



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 646

**EVENTOS DIAGENÉTICOS E HIDROTERMAIS DO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO: DESVENDANDO A ORIGEM DAS
BRECHAS CARBONÁTICAS E OS PROCESSOS DE DO-
LOMITIZAÇÃO DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO
DO EDIACARANO, SUDESTE DO ESTADO DE MATO
GROSSO**

Dissertação apresentada por:

LEANDRO FREITAS SEPEDA DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2024**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S479e Silva, Leandro Freitas Sepeda da.

Eventos diagenéticos e hidrotermais do sul do Cráton Amazônico: desvendando a origem das brechas carbonáticas e os processos de dolomitização da Formação Serra do Quilombo do Ediacarano, sudeste do Estado de Mato Grosso. / Leandro Freitas Sepeda da Silva. — 2024.

xviii, 69 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso Nogueira
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2024.

1. Dolomitização. 2. Silicificação. 3. Brecha *cockade*. 4. Grupo Araras. 5. Neoproterozoico. I. Título.

CDD 558.1



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVENTOS DIAGENÉTICOS E HIDROTERMAIS DO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO: DESVENDANDO A ORIGEM DAS
BRECHAS CARBONÁTICAS E OS PROCESSOS DE DO-
LOMITIZAÇÃO DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO
DO EDIACARANO. SUDESTE DO ESTADO DE MATO
GROSSO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

LEANDRO FREITAS SEPEDA DA SILVA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área
GEOLOGIA linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES.**

Data de Aprovação: 01 / 04 / 2024

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira
(Orientador-UFPA)


Prof.ª. Dr.ª Juliana Charão Marques
(Membro-UFRGS)


Prof. Dr. Pedro Augusto Santos da Silva
(Membro - UFPA)

*Dedico esse trabalho à minha família,
em especial aos meus pais, José Luiz e Leda Claudia,
e a minha mulher, Gabrielle Bastos,
obrigado por tudo! .*

AGRADECIMENTOS

Meus mais sinceros votos de agradecimento a todos que estiveram comigo durante o período de desenvolvimento do mestrado e foram importantes para a produção desta dissertação:

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências por toda infraestrutura e oportunidades que me foram ofertadas, que foram de suma importância para o meu desenvolvimento. À coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

À minha família, que foi o embasamento para tudo que conquistei e conquistarei em minha vida, em especial aos meus pais José Luiz e Leda Claudia, pelo amor e apoio incondicional, tudo em minha vida eu devo a vocês, muito obrigado!

À minha namorada, Gabrielle Bastos, por ser minha companheira em todos os momentos, por sempre me apoiar, cuidar de mim e me trazer os sentimentos mais lindos. Muito obrigado, meu amor!

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pela oportunidade, confiança, por todo incentivo e discussões que engrandeceram meu conhecimento, muito obrigado!

Ao laboratório de catodoluminescência do PPGG-UFPA, na pessoa do Dr. Pedro Augusto pela disponibilidade e auxílio na interpretação das imagens de catodoluminescência. Agradeço também ao laboratório de laminação do Instituto de Geociências, na pessoa da Joelma Lobato e do Bruno Veras, pela confecção das lâminas delgadas e polidas e por todo o carinho nesses anos, meu muito obrigado!

Ao laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, nas pessoas do Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão, Msc. Gisele Tavares Marques, e a técnica Danila, pela disposição e auxílio na obtenção das imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Superintendência de Belém - PA), nas pessoas do Dr. Marcelo Vasquez e da técnica Jenny Cardozo, pelas imagens de MEV.

Ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista, nas pessoas da Dra. Juliana Okubo e Dr. George Luvizotto, pelas análises de microsonda e auxílio na discussão dos dados obtidos.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), no nome da profa. Dra. Juliana Marques, pela disposição e auxílio na obtenção e interpretação dos dados de isótopos estáveis (C, O e Sr). Assim como aos Profs. Drs.: João Milhomem, Moacir Macambira e Alcides Sial, pela obtenção e disposição dos dados isotópicos no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da

Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) e no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA.

Aos meus amigos da Sala 8: Renan, Argel, Pedro e Ivan por se fazerem presente todos os dias, sendo amigos importantíssimos para tornar a experiência desses anos engrandecedora e me motivarem a ser melhor. Sou eternamente grato a vocês e muito orgulhoso de poder chamá-los de amigos!

Aos meus amigos do PPGG/GSED, Meireanny, Taynara, Laura, Pedro Augusto, Yury e Aldemir, pelos momentos de descontração, brincadeiras, conversas e cafezinhos!

Às secretarias do PPGG, Cleida e Joyce, por todo apoio, pelos conselhos e direcionamentos.

Aos professores do PPGG, por todo conhecimento transmitido, em especial o professor Joelson Soares, por sempre se mostrar solícito a ajudar.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

Meu muito obrigado a todos!

RESUMO

O período Ediacarano foi caracterizado pelo estabelecimento de plataformas extensas durante eventos de supersaturação de CaCO_3 , e pela criação excepcional de espaço de acomodação associado ao final da glaciação Marinoana (~ 635 Ma). Os depósitos carbonáticos no Grupo Araras registram a precipitação do início do período Ediacarano, estágio 1, no Cráton Amazônico. A Formação Serra do Quilombo é uma unidade intermediária e é caracterizada pela ocorrência de dolomitos fortemente fraturados e falhados, além da presença de brechas cimentadas por dolomita (BC) sobrepondo pacotes espessos de calcário associados a modificações diagenéticas e hidrotermais, essas evidências introduzem complexidade a esses cenários. A origem desse depósito ainda é incerta, pois os trabalhos concentraram-se principalmente nas questões paleoambientais. Este estudo visa desvendar a origem das brechas cimentadas e os processos diagenéticos/soterramento dentro da unidade, com foco nos processos de dolomitização. As amostras de dolomita foram analisadas usando petrografia, microscopia eletrônica de varredura, microsonda, microscopia Raman, catodoluminescência e análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) para desvendar sua história de soterramento. As BCs ocorrem como corpos subverticais a sub-horizontais com geometrias complexas, geralmente, cortam em alto ângulo o acamamento que apontam para processos de hidrofraturamento relacionados a fluxos verticais de fluidos hidrotermais (brecha hidráulica), além disso apresentam a textura *cockade* típica de brechas de expansão em falhas dilatacionais. A assembleia paragenética dessas rochas inclui: dolomita, quartzo, calcita, álcali-feldspato, apatita, pirita, clorita, betume e óxido de ferro; sendo as feições de substituição (RD) e cimentação dolomítica (DC) os principais alvos de análise. A matriz substitutiva quase-micrítica (RD1/RD2) é o principal constituinte da Formação Serra Quilombo, sua baixa correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2=0,009$), a fábrica bem preservada e a similaridade com os valores isotópicos (C e Sr) documentados para os carbonatos ediacarano, sugere que a dolomitização desse constituinte ocorreu em condições de soterramento raso e ainda com participação da água do mar. A primeira geração de cimento dolomítico (DC1) e a última fase cimentação dolomítica (dolomita em sela - DC3) ocorrem preenchendo poros, BCs e fraturas. A textura *cockade* das brechas evidencia uma baixa taxa de precipitação ou uma pausa na precipitação entre DC1 e DC3. Concomitantemente, DC1 tem sinais isotópicos de $\delta^{18}\text{O} = -4.34 \pm 1.32\text{‰}$ ($n=18$) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708831$ ($n=2$), enquanto que DC3 tem valores de $\delta^{18}\text{O} = -9.57 \pm 2.51\text{‰}$ ($n=15$) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,711464$ ($n=3$); a grande diferença isotópica entre as duas fases cimentação mostra uma distinção entre os fluidos dolomitizantes. Essa relação mostra um aumento do ^{87}Sr no fluido à medida que a temperatura aumenta, além disso, o enriquecimento em ^{87}Sr do fluido é explicado pela interação desse fluido com rochas do

embasamento cristalino. Dessa forma, o conduto principal para a ascensão de fluido radiogênicos seria falhas com raízes profundas, espacialmente próximas de zonas tectonicamente ativas. A ocorrência de BC, essencialmente, na Formação Serra do Quilombo é decorrente do contato calcário-dolomito ser interpretado como facilitador para o desenvolvimento de corredores de fraturas, essas zonas auxiliam na percolação de fluidos hidrotermais. Por fim, entende-se que os condutos com brecha carbonática são posteriores ao evento de silicificação dos evaporitos da Formação Nobres a qual funcionaram como uma rocha selante aos fluídos hidrotermais. A presença de estilólitos tectônicos cortando as brechas cimentadas e as estruturas *stratabounds* tipo zebra, subverticalizadas é uma indicação de que as BC já estavam formadas durante a instalação das estruturas transtensionais pós-Ordoviciano, que precedeu a instalação das Bacias do Paleozoico implantadas na Plataforma Sulamericana.

Palavras-chave: dolomitização; silicificação; brecha *cockade*; Grupo Araras; Neoproterozoico

ABSTRACT

The Ediacaran period was characterized by the establishment of extensive platforms during CaCO_3 supersaturation events, and by the exceptional creation of accommodation space associated with the aftermath of the Marinoan glaciation (~635 Ma). The carbonate deposits in the Araras Group recorded sedimentation from the beginning of the Ediacaran period, stage 1, in the Amazon Craton. The Serra do Quilombo Formation is a distinct unit characterized by the occurrence of strongly fractured dolomites and faults, along with the presence of dolomite-cemented breccias (BC) overlying thick packages of limestone associated with diagenetic and hydrothermal modifications. This evidence introduces complexity to these scenarios. The origin of this deposit is still uncertain, as work has mainly focused on paleoenvironmental issues. This study aims to unravel the origin of cemented breccias and diagenetic/burial processes within the unit, focusing on dolomitization processes. The dolomite samples were analyzed using petrography, scanning electron microscopy, microprobe, Raman microscopy, cathodoluminescence, and isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) to unravel their burial history. BCs occur as subvertical to subhorizontal bodies with complex geometries, generally cutting through bedding at a high angle, indicative of hydrofracturing processes related to vertical flows of hydrothermal fluids (hydraulic breccia), in addition to exhibiting the typical cockade texture of expansion breccias in dilatational faults. The paragenetic assemblage of these rocks includes dolomite, quartz, calcite, alkali-feldspar, apatite, pyrite, chlorite, bitumen, and iron oxide, with the replacement features (RD) and dolomite cementation (DC) being the main targets of analysis. The almost micritic substitutive matrix (RD1/RD2) is the primary constituent of the Serra Quilombo Formation, with its low correlation between the values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2=0.009$), well-preserved fabric, and similarity to the isotopic values (C and Sr) documented for Ediacaran carbonates, suggesting syndepositional dolomitization of this constituent under conditions of shallow burial, possibly involving seawater. The first generation of dolomite cement (DC1) and the last phase of dolomite cementation (saddle dolomite - DC3) occur by filling pores, BCs, and fractures. The cockade texture of the breccias highlights a low precipitation rate or a pause in precipitation between DC1 and DC3. Concomitantly, DC1 has isotopic signals of $\delta^{18}\text{O} = -4.34 \pm 1.32\text{‰}$ ($n=18$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708831$ ($n=2$), while DC3 has values of $\delta^{18}\text{O} = -9.57 \pm 2.51\text{‰}$ ($n=15$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711464$ ($n=3$). The significant isotopic difference between the two cementation phases indicates distinct dolomitizing fluids. This relationship shows an increase in ^{87}Sr in the fluid as the temperature increases. Furthermore, the enrichment of ^{87}Sr in the fluid can be explained by its interaction with crystalline basement rocks. Thus, faults with deep roots spatially close to tectonically active zones are likely the main

conduits for the ascent of this radiogenic fluid. The occurrence of BCs, essentially in the Serra do Quilombo Formation, is attributed to the limestone-dolomite contact and was interpreted as facilitating the development of fracture corridors, which assist in the percolation of hydrothermal fluids. Finally, it is understood that the conduits with carbonate breccia are subsequent to the silicification event of the evaporites of the Nobres Formation, which acted as a sealing rock for hydrothermal fluids. The presence of tectonic stylolites cutting the cemented breccias and the subverticalized zebra-like stratified structures indicates that the BCs were already formed during the installation of post-Ordovician transtensional structures, preceding the installation of the Paleozoic Basins on the South American Platform.

Keywords: dolomitization; silicification; cockade breccia; Araras Group; Neoproterozoic

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Geologia e estratigrafia do sul Cráton Amazônico. a) Mapa geológico do Cráton Amazônico, indicando a Bacia Araras Alto Paraguai (BAAP), o retângulo vermelho delimita o sul do Cráton Amazônico com foco na BAAP e na área de estudo (modificado de Nogueira *et al.* 2019); b) Litoestratigrafia dos depósitos Neoproterozóico-Cambrianos do sul do Cráton Amazônico, o retângulo vermelho delimita a Unidade estudada (adaptado de Nogueira *et al.* 2019).....2
- Figura 2 - Mapa de localização e acesso às regiões dos municípios de Cáceres e Nobres, estado do Mato Grosso. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres. Adaptado de Milhomem (2012).....4
- Figura 3 - Estrutura cristalina da dolomita. A). Estrutura ideal da dolomita estequiométrica constituída por camadas de carbonato separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio. B) Esquema da estrutura de rede não ideal mostrando como as moléculas de água estão preferencialmente ligadas a cátions na superfície do cristalito em crescimento. Como os íons Ca não são tão fortemente hidratados quanto os íons Mg, eles tendem a ser incorporados na camada de magnésio, criando uma dolomita cálcica típica. Os íons carbonato não são hidratados, mas devem ter energia suficiente para deslocar as moléculas de água adjacentes à camada de cátions. Extraído de Warren (2000).....8
- Figura 4 - Texturas de dolomita comum, enfatizando o efeito da temperatura no estilo de desenvolvimento da dolomita (Gregg & Sibley 1984, Sibley & Gregg 1987). Extraído de Warren, (2000). 10
- Figura 5 - Modelo conceitual integrativo para a formação dos dolostones estratificados da área de Benicassim baseado em observações de campo, dados analíticos e modelagem geoquímica. Extraído de Martín-Martín *et al.* (2015) 13
- Figura 6 - Desenho esquemático representando a influência exercida pelos aquíferos basais, altos do embasamento, falhas e barreiras de fluxo verticais (selos) nos sistemas de fluxo de fluidos hidrotermais responsáveis pela formação de depósitos MVT e HTD. Extraído de Davies & Smith, (2006) 13
- Figura 7 - Morfologias das dolomititas - rômbico versus sela, com exemplos de dolomita em sela
- A) Hidrofraturas de dolomita zebra com dolomita em sela branca espática nos poros (Cambriano Superior, Alberta). B) Preenchimento de poros de dolomita espática, devoniano do Canadá (imagem tem 3 cm de largura). C) Faces curvas de cristal que

tipificam as dolomitas de sela (azul é porosidade impregnada com epóxi - fotomicrografia tirada em luz não polarizada, imagem com 2 cm de largura. D) mesma imagem de C), mas usando nicois cruzados mostrando a típica extinção ondulante. Extraído de Warren (2019). 15

Figura 8 - Esquema de classificação genética de frentes de dolomitização. O painel a esquerda mostra a terminação paralela ao leito, enquanto o painel à direita exhibe as frentes perpendiculares ao leito e de formato complexo. Extraído de Koeshidayatullah *et al.* (2021). 18

Figura 9 - Sistema ternário para classificação morfológica de brechas cinemáticas e cataclasitos (modificado após Woodcock & Mort 2008). Extraído de Chan *et al.* (2022) 19

Figura 10 - Exemplos de cimento dolomítico pré, sin e pós-minério e minerais sulfetados. (A) Cimento de brecha de dolomita precoce coberto por esfalerita grossa, mina Elmwood no Knox Group, Tennessee, EUA. (B) Núcleo serrado de brecha cimentado por dolomita de sela grossa (amostra CA356-1888). (C) Núcleo com cimento dolomita rosa (CA167-2482). (D) Catodoluminescência de microscópio óptico (OM-CL) de cimento dolomítico mostrando zonas de mineralização D1 – D5 (CA356-1888). (E) Seção polida espessa de brecha mineralizada cimentada por dolomita pré-minério, esfalerita e dolomita pós-minério com trilhas selecionadas de ablação a laser (linhas vermelhas) (CA315-2305). (F) Cortes de tomografia computadorizada de raios X em escala de cinza (XCT) mostrando zona de dolomita ferroana mais clara (interior D4) com inclusões de pirita associadas de ~100 µm (mostradas por setas) (CA167-2483). (G) Modelo XCT de cimento dolomita em cimento de quartzo de brecha, com o cimento dolomita mais jovem tornado transparente para mostrar a zona dolomita ferroana (interior D4) com pirita grossa associada (CA167-2483); veja o Material Suplementar (veja nota de rodapé 1) para animação. (H) Comparação de técnicas petrográficas e de imagem para cristal de dolomita inicial em quartzo e coberto por esfalerita em seção polida espessa (KY2-30). 1 — Imagem polarizada em plano mostrando o núcleo turvo do cristal de dolomita e uma borda menos turva coberta por esfalerita. 2—Imagem OM-CL das zonas dolomíticas D1 e D2. 3 — Imagem de catodoluminescência de microscopia eletrônica de varredura (SEM-CL) mostrando zoneamento fino no cristal de dolomita e microfraturas que terminam em D1. Duas gerações de cimento de quartzo pré-dolomita estão presentes. DL – dolostona; do—dolomita; py—pirita; qz—quartzo; sl—esfalerite. Extraída de Kyle *et al.* (2023). 20

- Figura 11 - Mapa estrutural-geológico da Faixa Norte Paraguai e; (b) Corte transversal NW–SE (X–X') mostrando o arranjo tectônico das rochas e seus domínios estruturais. (Extraído de Santos *et al.* 2020)22
- Figura 12 - Litoestratigrafia da Bacia Araras Alto Paraguai, com a localização das seções alvos deste estudo. Localidades: A e B - Pedreiras Emal-Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da BR-070) e C - mina inativa, 1 km a SW de Nobres. A escala ao lado dos perfis A, B e C é exclusiva para a espessura das seções estudadas. (modificado de Milhomem *et al.* 2013).....23
- Figura 13 - Geology and stratigraphy of the Southern Amazon Craton. a) Geological map of Amazon Craton, indicating the Araras Alto Paraguai Basin (AAPB), the red rectangle delimits the southern Amazon Craton with a focus on the AAPB and the study area (modified from Nogueira *et al.* 2019); b) Lithostratigraphy of the Neoproterozoic-Cambrian deposits of the southern Amazon Craton, the red rectangle delimits studied Unit (adapted from Nogueira *et al.* 2019)27
- Figura 14 - Stratigraphic outcrops of the Araras Group in the Cáceres and Nobres regions were studied. The Serra do Quilombo Formation is confined within two packages of carbonate rock characterized by low porosity and permeability. These formations consist of micritic limestone rich in organic matter and finely silicified dolostones. ..31
- Figura 15 - Panoramic sections of the quarries were studied. a) The contact between the Guia and Serra do Brecciated bodies truncate quilombo formations. The color difference is due to the presence of organic matter. b) The sandy dolomites (sD) overlie the fine laminated dolomites (fD). The arrows indicate the wavy megamarks, which separate the facies.32
- Figura 16 - Dolomite features. a) and b) Dolomite fronts show two patterns of dolomitic bodies, with emphasis on the Christmas-tree-like morphology. c) and d) zebra-like structures in sub-vertical bodies and the wavy or straight contact between the bands, respectively.33
- Figura 17 - Macroscopic features of breccias cemented by dolomite: a) Subvertical body of chaotic breccia. b) Mosaic breccia body with no apparent orientation. c) Crackle breccia, showing in situ brecciation. d) Chaotic breccia body without orientation. The red arrows indicate the vug pores. e) Polished sample showing the petrographic differences between the cement generations and the differences in clast replacement. f) The polished section displays the cockade texture and the difference in the transparency of the crystals surrounding the clasts.34

Figura 18 - Photomicrographs of replacive dolomite RD1 and RD2 show: a) Cross-polarized (XPL) image of grain-selective replacement in the zone of contact with limestones (Lim). Note the partial replacement of the edges of the ooids by silica (Qtz) and bitumen (Bit) impregnated in the micritic matrix. b) Image in Parallel-polarized light (PPL) of partial dissolution by silica (Qtz) and neomorphism for RD2 in the center of the ooids. c) and d) XPL and cathodoluminescence (CL) images, respectively, showing DC1 filling primary interparticle porosity in grain facies already replaced by RD1. Note the uniformly dull purple luminescence of RD1 and the non-luminescence of Qtz. e) RD2 crystal mosaic with RD1 relics in the center (red arrow), showing a neomorphic evolution (XPL image). f) A backscattering image shows the microporosity of RD1 in the matrix and apatite microcrystals inside the ooids (white points) and the dissolution by Qtz at the edges (light gray)..... 36

Figura 19 - Photomicrographs of dolomite cements DC1 and DC2: a) and b) images in PPL and CL, respectively, of a micro brecciated zone filled by DC1 and alkali feldspar (Kf). Note the luminescence with concentric zoning, manifesting an alternation of colors between purple-red and dark green from DC1 and olive green from Kf. c) Backscattering image showing the compositional zoning of DC1 and a concentrated zone of apatite related to DC1 (white arrow). d) and e) Images in XPL and CL, respectively, showing crystals of DC1 and DC2 filling fractures with bladed faces of DC2 precipitating after DC1. Note the difference in the zoning of the DC2 crystals with interspersed non-luminescent areas in red. f) Backscattering image showing the strong compositional zoning of DC2 crystals. g) and h) Images in XPL and CL, respectively, showing the precipitation relationship of DC1 and DC2 in RD1 clasts..... 38

Figura 20 - Photomicrographs of replacive dolomite 3 and saddle dolomite cement DC3: a) and b) Images in XPL and CL, respectively, of RD1 replaced by planar crystals and of RD3, with bright pink-red luminescence and dissolution of RD1 and RD3 by silica (Qtz). c) and f) Images in XPL and CL, respectively, showing bright pink luminescence at the edges and dull purple in the center (RD1; yellow arrow). d) XPL image of DC3 dolomite saddle cement, showing non-planar crystals with undulating extinction and inclusion-rich. e) Secondary electron image showing DC3 with its characteristic curved faces. g) and h) Images in XPL and CL showing the petrographic relationship of the dolomitic cement, with their petrographic differences and zoning characteristics with alternations from bright to dull pink luminescence of DC3, with non-luminescent relics in the center

- of some crystals. i) Backscattering image showing that the three dolomitic cements are strongly zoned and present apatite crystal inclusions (yellow arrow).....40
- Figura 21 - Photomicrographs of calcite cement CC: a) and b) PPL and CL images showing the relationship between CC and DC3 as the final phase of carbonate precipitation. Note the twinning of CC and the cloudy appearance of DC3 crystals. c) Backscattering image showing the contact between DC3 and CC, with faces of DC3 dedolomitizing (yellow arrow). d) A secondary electron image shows CC crystal filling fractures and precipitation after bitumen migration (Bit).....41
- Figura 22 - Photomicrographs of silicification and other paragenetic phases: XPL image showing a) microcrystalline and drusiform quartz cement. b) Megaquartz crystals precipitate in a crack-seal-like structure. c) Microcrystalline quartz dissolving RD1 and DC3. d) and e) XPL and CL images showing silica cement with chalcedony spherulite, non-luminescent in CL. f) SEM image showing apatite (light gray) around ooids replaced by RD1. g) SEM image and EDX spectra showing the feldspar crystal (point 1) and clay minerals (points 2 and 3). h) SEM image and EDX spectra of iron oxide cement (point 1) and anhedral apatite crystals (point 2).....42
- Figura 23 - Raman spectra and peak width analyses. Measurement of the width of the 1098 cm⁻¹ and 1099 cm⁻¹ peaks, including a) replacive dolomite and b) dolomite cements. The lines indicate the measured peak widths (FWHM [1/cm]). Cross-plot of FWHM [1/cm] versus Raman Shift [1/cm] C) replacive dolomite e D) dolomite cements. Note the presence of two distinct dolomite phases, suggesting the presence of multiple dolomitic phases in the samples.43
- Figura 24 - Backscattered electron image and b) cathodoluminescence showing electronic microprobe distribution maps obtained for P (c), Si (d), Ca (e), and Mg (f) in a Dolomite cement (DC1). Warmer colors represent higher concentrations. MgO and CaO are distributed in higher concentrations. Not that the high P concentration shows the internal compositional differences of the crystal and the dissolution by apatite.44
- Figura 25 - Summary of the paragenetic succession in the Serra do Quilombo Formation.46
- Figura 26 - Illustration of the schematic model of breccia formation associated with the precipitation of the paragenetic assemblage. (a) Fracturing related to dilational faults; (b) Fluid percolation and precipitation of DC1 (such as cement preceding fracturing) associated with apatite and K-feldspar; (c) Continuous fluid injection and precipitation of DC2; (d) Refracturing, fluid injection, replacement of matrix by RD3, precipitation of DC3, CC, pervasive silicification, and migration of bitumen48

Figura 27 - $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ plots of the constituents of the Serra do Quilombo Formation. Ediacaran marine carbonates signature according to Jacobsen and Kaufman (1999), Nogueira <i>et al.</i> (2007), and Nogueira <i>et al.</i> (2019).....	50
Figura 28 - Summary of the evolutionary sequence of the studied rocks and their association with the evolution of the Araras-Alto Paraguai Basin.	54

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	3
1.3 OBJETIVOS.....	4
2 METODOLOGIA	5
2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	5
2.2 AMOSTRAGEM	5
2.3 PETROGRAFIA	5
2.4 GEOQUÍMICA	6
2.4.1 Elementos maiores e menores	6
2.4.2 Isótopos de Carbono e Oxigênio	6
2.4.3 Isótopos de estrôncio	7
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	8
3.1 DOLOMITIZAÇÃO	8
3.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL EM CARBONATOS	10
3.2.1 Dolomita hidrotermal estruturalmente controlada (HTD)	11
3.2.1.1 Dolomita em Sela.....	13
3.2.1.2 Dinâmica dos depósitos HTD	15
3.3 FRENTES DE DOLOMITIZAÇÃO (DOLOMITIZATION FRONTS).....	16
3.4 BRECHA (<i>BRECCIA</i>).....	18
3.5 MICROESTRATIGRAFIA	19
4 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
4.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	21
4.2 BACIA ARARAS ALTO PARAGUAI (BAAP).....	22
5 ARTIGO: DIAGENETIC AND HYDROTHERMAL EVENTS IMPRINT IN EDIACARAN DOLOMITIC BRECCIA FROM THE ARARAS-ALTO PARAGUAI BASIN, SOUTHERN AMAZON	24
5.1 INTRODUCTION.....	25

5.2	GEOLOGICAL SETTING	26
5.3	MATERIAL AND METHODS	28
5.4	RESULTS.....	30
5.4.1	Field observations.....	30
5.4.2	Description of the breccias	32
5.4.3	Petrography	35
5.4.4	Raman spectroscopy of dolomitic phases.....	42
5.4.5	Geochemistry	43
5.4.4.1	Stable isotopes.....	43
5.5	DISCUSSIONS	45
5.5.1	Paragenetic sequence	45
5.5.2	Breccia	47
5.5.3	Mechanism of dolomitization and evolution of the fluids.....	49
5.5.4	Evolution and age of events	53
5.6	CONCLUSIONS.....	56
6	CONCLUSÃO	63
	REFERÊNCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Extensas plataformas carbonáticas foram instaladas após o evento glacial Marinoano (~635 Ma; *Snowball Earth*) marcando o início das condições de *greenhouse* e supersaturação, concomitante com a criação do espaço de acomodação gerados pelo ajuste glacio isostático e transgressão de longa duração (Hoffman *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2022). Depósitos carbonáticos que registram esse período afloram no sul do Cráton Amazônico (Fig. 1) e são associados ao Grupo Araras, inserido na Bacia Araras Alto Paraguai (BAAP). O Grupo Araras sobrepõe os diamictitos glaciais da Formação Puga (Criogeniano) e é subdividido segundo a proposta de Nogueira & Riccomini (2006) em 4 Unidades litoestratigráficas, sendo elas as formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres.

O Ediacarano é marcado por intensas mudanças paleoceanográficas, paleoclimáticas e bioevolutivas (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). Os precipitados carbonáticos marinho registram bem as condições das águas dos oceanos (Halverson *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2019); dessa forma, a análise desse material, quando bem preservado, tem exercido papel importante para entender as condições que moldavam determinada região. Além disso, os carbonatos ediacaranos comumente compartilham uma similaridade nas variações isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e nas excursões isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), seguindo as tendências estratigráficas e mudanças do nível do mar (Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2007, 2019), sendo importantes para correlações estratigráficas regionais e globais, com implicações na evolução do Neoproterozoico. Porém, processos diagenéticos durante o soterramento podem gerar sobreposições das assinaturas primárias (Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2023).

A descrição e sequenciamento diagenético dos componentes das formações Guia e Mirassol d'Oeste são bem detalhados (Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2023), podendo ser utilizada uma abordagem *multiproxie* pontual nos constituintes primários para correlações a níveis globais, sem haver preocupação de ruído nos dados por sobreposições de eventos diagenéticos. Entretanto, pouco se sabe sobre como a história do soterramento afetou as assinaturas primárias das Unidades do topo do Grupo Araras (formações Serra do Quilombo e Nobres), assim como, sobre a origem da dolomitização e dos demais precipitados, se deposicionais, diagenéticos, tectônicos ou hidrotermais.

