

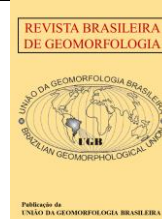


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, n° 3 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i3.2249>



Artigo de Pesquisa

Aspectos morfoestruturais do carste em arenitos no Nordeste Brasileiro: O caso de Castelo do Piauí

Karst in Sandstone: Morphostructural and evolutionary aspects in Northeast, Brazil

Rubson Pinheiro Maia

Departamento de Geografia – Universidade Federal do Ceará – UFC.
Fortaleza – CE, Brasil. rubsonpinheiro@yahoo.com.br
<https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

Recebido: 26/06/2022; Aceito: 10/07/2023; Publicado: 03/09/2023

Resumo: Diversas feições de carste em arenito ocorrem nos afloramentos da Formação Cabeças (Arenitos Devonianos) na borda leste da Bacia do Parnaíba no Nordeste brasileiro. Nesse trabalho, será focado os aspectos genéticos para a formação do carste no município de Castelo do Piauí. A área é formada por superfícies erosivas pontilhadas por feições residuais do tipo ruiformes que se distribuem na forma de platôs seccionados por galerias multidirecionais, pináculos e tors. Através de trabalhos de campo, fotogrametria de alta resolução e elaboração de perfis de empilhamento vertical, foi estabelecida uma correlação entre estrutura condicionante e forma resultante. Foi possível constatar que a predisposição ao desenvolvimento do carste, nesse caso, é representada pela densidade de fraturamento, que por sua vez é razão da espessura das camadas. Em camadas delgadas, a densidade se mostrou superior, quando comparada as camadas mais espessas (>30cm). O incremento de permeabilidade gerada pela formação de uma porosidade secundária, concentra o fluxo hidráulico e leva a formação de vugs, que são o ponto de partida da carstificação. Os estágios evolutivos iniciam com a formação da galeria, primeiro no plano da fratura e depois expandindo-se ao longo da camada com maior porosidade vugular. A expansão das galerias leva ao colapso de teto com formação de dolinas e a individualização de blocos na forma de pináculos.

Palavras-chave: Carste, Arenito, Porosidade, Fratura.

Abstract: A number of karst features are developed in the sandstone outcrops of the Cabeças Formation (Devonian), located in the eastern portion of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. In this study we focused on the genetic aspects related to the karst formation near the town of Castelo do Piauí. The landscape in this area is composed of erosive surfaces above which ruiniform-type landforms rise, such as plateaus sectioned by multidirectional galleries, pinnacles, and tors. Field surveys allowed us to carry out high-resolution photogrammetry and elaborate vertical stacking profiles, through which a correlation between controlling structure and resulting forms was established. It was possible to determine that the susceptibility to karst development is represented by the fracture density, which controls layer thickness. Accordingly, the fracture density is higher in thin layers, when compared to the thicker ones (> 30 cm). The permeability increase resulting from the secondary porosity concentrates the hydraulic flow and leads to the formation of vugs, which are conducive to karstification. The evolutionary stages are initiated by gallery formation, firstly in the fracture plane and then expanding along the layer with higher vugular porosity. The gallery enlargement leads ultimately to ceiling collapse and doline formation, as well as individualization of blocks in the form of pinnacles.

Keywords: Karst, Sandstone, Porosity, Fracture.

1. Introdução

Em rochas calcáreas e graníticas, muito conhecimento foi produzido acerca de sua morfologia (MIGON, 2021). Para o carste desenvolvido em carbonatos alguns trabalhos como e.g. Jennings (1986), Gunn (2003), Ford e Williams, (2007), Klimchouck (2007) tem sido importantes referências. Em rochas graníticas têm-se contexto semelhante, com os trabalhos de Twidale (1982), Godard et al., (2001), Twidale e Vidal-Romani (2005), Migoñ (2006). Quando se trata de rochas areníticas, mesmo que as formas de relevo se assemelhem aquelas encontradas em calcário (HARDT et al., 2013), a quantidade de referências é menor (SELF E MULLAN 2005), destacando-se os trabalhos e.g. Wray (1997), Yong e Yong (1992) e Yong et al., (2009).

No Brasil, diversas ocorrências de carste em arenito podem ser encontrados. Destacam-se a Chapada dos Guimarães – MT (HARDT, 2009), Vila Velha e Campos Gerais – PR (SALLUM FILHO e KARMANN, 2007, PONTES et al 2022; MELO et al., 2015), Catimbau – PE (VALENÇA et al., 2017), Chapada Diamantina – BA, (PEREIRA, 1998) Serra da Capivara e Sete Cidades – PI (SANTOS, 2001, DELLA FAVERA, 2002) e Chapada das Mesas – TO e MA (MARTINS et al 2017). Embora a ocorrência dessas feições já esteja documentada na bibliografia, aspectos acerca de sua formação, ainda não são totalmente conhecidos. Nesse trabalho, faremos uma análise acerca do carste desenvolvido em rochas areníticas da Formação Cabeças, unidade Devoniana da Bacia do Parnaíba. Tal análise será feita com foco no ponto de partida da carstificação, demonstrando desde a formação do poro, até o desenvolvimento da cavidade. As unidades amostrais foram feições de carste situadas no município de Castelo no estado do Piauí – Nordeste do Brasil. Para tanto, foram estudados os condicionantes estruturais da erosão diferencial, até os diferentes estágios de desenvolvimento, dentro de um modelo evolutivo.

2. Caracterização da área de estudo.

A área de estudo está situada próximo a borda oriental da bacia do Parnaíba no Piauí, e envolve feições residuais de carste na forma de lajedos, platôs, pináculos e pequenas cavernas.

