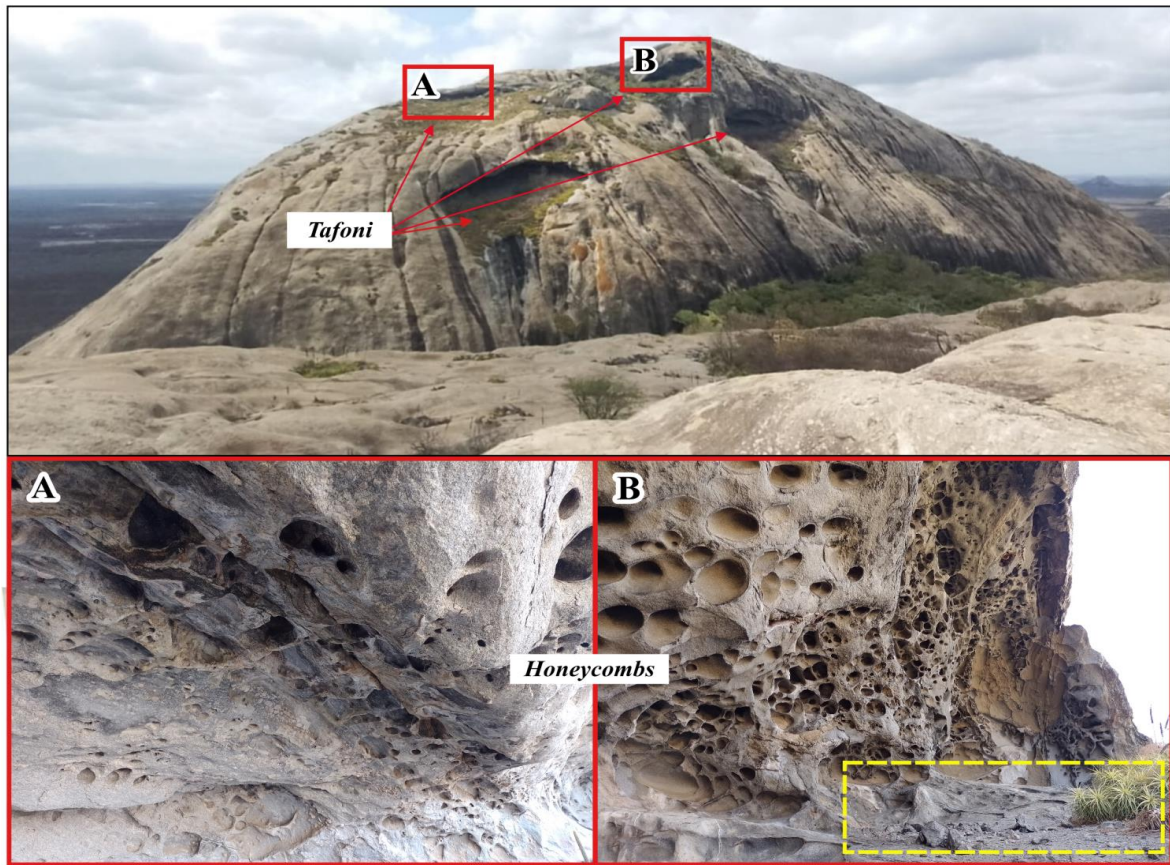


Figura 11. Honeycombs desenvolvidos no inselberg "Canhotinho", ao lado da ZCSP (SSB). Fonte: Acervo dos autores (2025).

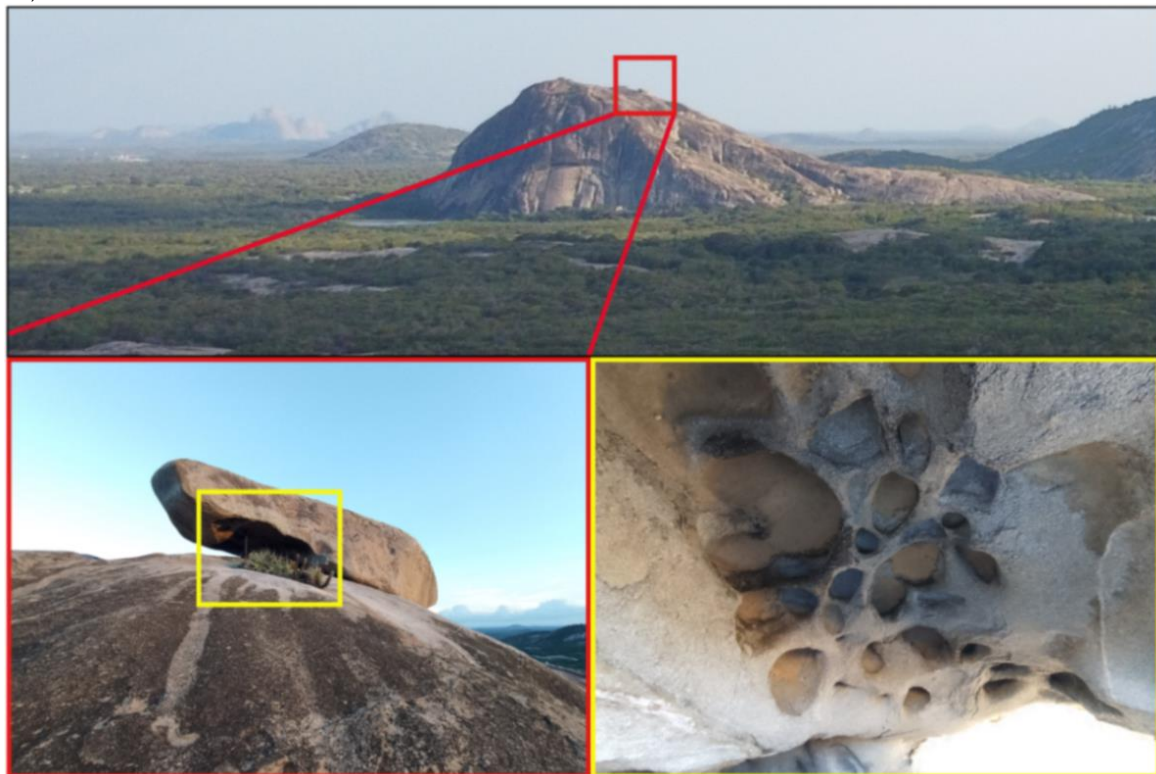


Figura 12. Honeycombs desenvolvidos em tafone basal no inselberg "Serra do Meio" (SAD). Fonte: Acervo dos autores (2025).

Os *honeycombs* são microfieções de dissolução, associadas ao intemperismo cavernoso, que causam a desagregação da massa rochosa produzindo alvéolos, envolvendo o desenvolvimento de cavidades estreitamente espaçadas, separadas por paredes estreitas e intrincadas, criando uma superfície semelhante a favos de mel (Twidale; Vidal Romaní, 2005; Migón, 2006a).

Os *karren* são sulcos de erosão paralelos, marcados em superfícies rochosas inclinadas e verticais, variando em tamanho, profundidade, largura e sinuosidade (Migón, 2006a; Maia; Nascimento, 2018). No âmbito do BRQ ocorrem associados às encostas de *inselbergs* situados na SSB e SAD (Figura 13).



Figura 13. Sulcos de erosão desenvolvidos nos granitoides do BRQ. (A) *karrens* desenvolvidos no *inselberg* “Pão de Açúcar” (SSB); (B) *karrens* desenvolvidas no *inselberg* “Salva Vida” (SAD). Fonte: Acervo dos autores (2025).

No BRQ, as bacias de dissolução (*gnammas*) estão distribuídas espacialmente e em maior quantidade nas suítes MN, AD, SB (*inselbergs* Canhotinho e Pão de Açúcar) (Figura 14) e SU. As bacias de dissolução constituem pequenas depressões fechadas com formas e dimensões variadas, podendo ser circulares, elípticas ou irregulares, com diâmetro variando de decimétrica a métrica (Campbell, 1997), apresentando ou não vertedouro (Cordeiro et al., 2023).



Figura 14. *Gnammas* localizadas na área do BRQ. (A) *Gnamma* tipo poltrona (*armchair pit*), com ≈ 8 m de largura por ≈ 5 m de profundidade, no *inselberg* Canhotinho (SSB); (B) *Gnammas* tipo poço, com ≈ 2 m de profundidade por 1,5 m diâmetro (SSB). Fonte: Acervo dos autores (2025).