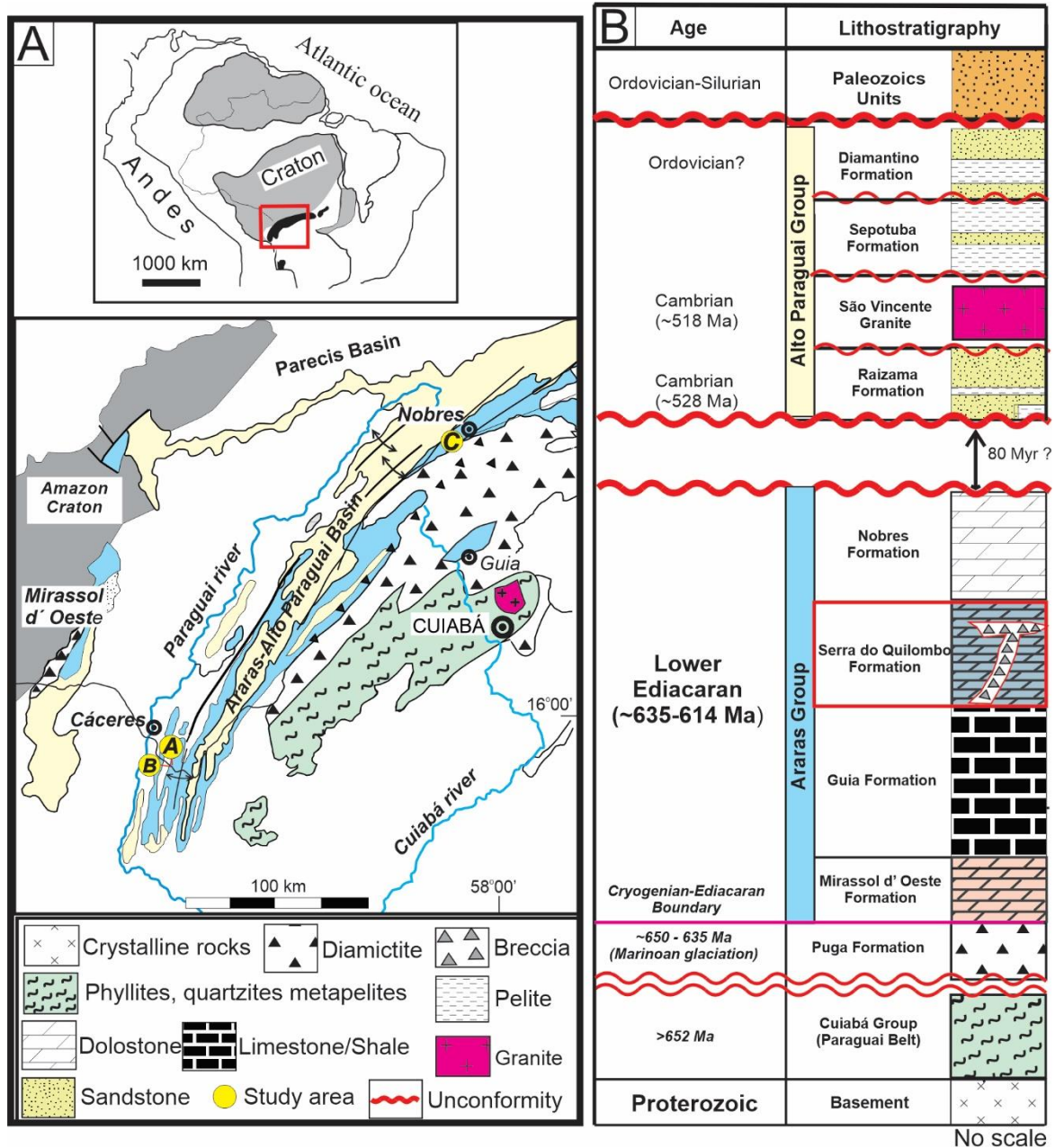


Figura 1 - Geologia e estratigrafia do sul Cráton Amazônico. a) Mapa geológico do Cráton Amazônico, indicando a Bacia Araras Alto Paraguai (BAAP), o retângulo vermelho delimita o sul do Cráton Amazônico com foco na BAAP e na área de estudo (modificado de Nogueira *et al.* 2019); b) Litoestratigrafia dos depósitos Neoproterozóico-Cambrianos do sul do Cráton Amazônico, o retângulo vermelho delimita a Unidade estudada (adaptado de Nogueira *et al.* 2019)

Além disso, a zona de transição da Formação Guia (calcário) para a Formação Serra do Quilombo (dolomito), objeto deste estudo, é marcado pelo intenso fraturamento e brechas preenchidas por cimento dolomítico, sendo essa litologia descrita como uma litologia diagnóstica para identificação da Formação Serra do Quilombo (Nogueira & Riccomini 2006, Milhomem *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2019). A brecha cimentada (BC) foi inicialmente interpretada como resultado de sismicidade (Nogueira & Riccomini 2006) e posteriormente associada a processos

tectônicos/hidrotermais (Milhomem *et al.* 2013). Porém, como os trabalhos anteriores focaram em reconstruções paleoambientais, pouco se discutiu sobre a origem das brechas.

As BC's são amplamente discutidas na literatura, principalmente devido às suas perspectivas econômicas como depósitos de Dolomita Hidrotermal Estruturalmente Controlada (HTD; Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006). A importância dessa litologia se dá devido ao fato de abrigarem depósitos de chumbo e zinco do tipo *Mississippi Valley* (MVT), assim como a sua importância nos depósitos de hidrocarboneto; o fluxo ascendente de fluidos de alta temperatura passando através de pacotes sedimentares pode gerar calor suficiente e forçar a maturação da matéria orgânica, além de influenciar na migração e aumentar a permoporosidade dos reservatórios (Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006, Martín-Martín *et al.* 2015, Navarro-Ciurana *et al.* 2016, Koeshidayatullah *et al.* 2020a,2020b, Lima *et al.* 2020, Stacey *et al.* 2021, Yang *et al.* 2022).

Apesar do avanço no entendimento dos aspectos paleoambientais na Sucessão (Nogueira *et al.* 2022 e suas referências) poucos trabalhos abordaram como os aspectos pós-deposicionais afetaram os carbonatos, bem como a relação dessas rochas com os eventos da BAAP. Portanto, é importante compreender a origem e os mecanismos de circulação dos fluidos dolomitizantes, bem como sua correlação com as condições marinhas ediacaranas e com os eventos geodinâmicos pós-deposicionais, para desta forma tecer informações sobre a formação das fases minerais.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se na região Centro-Oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso (MT), nos municípios de Cáceres e Nobres (Fig 2), onde ocorrem as exposições das rochas carbonáticas do Grupo Araras. Os afloramentos selecionados encontram-se em frentes de lavras de pedreiras e exibem boa preservação das estruturas e feições, que ocorrem por vezes, em seções contínuas com até 100 metros de altura. As seções estudadas foram as pedreiras calcítica e dolomítica da empresa Emal/Camil a sudeste de Cáceres, e uma pedreira inativa, ao sul de Nobres.

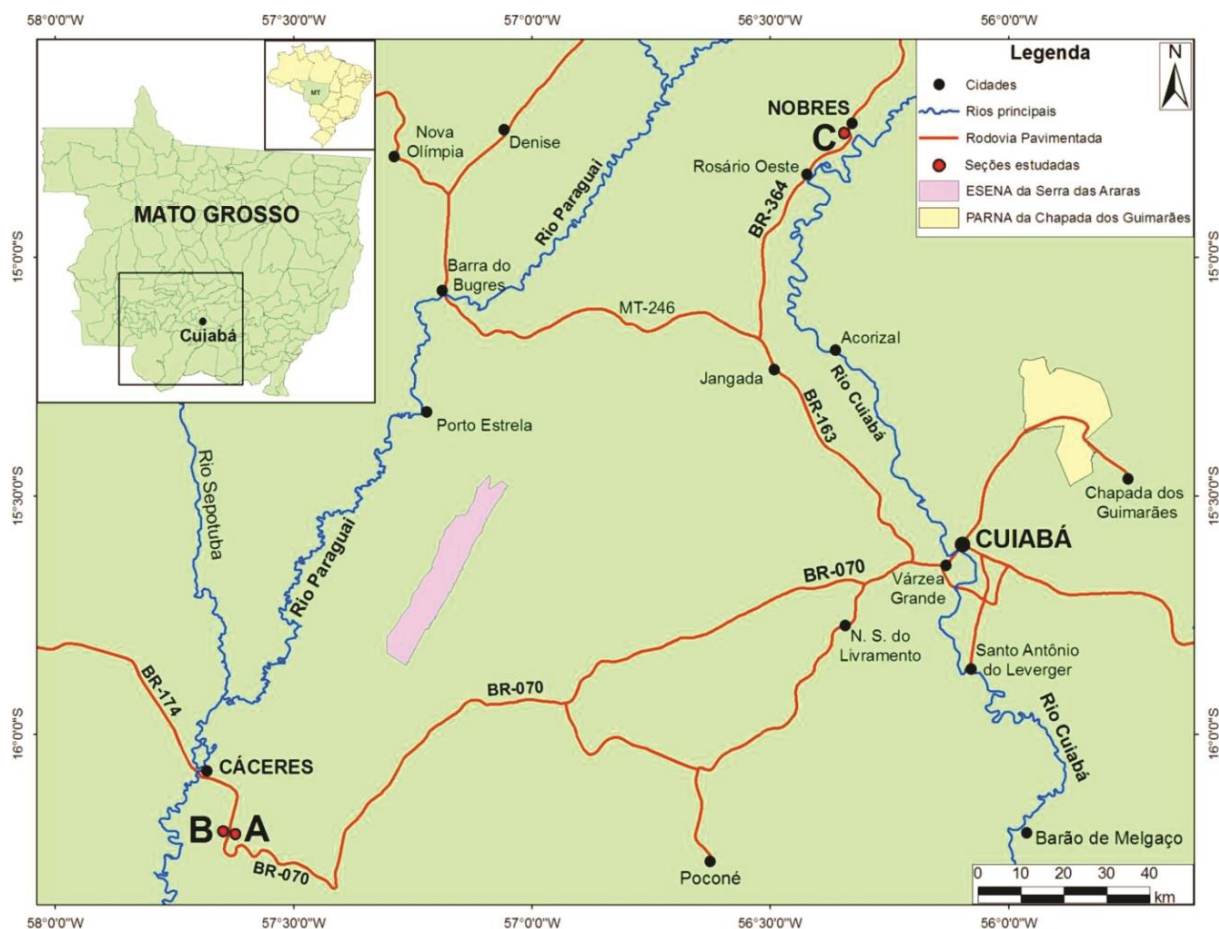


Figura 2 - Mapa de localização e acesso às regiões dos municípios de Cáceres e Nobres, estado do Mato Grosso. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres. Adaptado de Milhomem (2012)

1.3 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é fornecer o conjunto completo de dados de campo, características petrográficas e geoquímicas das rochas carbonáticas da Formação Serra do Quilombo, para:

- (i) Desvendar a evolução diagenética dos dolomitos da Formação Serra do Quilombo com ênfase nos processos de substituição e cimentação;
- (ii) Determinar e compreender a composição e origem dos diferentes fluidos dolomitizantes;
- (iii) Determinar os controles e origem das brechas cimentadas;
- (iv) Correlacionar o produto obtido com eventos geotectônicos regionais.

2 METODOLOGIA

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Foram utilizados trabalhos relativos à geologia regional das rochas do sul do Cráton Amazônico, bem como de outras regiões do mundo onde ocorrem deposição de brechas carbonáticas em contexto tectônico e composicional semelhante. Além disso, foram pesquisadas relações texturais e petrográficas de rochas carbonáticas no mesmo contexto, assim como tratamento de dados geoquímicos dessas rochas.

2.2 AMOSTRAGEM

Para esse estudo, as amostras foram caracterizadas e coletadas em campo seguindo critérios de diferenciação por: fácies sedimentares, litologia, texturas, geometrias e estruturação. Sendo o enfoque maior nas zonas brechadas e fraturadas. Foram coletadas 183 amostras em afloramentos ao longo das seções estratigráficas da Formação Serra do Quilombo e unidades adjacentes.

2.3 PETROGRAFIA

Foram selecionadas 129 amostras para confecção de lâminas polidas (30 μm de espessura) no laboratório de laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) e descritas com auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED). Com as lâminas foi realizado petrografia quantitativa dos aspectos texturais e composicionais dos constituintes singenéticos, diagenéticos e hidrotermais. Posteriormente utilizou-se a catodoluminescência (CL), utilizando o microscópio óptico LEICA DM 4500 P LED acoplado à catodoluminescência óptica CL 8200 MK5-2 no Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará. As condições de análise foram as seguintes: corrente elétrica variando de 15,1 a 15,9 kV; tensão de aceleração variando de 266 a 448 A; e tempo de exposição de 10 s. O objetivo foi diferenciar a assembleia mineralógica, com foco particular nas gerações de cimentação e substituição dolomítica, que segue o modelo proposto por Sibley & Gregg (1987).

O refinamento textural e mineralógico foi realizado através do microscópio eletrônico de varredura-espectroscopia de energia dispersiva (MEV-EDS), obtidos parcialmente no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFPA. O equipamento utilizado foi um Zeiss SEM modelo SIGMA-VP com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado; e outra parte dos dados no microscópio eletrônico de varredura Zeiss modelo SIGMA-VP com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado, que pertence ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Superintendência de Belém - PA). As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10,1 mm,

tempo de contagem para análise dos elementos = 30 s. E as condições de análises para as imagens de elétrons secundários e elétrons retroespalhados serão: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm.

2.4 GEOQUÍMICA

2.4.1 Elementos maiores e menores

Os dados de elementos maiores e menores foi realizado por microsonda eletrônica (EMPA) utilizando uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8100 com sistema dispersivo de comprimento de onda no Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista, Brasil. O instrumento foi operado com três espectrômetros de cristal, com tensão de aceleração e corrente de amostra de 15kV e 20mA, respectivamente. O diâmetro do ponto do feixe utilizado para análise quantitativa dos elementos foi de 1 μ m. Os padrões utilizados foram PH de barita para Ba e S, PH de celestina para Sr e PH de wollastonita para Si. O limite de detecção da análise da microsonda foi de aproximadamente 280 ppm para cada elemento.

2.4.2 Isótopos de Carbono e Oxigênio

Para a medição das composições isotópicas de carbono e oxigênio, os carbonatos foram amostrados por meio de microperfuração, para obtenção pontual de cada constituinte. As análises foram realizadas parcialmente no espectrômetro de massas fonte de gás, Delta V Advantage – Gas Bench 2 da Thermo ScientificTM, nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS); e outra parte das análises no espectrômetro de massas SIRA II com dupla admissão e coletor triplo do Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). O método de preparo das amostras foi com uma quantidade de aproximadamente 300 μ g de cada amostra (pulverizada) foi adicionada dentro de um tubo de vidro de 12 ml, com tampa de plástico e septo de silicone. No amostrador do equipamento todas as amostras e padrões analíticos utilizados para a análise da batelada, foram organizados. Os padrões utilizados foram:

NBS18 ($\delta^{13}\text{C} = -5,01 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -23,20 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$), IAEA CO1 ($\delta^{13}\text{C} = 2,49 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2,40 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$), REI 1 ($\delta^{13}\text{C} = -7,85 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -7,90 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$) e BSB ($\delta^{13}\text{C} = 2,10 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$; $\delta^{18}\text{O} = -2,00 \text{ ‰}_{\text{VPDB}}$).

Após, as amostras e padrões passaram pelo procedimento de *Flush*, que consiste na substituição do ar atmosférico do tubo que contém as amostras pelo gás inerte He (99,999% de pureza). Em seguida, aproximadamente três gotas de ácido fosfórico concentrado e isento de umidade, foram adicionados em cada tubo para reagir com as amostras de carbonato, de acordo com a seguinte equação:



O tempo de reação para cada amostra foi de uma hora na temperatura de 70°C. A partir disso, o gás de CO₂ produzido no tubo, a partir da referida reação, foi analisado. Os valores de delta ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) são expressos em permil (‰), e foram corrigidos por meio de curva de calibração construída a partir de análises dos padrões utilizados na batelada.

2.4.3 Isótopos de estrôncio

As análises isotópicas do Sr foram realizadas parcialmente no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) utilizando a técnica MC-ICP-MS (*Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*). O espectrômetro utilizado foi um NEPTUNE (*Thermo Scientific*) com analisador de energia (ESA) e aplicador de massa do setor magnético. Outra parte das análises foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) utilizando o espectrômetro Thermo-Finnigan, modelo Triton, multicoletor equipado com 9 coletores Faraday, multiplicador axial de elétrons e 6 MICs (canal multi-íon). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas no padrão NBS 987 neste equipamento apresentam um valor médio de $0,710240 \pm 0,00009$. O sistema de detecção está equipado com nove coletores tipo Faraday, seis contadores de íons (MIC) e um multiplicador de elétrons (SEM). As operações de rotina foram realizadas sob as seguintes condições: Energia da Rádio frequência (RF) = 1100 Watts; Gás de resfriamento = 15 L/min.; Gás auxiliar = 0.70 L/min.; Fluxo de gás na amostra = 1 L/min. A determinação da composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos foi realizada através do procedimento de lixiviação sequencial desenvolvido por Bailey *et al.* (2000).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 DOLOMITIZAÇÃO

Os dolomitos são formados em muitos ambientes diagenéticos, desde os superficiais até àqueles formados em grande profundidade de soterramento (Warren 2000). Porém, a dolomita (Fig. 3) é praticamente ausente na maioria dos ambientes deposicionais marinhos carbonáticos modernos, apesar de existir em grande quantidade ambientes propícios para a precipitação; estes que são ambientes com temperaturas relativamente altas (35 a 40 °C), altas taxas de evaporação e alta relação Mg/Ca promovida pela precipitação de sulfatos (Sibley e Gregg 1987, Warren 2000). Assim, vários modelos foram desenvolvidos buscando explicar a composição e os padrões de fluxo de fluidos responsáveis pelo processo de dolomitização.

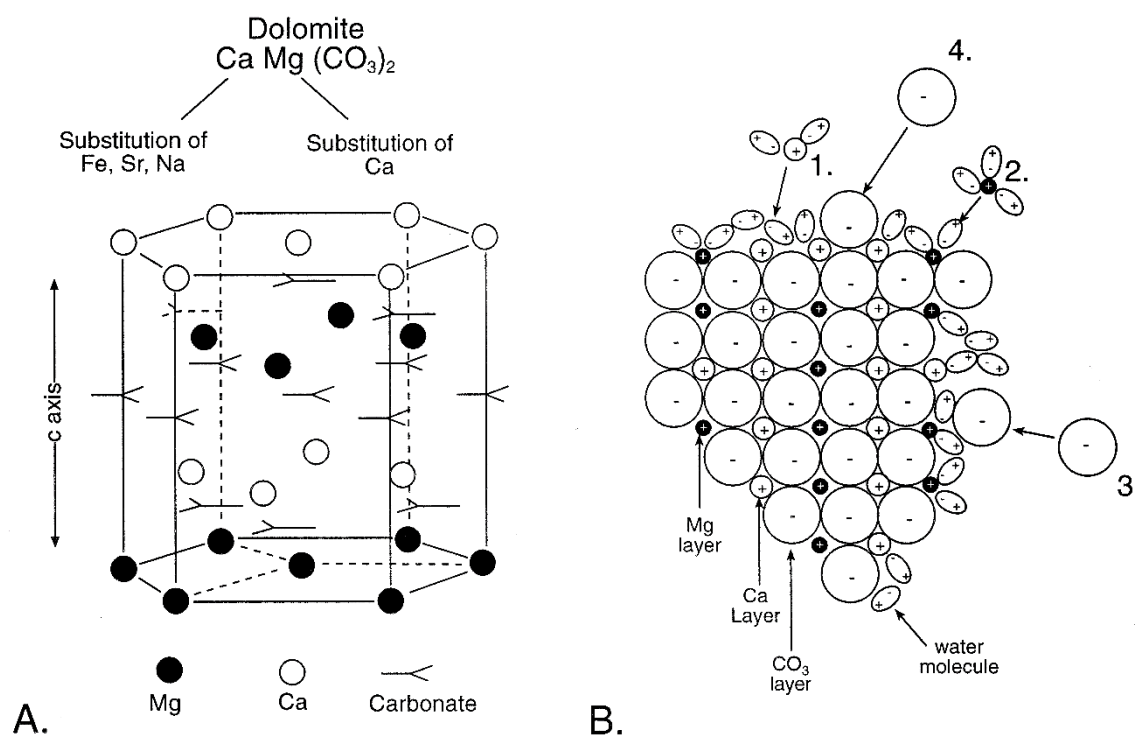


Figura 3 - Estrutura cristalina da dolomita. A). Estrutura ideal da dolomita estequiométrica constituída por camadas de carbonato separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio. B) Esquema da estrutura de rede não ideal mostrando como as moléculas de água estão preferencialmente ligadas a cátions na superfície do cristalito em crescimento. Como os íons Ca não são tão fortemente hidratados quanto os íons Mg, eles tendem a ser incorporados na camada de magnésio, criando uma dolomita cálcica típica. Os íons carbonato não são hidratados, mas devem ter energia suficiente para deslocar as moléculas de água adjacentes à camada de cátions. Extraído de Warren, (2000)

Além da precipitação sinsedimentar, a dolomita também pode ser formada a partir da alteração diagenética precoce de calcários ricos em Mg (Tucker 1990, Font *et al.* 2006). Dessa forma, elaborou-se três classificações genéticas, para a precipitação de dolomita: a) precipitação primária mediada por comunidades microbianas através de processos de organomineralização (Dupraz *et al.* 2009); b) dolomitização diagenética precoce, gerada por precipitação logo após

deposição, a partir de fluidos superficiais supersaturados (Warren 2000); e c) dolomitização diagenética tardia, onde há a substituição através da reação de fluidos diagenéticos em condições de soterramento mais avançados, pode ser gerada por influência de fluidos hidrotermais ou salmouras formadas por dissolução de evaporitos em subsuperfície (Kaldi e Gidman 1982, Spencer 1987, Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006).

O trabalho recente de Kim *et al.* (2023) mostrou usando simulações atomísticas, que a dolomita inicialmente precipita uma superfície desordenada por cátions, onde altas deformações superficiais inibem o crescimento adicional de cristais. No entanto, a subsaturação suave dissolve preferencialmente estas regiões desordenadas, permitindo um maior ordenamento após a reprecipitação. As simulações realizadas pelo autor mostram que o ciclo frequente de uma solução entre supersaturada e subsaturada pode acelerar o crescimento da dolomita em até sete vezes mais. Este mecanismo explica porque a dolomita moderna é encontrada principalmente em ambientes naturais com flutuações de pH ou salinidade. De forma mais geral, revela que o crescimento e amadurecimento de cristais livres de defeitos pode ser facilitado por períodos deliberados de dissolução suave.

Sibley & Gregg (1987) propõe uma classificação (Fig. 4) para as texturas dolomíticas de acordo com a distribuição do tamanho do cristal e o formato da borda do cristal. O esquema de classificação apresentado pelo autor é amplamente descritivo, mas traz implicações genéticas porque a distribuição do tamanho do cristal é controlada tanto pela nucleação, quanto pela cinética de crescimento, e a forma da borda do cristal é controlada pela cinética de crescimento. As distribuições de tamanho são classificadas como: unimodais ou polimodais. As formas dos limites do cristal são classificadas como: planar ou não planar. Se a evidência permitir, uma classificação completa inclui uma descrição de aloquímicos reconhecíveis, matriz e preenchimento de poros. Aloquímicos e cimentos preexistentes podem: não ser substituídos, parcialmente substituídos, substituídos mimicamente ou substituídos não mimicamente; os aloquímicos podem ser dissolvidos, deixando moldes. A matriz pode: não ser substituída, parcialmente substituída ou completamente substituída por dolomita. As distribuições de tamanho unimodais geralmente indicavam um único evento de nucleação em um substrato unimodal. Os tamanhos polimodais podem ser formados por múltiplos eventos de nucleação em um substrato unimodal ou polimodal ou por nucleação diferencial em um substrato originalmente polimodal. Os limites planares dos cristais se desenvolvem quando os cristais sofrem crescimento facetado, e os limites não planar se desenvolvem quando os cristais sofrem crescimento não facetado. Limites não planares são característicos de crescimento em temperatura elevada ($> 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) e/ou alta

supersaturação. Tanto a dolomita planar, quanto a não planar podem se formar como um cimento, substituição de CaCO_3 ou neomorfismo de uma dolomita precursora.

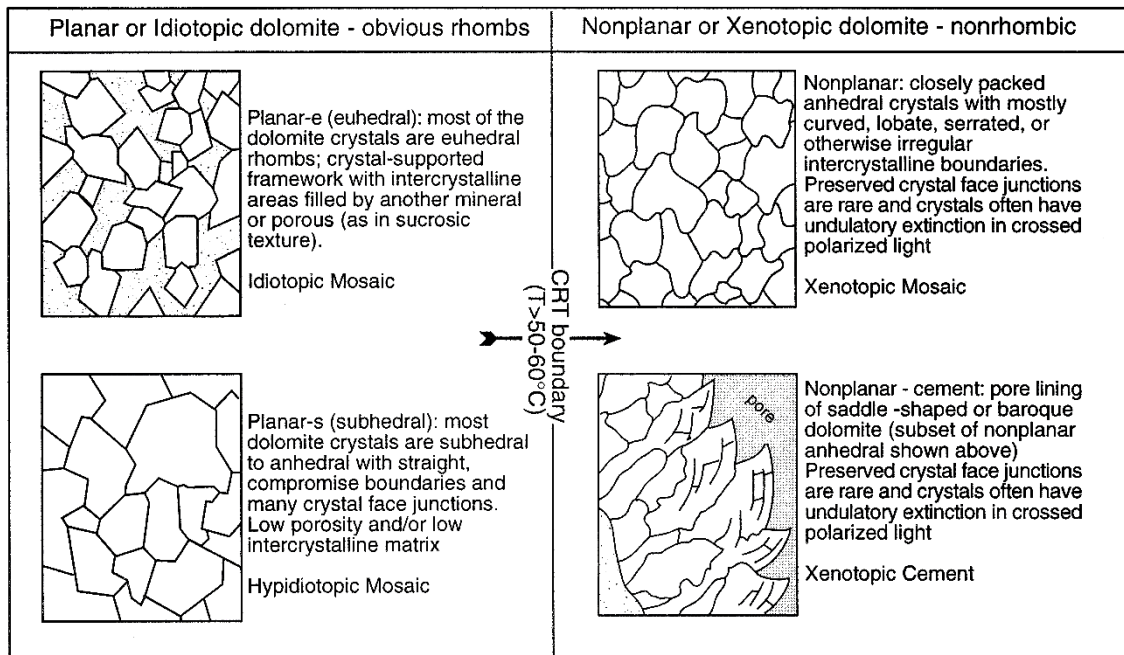


Figura 4 - Texturas de dolomita comum, enfatizando o efeito da temperatura no estilo de desenvolvimento da dolomita (Gregg e Sibley 1984, Sibley e Gregg 1987). Extraído de Warren (2000).

3.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL EM CARBONATOS

A alteração hidrotermal em depósitos carbonáticos é um fenômeno complexo e heterogêneo que ocorre em várias bacias sedimentares ao redor do mundo, geralmente associada à presença de sistemas de falhas e fraturas. A evolução diagenética desse tipo de sistema envolve processos como dolomitização, silicificação e dissolução, muitas vezes em profundidades rasas e ao longo de lineamentos estruturais (Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006, Callot *et al.* 2010, Fontana *et al.* 2010).

O conceito de alteração hidrotermal tem sido amplamente debatido pela comunidade científica, com diferentes definições e significados sendo aplicados em diversos contextos geológicos (Machel & Lonnee 2002, Davies 2002, Lonnee & Machel 2006, Davies & Smith 2006). A dolomitização hidrotermal, por exemplo, é produzida por fluidos hipersalinos com temperatura e pressão maiores do que os da rocha encaixante (Davies & Smith 2006). Enquanto que, a silicificação hidrotermal afeta pacotes carbonáticos, embora em menor escala do que a dolomitização, e geralmente ocorre de forma subordinada aos dolomitos hidrotermais (Packard *et al.* 2001). A formação de minerais hidrotermais em depósitos carbonáticos ocorre em

resposta à interação das rochas com fluidos aquecidos, resultando na precipitação de carbonatos, sulfetos, sulfatos, entre outros minerais (Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006).

A definição de alteração hidrotermal varia, desde aquela que considera apenas a temperatura dos fluidos até aquela que leva em conta também a pressão e a composição química (White 1957, Winge 2018). Para alguns autores, a alteração hidrotermal envolve transformações mineralógicas, texturais e químicas das rochas em resposta a mudanças térmicas e/ou químicas causadas por fluidos aquecidos em desequilíbrio físico-químico (Henley & Ellis 1983). A definição de White (1957) é a mais aceita, a expressão “hidrotermal” deve ser usada para soluções aquosas que fossem consideravelmente mais quentes (5 °C ou mais) do que seu ambiente circundante, sem delimitar limites temperatura fixas ou implicações genéticas em relação à fonte de fluido. De acordo com essa definição, todas as transformações mineralógicas que ocorrem em rochas afetadas por soluções aquosas aquecidas e em desequilíbrio físico-químico, podem ser consideradas alterações hidrotermais.

3.2.1 Dolomita hidrotermal estruturalmente controlada (HTD)

Os depósitos HTD, juntamente com depósitos carbonáticos cogenéticos associados, são importantes produtores de hidrocarbonetos na América do Norte e em outras bacias sedimentares pelo mundo. Análises estruturais e petrográficas podem ajudar a localizar áreas potenciais com atividade hidrotermal relacionada a falhas. (Al-Aasm 2003, Davies & Smith 2006). Davies & Smith (2006) definem a dolomitização hidrotermal como aquela que ocorre sob condições de soterramento, comumente em profundidades rasas, desenvolvida ao longo de lineamentos estruturais e por fluidos hipersalinos apresentando temperatura e pressão maiores do que as que ocorrem na formação encaixante.

O fluxo de fluidos ascendem através dos sistemas de falhas, tanto o fluxo de calor quanto o transporte de íons em solução nesse sistema são realizados principalmente por advecção, na proximidade dos condutos. Nas zonas distais às falhas, a influência do fluido é determinada por um gradiente de pressão de poros que decresce à medida que se afastam mais. A distribuição e geometria das fácies deposicionais presentes nos carbonatos hospedeiros exercem um papel importante para a extensão lateral das fábricas e texturas da dolomitização nas rochas, bem como para os tipos, volume e distribuição da porosidade (Fig. 5; Martín-Martín *et al.* 2015). Esse depósito comumente ocorre em regime tectônico extensional, com o fluxo dos fluidos aquecidos normalmente concentrado nas porções transtensionais e/ou dilatacionais (Davies & Smith 2006).

A maioria dos depósitos de dolomitos hidrotermais no registro geológico foi formada em um contexto de soterramento raso (< 1 km) e relativamente precoce (Davies & Smith 2006, Barale *et al.* 2016). As soluções hidrotermais, fluindo através de falhas profundas, tem temperatura, salinidade e acidez mais alta que os fluidos sedimentares mais rasos, favorecendo a dissolução. Dessa forma, a variação na pressão parcial de CO₂ e de outros fatores sensíveis à pressão podem também ser significativos nesse mecanismo. Davies & Smith (2006) destaca as principais feições que podem exercer um forte controle sobre a formação e a disposição dos HTDs são as seguintes: altos estruturais do embasamento, pacotes de arenitos e/ou carbonatos subjacentes constituindo aquíferos sobrepressurizados, camadas de folhelhos e/ou rochas evaporíticas sobrejacentes formando selos impermeáveis e fontes de magnésio (Fig. 6). Os sistemas de fluxos hidrotermais e seus respectivos produtos minerais, incluindo a dolomita, apresentam uma maior probabilidade de ocorrer em ambientes tectônicos extensionais com a presença de um fluxo de calor elevado, muitas vezes associados a atividades magmáticas contemporâneas (Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006). Já em bacias fortemente compressionais e/ou de antepaís (*foreland*), onde as temperaturas elevadas ocorrem em porções profundas devido ao soterramento impulsionado pela tectônica, um elevado e anômalo fluxo de calor tem menor probabilidade de acontecer (Majorowicz & Jessop 1981).