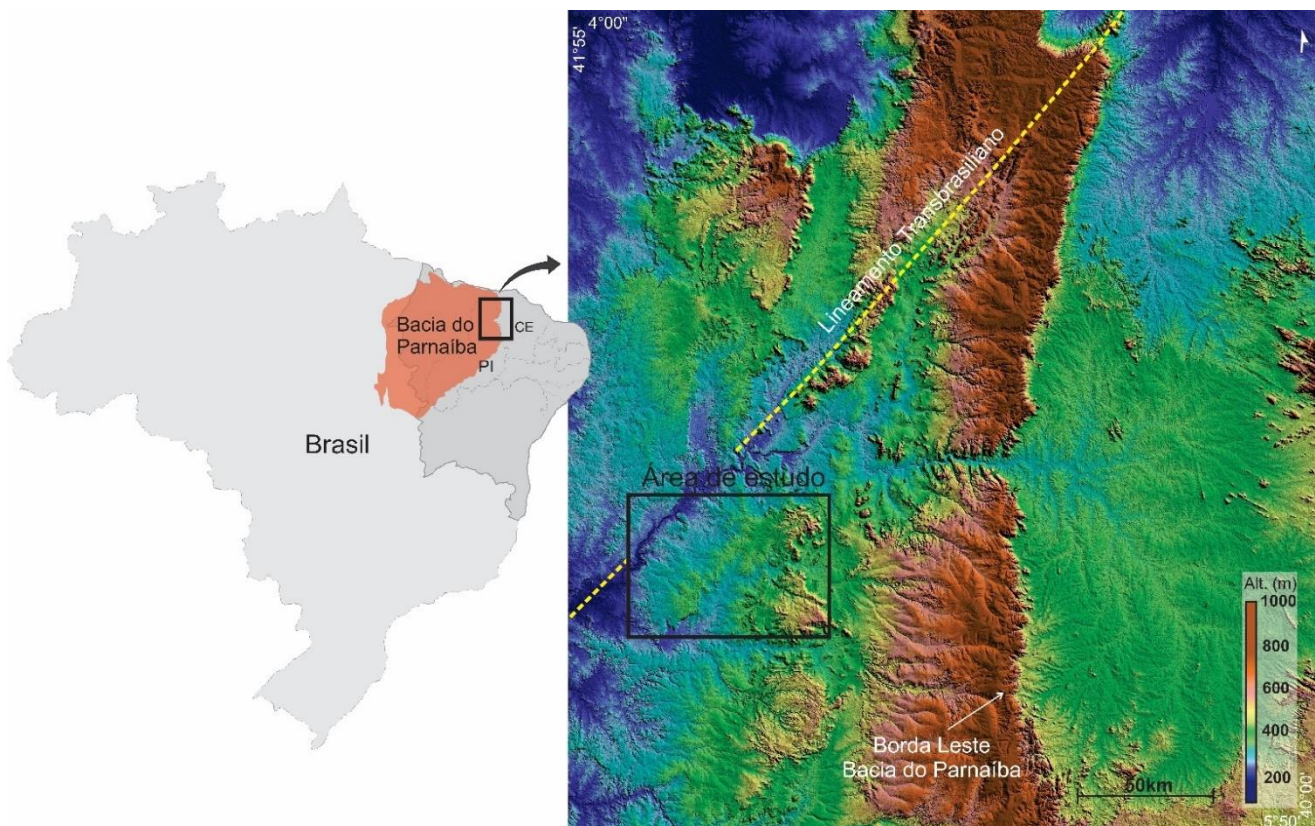


Figura 1. Mapa de Localização da área de estudo. Na imagem de relevo a direita, o escarpamento N-S corresponde à borda leste da Bacia do Parnaíba. (Imagem elaborada a partir de edição de dados SRTM-30).

A Bacia do Parnaíba localiza-se na região nordeste, abrangendo os estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará. Apresenta forma elíptica, com eixo de maior desenvolvimento, orientado para NE-SO com um comprimento de aproximadamente 1.000 km. Em seu depocentro, a espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500m (VAZ et al., 2007).

Na área de estudo, a principal unidade aflorante é a Formação Cabeças que é constituída por arenitos cinza claros a brancos, médios a grossos com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos (VAZ et al., 2007), associados predominantemente a um ambiente deltaico com influência fluvial (VETORAZZI, 2012).

A Formação Cabeças, mesmo tendo suas camadas superficiais constituídas por arenitos, apresenta crostas ferruginosas aumentando sua resistência à erosão e mantendo-a como outro patamar estrutural mais elevado do que as rochas aflorantes da Formação Pimenteiras (LIMA; AUGUSTIN, 2010).

Amplas superfícies aplainadas desenvolvem-se nas unidades aflorantes da Bacia do Parnaíba. Essas unidades envolvem o Grupo Serra Grande, a Formação Cabeças e Pimenteiras. Pequenos platôs residuais e pináculos dispersos entre amplas superfícies aplainadas compõem o quadro geomorfológico regional (Figura 2). A drenagem é em sua maioria encaixada em estruturas rúpteis do arenito originando padrões em treliça com diversos cânions.

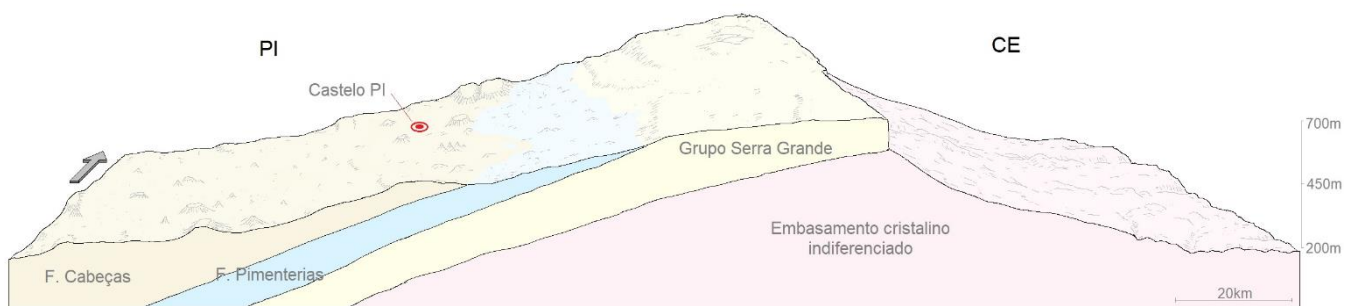


Figura 2. Perfil esquemático E-W da borda oriental da bacia do Parnaíba.

O clima é semiárido, caracterizado pela predominância de altas temperaturas em um regime de chuvas concentradas principalmente nos primeiros meses do ano. Segundo Nimer (1989), é influenciado pela zona de convergência intertropical (ZCIT), com período seco de junho a janeiro e úmido de fevereiro a maio. Esse sistema de chuvas é controlado principalmente por diversos mecanismos (frentes frias, o deslocamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical, os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior - VCAS e as ondas de leste) (NOBRE, 1994). As precipitações pluviométricas somam um total de 800 mm anuais na média e a temperatura fica em torno de 27° C, com mínima de 20° C e máxima de 36° C. A umidade relativa do ar ao longo do ano na região é em torno de 70% e acompanha a curva de precipitação pluviométrica, com valores mais elevados observados de fevereiro a maio e valores mais baixos de junho a janeiro (INMET, 2020).

2. Materiais e Métodos

O método empregado envolveu ampla revisão bibliográfica especializada em carste em rochas areníticas, trabalhos de campo, aquisição de imagens com veículo aéreo não tripulado (Vant) modelo DJI Phantom 4 Pro. A aquisição de imagens utilizou técnicas de fotogrametria e processamento digital de imagens. Os trabalhos de campo objetivaram: 1. Realizar imageamento aéreo de alta resolução para a elaboração de modelos tridimensionais do relevo e ortomosaicos, além de modelos fotogramétricos, processados em alta densidade de nuvem de pontos, no Agisoft PhotoScam licenciado para o Laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal do Ceará. O ortomosaico obtido com 276 fotografias, permitiu a elaboração de um mapa de lineamentos detalhado (Pixel = 3cm). O processamento envolveu o alinhamento das ortofotos, a geração de nuvem de pontos homólogos e a criação de modelos tridimensionais do relevo. Os vôos foram realizados nas modalidades automática e manual, a 60 metros de altura no nadir, a 40 metros com 45° e 20 metros a 0°. Os modelos permitiram além da visualização 3d, a extração detalhada de dados acerca de aspectos estruturais como *trends* de fraturas e juntas. 2. Descrição e classificação das formas de relevo segundo seus padrões de formas, estágio evolutivo, localização e direções preferenciais. Nesse etapa, fora identificado e caracterizado as camadas com alta concentração de vugs (Poros de 2mm a 5cm) 3. Análise morfoestrutural com base na relação entre desenvolvimento do carste e a densidade do

fraturamento e da porosidade secundária. Os shapes de lineamentos e rosetas foram elaborados no QGis 3.16 e os blocos diagrama desenhados no Corel Draw 2020 licenciado para o autor deste artigo.

