



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
ESCOLA DE MINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



MILTON JOSÉ COSTA

DESCRIÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DA  
FORMAÇÃO NOBRES, GRUPO ARARAS, FAIXA PARAGUAI NORTE (MT, BRASIL)

**MONOGRAFIA n° 589**

OURO PRETO

2026

**MILTON JOSÉ COSTA**

**DESCRIÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DA  
FORMAÇÃO NOBRES, GRUPO ARARAS, FAIXA PARAGUAI NORTE (MT, BRASIL)**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo.

Orientador: Prof. Dr. João Pedro Torrezani  
Martins Hippertt

Coorientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki

**OURO PRETO**

2026

## SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C837d Costa, Milton José.

Descrição de microfácies carbonáticas e evolução diagenética da Formação Nobres, Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte (MT, Brasil). [manuscrito] / Milton José Costa. - 2026.

89 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. João Pedro Torrezani Martins Hippertt.

Coorientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrologia. 2. Fácies (Geologia) - Microfácies. 3. Geocronologia - Neoproterozoico. I. Hippertt, João Pedro Torrezani Martins. II. Rudnitzki, Isaac Daniel. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.57

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Milton José Costa**

### **Descrição de microfácies carbonáticas e evolução diagenética da Formação Nobres, Grupo Araras, faixa Paraguai Norte (MT, Brasil)**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovado em 22 de Junho de 2026

#### Membros da banca

Doutor João Pedro Torrezani Martins Hippertt- Orientador(a) - Universidade Federal de Ouro Preto  
Doutora Alice Fernanda de Oliveira Costa - Universidade Federal de Ouro Preto  
Doutor Guilherme Raffaeli Romero - Universidade de São Paulo

João Pedro Torrezani Martins Hippertt, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 22/06/2026



Documento assinado eletronicamente por **Joao Pedro Torrezani Martins Hippertt, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 02/07/2026, às 14:26, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufop.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **1128939** e o código CRC **8C835E42**.

Dedico este trabalho à minha família — Milton da Costa (pai), Maria das Graças Costa (mãe), Márcio Costa (irmão) e à minha madrinha Dirce Cruz (*in memoriam*) — por todo o apoio, incentivo e compreensão ao longo desta caminhada.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus, pois sem Ele nada seria possível.

Expresso minha profunda gratidão à minha família — Milton da Costa, Maria das Graças Costa e Marcio Vinícius Costa — por todo o incentivo, apoio incondicional e compreensão ao longo de toda a minha graduação, sendo fundamentais para que eu superasse os desafios e chegasse até aqui.

Agradeço com carinho à minha madrinha Dirce Cruz (*in memoriam*), cuja presença foi fundamental em minha vida, e aos integrantes de sua família — Roberto (Beto), Patrícia, Beatriz, Mirna, Romeu, Bianca, Nicole, Amanda e Anna — pelos momentos felizes, pela acolhida e por me proporcionarem um ambiente sempre repleto de afeto e de boas lembranças em sua casa.

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos ao meu orientador, Dr. João Pedro Hippertt, por ter acreditado em mim e pelo constante apoio, pelas discussões enriquecedoras, orientações e esclarecimentos ao longo de todo o desenvolvimento deste trabalho final de curso. Agradeço também ao meu coorientador, Dr. Isaac Daniel Rudnitzki, pelo empréstimo do material (lâminas delgadas), que possibilitou a realização desta pesquisa, bem como pelas contribuições, sugestões e dúvidas sanadas durante este trabalho.

Agradeço a todos os meus colegas de graduação que contribuíram, me ajudaram e compartilharam essa jornada comigo. Em especial: Diogo Matos, Marcela Floriano, Bruna Perucci, Giovana de Paula (Gí), Túlio Câmara, Bruno Borges, Denner Lopes, Bruna Ribeiro, Bárbara Botaró, Lanita Ramalho, Lidiane Moraes, Marcos Nerys, Mayele Lacerda e Vitória França.

Agradeço também a todos os professores do DEGEO, que sempre se mostraram disponíveis, pacientes e atenciosos para esclarecer minhas dúvidas, tanto em sala de aula quanto durante os trabalhos de campo, contribuindo significativamente para minha formação acadêmica e pessoal. Estendo meu agradecimento aos motoristas, pela responsabilidade, pelas conversas e pelos momentos descontraídos durante os trabalhos de campo, e aos porteiros do DEGEO, que ao longo do tempo se tornaram grandes amigos.

Agradeço à Fundação Gorceix pela oportunidade de estágio, que foi de suma importância para o meu desenvolvimento profissional. À equipe do Laboratório de Rochas — Guerra, Bárbara, Geysa, Victor, Deborah, Vitória, Maria, Ihasmim e Anderson —, meu muito

obrigado por todo o apoio, aprendizado e colaboração durante o estágio e realização deste trabalho.

Por fim, agradeço à Universidade Federal de Ouro Preto e à gloriosa Escola de Minas pelo ensino público, gratuito e de excelência. É uma honra ter feito parte desta instituição. A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para minha formação e para a conclusão deste trabalho, deixo aqui minha sincera gratidão.

Nada pode ser obtido sem sacrifício. Para se obter algo é preciso oferecer algo em troca de igual valor. Esse é o princípio básico da alquimia, a Lei da Troca Equivalente.

*Alphonse & Edward Elric-FMA*

## RESUMO

A Formação Nobres representa uma importante sucessão carbonática pós-glacial correlacionada temporalmente com o evento de degelo da glaciação Marinoana, desenvolvendo-se em sistemas de perimaré sob condições climáticas áridas durante o período de ~600 a 548 Ma. Esta unidade subdivide-se em dois membros distintos: o membro inferior caracterizado por fácies de planície de maré e sabkha em condições hipersalinas, e o membro superior, representado por planície de maré mista com maior contribuição siliciclástica. Enquanto a Formação Nobres possui um registro sedimentar amplamente estudado, registros da sua evolução diagenética e de detalhamento micropetrográfico são ainda escassos na literatura. Este trabalho apresenta um estudo micropetrográfico que foi realizado sobre as microfácies carbonáticas da Formação Nobres, unidade superior do Grupo Araras, situada na Faixa Paraguai Norte, (MT, Brasil), tendo como objetivo de caracterizar os ambientes deposicionais e compreender a evolução diagenética desta sucessão neoproterozoica-ediacarana. O trabalho se baseia na análise microscópica de 23 lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras de rochas carbonáticas da Formação Nobres coletadas na pedreira Ecoplan Mineração Ltda, localizada no município de Nobres. A metodologia utilizada constituiu na descrição petrográfica das lâminas delgadas utilizando microscópio de luz transmitida, seguindo como base esquemas de identificação, classificação e interpretação dos ambientes deposicionais e evolução diagenética de microfácies carbonáticas. A partir das abordagens adotadas, os resultados obtidos permitiram a identificação e caracterização de seis microfácies carbonáticas (MF1 a MF6), que refletem variações texturais, composicionais e diagenéticas ao longo da unidade. As microfácies mais finas como dolomudstones e dolowakstones, sugerem deposição em ambientes de baixa energia, associados a condições de inframaré restrita e hipersalinas, enquanto as microfácies mais “grosseiras” dolopackstones, dolograinsstones e dolorudstones, evidenciam condições de maior energia hidrodinâmica. A identificação micropetrográfica também revelou a ocorrência de diversos processos diagenéticos, como dolomitização, compactação mecânica e química, cimentação e dissolução abrangendo uma sequência paragenética que inclui os estágios sin-deposicional, eodiagenético, mesodiagenético, circulação de fluidos e telodiagenético. Em destaque, a identificação dos cimentos dolomíticos marinhos primários constituiu um importante indicativo de precipitação precoce em condições marinhas com altas razões de Mg/Ca, típicos dos – *Aragonite-Dolomite Seas* do Neoproterozóico. A integração dos dados das microfácies carbonáticas com dados estratigráfico e sedimentológico da Formação Nobres permitiu aperfeiçoar o modelo deposicional previamente proposto, evidenciando uma evolução de sistemas de sabkha hipersalina para planícies de maré mistas com maior influência siliciclástica, controlada por variações relativas do nível do mar e pela dinâmica tectônica da bacia. Em síntese, esse estudo contribui para o entendimento mais detalhado da evolução paleoambiental e diagenética de sistemas carbonáticos Neoproterozoicos Brasileiros, além de fornecer subsídios relevantes para a interpretação de plataformas carbonáticas Neoproterozoicas.

**Palavras-chave:** microfácies carbonáticas; dolomitização; diagênese; Formação Nobres; Neoproterozoico.

## ABSTRACT

The Nobres Formation represents an important post-glacial carbonate succession temporally correlated with the deglaciation event of the Marinoan glaciation, developing in peritidal systems under arid climatic conditions during the ~600 to 548 Ma interval. This unit is subdivided into two distinct members: a lower member characterized by tidal flat and sabkha facies under hypersaline conditions, and an upper member represented by a mixed tidal flat with greater siliciclastic contribution. Although the Nobres Formation has a widely studied sedimentary record, data regarding its diagenetic evolution and detailed micropetrographic characterization remain scarce in the literature. This study presents a micropetrographic analysis of the carbonate microfacies of the Nobres Formation, the upper unit of the Araras Group, located in the northern Paraguay Belt (Mato Grosso State, Brazil). The main objective is to characterize depositional environments and to understand the diagenetic evolution of this Neoproterozoic–Ediacaran succession. The study is based on the microscopic analysis of 23 thin sections prepared from carbonate rock samples collected at the Ecoplan Mineração Ltda quarry, located in the municipality of Nobres. The methodology consisted of petrographic description of thin sections under transmitted light microscopy, following established schemes for identification, classification, and interpretation of depositional environments and diagenetic evolution of carbonate microfacies. The results allowed the identification and characterization of six carbonate microfacies (MF1 to MF6), reflecting textural, compositional, and diagenetic variations throughout the unit. Finer microfacies, such as dolomudstones and dolowackstones, suggest deposition in low-energy environments associated with restricted subtidal and hypersaline conditions, whereas coarser microfacies, including dolopackstones, dolograinstones, and dolorudstones, indicate higher hydrodynamic energy conditions. Micropetrographic analysis also revealed the occurrence of several diagenetic processes, including dolomitization, mechanical and chemical compaction, cementation, and dissolution, comprising a paragenetic sequence that includes syn-depositional, eodiagenetic, mesodiagenetic, hydrothermal, and telodiagenetic stages. Notably, the identification of primary marine dolomitic cements constitutes important evidence of early precipitation under marine conditions with high Mg/Ca ratios, typical of Neoproterozoic aragonite–dolomite seas. The integration of carbonate microfacies data with stratigraphic and sedimentological information from the Nobres Formation allowed refinement of the previously proposed depositional model, indicating an evolution from hypersaline sabkha systems to mixed tidal flats with increased siliciclastic influence, controlled by relative sea-level variations and basin tectonics. In summary, this study contributes to a more detailed understanding of the paleoenvironmental and diagenetic evolution of Neoproterozoic carbonate systems in Brazil, as well as providing relevant insights for the interpretation of Neoproterozoic carbonate platforms.