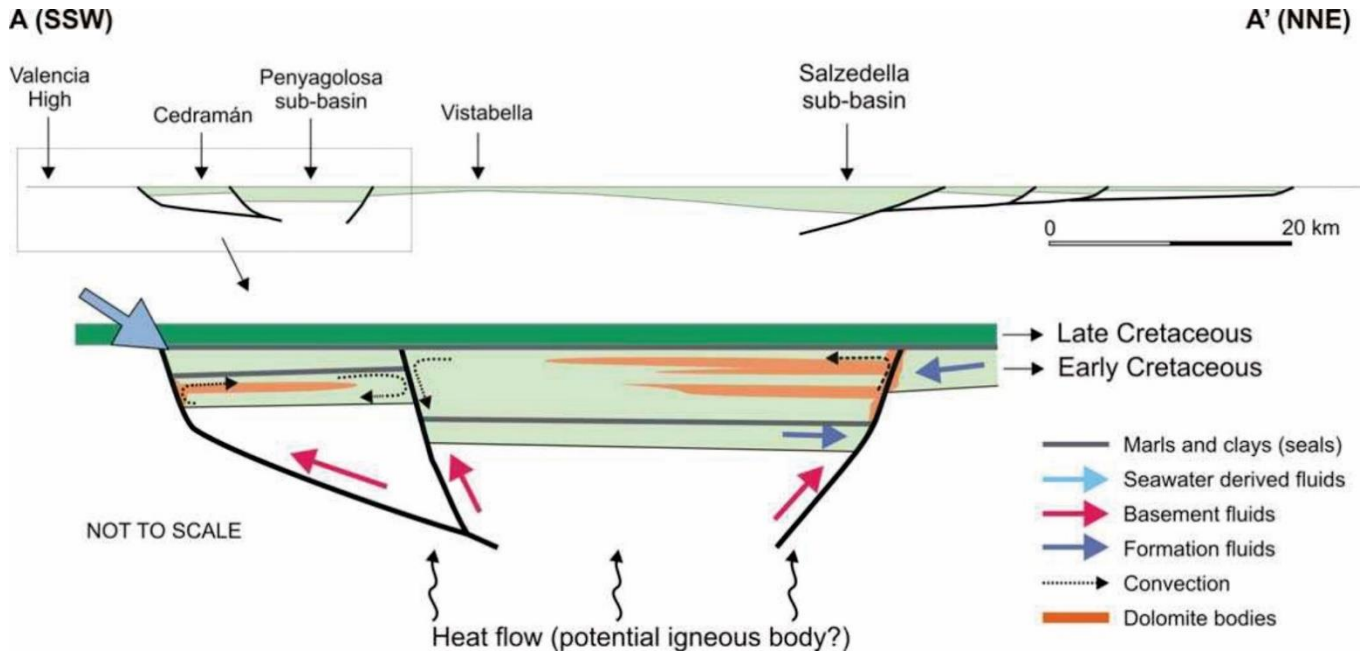


Figura 5 - Modelo conceitual integrativo para a formação dos dolostones estratificados da área de Benicassim baseado em observações de campo, dados analíticos e modelagem geoquímica. Extraído de Martín-Martín *et al.* (2015)

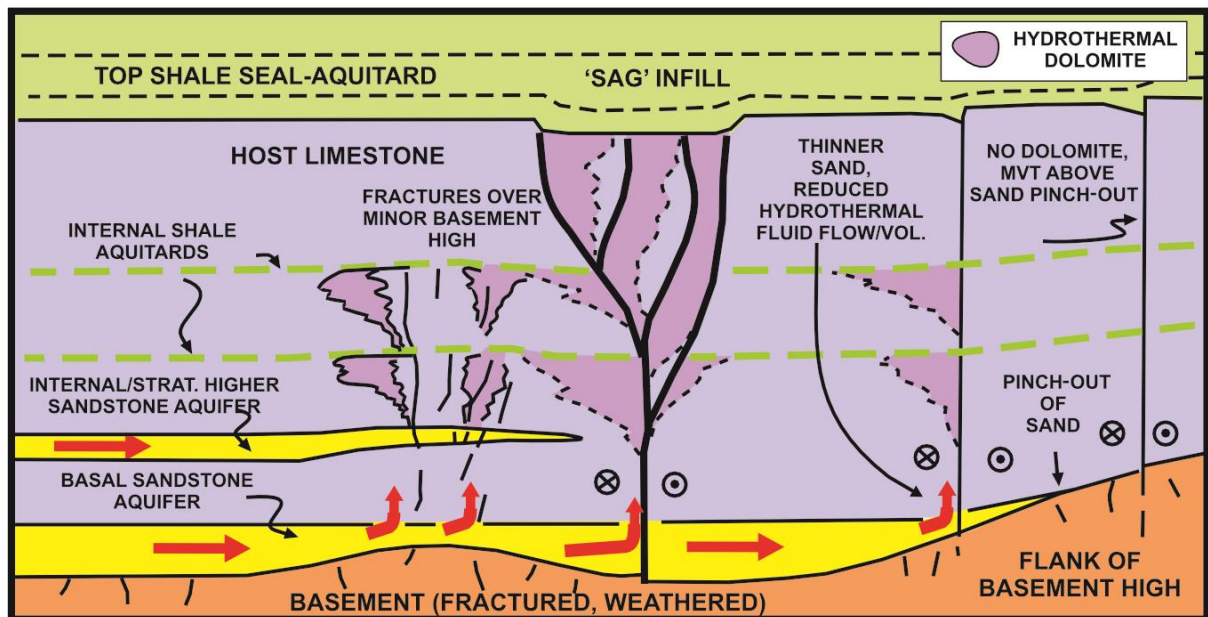


Figura 6 - Desenho esquemático representando a influência exercida pelos aquíferos basais, altos do embasamento, falhas e barreiras de fluxo verticais (selos) nos sistemas de fluxo de fluidos hidrotermais responsáveis pela formação de depósitos MVT e HTD. Extraído de Davies & Smith, (2006)

3.2.1.1 Dolomita em Sela

A dolomita em sela (Fig. 7) ocorre nos dolomitos hidrotermais (HTDs) tanto substituindo os constituintes preexistentes, quanto como cimento preenchendo os espaços porosos; sendo um dos produtos mais comuns desse depósito. É comum observar a presença de

dolomitas em sela associadas às brechas com esfalerita e galena em reservatórios HTD, porém o consenso geológico atual é que a sua presença nem sempre é diagnóstica de uma interação hidrotermal (Warren 2000, Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006).

Os dados petrográficos e geoquímicos de dolomitas em sela ao redor mundo (Warren 2000, Machel & Lonnee 2002, Davies & Smith 2006, Martín-Martín *et al.* 2015, Barale *et al.* 2016, Navarro-Ciurana *et al.* 2016, Koeshidayatullah *et al.* 2020a,2020b, Stacey *et al.* 2021, Yang *et al.* 2022) nos revela uma tendência geral. A análise térmica das inclusões indica que a dolomita em sela precipita em águas subsuperficiais relativamente quentes (80–180 °C), enquanto as composições das inclusões indicam origens de salmouras basinais, com salinidades geralmente de 4 a 8 vezes que a água do mar. As assinaturas isotópicas mostram valores de estrôncio radiogênico elevados e de $\delta^{18}\text{O}$ depletados, sugerindo que os fluidos interagiram com rochas siliciclásticas e/ou com o embasamento e atingiram temperaturas elevadas.

Ainda não há um consenso sobre a origem das faces curvadas dos cristais de dolomita em sela. Radke & Mathis (1980) argumentam que a inserção preferencial de Ca distorce a estrutura cristalina tridimensional do cristal. As dolomitas em sela são ligeiramente enriquecidas em cálcio, com variações significativas na composição dentro das lâminas de crescimento individuais. O cálcio é mais abundante nos ápices dos cristais e nas arestas das faces que estão em ângulos mais altos em relação ao eixo 'c', e consequentemente mais empobrecidos em direção ao centro das faces. Esses gradientes de composição ao longo das lâminas de crescimento causam a distorção da rede, que tem simetria trigonal correspondente à morfologia da sela. A causa da adsorção seletiva de íons durante o crescimento do cristal ainda está em aberta. Os efeitos de carga superficial, são a causa mais provável, ele pode ser produzido por um fenômeno piroelétrico em temperaturas elevadas ou pelo pH e concentrações iônicas dos fluidos precipitantes (Radke & Mathis 1980, Spötl & Pitman 1998).

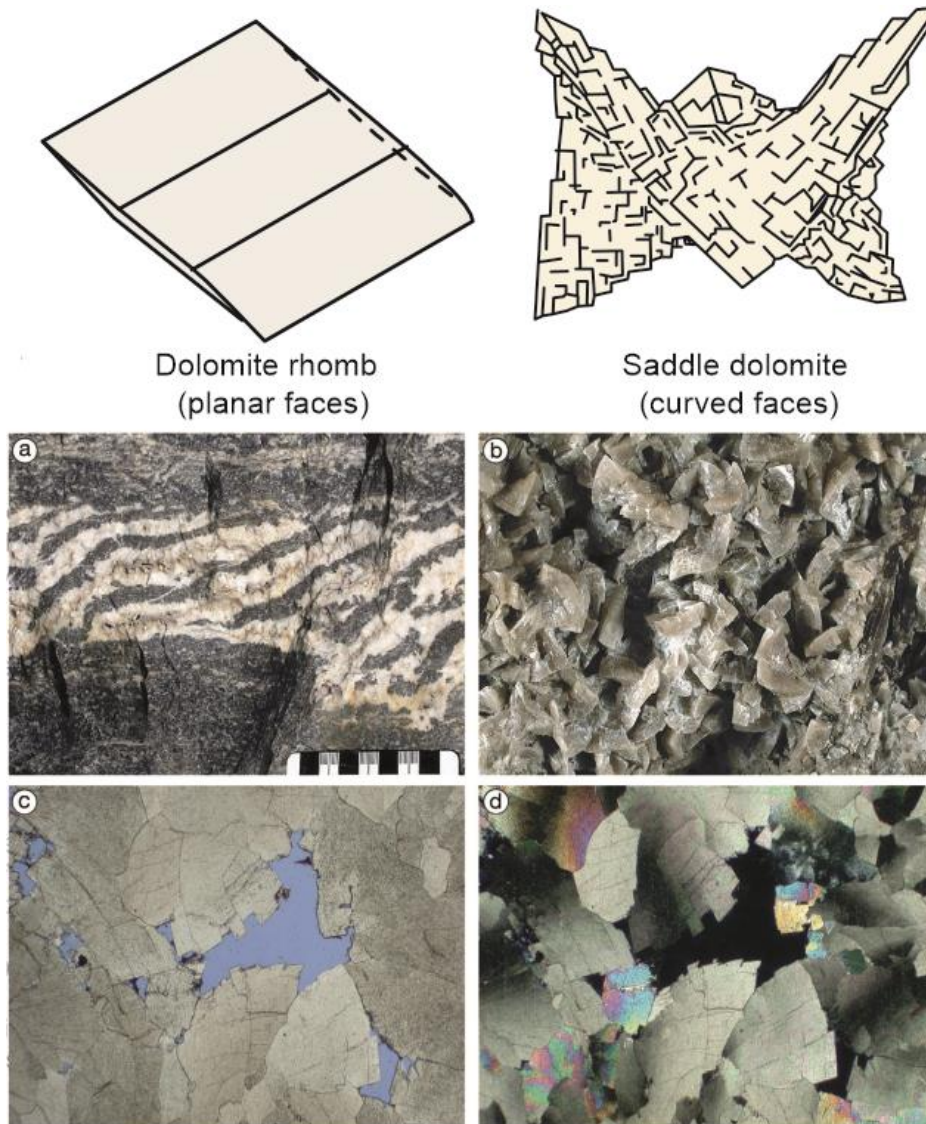


Figura 7 - Morfologias das dolomitas - rômbo versus sela, com exemplos de dolomita em sela A) Hidrofraturas de dolomita zebra com dolomita em sela branca espática nos poros (Cambriano Superior, Alberta). B) Preenchimento de poros de dolomita espática, devoniano do Canadá (imagem tem 3 cm de largura). C) Faces curvas de cristal que tipificam as dolomitas de sela (azul é porosidade impregnada com epóxi - fotomicrografia tirada em luz não polarizada, imagem com 2 cm de largura. D) mesma imagem de C), mas usando nicois cruzados mostrando a típica extinção ondulante. Extraído de Warren (2019).

3.2.1.2 Dinâmica dos depósitos HTD

Em processos hidrotermais estruturalmente controlados, o sistema é episódico, dinâmico, com mudanças bruscas nas tensões aplicadas, na pressão de poros e nas taxas de fluxo de fluidos, sendo alguns mecanismos e produtos praticamente instantâneos do ponto de vista geológico (Davies & Smith 2006, Martín-Martín *et al.* 2015, Barale *et al.* 2016). Assim, o caminho dos fluidos hidrotermais é favorecido por feições estruturais específicas como falhas extensionais e/ou transcorrentes (*strike-slip faults*), falhas de rasgamento (*wrench faults*, *deep strike-slip faults*) e cruzamentos de falhas extensionais e/ou de rasgamento, incluindo as falhas de transferência. Além disso, muitos depósitos do tipo MVT e HTD são formados apresentando

uma orientação paralela ou quase paralela às margens das plataformas carbonáticas, ambos controlados pela reativação de falhas extensionais localizadas no embasamento (Martín-Martín *et al.* 2015, Barale *et al.* 2016, Mingyou *et al.* 2016, Koeshidayatullah *et al.*, 2020a, 2022).

3.3 FRENTES DE DOLOMITIZAÇÃO (DOLOMITIZATION FRONTS)

As frentes de reação diagenética são fenômenos comuns em rochas que sofreram processos de alteração química. Essas frentes ocorrem devido à reação e deslocamento de um fluido original por interação com outros fluidos de temperatura e composição diferentes (metasomatismo) em rochas quimicamente reativas e permeáveis (Hinch & Bhatt 1990, Phillips 1991). Dependendo da composição, temperatura e pressão dos fluidos que entram, os minerais em solução podem se tornar insaturados ou supersaturados, levando à formação de frentes de reação diagenética para restabelecer o equilíbrio do sistema (Phillips 1991, Jupp & Woods 2003). A compreensão da formação dessas frentes de reação envolve modelos numéricos que avaliam a cinética da reação e a preservação de massa (Putnis 2009, Kondratiuk *et al.* 2015). A ocorrência dessas frentes em várias rochas sedimentares e metamórficas, incluindo dolomitizadas, tem implicações em sistemas sedimentares, como controle da distribuição de porosidade e acumulação de hidrocarbonetos e depósitos de minérios, respectivamente (Yardley & Lloyd 1995, Koeshidayatullah *et al.* 2020a, 2021)

Em sistemas de dolomitização estruturalmente controlados, há um consenso geral de que a formação de transições dolomito-calcárias, denominadas aqui como “frentes de dolomitização”, é governada pela presença de uma zona de permeabilidade ultrabaixa (barreira de fluido) ou por mudanças no potencial e cinética de dolomitização (Koeshidayatullah *et al.* 2020a, 2021). No entanto, os processos reais que controlam a terminação abrupta dos corpos dolomíticos, sua morfologia e dimensão, ainda são relativamente pouco compreendidos.

Koeshidayatullah *et al.* (2021) revisa as diferentes origens e estilos de frentes de dolomitização controladas estruturalmente no registro estratigráfico e fornece uma estrutura padronizada e uma visão quantitativa para descrever e interpretar as frentes de dolomitização (Fig. 8). O autor mostra que as seguintes morfologias estão associadas aos corpos dolomíticos tabulares e colunares: (i) contato lateral/frentes perpendiculares ao leito; (ii) frentes verticais de contato/paralelas ao leito; e (iii) frentes de formato complexo na parte distal dos corpos dolomíticos. Esta informação morfológica, quando combinada com dados petrográficos detalhados, mineralógicos e geoquímicos, poderia ajudar a revelar com precisão os processos que governam por trás da terminação dos corpos de dolomito e suas correspondentes geometrias de frente de

reação. O autor também mostra que o primeiro tipo de frente é controlado principalmente pela interação entre propriedades intrínsecas das rochas hospedeiras, fluidos dolomitizantes e processo de auto-organização. Em contraste, o segundo tipo de frente é governado pela presença de barreiras fluidas deposicionais, diagenéticas ou estruturais lateralmente contínuas, criando um contraste significativo de permeabilidade entre os leitos. A formação de frentes de formato complexo é interpretada como controlada por uma combinação de composição litológica original e cinética. A interpretação precisa da origem e estilos das frentes de dolomitização pode aprimorar nossa compreensão dos processos de dolomitização, do fluxo paleofluido e da distribuição de recursos econômicos em plataformas carbonáticas dolomitizadas, o que pode ser desafiador de determinar a partir dos corpos de dolomito em si, onde passaram por múltiplas fases de recristalização e sobreposição diagenética (Koeshidayatullah *et al.* 2020a, 2021, 2022).

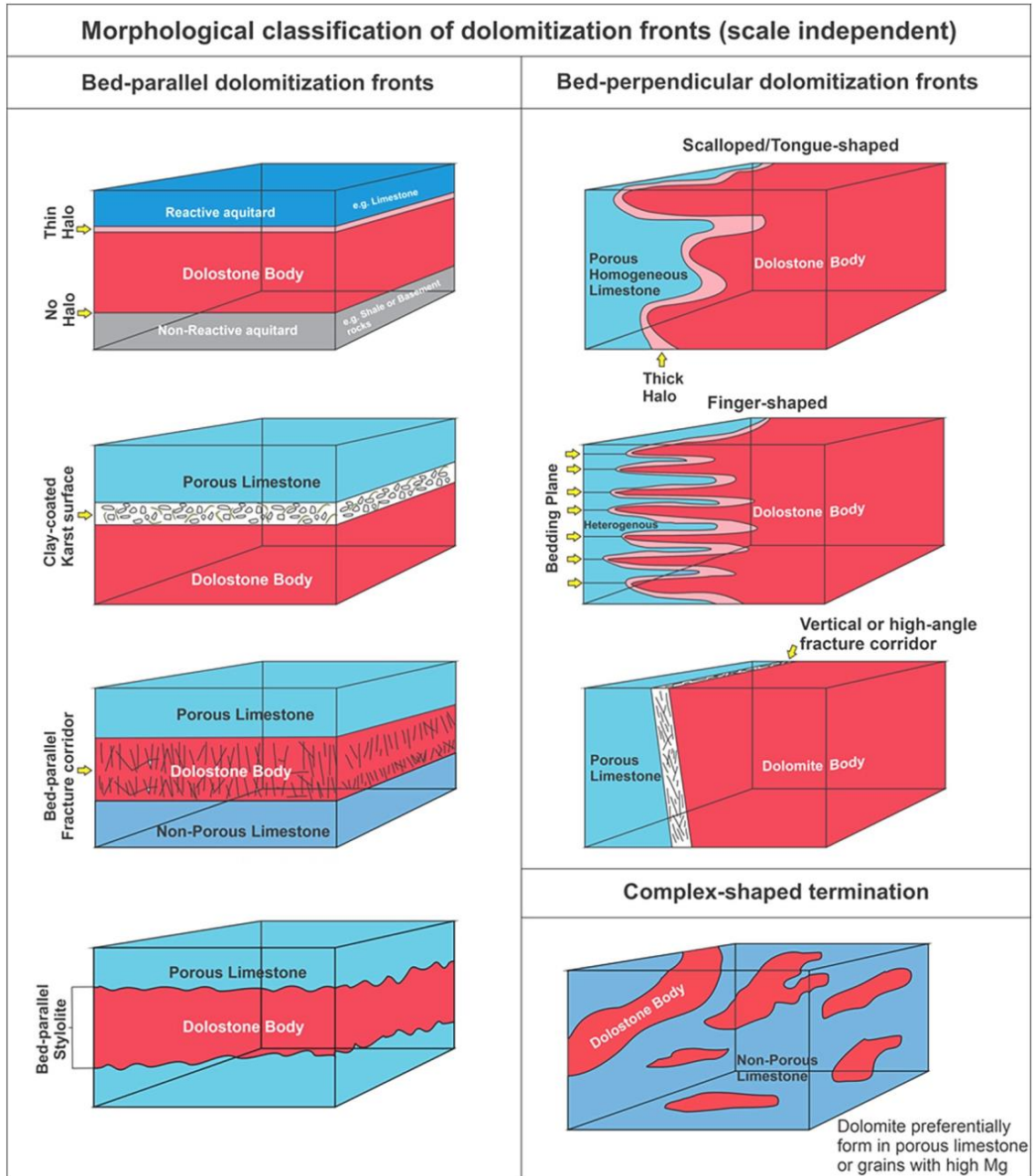


Figura 8 - Esquema de classificação genética de frentes de dolomitização. O painel a esquerda mostra a terminação paralela ao leito, enquanto o painel à direita exibe as frentes perpendiculares ao leito e de formato complexo. Extraído de Koeshidayatullah *et al.* (2021).

3.4 BRECHA (BRECCIA)

As brechas são rochas compostas de fragmentos angulares de granulação grossa, matriz fina e/ou cimento, podendo ser formado por diversos processos, em contextos sedimentares, tectônicos, ígneos e hidrotermais ou uma combinação destes (Laznicka 1988, Shukla & Sharma 2018). Corpos de brecha discordantes e incoerentes, como os discutidos neste trabalho, são frequentemente o interpretado como resultado de colapso cárstico, falhas tectônicas ou injeção

de fluido hidrotermais (Jébrak 1997, Shukla & Sharma 2018, Peacock *et al.* 2019). Este trabalho dará ênfase para as brechas de falhas e suas peculiaridades.

As brechas de falha são um produto comum ao longo das zonas de falha da crosta superior, particularmente nos primeiros quilômetros da crosta, onde o potencial de deformação dilatacional aumenta a gama de processos de formação de brecha. A permeabilidade aumentada criada nas zonas de brecha são importantes canais de fluidos crustais, podendo carrear íons metálicos economicamente relevantes ou hidrocarbonetos (Woodcock & Mort 2008, Shukla & Sharma 2018). Woodcock & Mort, (2008) propõe uma classificação (Fig 9) não genética de brechas de falhas baseado em três critérios: a ausência de coesão primária, a quantidade de matriz ou cimento e a proporção de clastos.

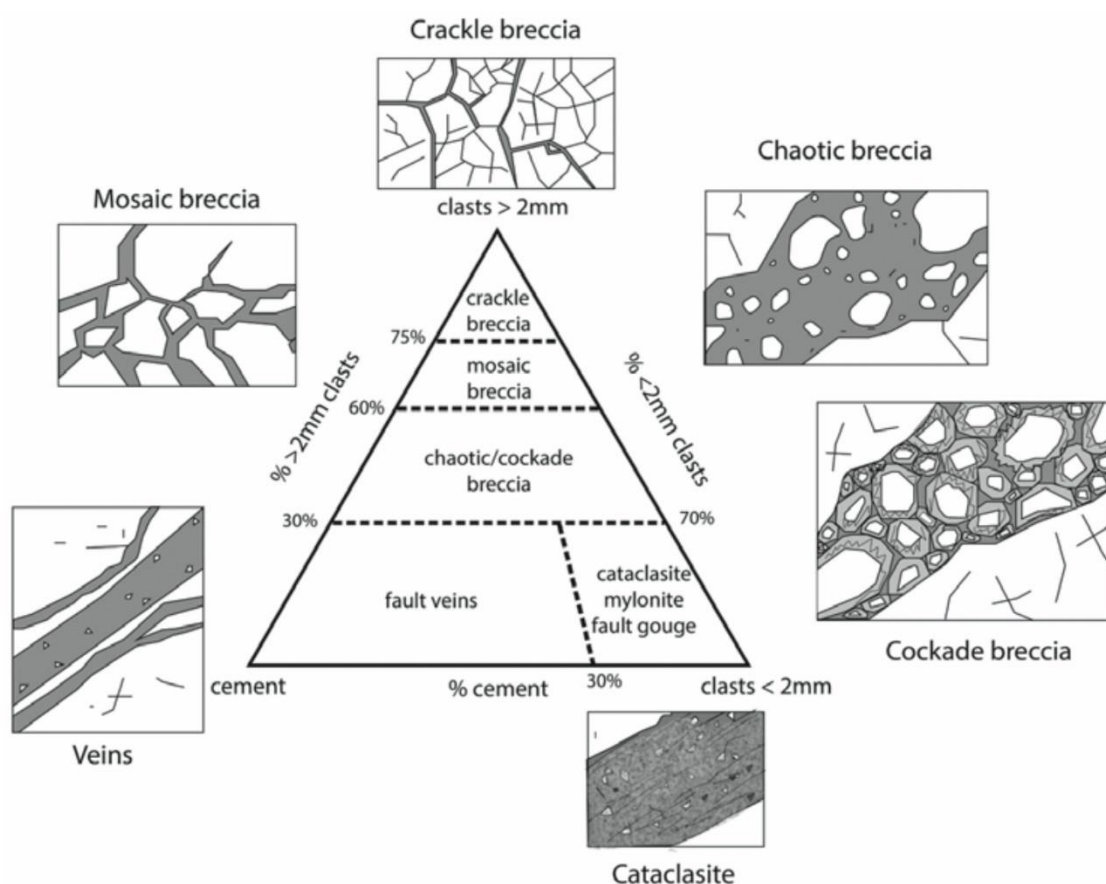


Figura 9 - Sistema ternário para classificação morfológica de brechas cinemáticas e cataclasitos (modificado após Woodcock e Mort 2008). Extraído de Chan *et al.* (2022)

3.5 MICROESTRATIGRAFIA

Estudos microestratigráficos de cimentos carbonáticos associados podem elucidar ainda mais os mecanismos de formação do minério, incluindo as condições de pré-mineralização, porque as flutuações químicas nos fluidos mineralizantes são registradas como zonas de crescimento com variações espaciais na composição elementar (Reeder 1991). Os estudos têm se

concentrado no zoneamento OM-CL causado por variações de Ca, Mg, Sr, Fe e Mn, dos quais os teores de Fe e Mn são de grande importância (Hiatt & Pufahl 2014). Mudanças de oligoelementos em fluidos associadas a eventos de formação de minério em bacias sedimentares podem ser registradas por cimentos contemporâneos, especialmente minerais carbonáticos zonados (microestratigrafia). Kyle *et al.* (2023) discute que a microestratigrafia da dolomita reflete mudanças nas concentrações de metais da salmoura, induzidas por eventos de precipitação de minerais sulfetados (Fig. 10). O autor explica que a microestratigrafia da dolomita segue variações geoquímicas sistemáticas nas concentrações de metais e REE que correspondem a episódios de precipitação do sulfeto, incentivando a aplicação de microestratigrafia em sistemas de brechas carbonáticas pelo mundo, para melhor avaliar os controles genéticos para concentrações minerais críticos.

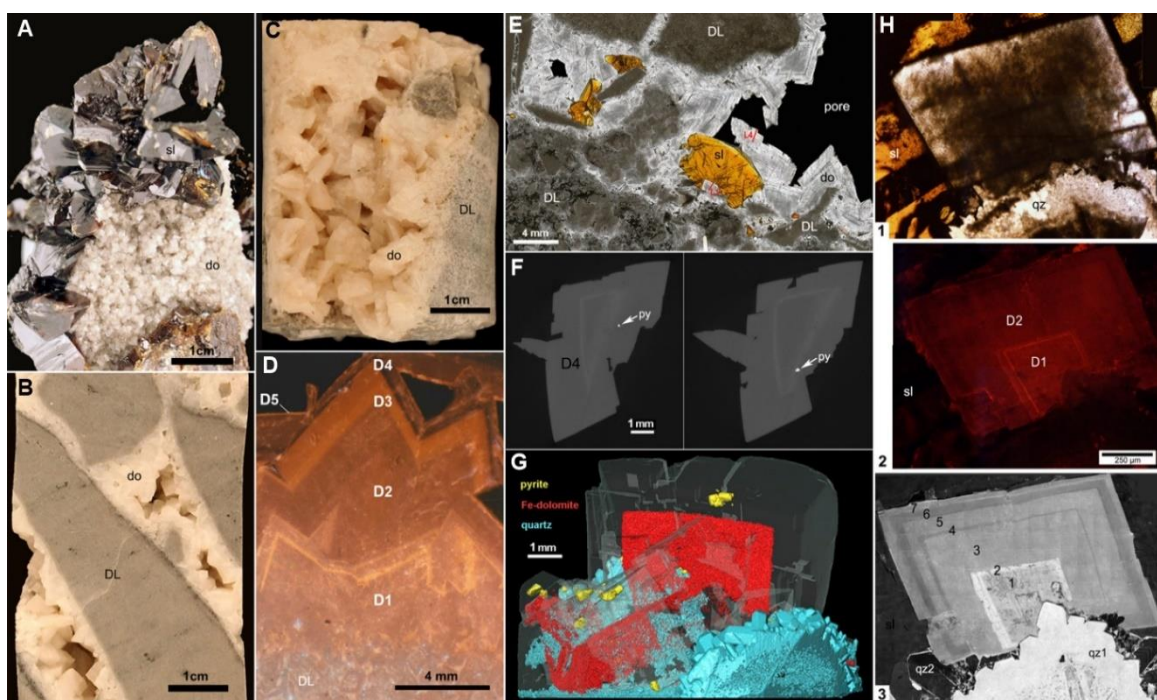


Figura 10 - Exemplos de cimento dolomítico pré, sin e pós-minério e minerais sulfetados. (A) Cimento de brecha de dolomita precoce coberto por esfalerita grossa, mina Elmwood no Knox Group, Tennessee, EUA. (B) Núcleo serrado de brecha cimentado por dolomita de sela grossa (amostra CA356-1888). (C) Núcleo com cimento dolomita rosa (CA167-2482). (D) Catodoluminescência de microscópio óptico (OM-CL) de cimento dolomítico mostrando zonas de mineralização D1 – D5 (CA356-1888). (E) Seção polida espessa de brecha mineralizada cimentada por dolomita pré-minério, esfalerita e dolomita pós-minério com trilhas selecionadas de ablação a laser (linhas vermelhas) (CA315-2305). (F) Cortes de tomografia computadorizada de raios X em escala de cinza (XCT) mostrando zona de dolomita ferroana mais clara (interior D4) com inclusões de pirita associadas de ~100 µm (mostradas por setas) (CA167-2483). (G) Modelo XCT de cimento dolomita em cimento de quartzo de brecha, com o cimento dolomita mais jovem tornado transparente para mostrar a zona dolomita ferroana (interior D4) com pirita grossa associada (CA167-2483); veja o Material Suplementar (veja nota de rodapé 1) para animação. (H) Comparação de técnicas petrográficas e de imagem para cristal de dolomita inicial em quartzo e coberto por esfalerita em seção polida espessa (KY2-30). 1 — Imagem polarizada em plano mostrando o núcleo turvo do cristal de dolomita e uma borda menos turva coberta por esfalerita. 2 — Imagem OM-CL das zonas dolomíticas D1 e D2. 3 — Imagem de catodoluminescência de microscopia eletrônica de varredura (SEM-CL) mostrando zoneamento fino no cristal de dolomita e microfraturas que terminam em D1. Duas gerações de cimento de quartzo pré-dolomita estão presentes. DL – dolostona; do—dolomita; py—pirita; qz—quartzo; sl—esfalerite. Extraída de Kyle *et al.* (2023).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As rochas localizadas no centro-oeste do Brasil registram um importante intervalo de tempo geológico da Terra, do Neoproterozoico ao Paleozoico, com uma evolução completa do Gondwana Oeste. Estes depósitos têm sido, previamente, considerados de idade criogeniana-ediacarana e incluídos em uma única bacia de colisão tipo *foreland* com, ligada ao Evento Brasileiro/Pan-Africano, que envolveu os blocos continentais Amazônia, São-Francisco-Congo e Paraná gerando a Faixa Paraguai (Almeida 1967, Alvarenga & Trompette 1988, Trompette 1994, Nogueira *et al.* 2007, Tohver *et al.* 2010, Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2015). Porém, Santos *et al.* (2020) mostrou que a deformação observada nas sucessões sedimentares do Sul do Cráton Amazônico foi produzida por uma tectônica transtensional, não condizente com bacias formadas durante uma colisão continental. A tectônica compressional está impressa apenas nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, considerada como o único registro da Faixa de dobramento Paraguai, uma provável sutura de colisão ocorrida no Criogeniano médio ligada a tectônica Brasileira-Pan-Africana (Almeida 1967, Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020). Santos *et al.* (2020) propõe uma evolução para a Faixa Paraguai Norte (Fig. 11) com base na deformação progressiva, onde dois sucessivos episódios transpressional-transtensional ocorreram. A deformação transpressional dúctil e rúptil-dúctil afetou apenas as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá na parte sudeste do cinturão e posteriormente houve um estágio de deformação transtensional rúptil, que foi responsável pela geração de falhas oblíquas-normais, transcorrentes e juntas; que ocorrem também nas rochas da Formação Puga, Grupos Araras e Grupo Alto Paraguai (Santos *et al.* 2020, Seoane & Domingos 2021, Nogueira *et al.* 2022). Os diamictitos glaciais, depósitos carbonáticos e siliciclásticos, não metamórficos foram redefinidos como preenchimento de uma Bacia intracratônica, denominada Araras-Alto Paraguai (Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020, Santos *et al.* 2021)