3. Resultados

As feições de relevo seguem dois planos preferenciais de carstificação. Esses planos de carstificação são verticais, quando associados a fraturas, e horizontais, quando associados a camada. O primeiro é representado por *trends* de fraturas que condicionam a formação de cânions a partir do encaixe da rede de drenagem. A segunda, ocorre a partir da desintegração granular do arenito ao longo dos planos de acamamento. Esses planos, do ponto de vista estrutural, associados a densidade de fraturas constituem o principal mecanismo de suscetibilidade da camada ao processo de carstificação.

Na figura 03, observa-se o sentido da carstificação segundo sua estrutura condicionante (vertical para fratura e horizontal para camada).

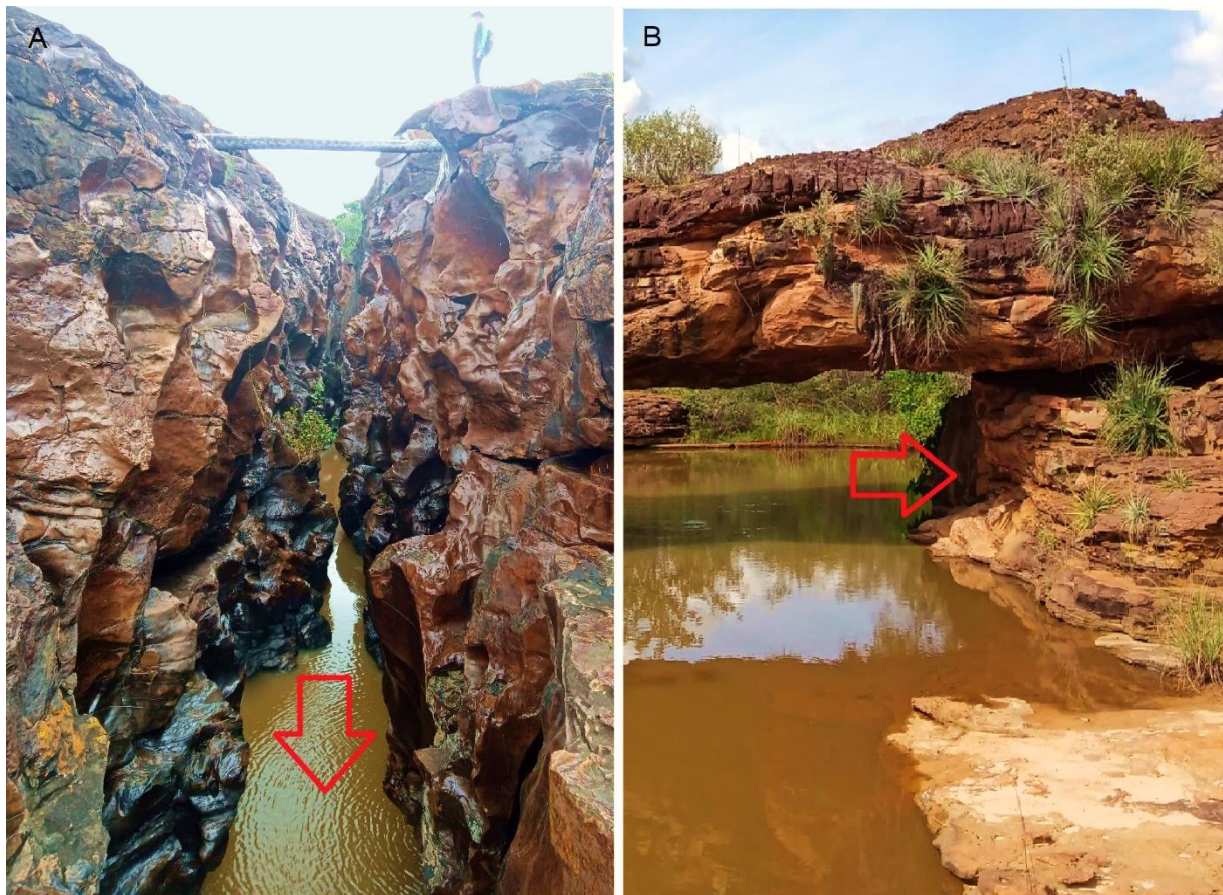


Figura 3. Orientação da carstificação. Foto A: Cânion formado pelo alargamento do plano de fratura. Foto B: Cavidade formada por expansão horizontal do carste em camadas areno-silticas. Na foto B, as macambiras (*Bromelia luciniosa*) têm em média 90 cm.

Ao longo dos planos de fraturas e acamamento, o intemperismo abre galerias de acordo com a predisposição das fácies areníticas a carstificação. Na Formação Cabeças, por ser tratar de rochas siliciclástica, a dissolução química é limitada, uma vez que o cimento na forma de óxido apresenta-se menos instável. Desse modo, é preciso que haja um condicionante estrutural que facilite a circulação de fluidos em seu interior. No caso, tal condicionante é representado pelos planos de acamamento. Foi observado que a porosidade vugular desenvolve-se preferencialmente em camadas delgadas, onde a densidade do fraturamento é maior. Essa maior densidade de fraturas verticais conectando camadas longo dos planos de acamamento, cria uma porosidade secundária que concentra o fluxo. Ao longo dessas camadas, mais finas, mais fraturadas e, portanto, mais permeáveis está concentrada a carstificação. As fraturas fornecem a porosidade secundária da rocha, mas precisam estar conectadas para gerar uma zona de permeabilidade. Nesse caso, os estágios da carstificação iniciam com a conexão

de fraturas a partir da expansão dos vugs (Poros que variam entre 2mm e 5cm), que criam nível de dissolução verticais e horizontais que dão um aspecto esponjoso a camada (Figura 4).



Figura 4. Carstificação da Formação Cabeças - PI. Foto A: Galeria vertical aberta entre fraturas verticais (Setas verdes). Setas frontais indicam a orientação NW-SE e E-W. Foto B: Formas dos vugs e alvéolos. Seta vermelha A indica vugs circulares do estágio inicial. A seta amarela B indica a coalescência de vugs no plano da camada gerando um nível de dissolução horizontal. As setas amarelas C indicam vugs alongados na vertical, formados pela carstificação em planos de fraturas em camadas delgadas.

Os modelos fotogramétricos permitiram uma análise detalhada da relação entre *trends* de fraturas e juntas com as orientações das cavidades. Foi constatado que no caso da Pedra do Castelo (Figura 7) a forma elipsoidal do platô sugere um eixo de dissecação orientado na direção NW-SE. Subordinada a essa direção tem-se as galerias que se desenvolvem a partir do alargamento de fraturas de direção E-W. Os planos de fraturas (Figura 4a) ficam expostos no teto das galerias. Nesses planos, a ausência de precipitação química limita a formação de espeleotemas que ausentes na área.