**Keywords:** carbonate microfacies; dolomitization; diagenesis; Nobres Formation; Neoproterozoic.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO E GEOLÓGICO COM O LOCAL DE COLETA DAS AMOSTRAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS (REPRESENTADA PELA POLIGONAL EM VERMELHO) QUE FORAM UTILIZADAS PARA A CONFECÇÃO DAS LÂMINAS DELGADAS.....	3
FIGURA 2: PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO NOBRES (MT), COM A LOCALIZAÇÃO DE COLETA DAS AMOSTRAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS (DESTACADAS EM VERMELHO) UTILIZADAS PARA A CONFECÇÃO DAS LÂMINAS DELGADAS ESTUDADAS DURANTE ESTE TRABALHO.....	4
FIGURA 3: CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO CENTRAL DA AMÉRICA DO SUL RELACIONADO À AMALGAMAÇÃO DOS BLOCOS CONTINENTAIS DURANTE A TECTÔNICA BRASILIANA/ PAN- AFRICANA. ....	9
FIGURA 4: COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO ARARAS E DO GRUPO ALTO PARAGUAI.....	11
FIGURA 5: QUADRO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO NOBRES. ....	15
FIGURA 6: AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FM. NOBRES- (A) MEMBRO INFERIOR, PLANÍCIE DE MARÉ/ SABKHA; (B) MEMBRO SUPERIOR PLANÍCIE DE MARÉ MISTA .....	16
FIGURA 7: CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DE FOLK .....	20
FIGURA 8: CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DE DUNHAM .....	22
FIGURA 9: CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS DE EMBRY & KLOVAN.....	23
FIGURA 10: CLASSIFICAÇÃO DOS CRISTAIS DE DOLOMITA SEGUNDO SIBLEY & GREGG.....	27
FIGURA 11: BASES PARA A IDENTIFICAÇÃO DOS CIMENTOS MARINHOS PRIMÁRIOS. ....	29
FIGURA 12: MICROFÁCIES MF1- DOLOMUDSTONES. A) E B) ALTERNÂNCIA ENTRE A MATRIZ DE DOLOMICRITA (DOLM) E BANDAS DE SÍLICA CRISTALINA (SIL), OBSERVADOS EM NICÓIS PARALELOS (NP) E NICÓIS CRUZADOS (NC), RESPECTIVAMENTE; (C) MATRIZ DE DOLOMICRITA (DOLM) NA FRAÇÃO <i>MUDSTONE</i> (NP); D) GRÃOS MICRÍTICOS (GM) DISPERSOS EM UMA MATRIZ FORTEMENTE DOLOMITIZADA (NP); E) PELÓIDES (PEL) DISPERSOS EM UMA MATRIZ DE DOLOMICRITA (DOLM) (NP); F) MICROGRÃOS DE MINERAIS OPACOS (OP) (NP); G) FOTOGRAFIA DA LÂMINA DELGADA EVIDENCIANDO BANDAS HORIZONTAIS DE SÍLICA CRISTALINA (SIL).....	31
FIGURA 13: MICROFÁCIES MF2- DOLOWACKSTONES. A) E B) POROSIDADE INTERCRISTALINA BORDEJADA POR CRISTAIS DE DOLOMITA COM DISTRIBUIÇÃO POLIMODAL E HÁBITO PLANAR-S (SUBÉDRICO), OBSERVADOS EM NICÓIS PARALELOS (NP) E NICÓIS CRUZADOS (NC), RESPECTIVAMENTE; C) E D) POROSIDADE DO TIPO VUGULAR EVIDENCIANDO UMA DISSOLUÇÃO INCIPIENTE, ENVOLTA POR CRISTAIS DE DOLOMITA (Do). (C- (NP) E (D- (NC);	

E) INTRACLASTO (INT) FLUTUANDO EM UMA MATRIZ DE DOLOMICRÍTA (DOLM) (NP); F) OÓLITO (OOL) DOLOMITIZADO BORDEJADO POR CRISTAIS DE DOLOMITA (Do) COM DISTRIBUIÇÃO UNIMODAL E LIMITES NÃO PLANARES (NP); G) GRÃO DE QUARTZO DETRÍTICO (NC); H) FANTASMAS “*GHOST*” DE PELÓIDES EM MEIO A MATRIZ DE DOLOMICRÍTA (NP). .....33

FIGURA 14: MICROFÁCIES MF3- DOLOPACKSTONES. A) ESTILÓLITO (ETL) IRREGULAR E SERRILHADO SECCIONANDO A LÂMINA DELGADA COM MICROGRÃOS DE OPACOS (Op) ASSOCIADOS (NP); B) INTRACLASTOS MICRÍTICOS (INT) DISPERSOS SOBRE UMA MATRIZ MICRÍTIZADA. (NP); C) FOTOMICROGRAFIA DE GRÃOS MICRÍTICOS (GM) DE FORMA SUBARREDONDADOS A IRREGULARES, IMERSOS EM UMA MATRIZ MICRÍTICA. (NC); D) *PATCHES* SILICICLÁSTICOS DESCONTÍNUOS COMPOSTOS POR QUARTZO (Qz), ASSOCIADOS AOS CANAIS DE ESTILÓLITOS (ETL). (NC); E) E F) INTRACLASTOS MICRÍTICOS (INT) TOTALMENTE SUBSTITUÍDOS POR DOLOMITA ESPÁTICA, COM HÁBITO DE CRESCIMENTO EM MOSAICO E FORMA SUBÉDRICA. (E- (NP)) E (F- (NC)); G) E H) OÓLITOS (OOL) SUBSTITUÍDOS POR DOLOMITA ESPÁTICA GROSSA APRESENTANDO LAMELAS DISTORCIDAS (TUCKER & WRIGHT 1990; FLÜGEL 2010) (G - (NP)) E (H - (NC))......35

FIGURA 15: MICROFÁCIES MF4- DOLOGRAINSTONE OOLÍTICO. (A) COMPLEXO DE OÓLITOS (OOL) CIRCUNDADOS PELO CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R). (NP); B) FOTOMICROGRAFIA DE DETALHE MOSTRANDO O OÓLITO COM SEUS ENVELOPES CONTÍNUOS CONCÊNTRICOS. (NP); (C) E (D) INTRACLASTO OOLÍTICO (INT. OOL) SUBARREDONDADOS COM TAMANHO MÉDIO DE (3500  $\mu$ m- *GRÁNULO*). (C- (NP)) E (D- (NC)); E) INTRACLASTOS OOLÍTICOS (INT.OOL) SECCIONADOS POR POROSIDADES DE FRATURAS (PF) RAMIFICADAS E PARCIALMENTE PREENCHIDAS POR SÍLICA CRISTALINA (SIL). (NC); F) INTRACLASTOS MICRÍTICOS (INT) ENVOLTOS PELO CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R). (NP); G) TEXTURA DO CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R), EVOLUINDO DE FRANJAS DE DOLOMITAS FIBROSAS (Df) NAS BORDAS DOS POROS, PARA AGREGADOS DE DOLOMITA ROMBOÉDRICA (DR) NO CENTRO DOS POROS. (NC); H) MICROVÊNULA DE QUARTZO (MvQ) COM ESPESSURA MÉDIA DE (48  $\mu$ m), SECCIONANDO A AMOSTRA NA TRANSVERSAL. (NC). .....38

FIGURA 16: MICROFÁCIES MF5- DOLORUDSTONES E DOLOGRAINSTONES ONCOLÍTICOS/INTRACLÁSTICOS. (A) CANAIS DE ESTILÓLITOS (ETL) COM MICROGRÃOS DE OPACOS (Op) SECCIONANDO A AMOSTRA NA DIREÇÃO LONGITUDINAL. (NP); (B) ONCÓLITO (ONC) COM POROSIDADE INTRAGRANULAR SECUNDÁRIA (POR), PARCIALMENTE

PREENCHIDO PELO CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B) DE ORIGEM DIAGENÉTICA TARDIA. (NC); (C) ONCÓLITOS (ONC) COM BORDAS E NÚCLEO DOLOMITIZADOS POR CRISTAIS DE DOLOMITA (DO) UNIMODAIS E HÁBITO PLANAR-S (SUBÉDRICOS A ANÉDRICOS). (NC); OÓLITO (OOL) COM SEU NÚCLEO TOTALMENTE SUBSTITUÍDO POR SÍLICA CRISTALINA (SIL). (NC); (D) FOTOMICROGRAFIA EVIDENCIANDO, INTRACLASTO MICRÍTICO (INT), GRÃOS MICRÍTICOS (GM) E CANAIS DE ESTILÓLITOS (ETL). (NP); (F) COMPLEXO DE QUARTZO DETRITOS (QZ) TAMANHO MÉDIO DE (159 MM- *AREIA FINA*) DISPERSOS SOBRE A LÂMINA DELGADA. (NC); (G) E (H) CIMENTO DOLOMÍTICO FIBROSO (CD-F) APRESENTANDO HÁBITO ACICULAR, E CRISTAIS DE DOLOMITA EVOLUINDO DE UMA DOLOMITA SUCROSÍTICA (*GRÃOS DE AÇÚCAR*) NAS BORDAS, PARA UMA DOLOMITA MAIS ALONGADA NO CENTRO. (G- (NP)) E (H- (NC))..... 41

FIGURA 17: MICROFÁCIES MF6- DOLOGRAINSTONE PELOÍDAL. A) VISÃO GERAL MOSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DE PELÓIDES (PEL) DISPERSOS SOBRE A LÂMINA DELGADA. (NP); B) COMPLEXO DE ONCÓLITOS (ONC) COM TAMANHO MÉDIO DE [ $\sim 290$  MM-*AREIA MÉDIA*]. (NP); C) INTRACLASTO MACIÇO (INT). (NP); D) INTRACLASTO SENDO PREENCHIDO POR ONCOLÍTICOS (INT.ONC). (NP); E) E F) CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R) EM FRANJA PRISMÁTICA CIRCUNDANDO INTRACLASTOS MACIÇOS (INT). (E- (NP)) E (F- (NC)); G) E H) FOTOMICROGRAFIA MOSTRANDO O CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R) COM CRESCIMENTO EM FRANJA PRISMÁTICA, E CRISTAIS DE DOLOMITAS MAJORITARIAMENTE UNIMODAIS, EVOLUINDO DE UMA DOLOMITA MAIS FIBROSA (*BORDAS*) PARA UMA DOLOMITA MAIS ROMBOÉDRICA NO NÚCLEO (*CENTRO*). (G- (NP)) E (H- (NC)). ..... 43

FIGURA 18: DOLOMICRITA. A) FOTOMICROGRAFIA DA MATRIZ DE DOLOMICRITA (DOLM) NA FRAÇÃO *MUDSTONE*. (NC); B) ALTERNÂNCIA RÍTMICA ENTRE A MATRIZ DE DOLOMICRITA (DOLM) E BANDAS DE SÍLICA CRISTALINA (SIL). (NC); C) MICROCRISTAIS DE DOLOMITA UNIMODAIS ( $< 62 \mu\text{m}$ ), COM LIMITES NÃO PLANARES (DO). (NC); D) “*GHOST*” DE PELÓIDES RELIQUIARES (SETA AMARELA) SENDO OBLITERADOS PELO INTENSO PROCESSO DE DOLOMITIZAÇÃO. (NP). ..... 46