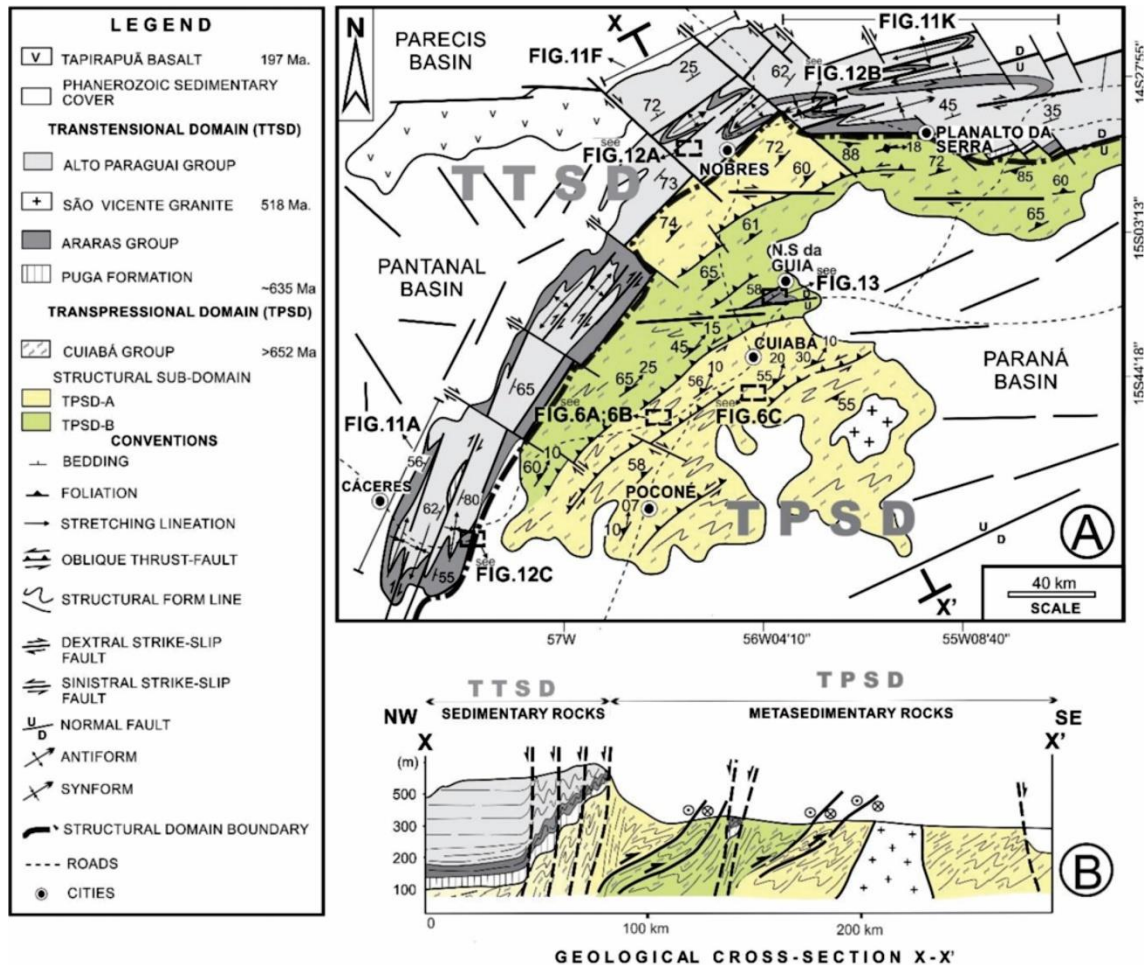


Figura 11 - Mapa estrutural-geológico da Faixa Norte Paraguai e; (b) Corte transversal NW-SE (X-X') mostrando o arranjo tectônico das rochas e seus domínios estruturais. (Extraído de Santos *et al.* 2020)

4.2 BACIA ARARAS ALTO PARAGUAI (BAAP)

As unidades da BAAP (Fig. 12) recobrem as rochas cristalinas proterozoicas do Cráton Amazônico e metassedimentares do Grupo Cuiabá. O preenchimento da Bacia inicia-se com os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga, correlacionado à glaciação global do final do Criogeniano, de 635 Ma (evento Marinoano; Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira *et al.* 2003).

O Grupo Araras ocorre de maneira descontínua no sul do Cráton Amazônico recobrando os diamictitos. O Grupo Araras foi redefinido por Nogueira & Riccomini (2006) em quatro formações: 1) Mirassol d'Oeste, constituída por dolomitos finos peloidas e dolomitos com estromatólitos de plataforma rasa (Santos *et al.* 2021, Santos *et al.* 2023); 2) Guia, que consiste em calcários finos betuminosos, folhelhos e brechas calcáreas, localmente dolomitizados de origem marinha plataformar (Soares *et al.* 2020); 3) Serra do Quilombo, como dolomitos fino laminado rico em matéria orgânica, dolomitos fino maciço a laminado, dolomitos arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associado com estratificação plano-paralela, dolomito arenoso/oolítico com laminação produzido por ondas e brechas dolomíticas com cimento e/ou

com matriz, interpretados como depósitos de *offshore transition* e costeiro (Milhomem *et al.* 2013); e 4) Nobres, encerrando dolomitos finos, arenitos, brechas e conglomerados dolomíticos, pelitos e abundantes níveis de sílex secundário relacionados a depósitos de planície de maré (Rudnitzki *et al.* 2017).



Figura 12 - Litoestratigrafia da Bacia Araras Alto Paraguai, com a localização das seções alvos deste estudo. Localidades: A e B - Pedreiras Emal-Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da BR-070) e C - mina inativa, 1 km a SW de Nobres. A escala ao lado dos perfis A, B e C é exclusiva para a espessura das seções estudadas. (modificado de Milhomem *et al.* 2013)

A sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai foi depositada em discordância sobre o Grupo Araras, interpretada como depósitos flúvio-costeiro e de plataforma rasa, relacionados às formações Raizama e Sepotuba, e depósitos lacustres-deltaicos da Formação Diamantino (Bandeira *et al.* 2012, Santos 2018). A idade cambriana da Formação Raizama foi inferida pela presença de traços fósseis da icnofácies *skolithos* (Santos *et al.* 2017), finalizando o preenchimento da BAAP.

5 ARTIGO: DIAGENETIC AND HYDROTHERMAL EVENTS IMPRINT IN EDIACARAN DOLOMITIC BRECCIA FROM THE ARARAS-ALTO PARAGUAI BASIN, SOUTHERN AMAZON

Authors: Sepeda, L.F. ^{a,*}, Nogueira, A.C.R. ^{a,e}, Santos, R.F. ^a, Okubo, J. ^b, Silva, P.A.S. ^a, Marques, J.C. ^c, Milhomem, J.M.N. ^a, Luvizotto, G.L. ^b, Macambira, M.J.B. ^a, Sial, A.N. ^d

^a Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal Do Pará, Rua Augusto Corrêa S/n, CEP 66075-110, Belém, PA, Brazil

^b Departamento de Geologia, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro, SP, 13506-900, Brazil

^c Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 90040-060, Brazil.

^d NEG-LABISE, Department of Geology, Federal University of Pernambuco, Recife, Brazil

^e Research Productivity of CNPq, Brazil

* Corresponding author.

E-mail address: leandro.silva@ig.ufpa.br

ABSTRACT

The Ediacaran period was characterized by the establishment of extensive platforms during CaCO_3 oversaturation events and the exceptional creation of accommodation space associated with the aftermath of the Marinoan glaciation (~ 635 Ma). Carbonate deposits in the Araras Group record the precipitation of the early Ediacaran period, stage 1, in the Amazon craton. The Serra do Quilombo Formation is an intermediate unit and is characterized by the occurrence of heavily fractured and faulted dolomites, as well as the presence of dolomite-cemented breccias (B.C.) overlying thick limestone packages associated with diagenetic and hydrothermal modifications, this evidence introduces complexity to these scenarios. This study aims to unravel the origin of cemented breccias and the diagenetic/burial processes within the unit, focusing on dolomitization processes. Dolomite samples were analyzed using petrographic, scanning electron microscopy, microprobe, Raman microscopy, cathodoluminescence, and isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) to unravel their burial history. BCs are sub-vertical to sub-horizontal bodies with complex geometries, generally cutting bedding at high angles, indicating hydrofracturing processes related to vertical flows of hydrothermal fluids (hydraulic breccia) and presents

the typical cockade texture of expansion breccias in dilatational faults. The substitutive matrix RD1 is the main constituent of the Serra Quilombo Formation, its low correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2=0.009$), the well-preserved fabric, and the similarity with the isotopic values (C and Sr) documented for Ediacaran carbonates, suggest that the syndepositional dolomitization. The first generation of dolomititic cement (DC1) and the last phase of dolomititic cementation (saddle dolomite - DC3) occur filling pores, BCs, and fractures. The cockade texture of the breccias evidences a low precipitation rate or a pause in precipitation between DC1 and DC3. Concurrently, DC1 has isotopic signals of $\delta^{18}\text{O} = -4.34 \pm 1.32\text{‰}$ ($n=18$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708831$ ($n=2$), while DC3 has values of $\delta^{18}\text{O} = -9.57 \pm 2.51\text{‰}$ ($n=15$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711464$ ($n=3$). The large isotopic fractionation between DC1 and DC3 suggests different dolomitizing fluids. This relationship shows an increase in ^{87}Sr in the fluid as the temperature increases; moreover, the enrichment in ^{87}Sr of the fluid is explained by the interaction of this fluid with rocks from the crystalline basement. Thus, the main conduit for the ascent of this radiogenic fluid would be faults with deep roots spatially close to tectonically active zones. Lastly, the presence of tectonic stylolites cutting cemented breccias and rotated zebra-like stratabound structures suggests that brecciation occurred before the installation of fragile post-Ordovician transtensional structures, preceding the establishment of Paleozoic Basins on the South American Platform.

Keywords: Dolomitization, Silicification, Cockade breccia, Isotope geochemistry, Petrography, Araras Group, Neoproterozoic

5.1 INTRODUCTION

Extensive carbonate platforms were established after the Marinoan glacial event (~635 Ma), indicating the beginning of greenhouse conditions and supersaturation, concomitant with the increase of accommodation space generated by glacial isostatic adjustment and long-term transgression (Hoffman *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2022). Marine carbonate precipitates primary mineralogy and texture have been crucial in paleoceanographic reconstructions. However, sedimentary basins burial and tectonic history can overlap primary signatures (Ahm *et al.* 2019, Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2023). Ediacaran carbonate deposits occur on the southern Amazon Craton, related to the Araras Group (Nogueira *et al.* 2022, and its references). The intense dolomitization is the main characteristic of this upper unit. While the diagenetic constraints and reasonable explanation about the dolomite origin for the base of the Araras Group (Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2023), how the intense dolomitization of upper units (Serra do Quilombo and Nobres Formation) occurred, affecting the primary signatures.

The transition from the base to the top of the carbonate succession is marked by the occurrence of breccias cemented by dolomite, considered a diagnostic lithology for identifying

the Serra do Quilombo Formation (Nogueira and Riccomini 2006, Milhomem *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2019). However, the genesis of this rock was first interpreted as a result of seismicity (Nogueira & Riccomini 2006), and subsequently, an origin is associated with tectonic/hydrothermal processes (Milhomem *et al.* 2013). The non-sedimentary brecciated intervals are essential because they represent the remobilization of Mg- and Ca-bearing fluids and can be considered a guide for understanding post-depositional processes linked to diagenetic, hydrothermal, and tectonic events. Breccias cemented by dolomite have been discussed for decades, mainly due to their economic perspectives as Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite (HTD) facies. They are significant due to their hosting of Mississippi Valley-type (MVT) lead and zinc deposits and their importance in hydrocarbon deposits (Machel & Lonnee 2002, Al-Aasm 2003, Davies & Smith 2006, Martín-Martín *et al.* 2015, Navarro-Ciurana *et al.* 2016, Koeshidayatullah *et al.* 2020, Lima *et al.* 2020, Yang *et al.* 2022).

Therefore, it is crucial to understand the origin and circulation mechanisms of dolomitizing fluids and their correlation with Ediacaran marine conditions and post-depositional geodynamic relationships. In this study, we provide details of the diagenetic evolution of the dolomites of the Serra do Quilombo Formation with an emphasis on the replacement and constraints of the composition of dolomitizing fluids and cementation processes. In addition, it determines the controls and origin of cemented breccias and to gain insights into how these regional geotectonic events influenced the Araras-Alto Paraguai Basin on the Southern Amazon Craton.

5.2 GEOLOGICAL SETTING

The southern of the Amazon Craton records an important orogeny related to the assembly of Gondwana, described as the North Paraguai Belt (Fig. 1a). The evidence of this event is found in the metasedimentary rocks of the Cuiabá Group (Almeida 1967, Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020). These metamorphic rocks are overlain by glacial deposits of the Puga Formation (Cryogenian), limestones, and dolostones of the Araras Group (Ediacaran), and siliciclastic rocks of the Alto Paraguai Group (Cambrian-Ordovician), which were deposited in an intracratonic Basin called the Araras-Alto Paraguai Basin (AAPB; Almeida 1967, Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020, 2021). Santos *et al.* (2020) propose a geotectonic evolution based on two successive episodes of deformation: ductile and brittle-ductile transpressional deformation affecting only metasedimentary rocks, interpreted as a probable collision suture that occurred in the middle Cryogenian linked to Brazilian-Pan-African tectonics (Almeida 1967, Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020). Subsequently, there was a stage of brittle transtensional deformation, responsible for generating oblique-normal faults, drag folds, and joints that also

occur in the rocks of the Puga Formation, Araras Group, and Alto Paraguai Group (Santos *et al.* 2020, Seoane & Domingos 2021, Nogueira *et al.* 2022).

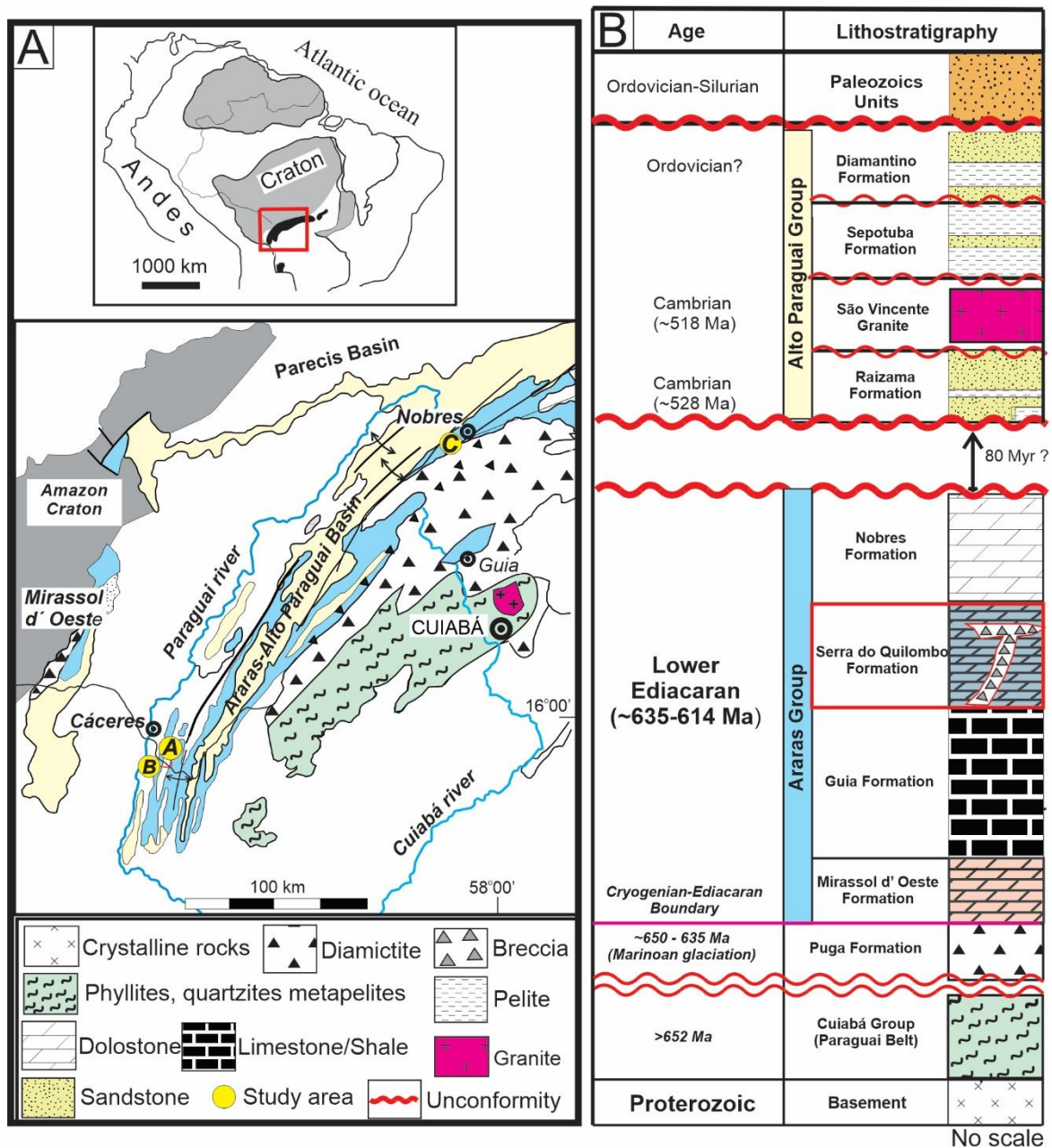


Figura 13 - Geology and stratigraphy of the Southern Amazon Craton. a) Geological map of Amazon Craton, indicating the Araras Alto Paraguai Basin (AAPB), the red rectangle delimits the southern Amazon Craton with a focus on the AAPB and the study area (modified from Nogueira *et al.* 2019); b) Lithostratigraphy of the Neoproterozoic-Cambrian deposits of the southern Amazon Craton, the red rectangle delimits studied Unit (adapted from Nogueira *et al.* 2019)

The deposits of the Araras Group represent the establishment of a post-glacial carbonate platform and are divided into four formations following proposal by Nogueira & Riccomini 2006, from base to top (Fig. 1b): 1) Mirassol d'Oeste Formation, composed of dolomitic layers interpreted as a shallow platform environment with intense microbial activity (Nogueira *et al.* 2003, 2019, Romero *et al.* 2020, Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2021, 2023); 2) Guia Formation,

composed of carbonates and shales, interpreted as a moderately deep platform (Nogueira *et al.* 2003, 2007, Soares *et al.* 2020, Carvalho *et al.* 2023) 3) The focus of this study is Serra do Quilombo Formation comprises a shallowing upward succession, consisting of the following facies: thin-laminated dolomite rich in organic matter, fine-laminated dolomite, sandy dolomite with hummocky/swaley cross-stratification associated with plane-parallel bedding, sandy/oolitic dolomite with laminations produced by waves, and dolomitic breccia with matrix. It represents the record of a prograding highstand system tract in a carbonate ramp context (Nogueira & Riccomini 2006, Milhomem *et al.* 2013).; and 4) Nobres Formation, consisting of tidally influenced dolomites with peritidal microbialites (Nogueira and Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2022, Rudnitzki *et al.* 2016, Romero *et al.* 2022). The lower Ediacaran age of the top of the Araras Group has been estimated at approximately 614 Ma, stage 1, based on chemostratigraphic correlation at $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Nogueira *et al.* 2019) and radiometric constraints of the basal deposits (Puga cap carbonate) e.g. 622 ± 33 Ma by Pb/Pb age (Romero *et al.* 2013) and 623 ± 3 Ma by U-Pb in situ in seafloor crystal fans (623 by Carvalho *et al.* 2023). The Upper Araras Group is unconformably overlain by the siliciclastic rocks (Cambrian-Ordovician) of the Alto-Paraguai Group (Nogueira *et al.* 2019, 2022, Santos *et al.* 2017, Romero *et al.* 2022). This unconformably contact record the uplift and erosion of the Araras-Alto Paraguai Basin led to the truncation of the Lower Ediacaran Araras Group, persisting from the middle and upper Ediacaran until the formation of the Cambrian Unconformity, representing a gap of approximately 80 Myrs (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019, 2022, Romero *et al.* 2022).

5.3 MATERIAL AND METHODS

A total of one hundred eighty-three (183) samples were collected from outcrops along the stratigraphic sections of the Serra do Quilombo Formation and adjacent units. The samples were collected from quarries operated by Emal/Camil S.A in the Cáceres and Nobres regions, Mato Grosso state, Central-Western Brazil. A selection of one hundred twenty-nine (129) samples was used for the preparation of polished thin sections (30 μm thick) and subsequent petrographic analysis using optical microscopy and cathodoluminescence (CL). The objective was to differentiate the mineralogical assemblage, with focusing on generations of dolomite cementation and replacement. The CL analysis was performed using the LEICA DM 4500 P LED optical microscope coupled to the Optical cathodoluminescence CL 8200 MK5-2. s at the Cathodoluminescence Laboratory of the Federal University of Para. The analysis conditions were as follows: electron beam current from 15.1 to 15.9 kV; acceleration voltage ranging from 266 to 448 mA; and exposure time of 10 s.

The Raman spectra were performed with a Renishaw in Via Reflex equipment coupled to a Leica DM2500 M microscope, containing the lasers with excitation at 632.8 nm (He-Ne, Renishaw)-50 mW-, 785 nm (diode laser, Renishaw)-500 mW- and 532 nm (diode laser, Renishaw)-500 mW-. The equipment also contains two diffraction gratings, one with 1200 lines (used with the 632.8 or 785 nm lasers) and another with 2400 lines (used with the 532 nm laser), and a thermoelectrically cooled CCD detector (1040 x 256 pixels). The Wire 4.4 software was used to analyze the collected data. During this analysis, the 785 nm laser was chosen and was used at 1% of its power. The individual spectrum was collected using 30 accumulations of 2 s each, with the removal of cosmic rays. The Raman spectra were processed using Spectragryph software v.1.2.16.1.

Mineralogical refinement was performed through scanning electron microscopy-energy dispersive spectroscopy (SEM/EDS). The SEM-EDS data were acquired at the Microanalysis Laboratory of the Geosciences Institute (I.G.) at UFPA. The equipment used was a Zeiss SEM model SIGMA-VP coupled with EDS IXRF model Sedona-SD

The electron microprobe analysis (EMPA) was conducted using a JEOL JXA-8100 electron microprobe with a wavelength-dispersive system at the Department of Geology, São Paulo State University, Brazil. The instrument was operated with three crystal spectrometers, with the accelerating voltage and the specimen current of 15kV and 20mA, respectively. The beam spot diameter used for quantitative element analysis was 1 μm . The standards used were barite P.H. for Ba and S, celestine P.H. for Sr, and wollastonite P.H. for Si. The detection limit of the microprobe analysis was approximately 280 ppm for each element.

Carbon and oxygen isotopes were obtained for one hundred seventy-one (171) dolomite samples. The samples for isotopic analysis were obtained using a micro-drill mounted on a microscope. Twenty-one (21) samples, after He flush, were reacted with pure H_3PO_4 for one hour at a temperature of 70°C; the evolved CO_2 was analyzed in the gas source mass spectrometer, Delta V Advantage – Gas Bench 2 from Thermo Scientific™, on the premises of the Isotopic Geology Laboratory, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS); the analytical standards used were: NBS18, IAEA CO1, REI 1, and BSB. Additionally, one hundred fifty (150) samples were reacted with pure H_3PO_4 at a constant temperature of 25°C for 72 hours; the CO_2 was then cryogenically purified and analyzed in a SIRA II double-intake and triple-collector mass spectrometer at the Stable Isotopes Laboratory (LABISE) of the Department of Geology at the Federal University of Pernambuco (UFPE); the analytical standard used was BSC – “Bor-borema Skarn Calcite”. The usual notation delta represented the isotopic composition of carbon and oxygen (δ) in permil (‰) VPDB (Vienna – Pee Dee Belemnite)

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio was obtained for eleven dolomite samples. The determination of the carbonate's $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic composition was achieved through the sequential leaching procedure developed by Bailey *et al.* (2000). Six samples were analyzed at the UFPA Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso) using the MC-ICP-MS (Multi-Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) technique. The spectrometer utilized was a NEPTUNE (Thermo Scientific) with an energy analyzer (ESA) and a magnetic sector mass applicator. The detection system is equipped with nine Faraday collectors, six ion counters (MIC), and an electron multiplier (SEM). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios obtained using the NBS 987 standard in this equipment have an average value of 0.710240 ± 0.00009 . Additionally, five other samples were sent to the Isotopic Geology Laboratory at the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). Strontium was separated via ion exchange chromatography in a column using Eichrom SR-B50-A resin, dried, and then loaded onto a previously degassed rhenium double filament with 2 μl of 0.25N H_3PO_4 . Data acquisitions were performed using a thermoionization mass spectrometer (TIMS), TRITON (Thermo Scientific), in static mode with multiple Faraday cups. Data were corrected for mass fractionation by normalizing to an $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ ratio of 0.1194. Measurements of NIST SRM 987, blanks, and reference materials are used to assure quality and reproducibility.

5.4 RESULTS

5.4.1 Field observations

The studied succession is approximately 130 m thick and is lithostratigraphically composed of the Serra do Quilombo Formation and its adjacent units: the Guia Formation at the base and the Nobres Formation at the top (Fig. 2). In the Araras Alto Paraguai Basin (AAPB), sedimentary rocks locally exhibit sub-horizontal beds with minimal fracturing and virtually no apparent brittle deformation. However, there are portions of the basin where sedimentary rocks are deformed primarily by brittle folds, normal faults, striations, fractures/joints, and cataclastic foliation. Brittle drag folds are generally associated with normal faults with sub-vertical NE-SW, NW-SE, and E-W directions on the mesoscopic scale. The transition zone between the Guia Formation (limestone) and the Serra do Quilombo Formation (dolostone) is marked by the intense occurrence of fractures and breccias cemented by dolomite in sub-vertical bodies. These breccias truncate the thin dolomites of the Serra do Quilombo Formation and the thin bituminous limestones of the Guia Formation with abrupt lateral contacts. Figure 2 illustrates an ideal succession profile, where breccia levels begin with dolomitization at the front of the succession.

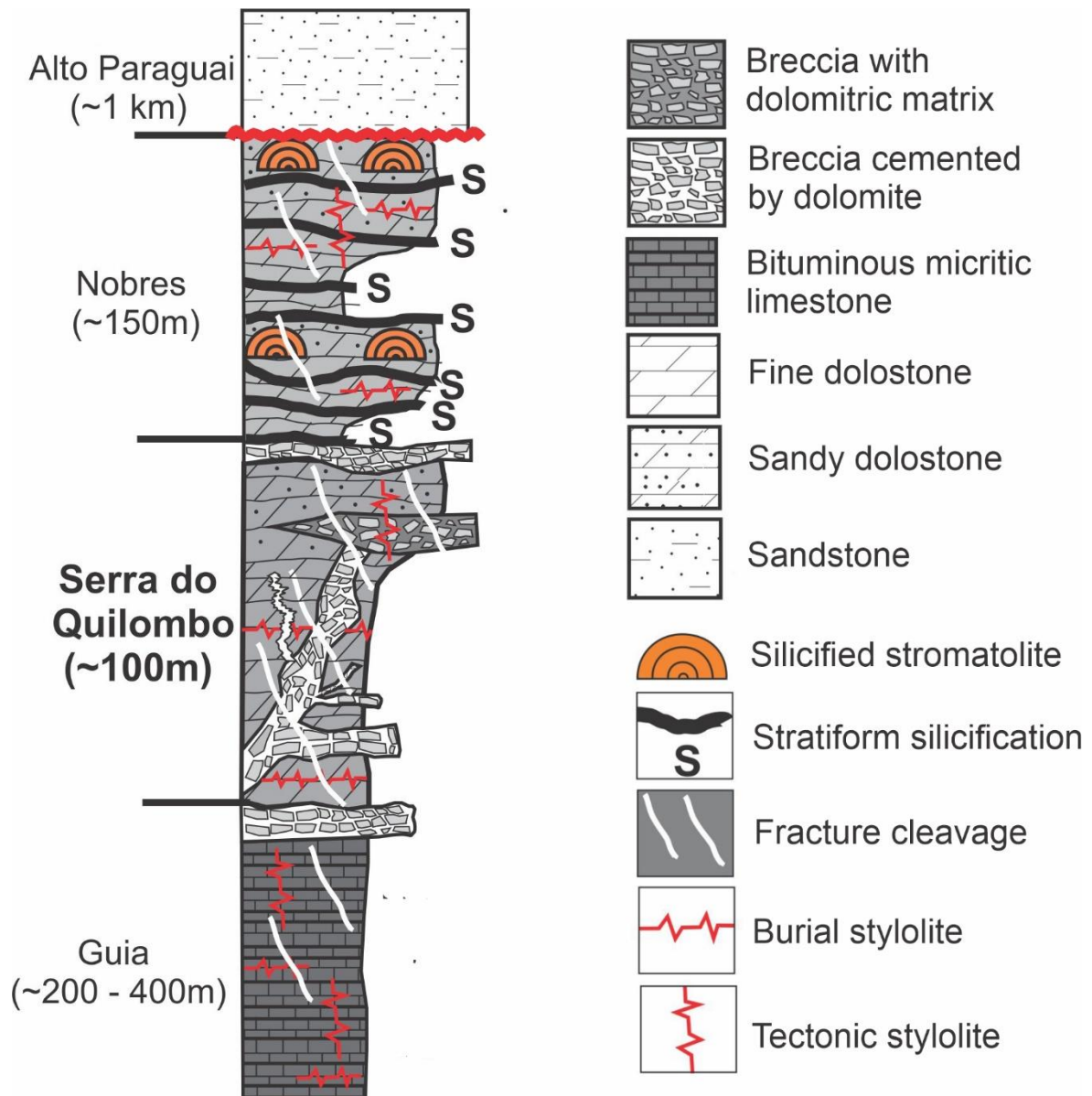


Figura 14 - Stratigraphic outcrops of the Araras Group in the Cáceres and Nobres regions were studied. The Serra do Quilombo Formation is confined within two packages of carbonate rock characterized by low porosity and permeability. These formations consist of micritic limestone rich in organic matter and finely silicified dolostones.

The basal contact is characterized by the transition from layers of black limestone with organic matter (Guia Formation) truncated by brecciated bodies to layers of dolomudstone laminated with organic matter (Serra do Quilombo Formation), displaying a black color (Fig. 3a). Later in the succession, gray dolomudstones become predominant, with oolitic layers (Fig. 3b). The contact between the Serra do Quilombo Formation and the Nobres Formation is irregular and is marked by the occurrence of breccias and sandstones containing tabular micrite clasts and contraction cracks.