Os lineamentos estão expostos na forma de *trends* de fraturas e juntas nas bordas do platô. Na parte central, uma camada superficial de seixos recobre parcialmente a superfície. A análise dos *sets* de fraturas revelou uma tendência NW-SE que coincide com a orientação do platô, que possui formato sigmoidal NW-SE com eixo de maior desenvolvimento de 80 metros. Essa direção, controla feições da morfologia atualmente subordinada a circundenudação, que resulta principalmente de processos de colapso de borda. A segunda direção principal, com tendência E-W comanda as feições endocarsticas representadas pelas galerias principais (Figura 5 - B). A morfologia interna das galerias divide-se em horizontalizadas e verticalizadas. As galerias horizontalizadas se formam nos casos em que a expansão da carstificação se deu no plano da camada e as verticalizadas, resguardam na morfologia sua influência morfoestrutural primária, representada pela carstificação no plano da fratura (Figura 5).

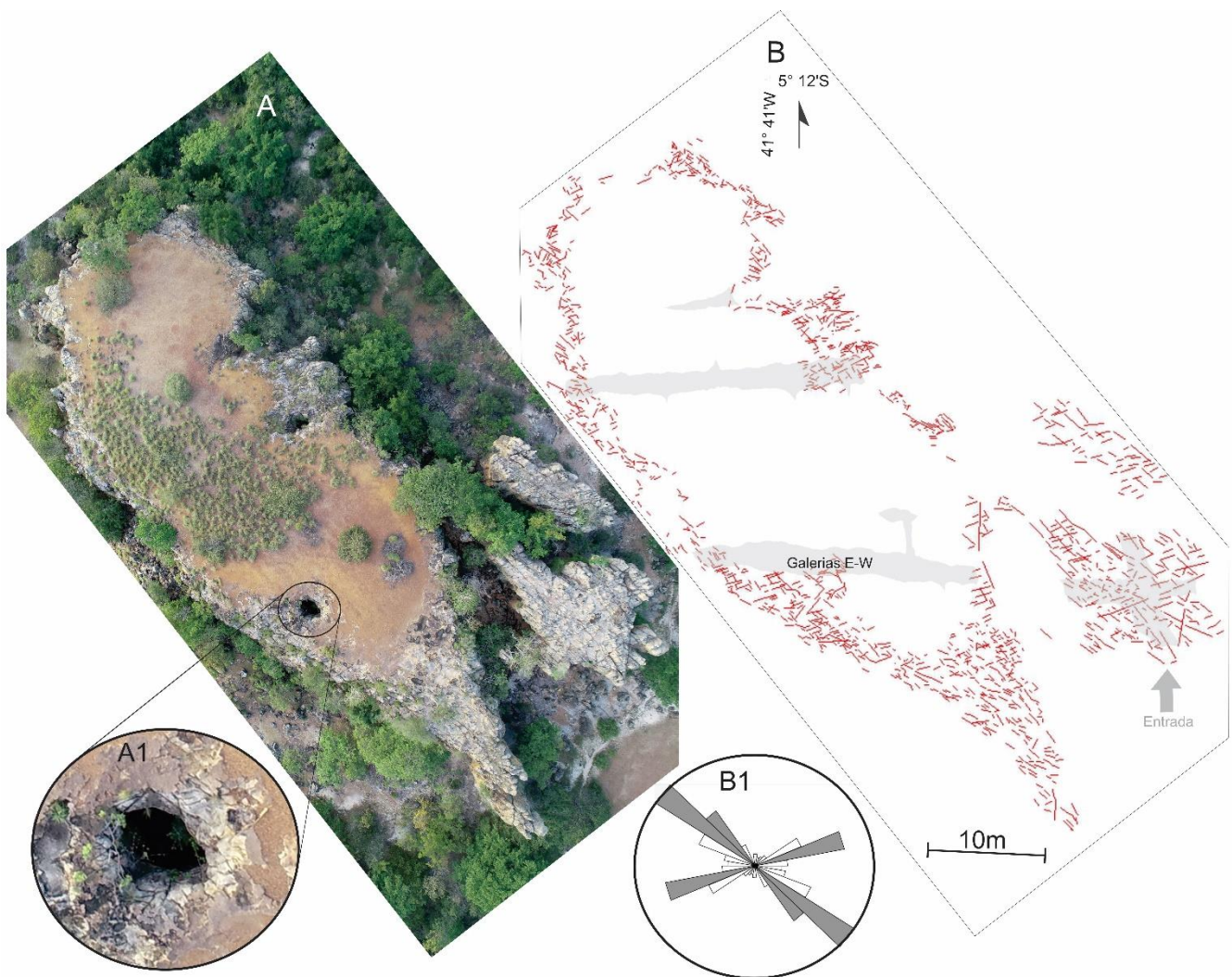


Figura 5. Ortomosaico da Pedra do Castelo (A) e Mapa de lineamentos com galerias (B). A1 – Dolina de colapso/clarabóia. B1 – Direções de fraturas.

4. Discussão

Segundo White (1988), o carste pode ser definido como uma combinação de processos e formas, onde os processos são dominados pelo intemperismo químico e erosão sobre o intemperismo físico e as formas, um conjunto de características específicas, como feições de dissolução e relevos ruiniformes. Sobre a carstificação de rochas areníticas, Turkington e Paradise (2005) fizeram ampla revisão das formas de intemperismo e demonstraram que terrenos constituídos por rochas siliciclásticas não carbonáticas, tais como quartzarenitos e seus correspondentes metamórficos, podem desenvolver feições cársticas (WRAY 1997; WRAY e SAURO, 2017). Muitos trabalhos tem demonstrado o desenvolvimento de carste em rochas areníticas (e.g. GRAB, 2015; SELF e MULLAN, 2005; SHADE et al., 2015; WRAY, 2009; YOUNG et al., 2009; MIGON, 2020, 2021; HARDT et al., 2013; FILIPPI et al., 2021; UAGODA et al., 2011).

Para compreender os processos de carstificação em um litotipo específico, é necessário identificar seus mecanismos de formação e evolução. Estes mecanismos resultam em feições de dissolução e precipitação desenvolvidas em macro a microescalas (PONTES et al., 2022). Em microescala, o início da carstificação se concentra ao longo de zonas de fluxo, onde a permeabilidade gerada pela porosidade secundária, representada pelo fraturamento (BAGNI et al., 2022), podem representar 30 a 60% da porosidade total (XIN GU et al., 2020) gerando um efeito esponjoso a camada. Isso por que em um bloco de 1m³ fragmentado em cubos de 10mm o aumento da área de superfície exposta atinge 10⁶ (YONG et al., 2009). Compreender como as fraturas influenciam o fluxo de fluidos é essencial para entender a evolução do carste (FURTADO et al., 2022). A densidade do fraturamento está relacionada à nucleação de redes de fraturas de acordo com a forma de conexão entre si