FIGURA 19: OÓLITOS COM LAMELAS DISTORCIDAS. A) E B) OÓLITOS COM MORFOLOGIA ESFÉRICA A SUBESFÉRICAS COM NÚCLEO INTENSAMENTE SUBSTITUÍDOS POR DOLOMITA ESPÁTICA GROSSA, COM CRISTAIS XENOTÓPICOS (NÃO PLANARES) E PLANAR-S. (A- NP E B- NC); FÁBRICAS CARBONÁTICAS DE COMPLEXIDADE PROGRESSIVA ASSOCIADAS A OÓLITOS DISTORCIDOS NO PLATTSBURG LIMESTONE, CENTRO SUL DO EUA (CONLEY, 1977). (NP);

D) FOTOMICROGRAFIA DEMONSTRANDO OÓLITOS COM LAMELAS DISTORCIDAS FORMADOS POR SOTERRAMENTO PRECOCE E COMPACTAÇÃO MECÂNICA (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).....	49
FIGURA 20: DOLOMITA XENOTÓPICA (NÃO PLANAR). A) CRISTAIS UNIMODAIS DE DOLOMITA XENOTÓPICA (NÃO PLANAR) (DX) COM HÁBITO ANÉDRICO E CONTORNOS IRREGULARES E SERRILHADOS. (NP); B) FINOS CRISTAIS DE DOLOMITA XENOTÓPICA (SETA AMARELA) PREENCHENDO ESPAÇOS INTERGRANULARES. (NC); C) CLASSIFICAÇÃO DE DOLOMITAS XENOTÓPICAS (NÃO PLANARES) PROPOSTA POR SIBLEY & GREGG (1987).....	51
FIGURA 21: DOLOMITA PLANAR. A) MORFOLOGIA DOS CRISTAIS DE DOLOMITA PLANAR-E E PLANAR-S PROPOSTA POR SIBLEY & GREGG (1987); B) CRISTAIS DE DOLOMITA (DO) UNIMODAIS PLANAR-S PREENCHENDO POROS INTERGRANULARES. (NC); C) INTRACLASTOS (SETA AMARELA) TOTALMENTE SUBSTITUÍDOS POR DOLOMITA PLANAR-E. (NC); D) FOTOMICROGRAFIA MOSTRANDO A PRESENÇA DE DOLOMITA PLANAR-S INTIMAMENTE ASSOCIADA À SUBSTITUIÇÃO DE ONCÓLITOS. (NC). E) FOTOMICROGRAFIA EM DETALHE MOSTRANDO O CIMENTO DOLOMÍTICO EM FRANJA (Cf) NAS BORDAS E OS CRISTAIS DE DOLOMITA (Do) PLANAR-S NO CENTRO DOS POROS. (NC). .....	54
FIGURA 22: CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R) - (RASD). A) CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R) COM CRESCIMENTO CENTRÍPETO (BORDAS – CENTRO) EM FRANJA PRISMÁTICA, COM CRISTAIS DE DOLOMITAS UNIMODAIS. (NC); B) COMPLEXO DE OÓLITOS (OOL) CIRCUNDADOS PELO CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R). (NC); C) DIAGRAMA DAS RELAÇÕES E DISTRIBUIÇÃO DO CIMENTO MARINHO DOLOMÍTICO DENTRO DE UMA CAVIDADE RECIFAL, (RASD) RETÂNGULO VERMELHO. D) CIMENTO DOLOMÍTICO ROMBOÉDRICO (CD-R), EVOLUINDO DE FRANJAS DE DOLOMITAS FIBROSAS (Df) NAS BORDAS DOS POROS, PARA AGREGADOS DE DOLOMITA ROMBOÉDRICA (DR) NO NÚCLEO DOS POROS. (NC).....	57
FIGURA 23: CIMENTO DOLOMÍTICO FIBROSO (CD-F) - (RSD). A) CIMENTO DOLOMÍTICO FIBROSO (CD-F) COM CRISTAIS DE DOLOMITA UNIMODAIS ALONGADOS “LÂMINAS” E CRESCIMENTO CENTRÍPETO. (NC); B) CIMENTO DOLOMÍTICO FIBROSO (CD-F) APRESENTANDO HÁBITO FIBROSO “ACICULAR”, E CRISTAIS DE DOLOMITA LAMELARES (SETA VERMELHA) NO CENTRO DOS POROS. (NP); C) DIAGRAMA DAS RELAÇÕES E DISTRIBUIÇÃO DO CIMENTO MARINHO DOLOMÍTICO DENTRO DE UMA CAVIDADE RECIFAL, (RSD) RETÂNGULO VERMELHO. D) CIMENTO DOLOMÍTICO FIBROSO (CD-F) COM CRISTAIS DE DOLOMITA	

EVOLUINDO DE UMA DOLOMITA SUCROSÍTICA ( <i>GRÃOS DE AÇÚCAR</i> ) NAS BORDAS, PARA UMA DOLOMITA MAIS ALONGADA ( <i>LÂMINAS</i> ) NO NÚCLEO DOS POROS. ....	59
FIGURA 24: POROSIDADE INTERGRANULAR E INTRAGRANULAR. A) POROSIDADE INTERGRANULAR BORDEJADA POR GRÃOS DO CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B) DE GRANULOMETRIA MÉDIA QUE CRESCEM EM DIREÇÃO A SEU NÚCLEO. (NC); B) POROSIDADE INTRAGRANULAR DE ORIGEM SECUNDÁRIA, FORMANDO-SE NO INTERIOR DO ONCÓLITO POR DISSOLUÇÃO SELETIVA DE SUAS LAMELAS E/OU NÚCLEOS. (NC); C) MODELO TEÓRICO DE POROSIDADE INTERGRANULAR E INTRAGRANULAR PROPOSTO POR CHOQUETTE E PRAY (1970).....	61
FIGURA 25: POROSIDADE DE FRATURA. A) INTRACLASTOS OOLÍTICOS (INT.OOL) SECCIONADOS POR POROSIDADES DE FRATURAS (PF) RAMIFICADAS E INTERCONECTADAS PARCIALMENTE PREENCHIDAS POR SÍLICA CRISTALINA (SIL). (NC); B) INTRACLASTO OOLÍTICO SECCIONADO POR POROSIDADES DE FRATURAS (PF) IRREGULARES PARCIALMENTE PREENCHIDAS POR CRISTAIS DE DOLOMITA XENOTÓPICA (DX). (NC); C) POROSIDADE DE FRATURA (PF) ATRAVESSANDO E CAUSANDO MOVIMENTO SINISTRAL (SETA VERMELHA) NAS LAMELAS CONCÊNTRICAS DO OÓLITO, INDÍCIO DE REATIVAÇÃO TECTÔNICA APÓS A COMPACTAÇÃO. (NP); D) MODELO TEÓRICO DE POROSIDADE DE FRATURA PROPOSTO POR CHOQUETTE E PRAY (1970).....	63
FIGURA 26: ESTILÓLITOS E TRILHAS DE ÓXIDO E SÍLICA. A) <i>PATCHES</i> SILICICLÁSTICOS ( <i>DISSOLUTION SEAMS</i> ) DESCONTÍNUOS COMPOSTOS POR QUARTZO (QZ), ASSOCIADOS AOS CANAIS DE ESTILÓLITOS (ETL). (NC); B) ESTILÓLITO (ETL) IRREGULAR E SERRILHADO SECCIONANDO A LÂMINA DELGADA E SEGREGAÇÕES FINAS DE MINERAIS OPACOS (OP) ASSOCIADOS (NP); C) FOTOMICROGRAFIA EVIDENCIANDO ESTILÓLITOS (ETL) COM MORFOLOGIA IRREGULAR E SERRILHADA, FORMADOS POR DISSOLUÇÃO POR PRESSÃO ASSOCIADA À COMPACTAÇÃO QUÍMICA. AO LONGO DOS PLANOS ESTILOLÍTICOS OBSERVAM-SE SEGREGAÇÕES FINAS DE MINERAIS OPACOS (OP) CONCENTRADOS RESULTADOS DE RESÍDUOS INSOLÚVEIS. ....	65
FIGURA 27: CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B). A) E B) FOTOMICROGRAFIA MOSTRANDO O CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B) COM CRESCIMENTO CENTRÍPETO BORDEJANDO POROSIDADE INTERGRANULAR. (A- NP, B- NC); C) CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B) PREENCHENDO PARCIALMENTE A POROSIDADE INTRAGRANULAR NO INTERIOR DE UM ONCÓLITO. (NC).....	67

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1: NOMENCLATURA DAS 23 LÂMINAS DELGADAS .....	4
TABELA 2: EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DAS MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO NOBRES, GRUPO ARARAS, (MT, BRASIL).....	70
TABELA 3: MICROFÁCIES CARBONÁTICAS NOBRES VERSUS ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES NOBRES.	74
TABELA 4: RELAÇÃO DE PERMOPOROSIDADE DAS MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO NOBRES, GRUPO ARARAS, (MT, BRASIL).....	76

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1	APRESENTAÇÃO.....	1
1.2	ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS .....	2
1.3	OBJETIVOS.....	4
1.4	JUSTIFICATIVA DO PROJETO .....	5
1.5	METODOLOGIA DE ESTUDO.....	5
1.5.1	<i>Revisão bibliográfica.....</i>	5
1.5.2	<i>Análises de microfácies (Lâminas Delgadas) .....</i>	6
1.5.3	<i>Evolução diagenética .....</i>	6
1.5.4	<i>Integração e Interpretação de dados.....</i>	7
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>8</b>
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	8
2.2	REGISTRO SEDIMENTAR DA FAIXA PARAGUAI NORTE.....	9
2.2.1	<i>Formação Puga .....</i>	9
2.2.2	<i>Grupo Araras.....</i>	11
2.2.2.1	<i>Formação Mirassol d'Oeste.....</i>	12
2.2.2.2	<i>Formação Guia .....</i>	12
2.2.2.3	<i>Formação Serra do Quilombo.....</i>	13
2.2.2.4	<i>Formação Nobres.....</i>	13
2.2.3	<i>Grupo Alto Paraguai.....</i>	17
<b>3</b>	<b>ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>18</b>
3.1	FÁBRICA CARBONÁTICA.....	18
3.2	PETROGRAFIA E CLASSIFICAÇÃO DE CARBONATOS .....	19
3.2.1	<i>Folk (1959/1962).....</i>	19
3.2.2	<i>Dunham (1962).....</i>	21
3.2.3	<i>Embry e Klovan (1971).....</i>	22
3.3	DOLOMITOS E DOLOMITIZAÇÃO .....	24
3.3.1	<i>Dolomitos.....</i>	24
3.3.2	<i>Processo diagenético de Dolomitização.....</i>	24
3.3.2.1	<i>Ambientes propícios para a dolomitização.....</i>	25