Two patterns of dolomitic bodies are observed: the predominant one consists of bodies with gray tones, consistent with depositional bedding; the second type comprises beige to white bodies, exhibiting a morphology like a Christmas tree near faults and fractures (e.g. Sharp *et al.*

2010, Navarro-Ciurana *et al.* 2016; Fig. 4a, b). Furthermore, there is the local replacement of stratiform bodies. Weathering can change the original color of rocks to white or reddish-white due to leaching and oxidation processes. In addition, zebra-like textures (e.g. Morrow *et al.* 2014) are observed on inclined and sub-vertical bodies (Fig. 4c, d). They are fabrics of carbonate rock with interspersed bands of dark colors (matrix) and white (cement); the contact between the bands can be wavy or straight.

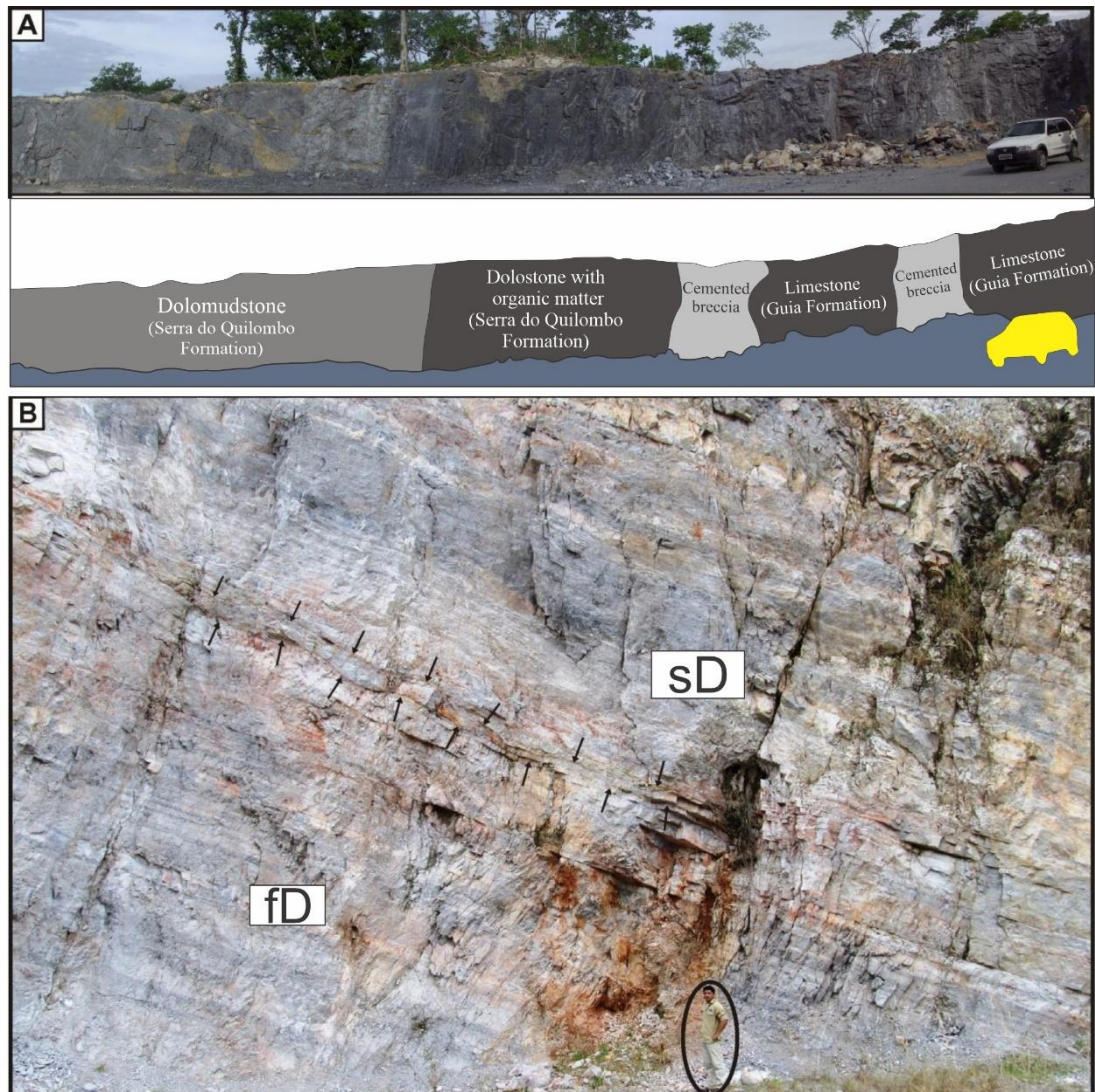


Figura 15 - Panoramic sections of the quarries were studied. a) The contact between the Guia and Serra do Brecciated bodies truncate quilombo formations. The color difference is due to the presence of organic matter. b) The sandy dolomites (sD) overlie the fine laminated dolomites (fD). The arrows indicate the wavy megamarks, which separate the facies.

5.4.2 Description of the breccias

The breccias occur in vertical or subhorizontal cylindrical bodies with complex geometries, ranging in size from centimeters to metric, and they cut the bedding at a high angle. Generally, the breccias are monomict, with dolomudstone clasts in fitting, indicating in situ

brecciation. The clasts are angular and vary in size from millimeters to centimeters. The spaces between the clasts are cemented mainly by coarse dolomite crystals and subordinately by calcite.

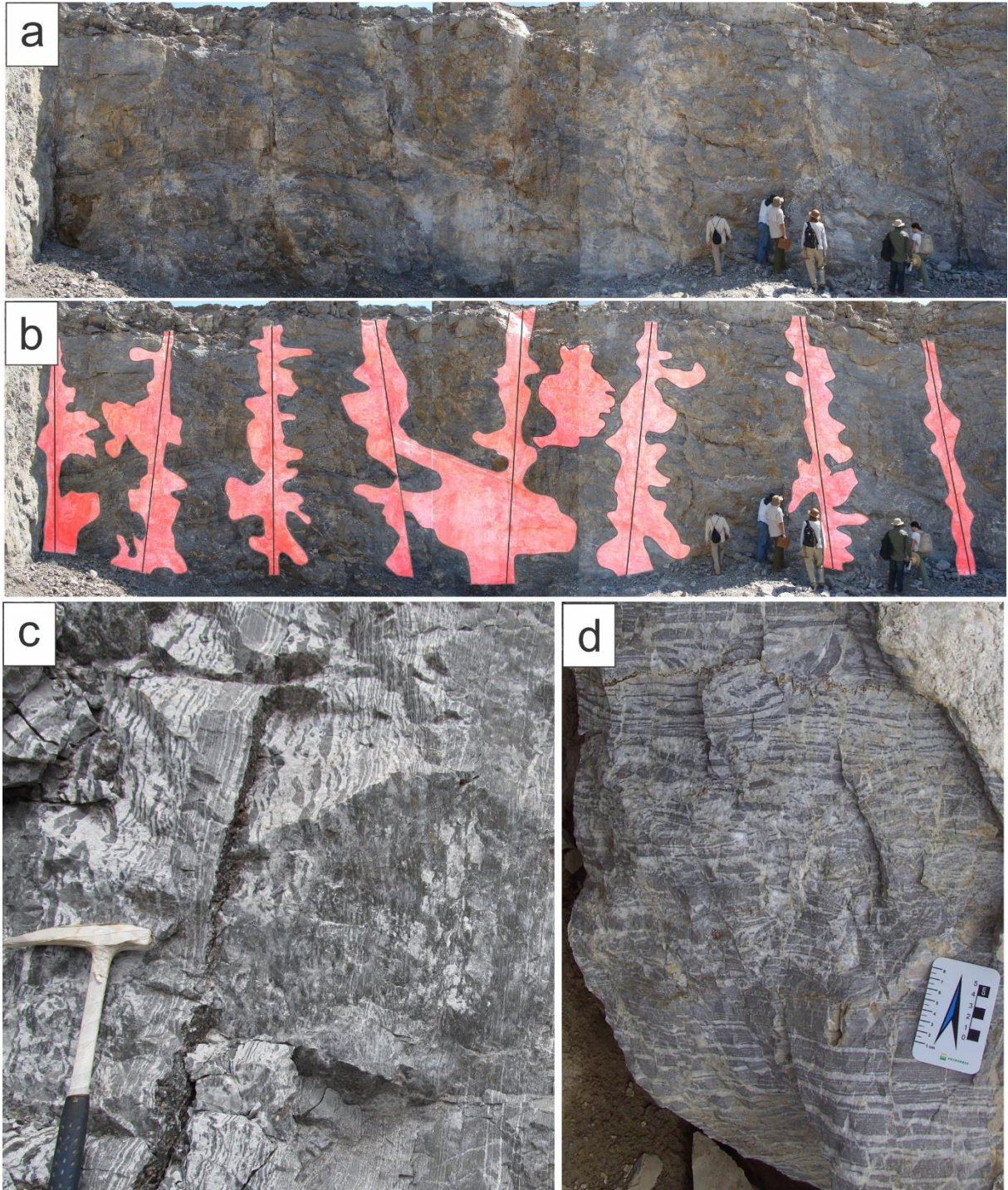


Figura 16 - Dolomite features. a) and b) Dolomite fronts show two patterns of dolomitic bodies, with emphasis on the Christmas-tree-like morphology. c) and d) zebra-like structures in sub-vertical bodies and the wavy or straight contact between the bands, respectively.

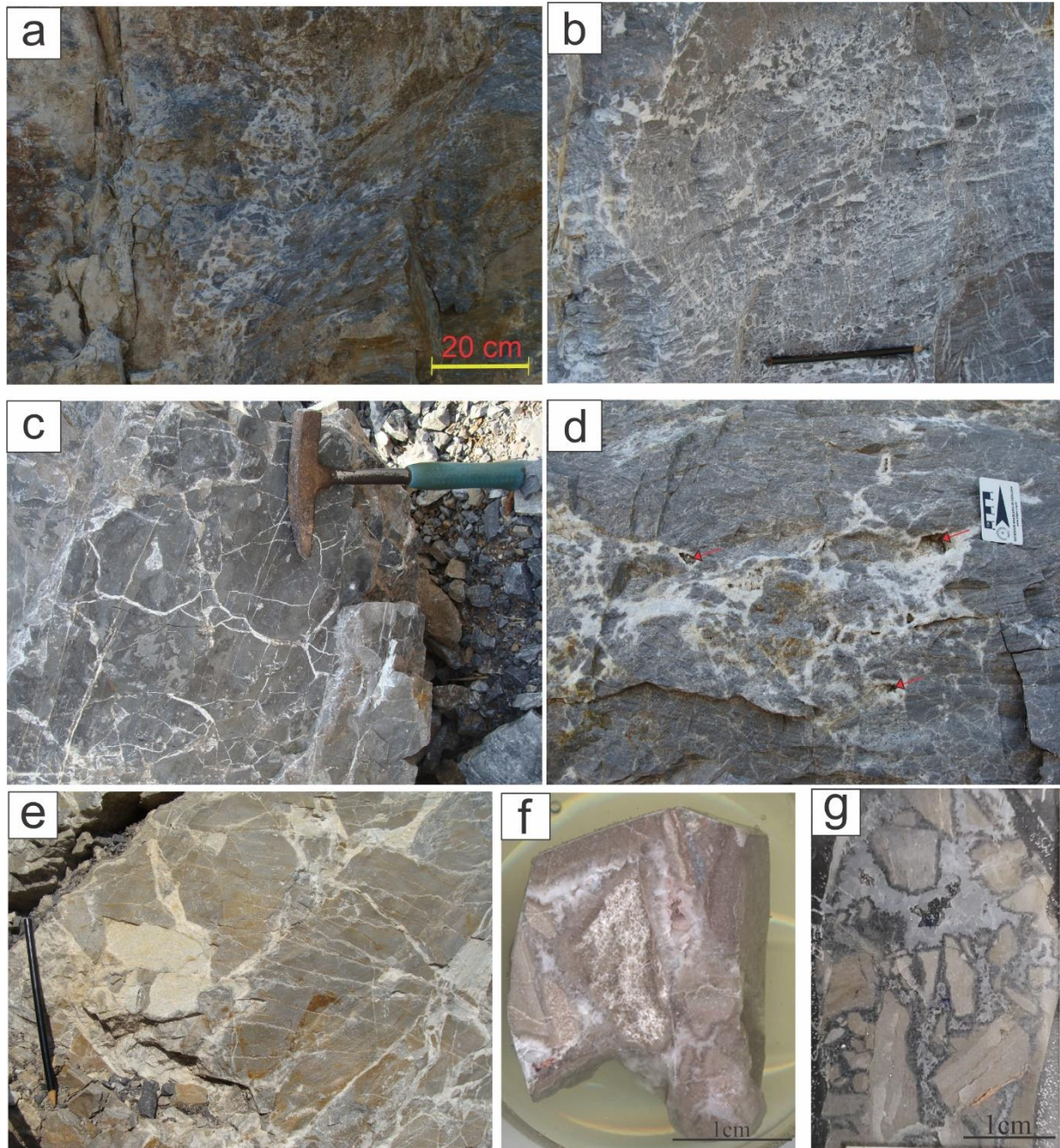


Figura 17 - Macroscopic features of breccias cemented by dolomite: a) Subvertical body of chaotic breccia. b) Mosaic breccia body with no apparent orientation. c) Crackle breccia, showing in situ brecciation. d) Chaotic breccia body without orientation. The red arrows indicate the vug pores. e) Polished sample showing the petrographic differences between the cement generations and the differences in clast replacement. f) The polished section displays the cockade texture and the difference in the transparency of the crystals surrounding the clasts.

The morphological classification of breccias did not consider genetic origin, as proposed by Woodcock & Mort (2008). Three primary morphologies were identified: crackle, mosaic, and chaotic, in addition to the widespread presence of fault veins. Crackle breccias, constituting over 75% of clasts, are clast-supported, little or not rotated with each other, and not at all rounded; the adjacent fragments generally fit together like a jigsaw puzzle (Fig. 5c). Mosaic breccias (Fig. 5b) have between 60-75% clasts and typically exhibit little rotation and rounding.

They occur in bodies perpendicular to the bedding and vary between matrix-supported and clast-supported portions. Chaotic breccias (Fig. 5a) contain less than 60% clasts and are commonly rotated and subrounded, with polymictic portions having dolostone clasts from the lower stratigraphic level. They occur mainly in upright bodies and are mainly matrix-supported. The three types of breccias can coexist with each other, where a gradual transition between Crackle-mosaic and mosaic-chaotic is observed. Fault veins are fractures filled by dolomite and calcite. They have less than 30% clasts, generally do not exhibit a preferential orientation, and have no significant shear displacement. The chaotic breccias may present vuggy pores in the inner part of the cement supporting the clasts (Fig. 5d). Locally, the cemented breccias are truncated by tectonic stylolites and fracture cleavage (Fig. 5e; Seoane & Domingos 2021).

Furthermore, the mosaic breccias exhibit a cockade texture, especially the chaotic ones. This texture is characterized by individual clasts surrounded by concentric layers of dolomite cement (Frenzel & Woodcock 2014). Note that the clasts are first entirely sheathed by one cement generation, utilizing the clasts as a substrate for their growth, and subsequently by another petrographically distinct cement generation, using the clasts "encrusted" by the cement as a substrate (Fig. 5 f, g).

5.4.3 Petrography

The paragenetic assemblage includes dolomite, quartz, calcite, apatite, pyrite, chlorite, and iron oxide/hydroxide, with dolomite being the primary constituent. They were examined in hand specimens (Fig. 5f) and under petrographic microscopes. Several dolomite fabrics were identified based on their petrographic and cathodoluminescence (CL) characteristics. The descriptions adhere to the classification model proposed by Gregg & Sibley (1984) and Sibley & Gregg (1987).

Replacive dolomite 1 (RD1)

RD1 represents the main diagenetic phase within the succession & is pervasive across the Serra do Quilombo Formation. At the basal contact with the Guia Formation limestones, RD1 manifests as a selective grain replacement phase, specifically affecting the ooids (Fig. 6a). Hand specimens generally appear gray to dark gray. Under microscopic examination, RD1 consists of near-micritic (7-35 μ m) dolomite with fabric retention and displays minor to dense packing of equigranular crystal mosaics with anhedral to subhedral textures (non-planar to planar-s), preserving the sedimentary fabric. RD1 represents densely packed dolomite with rare pores (Fig. 6b, f). Under cathodoluminescence (CL) analysis, it shows a uniformly dull purple luminescence (Fig. 6c, d)

Replacive dolomite (RD2)

Replacive dolomite RD2 occurs in completely dolomitized facies, forming dolomite crystals with gray to creamy colors in hand samples and is composed of planar crystals (planar-s and planar-e), predominantly subhedral and densely packed. These crystals form inequigranular mosaics, with a noticeable gradual transition in crystal size being commonplace. RD2 (Fig. 6e) is characterized by crystals ranging in size from 50-250 μm , with RD2 relicts often observed at the center, evidenced by dirty cloud core crystals and clear edges. Under CL, it exhibits a dull purple to orange-brown luminescence. In some local areas, a sucrosic texture can be observed in planar-e dolomites.

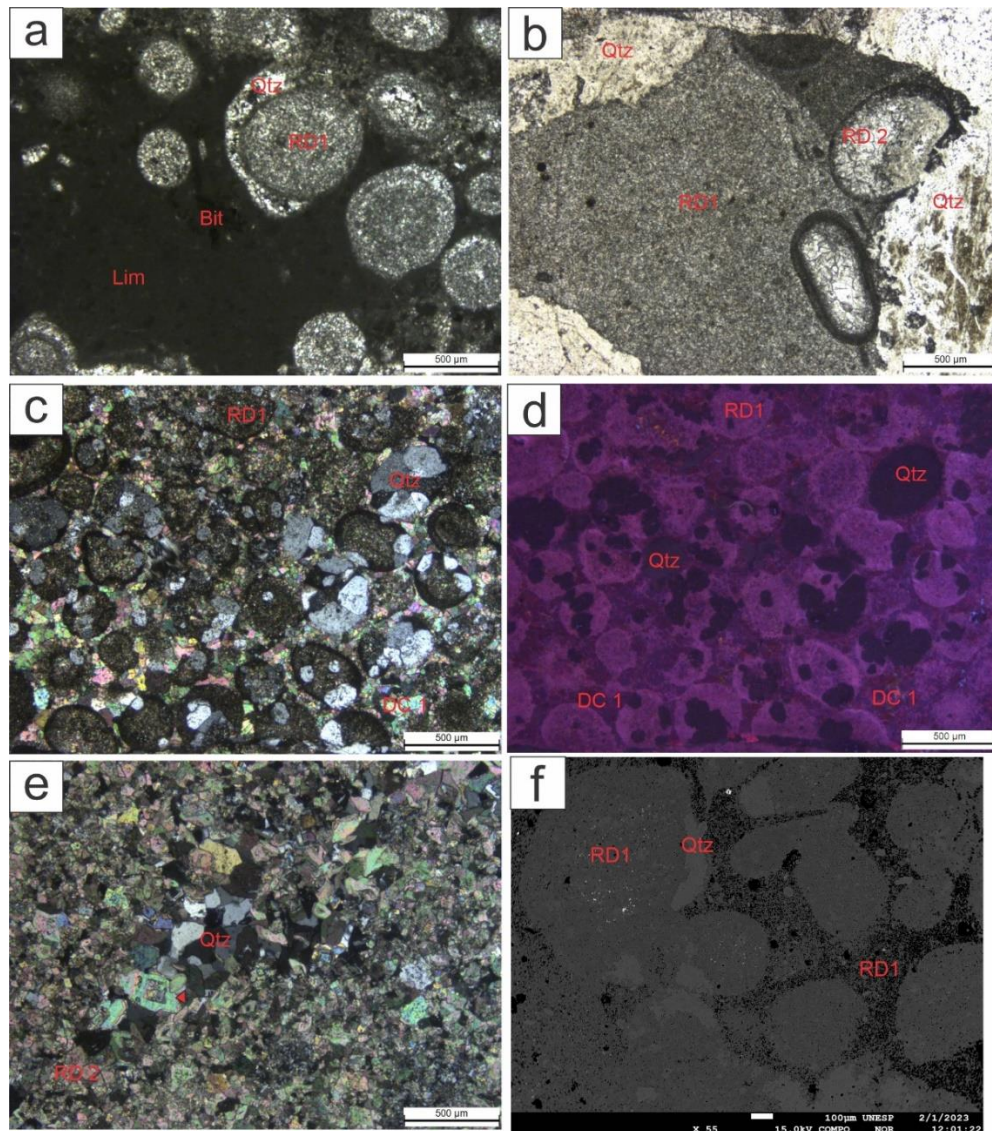


Figure 18 - Photomicrographs of replacive dolomite RD1 and RD2 show: a) Cross-polarized (XPL) image of grain-selective replacement in the zone of contact with limestones (Lim). Note the partial replacement of the edges of the ooids by silica (Qtz) and bitumen (Bit) impregnated in the micritic matrix. b) Image in Parallel-polarized light (PPL) of partial dissolution by silica (Qtz) and neomorphism for RD2 in the center of the ooids. c) and d) XPL and cathodoluminescence (CL) images, respectively, showing DC1 filling primary interparticle porosity in grain facies already replaced by RD1. Note the uniformly dull purple luminescence of RD1 and the non-luminescence of Qtz. e) RD2 crystal mosaic with RD1 relics in the center (red arrow), showing a neomorphic evolution (XPL image). f) A backscattering image shows the microporosity of RD1 in the matrix and apatite microcrystals inside the ooids (white points) and the dissolution by Qtz at the edges (light gray).

Dolomite cement 1 (DC1)

DC1 dolomite cement presented in hand samples displays gray to brown colors. This cement mainly fills the porosity of oolitic dolograins (Fig. 6c, d) and fractures and is the first cemented phase in cemented breccias (Fig. 7a, b). When examined in thin sections, it presents a generally cloudy texture due to abundant inclusions. However, within the same crystal, areas with a clear appearance can also be discerned, showcasing a significant reduction in the presence of inclusions (Fig. 7c, g). The DC1 crystals display an inequigranular texture, varying in size from 100 to 350 μm , featuring non-planar to planar-s morphologies and polymodal size distribution. Under cathodoluminescence analysis, this cement exhibits luminescence with concentric zoning, manifesting an alternation between purple-red and dark green (Fig. 7b, e, h).

Dolomite cement 2 (DC2)

The DC2 phase in the mesoscopic scale exhibits a beige color and comprises inequigranular crystals, typically demonstrating a bladed and/or dogtooth habit. These crystals are associated with a later stage of DC1 (Fig. 7d, e), filling fractures and breccias. The DC2 crystals exhibit planar-s to planar-e characteristics, with a thickness ranging from 200 to 700 μm , a limpid appearance, and traces of twinning on some crystals. Under CL, concentric zoning is evident, featuring non-luminescent to reddish pink/green interspersed portions. Apatite crystals (Ap) fill the intracrystalline porosity of DC2 (Fig. 7f), exhibiting bright yellow luminescence in CL.

Replacive dolomite 3 (RD3)

RD3 occurs proximate to brittle structures (faults and fractures), at the basal contact with the limestones of the Guia Formation, predominantly replacing the matrix (Fig. 8a, b), and present in clasts of certain breccias. In a hand sample, RD3 exhibits a milky white to cream-gray color. RD3 comprises polymodal planar dolomite crystals with a thickness ranging from 100 to 500 μm . These crystals often consist of a cloudy RD1 and RD2 core surrounded by a clear crystalline outer part (Fig. 8c). Under cathodoluminescence (CL), it presents bright pink luminescence at the edges and dull purple in the center (RD2; Fig. 8f).

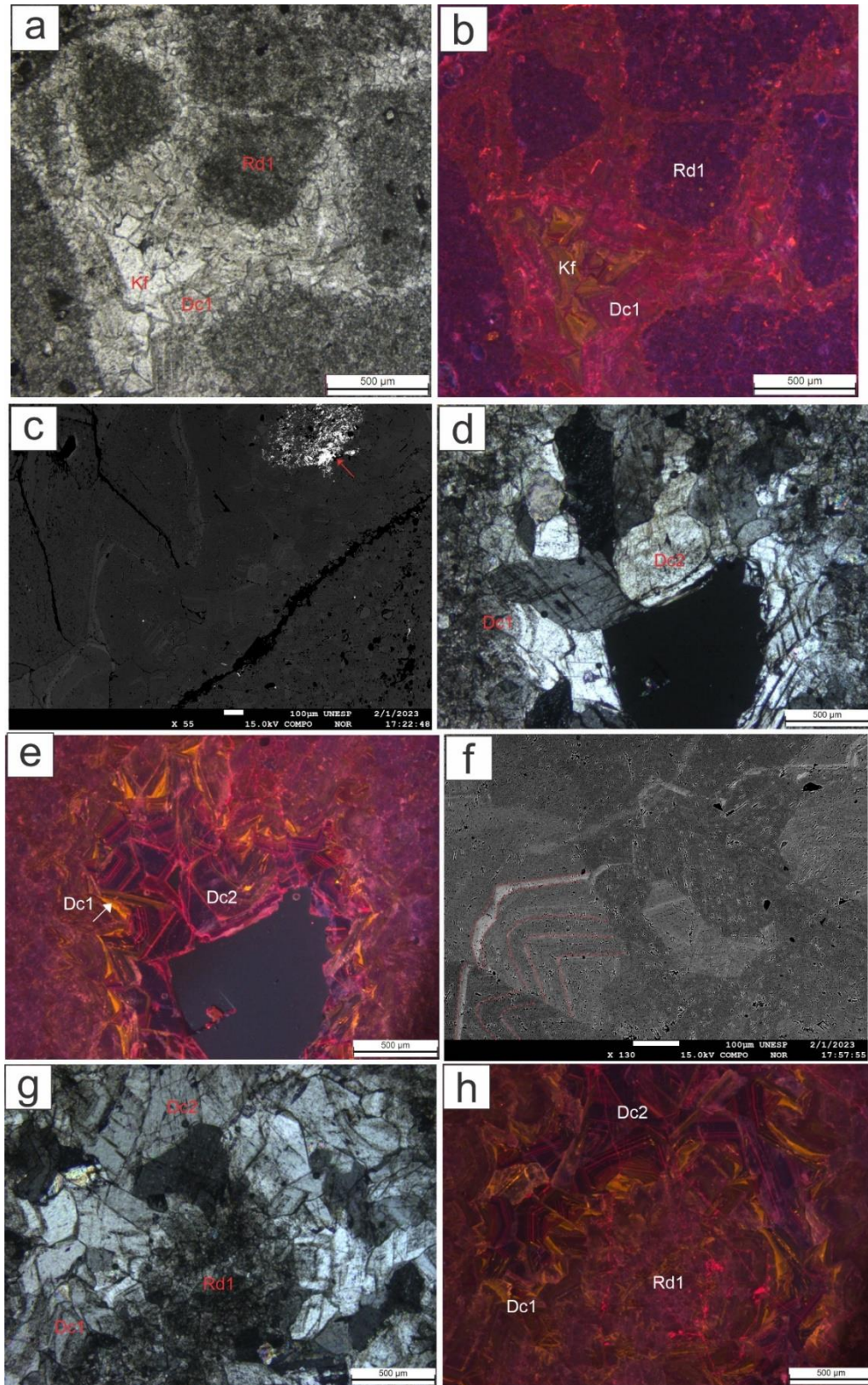


Figura 19 - Photomicrographs of dolomite cements DC1 and DC2: a) and b) images in PPL and CL, respectively, of a micro brecciated zone filled by DC1 and alkali feldspar (Kf). Note the luminescence with concentric zoning, manifesting an alternation of colors between purple-red and dark green from DC1 and olive green from Kf. c) Backscattering image showing the compositional zoning of DC1 and a concentrated zone of apatite related to DC1 (white arrow). d) and e) Images in XPL and CL, respectively, showing crystals of DC1 and DC2 filling fractures with bladed faces of DC2 precipitating after DC1. Note the difference in the zoning of the DC2 crystals with interspersed non-luminescent areas in red. f) Backscattering image showing the strong compositional zoning of DC2 crystals. g) and h) Images in XPL and CL, respectively, showing the precipitation relationship of DC1 and DC2 in RD1 clasts.

Dolomite cements 3 (Saddle dolomite - DC3)

DC3 dolomite cement is identified as filling vugular porosity, cementing breccias, and occupying fractures. DC3 appears creamy white in the hand sample and comprises densely packed inequigranular crystals. These crystals are non-planar, featuring typical curved boundaries, and are characterized by sweeping extinction (saddle dolomite; Fig. 8d, e). Crystal sizes range from 250 μm to megacrystals larger than 3000 μm , generally cloudy due to rich inclusions. The crystals display an alternation of bands, varying in inclusion content, defining zoning indicative of different growth stages. Under CL, DC3 exhibits multiple growth zoning alternating from bright to dull pink luminescence. Occasionally, DC2 is observed as nuclei (relict) of crystals, discernible by crystals with clear centers and cloudy edges (Fig. 8g, h).

Calcite Cements (CC)

Calcite cement represents the final phase of carbonate void cementation (Fig. 9d). Macroscopically, the calcite cement (CC) is white to pink in color, while in thin sections, consists of inequigranular, limpid, densely packed spatic calcite crystals with subhedral to anhedral shapes, ranging in size from 100 to 1000 μm (Fig. 9a). In cathodoluminescence, CC displays bright pinkish red to opaque concentric luminescence, along with non-luminescent or bright orange areas (Fig. 9b). Calcite occurs as blocky, drusiform fillings in pore vugs, as microcrystals filling veins, and as an edge-replacing phase of dolomite crystals (dedolomitization; Fig. 9c).