(AGOSTA & AYDIN, 2006). Assim, a intensidade da permeabilidade está associada a redes de fraturas bem conectadas (LA BRUNA et al., 2021, PONTES et al., 2021), que geralmente se localizam dentro de zonas de dano de uma falha (DE JOUSSINEAU & AYDIN, 2007). Na área de estudo, essa conectividade, também pode ser percebida, através do fraturamento gerado em camadas delgadas, onde sets de fraturas verticais conectam com fraturas horizontais ao longo dos planos de acamamento (PONTES et al., 2021). Ao longo desses setores, de fraturas interconectadas, têm-se a zona de maior permeabilidade e, portanto, de carstificação (RABELO et al., 2020). A esse respeito, para os arenitos da Formação Furnas, Melo et al. (2011) e Pontes et al. (2022), apontam para um controle estratigráfico e litológico, com predomínio em arenitos de granulação média. As estruturas sedimentares, como planos de estratificação, descontinuidades entre camadas e estruturas tectônicas (fraturas e falhas) exercem controle determinante no número, tipo e dimensões das feições cársticas (PONTES et al., 2021). Nesse caso, as galerias, sua orientação e morfologia, expressam o máximo do processo de carstificação ao longo de fraturas e camadas mais permeáveis. O modelo expresso na figura 6 demonstra a formação do carste (Estágio B) a partir da intensidade do fraturamento de acordo com a espessura da camada. Os demais estágios, (C e D) mostram a expansão das microcavidades ao longo dos planos de acamamento até a formação da galeria.

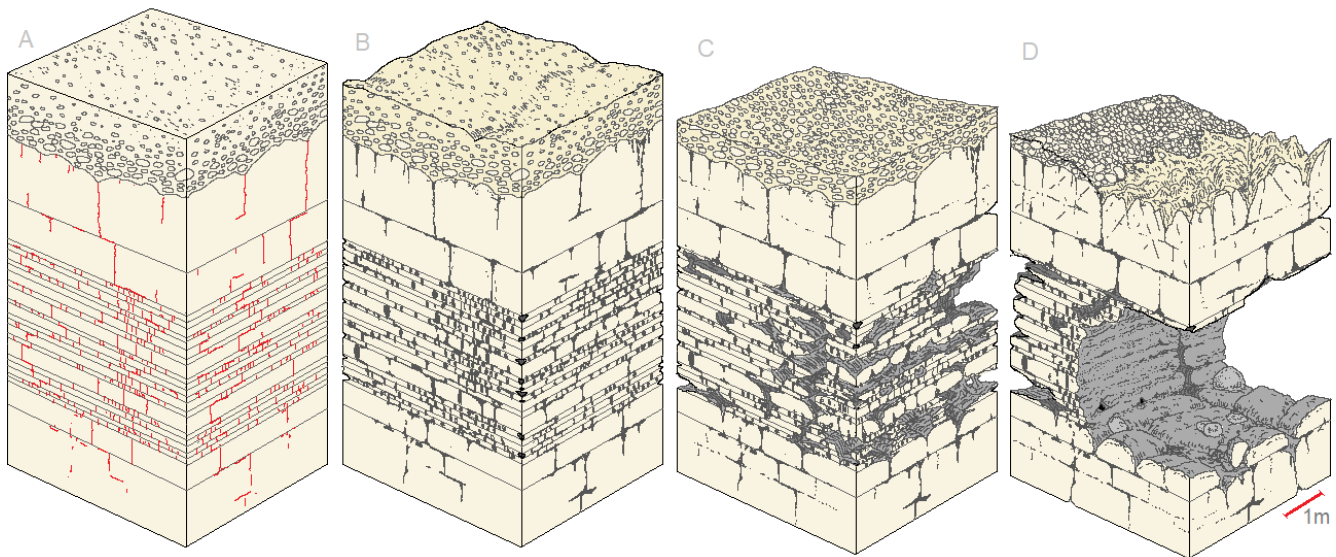


Figura 06. Estágios da carstificação na formação de cavidades. Modelo elaborado com base no Carste da Pedra do Castelo em Castelo do Piauí. A: Estágio inicial, com densidade de fraturamento inversamente proporcional a espessura da camada. B: Formação da porosidade vulgular concentrada nas camadas delgadas, onde a permeabilidade é maior. C: Expansão dos vugs, formação dos alvéolos e níveis de carstificação horizontais e verticais. D: Colapso parcial de camadas intensamente carstificadas e formação de galerias cársticas.

Conforme demonstrado por Furtado et al. (2022), o sistema de fraturas é essencial para a conectividade, permeabilidade e desenvolvimento das cavernas. Assim, através de descontinuidades sedimentares e estruturais como estilólitos e fraturas, inicia-se a carstificação multiescala a partir da percolação do fluido epigenético. (ARAÚJO et al., 2021).

Ao longo de sistemas de fraturas em arenitos, Meccia et al (2019) propôs um modelo analítico desenvolvido para avaliar a escala espacial e temporal do intemperismo químico. Tal modelo foi baseado no transporte por difusão, que ocorre da massa rochosa em direção às paredes da fratura impulsionada pelo gradiente de concentração de SiO₂ entre a água nos poros da rocha (alto teor de sílica) e a água que flui na fratura (baixo teor de sílica). Por causa da difusão molecular, a água intergranular torna-se insaturada em relação à sílica. Isso promove a dissolução do quartzo nos contornos de grão (YOUNG et al., 2009) e resulta em um perfil de porosidade diminuindo das paredes da fratura em direção ao interior da rocha. Os grãos individuais da rocha são liberados e gradualmente removidos pela água que flui para dentro da fratura quando um valor crítico de porosidade é atingido. Este processo aumenta drasticamente a taxa de ampliação da fratura e sugere que a reação lenta entre o quartzo e a água é o fator-chave para a formação de características cársticas subterrâneas em arenito, caso contrário, a saturação de sílica seria alcançada após curtas distâncias e o intemperismo profundo nesta litologia não seria

possível. O quartzo é considerado um dos minerais menos solúveis da crosta terrestre e, portanto, dificilmente é afetado pelo intemperismo químico, sendo a dissolução intergranular do quartzo um processo fundamental, que aumenta a porosidade da rocha e diminui sua resistência à erosão (WRAY E SAURO, 2017). De acordo com Martini (2000), o processo de carstificação em arenitos têm essencialmente duas fases. A primeira é dominada pelo intemperismo químico, na qual a dissolução atua no domínio intergranular, dissolvendo o cimento e promovendo a individualização dos grãos de quartzo. Após esta fase de desagregação química, ocorre uma segunda, controlada pelos processos erosivos, na qual os grãos de quartzo podem ser evacuados, principalmente através do processo de piping (FABRI, et al., 2014).

Na Pedra do Castelo – PI, as galerias se desenvolvem limitadas a camadas porosas (Figuras 4, 6 e 7), onde se observa concentração de vugs e honneys-combs. A ampliação dos honney-combs leva ao colapso da parte da camada extremamente porosa gerando a ampliação horizontal da galeria.



Figura 7. A: Entrada da Pedra do Castelo. B: Modelo fotogramétrico interpretativo da Pedra do Castelo.