3.3.3	<i>Classificação de dolomitas proposta por Sibley &amp; Gregg (1987)</i> .....	26
3.3.4	<i>Cimentos marinhos Dolomíticos</i> .....	27
<b>4</b>	<b>DESCRIÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS</b> .....	<b>30</b>
4.1	MICROFÁCIES MF1- DOLOMUDSTONES.....	30
4.2	MICROFÁCIES MF2- DOLOWACKSTONES .....	33
4.3	MICROFÁCIES MF3- DOLOPACKSTONES.....	35
4.4	MICROFÁCIES MF4- DOLOGRAINSTONE OOLÍTICO .....	37
4.5	MICROFÁCIES MF5- DOLORUDSTONES E DOLOGRAINSTONES ONCOLÍTICOS/ INTRACLÁSTICOS .....	40
4.6	MICROFÁCIES MF6- DOLOGRAINSTONE PELOIDAL .....	43
<b>5</b>	<b>DIAGÊNESE</b> .....	<b>45</b>
5.1	DOLOMICRITA .....	45
5.2	OÓLITOS COM LAMELAS DISTORCIDAS.....	47
5.3	DOLOMITA XENOTÓPICA (NÃO PLANAR).....	50
5.4	DOLOMITA PLANAR (EUÉDRICA/ SUBÉDRICA).....	52
5.5	CIMENTOS MARINHOS PRIMÁRIOS.....	55
5.5.1	<i>Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) - (Radial Slow Dolomite- RASD)</i> ..	55
5.5.2	<i>Cimento dolomítico fibroso (Cd-F) - (Radial Slow Dolomite- RSD)</i> .....	58
5.6	POROSIDADE INTERGRANULAR E INTRAGRANULAR .....	60
5.7	POROSIDADES DE FRATURA .....	62
5.8	ESTILÓLITOS E TRILHAS DE ÓXIDO E SÍLICA .....	64
5.9	CIMENTO DOLOMÍTICO BLOCOSO (CD-B) .....	66
<b>6</b>	<b>EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA</b> .....	<b>68</b>
<b>7</b>	<b>DISCUSSÕES E IMPLICAÇÕES</b> .....	<b>71</b>
7.1	INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAL E AMBIENTES DEPOSICIONAIS .....	71
7.2	DOLOMITIZAÇÃO E PERMOPOROSIDADE.....	75
7.3	CIMENTAÇÃO MARINHA PRIMÁRIA NO CONTEXTO DOS ARAGONITE-DOLOMITE SEAS DO NEOPROTEROZÓICO .....	77
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>79</b>
<b>9</b>	<b>REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>81</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

O Grupo Araras constitui uma importante unidade estratigráfica do registro Neoproterozoico-Ediacarano da Faixa Paraguai Norte, (Mato Grosso-MT), representando uma importante sucessão carbonática pós-glacial com uma espessura estimada de 600 metros (Nogueira & Riccomini, 2006; Nogueira *et. al.*, 2007; Nogueira *et. al.*, 2019). Esta unidade desenvolve-se ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e registra a transição de condições glaciomarinha para ambientes marinhos tropicais rasos, correlacionando-se temporalmente ao evento de degelo da glaciação Marinoana, com idade estimada entre ~600 a 548 Ma (Nogueira & Riccomini, 2006; Romero *et. al.*, 2022).

Estratigraficamente o Grupo Araras foi dividido em quatro formações: Mirassol d'Oeste; Guia; Serra do Quilombo e Nobres. A Formação Nobres, unidade superior do Grupo Araras, se destaca como objeto de investigação científica deste estudo. Esta formação apresenta aproximadamente 200 metros de espessura e se desenvolve ao longo de 300 km de extensão, caracterizando-se por suas camadas tabulares e lateralmente contínuas (Nogueira e Riccomini, 2006; Nogueira *et. al.*, 2019).

Litologicamente a Formação Nobres compreende-se por: dolomitos finos a grossos, dolopackstones, arenitos dolomíticos, pelitos e rochas mistas carbonático-siliciclásticas, incluindo estruturas diagnósticas como estromatólitos estratiformes, dômicos; cerebróides e moldes evaporíticos (Rudnitzki *et al.*, 2012; Rudnitzki *et al.*, 2016). A unidade subdividiu-se em dois membros distintos: O membro inferior, caracterizado por fácies de planícies de maré/sabkha em condições áridas e hipersalinas e o membro superior, representado por planícies de maré mista com uma maior contribuição siliciclástica (Rudnitzki *et al.*, 2012; Rudnitzki *et al.*, 2016).

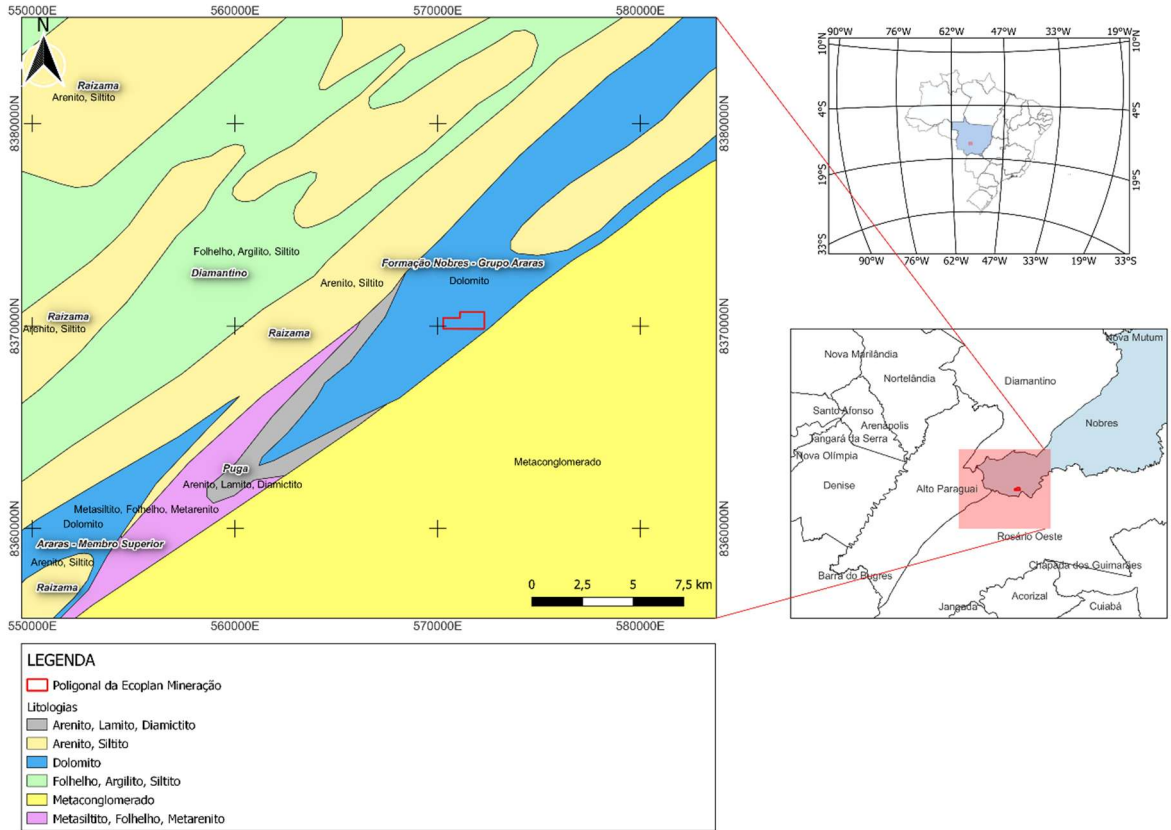
O modelo deposicional proposto para a Formação Nobres indica sedimentação em sistemas de perimaré sob condições climáticas áridas, associada a plataforma carbonática Araras, representando um importante registro de evolução geológica e paleoambiental neoproterozoica e dos processos sedimentares que governaram a deposição desta sucessão durante a amalgamação do supercontinente Gondwana (Alvarenga *et al.*, 200; Rudnitzki *et al.*, 2012).

## 1.2 Área de estudo e base de dados

As amostras de rochas carbonáticas utilizadas para a confecção das lâminas delgadas analisadas e estudadas neste trabalho foram coletadas em exposições da Formação Nobres, na pedreira da Ecoplan Mineração Ltda, localizada no município de Nobres (MT), na porção centro-norte do estado do Mato Grosso (MT), Brasil (Figura 1). Essas 16 amostras de rochas carbonáticas que deram origem às 23 lâminas delgadas que foram analisadas e estudadas durante este projeto final de curso (Tabela 1), foram coletadas como parte da tese de Doutorado do professor Dr. Isaac Daniel Rudnitzki intitulada “*Paleoambiente e quimioestratigrafia da porção superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso. ano 2015*”. A seção estratigráfica levantada da Formação Nobres (Figura 2) é composta predominantemente por dolomitos, dolomitos silicificados, arenitos, arenitos dolomíticos e pelitos e possui as seguintes estruturas: laminações, estratificações cruzadas do tipo hummocky e swaley, megaripples, marcas de onda, acamamento maciço e wavy, intraclastos, ooides, pisóides, *teepee* etc.

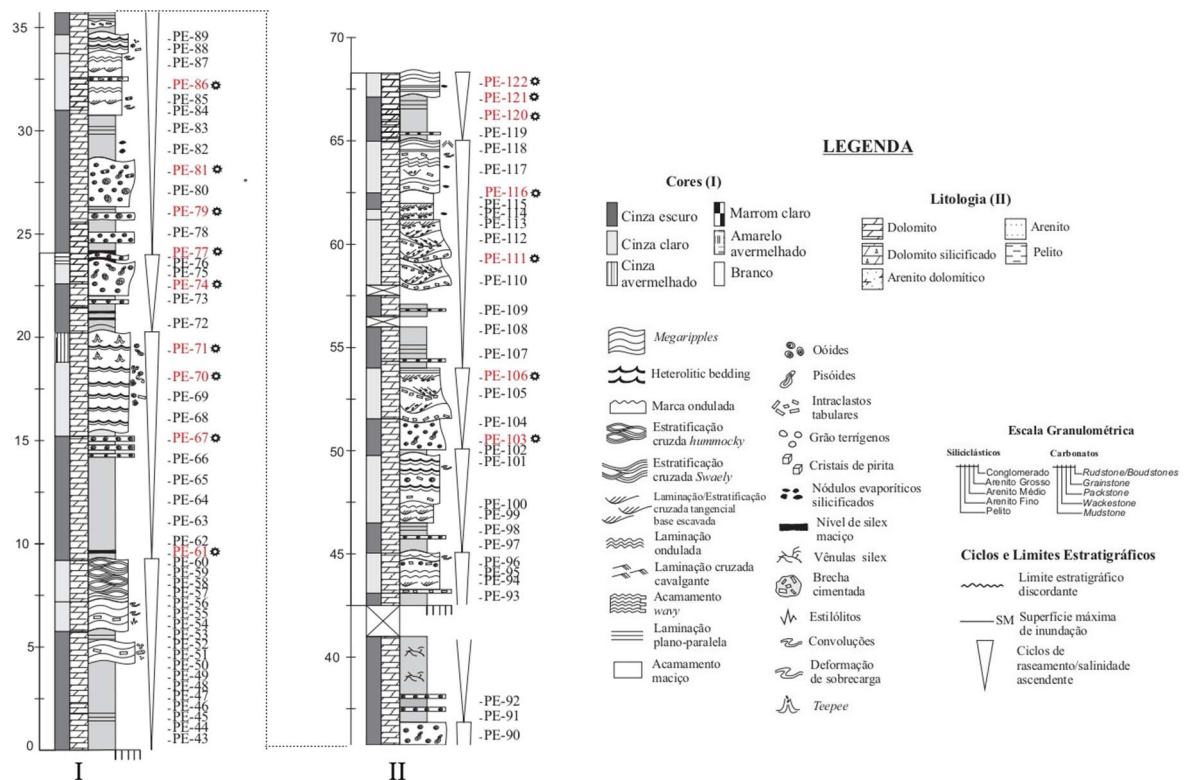
Geograficamente, os afloramentos da Formação Nobres ocorrem principalmente nas proximidades dos municípios de Nobres, Rosário Oeste e Diamantino, estendendo-se ao longo do contato entre Cráton Amazônico e terrenos dobrados da Faixa Paraguai (Souza, 2012; Pinho *et al.*, 2015). Sua localização estratégica, próxima ao limite norte da bacia, favorece o estudo detalhado dos processos sedimentares e diagenéticos, contribuindo para a compreensão da margem Cratônica sul-americana e da história tectono-sedimentar relacionada à amalgamação do supercontinente Gondwana (Trompette, 1997; Alvarenga *et al.*, 2000).