Os *Flared slopes* são feições que surgem como uma zona basal de inclinação ou saliência (Migón, 2006a), associado à meteorização em subsuperfície (Twidale, 1982) e facilitado pela existência de fraturas horizontais (Lima et al., 2019). No âmbito do BRQ, essas feições ocorrem de forma pontual, em *inselbergs* com escarpas íngremes (Figura 15A), na SMN, e em um domo rochoso, em fase de exumação (Figura 15B), na SU.

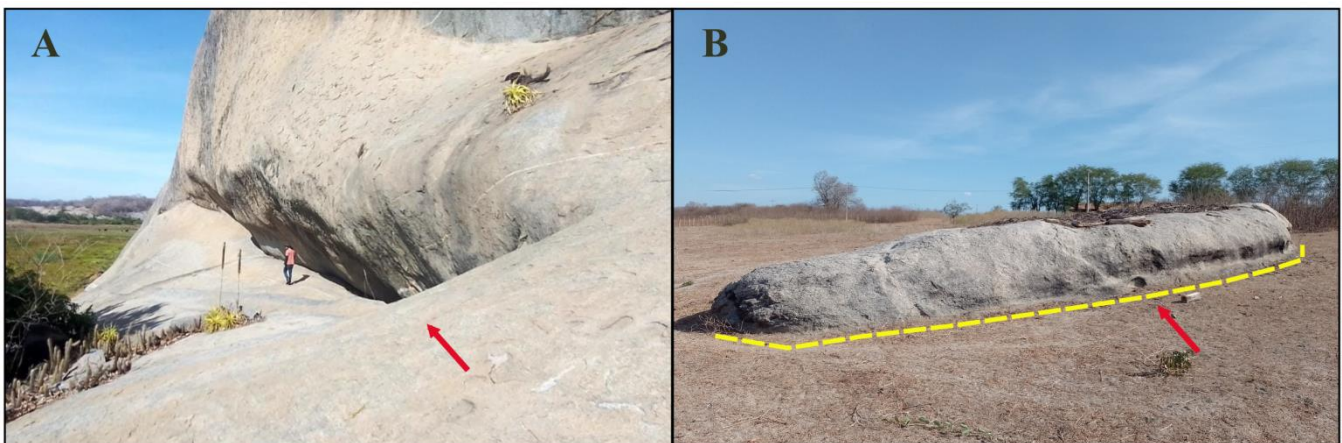


Figura 15. *Flared slopes* identificados no BRQ. (A) Na vertente escarpada do *inselberg* “Lagoa do Fofô”, no distrito de Encantado (SMN); (B) Em domo rochoso em fase de exumação na fazenda Cachoeira, distrito de Uruquê (SU). Fonte: Acervo dos autores (2025).

4.1.4 Microformas relacionadas a fraturamento

Na área do BRQ, as microformas relacionadas a fraturamento, tipo *split rock* (Figura 16A), estão associadas às suítes MV, AD, BF e SB. Esse processo de divisão de blocos pode acontecer independente da composição mineralógica, estrutura ou textura das rochas granitoides (Twidale; Vidal Romaní, 2005). Alguns *boulders* são submetidos a uma variedade de processos superficiais o que pode comprometer sua resistência, culminando na sua divisão (Campbell; Twidale, 1995; Twidale; Vidal Romaní, 2005).

As *polygonal cracking* foram identificadas em *boulders* nas rochas da SAD (Figura 16B), ocorrendo em função da granulometria e disposição de minerais máficos desta suíte. Essas microformas de fraturamento são gretas superficiais de intemperismo (Bigarella; Becker; Santos, 2009), com fissuras rasas relacionadas com a estrutura da massa rochosa (Williams; Robinson, 1989; Twidale, 1982), apresentando padrões ortogonais de rachaduras (*cracking*) com geometria variável (Williams; Robinson, 1989).

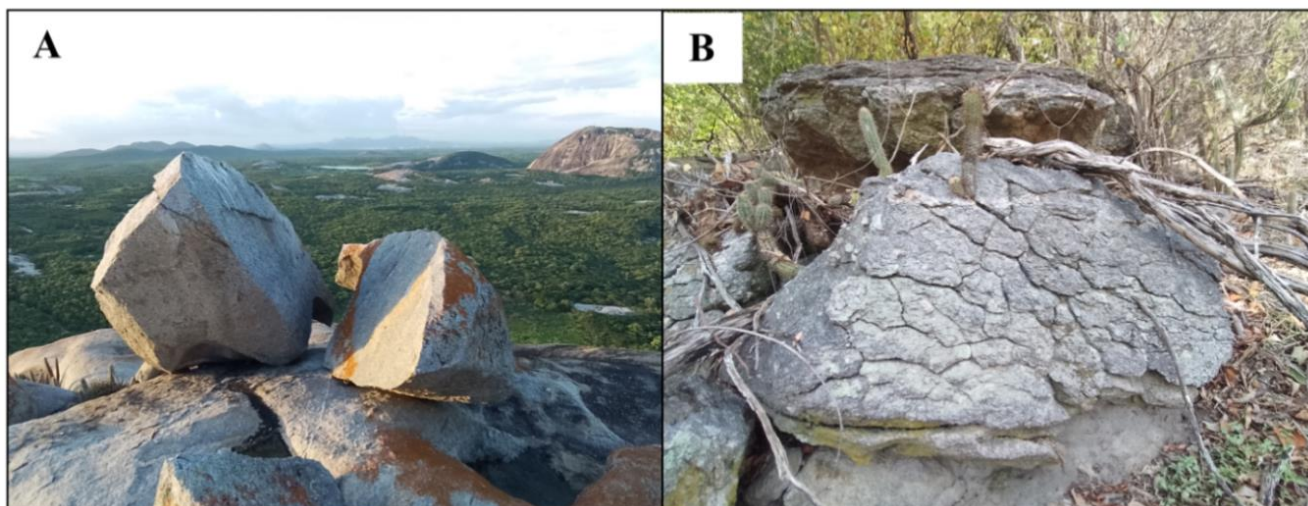


Figura 16. Microformas de fraturamento identificadas no BRQ. (A) *Split rock* identificado sobre o *inselberg* “Serra do Meio” (SAD); (B) *Polygonal cracking* desenvolvida em *boulder* (SAD). Fonte: Acervo dos autores (2025).

Na figura 17, é possível observar a espacialização das macro e microformas de relevos desenvolvidas sobre as rochas granitoides do BRQ.