O controle estrutural sobre o relevo, também é observado em escala regional, com intensos processos de carstificação ao longo de zonas mais deformadas. A esse respeito, Bagni et al. 2022, demonstrou que a carstificação segue eixos de deformação estrutural sendo feições geomorfológicas como vales estruturais e cânions, a expressão máxima deste processo. Nesse caso, a dissolução meteórica superposta em rochas carbonáticas combinando as análises de configuração deposicional, diagênese e arquitetura estratigráfica.

Na área de estudo, três estágios evolutivos sumarizam de modo simplificado, a carstogênese em questão. No primeiro estágio (Bloco 2, Figura 8) tem-se os trends de fraturas bem marcados em superfície, com o início da carstificação ao longo dos sistemas de juntas. No segundo estágio, tem-se a ampliação das galerias ao longo das direções estruturais. A maior densidade de fraturamento, leva ao aumento da permeabilidade, como já demonstrado, levando a maior carstificação. Entre as fraturas, formas residuais originam-se na forma de pináculos. Nesse caso, como remanescentes de um processo erosivo condicionado pela estrutura (Bloco 3, Figura 8). Os pináculos observados na comunidade Picos dos Andrés (Figura 8b), em Castelo do Piauí, se formam no arenito laterizado e estão orientados na direção NE-SW individualizados por corredores de carstificação. O mesmo contexto pode ser observado em pináculos cársticos de sete cidades no Piauí, onde formas residuais se alinham entre corredores estruturais de carstificação (Figura 8).

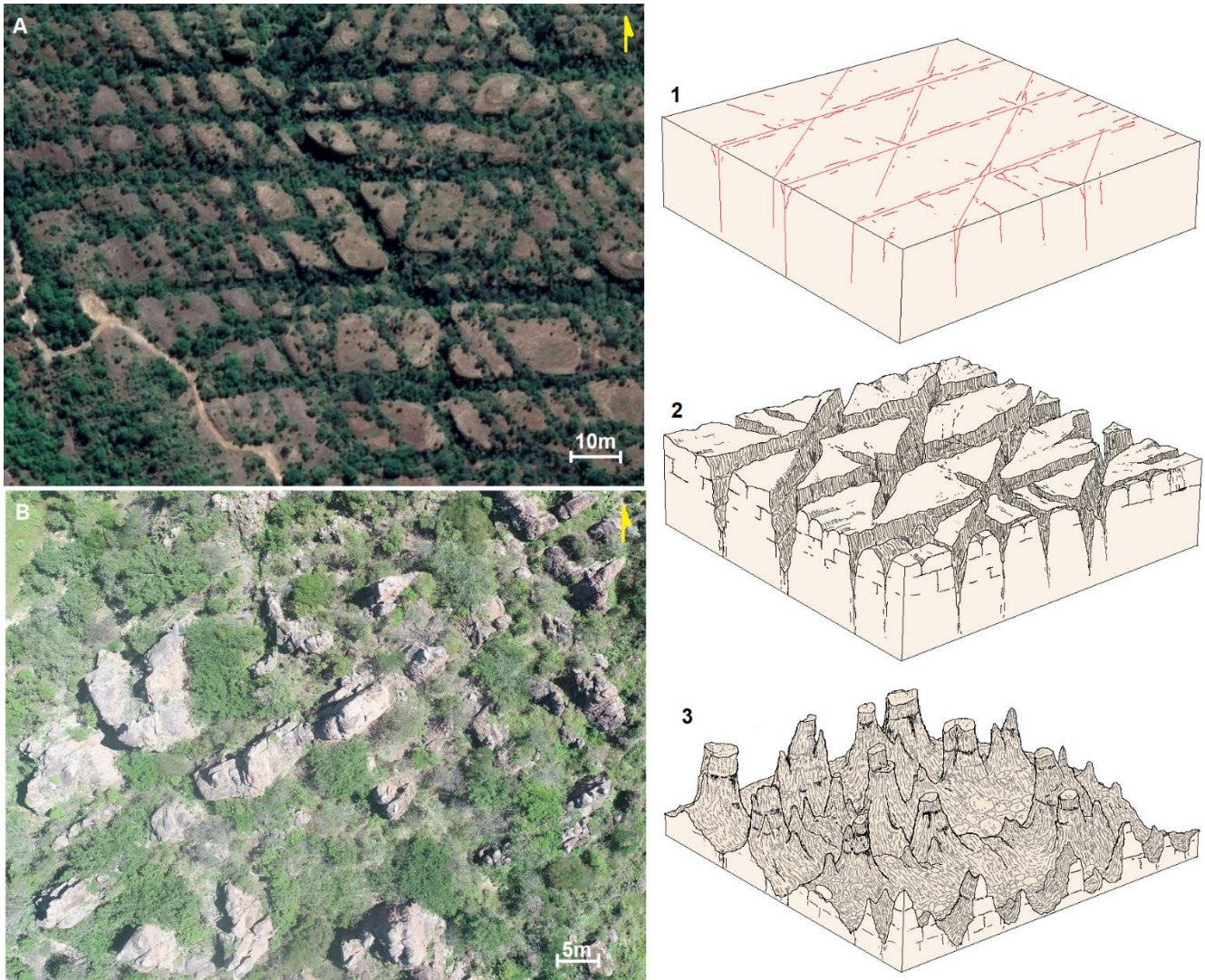


Figura 8. Estágios evolutivos da Formação de pináculos cársticos em rochas areníticas. Fotos A e B, correspondentes aos estágios 2 e 3, representados pelos blocos diagrama.