Figura 1: Mapa de localização e geológico com o local de coleta das amostras de rochas carbonáticas (representada pela poligonal em vermelho) que foram utilizadas para a confecção das lâminas delgadas.



Fonte: elaborado pelo autor em QGIS v3.26 (2025)

Figura 2: Perfil estratigráfico da Formação Nobres (MT), com a localização de coleta das amostras de rochas carbonáticas (destacadas em vermelho) utilizadas para a confecção das lâminas delgadas estudadas durante este trabalho.



Fonte: modificado de Rudnitzki, (2015)

Tabela 1: Nomenclatura das 23 Lâminas Delgadas

PE-61	PE-67	PE-70	PE-70.1	PE-70R	PE-71	PE-71.1	PE-74	PE-77
PE-79	PE-81	PE-81.1	PE-81.2	PE-86	PE-86.1	PE-103	PE-103.1	PE-106
PE-111	PE-116	PE-120	PE-121	PE-122				

### 1.3 Objetivos

Este Projeto Final de Curso tem como objetivo principal caracterizar e interpretar as microfácies carbonáticas da Formação Nobres, Grupo Araras, Faixa Paraguaí Norte (MT), por meio de análises petrográficas em lâminas delgadas, visando compreender a evolução paleoambiental, deposicional e diagenética da sucessão carbonática estudada. Para tal, teve-se os seguintes objetivos específicos:

- I) Analisar, descrever e classificar as microfácies carbonáticas da Formação Nobres por meio de estudos petrográficos em lâminas delgadas;
- II) Utilizar dados de microfácies para auxiliar na interpretação paleoambiental e na caracterização dos sistemas deposicionais;

III) Caracterizar e reconstruir a evolução diagenética da sucessão estudada por meio da identificação e interpretação das principais feições petrográficas.

IV) Avaliar as implicações paleoambientais e diagenéticas das microfácies carbonáticas da Formação Nobres no contexto da evolução das plataformas carbonáticas neoproterozoicas da Faixa Paraguai.

#### **1.4 Justificativa do projeto**

A Formação Nobres, pertencente ao Grupo Araras, representa uma importante sucessão carbonática do Neoproterozoico na Faixa Paraguai Norte, região Centro-Oeste do Brasil. Composta por dolomitólitos, microbialitos, arenitos e pelitos, essa unidade registra ambientes de planície de maré em condições áridas, inserida em uma margem passiva do Cráton Amazônico. O estudo das microfácies carbonáticas permite uma caracterização detalhada dos ambientes deposicionais, enquanto a análise da evolução diagenética revela os processos pós-deposicionais que modifica essas rochas ao longo do tempo. Tais abordagens são fundamentais para compreender a evolução deposicional, paleoambiental e diagenética da Formação Nobres.

A Formação Nobres ocorre entre dois importantes eventos glaciais do Neoproterozoico *Marinoano* e *Gaskiers* e desempenha um papel essencial na compreensão dos impactos dessas grandes glaciações sobre a sedimentação carbonática. Embora essa unidade estratigráfica já tenha sido amplamente estudada e bem caracterizada nos trabalhos de Nogueira *et al.* (2019), Rudnitzki *et al.* (2012, 2016) e Romero *et al.* (2022) sobretudo em termos estratigráficos, ainda são escassas informações relacionadas às microfácies carbonáticas e a evolução diagenética da Formação Nobres. Dessa forma, este trabalho justifica-se pela contribuição científica que pode oferecer à compreensão da sedimentologia e diagênese em sistemas carbonáticos antigos (Neoproterozoico- Ediacarano) ampliando o conhecimento sobre a evolução geológica da Formação Nobres, Faixa Paraguai Norte, (MT, Brasil) e suas implicações em contextos regionais e globais.

#### **1.5 Metodologia de estudo**

O Presente trabalho foi calcado na aplicação das seguintes metodologias:

##### **1.5.1 Revisão bibliográfica**

A revisão bibliográfica foi realizada ao longo de todo o projeto final de curso. Inicialmente foram realizados estudos das principais literaturas existentes: livros, teses,

dissertações e artigos científicos preliminares da região estudada, a fim de aperfeiçoar o conhecimento acerca da geologia regional e local da Formação Nobres, e da unidade tectônica da Faixa Paraguai Norte. Posteriormente, para a elaboração do capítulo referente ao Estado da Arte, foram conduzidas pesquisas sobre petrologia sedimentar e rochas carbonáticas, assim como sobre os processos diagenéticos e de dolomitização, com o objetivo de construir um arcabouço teórico sólido para subsidiar uma interpretação mais efetiva dos dados obtidos.

### 1.5.2 Análises de microfácies (lâminas delgadas)

As lâminas delgadas utilizadas neste trabalho foram analisadas e descritas no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e no Laboratório de Rochas da Fundação Gorceix (FG), utilizando luz transmitida em um Microscópio Zeiss acoplado a câmera AxioCam 503 color. Essa análise teve como objetivo caracterizar e diferenciar as microfácies carbonáticas presentes em um conjunto pré-existente de 23 lâminas delgadas, confeccionadas a partir de amostras de rochas carbonáticas da Formação Nobres.

A classificação petrográfica adotada se baseia no esquema proposto por Dunham (1962), posteriormente modificado por Embry e Klovan (1971), o qual leva em consideração a proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos. Para a identificação e caracterização das texturas dolomíticas alteradas por processos diagenéticos pós-deposicionais, serão aplicados os parâmetros propostos por Sibley e Gregg (1987). Essa abordagem é amplamente utilizada na caracterização textural de dolomitos com base em sua história diagenética, sendo fundamentada em uma classificação descritiva e interpretativa centrada na forma, tamanho e no arranjo cristalino dos cristais de dolomita. Já as fábricas micro-carbonáticas serão classificadas e agrupadas segundo o modelo proposto por (Flügel, 2010), no qual: denomina-se *Fábrica Carbonática* o conjunto de características texturais, composicionais e estruturais de uma rocha carbonática, relacionada diretamente com os processos biológicos, físico-químicos e hidrodinâmicos que controlam sua deposição e acumulação.

### 1.5.3 Evolução diagenética

Na fase de evolução diagenética as amostras de rochas carbonáticas foram interpretadas a partir de análise petrográfica de lâminas delgadas em microscópio óptico sob luz transmitida, seguindo as seguintes etapas.

- Inicialmente cada amostra foi classificada segundo as classificações propostas por Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), que permitem estabelecer o seu ambiente deposicional inicial.
- Em seguida foram identificados os principais processos diagenéticos na rocha que ocorreram após a sua deposição, como por exemplo: compactação mecânica/química, cimentação, micritização, neomorfismo, dolomitização, fraturamento etc.
- Esses processos foram ordenados em uma sequência paragenética, o que permitiu reconstruir a história pós deposicional destes sedimentos, desde dos estágios Eogenéticos (rasos e próximo a superfície) Mesodiagenéticos (ambientes mais profundos) e possíveis alterações telodiagenéticas (exumação).
- Posteriormente foi realizada uma comparação dos dados obtidos nas 23 lâminas delgadas analisadas, com o intuito de reconhecer padrões regionais nos processos diagenéticos.
- Por fim, os dados petrográficos foram integrados com as demais informações geológicas da região estudada, como: o contexto geológico, os ambientes deposicionais e o seu contexto geotectônico, buscando assim construir um modelo de evolução diagenética coerente e representativo.

#### 1.5.4 Integração e Interpretação de dados

Na fase de integração de dados, o conjunto de dados obtidos a partir da identificação de microfácies e de sua interpretação paleoambiental e diagenética foram integrados e contextualizados em relação a dados da literatura. Essa integração teve como objetivo compreender a significância dos dados de microfácies observados nas amostras de rochas carbonáticas da Formação Nobres no contexto da evolução geológica do Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte, e suas possíveis implicações para o entendimento dos processos de evolução de plataformas carbonáticas na transição Neoproterozoico- Ediacarano.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Contexto Geotectônico

A Faixa de Dobramentos Paraguai representa uma estrutura orogênica neoproterozóica de magnitude continental, apresentando uma extensão linear de aproximadamente 1200 km através dos territórios brasileiros de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Figura 3). Este sistema orogênico desenvolveu-se na margem sul-sudeste do Cráton Amazônico, sendo o produto de processos convergentes complexos envolvendo três unidades cratônicas distintas: o Bloco Amazônico, São Francisco- Congo e o Bloco Paranapanema este último encontrando-se recoberto por sequências sedimentares fanerozoicas pertencentes a Bacia do Paraná (Almeida, 1984; Trompette *et al.*, 1998; Alkmin *et al.*, 2001; Tohver *et al.*, 2010).