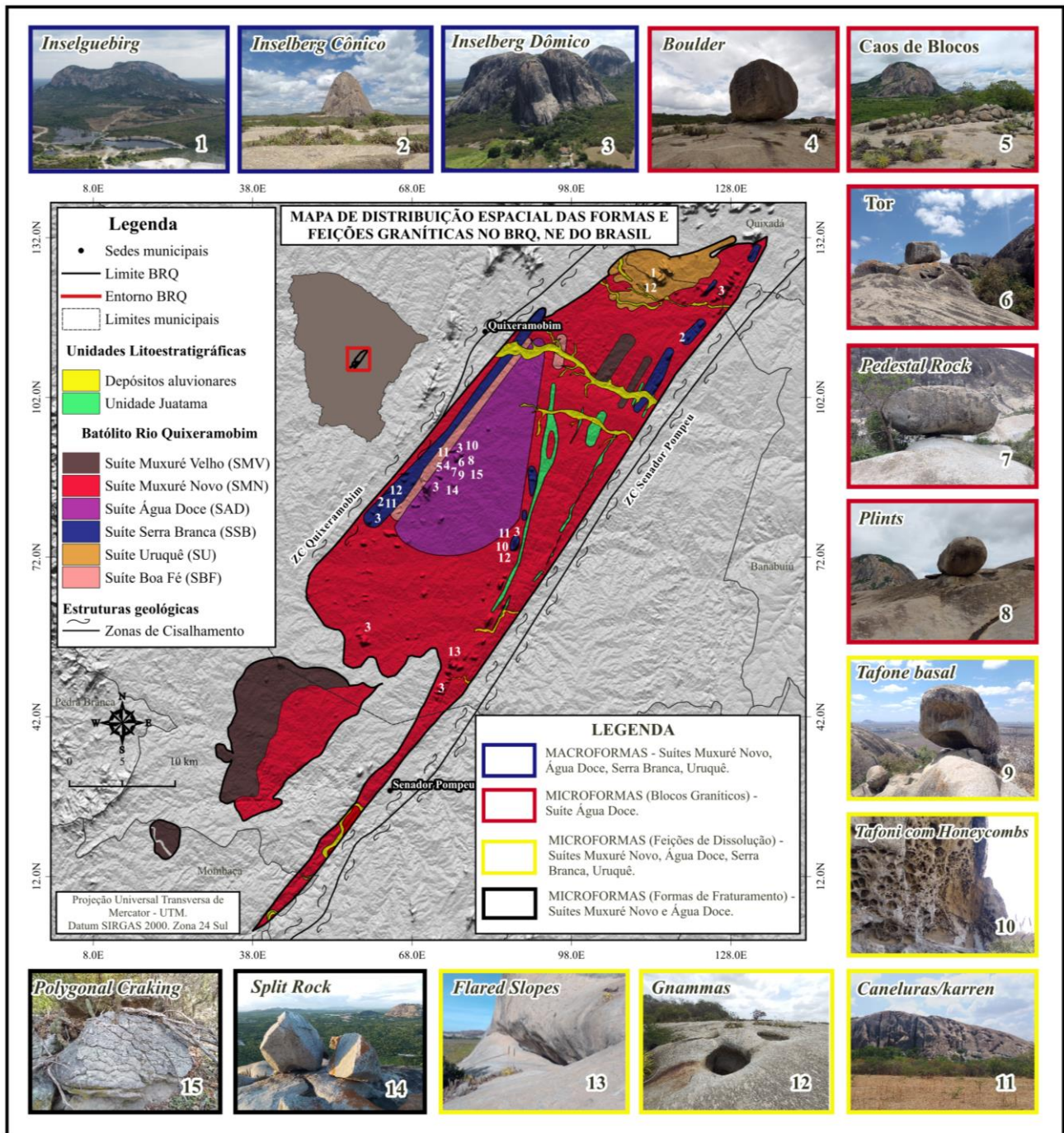


Figura 17. Espacialização das formas e feições geomorfológicas no BRQ. Fonte: Elaborada pelos autores (2025).

4.2 Parâmetros Petrográficos

As rochas coletadas apresentam estruturas maciças e textura granoblástica inequigranular, com exceção da SU que apresenta textura granoblástica, e a SMV com textura granolepidoblástica. As análises petrográficas (Tabela 1) e as características estruturais (Tabela 2) são apresentadas de forma a subsidiar o entendimento da gênese e evolução das macro e microformas de relevo do BRQ.

Tabela 1. Características petrográficas (mineralogia) das suítes granitoides do BRQ. Legenda: (Suítes) **MV** – Muxuré Velho; **MN** – Muxuré Novo; **AD** – Água Doce; **SB** – Serra Branca; **SU** – Uruquê; **BF** – Boa Fé; (Mineralogia) **Qtz** – Quartzo; **Pl** – Plagioclásio; **Kfs** – K-feldspato; **Bt** – Biotita; **Ep** – Epidoto; **Zrc** – Zircão; **Ttn** – Titanita; **Apt** – Apatita; **Czo** – Clinozoisita; **Hbl** – Hornblenda; **Cht** – Clorita; **Ser** – Sericita; **Aln** – Alanita; **Ms** – Moscovita. Fonte: Elaborada pelos autores (2025).

N°	Amostra	Suíte	Relevo	Mineralogia													
				Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ep	Zrc	Ttn	Apt	Czo	Hbl	Cht	Ser	Aln	Ms
01	EA2024042206	MV	Lajedo	17%	42%	-	24%	6%	-	2%	<1%	-	8%	-	-	-	-
02	EA2024042205	MN	Lajedo	36%	42%	-	11%	1%	-	-	1,5%	-	6%	<1%	1,5%	-	-
03	EA2024042612		Inselberg	26%	38%	14%	16%	2%	<1%	<1%	<1%	-	3%	-	-	-	-
04	EA2024041003	AD	Lajedo	17%	59%	-	15%	2%	<1%	<1%	<1%	1%	4%	-	-	-	-
05	EA2024042307		Inselberg	23%	55%	-	10%	3%	-	1%	<1%	<1%	7%	-	-	-	-
06	EA2024042308		Tafoni	22%	56%	-	12%	4%	-	-	1%	<1%	4%	-	<1%	-	-
07	EA202404001	SB	Lajedo	17%	58%	4%	16%	3%	-	-	1%	-	-	-	-	-	-
08	EA2024042409		Inselberg	21%	39%	4%	16%	4%	<1%	2%	<1%	-	1%	-	-	-	-
09	EA2024042511		Inselberg	11%	68%	-	12%	1%	<1%	<1%	<1%	-	7%	-	-	-	-
10	EA2024042510		Tafone	16%	70%	5%	7%	1%	-	-	<1%	-	-	-	-	-	-
11	EA2024042204	UQ	Lajedo	31%	39%	16%	9%	-	<1%	-	-	-	-	-	<1%	-	4%
12	EA2024041002	BF	Lajedo	24%	27%	17%	13%	4%	<1%	-	-	-	-	-	<1%	<1%	-

Tabela 2. Características estruturais das suítes granitoides do BRQ. Legenda: (S/P) Sem preenchimento; (Suítes) **MV** – Muxuré Velho; **MN** – Muxuré Novo; **AD** – Água Doce; **SB** – Serra Branca; **UQ** – Uruquê; **BF** – Boa Fé. Fonte: Elaborada pelos autores (2025).

N°	Amostra	Suíte	Relevo	Grau de		Grau de	Preenchimento	Abertura máx. de	Grau de	Quantidades					
				Fraturamento (mm)							Fraturamento	de Fraturas	Fraturas (mm)	Alteração	de
				Intergrão	Intragrão										
01	EA2024042206	MV	Lajedo	0,14	0,71	Incipiente	S/P	0,02	Baixo	-					
02	EA2024042205	MN	Lajedo	0,28	1,14	Incipiente	S/P	0,02	Incipiente	3%					
03	EA2024042612		Inselberg	1,42	1,13	Moderado	S/P ou óxido de ferro	0,80	Baixo	2%					
04	EA2024041003	AD	Lajedo	0,42	0,52	Incipiente	S/P ou sericita	0,02	Baixo	<1%					
05	EA2024042307		Inselberg	1,15	2,14	Alto	S/P ou sericita	0,70	Moderado	2%					
06	EA2024042308		Tafoni	0,16	0,71	Incipiente	S/P	0,12	Moderado	-					
07	EA202404001	SB	Lajedo	1,28	2,28	Moderado	S/P	0,20	Incipiente	<1%					
08	EA2024042409		Inselberg	2,04	3,31	Alto	S/P	0,43	Moderado	3%					
09	EA2024042511		Inselberg	0,85	1,57	Moderado	S/P	0,06	Moderado	2%					
10	EA2024042510		Tafone	0,57	2	Incipiente	S/P ou sericita	0,04	Baixo	<1%					
11	EA2024042204	UQ	Lajedo	1,2	1,05	Incipiente	S/P ou óxido de ferro	0,03	Incipiente	<1%					
12	EA2024041002	BF	Lajedo	0,42	1,14	Moderado	S/P	0,10	Moderado	<1%					

4.2.1 Suíte Muxuré Velho (SMV) – Granodioritos

As rochas apresentam mineralogia composta por quartzo (17%), plagioclásio (42%), biotita (24%), anfibólio (8%), epidoto (6%), titanita (2%) e apatita (<1%). De modo geral, é possível observar um baixo grau de alteração, com grãos mais alterados entre biotita e o anfibólio, com este último, passando pelo processo de epidotização. Os granitoides da SMV apresentam granulação variada, desde porfiroclastos de plagioclásio de dimensões >3,7mm a grãos de quartzo de 0,08mm, além de serem poucos microfraturados, apresentando fraturas do tipo intergrão de 0,14mm e intragrão de 0,71mm, com abertura de 0,02mm, que acometem, sobretudo, os grãos de plagioclásio, apresentando baixa comunicabilidade e pervasidade, sem o desenvolvimento de cavidades. Quando associada a grãos de maior grau de alteração, as fraturas apresentam-se preenchidas por sericita, sendo que as mirmequitas estão presentes nas bordas de grãos de grandes e pequenas dimensões, indicando processo deformacional gerando recristalização.