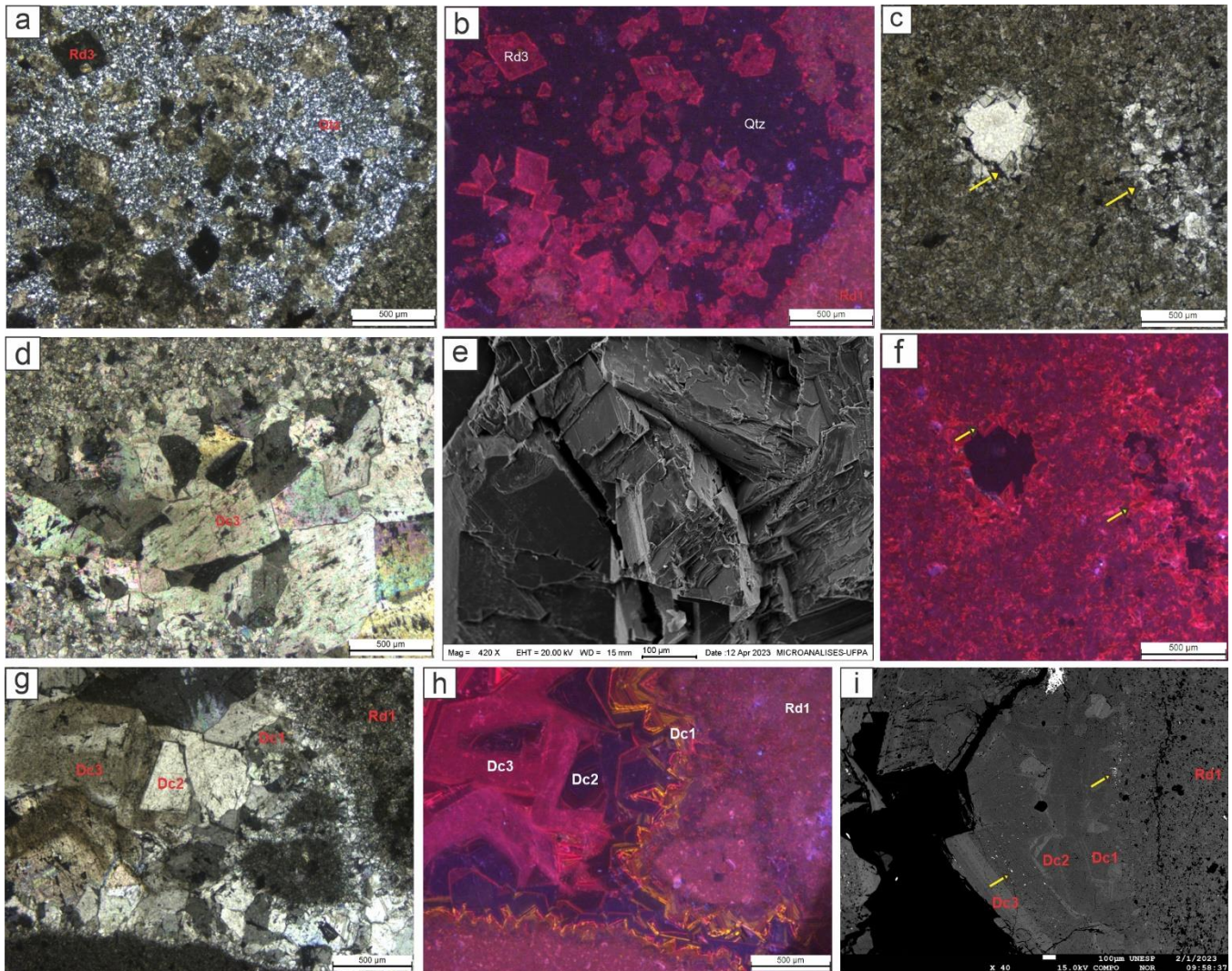


Figura 20 - Photomicrographs of replacive dolomite 3 and saddle dolomite cement DC3: a) and b) Images in XPL and CL, respectively, of RD1 replaced by planar crystals and of RD3, with bright pink-red luminescence and dissolution of RD1 and RD3 by silica (Qtz). c) and f) Images in XPL and CL, respectively, showing bright pink luminescence at the edges and dull purple in the center (RD1; yellow arrow). d) XPL image of DC3 dolomite saddle cement, showing non-planar crystals with undulating extinction and inclusion-rich. e) Secondary electron image showing DC3 with its characteristic curved faces. g) and h) Images in XPL and CL showing the petrographic relationship of the dolomitic cement, with their petrographic differences and zoning characteristics with alternations from bright to dull pink luminescence of DC3, with non-luminescent relics in the center of some crystals. i) Backscattering image showing that the three dolomitic cements are strongly zoned and present apatite crystal inclusions (yellow arrow)

Silicification (Qtz)

The silicification phase comprises microcrystalline and authigenic silica, manifesting as megaquartz (Fig. 10b), drusiform quartz (Fig. 10a), chalcedony spherulite (Fig. 10d), and microcrystalline quartz. These forms of silica partially replace the pre-existing constituents and fill the secondary pores. Under CL, the quartz exhibits non-luminescence and dull blue luminescence (Fig. 10e). Petrographic relationships reveal multiple stages of silicification in these rocks, interspersed with dolomitization phases (Fig. 10d). A microcrystalline replacement phase is

observed, replacing RD1 ooids (Fig. 6f) that DC3 intersects, and a siliceous replacement/cementation phase that dissolves and intersects RD3 and DC3 (Fig. 8a, b).

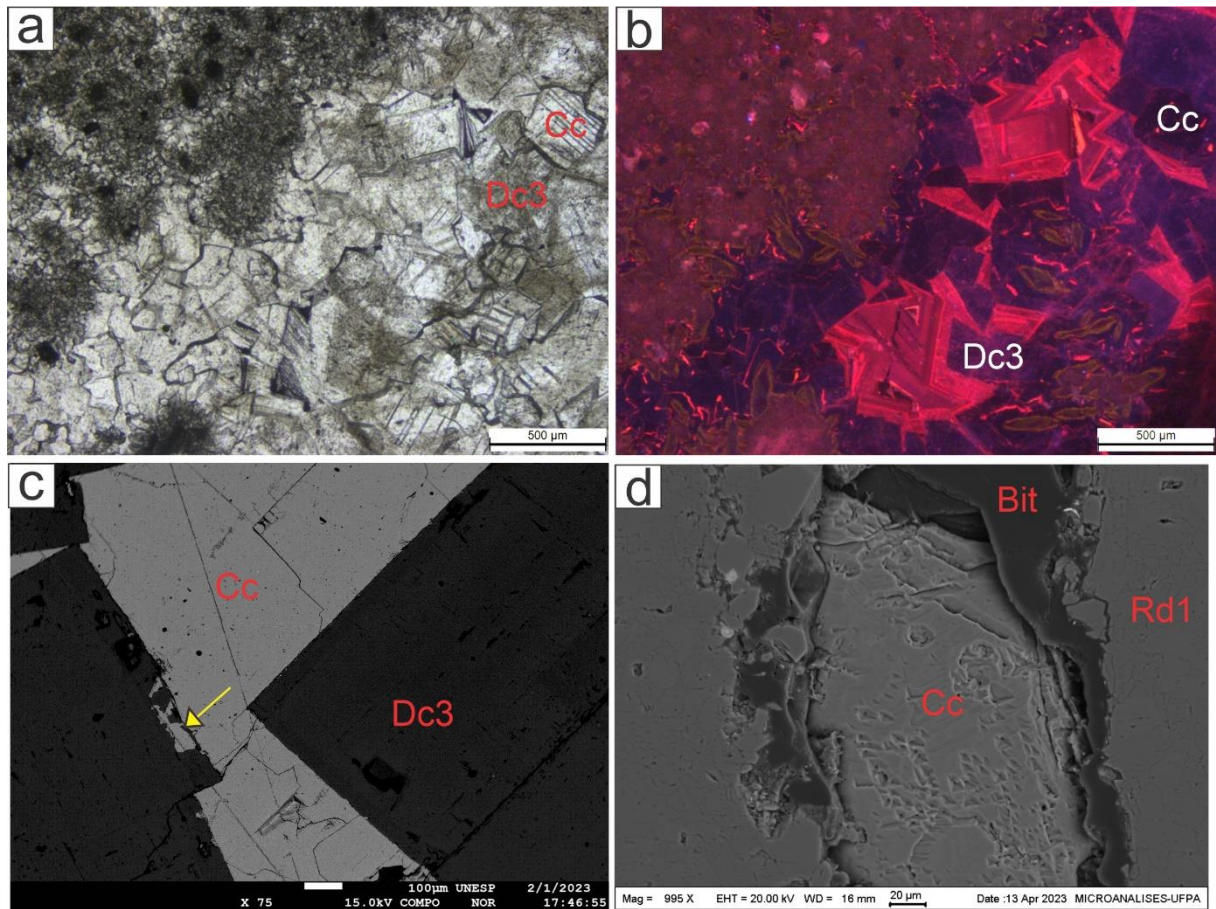


Figura 21 - Photomicrographs of calcite cement CC: a) and b) PPL and CL images showing the relationship between CC and DC3 as the final phase of carbonate precipitation. Note the twinning of CC and the cloudy appearance of DC3 crystals. c) Backscattering image showing the contact between DC3 and CC, with faces of DC3 dedolomitizing (yellow arrow). d) A secondary electron image shows CC crystal filling fractures and precipitation after bitumen migration (Bit).

Others paragenetic phases

Apatite (Ap) is present as a substitutive phase, mainly in the oolitic facies (Fig. 10f), and occurs as an anhedral cementation phase, primarily associated with the dolomitic cement, displaying greenish-yellow luminescence under cathodoluminescence (CL). K-Feldspar (K.F.; Fig. 10g) occurs as anhedral to subhedral cements 100-400 μm in size, with clear crystals that exhibit dark green to light green luminescence in CL. Bitumen (Bit; Fig. 9d) and clay minerals (Cly; Fig. 10g) are generally observed as a post/syn-genetic phase of DC3, but hydrocarbons are also dispersed in the matrix in the basal zone of the unit. Iron oxide/hydroxide cement (FeO; Fig. 10h) is randomly disseminated.

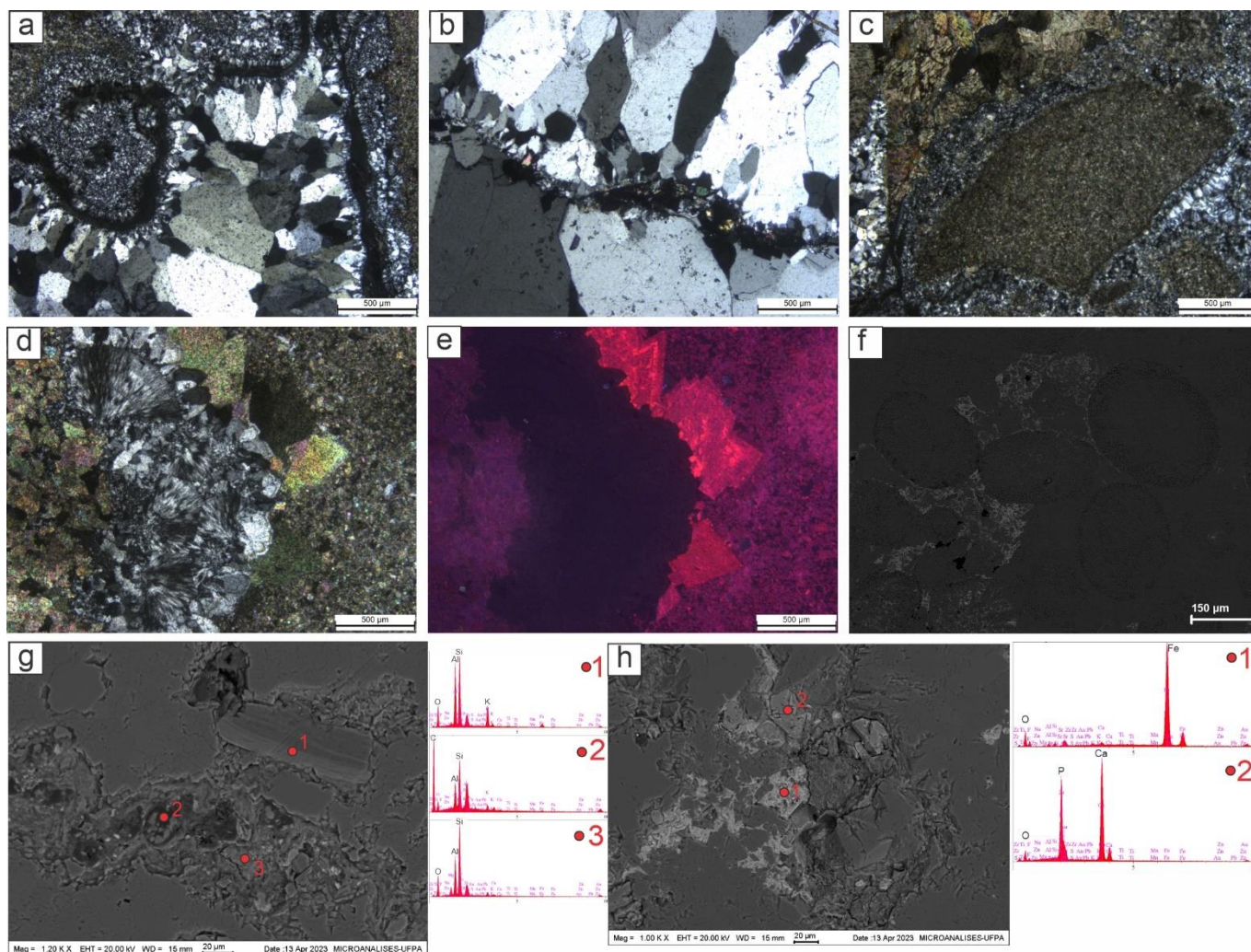


Figura 22 - Photomicrographs of silicification and other paragenetic phases: XPL image showing a) microcrystalline and drusiform quartz cement. b) Megaquartz crystals precipitate in a crack-seal-like structure. c) Microcrystalline quartz dissolving RD1 and DC3. d) and e) XPL and CL images showing silica cement with chalcedony spherulite, non-luminescent in CL. f) SEM image showing apatite (light gray) around ooids replaced by RD1. g) SEM image and EDX spectra showing the feldspar crystal (point 1) and clay minerals (points 2 and 3). h) SEM image and EDX spectra of iron oxide cement (point 1) and anhedral apatite crystals (point 2).

5.4.4 Raman spectroscopy of dolomitic phases

The Raman analyses were performed on the main dolomitic phases from the Serra do Quilombo Formation (Fig. 11), including replacive dolomite and dolomite cements. Raman analysis revealed multiple distinct peaks around 1098 cm^{-1} and additional peaks near 1099 cm^{-1} and 1100 cm^{-1} , suggesting the presence of multiple dolomitic phases in the samples. In addition to the characteristic peaks of dolomite, other phases were identified, such as silica, e.g. cristobalite (1113 cm^{-1}), and some peaks related to calcite (1089 cm^{-1}). Additionally, the full width at half maximum (FWHM) analyses provided indications of crystallinity in situ. RD1 and RD2 showed FWHM of 7.9 ± 2.0 ; $n=36$ for PCH040, and in ED80= 6.8 ± 0.13 ; $n=36$, whereas RD3 in ED88= 7.54 ± 0.34 ; $n=21$. On the other hand, DC1 exhibited FWHM of 7.37 ± 0.34 ; $n=36$ for PCH040, and in ED80 = 6.76 ± 0.2 ; $n=10$, while RD3 in ED88= 7.37 ± 0.34 ; $n=10$.

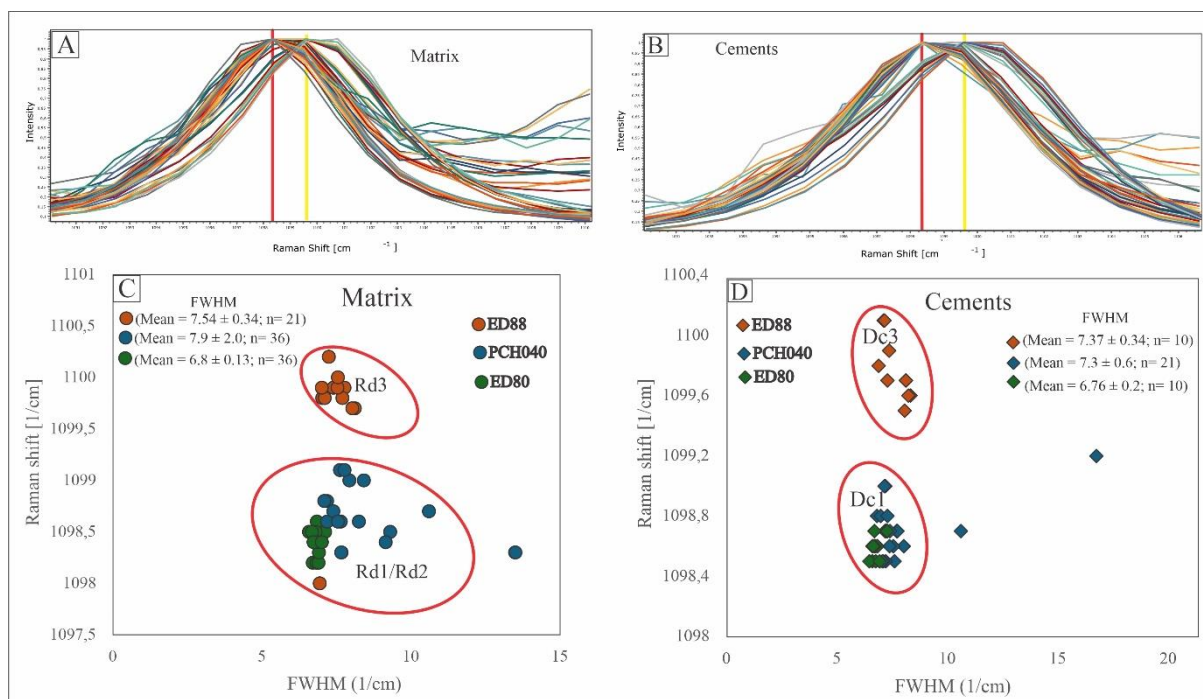


Figura 23 - Raman spectra and peak width analyses. Measurement of the width of the 1098 cm⁻¹ and 1099 cm⁻¹ peaks, including a) replacive dolomite and b) dolomite cements. The lines indicate the measured peak widths (FWHM [1/cm]). Cross-plot of FWHM [1/cm] versus Raman Shift [1/cm] C) replacive dolomite e D) dolomite cements. Note the presence of two distinct dolomite phases, suggesting the presence of multiple dolomitic phases in the samples.

5.4.5 Geochemistry

Major and minor elements

Major and minor elements (MgO, CaO, FeO, MnO, CO₂, SrO, BaO; Supplementary 2) were carried out at 114 points in the carbonate phases (Table 1). The different dolomites exhibit similar MgO contents, ranging from 17.39 to 21.92 wt. % (average = 21.71), and CaO values ranging from 26.52 to 31.34 wt. % (average = 29.63). The Mg/Ca ratio (in ppm) ranges between 0.553 and 0.615 (average = 0.587). Notably, portions of the substitutive dolomitic matrix (RD1 and RD2), partially composed of silica, exhibit Mg/Ca ratios below the general average.

Minor elements in the dolomites were generally below the detection limit, with Fe being the only element distinguishable among the dolomites. Elevated Fe contents are observed in specific zones of dolomite cement DC1 (bdl-2982 ppm; Fig. 12a-f), DC2 (bdl-4000 ppm), and DC3 (bdl-1744 ppm). The variation in Fe content is evident in cathodoluminescence images, showing dull to non-luminescent zoning.

5.4.5.1 Stable isotopes

Carbon and oxygen isotopes

The dolomite substitutive matrix (RD1 and RD2) constitutes the primary component of the Serra Quilombo Formation, with average isotopic values of $\delta^{13}\text{C} = -0.04 \pm 0.72\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$

$= 3.79 \pm 1.33\text{‰}$ ($n = 144$). The spatic substitutional matrix (RD3), found in some clasts within breccias and zones near faults, exhibits average isotopic values of $\delta^{13}\text{C} = -1.39 \pm 0.67\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -8.91 \pm 1.80\text{‰}$ ($n = 22$). The initial cementation phase, brown dolomitic cement (DC1), filling voids, breccias, and fractures, is characterized by isotopic values of $\delta^{13}\text{C} = 0.79 \pm 1.73\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -4.34 \pm 1.32\text{‰}$ ($n = 18$). The saddle dolomite cement (DC3) represents the final phase of gap cementation in breccias, fractures, and pore vugs, exhibiting isotopic values of $\delta^{13}\text{C} = -0.54 \pm 0.70\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -9.57 \pm 2.51\text{‰}$ ($n = 15$). This phase was accompanied by calcite cementation (CC) with isotopic values of $\delta^{13}\text{C} = -5.59 \pm 2.84\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = -7.9 \pm 0.11\text{‰}$ ($n=2$).

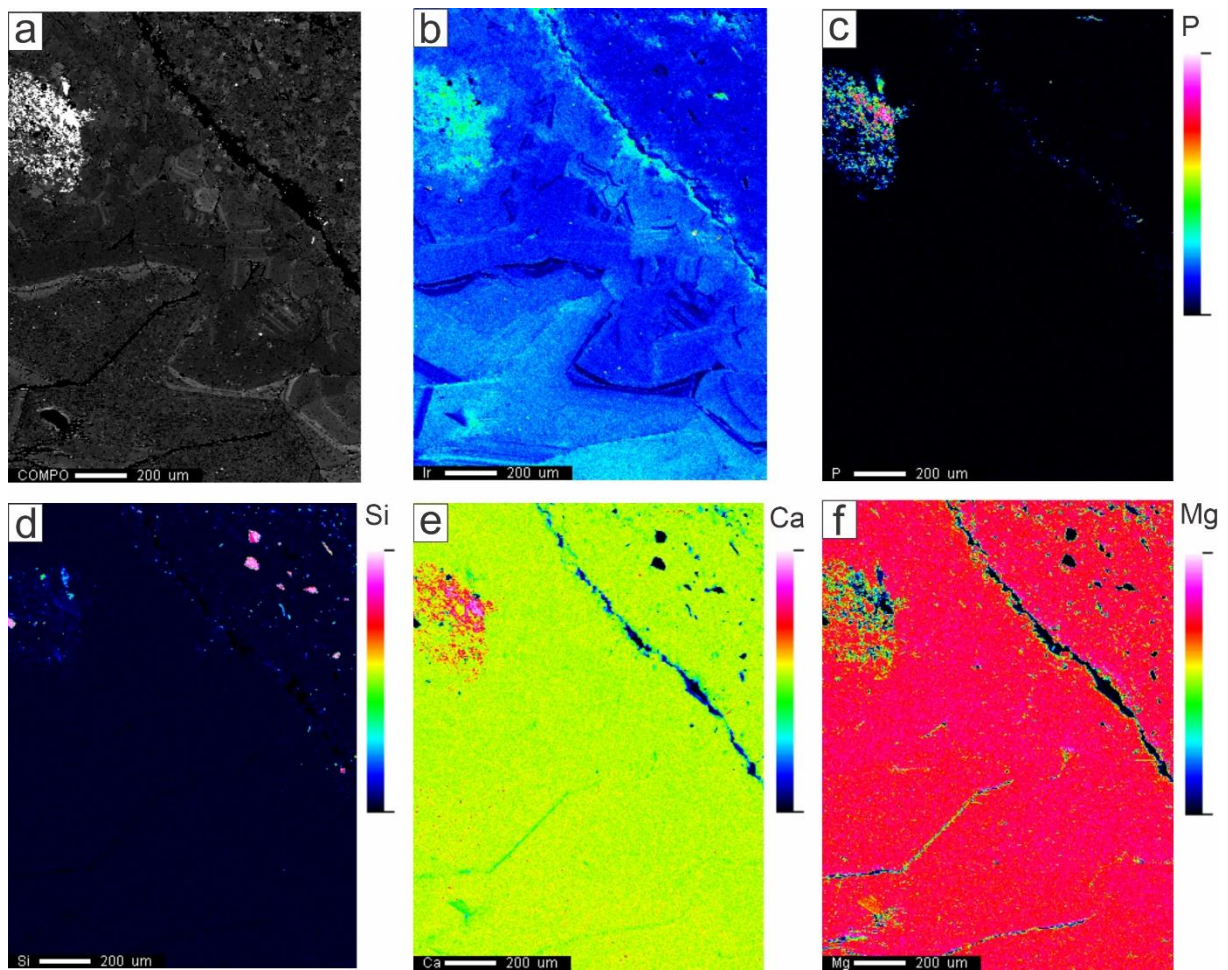


Figura 24 - Backscattered electron image and b) cathodoluminescence showing electronic microprobe distribution maps obtained for P (c), Si (d), Ca (e), and Mg (f) in a Dolomite cement (DC1). Warmer colors represent higher concentrations. MgO and CaO are distributed in higher concentrations. Not that the high P concentration shows the internal compositional differences of the crystal and the dissolution by apatite.

Strontium isotope

Eleven dolomite samples were analyzed to determine their strontium isotopic composition. The micritic matrix (RD1) exhibits an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranging from 0.708315 to 0.709962 (average: 0.708852; $n=5$). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the first cementation generation (DC1) ranged

from 0.708576 to 0.709087 (n=2). The ratio in the spastic substitutive matrix, close to faults (RD3), is 0.707719 (n=1). The isotopic composition of saddle dolomite (DC3) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from 0.710349 to 0.712567 (average: 0.711798; n=3)

Table 1: Elemental and isotopic geochemistry of carbonate phases

		$\delta^{13}\text{C}$ VPDB(‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB(‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	CaCO ₃ (wt%)	MgCO ₃ (wt%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)
Rd1/ Rd2	n	144	144	5	49	49	17	2	2
	Máx.	0,68	5,12	0.709962	21,6536	30,9268	1796	333	538
	Min	-0,76	2,46	0.708315	17,3887	26,5217	bdl	bdl	bdl
	Mean	-0,04	3,79	0.7088518	21,0607	30,1601	533.53	300.5	503
Dc1	n	18	18	2	11	11	6	1	3
	Máx.	2,52	-5,66	0.709087	21,8808	31,0231	2982	288	490
	Min	-0,94	-3,02	0.708576	20,9794	29,8848	bdl	bdl	bdl
	Mean	0,79	-4,34	0.7088315	21,3988	30,4160	1237,2.	288	480
Dc2	n	—	—	—	15	15	10	1	bdl
	Máx.	—	—	—	21,9025	30,7161	4078	339	bdl
	Min	—	—	—	20,6368	29,5885	bdl	bdl	bdl
	Mean	—	—	—	21,2362	30,1225	2841,86.	339	bdl
Dc3	n	15	15	3	8	8	6	bdl	bdl
	Máx.	0,16	-7,06	0.712567	21,7073	30,5868	1744	bdl	bdl
	Min	-1,24	-12,08	0.710349	20,744	29,989	bdl	bdl	bdl
	Mean	-0,54	-9,57	0.711464	21,1104	30,3324	1334,5	bdl	bdl
Rd3	n	22	22	1	26	26	4	1	bdl
	Máx.	-0,72	-7,11	0.707719	21,9191	30,9827	832	373	bdl
	Min	-2,06	-10,71	0.707719	20,8488	29,8764	bdl	bdl	bdl
	Mean	-1.39	-8.91	0.707719	21,3488	30,5492	526.33	373	bdl
CC	n	2	2	—	5	5	bdl	bdl	bdl
	Máx.	-2,75	-7,79	—	57,1637	0,1457	bdl	bdl	bdl
	Min	-8,43	-8,01	—	56,5689	0,0811	bdl	bdl	bdl
	Mean	-5,59	-7,9	—	57,0146	0,1182	bdl	bdl	bdl

RD1/RD2: Replacive dolomite 1 and 2; DC1: Dolomite cement 1; DC2: Dolomite cement 2; DC3: Saddle dolomite cement 3; RD3: Replacive dolomite 3; CC: Calcite cement; n: number of analyses; Min.: minimum value; Mean: mean value; Máx.: maximum value; bdl: below the detection limit.

5.5 DISCUSSIONS

5.5.1 Paragenetic sequence

Field, petrographic, and geochemical data indicate great complexity during the diagenetic evolution of the dolomites of the Serra do Quilombo Formation. The main diagenetic domains are discussed below, focusing on the formation of cemented breccias and the different types of dolomites, along with their corresponding paragenetic assemblage (Fig. 13). Outcrop observations and petrographic data indicate that the evolution of the rocks in the Serra do Quilombo Formation began in moderately deep marine carbonate deposits, shallowing towards the top, with the deposition of limestone rocks (micrite) and early replacements (depositional/eodiagenetic) of the entire unit by RD1, preserving the primary rock framework (Nogueira & Riccomini 2006, Milhomem *et al.* 2013). This replacement resulted in mosaics with closely packed RD1 microcrystals. The low porosity suggests that the replacement of the host limestone occurred before effective compaction because the pores generated by the dissolution-

reprecipitation mechanisms of dolomitization were destroyed by compaction (Mazzullo 1992, Warren 2000). Concurrently, a silicification event occurred, partially replacing the ooids and part of the matrix with microcrystalline silica (Fig. 6c). As burial progresses, chemical compaction initiates, and burial stylolites form parallel to the bedding. The parallel stylolites form between 300 and 800 m deep in limestones and may be deeper in dolostones (Nicolaidis & Wallace 1997, Duggan *et al.* 2001, Ebner *et al.* 2008), where a progressive process of neomorphism and ordering of RD1 microcrystals towards pseudospatic features occurs, leading to the formation of RD2, where relics of RD1 act as a nucleus. The same homogeneous luminescence is maintained, and a thickening of the crystal size is observed (Fig. 6d; Mazzullo 1992). RD2 is more easily developed at the top of the succession in grain-dominated facies.

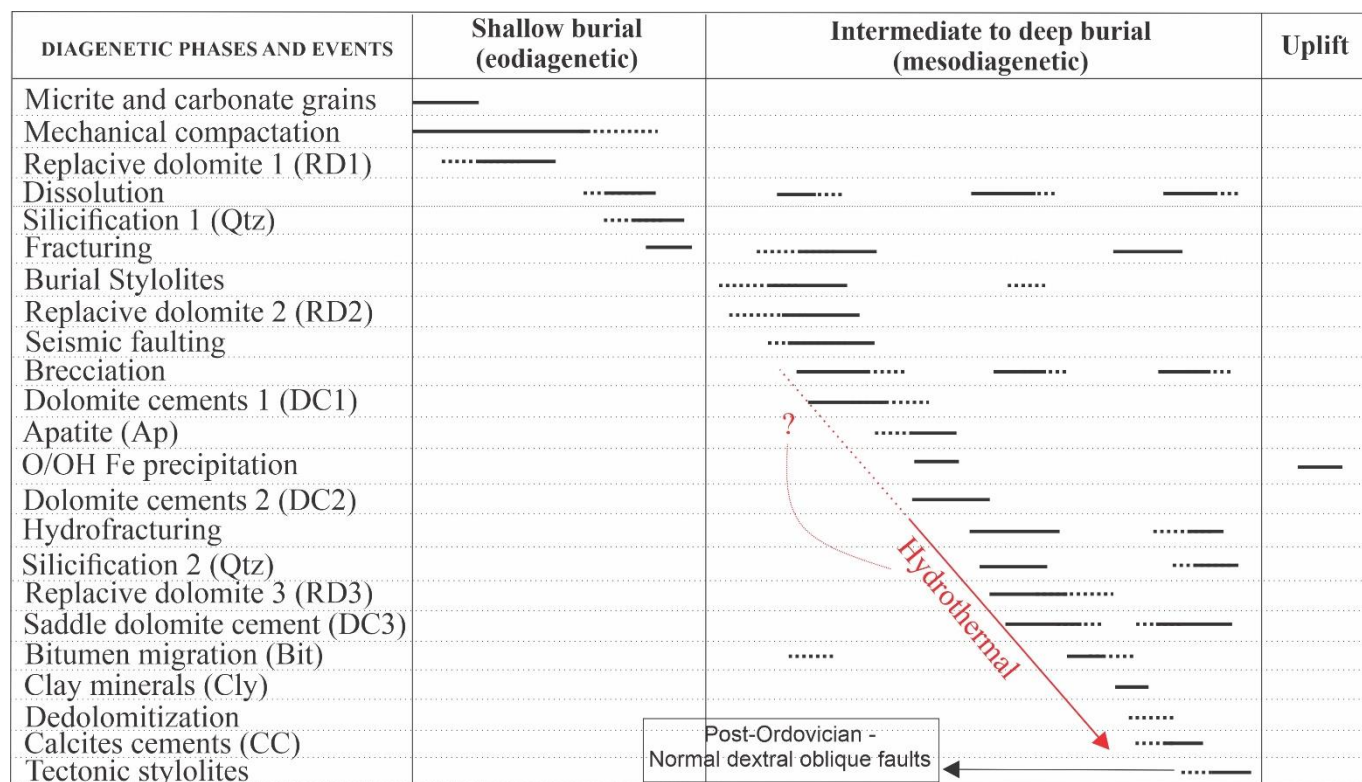


Figura 25 - Summary of the paragenetic succession in the Serra do Quilombo Formation.