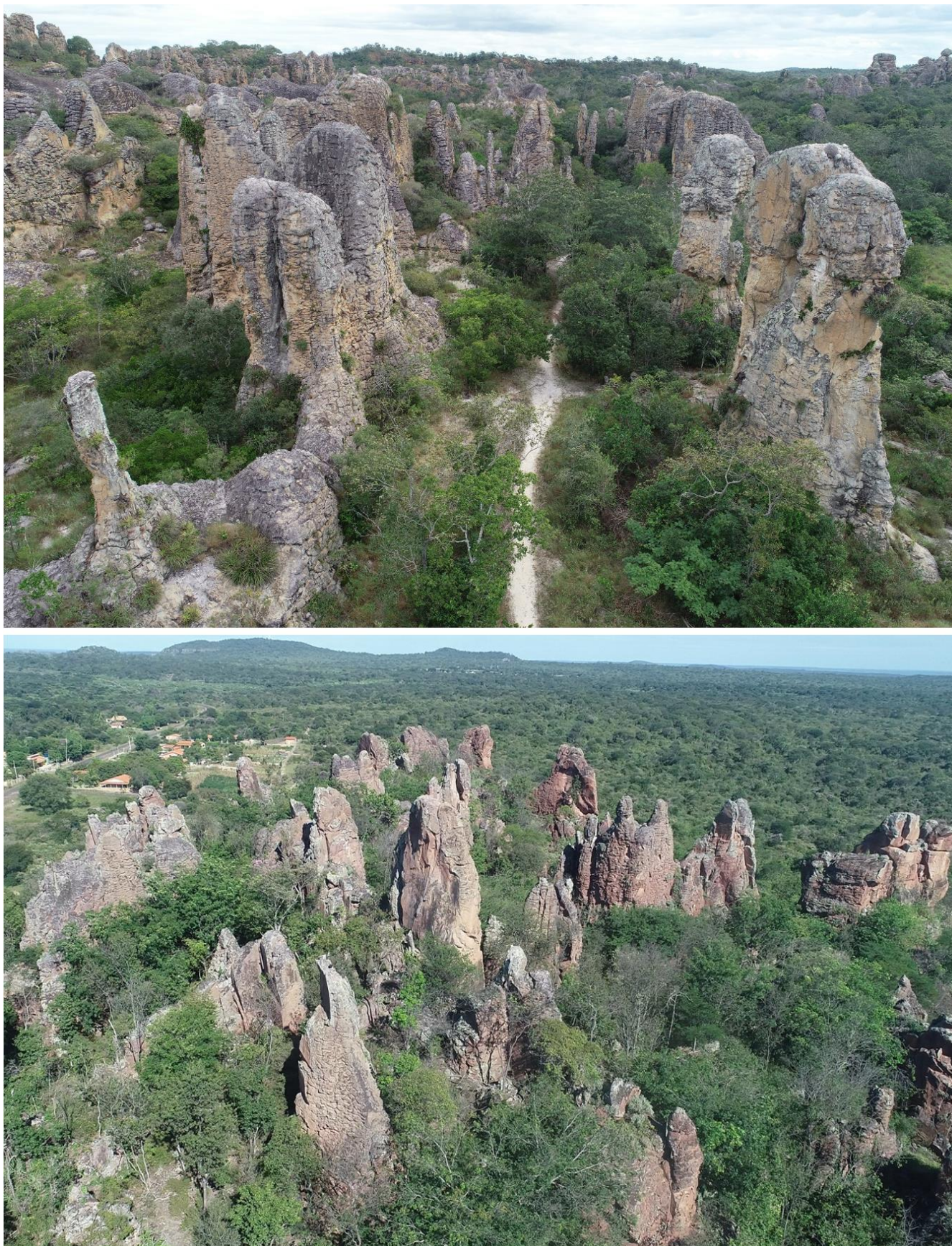


Figura 9. Exemplos de rock cities na forma de pináculos residuais (Fase 03 do modelo evolutivo demonstrado na figura 8). Foto A: Sete Cidades - Piauí. Foto B: Picos dos André – Castelo – Piauí.

5. Conclusões

Os dados apresentados nesse trabalho, apontam que no interior de uma unidade litoestratigráfica, como o arenito, as diferentes concentrações de densidade de microfraturas verticais e horizontais, constituem o meio pela qual a carstificação pode se desenvolver. As etapas para tal processo, iniciam-se na formação dos vugs (microporos), seguido de sua ampliação e formação de honney-combs e depois a ampliação destes e formação de dutos e cavidades. A carstificação ao longo de camadas com maior porosidade secundária, leva a zonação da permeabilidade. Em camadas mais permeáveis, a desagregação do arenito, leva a formação da porosidade vugular. Nas camadas com muita porosidade vugular, as cavidades se formam seguindo a orientação de *sets* de fraturas principais. Na área de estudo, a orientação NW-SE controla a forma sigmoidal do platô da Pedra do Castelo. A direção E-W controla a formação das galerias, que são na maioria verticalizadas em forma de losango, com eixo horizontal de desenvolvimento situado no nível da camada com maior porosidade vugular. Ambas as direções, resultam dos efeitos locais da deformação associada as reativações cenozoicas do lineamento transbrasiliano, que atravessa a área na direção NE-SW.

Referências

1. AGOSTA, F.; AYDIN, A. Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, Central Italy. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 28, n. 8, p. 1445-1467, 2006. DOI: 10.1016/j.jsg.2006.04.006.
2. ARAÚJO, R.E.B; LA BRUNA, V.; RUSTICHELLI, R.; BEZERRA, F. H. R.; XAVIER, M. M.; AUDRA, P.; BARBOSA, J. A.; ANTONINO, A. C. D. Structural and sedimentary discontinuities control the generation of karst dissolution cavities in a carbonate sequence, Potiguar Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 123, p. 1-21, 2021. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104753.
3. BAGNI, F.L. ERTHAL, M. M.; TONIETTO, S. N.; MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; BALSAMO, F.; CÓRDOBA, V. C.; DE SOUZA, F.G., BROD, J.A., FERNANDES, C.P., FONSECA, J.P.T. Karstified layers and caves formed by superposed epigenic dissolution along subaerial unconformities in carbonate rocks - Impact on reservoir-scale permeability. **Marine and Petroleum Geology**, v. 139, p. 1-23, 2022. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2022.105523.
4. DE JOUSSINEAU, G.; AYDIN, A. The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, [s. l.], 2007, 112, B12401. DOI DOI:10.1029/2006JB004711.
5. DELLA FÁVERA, J.C.. Parque Nacional de Sete Cidades, PI - Magnífico monumento natural. In: Schobbenhaus,C.; Campos,D.A. ; Queiroz,E.T.; Winge,M.; Berbert-Born,M.L.C. (Edits.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002.
6. FABRI, F. AUGUSTIN, C.H.R.R; AULER, A.S;. Relevô cárstico em rochas siliciclásticas: uma revisão com base na literatura **Revista Brasileira de Geomorfologia** v15, 2014.
7. FILIPPI, M; SLAVÍK, M; BRUTHANS, J; WEISS T; ŘIHOŠEK, J. Accelerated disintegration of in situ disconnected portions of sandstone outcrops **Geomorphology** Volume 391, 2021.
8. FORD, D.C. AND WILLIAMS, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley, 2007.
9. FURTADO, C.P.Q.; MEDEIROS, W. E.; BORGES, S. V.; LOPES, J. A. G.; BEZERRA, F. H. R.; LIMA-FILHO, F. P.; MAIA, R. P.; BERTOTTI, G.; AULER, A. S.; TEIXEIRA, W. L. E. The influence of subseismic-scale fracture interconnectivity on fluid flow in fracture corridors of the Brejões carbonate karst system, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 141, p. 1-21, 2022. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2022.105689.
10. GOLARD, A. LAGASQUIE, J.-J. LAGEAT, Y. Basement Regions, Springer, Berlin-Heidelberg (2001)
11. GRAB, S. Sandstone Landforms of the Karoo Basin: Naturally Sculpted Rock In: GRAB, S. **Landscapes and Landforms of South Africa**. 1ª Ed. Cham: Springer, 2015, p. 11-21. DOI: 10.1007/978-3-319-03560-4_2.