4.2.2 Suíte Muxuré Novo (SMN) – Granodioritos

Os granitoides da SMN apresentam mineralogia composta por quartzo (36%), plagioclásio (42%), anfibólio (6%), biotita (11%), apatita (1,5%), zircão (<1%), epidoto (1%), hornblenda (6%), clorita (<1%) e sericita (1,5%). A amostra coletada em lajedo tem o epidoto, a clorita e a sericita como provenientes da alteração mineral. Além da textura granoblástica, podem ser observados estruturas mirmequíticas, e os grãos que compõem a rocha apresentam granulação média, entre 0,54mm a 2,46mm, sendo que os cristais de maiores dimensões são de plagioclásio e os de menores dimensões são de biotita e zircão.

Quanto ao grau de alteração, apresenta-se como um todo, incipiente, contudo, grãos de biotita podem atingir uma alteração moderada, com parcial cloritização e sericitização. No que diz respeito ao grau de microfraturamento, possui uma pequena quantidade de microfraturas do tipo intergrão de 0,28mm e intragrão de 1,14mm, predominando as do tipo intragrão. As microfraturas intergrão predominantes variam de 0,42mm a 0,67mm, com cristais de maiores dimensões com maior prolongamento de fraturas. Em minerais como plagioclásio, biotita e anfibólio, as linhas de clivagem agem como regiões de fragilidade e/ou ponto de partida para o desenvolvimento de fraturas.

O granitóide do *inselberg* dômico “Pedra do Reduto”, na Fazenda Reduto, apresenta mineralogia variável constituída por quartzo (26%), K-feldspato (14%), plagioclásio (38%), biotita (16%), anfibólio (3%), apatita (3%), epidoto (2%), titanita (<1%), clorita e zircão (<1%). Esse granitoide possui granulação grossa com cristais ≥ 2 mm, sendo os grãos de plagioclásios de maiores dimensões. Em geral, apresenta grau de alteração moderado, com vestígios de reliquitos e padrão de microfraturamento mediano, sem preenchimento, do tipo intergrão de 1,42mm e intragrão de 1,13mm, que estão associadas ao aumento da porosidade secundária da rocha.

4.2.3 Suíte Água Doce (SAD) – Dioritos

Os granitoides da SAD, que constituem os lajedos, apresentam mineralogia com teores de quartzo (17%), plagioclásio (59%), biotita (15%), anfibólio (4%), apatita (<1%), zircão (<1%), titanita (<1%), alanita (<1%), epidoto (2%) e clinzoisita (1%). Os cristais de maiores dimensões e que ocorrem em maior quantidade são os plagioclásios. Em geral, o granitoide apresenta grau de alteração incipiente, contudo, a biotita e o plagioclásio, podem atingir nível de alteração moderado.

Os granitoides do *inselberg* “Salva Vida” apresentam granulação grossa, tendo como minerais de maior dimensão o plagioclásio, o anfibólio e a biotita, além de apresentarem alto grau de microfraturamento com elevada comunicabilidade e nenhum preenchimento. Em regiões de maior interseção de fraturas e/ou maior quantidade de minerais máficos, é possível identificar cavidades que podem atingir abertura de 0,70mm. A mineralogia apresenta quartzo (23%), plagioclásio (55%), biotita (10%), anfibólio (7%), apatita (<1%), titanita (1%), epidoto (3%) e clinzoisita (<1%). No que diz respeito ao grau de alteração, mostra-se muito alterado.

A amostra coletada em *tafone* no *inselberg* “Serra do Meio” apresenta teores de quartzo (22%), plagioclásio (56%), biotita (12%), anfibólio (4%), apatita (1%), epidoto (4%), clinzoisita (<1%), titanita (<1%) e sericita (<1%) com moderado grau de microfraturamento, baixa comunicabilidade e nenhum tipo de preenchimento, sendo que as fraturas de maior comprimento acometem os grãos de plagioclásio. Na lâmina é possível observar uma grande

quantidade de “buracos” provenientes da desagregação da rocha. No que diz respeito ao grau de alteração, os minerais mais alterados são a biotita, o anfibólio e o plagioclásio.

4.2.4 Suíte Serra Branca (SSB) – Monzogranitos

O granitoide da SSB é constituído por quartzo (17%), K-feldspato (4%), plagioclásio (58%), biotita (16%), epídoto (3%), titanita (<1%) e apatita (<1%). Esse granitoide apresenta granulometria variada (0,10mm a 9,4mm), sendo os grãos de plagioclásio de maior dimensão, e grau de microfraturamento moderado. As microfraturas intergrão são de 1,28mm e intragrão, 2,28mm, sem preenchimento, e as intragrão apresentam prolongamento de até 3,40mm e abertura de 0,74mm. De modo geral, a rocha possui alteração moderada, em que os maiores grãos estão associados aos grãos de K-feldspato, anfibólio e titanita.

O granitoide do *inselberg* “Canhotinho” é constituído por quartzo (11%), plagioclásio (68%), biotita (12%), anfibólio (7%), epídoto (1%), titanita (<1%), apatita (<1%) e zircão (<1%). A granulação varia entre fina (0,04mm a 0,25mm) a grossa (0,40mm a 2,18mm). O grau de alteração é moderado, com os grãos de plagioclásio compondo a maior parcela da rocha, os quais apresentam baixa alteração. Todavia, os grãos de titanita e biotita possuem alteração avançada, liberando óxido de ferro nas microfraturas. Esse granitoide apresenta grau de microfraturamento moderado, com microfraturas do tipo intergrão de 0,85mm e intragrão de 1,57mm, sem preenchimento e com abertura máxima das fraturas de 0,06mm.

O granitoide do *inselberg* “Pão de açúcar” apresenta mineralogia com teores de quartzo (21%), plagioclásio (39%), K-feldspato (4%), biotita (16%), epídoto (4%), titanita (1%), hornblenda (1%), apatita (<1%) e zircão (<1%); com granulação variando entre 6,90mm a 0,04mm, sendo os plagioclásios de maiores dimensões. Essa rocha apresenta grau de alteração alto, observado pela argilização parcial de grãos de plagioclásios e feldspato, e cloritização da biotita. O grau de microfraturamento é alto, com fraturas intergrão de 2,04mm, de baixa comunicabilidade e sem preenchimento, e intragrão de 3,31mm e abertura de até 0,43mm. O mineral com maior grau de fraturamento é o anfibólio, seguido pelos grãos de quartzo e plagioclásio.

A amostra coletada no *tafone* do *inselberg* “Canhotinho” apresenta teores mineralógicos de quartzo (16%), plagioclásio (70%), K-feldspato (5%), biotita (7%), epídoto (1%), titanita (<1%) e apatita (<1%). Esse granitoide apresenta microfraturamento incipiente, do tipo intergrão (0,57mm), abertos e sem preenchimento, e intragrão (2mm), com preenchimento de sericita, assim como baixo grau de alteração.

4.2.5 Suíte Uruquê (SU) – Granodioritos

O granitoide da SU é constituído por quartzo (31%), plagioclásio (39%), K-feldspato (16%), moscovita (4%), biotita (9%), sericita (<1%) e zircão (<1%). A amostra apresenta grau de microfraturamento incipiente, sendo os minerais de quartzo e plagioclásio os mais fraturados. As microfraturas são, sobretudo, do tipo intergrão (1,2mm) e intragrão (1,05mm), ambas de baixa comunicabilidade, sem preenchimento, com aberturas de 0,10mm.

4.2.6 Suíte Boa Fé (SBF) – Granodioritos

O granitoide da SBF apresenta teores mineralógicos de quartzo (24%), plagioclásio (27%), K-feldspato (17%), biotita (13%), anfibólio (8%), alanita (<1%), epídoto (4%), apatita (<1%), sericita (<1%) e zircão (<1%), e grau de alteração moderado, com microfraturas intergrão de 0,42mm e intragrão de 1,14mm, com abertura máxima das fraturas de 0,10mm.