During mesodiagenesis, extensive tectonic and/or hydrothermal processes fracture and brecciate the dolostones (discussed in detail in the next section), creating new pore spaces and allowing the precipitation of DC1, DC2, Kf, Ap, and O/OH-Fe in the void spaces. DC1 also occurs by obliterating interparticle pores with crystal growth perpendicular to the edge of the carbonate grains, showing that precipitation of this phase began before the brecciation event and continued after. The distinct zoning (in CL) of DC1 and DC2 records the crystal growth history and changes in the chemical composition and temperature of the fluid (Gregg 1985, Gregg & Shelton 1990). Additionally, twinning in DC2 dolomitic cement may suggest significant

tectonic stresses, pressures, or deformations that affected conditions during formation or later (Tucker 1990, Machel 2004). Subsequently, still in an extensive environment, there is the ascent of hydrothermal fluids that replace the matrix near faults and fractures, generating RD3, along with the expansion of the spaces between the clasts of breccias and fractures, filled by saddle dolomite cement DC3, CC, Cly, and bitumen. Simultaneously, another silicification event (replacive and cementing) partially dissolves the components and fills voids. Finally, the formation of stratum-transverse stylolites (tectonic) is interpreted as the result of post-Ordovician transitional brittle deformation, also cutting through the cemented breccias (Santos *et al.* 2020, Seoane & Domingos 2021). The telodiagenetic events are evidenced by oxidized metals and degraded organic matter, generating iron oxides/hydroxides.

5.5.2 Breccia

- Origin of the breccia

The angular clasts supported by saddle dolomite cement, the jigsaw arrangement (in situ type breccia), and the orientation of the sub-vertical bodies, cutting the layers at a high angle, are features indicative of hydrofracturing processes related mainly to vertical flows of overpressured fluids (e.g. Barale *et al.* 2016, Chan *et al.* 2022). However, the cockade texture of the breccias highlights a low precipitation rate or a pause in precipitation between DC1 and DC3 (Frenzel & Woodcock 2014). Simultaneously, DC1 exhibits average isotopic signals of $\delta^{18}\text{O} = -4.34 \pm 1.32\text{‰}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708831$, while DC3 has values of $\delta^{18}\text{O} = -9.57 \pm 2.51\text{‰}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711464$. Furthermore, the occurrence of breccias filled only by DC1 (Fig. 7a, b) or DC3 reveals temporal, compositional, temperature, and flow differences between the cementing fluids.

Cockade breccias are formed by clasts surrounded by concentric layers of cement. These rocks are interpreted as fault fills percolated by hydrothermal fluids (Frenzel & Woodcock 2014, Berger & Herwegh 2019). Despite the absence of rotated geopetal structures, all other features identified by Frenzel & Woodcock (2014) to define a cockade breccia are present: a) concentric bands around the clasts (Fig. 5f, g); b) columnar cement and/or other textures that fill spaces; c) clear limits between the clasts and the first generation of cement; d) volumetric proportion of cement significantly more significant than 50%; e) floating clasts; f) rupture points in cement layers where there was previously a headress.

Mapping breccia morphology along the outcrops revealed structures produced by different flow regimes, such as chaotic and mosaic breccias characterizing the proximal parts of the faults and crackles and veins in zones distal to the faults (e.g. Berger & Herwegh 2019, Chan *et al.* 2022). The central zones (close to the faults) correspond to a high-flow regime zone;

consequently, the marginal zones correspond to a low-flow zone. The different types of breccias present in the same body reveal differing hydrodynamics: spatial or with temporarily different flow regimes (multiphase) in the brecciation and cementation process.

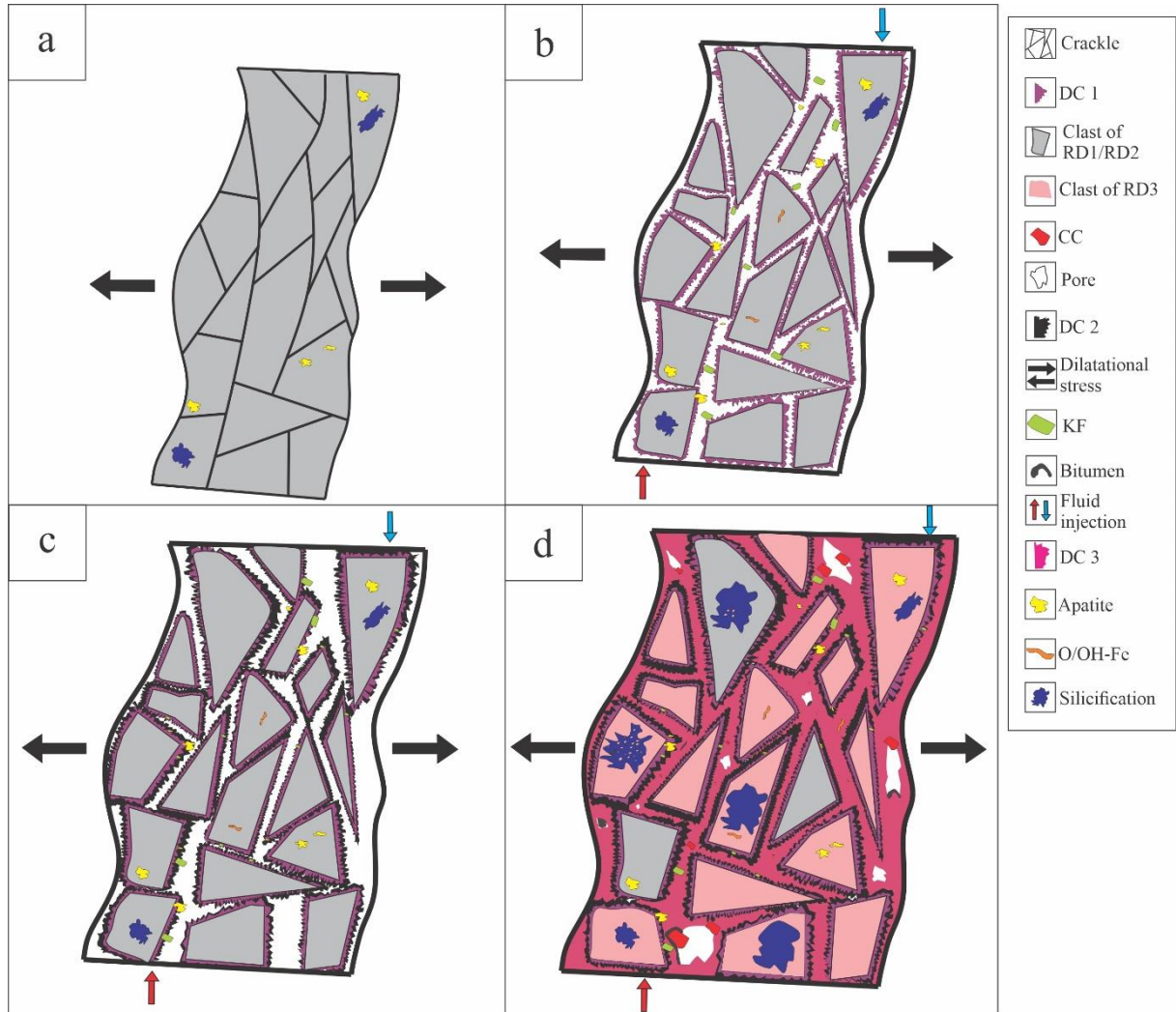


Figura 26 - Illustration of the schematic model of breccia formation associated with the precipitation of the paragenetic assemblage. (a) Fracturing related to dilatational faults; (b) Fluid percolation and precipitation of DC1 (such as cement preceding fracturing) associated with apatite and K-feldspar; (c) Continuous fluid injection and precipitation of DC2; (d) Refracturing, fluid injection, replacement of matrix by RD3, precipitation of DC3, CC, pervasive silicification, and migration of bitumen

The initiation of fracturing in this rock occurred due to seismic activities along large-scale faults, the growth of the first rim of the cockade is interpreted as the result of the main shock of an earthquake (Sibson 1981, Boullier & Robert 1992, Berger & Herwegh 2019). The isotopic similarity between DC1 and RD1 indicates that the precipitation of the initial cementation phase occurred with the significant involvement of basinal fluids under pressure, similar to those involved in forming the host rock and/or low-temperature hydrothermal fluids. The fluid overpressure initially induced the widening and filling of pre-existing spaces (pores and fractures), resulting in in-situ fracturing (crackles) of the dolostone layers. The propagation of

seismic pulses expanded the fluid migration corridors, creating a more open framework where clasts are suspended and surrounded by dolomitic cement.

In general, fluid flow in fault-related hydrothermal systems is sporadic due to seal fracture and fault valve processes associated with seismic activity (Sibson 1981, Cathles & Smith 1983, Boullier & Robert 1992). However, the significant isotopic and textural differences between DC1 and DC3 indicate a drastic change in the dolomitizing fluids. Despite the compositional disparity between the pulses of dolomitizing fluids, the hydrodynamic pathways were remarkably similar since the fluid flow accompanied the pre-existing structures, leading to their enlargement. Clast fracturing in the pre-formed breccias predominantly occurred along the sutures of the earlier cement (Frenzel & Woodcock 2014).

- Delimitation of the breccia

The cemented breccia is a diagnostic lithology of the Serra do Quilombo Formation, suggesting that seismic events and percolation of overpressured fluids were restricted to this rock package. The occurrence of these rocks, confined between a unit composed of micritic limestones and shales rich in organic matter (Guia Formation), and another strongly silicified sandy dolomitic unit (Nobres Formation), may have acted as a sealant and restricted the percolation of hydrothermal fluids. Furthermore, the breaches in the contact between limestone-dolomite (dolomitization fronts) and the strong local structuring are directly related, given that the first dolomitization event generated a mechanical difference between the rock packages. Thus, during seismic events, the dolomitization front facilitated the generation of fracture corridors and faults that facilitated the flow of hydrothermal fluids, hydrofracturing these rocks (Koeshidayatullah *et al.* 2022 and references therein). Additionally, Peacock *et al.* (2019) demonstrated that when fluids in two rock masses with markedly different fluid pressures suddenly connect to form a single fluid column, fluid-supplied brecciation can occur in the rock mass at a higher stratigraphic position. The fluid pressure gradient is parallel to the hydrostatic gradient, so fluid pressure can be high enough to create a network of fluid inflow fractures (hydrofractures) as they migrate to zones of lower fluid pressure. Therefore, as the brecciation is linked to burial processes, the presence of this lithology may have biased the visualization of the best way to organize the lithostratigraphy of the Araras Group.

5.5.3 Mechanism of dolomitization and evolution of the fluids

Primary dolomite occurs rarely and depends on specific conditions, even within Precambrian deposits. However (Arvidson & Mackenzie 1999, Warren 2000), dolomitization processes are common in several diagenetic environments and can occur from early diagenesis to deep burial (Warren 2000). The different types of dolomites, their paragenetic relationships, and the

distinct isotopic signals reveal multiple stages of dolomitization, which begin in eodiagenesis and continue through phases of deep burial.

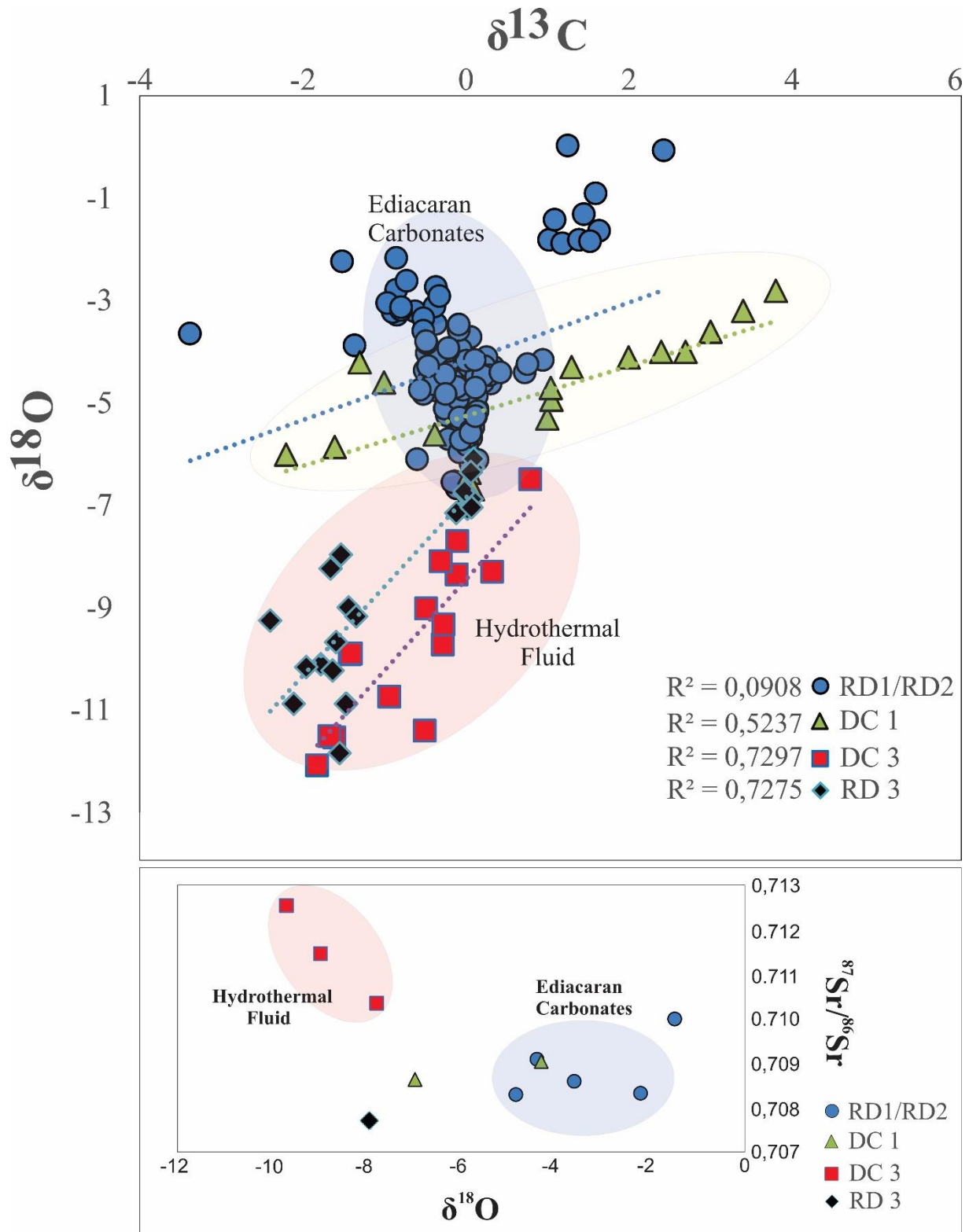


Figura 27 - $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ plots of the constituents of the Serra do Quilombo Formation. Ediacaran marine carbonates signature according to Jacobsen & Kaufman (1999), Nogueira *et al.* (2007), and Nogueira *et al.* (2019).

The succession of offshore dolostones from the Serra do Quilombo Formation changes to a shallow upward trend, passing through the sedimentation of the coastal and intertidal facies from the Nobres Formation. The abundance of stromatolites from the coastal facies can account for early organic diagenesis, where dolomitization occurs as a primary precipitation mediated by microbial communities through organomineralization processes in the Nobres Formation (Dupraz *et al.* 2009, Romero *et al.* 2022). However, the Serra do Quilombo Formation comprises open sea deposits with no records of microbial activities that could assist the dolomitization process (Nogueira *et al.* 2022)

- Near-surface dolomitization fluids

The $\delta^{13}\text{C}$ values of the dolomitic matrix (RD1/RD2) show a low correlation with the $\delta^{18}\text{O}$ values ($R^2=0.009$), suggesting that subsequent changes were minor (Kaufman & Knoll 1995). Additionally, the well-preserved fabric and the size of the near-micritic grains of RD1 suggest that a dolomitizing fluid was likely influenced by seawater. Furthermore, the $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values described here fall within what is commonly documented for Ediacaran carbonates (Jacobsen & Kaufman 1999, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2020), confirming the excellent preservation of isotopic signals. The $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of carbonates is influenced by fluid composition and precipitation temperature (Urey *et al.* 1951). Therefore, the temperature for RD1 precipitation was not high, implying a diagenetic environment of shallow burial ($T < 50\text{ }^{\circ}\text{C}$, Goldstein & Reynolds 1994). Thus, RD1 is interpreted as the complete replacement of carbonate mud (micrite) in the studied succession. The potential dolomitization of the fluid was not very effective in the contact zone with the thin limestones and oil shales of the Guia Formation (due to low permeability; Soares *et al.* 2020).

- Hydrothermal dolomitization fluid

The definition of hydrothermal alteration in carbonate deposits can be expansive (e.g. Machel & Loone 2002). Here, we consider hydrothermal fluids as aqueous, warm, or hot solutions relative to their surrounding environment (host rocks). Furthermore, there needs to be the ascent of fluids through fault systems and the precipitation of minerals compositionally allochthonous to the host rock (Machel & Lonnee 2002, Al-Aasm 2003, Machel 2004, Davies & Smith 2006).

The $\delta^{13}\text{C}$ values of RD3 and DC3 are similar to those of RD1/RD2, indicating isotopic similarity in $\delta^{13}\text{C}$ between the fluids generating these phases. However, other petrographic features, such as the large crystals with characteristic curved faces and undulating extinction and $\delta^{18}\text{O}$ values, differ considerably, as evidenced by $R^2 = 0.72$ for RD3 and DC3 (Fig. 11). The $\delta^{18}\text{O}$ values for saddle dolomite and the RD3 substituent matrix are less than -8‰. Dolomites

with negative oxygen isotopic compositions are expected for deep burial fluids at high temperatures due to $\delta^{18}\text{O}$ enrichment in the fluid phase (Allan & Wiggins 1993, Faure & Mensing 2004). This suggests that the fluids that generated RD3 and DC3 had higher temperatures than those that generated RD1, RD2, and DC1. However, the $\delta^{13}\text{C}$ values of the hydrothermal dolomite are close to the original marine signature of the near-micritic dolomite matrix (RD1), indicating that the carbon isotopic composition of the fluid was buffered by the host rock, suggesting a possible basinal source for the fluid.

Defining mineralizing fluids origin, source, and migration is challenging because hydrothermal solutions, oil, and hydrocarbon gases travel along common paths and follow the same hydrodynamic laws (Balitsky *et al.* 2007). Faults can act as a barrier or conduit for fluids, depending on the permeability of the fault core (Caine *et al.* 1996). However, there is a tendency towards lower $\delta^{18}\text{O}$ values, with higher values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indicating an increase in ^{87}Sr in the fluid as the temperature increases. The most probable source of radiogenic strontium is the interaction of this fluid with crystalline basement rocks and diamictites of the Puga Formation. Thus, the main conduit for the rise of this radiogenic fluid would be faults with deep roots, cutting through the crystalline basement. The fault valve model can explain the cyclic increase in fluid through fault systems (Ramsay 1980, Sibson 1987).

- Silicification fluids

These rocks interpret two silicification events based on the textural relationship between saddle dolomite and silica. The first event is fabric-retentive and grain-selective, primarily replacing the ooids and filling the interparticle voids. Subsequently, there is pervasive silicification, with poor preservation of constituents and the precipitation of drusiform, fibro-radial macrocrystalline quartz, chalcedony, and chert, leading to the dissolution of the saddle dolomite. The second silicification event is hydrothermal in origin based on its textural relationship.

The first silicification event fills the primary porosity between the grains, indicating it occurred before effective compaction, with the participation of Ediacaran seawater. During the Ediacaran, abundant chert levels (nodules and bands) were hosted discontinuously in dolostones worldwide, formed by replacing precursor carbonate minerals and reprecipitating as microquartz. The sources of silica-rich fluids in the Ediacaran oceans are widely discussed and can include biogenic, continental weathering, normal and/or mixed seawater, or hydrothermal (vents; Wen *et al.* 2016, Chen *et al.* 2018, Wang *et al.* 2022). On the other hand, the second silicification event has a paragenetic relationship with saddle dolomite cement (DC3), where the replacement/dissolution of DC3 by silica is noticeable. Thus, this silicification phase is related to rising hydrothermal fluids rich in silicon. Furthermore, the hydrothermal silicification process

dissolves the carbonates due to the siliceous fluid's acidic nature, increasing the porosity and permeability of the host rock due to the dissolution generated by the acidic nature of the siliceous fluid.

The supersaturation in silica can be explained by the interaction of the hydrothermal fluid with the crystalline basement rocks, evidenced by the enrichment in ^{87}Sr , the dolomitic phase (DC3). The suspended silica in the fluid rises to reach shallower stratigraphic levels. Petrographic relationships show that the fluid had alkaline pH, high Mg^{2+} and Ca^{2+} ions concentrations, and high temperatures for saddle dolomite precipitation (Fig. 15). As dolomite precipitation occurs, the fluid is depleted in Mg^{2+} , and precipitation of late calcite cement occurs. The multiple pulses and/or changes in fluid composition are evidenced by highly zoned dolomite and calcite crystals. Furthermore, successive changes in the conditions of the hydrothermal fluid generated a drop in temperature and/or pH, resulting in a decrease in the solubility of silica and the precipitation of silica as cement, partially replacing the matrix, and generating secondary porosity due to the dissolution of the host rock.

Therefore, ongoing silicification studies in the Nobres Formation, conducted to the same level of detail as those reported here for the Serra do Quilombo Formation, present an excellent opportunity to expand previous interpretations and formulate a more comprehensive understanding of the processes generating porosity and permeability caused by the ascent of silica-enriched hydrothermal fluids. These constraints will provide a more robust and significant insight into the thermal conditions in the Araras-Alto Paraguai basin. Furthermore, the possible early silicification with the participation of seawater may yield important insights into understanding the paleoceanographic conditions of the terminal Ediacaran.

5.5.4 Evolution and age of events

The studied succession of the Araras-Alto Paraguai basin (AAPB) occurs for more than 200 km and exhibits features with few changes in paragenesis and macroscopic and microscopic textures indicative of a large-scale geodynamic event (Fig. 16a). Santos *et al.* (2020) reorganize this geotectonic framework of the southern Amazon craton and show that the transpressional ductile deformation and metamorphism of the Cuiabá Group are older than the deposition of the AAPB. The cooling phases related to this event are poorly estimated, and this data is fundamental for understanding the heating conditions that affected the region. After the consolidation of the Paraguai Belt developed on Cuiabá rocks, the terminal Cryogenian and beginning of the Ediacaran was marked by the implantation of the extensional basin (AAPB), with the development of carbonate platforms whose initial sedimentation is represented by Marinoan glaciogenic diamictites. The post-glacial conditions were marked by the deposition of cap carbonate

succeeded by long-term transgression with lime-mudstone precipitation (Nogueira *et al.* 2019, Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2021, 2023). The transgressive system tract was replaced by highstand deposits comprising fine dolostone, likely a product of dolomitized lime mudstone, which later hosted the BC deposits. The offshore dolostone succession changes for a shallowing upward tendency passing for shoreface and intertidal sedimentation. The early dolomitization of lime mud and silicification events occur under near-surface burial conditions. Locally, the syndepositional dolomitization in the coastal facies was induced by microbial activities (Nogueira & Riccomini 2006, Milhomem *et al.* 2013, Rudnitzki *et al.* 2016, Romero *et al.* 2022).

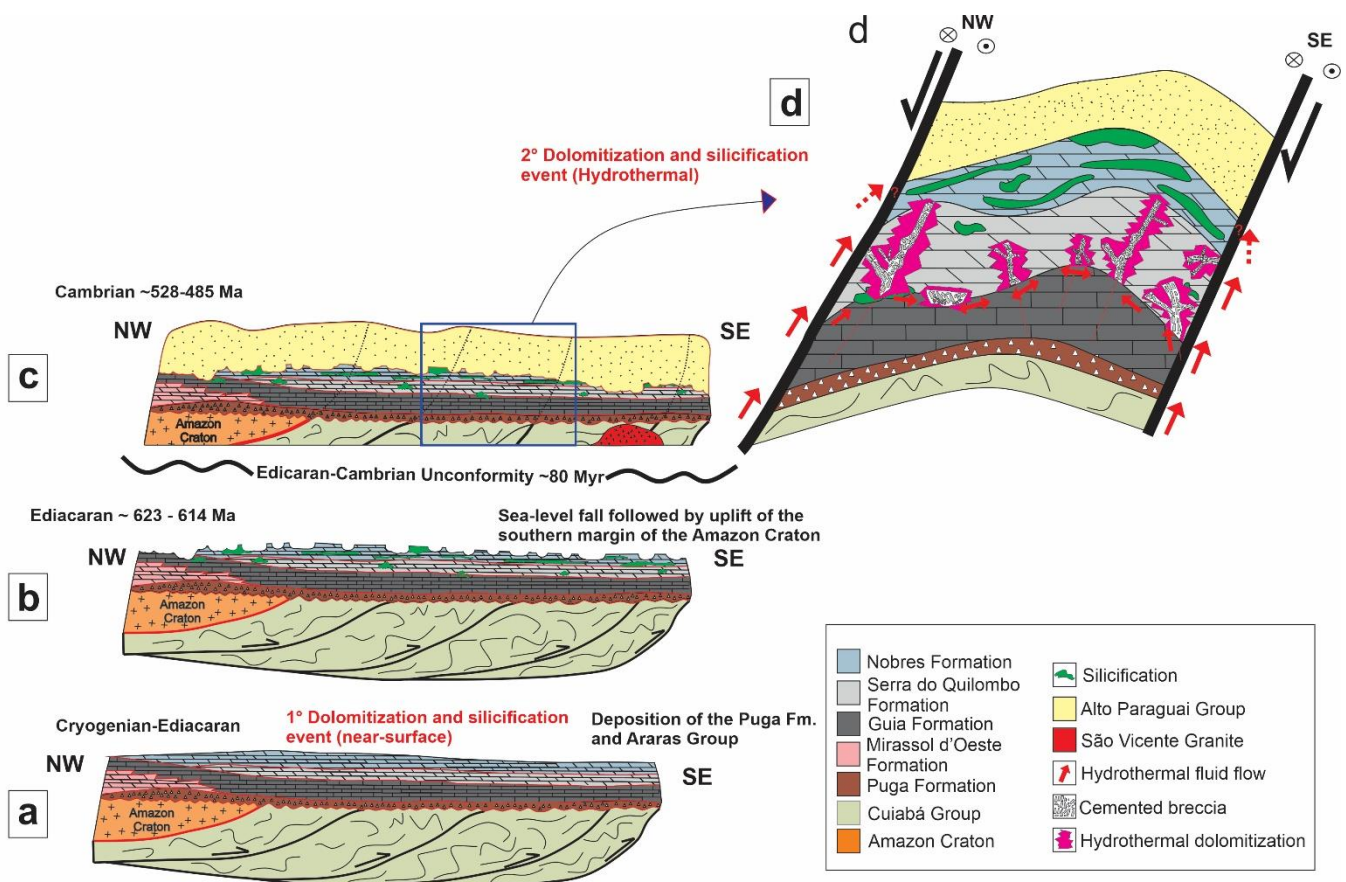


Figura 28 - Summary of the evolutionary sequence of the studied rocks and their association with the evolution of the Araras-Alto Paraguai Basin.

The basin underwent a long period of starvation concomitant with a sea-level fall, followed by an uplift of the southern margin of the Amazon Craton, lasting for ~80 Ma (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019, Santos *et al.* 2020). This uplift generated a pronounced unconformity in the Upper Araras Group. The uplift of the basin and mesodiagenetic events generate a primary bitumen migration, which occurs laterally with the organic-rich rocks of the Guia Formation and the upper cap dolostone (Mirassol d'Oeste Formation; Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2023). The occurrence of breccias in geological successions could potentially serve as

conduits for migrabitumen, as hydrocarbon reservoirs hosted in matrix-replacing dolomitization are significant in sequence stratigraphy due to their role in porosity development (reorganization of the pore space (Al-Aasm 2003, Davies & Smith 2006)). However, migration within the lower and upper Araras Group deposits was inefficient due to their early diagenetic history. Our paragenetic sequence reveals that the bitumen in the matrix (Fig. 6a) was confined to the contact with the source rock (Fig. 3a). The limited occurrence of migrabitumen (Sousa *et al.* 2016, van Maldegem *et al.* 2018) filling post-DC3 vugs likely formed during the final migration phase of the Araras unconventional petroleum system (Santos *et al.* 2023), possibly associated with migration by hydrothermal fluids or a transtensional event (Cf. Santos *et al.* 2020).

The subsidence was associated with sea-level rise and sourceland renewal of the AAPB, resulting in the establishment of the Cambrian siliciclastic platform dominated by the tide and storm processes at 528 Ma (Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019). Basin subsidence reflects an extensional tectonic event contemporaneous with the emplacement and crystallization of the São Vicente granite at 518 ± 4 Ma (McGee *et al.* 2012). The extensional event and granitogenesis occurred under geotectonic and geothermal conditions that caused seismicity, favoring the installation of hydrothermal fault-controlled systems (cf. Davies & Smith, 2006). This scenario was fundamental for developing the brecciation and evolution of the diagenetic fluids related to this study.

Santos *et al.* (2020) utilized the Cambrian-Ordovician $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages for the metamorphic rocks from the Cuiabá Group (cf. Geraldès *et al.* 2008, Tohver *et al.* 2010), which are related to the development of the transtensional faults and drag folds that also affect the AAPB, disrupting the layers. Furthermore, the presence of tectonic stylolites cutting the cemented breccias and sub-vertical zebra texture is an indication that they were already formed during the installation of the post-Ordovician brittle transtensional structures (Santos *et al.* 2020, Seoane & Domingos 2021).

The Mesozoic rifting events during the opening of the Atlantic Ocean and the emplacement of the Tapirapuã Formation basalts (200 ± 6 Ma) caused more significant uplift in the southern region of the Amazon Craton (Santos *et al.* 2020, Rezende *et al.* 2021) and may generate a local influence on the diagenetic evolution of the Araras Group carbonates, e.g. Gaia *et al.* 2017. Despite the magnitude of the event, the textural evaluation presented here, as well as by other authors (Nogueira *et al.* 2003, 2007, 2022, Soares *et al.* 2013, 2020, Santos *et al.* 2021, 2023) confirms that the rock system of the Araras Group low impact of the thermal events, this sense, the rocks of the Serra do Quilombo and the Araras deposit have been minimally affected by Upper Phanerozoic and Mesozoic diagenesis.

5.6 CONCLUSIONS

The evolution of the Serra do Quilombo Formation from deep marine to shallow limestone environments involves early diagenetic alterations, followed by silicification and mesodiagenesis marked by tectonic and hydrothermal fracturing. Breccia formation, driven by seismic activities and overpressured fluids, highlights the complex interaction between geological and structural boundaries. Dolomitization processes, spanning near-surface to deep burial environments, reveal multiple interaction events influenced by marine and hydrothermal fluids. This interaction between the processes of dolomitization and silicification, as well as the evolution and origin of fluids, is complex and is essential for shaping the top unit of the Araras group. The synchronous geological events observed across distinct sections of the southern Amazon Craton highlight the regional-scale nature of these processes. Continuous tectonic and diagenetic events shape the geological framework of the region. The formation of carbonate breccias, mediated by seismic activities and assisted by hydrothermal fluids, represents a significant aspect of the dynamic evolution of the Araras-Alto Paraguay basin.