12. GUNN, JOHN. **Encyclopedia of Caves and Karst Science**. 1ST. ed. New York: Routledge, 2003. 928 p. ISBN 9780203483855. DOI: 10.4324/9780203483855.
13. HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S. A. F. Karst evolution in sandstone: The Chapada dos Guimarães site, Brazil. *In*. 16th International Congress of Speleology. **Proceedings of the 16th International Congress of Speleology**, Brno (Czech Republic), USF Libraries, v. 1, p. 254-267, 2013. ISBN 978-80-87857-07-6.
14. INMET, Dados históricos/Clima, Instituto Nacional de Meteorologia, 2020. Disponível em: www.inmet.gov.br.
15. JENNINGS, J. N. Karst Geomorphology. **Geological Magazine**, Oxford, New York: Basil Blackwell, v. 123, n. 3, p. 293, 1986. DOI: 10.1017/S0016756800034919.
16. KLIMCHOUK, A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective - Special Paper, 2007.
17. LA BRUNA, V.; BEZERRA, F. H. R.; SOUZA, V. H. P.; MAIA, R. P.; AULER, A. S.; ARAUJO, R. E. B.; CAZARIN, C. L.; RODRIGUES, M. A. F.; VIEIRA, L. C.; SOUSA, M. O. L. High-permeability zones in folded and faulted silicified carbonate rocks - Implications for karstified carbonate reservoirs. **Marine and Petroleum Geology**, v. 128, p. 1-18, 2021. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105046.
18. LIMA, M.I.M; AUGUSTIN, C. O relevo do espaço piauiense: aspectos de sua estruturação e evolução. *In*. VIII Simpósio Brasileiro de Geomorfologia, 2010, Recife. **Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Geomorfologia**. Recife, 2010.
19. MARTINI, J. E. J. Dissolution of Quartz and Silicate Minerals. *in* KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (editors) *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville (USA), National Speleological Society p. 171-174. 2000.
20. MECCIA, M. FRANCESCO, S. PICCINI, L. COLUMBU, A. DE WEALE, J. A hybrid model to evaluate subsurface chemical weathering and fracture karstification in quartz sandstone. **Journal of Hydrology** Volume 572, May 2019.
21. MELO, M.S; GUIMARÃES, G. B.; CHINELATTO, A. L.; GIANNINI, P. C. F.; PONTES, H. S. P.; CHINELATTO, A. S. A.; ATENCIO, D. Kaolinite, illite and quartz dissolution in the karstification of Paleozoic sandstones of the Furnas Formation, Paraná Basin, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 20-35, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.06.011.
22. MIGON, P. 2021. Sandstone geomorphology – recent advances. *Geomorphology*.
23. MIGÓN, P. *Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world*. Oxford University Press Inc., New York. 2006.
24. NIMER, E. *Climatologia do Brasil*, Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e estatística, 1989.
25. NOBRE, P. *Clima e Mudanças Climáticas no Nordeste. Projeto Áridas*, Ministério da Integração Nacional, v. 1, n.1,1994.
26. PEREIRA, R.G.F.A. *Caracterização geomorfológica e geoespeleológica do Carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, São Paulo, 1998.
27. PONTES, C.C.C. ; BEZERRA, F.H.R. ; BERTOTTI, G. ; LA BRUNA, V. ; AUDRA, P. ; DE WAELE, J ; AULER, A.S. ; BALSAMO, F. ; DE HOOP, S. ; PISANI, L. Flow pathways in multiple-direction fold hinges: Implications for fractured and karstified carbonate reservoirs. **Journal of Structural Geology**, v. 146, p. 104324, 2021. DOI: 10.1016/j.jsg.2021.104324.
28. PONTES, H.S. FERNANDES, L. A.; DE MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; MASSUQUETO, L. L. Características litofaciológicas e aspectos genéticos de feições cársticas da Formação Furnas e Arenito Vila Velha no município de Ponta Grossa (Paraná, Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n.1, p. 1206-1224, 2022. DOI: 10.20502/rbg.v23i1.208510.20502/rbg.v23i1.2085.
29. RABELO, JULIANA G. ; MAIA, RUBSON P. ; Bezerra, Francisco H.R. ; SILVA, CARLOS C. NASCIMENTO . Karstification and fluid flow in carbonate units controlled by propagation and linkage of mesoscale fractures, Jandaíra Formation, Brazil. *Geomorphology*, v. 357, p. 107090, 2020.

30. Rubens HardtI, II, Joël RodetII, Sergio dos Anjos Ferreira PintoI & Luc Willemsn EXEMPLOS BRASILEIROS DE CARSTE EM ARENITO:CHAPADA DOS GUIMARÃES (MT) E SERRA DE ITAQUERI (SP) SBE – Campinas, SP | **Espeleo-Tema**. v. 20, n. 1/2, p. 7-23. 2009
31. SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Dolinas em arenito da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, ed. 3, p. 551-564, 2007. DOI: 10.25249/0375-7536.2007373551564.
32. SANTOS, J. C. Quadro geomorfológico do Parque Nacional de Sete Cidades-PI. (Dissertação de mestrado em Geografia). Florianópolis: 2001.
33. SELF, C.A; MULLAN, G.J. Rapid karst development in an english quartzitic sandstone. **ACTA CARSOLOGICA**. v. 34 n. 2. p. 415-424, 2005. DOI: 10.3986/ac.v34i2.267.
34. SHADE B.L; ALEXANDER JUNIOR, E.C; SCOTT, A.C. **The Sandstone Karst of Pine County, Minnesota**. In: 14th Sinkhole Conference, 2015, Minnesota, Rochester. p. 157-166. DOI: 10.5038/9780991000951.1016.
35. TURKINGTON, A.V, PARADISE, T.R. 2005. Sandstone weathering; a century of research and innovation. **Geomorphology**. v. 67, n. 1-2, 2005, p. 229-253. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.09.028.
36. TWIDALE, C. R; VIDAL ROMANÍ, J. R. Landforms and Geology of Granite Terrains. 1. ed. Editora : CRC Press, 2005.
37. TWIDALE, C.R. Granite Landforms, Amsterdam, Elsevier – 1982.
38. UAGODA, R; AVELAR, A; COELHO NETTO, A.L; Karstic morphology control in non-carbonate rocks: Santana basin, middle Paraíba do Sul river valley, Brazil **Zeitschrift für Geomorphologie** Vol. 55. 2011 .
39. VALENÇA, F, Rogério; SILVA, Cleide Regina Moura da; ACCIOLY, Ana Cláudia; SANTOS, Carlos Alberto dos; MORAIS, Débora Melo Ferrer de Geoparque Catimbau Pedra Furada, PE Relatório Projeto Geoparques CPRM 2017.
40. VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.
41. VETORAZZI, A,L,S. Caracterização sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças (devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado. UFRJ, 2012.
42. WHITE, W. B. **Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains**. 1ª Ed. New York: Oxford University Press, 1988. 464p. DOI: 10.1002/jqs.3390040211.
43. WRAY, R. A. L. 1997a. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth-Science Reviews* 42, p. 137-160.
44. WRAY, R. A. L. 2009. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. *Geomorphology* 110 p. 203–211
45. WRAY, R. A. L. SAURO, F; An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. **Earth-Science Reviews**, Volume 171, 2017.
46. XIN GU; REMPEB, D.M; DIETRICH, W.E; WESTD, A.J; LIN T.C; JIN, L; BRANTLEY, S.L; Chemical reactions, porosity, and microfracturing in shale during weathering: The effect of erosion rate **Geochimica et Cosmochimica Acta** Volume 269. 2020.
47. YOUNG, R. W; WRAY, R.A.L. YOUNG, A.R.M. Sandstone Landforms. Cambridge, 2009.
48. YOUNG, R. W; YOUNG, A.R.M. Sandstone Landforms. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 163p. 1992.



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.