5. Discussão

O BRQ é resultado da interação de magmas de composições relativamente contrastantes (Almeida; Ulbrich, 2001), com transporte e alojamento controlado por tectônica proveniente de fraturas extensionais NE-SW, associadas à movimentação sinistral da ZCSP (Almeida, 1995). A inversão dos movimentos da ZCSP, resultante da mudança do regime de colisão no Ciclo brasileiro, adquirindo movimentação dextral, proporcionou um forte componente transpressional tardio, arrastando as rochas encaixantes contra o BRQ e, posteriormente, o BRQ contra as encaixantes, ativando tardiamente a ZCQ, com movimentação dextral (Caby; Arthaud, 1986; Arthaud et al.,

1988; Almeida; Ulbrich, 1996). Com isso, as duas zonas de cisalhamento, Senador Pompeu e Quixeramobim, ambas transcorrentes dextrais, passaram a condicionar e rotacionar o BRQ no sentido dextral, determinando sua forma geométrica elipsoidal alongada (Almeida, 1995).

De modo geral, a intrusão dos granitoides do BRQ é resultante da sin-fase tangencial associada ao espessamento da crosta, no Ciclo Brasileiro, ao longo da ZCSP, seguida pelas intrusões dos granitos sin-transcorrentes, associados à tectônica transcorrente, controlados pela ZCQ e ZCSP (Almeida; Parente; Arthaud, 2008).

Cabe destacar que os processos morfotectônicos pós-brasilianos mais significativos que ocorreram no DCC podem ser descritos como o rifteamento intracontinental Neocomiano-Barremiano (Brito Neves, 1975; Caby et al., 1991), sendo responsável pelo soerguimento de volumes montanhosos e, posteriormente, submetidos a intensos processos denudacionais na fase *syn-rift* (Claudino-Sales; Peulvast, 2007), e o soerguimento que ocorreu do Cretáceo Superior ao Oligoceno (70,1 – 36,5 Ma) (Cavalcante, 2006).

Com relação aos aspectos estruturais, o controle exercido pelas deformações brasileiras é nitidamente evidenciado pelas zonas de cisalhamento Quixeramobim e Senador Pompeu, de movimentação dextral, o que condiciona as macroformas e microformas geomorfológicas no BRQ.

O direcionamento (NE-SW) e a densidade de lineamentos (Figura 1) foram responsáveis pela individualização dos *inselbergs* do BRQ, condicionada pelos processos denudacionais, assim como pelo arrasamento dos setores mais fraturados e mais suscetíveis à meteorização química. Os padrões de meteorização química, como também as morfologias do relevo granítico, são determinados pela densidade dos planos de deformações rúpteis (Twidale, 1993; Maia; Bezerra, 2014).

Além dos fatores estruturais mencionados, cabe destacar que a morfogênese regional possui forte relação com a aridez climática que passou a predominar no decorrer do Mioceno (Harri; Mix, 2002; Peulvast et al., 2008; Peulvast; Bétard, 2015), justificando a evolução comandada pelo predomínio de intemperismo físico, limitada pedogênese e intermitência fluvial.

Como resultado desses processos, a morfologia do BRQ configura-se como uma superfície rebaixada por ciclos denudacionais, com topografia suavemente ondulada, intercalada por lamedos e *inselbergs* alinhados, principalmente nas SMN e SSB, e dispostos ao lado da ZCSP e ZCQ, respectivamente.

A exposição de macroformas residuais (*e.g.*, *inselbergs*, *bornhardts*) no BRQ variam entre dimensão, altura, adensamento e alinhamentos, demonstrando um nítido controle estrutural na distribuição e no adensamento, cujas cotas podem atingir ≈530 m. O adensamento dos planos de deformação e a variabilidade na constituição mineralógica das suítes do BRQ apresentam-se como elementos relevantes na configuração e manutenção das formas de relevos residuais, com estruturas de deformação rúpteis de orientação, predominantemente NE-SW, exibindo comportamento semelhante ao observado por Almeida et al., (2023), nos padrões de relevo do batólito Bannach, no sudeste do cráton amazônico.

Os principais *inselbergs* do BRQ estão associados com os monzogranitos da SSB (Canhotinho e Pão de Açúcar), granodioritos da SMN (Pedra do Reduto) e dioritos SAD (Salva Vida). Sua distribuição espacial margeia a ZCSP nos setores NE e SE do batólito, e nas proximidades da ZCQ no setor W do batólito. Com relação aos aspectos morfoestruturais do BRQ, quando comparadas às análises petrográficas e estruturais, é possível identificar que as amostras coletadas nos *inselbergs* apresentam um maior grau de microfraturamento, evidenciando seu longo período de exposição aos agentes intempéricos.

Quanto à manutenção do *inselguebirg* “Serra da Baleia” (Figura 3), este é sustentado por granodioritos da SU, que apresentam granulação fina (0,02cm) e textura inequigranular (porfirítica), destacando-se na superfície sertaneja, como um sobressalto topográfico, em função da baixa densidade das superfícies de descontinuidades (*e.g.*, fraturas) e ao enriquecimento em minerais félsicos como quartzo, plagioclásio e K-feldspato, representando 86% da sua composição mineralógica, em detrimento do constituinte máfico, como a biotita (9%), e mineral micáceo, como a moscovita (4%).

Já os *inselbergs* cônicos, com encostas íngremes (Figura 4A e 4B), ocorrem associados à SSB, nas bordas do BRQ. Esses *inselbergs* são ricos em minerais félsicos, representando 64% da sua composição mineralógica, em detrimento dos minerais máficos, como a biotita (16%), o que lhe confere uma maior coesão física ao intemperismo físico-químico.

Nesses setores da SSB, a maior densidade de lineamentos coincide com o maior espaçamento entre os *inselbergs*. Isso sugere uma maior ação denudacional nos setores densamente fraturados, conforme defendido por Maia et al., (2022). Além disso, a SSB apresenta-se com o maior número de diques de diabásio (Almeida, 1995), justificando a formação dos escarpamentos dos *inselbergs* por erosão diferencial.

Os processos denudacionais que ocasionaram a exumação do BRQ permitiram o desenvolvimento de *inselbergs* dômicos (*Bornhardts*), sustentados pelos granitoides da SMN (Figura 5A e 5B), constituída, predominantemente, por minerais félsicos (78%), em detrimento dos constituintes máficos, como por exemplo, a biotita (16%). A abundância de minerais pouco alteráveis, a exemplo do quartzo e feldspato, favorece a resistência mecânica e química desses granitos. Assim como a SMN, as SAD e SSB também apresentam enriquecimento em minerais félsicos (Figura 5C e 5D), com mineralogia composta, predominantemente, por quartzo e plagioclásio, tendo como principal constituinte máfico, a biotita.

A organização espacial dos *inselbergs*, no BRQ, aponta decisivamente para o controle estrutural. Além dos aspectos petrográficos, o maior número de *inselbergs* presentes no BRQ, principalmente em suas bordas, reflete o estresse compressivo, proporcionado pela movimentação das ZC Quixeramobim e Senador Pompeu (Figura 17), associado às características mineralógicas e menor adensamento de estruturas de deformação dútil (fraturas), de direção predominante NE-SW, conforme defendido por Twidale (2007) e Migón (2006b). A densidade e a orientação das superfícies de deformação determinam a eficiência do intemperismo mecânico e da infiltração de água, através de variações espaciais na resistência da massa rochosa, mesmo dentro de domínios litologicamente uniformes.

No BRQ, associado, especificamente, aos granitos da SBF, localizada entre as suítes SB e AD, ocorrem extensos lajedos apresentando características mineralógicas félsicas (68%), com grau de microfraturamento intergrão (0,42mm) e intragrão (1,14mm). A composição félsica ajuda a justificar baixa solubilidade, enquanto suas características microestruturais (grau de microfraturamento) indicam uma exposição mais recente se comparada aos *inselbergs*.