Additionally, differences in the physico-chemical conditions of the rock package at the time of tecto-thermal activities played a fundamental role in the arrangement of dolomite bodies and the occurrence of cemented breccias. Understanding these processes contributes to unraveling the region's geological history and sheds light on the broader mechanisms driving diagenetic and hydrothermal phenomena in similar geological settings worldwide. New studies will be necessary to evaluate the extent of the hydrothermal event and restrict it concerning the tectonic history of the northern range.

REFERENCES

- Ahm A.S.C., Maloof A.C., Macdonald F.A., Hoffman P.F., Bjerrum C.J., Bold, U, Higgins J.A. 2019. An early diagenetic deglacial origin for basal Ediacaran “cap dolostones”. *Earth Planet Sci. Lett.* **506**: 292–307.
- Al-Aasm I. 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, **78-79**: 9-15.
- Allan J.R., Wiggins W.D. 1993. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes*, **Series No. 36**: p129
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, **241**: 1-36.
- Alvarenga C.J.S. Trompette R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). In: *Meeting of earth glacial record. Abstract and field trip*. IGCP-UNESCO/UFMT, **260**: 31-44.

- Arvidson Rolf & Mackenzie F. 1999. The dolomite problem: Control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science*. **299**: 257-288. 10.2475/ajs.299.4.257.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Balitsky V.S., Prokof'ev V.Y., Balitskaya L.V. *et al.* 2007 Experimental study of the interaction of mineral-forming hydrothermal solutions with oil and their joint migration. *Petrology* **15**: 211–223.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A., Trindade R.I.F. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*. **21**: 323-340.
- Barale L., Bertok C., Salih N., d'Atri A. Martire L., Piana F. Pr  at A. 2016. Very hot, very shallow hydrothermal dolomitization: An example from the Maritime Alps (north-west Italy – south-east France). *Sedimentology*. **63**: 2037–2065. 10.1111/sed.12294.
- Berger A. & Herwegh, M. 2019, Cockade structures as a paleo-earthquake proxy in upper crustal hydrothermal systems: *Scientific Reports*, **v. 9**: 9209,
- Boullier A.-M., *et al.* 2004. Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan. *Tectonophysics* **378**: 165–181.
- Boullier A.-M. Robert, F. 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean goldquartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *J. Struct. Geol.* **14**: 161-179.
- Caine, J., Evans, J., Forster, C. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*. **24**: 1025-1028.
- Carvalho D.F., Nogueira A.C., Macambira M.J., Lana C.C., dos Santos R.F., Gu  lard J., Sans-jofre P. 2023. Constraining the Diagenesis of the Puga Cap Carbonate from U–Pb In-Situ Dating of Seafloor Crystal Fans, Southern Amazonian Craton. *Terra Nova*, **31**, no. 1: 76–81.
- Cathles L.M., Smith A.T. 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Econ. Geol.*, **78**: 983-1002.
- Chan L.S., Alvarez W., Geiser P., Tavarnerelli E. 2022. Fluid-assisted brecciation of Lower Cretaceous Maiolica limestone in the Umbria-Marche Apennines: Hydrodynamical implications. *Geological Society of America*, Special Paper, **557**: 99–114.
- Chen B.Y., Li R.X., Yu J.J., Liu S.J. 2018. Geochemical Characteristics of the Sinian Dengying Formation in Northern Margin of the Yangtze Platform and Their Implications to Hydrothermal Sedimentation. *J. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry* **37 (4)**: 770–778.
- Davies G.R., Smith L.B. Jr 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bull.*, **90**: 1641–1690.

- Duggan J.P., Mountjoy E.W., Stasiuk L.D. 2001. Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta, Canada. *Sedimentology*, **48**: 301-323.
- Dupraz C., Reid R.P., Braissant O., Decho A.W., Norman S., Visscher P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci. Rev.*, **96**: 141–162.
- Ebner M., Koehn D., Toussaint R., Renard F., Schmittbuhl J. 2008. Stress sensitivity of stylolite morphology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **277**: 394-398.
- Faure G., Mensing T.M. 2004. In: Hoboken, N.J. (Ed.), *Isotopes: Principles and Applications*, **third ed.** Wiley: 854.
- Frenzel M., Woodcock N.H. 2014, Cockade breccia: Product of mineralization along dilational faults. *Journal of Structural Geology*, **68**: 194–206.
- Gaia V.C.S., Nogueira A.C.R., Domingos F.H.G., SansJofre P., Bandeira J., Oliveira J.G.F., Sial A.N. 2017. The new occurrence of Marinoan cap carbonate in Brazil: the expansion of snowball Earth events to the southwesternmost Amazon Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **76**: 446–459.
- Geraldes M., Tassinari C., *et al.* 2008. Isotopic evidence for the Late Brasiliano (500–550 Ma) ore-forming mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil. *International Geology Review*, **50**: 177–190.
- Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course*, Tulsa, Okla.
- Gregg J.M. 1985. Regional epigenetic dolomitization in the Bonnetterre dolomite (Cambrian), southeastern Missouri. *Geology*, **13**: 503-506.
- Gregg J.M. & Shelton K.L. 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri. *J. Sed. Petrol.*, **60**: 549-562.
- Gregg J.M. & Sibley D.F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *J. Sediment. Res.*, **54 (3)**: 908–931.
- Hoffman P.F., *et al.* 2017. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geologygeobiology. *Sci. Adv.*, **3**: e1600983.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161. **Issues 1–3**: 37-57.
- Kaldi, J. & Gidman, J., 1982. Early diagenetic dolomite cements; examples from the Permian lower magnesian limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas. *J. Sediment. Res.* **52(4)**: 1073–1085.
- Kaufman A.J. & Knoll A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res.* **73 (1–4)**: 27–49

Koeshidayatullah A., Al-Sinawi N., Swart P.K., Boyce A., Redfer J., Hollis C. 2022. Coevolution of diagenetic fronts and fluid-fracture pathways. *Sci Rep*, **12**: 9278.

Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P.K., Boyce A., Hollis C. 2020a. Origin and evolution of fault-controlled hydrothermal dolomitization fronts: a new insight. *Earth and Planetary Science Letters*, **541**: 116291.

Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P.K., Boyce A., Robertson H., Whitaker F., Hollis C. 2020b. Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. *Sedimentology*, **67**: 2945–2973.

Kyle J. R., Thomas R., Quintero, Estibalitz Ukar, Nathan R. Miller, Sara J. Elliott, Matthew Colbert; Dolomite cement microstratigraphy: A record of brine evolution and ore precipitation mechanisms, upper Knox Group, Tennessee and Kentucky, USA. *Geology*, **51** (4): 392–396.

Lima B.E.M., Tedeschi L.R., Pestilho A.L.S., Santos R.V., Vazquez J.C., Guzzo J.V.P., De Ros L.F. 2020. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes, *Marine and Petroleum Geology*, **113**: 104143.

Machel H.G., Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, **152**: 163–171.

Machel H.G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs (Eds C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi and G. Darke), *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **235**: 7–63.

Martín-Martín J.D., Travé A., Gomez-Rivas E., Salas R., Sizun J.P., Vergés J., Corbella M., Stafford S.L., Alfonso P. 2015. Fault-controlled and stratabound dolostones in the Late Aptian–earliest Albian Benassal formation (Maestrat Basin, E Spain): petrology and geochemistry constrains. *Mar. Pet. Geol.*, **65**: 83–102.

Mazzullo S.J. 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates Evaporites*, **7**: 21–37.

McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G’day Gondwana – the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 316–322.

Milhomem J.M.N., Nogueira A.C.R., Macambira M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, **v. n. 2**: 385-400.

Morrow D.W. 2014. Zebra and boxwork fabrics in hydrothermal dolomites of northern Canada: Indicators for dilational fracturing, dissolution or in situ replacement?. *Sedimentology*. **61**: 915–951.

Mort K. & Woodcock N.H. 2008, Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England: *Journal of Structural Geology*, **30**: 701–709.

Navarro-Ciurana D., Corbella M., Esteve C., Cardellach E., Vindel E., Gómez-Gras D., Grier A. 2016. Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Rió-par area (Prebetic Zone, SE Spain). *Marine and Petroleum Geology*, **71**: 310-328.

Nicolaidis S., Wallace M.W. 1997. Pressure-dissolution and cementation in an Oligotropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia, in: James, N.P. Clarke, J.A.D. (Eds.), *Cool Water Carbonates. Soc. Econ. Petrol. Geol. Spec. Publ.*, **56**: 249-261.

Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geociencias*, **36**, 576–587.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31** (7): 613–616.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton. Brazil. *Chem. Geol.*, **237**: 168–190.

Nogueira A.C.R., Romero G.R., Mecenero E.A., Sanchez F.H.G.D., Bandeira J., Dos Santos I.M., Pinheiro R.V.L., Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.W.L., Santos H.P., Rudnitzki I.D. 2019. The cryogenian-Ediacaran boundary in the southern Amazon Craton. In: Sial A.N., Gaucher C., Ramkumar M., Ferreira V.P. (Eds.), *Chemostratigraphy across Major Chronological Boundaries. Wiley, New York*: 89–114.

Nogueira A.C.R., Santos R.F., Romero G.R., Bandeira J., Riccomini C., Barrera I.A.R., Silva P.A.S., Soares J.L., Fairchild T., Nogueira A.A.E., Goes A.M., Oliveira R.S., Medeiros R.S.P., Andrade L.S., Brito A.S., Oliveira P.G.A., Sodre A.A.N., Carvalho D.F., Truckenbrodt W. 2022. Ediacaran-Cambrian microbialites of the Southern Amazon Craton: relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. *Braz. J. Geol.*, **52**: e20210065.

Peacock D., Rotevatn A., and Sanderson D.J. 2019, Brecciation driven by changes in fluid column heights: *Terra Nova*, **31**(1): 76–81.

Ramsay J.G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**: 135–139.

Rezende G.L., Martins C.M., Nogueira A.C., Domingos F.G., Ribeiro-Filho N. 2021. Evidence for the central Atlantic magmatic province (CAMP) in Precambrian and phanerozoic sedimentary basins of the southern Amazonian craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **108**: 103216.

Romero G.R., Santos R.F., Nogueira A.C.R., Rudnitzki I.D., Fairchild T.R. 2022. Peritidal microbialites in the upper Araras group: Morphotypes, potential preservation and the relation with the Ediacaran-Cambrian unconformity in the Araras-Alto Paraguai Basin, southern Amazon Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **120**: 104085.

Rudnitzki I.D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High-Frequency peritidal cycles of the upper Araras group: implications for the disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform in southern Amazon Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **65**: 67–78.

- Santos H.P., Mangano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the Southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 482–488.
- Santos I.M., Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E., Nogueira A.C.R., Santos H.P., Domingos F.H.G. 2020. Basement-cover relationships and deformation in The Northern Paraguai Belt, central Brazil: Implications for the Neoproterozoic-early Paleozoic history of western Gondwana. *Journal of the Geological Society*. **177**: 2018-184. 10.1144/jgs2018-184.
- Santos R.F.dos, Nogueira A.C.R., Romero G.R., Soares J.L., Junior J.B. 2021. Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **354**: 106059.
- Seoane K., Domingos F.H.G. 2021. Insights into the strain history of Neoproterozoic limestones in the Paraguay Belt using stylolites. *Braz. J. Geol.*, **51**.
- Sharp I., Gillespie P., Morsalnezhad D., Taberner C., Karpuz R., Verges J., Horbury A., Pickard N., Garland J., Hunt D. 2010. Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **329**: 343-396.
- Sibley D.F., Gregg J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *J. Sed. Petrol.*, **57**: 967–975.
- Sibson R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, **15**: 701–704.
- Sibson R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: Field evidence and models, in Simpson, D.W. and Richards, P.G. eds. *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series*, **volume 4**: AGU: 593– 603.
- Soares J.L., Nogueira A.C.R., Domingos F., Riccomini C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton. Brasil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **48**: 58–72.
- Soares J.L., Nogueira A.C.R., Santos R.F.dos, Sansjofre P., Ader M., Truckenbrodt W. 2020. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. *Sedimentary Geology*. **406**: 105720.
- Sousa Jr. G.R., Nogueira A.C.R., Santos N., Eugênio V., Moura C.A.V., Araújo B.Q., Reis F.A.M. 2016. Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**: 7–24.
- Stacey J., Corlett H., Holland G., Koeshidayatullah A., Cao C., Swart P., Crowley S., Hollis C. 2021. Regional fault-controlled shallow dolomitization of the Middle Cambrian Cathedral Formation by hydrothermal fluids fluxed through a basal clastic aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, **133**: 2355–2377.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C.R. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon Craton. *Geology*, **38**: 267-270.

Tucker M.E., Wright V.P. 1990. In: Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, p. **482**.

Urey H.C., Lowenstam H.A., Epstein S., McKinney C.R. 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**: 399–416.

Van Maldegem L.M., Sansjofre P., Weijers J.W., Wolkenstein K., Strother P.K., Wormer L., Hallmann C. 2019. Bisnorgammacerane traces predatory pressure and the persistent rise of algal ecosystems after Snowball Earth. *Nat. Commun.* **10 (1)**: 476.

Wang H., Liu S.m, Hou M., Zhang B., Song J., Zhao R., Ding Y., Han Y., Li Z. 2022. Petrological and micrometer-scale geochemical constraints on chert origins in the Dengying Formation, Yangtze Block, South China: Implications for Late Ediacaran hydrothermal activity and tectonic setting, *Precambrian Research*, **Volume 370**: 106531, ISSN 0301-9268.

Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Review*, **52**: 1-81.

Wen H., Fan H., Tian S., Wang Q.L., Hu R.Z. 2016. The formation conditions of the early Ediacaran cherts. South China. *J. Chemical Geology*. **430**: 45–69.

Yang T., Azmy K., He Z., Li S., Liu E., Wu S., Wang J., Li T., Gao J. 2022. Fault-controlled hydrothermal dolomitization of Middle Permian in southeastern Sichuan Basin, SW China, and its temporal relationship with the Emeishan Large Igneous Province: New insights from multi-geochemical proxies and carbonate U-Pb dating. *Sedimentary Geology* **439**: 106215

Yardley, B.W., Lloyd, G.E., 1995. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides. *Geology*, **23 (1)**: 53–56.

6 CONCLUSÃO

A evolução da Formação Serra do Quilombo começa com deposição em ambientes marinhos moderadamente profundos, transitando para ambientes mais rasos caracterizados por depósitos calcários. Os processos iniciais de substituição por RD1 indicam alterações diagenéticas precoces, preservando a estrutura primária das rochas, seguidas de eventos subsequentes de silicificação. A fase de mesodiagênese é indicada por fraturamento tectônico e/ou hidrotermal, facilitando a formação de brechas e a precipitação de fases distintas de cimento e de substituição. Os clastos angulares e o arranjo em forma de quebra-cabeça das brechas apontam para processos de hidrofraturamento impulsionados por fluidos sobrepressurizados, provavelmente relacionados a fluxos verticais de fluidos.

A presença de texturas de cocar (*cockade*) sugere flutuações nas taxas de precipitação e nas fases de cimentação. O mapeamento da morfologia da brecha revela diferentes regimes de fluxo, indicativos de condições hidrodinâmicas variadas durante a brecha. Atividades sísmicas ao longo de falhas de grande escala iniciam o fraturamento, com subsequente migração de fluidos aumentando a formação de brechas. O confinamento da brecha cimentada dentro de unidades litológicas específicas destaca o papel dos limites geológicos e estruturais na percolação de fluidos e na gênese da brecha.

Os processos de dolomitização, abrangendo desde ambientes de sepultamento próximos à superfície até ambientes profundos, são elucidados por meio de análises isotópicas e texturais. A precipitação primária de dolomita e subsequentes eventos de dolomitização hidrotermal são discernidos com base em assinaturas isotópicas e composições de fluidos. Eventos de silicificação e dolomitização, ocorrendo sob diversas condições de soterramento, são indicativos de múltiplos processos de interação de migração e interação de fluidos, ambos com influências marinhas e hidrotermais. Essa interação entre os processos de dolomitização e silicificação, bem como a evolução e origem dos fluidos, é complexa e importante para a formação da unidade superior do grupo Araras.

Os eventos geológicos síncronos observados em seções distintas do sul do Cráton Amazônico destacam a natureza em escala regional desses processos. Uma continuidade de eventos tectônicos e diagenéticos molda o arcabouço geológico da região. A formação de brechas carbonáticas, mediada por hidrofraturamento e percolação de fluidos, representa um aspecto significativo desta evolução dinâmica. A compreensão destes processos não só contribui para desvendar a história geológica da região, mas também lança luz sobre os mecanismos mais amplos que impulsionam os fenômenos diagenéticos e hidrotermais em ambientes geológicos semelhantes em todo o mundo.

REFERÊNCIAS

- Al-Aasm I. 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada sedimentary basin. *Journal of Geochemical Exploration*, **78**: 9–15.
- Alvarenga C. J. S. & Trompette R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting of Earth Glacial Record. *Abstract and field trip*. IGCP-UNESCO/UFMT p. 31-44.
- Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, DNPM, **241**: 1-36.
- Bailey T. R., McArthur J. M., Prince H., Thirlwall M. F. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A. C. R., Collins A., Trindade R. I. F. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 323-340.
- Barale L., Bertok C., Salih N., D'Atri A., Martire L., Piana F., Pr  at A. 2016. Very hot, very shallow hydrothermal dolomitization: An example from the Maritime Alps (north-west Italy – south-east France). *Sedimentology*, **63**: 2037-2065.
- Callot J. P., Breesch L., Guilhaumou N., Roure F., Swennen R. 2010. Paleofluids characterization and fluid flow modelling along a regional transect in Northern United Arab Emirates (UAE). *Arabian Journal of Geosciences*, **3**: 413–437.
- Chan L. S., Alvarez W., Geiser P., Tavarnelli E. 2022. Fluid-assisted brecciation of Lower Cretaceous Maiolica limestone in the umbria-marche apennines: hydrodynamical implications. [S.l., s.n.]. p. 99–114. (Geological Society of America, Special Paper, 557). DOI:[https://doi.org/10.1130/2022.2557\(07\)](https://doi.org/10.1130/2022.2557(07)).
- Corlett H., Koeshidayatullah A., Hollis C. 2021. An overview of structurally-controlled dolostone-limestone transitions in the stratigraphic record. *Earth-Science Reviews*, **220**, 103751.
- Davies G. R. 2002. Thermobaric dolomitization: transient pressure driven processes and the role of boiling-effervescence in fabric/reservoir development (abs.). *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 75th Anniversary Convention Abstracts, v.105.
- Davies G. R. & Smith Junior L. B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bulletin*, **90**: 1641–1690.
- Dupraz C., Reid R. P., Braissant O., Decho A. W., Norman S., Visscher P. T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Science Reviews*, **96**: 141–162.
- Font E., N  d  lec A., Trindade R. I. F., Macouin M., Charri  re A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth Planet Sci. Lett.*, **250**: 89–103.

- Fontana S., Nader F. H., Morad S., Ceriani A., Al-Aasm I. S. 2010. Diagenesis of the Khuff Formation (Permian-Triassic), northern United Arab Emirates. *Arabian Journal of Geosciences*, **3**(4): 351–368.
- Gregg J. M. & Sibley D. F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Research*, **54**(3): 908–931.
- Halverson G. P., Dudás F. Ö., Maloof A. C., Bowring S. A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256**: 103–129.
- Henley R. W. & Ellis A. J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, **19**: 1–50.
- Hinch, E. J., & Bhatt, B. S. (1990). Stability of an acid front moving through porous rock. *Journal of Fluid Mechanics*, 212, 279–288.
- Hoffman P. F. *et al.* 2017. Snowball earth climate dynamics and cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, **3**(11): e1600983.
- Jacobsen S. B. & Kaufman A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**(1–3): 37–57.
- Jébrak M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*. **12**(3): 111–134.
- Kim J., Kimura Y., Puchala B., Yamazaki T., Becker U. 2023. Dissolution enables dolomite crystal growth near ambient conditions. *Science*, **382**: 915–920.
- Kondratiuk P., Tredak H., Ladd A. J., Szymczak P. 2015. Synchronization of dissolution and precipitation fronts during infiltration-driven replacement in porous rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **42**(7): 2244–2252.
- Koeshidayatullah A., Al-Sinawi N., Swart P. K., Boyce A., Redfer J., Hollis C. 2022. Coevolution of diagenetic fronts and fluid-fracture pathways. *Sci Rep*, **12**: e 9278.
- Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P. K., Boyce A., Hollis C., Robertson H. 2020a. Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. *Sedimentology*, **67**: 2945–2973.
- Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P. K., Boyce A., Hollis C., Whitaker F. 2020b. Origin and evolution of fault-controlled hydrothermal dolomitization fronts: a new insight. *Earth and Planetary Science Letters*, **541**, 116291.
- Koeshidayatullah A., Corlett H., Hollis C. 2021. An overview of structurally-controlled dolostone-limestone transitions in the stratigraphic record. *Earth-Science Reviews*, **220**: e 103751
- Land L. S. 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geology Education*, **33**: 112–125.
- Laznicka P. 1988. *Breccias and coarse fragmentites*: petrology, environments, associations, ores. Amsterdam, Elsevier Science.

Lima B. E. M., Tedeschi L. R., Pestilho A. L. S., Santos R. V., Vazquez J. C., Guzzo J. V. P., De Ros L. F. 2020. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes. *Marine and Petroleum Geology*, **113**: 104143.

Lippmann F. 1973. *Sedimentary carbonate minerals*. New York, Springer,

Lonnee J. & Machel H. G. 2006. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **90**: 1739–1761.

Majorowicz J. A. & Jessop A. M. 1981. Regional heat flow patterns in the Western Canada sedimentary basin. *Tectonophysics*, **74**: 209-234.

Martín-Martín J. D., Travé A., Gomez-Rivas E., Salas R., Sizun J. P., Vergés J., Alfonso P. 2015. Fault-controlled and stratabound dolostones in the Late Aptian–earliest Albian Benassal formation (Maestrat Basin, E Spain): petrology and geochemistry constrains. *Mar. Pet. Geol.*, **65**: 83–102.

Machel H. G. & Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, **152**: 163–171.

McGee B., Collins A. S., Trindade R. I. F., Payne J. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, **127**: 76–86.

Milhomem J. M. 2012. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Serra do Quilombo, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, regiões de Cáceres e Nobres (MT)*. MS Dissertation, PPGG-UFPA, 88p.

Milhomem J. M. N., Nogueira A. C. R., Macambira M. J. B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, **35**(2): 385-400.

Mort K. & Woodcock N. H. 2008. Quantifying fault breccia geometry: dent fault, NW England. *Journal of Structural Geology*, **30**: 701–709.

Navarro-Ciurana D., Corbella M., Esteve C., Cardellach E., Vindel E., Gómez-Gras D., Grier A. 2016. Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Rió-par area (Prebetic Zone, SE Spain). *Marine and Petroleum Geology*, **71**: 310-328.

Nogueira A. C. R., Riccomini C., Sial A. N. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 576–587.

Nogueira A. C. R., Riccomini C., Sial A. N., Moura C. A. V., Trindade R. I. F., Fairchild T. R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**(1): 168–190.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T. R. 2003. Softsediment deformation at the base of the neoproterozoic Puga cap carbonate

(southwestern Amazon Craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology* **31** (7): 613–616.

Nogueira A.C.R., Santos R.F., Romero G.R., Bandeira J., Riccomini C., Barrera I.A.R., Silva P.A.S., Soares J.L., Fairchild T., Nogueira A.A.E., Goes A.M., Oliveira R.S., Medeiros R.S.P., Andrade L.S., Brito A.S., Oliveira P.G.A., Sodre A.A.N., Carvalho D.F., Truckenbrodt W. 2022. Ediacaran-Cambrian microbialites of the Southern Amazon Craton: relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. *Braz. J. Genet.* **52**: e20210065.

Nogueira A. C. R., Romero G. R., Mecenero E. A., Sanchez F. H. G. D., Bandeira J., Santos I. M. dos Rudnitzki I. D. 2019. The Cryogenian-Ediacaran boundary in the southern Amazon Craton. In: Sial A. N., Gaucher C., Ramkumar M., Ferreira V. P. (eds.). *Chemostratigraphy across Major Chronological Boundaries*. New York, Willey, p. 89–11.

Phillips O. M. 1991. *Flow and reactions in permeable rocks*. Cambridge, Cambridge University Press.

Putnis A. 2009. Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **70**(1): 87–124.

Radke B. M. & Mathis R. L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**: 1149-1168.

Reeder R. J. 1991. An overview of zoning in carbonate minerals. In: Barker C. E. & Kopp O. C. (eds.). *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*, [S.l.]. SEPM, p. 77–82. (Society for Sedimentary Geology, Short Course, 25).

Rudnitzki I. D., Romero G. R., Hidalgo R., Nogueira A. C. R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras group: implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform in southern Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**: 67–78.

Santos H. P., Mangano M. G., Soares J. L., Nogueira A. C. R., Bandeira J., Rudnitzki I. D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the Southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 482–488.

Santos I. M. 2016. *Estratigrafia e tectônica da Faixa Paraguai Norte: implicações evolutivas Neoproterozóicas no Sudeste do Cráton Amazônico* MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, xxv, 128p.

Santos R. F., Nogueira A. C., Costa J. B. da, Sepeda L. F., Okubo J., Barros I. S., Sansjofre P. 2023. Diagenesis of the Marinoan cap dolostone, Southern Amazon Craton: An unconventional petroleum system in the evolution of the Araras-Alto Paraguai Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **158**: e 106496.

Santos R. F., Nogueira A. C., Santos, M. C.dos, Silva P. S., Marques F. M., Goes A. M. 2022. Facies and depositional environments of the Itapucumi Group (Middle to Late Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **115**: e 103656.

Seoane K. & Domingos F. H. G. 2021. Insights into the strain history of Neoproterozoic limestones in the Paraguay Belt using stylolites. *Brazilian Journal of Geology*, **51**:e20190133.

- Shukla M. K. & Sharma A. 2018. A brief review on breccia: its contrasting origin and diagnostic signatures. *Solid Earth Sciences*, **3**(2): 50-59.
- Soares J. L., Nogueira A. C. R., Santos R. F.dos, Sansjofre, P., Ader, M., Truckenbrodt, W. 2020. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. *Sedimentary Geology*, **406**: e 105720.
- Spencer R. J. 1987. Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin. *Applied Geochemistry*, **2**: 373-384.
- Spötl C. & Pitman J. K. 1998. Saddle (Baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: Morad S. (ed.). *Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution*. [S.l., s.n], p. 437-460.
- Stacey J., Corlett H., Holland G., Koeshidayatullah A., Cao C., Swart P., Hollis C. 2021. Regional fault-controlled shallow dolomitization of the Middle Cambrian Cathedral Formation by hydrothermal fluids fluxed through a basal clastic aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, **133**: 2355–2377.
- Stefani G. 2003. The Neoproterozoic Araras Group, southern Amazonian Craton, Brazil: stratigraphy, tectonic setting, and correlations. *Precambrian Research*, **125**(1–2): 91-109.
- Stewart R. J., Spötl C., Langille J., Flude S. 2023. Hydrothermal dolomitization at the Upper Jurassic Callovian-Oxfordian boundary: New insights from the British Isles. *Earth and Planetary Science Letters*, **587**: e 116647.
- Swart P. K. & Mazzullo S. J. 1989. High-magnesian calcite cements in Bahamian peritidal carbonates: Origin of the dolomite problem?. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 733–743.
- Taylor S. R. & McLennan S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. [S.l.], Blackwell Scientific Publications.
- Trompette, R., Roig, J. Y., Ribeiro, A., Montalvão, R. M. G., Roig, H. L., Almeida, F. F. M., Neves, B. B. (1984). Brazilian continental margin between Rio de Janeiro and Bahia. Episodes, **7**, 13–18.
- Ulbrich H. H. G. J., Bandeira J., McGee B., Santos I. M.dos, Pinheiro R. V. L. 2021. Facies, provenance, and diagenesis of the early Ediacaran Jacadigo Group (southern Amazon Craton): Implications for the evolution of the Paraguay Belt. *Precambrian Research*, **360**: e 106204.
- Ulbrich H. H. G. J., Riediger C. L., Pinto L. V. O., Vieira L. C., Amaral A. G. Jr., Noce C. M., Dias A. N. C. 2016. Tectono-stratigraphic evolution of the Amazonian Craton in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**: 212-240.
- Vasconcelos C. M., Menezes T. R., Marinho M. M. 2016. Revisiting early Proterozoic olistoliths in the southwestern margin of the Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**: 179-199.
- Voss J. H., Wood III W. T., Walper J. L. 1978. Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Madison Formation (Mississippian), Powder river basin, Wyoming and Montana. *AAPG Bulletin*, **62**: 25–51.

Warren J. K. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, **48**: 163–210.

Warren J. K. 2016. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.

Wenzel T., Boudier F., Poujol M., Sautter B., Collins A. S. 2009. Neoproterozoic to early Paleozoic extensional and compressional history of the Aracuaí orogen, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **172**: 45–65.

Wood D. A., Joron J. L., Treuil M. 1979. Lead isotope geochemistry of the St. Francois Mountains, southeast Missouri, and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**: 57–66.

Zhang H., Goldstein R. H., Huang W., Zhou K., Wei Q. 2012. Hydrothermal dolomitization of the Cambrian Mount Simon Sandstone and Eau Claire Formation, Illinois basin: Implications for the origin of massive dolomite. *AAPG Bulletin*, **96**: 49–72.



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Leandro Freitas Sepeda da Silva _____

CPF: 03375041217 _____ Matrícula: 202101770028 _____

Telefone (91_) 988540918 _____ e-mail: leandro.sepedas@gmail.com _____

Curso/Programa: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica _____

Orientador: Afonso Cesar Rodrigues Nogueira _____

Coorientador: _____

Data da Defesa: 02/04/2024 _____

Título/Subtítulo: Eventos diagenéticos e hidrotermais do Sul do Cráton Amazônico: desvendando a origem das brechas carbonáticas e os processos de dolomitização da Formação Serra do Quilombo do Ediacarano, sudeste do Estado do Mato Grosso.

Tipo do documento: () TCC¹ () TCCE² (X) Dissertação () Tese () Artigo Científico

() Livro () Capítulo de livro () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Leandro F. Sepeda da Silva

17/04/2024

Autor

Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ (X) Dissertação () Tese () Artigo Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: Leandro Freitas Sepeda da Silva _____

RG: 8273975 _____ CPF: 03375041217 _____ E-mail: leandro.sepedas@gmail.com _____

Telefone: (91) 988540918 _____ Curso/Programa: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Afonso Cesar Rodrigues Nogueira _____ Coorientador: _____

Título do documento: **Eventos diagenéticos e hidrotermais do Sul do Cráton Amazônico: desvendando a origem das brechas carbonáticas e os processos de dolomitização da Formação Serra do Quilombo do Ediacarano, sudeste do Estado do Mato Grosso**

Data da defesa: 02/04/2024 _____ Área do Conhecimento: **ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES** _____

Agência de Fomento (se houver): CAPES

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total () Parcial (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total*: _____

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: _____

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 18/04/2024 _____

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? (X) Sim () Não / Permitir modificações na obra? (X) Sim () Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Leandro F. Sepeda da Silva

17/04/2024

Local e Data

Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0