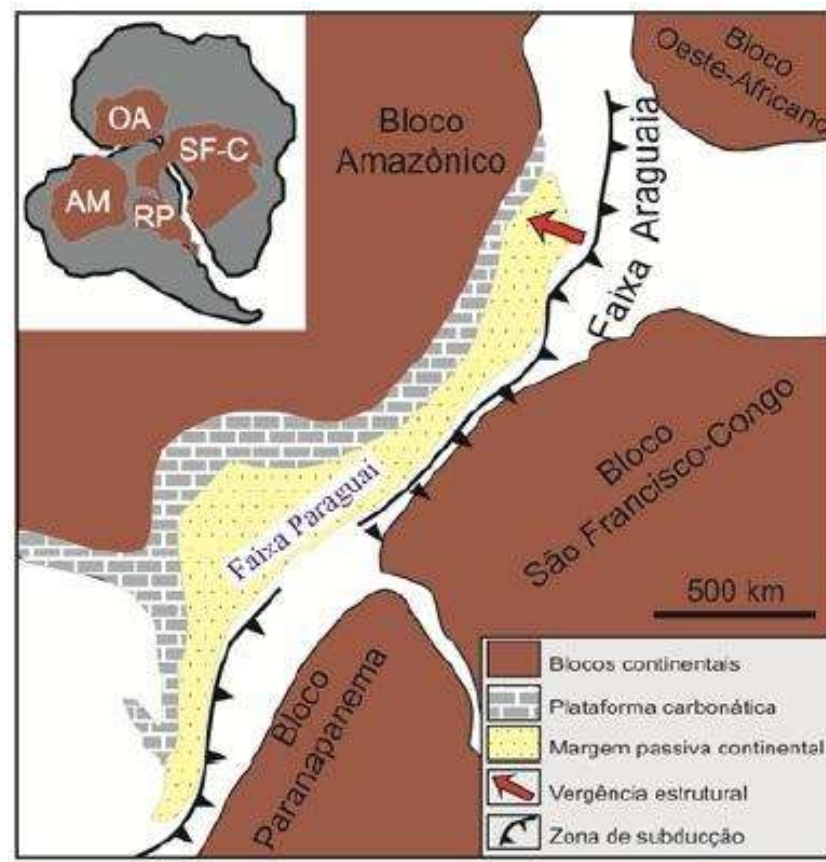
A arquitetura estrutural atual resulta de eventos tectônicos associados à Orogênese Brasileira/Pan-Africana, com intervalos temporais compreendidos entre 600 e 490 Ma (Almeida, 1984; Trompette, 1994). Este episódio orogênico representa um marco fundamental na consolidação do Gondwana Ocidental. As interpretações geodinâmicas da Faixa Paraguai abrangem diferentes paradigmas tectônicos, incluído o modelo de rifte deformado proposto por Dalziel (1992), segundo o qual a estrutura corresponde a um megagraben que sofreu deformação durante os processos de fragmentação continental entre Laurentia e Gondwana. Alternativamente Trompette (1994) e Trompette *et al.* (1998) interpretaram o sistema como uma bacia de antepaís (*foreland*) geneticamente associada a Faixa Brasília, enquanto Nogueira (2003) a caracteriza como um sistema integrado, compreendendo uma zona de deformação e cavalgamento associadas a duas sub-bacias de antefossa (*foredeep*).

Porém, os estudos conduzidos por Souza (2012) demonstram que a região setentrional da Faixa Paraguai não apresenta evidências estruturais características de processos colisionais, refutando a hipótese de classificação da Bacia do Paraguai como sistema de bacia de *foreland*. Esta interpretação alternativa propõe que a unidade corresponde a uma sequência de cobertura neoproterozoica- cambriana submetida a deformação rúptil e transpressiva de caráter tardio, geneticamente associada à reativação de elementos estruturais preexistentes do Grupo Cuiabá. O episódio tectônico terminal da orogênese Brasileira/Pan Africana, situado cronologicamente no intervalo Eocambriano- Ordoviciano (540-490 Ma), manifesta-se através dos eventos designados como Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves, 1992) ou Orogênese Pampeana-Araguaia (Tohver *et al.*, 2006; Rapela *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010),

este processo deformacional está associado ao colapso do Oceano Clymene (Tohver *et al.*, 2010), conforme o modelo geodinâmico proposto por Almeida (1984).

A Faixa Paraguai se constitui como elemento fundamental para a compreensão da evolução crustal neoproterozoica da América do Sul, representando um registro preservado dos processos de amalgamação continental que culminaram na formação do Supercontinente Gondwana.

Figura 3: Contexto geológico da região central da América do Sul relacionado à amalgamação dos blocos continentais durante a tectônica Brasileira/ Pan-Africana.



Fonte: modificado de Nogueira (2003)

## 2.2 Registro Sedimentar da Faixa Paraguai Norte

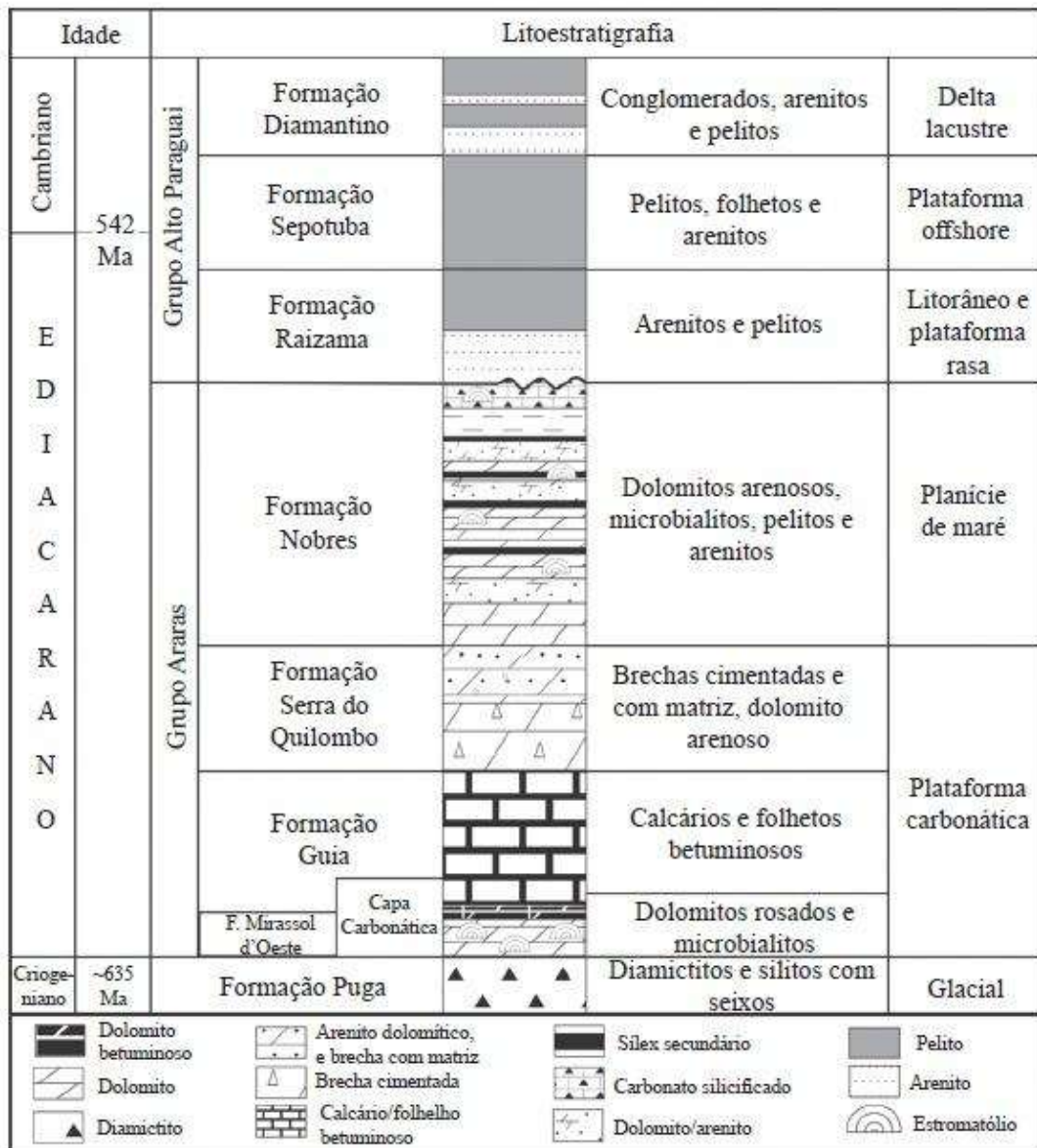
### 2.2.1 Formação Puga

A Formação Puga constitui a unidade basal do Grupo Araras (Figura 4), na Faixa Paraguai Norte, esta Formação é correlacionada com depósitos glaciogênicos associados a glaciação Criogeniana (*Marinoana*) à aproximadamente 635 Ma (Nogueira *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007). Litologicamente a Formação Puga é caracterizada por sequências glaciogênicas diamictítica, com presença marcante de diamictitos maciços ou estratificados e

siltitos seixosos apresentado clastos angulosos a subarredondados de quartzo, sílex, dolomito e rochas vulcânicas embutidos em uma matriz pelítica a arenosa (Nogueira *et al.* 2019). Do ponto de vista paleoambiental os depósitos diamictíticos indicam um ambiente marinho distal a proximal, com fases de avanço e recuo das geleiras (Domack & Hoffman, 2011). A mudança para carbonatos sobrejacentes sugere rápida transição climática e estabilização das condições marinhas tropicais rasas (Hoffman & Schrag, 2002; Domack & Hoffman, 2011).

Esta formação é considerada um dos principais registros brasileiros da glaciação Criogeniana, correlacionando-se com depósitos do Grupo Jequitai (Bambuí), e unidades equivalentes do Grupo Macaúbas, sendo um importante marcador estratigráfico para reconstruções paleogeográficas do Neoproterozoico. (BABINSKI, M. 2011; Caxito *et. al.*, 2018).

Figura 4: Coluna Estratigráfica do Grupo Araras e do Grupo Alto Paraguai.



Fonte: Rudnitzki *et al.* (2012)

### 2.2.2 Grupo Araras

O Grupo Araras (Figura 4) de idade Neoproterozoica (Ediacarano), é uma unidade amplamente exposta na porção norte da Faixa Paraguai, ao sul do Cráton Amazônico, no estado de Mato Grosso, esta unidade com espessura estimada de até 600 metros (Nogueira & Riccomini, 2006), é composta majoritariamente por rochas carbonáticas e pelíticas e representa uma importante sequência pós-glacial correlacionada ao evento de glaciação Marinoano (Nogueira & Riccomini, 2006; Nogueira *et al.*, 2019).

Segundo descrito por (Nogueira & Riccomini, 2006) a idade do Grupo Araras é estimada entre ~600 e 548 Ma, baseado em sua sobreposição aos diamictitos da Formação Puga, considerado como produto da glaciação global Marinoana, encerrada a cerca de 630 Ma

(Hoffman *et al.*, 2017). A ausência de fósseis e marcadores restritos não permite datação direta, mais correlações isotópicas e faciológicas com sucessões globais indicam uma idade Ediacarana (Nogueira *et al.*, 2007; Spence *et al.*, 2016;). Estratigraficamente, o Grupo Araras se encontra acima da Formação Puga (com contato brusco a ondulado, indicado uma transição glaciomarinha para marinha) e abaixo da Formação Raizama, pertencente ao Grupo Alto Paraguai, de natureza siliciclásticas (Nogueira *et al.*, 2007).

O Grupo Araras foi descrito e redefinido em quatro Formações por Nogueira & Riccomini, (2006), sendo elas: Formação Mirassol d'Oeste; Formação Guia; Formação Serra do Quilombo e a Formação Nobres que é a base de estudos deste trabalho. A caracterização temporal Ediacarana destas unidades carbonáticas representa um elemento fundamental para a compreensão da evolução paleoambiental e dos processos sedimentares que governaram a deposição dessa sucessão durante o Neoproterozoico (Alvarenga *et al.*, 2010; Nogueira *et al.*, 2019), constituindo um registro geológico significativo para a história evolutiva da margem continental brasileira (Nogueira & Riccomini, 2006).