Com respeito à composição mineralógica na manutenção das formas do BRQ, em campo foi possível observar que os *inselbergs* das suítes SB e MN apresentam grandes quantidades fenocristais de K-feldspatos. Em muitos casos, esses fenocristais ocorrem empilhados, com pequenos espaços intersticiais, sendo interpretados como resultantes da acumulação gravitacional dos mesmos e da baixa energia do fluxo magmático (Almeida, 1995). Esse empilhamento de K-feldspatos é perceptível tanto em *inselbergs* como em alguns afloramentos, justificando a manutenção de pequenos domos de aglomerados de K-feldspatos, devido a uma maior resistência aos processos intempéricos.

Além dos resultados referentes às análises petrográficas, foram constatados alguns controles litológicos do relevo identificados em campo. Alguns escarpamentos estão atribuídos à intrusão de diques de diabásio, datados do Jurássico Médio (175-160 Ma) (Sial, 1976; Palheta, 2017), de direção predominante ENE-WSW, resultantes do magmatismo fissural que atingiu o NE brasileiro, associado à ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico (Almeida et al., 1988; Almeida; Parente; Arthaud, 2008).

Quanto às microformas associadas com blocos graníticos, os *boulders* ocorrem na SAD, relacionados com sua constituição faciológica (78% de mineral félsico) e seu controle petrográfico (baixa densidade de microfraturamento). O comportamento semiarredondado dos *boulders* indica uma limitada fase de regolíticação, que não teve competência para o arredondamento dos blocos em subsuperfície. Constata-se que a disposição dos *boulders* apresenta-se com direção preferencial (NE-SW) e sua ocorrência se limita ao centro do batólito, em regiões de menor influência das zonas de cisalhamento Quixeramobim e Senador Pompeu.

Os *tors* identificados sobre *inselberg* da SAD (Figura 7A) e SMN (Figura 6B) apresentam granitos com 78% de mineral félsico e densidade de microfraturamento moderada a incipiente. A ocorrência de feições angulares do tipo *tors* está relacionada a processos de diáclases por alívio de pressão que, após exumados, expõe a trama estrutural resultante do fraturamento (Maia; Nascimento, 2018).

As feições do tipo *pedestal rock* e *plinths* identificadas na base do *inselberg* "Serra do Meio" na SAD (Figura 7D) estão associadas à litologia félsica com microfraturamento incipiente. Esse tipo de feição também está relacionado ao controle exercido pelo fraturamento do granito, cujos blocos expostos servem de abrigo para as superfícies de contato com a rocha sã, justificando menor alteração desse setor abrigado e um suave sobressalto topográfico no

contato entre eles. A exumação desses *boulders* se deve ao intemperismo diferencial em subsuperfície (Crickmay, 1935; Twidale; Vidal Romani, 2005).

O desenvolvimento de feições de dissolução em granitos geralmente está associado a minerais máficos (Maia; Nascimento, 2018; Santos et al., 2024). Nas amostras petrográficas do *tafone* da SSB, constatou-se significativa redução de minerais máficos, que deve estar associada ao intemperismo químico seguido da desagregação granular, restando predominantemente minerais félsicos. Já no *tafone* da SAD, os minerais máficos se mantêm. Porém, constata-se uma forte desagregação granular. Quanto ao comportamento microestrutural, as amostras de *tafoni* apresentam os menores graus de microfraturamento e isso deve estar associado à desagregação granular, que mantém preferencialmente os minerais menos fraturados.

Analisando o baixo grau de microfraturamento e a maior quantidade de poros das amostras em *tafoni*, é possível inferir que a massa rochosa fique saturada por mais tempo por conta de sua menor pressão interna, deixando-a mais suscetível ao fluxo de água no corpo rochoso do *inselberg* que abriga o *tafone*. Esse comportamento estrutural aumenta a umidade e, conseqüentemente, a ação do intemperismo químico. A ausência de *tafoni* nos *inselbergs* cônicos da SSB, próximos à ZCQ, está associada ao alto grau de microfraturas (intergrão de 2,04mm e intragrão de 3,31mm) do *inselberg*, onde, diferentemente das proximidades da ZCSP, a taxa de microfraturamento atinge nível poro-pressão tão baixo que não propicia o acúmulo de umidade, mas sim o escoamento superficial da água. É importante destacar que esse contexto favorável ao maior escoamento superficial, da mesma forma que limita a gênese de *tafoni*, pode proporcionar maior desenvolvimento de *karren*.

Os *inselberg* da SSB, na faixa disposta ao lado da ZCSP, apresentam os maiores *tafoni*, com as maiores ocorrências de *honeycombs* do BRQ. A gênese e evolução de *tafoni*, assim como dos *honeycombs* no BRQ, podem estar associadas a características estruturais e a propriedades mineralógicas das rochas granitoides, uma vez que a evolução dessas feições está relacionada a processos de migração de zonas de umidade, associadas a características microestruturais da rocha. Desse modo, conforme evidenciado por Delvigne (1998), regiões de maior poro-pressão propiciam maior migração de água, enquanto regiões de menor poro-pressão propiciam um maior acúmulo e uma maior concentração de água, levando a uma maior persistência de ações intempéricas locais, que podem iniciar a partir da dissolução e prosseguir para processos de desprendimento mineral.

O arco granítico identificado no *inselberg* “Salva Vida” (SAD) apresenta ≈20m de comprimento e ≈5 m de altura, de direção NE-SW, desenvolvido em virtude do controle estrutural, associado a veios de minerais félsicos e fraturas sub-horizontais que condicionam a erosão diferencial, como ocorre no batólito Alagoinha/PE, e também nas montanhas *Spitzkoppe*, no norte da Namíbia e *Yosemite National Park* e *Joshua Tree National Park*, nos Estados Unidos (Mariano; Guimarães; Correia, 2012).

Os *karren* identificadas no BRQ aparecem nas suítes MN, SB e AD (Figura 13), associados a variações faciológicas do granito, assim como a presença de descontinuidades estruturais, como fraturas, veios e a presença de enclaves máficos, em concordância com o que foi observado por Maia et al., (2015) e Santos et al., (2024), no batólito Quixadá/CE. Os maiores *karren* identificados, tanto em largura quanto em profundidade, são desenvolvidos nas rochas da SSB, próximos à ZCQ. Tendo em vista a composição mineralógica predominantemente félsica da SSB, acredita-se que a origem desses *karren* deva estar associada aos enclaves máficos biotíticos orientados no mesmo sentido dos sulcos (NE-SW).

As bacias de dissolução ocorrem preferencialmente na SSB (Figura 14), apresentando dimensões que podem atingir ≈6m de comprimento e dezenas de centímetros de profundidade. As análises petrográficas da SSB indicam cerca de 20% de minerais máficos, que podem servir de ponto de partida para a evolução dessas formas, corroborando com os trabalhos de Santos et al., (2024). No entanto, deve-se considerar também que a horizontalização topográfica dos lajedos e topos de domos justificam maior período de acúmulo de água e, conseqüentemente, de vegetação, proporcionando maior ação química superficial, potencializando, assim o desenvolvimento dessas formas. Com efeito, constata-se extensas e profundas *gnammas* do tipo poços (*pits*), nos setores mais planos e desenvolvimento de *karrens* profundos nas encostas mais íngremes, comportamento este similar ao observado por Cordeiro et al., (2023), no batólito Chaval/CE.

A maior quantidade de microfraturas e minerais máficos nos *inselbergs*, em relação aos lajedos, coincidem com a gênese e evolução de feições de dissolução do tipo *gnammas* e *karrens*. Na área do BRQ, as maiores *gnammas* estão presentes nos *inselberg* “Canhotinho” e “Pão de Açúcar”, ambos com textura porfirítica da SSB. Já as caneluras se apresentam com maior expressividade nos *inselbergs* “Salva Vida” (SAD) e “Pão de Açúcar” (SSB).

A SU apresenta maior concentração de *gnammas* desenvolvidas em lajedos, apresentando-se aglomeradas, rasas, de $\approx 2\text{m}^2$ de área, e em processo de coalescência. De acordo com as análises petrográficas, esta suíte é a única que apresenta em sua composição mineralógica a presença de moscovita (4%), influenciando, juntamente com a biotita (9%), no desenvolvimento das feições de dissolução, além da suavização topográfica relacionada aos lajedos que permite acúmulo de água por mais tempo.

A SBF apresenta o mais limitado desenvolvimento de *gnammas* em função de sua alta concentração de minerais máficos que levam à denudação do corpo de forma mais homogênea, não propiciando a formação de depressões circulares. Já as *gnammas* da SAD apresentam padrões morfológicos de fundo plano, com bordas suaves, do tipo poltrona (*armchair pits*) e caldeirão ou poço (*pit*).

Os *Flared Slopes* identificados (Figura 15) estão associados à maior umidade em um determinado nível topográfico das encostas dos *inselberg*, justificada pela suavização topográfica associada a estruturas de quebra da homogeneidade da rocha como diques e veios. Assim, é pouco provável a hipótese de paleonível epigênico, pós-miocênico, justificando a gênese desses *flareds*.

Os *Split rock* encontrados no BRQ, nas suítes MN, AD e SB, são poucos expressivos. No entanto, a divisão do *boulder* está relacionada como uma resposta à distribuição do *stress* sofrido pelo peso da própria massa rochosa, que em muitos casos repousa sobre pequenos sobressaltos topográficos (*pedestal rocks* ou *plinths*) dispersos sobre os lajedos. O *stress* é liberado ao longo de fraturas pré-existentes que se abre e causa a divisão do *boulder* em duas partes (Migón, 2006a).

Quanto à *Polygonal cracking*, são encontradas na SAD, apresentando planos ortogonais e irregulares, estando relacionadas com a textura da massa rochosa, demonstrando que as rochas da SAD são mais suscetíveis para o desenvolvimento dessas feições.

6. Conclusões

O presente trabalho procurou contribuir para a compreensão das feições geomorfológicas desenvolvidas em estruturas graníticas presentes no NE brasileiro, a partir da relação de dados petrográficos e seus reflexos geomorfológicos, destacando não apenas a composição mineralógica, mas também os aspectos microestruturais.

Na origem do BRQ, o transporte e alojamento dos magmas ocorreram por controles tectônicos, associados à movimentação das ZC Quixeramobim e Senador Pompeu. Com isso, os reflexos tectônicos da origem desse granito também foram considerados na explicação da diversidade geomorfológica da área.

Diante do exposto, o papel das deformações rúpteis e dúcteis de direção preferencial NE-SW, geneticamente associadas às zonas de cisalhamento pré-cambrianas, influenciaram os lineamentos estruturais presentes no BRQ, principalmente nos *inselbergs* das SMN e SSB.

As estruturas de deformação foram responsáveis pelo condicionamento da dissecação das áreas suscetíveis ao intemperismo, como consequência, foram mais arrasadas. A densidade dos planos de deformação (fraturas) está associada ao condicionamento do BRQ pelas zonas de cisalhamento Quixeramobim e Senador Pompeu. À vista disso, é possível constatar um nítido controle estrutural, tanto no alinhamento dos *inselbergs* dômicos (*bornhardts*), principalmente nas SMN e SSB, quanto nas feições de dissolução, como *gnammas*, *karren* e *tafoni*, apresentando-se no sentido NE-SW.

A expressiva variedade de formas e feições geomorfológicas constituem um registro de processos associados à gênese do batólito, e com sua variedade mineralógica e estrutural, que permitiu a ação diferencial dos processos de intemperismo e erosão das rochas.

Contribuições dos Autores: Concepção, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H., DIÓGENES, D. H. V., CORDEIRO, A. M. N. e SIAME, L.; metodologia, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H., DIÓGENES, D. H. V.; software e cartografia, SIAME, L.; trabalhos de campo, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H. e SIAME, L.; análises petrográficas, DIÓGENES, D. H. V.; pesquisa, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H.; escrita do artigo, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H. e DIÓGENES, D. H. V.; revisão BASTOS, F. H., DIÓGENES, D. H. V., CORDEIRO, A. M. N. e SIAME, L.; supervisão, SOUZA, A. E. A., BASTOS, F. H., CORDEIRO, A. M. N. e SIAME, L. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico – FUNCAP, através da concessão de bolsa de mestrado, ao primeiro autor, por meio do Programa de Bolsas de Formação Acadêmica – (Chamada Pública nº 12/2024), além de contar com apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento

Científico e Tecnológico (CNPq – Projetos N° 403944/2023-6 e 303214/2025-2) e Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP – Projeto N° UNI-0210-00042.01.00/23).

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará (ProPGeo/UECE) pelo apoio logístico, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) pelo apoio financeiro e aos revisores da RBG pelos comentários e sugestões que contribuíram para a versão final do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. IGEOG-USP. **Boletim Geomorfologia**, n. 19, p. 1-38, 1969.
2. ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J. O papel da mistura de magmas na gênese do magmatismo granítico cálcio-alcálico Quixeramobim-CE. **Revista de Geologia**, UFC, v. 14, n. 1, p. 49-80. 2001.
3. ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, CE**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995. 279p. DOI: 10.11606/T.44.1995.tde-12082015-141200.
4. ALMEIDA, A. R.; PARENTE, C. V.; ARTHAUD, M. H. **Geologia da Folha Quixeramobim (SB.24-V-D-III)**, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Itatira e Boa Viagem. Ceará: UFC/CPRM, 2008. 205p. ISBN 978-85-7499-036-1.
5. ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J. O Batólito Granítico Quixeramobim-CE: aspectos estruturais internos e mecanismo de alojamento crustal. In: XX Simpósio de Geologia do Nordeste (SGN), Boletim 18, 2003, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: SGB. 2003. p. 20.
6. ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J. A época de ascensão e "emplacement" dos batólitos Quixeramobim e Quixadá com relação aos movimentos dúcteis das zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Quixeramobim. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia (CBG), Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Nordeste BA/SE, v. 2, 1996, Salvador. **Anais...** SGB. 2005. p. 8-10.
7. ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; JÚNIOR, D. L. M.; DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-paleozoico no Nordeste Oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 4, p. 451-462. 1988. DOI:10.25249/0375-7536.1988451462.
8. ALMEIDA, F. F. M.; HASSUÍ, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUNK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In SBG-Núcleo Nordeste, 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande/PB, **Atlas**, Boletim 6, 1977. p.363-391.
9. ALMEIDA, J. A. C.; FELIPE, L. B.; OLIVEIRA, D. C.; OLIVEIRA, I. P.; GROBEIRO, L. S. Granite landscape relief and its relationship to magma emplacement (Bannach Granite, Brazil), **Geomorphology**, v. 420, 2023.108515. DOI:10.1016/j.geomorph.2022.108515.
10. ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. 170f. Tese (Doutorado em Geologia)- Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
11. ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA-NETO, J. A.; TORQUATO, J. R. F. A zona de cisalhamento dúctil Quixeramobim (CE). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Pará. **Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 5.1988. p. 2248-2256.
12. AULER, A. S.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A. Palaeoenvironments in semi-arid northeastern Brazil inferred from high precision mass spectrometric speleothem and travertine ages and the dynamics of South American rainforests. **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers**, v. 2, p. 1-4. 2004.

13. BASTOS, F. H.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N.; MAIA, R. P. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro: uma proposta taxonômica. In: JUNIOR, O. A. C.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Eds.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. São Paulo: União da Geomorfologia Brasileira. 2022. p. 737-762.
14. BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, v. 93, p. 18-28. 2012. DOI:10.1016/j.catena.2012.01.013.
15. BEZERRA, F. H. R.; VITA FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2.
16. 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.
17. 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. INSB: 8532800114, 9788532800114.
18. BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino**. Tese (Doutorado em Geotectônica Pré-Cambriano) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.207p. DOI: 10.11606/T.44.1975.tde-21062013-104857.
19. CABY, R.; ARTHAUD, M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast, Brasil. **Geology**, v. 14, p. 871-874, 1986. DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<871:MPNOTB>2.0.CO;2.
20. CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil: In DALLMEYER, R.D. & LECORCHÉ, JP The West African Drogens and Circum Atlantic correlatives, **Springer-Verlag** p. 373-397.1991. DOI: 10.1007/978-3-642-84153-8_16.
21. CAMPBELL, E. M. Granite landform. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v.80, n. 3, p. 101-112, 1997. DOI: biostor.org/reference/256608.
22. CAMPBELL, E. M.; TWIDALE, C. R. The various origins of minor granite landformas. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, Coriña, v. 20, p. 281-306, 1995.
23. CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M. G.; MARTINS, G.; CASTRO, N. A. Radiometric, magnetic, and gravity study of the Quixadá batholith, central Ceará domain (NE Brazil): evidence for Pan-African/Brasiliano extension-controlled emplacement. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, n. 5, p. 543-551, 2002. DOI: 10.1016/S0895-9811(02)00082-2.
24. CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v.8, p. 2-22, 2007. DOI: 10.14393/RCG82015469.
25. CAVALCANTE, A. S. A. **Evolução Termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu-Ce**. 70f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.
26. CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; SIAME, L.; LIMA, D. L. S.; PAULA, D. P.; NETO, A. R. X. Geomorfologia do campo de Inselbergs de Chaval, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 1, e2247, 2023. DOI: 10.20502/rbg.v24i1.2247.
27. CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, n. 31, v. 1/2, p. 35-52, 2010. DOI: 10.5935/0100-929X.20100003.
28. COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 185-208, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1447.