#### **2.2.2.1 Formação Mirassol d'Oeste**

A Formação Mirassol d'Oeste possui cerca de 15 metros de espessura e é composta por dolomitos rosados finos, com presença de pelóides e estromatólitos planares e dômicos (Nogueira *et al.*, 2007, 2019) (Figura 4). As camadas são lateralmente contínuas e exibem estruturas com laminação planar, acamamento maciço, deformações convolutas e níveis brechados (Nogueira *et al.*, 2007). Estão presentes também estruturas tubulares centimétricas preenchidas por dolomita espática (Nogueira *et al.*, 2019). A ausência de feições típicas de ambientes de *peritidal* sugere deposição *subtidal*, moderadamente profunda e abaixo da base das ondas de tempestades (Rudnitzki *et al.*, 2016). O contato inferior com os diamictitos da Formação Puga é brusco e ondulado indicando transição entre ambientes glaciais e marinhos, esse contato marca o início da sedimentação pós-glacial associada ao degelo Marinoano e suas características faciológicas e isotópicas reforçam sua interpretação como uma capa carbonática típica dos pós do *Snowball Earth* (Nogueira & Riccomini, 2006, Nogueira *et al.*, 2019).

#### **2.2.2.2 Formação Guia**

A Formação Guia (Figura 4), apresenta uma espessura de até 200 metros e é composta por uma sucessão de calcários finos betuminosos, folhelhos negros laminados, ritmitos

carbonáticos, brechas calcárias e níveis parcialmente dolomitizados (Rudnitzki, 2015). Suas camadas laterais e verticalmente contínuas por centenas de metros, indicam uma deposição em uma plataforma marinha profunda, de baixa energia, e abaixo da base das ondas de tempestade (Nogueira *et al.*, 2007). A presença de matéria orgânica preservada, pirita autigênica e a ausência de estruturas geradas por ondas indicam condições anóxicas e estagnadas no fundo oceânico (Caxito *et al.*, 2022). Estruturas como leques de cristais fibrosos (pseudomorfos de aragonita) e crosta cimentada apontam para precipitação direta no assoalho oceânico o que é típico de mares supersaturados do Neoproterozoico (Nogueira & Riccomini, 2006; Almeida *et al.*, 2021; Uhlein *et al.*, 2023).

### **2.2.2.3 Formação Serra do Quilombo**

A Formação Serra do Quilombo (Figura 4), unidade intermediária do Grupo Araras, apresenta um contato inferior bem definido com a Formação Guia, caracterizado por uma transição litológica de calcários finos anóxicos para dolomitos associada a zonas de intenso fraturamento e ocorrência de brechas carbonáticas cimentadas por dolomita espática (Nogueira & Riccomini, 2006; Milhomem Neto, 2013). A espessura total da formação é estimada em cerca de 100 metros, apresentando uma composição litológica que varia verticalmente, a porção basal da unidade é dominada por dolomitos finos, maciços e laminados e brechas com matriz/cimento de dolomita (Nogueira *et al.*, 2007; Sepeda *et al.*, 2023).

O topo da unidade apresenta um conjunto de dolomitos arenosos-oolíticos, caracterizado por estruturas sedimentares bem desenvolvidas, como estratificação plano-paralela, laminação cruzada *hummocky* e *swaley*, além de marcas onduladas simétricas e assimétricas. Tais estruturas são típicas de ambientes de plataforma moderadamente profunda, com influência significativa de eventos de tempestade e ação de ondas (Barron, 1989; Nogueira & Riccomini, 2006; Milhomem Neto, 2013; Nogueira *et al.*, 2019).

### **2.2.2.4 Formação Nobres**

A Formação Nobres (Figura 4) que é a base de estudo deste trabalho constitui a porção superior do Grupo Araras, na região norte da Faixa Paraguai, estado do Mato Grosso (MT) Brasil, e está inserida num contexto estratigráfico do Ediacarano, com uma idade estimada de cerca de 630-548 Ma, associada ao período de pós-glaciação Marinoana (Nogueira, 2003; Alvarenga *et al.*, 2004; Halverson *et al.*, 2004). Essa unidade apresenta uma espessura

aproximada de 200 metros, desenvolvendo-se ao longo de 300 km de extensão, apresentando camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros (Nogueira & Riccomini, 2006), estruturalmente ela ocorre nos flancos de dobras com mergulho de até 45° para NW ou SW.

Sua relação estratigráfica com a base se dá com a Formação Serra do Quilombo, marcada por um contato abrupto que envolve uma brecha carbonática dolomítica com até 2,5 m de espessura (Sepeda *et al.*, 2023) e seu limite superior é representado por uma discordância erosiva com a Formação Raizama, pertencente ao Grupo Alto Paraguai, compostas por rochas siliciclásticas como conglomerados, arenitos e pelitos (Rudnitzki *et al.*, 2012; Mcgee *et al.*, 2014).

Litologicamente a Formação Nobres é composta principalmente por dolomitos finos a grossos, dolopackstones, arenitos dolomíticos, pelitos e rochas mistas contendo componentes carbonáticos e siliciclásticos. Também são encontradas estruturas como estromatólitos (estratiformes, dômicos e cerebróides), moldes evaporíticos, tepees, nódulos de sílex e feições diagenéticas como salificações e estilólitos.

Segundo estudos de (Rudnitzki *et al.*, 2012) do ponto de vista estratigráfico e sedimentológico a unidade foi dividida em dois membros (Figura 5) sendo eles:

- **Membro inferior:** Dominados por dolomitos finos, dolopackstones/wackestone intraclástico, dolomito arenoso e estromatólitos. Apresenta fácies típicas de planícies de maré/sabkha (associação de Fácies AF1 (Figura 5)), indicando um ambiente de clima quente e árido, com presença significativa de pseudomorfos evaporíticos.
- **Membro superior:** É composto por dolomitos finos, dolograinstone oolítico, estromatólitos dômicos e cerebróides, arenitos dolomíticos, arenitos finos a médio e pelitos. Indicando uma planície de maré mista (associação de Fácies AF2 (Figura 5)), evidenciando a maior contribuição de sedimentos siliciclásticos em relação ao membro inferior.

Figura 5: Quadro das associações de fácies da Formação Nobres.

Associação/membro	Fácies Sedimentares	Descrição	Interpretação
AF1 (membro inferior)	Dm, Dmr, De, Det, Dev	Ciclos de raseamento e salinidade ascendente de perimará de até 6 m de espessura, distribuídos em camadas tabulares compostas por dolomito fino maciço, <i>dolopackstone</i> com acamamento de <i>megaripples</i> , estromatólito estratiforme, moldes evaporíticos e dolomito fino com acamamento enterolítico.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
AF2 (membro superior)	Dm, Doo, Det, Dev, Dt, Amr, Pl, Acc, Al, APh	Ciclos de raseamento ascendente de perimará com maior contribuição de sedimentação siliciclástica de até 8 m de espessura, distribuídos em camadas tabulares compostas por: dolomito fino maciço, arenito dolomítico com acamamento de <i>megaripples</i> , estromatólito dômico e rugoso (tipo cerebroide), moldes evaporíticos, arenito com laminações cruzada cavalgante e de baixo ângulo, e pelito laminado.	Planície de maré mista

Dm: dolomito fino maciço; Dmr: *dolopackstone* com acamamento de *megaripples*; De: Dolomito fino/Dolomito arenoso com acamamento eneolítico; Det: *doloboundstone* microbiano; Dev: dolomito com moldes evaporíticos; Doo: *dolograinstone* oolítico; Dt: *dolorudstone* com *tepees*; Amr: arenito dolomítico com acamamento de *megaripples*; Pl: Pelito laminado; Acc: arenito fino com laminação cruzada cavalgante; Al: arenito médio com laminação cruzada de baixo ângulo; APh: arenito/pelito heterolítico.

Fonte: Rudnitzki *et al.*, (2012)

A Formação Nobres apresenta dois principais ambientes deposicionais: (Figura 6)

### I) Planície de Maré/ Sabkha (membro inferior) (Figura 6)

Caracterizado por ciclos de raseamento e salinização ascendentes, com domínios de depósitos carbonáticos englobando três subambientes, (Rudnitzki *et al.*, 2012):

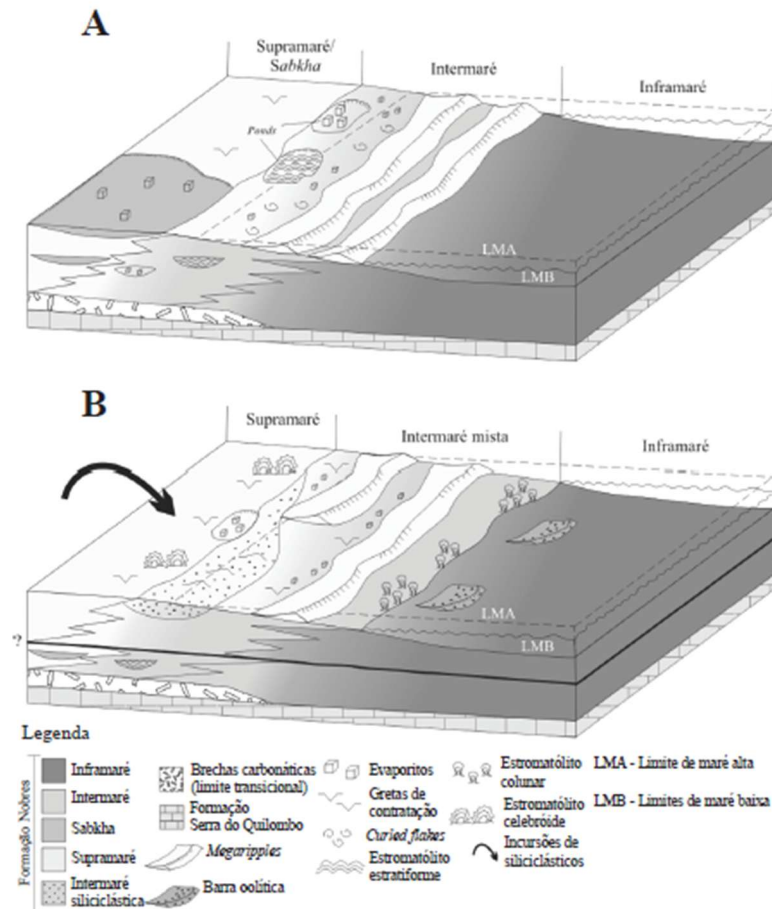
- Inframaré: Representada por dolomitos finos maciços depositados em ambientes de baixa energia, permanentemente submersos.
- Intermaré: Caracterizada por *dolopackstones* com acamamentos de *megaripples* e estromatólitos estratiformes influenciados por correntes subaéreas intermitentes.
- Supramaré/Sabkha: Marcada por acamamentos heterolíticos e moldes evaporíticos, indicando condições hipersalinas e altas taxas de evaporação.