29. CRANDALL, R. **Geographya, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil. Ceará, Rio Grande do Norte e Parahyba**. Rio de Janeiro, CIFOS, Serviço Geológico, Série 1, Publicação 4, 1910. 177p.
30. CRICKMAY, G. W. Granite Pedestal Rocks in the Southern Appalachian Piedmont. **The Journal of Geology**, v. 43, n.7, p. 745–758. 1935. DOI:10.1086/624365.
31. DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. Structural Geology of Rocks and Regions. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1996. 520p.
32. DELVIGNE, J. E. Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 1998. 516p. ISBN: 0921294433.
33. DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 40, n. 2, p. 695–707, 1970.
34. FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 11, n. 5, p. 439-455, 1995. DOI: 10.1016/S0895-9811(98)00027-3.
35. GAZZI, P. Le arenarie del Flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta*, Modena, v. 12, p. 69–97, 1966.
36. GOUDIE, A. S. Quantification of rock control in geomorphology. **Earth Science Reviews**, v. 159, p. 374–387, 2016. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.06.012.
37. HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. **Geology**, v.30, p. 447–450, 2002. DOI:10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2.
38. IPECE. **Perfil Básico Municipal (Quixeramobim)**. Fortaleza, Ceará, 2012, 18p.
39. LIMA, D. L. S.; BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N.; MAIA, R. P. Geomorfologia granítica do maciço de Uruburetama, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 373-395. 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1401.
40. MAIA, P. R.; BASTOS, F. H.; WALDHERR, F. R.; NASCIMENTO, M. A. N.; AULER, A. S. Breves considerações sobre tafoni em inselbergs: aspectos genéticos e morfoestruturais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 4, p. 1792–1811, 2022. DOI: 10.20502/rbg.v23i4.2090.
41. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, M. A. L.; CASTRO, H. S. MEIRELES, A. J. A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 239-253, 2015. DOI: 10.20502/rbg.v16i2.651.
42. MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i2.1295.
43. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo do nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014. DOI: 10.4215/RM2014.1301.
44. MARIANO, G.; GUIMARÃES, T. O.; CORREIA, P. B. Inventariação e quantificação do geossítio: arco granítico – Parque da Pedra Furada. *Estudos Geológicos*, v. 22, n. 2, p. 63-76, 2012. DOI: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v22n2p63-76.
45. MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Ed.). **Atlantic rift and continental margin**. American Geophysical Union. Washington: Publisher Am. Geophys. Union, 2000. p. 331-354. INBS: 0875900984.
46. MIGÓN, P. Bornhardt. In: GOUDIE, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, p. 92-93. 2006b. ISBN: 0–415–27298–X.
47. MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. New York: Oxford University Press Inc., 2006a. 417p. INBS: 0199273685.

48. NALETO, J. L. C.; ARAÚJO, C. E. G. **Geologia e recursos minerais da folha Mombaça – SB.24-V-D-V**: Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Fortaleza: CPRM, 2018. 64p. ISBN: 978-85-7499-373-7.
49. NEAL, J.; HAWKER, L.; UHE, P.; PAULO, L.; SOSA, J.; SAVAGE, J.; SAMPSON, C., 2023. FABDEM: A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letters**. 17, 2022, 024016. DOI: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f>.
50. NEVES, S. P; **Granitos Orogênicos**: da geração dos magmas à intrusão e deformação. Rio de Janeiro: Synergia, 2012. 148p. INBS: 978-85-61325-78-7.
51. PALHETA, E. S. M. **Geologia e recursos minerais da folha Senador Pompeu – SB.24-V-D-VI**: Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Fortaleza: CPRM, 2017. 150p. ISBN: 978-85-7499-347-8.
52. PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1974. 158p.
53. 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, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.009.
54. PEULVAST, J-P; CLAUDINO-SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, p. 39-60, 2008. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.005.
55. PINÉO, T. R. G.; PALHETA, E. S. M. **Projeto mapa geológico e recursos minerais do Estado do Ceará**. Escala: 1:500.000. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, 2020. 92p. ISBN 978-65-5664-163-8.
56. SANTOS, G. L. B.; MAIA, R. P.; TRAVASSOS, L. E. P.; SOUZA, A. S. V. Origem e Evolução de feições de dissolução em inselbergs graníticos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 25, n. 2, e2469, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i1.2469.
57. SIAL, A. N. The post-palcozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. **Academia Brasileira de Ciências (UFPE)**, v. 48, p. 299-311, 1976.
58. SOUSA, L. M. O.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; CALLEJA, L.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; RODRÍGUEZ REY, A. Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 77, p. 153–168, 2005. DOI: 10.1016/j.enggeo.2004.10.00.
59. TORQUATO, J. R. F.; ALMEIDA, A. R.; SIDRIM, A. C. G.; MARANHÃO, C. M. L.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ANDRADE FILHO, J. F.; SOUZA, J. V; SOUZA, M. J. N; ARTHAUD, M. H. Granitoides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. **Revista de Geologia**, UFC, v. 2, n. 1/2, 1989. 145p.
60. TWIDALE R. C. Bornhardts and associated fracture patterns. **Revista de La Asociación Geológica Argentina** v.62 n. 1,p. 139-153, 2007.
61. TWIDALE, C. R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 372p. DOI: 10.7202/032556ar.
62. TWIDALE, C. R. The research frontier and beyond: granitic terrains. **Geomorphology**, v. 7, n. 3, p. 187-223, 1993. DOI: 10.1016/B978-0-444-89971-2.50013-4.
63. TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. On the multistage development of etch forms. **Geomorphology**, v. 11, p. 107-124, 1994. DOI: 10.1016/0169-555X(94)90076-0.
64. TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. E.; CENTENO, J. Sheet fractures: Response to erosional offloading or to tectonic stress. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band**, v. 106, p. 1–24. 1996.
65. TWIDALE, C. R; VIDAL ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. CRC Press Inc., Boca Raton, USA, 2005. 362p.

66. VAUCHEZ, A; NEVES, S. P; CABY, R; CORSINI, M; EGYDIO-SILVA, M; ARTHAUD, M. H; AMARO, V. E. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 246-266, 1995. DOI: 10.1016/0895-9811(95)00012-5.
67. VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. **Geomorphology**, v. 31, p.13-27, 1999. DOI: 10.1016/S0169-555X(99)00070-7.
68. VIDAL ROMANÍ, J. R; TEMIÑO, J. Y. Historia de La morfogénesis graníticas. **Caderno La. Xeolóxico de Laxe**, v. 29, p. 331-360, 2004.
69. WILLIAMS, R. B. G.; ROBINSON, D. A. Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces. **Geografiska Annaler**, v. 71, n. 3/4, p. 145–159, 1989. DOI: 10.2307/521386.
70. WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P.; 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, 2004. DOI: 10.1038/nature03067.
71. WARD, S. Tafoni. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, 2006. p. 1034-1035. ISBN 0-415-27298-X.
72. ZANELLA, M. E. Caracterização Climática e os recursos hídricos do Estado do Ceará. In: SILVA, J. B.; CALVACANTE, T.; DANTAS, E. W. C. (Ed.). **Ceará: Um Novo Olhar Geográfico**. 1. ed. Fortaleza: Demócrito Rocha, 2007. p. 169-188.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.