### II) Ambientes de Planícies de Maré mista (membro superior) (Figura 6)

Os ciclos do membro superior apresentam uma maior contribuição siliciclásticas, caracterizada por:

- Inframaré: Dolomitos fino maciço e *dolograinstone* oolíticos em ambientes de baixa a moderada energia.
- Intermaré mista: Arenitos dolomíticos com *megaripples* de estromatólitos dômicos a rugosos.
- Supramaré: estruturas *tepees* e moldes evaporíticos indicando exposição subaérea.
- Inframaré/ Intermaré siliciclástica: Pelitos laminados e arenitos heterolíticos.

Figura 6: Ambientes deposicionais da Fm. Nobres- (A) Membro inferior, planície de maré/ sabkha; (B) Membro superior planície de maré mista



Fonte: Rudnitzki *et al.*, (2012)

O modelo deposicional proposto para a Formação Nobres indica que esses sedimentos foram acumulados em um sistema de perimará, sob condições áridas e de alta salinidade, em ambientes rasos associados à plataforma carbonática Araras. O início da sedimentação foi marcado pela instalação de ambientes de *sabkha* costeira sobre um sistema *shoreface* da Formação Serra do Quilombo, posteriormente, houve uma transição gradativa para condições menos hipersalinas e maior aporte siliciclástico, promovendo sua evolução para um sistema de maré mista (Rudnitzki *et al.*, 2012;). A sucessão cíclica de depósitos característica da Formação Nobres, indica uma sedimentação controlada por subsidência tectônica e variação relativa do nível do mar, associadas à dinâmica da Bacia do Paraguai durante o Neoproterozoico (Tohver *et al.*, 2010; Rudnitzki *et al.*, 2016; McGee *et al.*, 2020).

### 2.2.3 Grupo Alto Paraguai

O processo de sedimentação do Grupo Alto Paraguai está intimamente associado aos eventos tectônicos finais da Orogênese- Brasileira/Pan-Africana, marcando a transição de uma bacia de margem passiva para uma bacia de antepaís colisional (Bandeira *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2014). Dados estratigráficos e geocronológicos indicam um hiato de cerca de 80 Ma entre o Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai, sendo que a sedimentação deste último se iniciou já no Cambriano ( $< 530$  Ma) e estendeu-se até aproximadamente  $528 \pm 9$  Ma (Cambriano Inferior), conforme análises U–Pb em zircões detríticos (Silva Jr., 2011), a espessura atualizada para essa unidade é de aproximadamente 2.400 m (Silva Jr., 2011; Santos *et al.*, 2014).

Estratigraficamente, O Grupo Alto Paraguai sobrepõe em concordância os depósitos carbonáticos do Grupo Araras, especialmente a Formação Nobres. Esta relação marca a transição entre um ambiente marinho restrito e dominado por plataformas carbonáticas para sistemas siliciclásticos costeiros e fluviais progradantes, representando assim uma importante mudança paleogeográfica e paleoambiental (Santos *et al.*, 2014).

O Grupo Alto Paraguai (Figura 4) é tradicionalmente subdividido em três Formações principais, sendo elas: Formação Raizama (espessura  $\sim 570$  m) composta por arenitos finos/médios, pelitos e carbonatos silicificados; Formação Sepotuba (espessura  $\sim 900$  m) composta por pelitos folhelhos e arenitos; e a Formação Diamantino (espessura  $\sim 600$  m) composta principalmente por conglomerados, arenitos e pelitos. O Grupo Alto Paraguai também representa a instalação de um sistema flúvio-costeiro progradantes vinculado à tectônica colisional da Faixa Paraguai Norte e sua sedimentação marca a substituição das plataformas carbonáticas do Grupo Araras (McGee *et al.*, 2016; CÁCERES *et al.*, 2021).

### 3 ESTADO DA ARTE

#### 3.1 Fábrica Carbonática

Segundo (Flügel, 2010) denomina-se *Fábrica Carbonática* o conjunto de características texturais, composicionais e estruturais de uma rocha carbonática, relacionada diretamente com os processos biológicos, físico-químicos e hidrodinâmicos que controlam sua deposição e acumulação. Esse conceito é essencial para a análise de sistemas carbonáticos, uma vez que os mesmos influenciam diretamente a interpretação paleoambiental, avaliação de reservatórios carbonáticos e a compreensão da história diagenética dessas rochas.

Pode-se se dizer que a fábrica carbonática é controlada principalmente por três fatores, sendo eles: A produção biológica de carbonatos, energia do ambiente deposicional e a disponibilidade de substratos para colonização ou precipitação (Wilson, 1975). Os grãos carbonáticos ao contrário dos siliciclástico, são gerados *in situ* – logo a maior parte do material carbonático não é transportada para a bacia, mas sim produzida no próprio ambiente deposicional por organismos como corais, algas calcárias, moluscos, foraminíferos, briozoários e outros bioconstrutores ou bioclásticos.

As fábricas carbonáticas podem ser agrupadas em três principais tipos:

##### I) Fábrica de Carbonato Autóctone (*in situ*)

É produzida diretamente no local de deposição, associada a organismos bentônicos fixos, como corais e estromatólitos. Esses sistemas são dominados por estruturas construtivas, como recifes e biohermas, e geralmente estão relacionados a ambientes de águas rasas e claras, com baixa terrigeneidade (Tucker & Wright, 1990).

##### II) Fábrica de Carbonato Alóctone (*Transportados*)

Caracterizada pela presença de partículas carbonáticas transportadas, como bioclastos ou ooides. Ocorre em ambientes com energia mais elevada, como por exemplo: planícies de marés e rampas internas, onde as partículas são redistribuídas antes da litificação (Reading, 1996).

##### III) Fábrica Quimicamente Precipitada

Está relacionada a precipitação inorgânica de carbonato de cálcio a partir da água, gerando laminitos, estromatólitos, pisoides ou até mesmo espeleotemas (precipitados de cavernas). Os ambientes restritos ou evaporíticos, como lagos alcalinos e sabkhas, são mais propícios a formar esse tipo de fábrica carbonática.

As texturas observadas nas fábricas carbonáticas podem variar entre *grainstones*, *packstones*, *wackestones*, *mudstones*, *boundstones* e *Crystalline (Calcário Cristalino)* conforme a classificação sugerida por Dunham (1962). As fábricas carbonáticas também são altamente sensíveis às variações ambientais: luz, temperatura, salinidade da água, profundidade, energia hidrodinâmica e aporte terrígeno, como por exemplo: ambientes fotofílicos (eufóticos), como plataformas rasas, promovem a proliferação de algas calcárias e organismos simbióticos resultando em fábricas ricas em bioclastos e estruturas construtivas.

### 3.2 Petrografia e Classificação de Carbonatos

A petrografia de rochas carbonáticas constitui uma ferramenta essencial para a compreensão dos processos sedimentares, diagenéticos e paleoambientais que moldaram essas rochas ao longo do tempo geológico. Por meio da análise microscópica de lâminas delgadas, é possível identificar a composição mineralógica, a textura e as estruturas internas — elementos fundamentais para interpretar tanto o ambiente de deposição quanto sua evolução pós-deposicional. Diferentemente das rochas siliciclásticas, as rochas carbonáticas formam-se predominantemente por precipitação química ou biogênica de carbonato de cálcio, o que lhes confere uma notável diversidade textural e composicional. Com o objetivo de compreender e sistematizar essas variações, diversos autores e pesquisadores, ao longo da história, desenvolveram, organizaram e propuseram diferentes métodos de classificação. A seguir, serão apresentados os principais sistemas utilizados atualmente para a classificação de rochas carbonáticas.

#### 3.2.1 Folk (1959/1962)

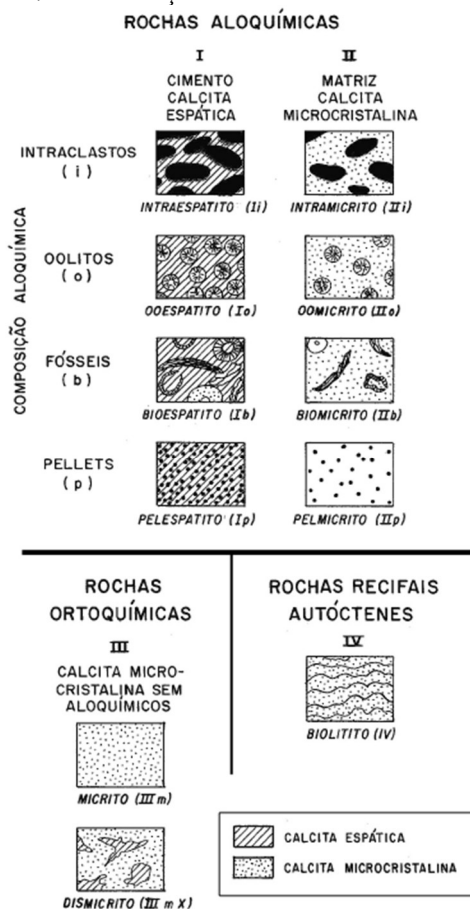
A classificação de rochas carbonáticas proposta por Folk (Figura 7) representou um avanço significativo na petrologia sedimentar, pois ofereceu uma abordagem mais detalhada baseada na composição e na textura das rochas. O sistema proposto por Folk buscou interpretar não apenas os componentes mineralógicos presentes na rocha, mas também o processo de formação dos sedimentos carbonáticos.

Segundo Folk (1959), as rochas carbonáticas são classificadas com base na porcentagem relativa de três componentes principais sendo eles: *aloclastos*, *micrita* (lama carbonática micrítica) e *esparita* (cimento calcítico granular). Os aloclastos incluem os fragmentos reconhecíveis, como bioclastos, ooides, pelóides e intraclastos, que indicam processos deposicionais específicos, a micrita é a matriz fina original, enquanto a esparita é o

cimento responsável por preencher os poros entre os grãos após a sua deposição. Um dos aspectos principais dessa classificação é a proposta de uma nomenclatura composta, como por exemplo: uma rocha em que sua composição é majoritariamente bioclastos com uma matriz micrítica é denominada biomocrita. Se caso os grãos estão cimentados por esparita passa a se chamar *bioesparita*; ou seja; o prefixo vai indicar o tipo predominante do grão, e o sufixo revela a natureza da matriz ou do cimento (Folk, 1962), essa forma de nomeação ofereceu uma descrição mais completa da rocha, facilitando interpretações paleoambientais.

Folk também introduziu critérios texturais que ajudam a distinguir ambientes de formação das rochas. Rochas com micrita por exemplo sugerem uma deposição em águas mais calmas enquanto uma maior predominância de esparita está relacionada a ambientes de maior energia, onde os grãos foram cimentados após a deposição. A classificação proposta por Folk é aceita e utilizada até hoje pois fornece uma descrição rica das rochas carbonáticas, combinando textura, composição e significado paleoambiental.

Figura 7: Classificação de rochas carbonáticas de Folk



Fonte: Terra *et al.* (2010), modificado de Folk, (1962)

### 3.2.2 Dunham (1962)

A classificação de rochas carbonáticas proposta por Dunham (1962) (Figura 8), é uma das mais utilizadas na sedimentologia, por causa da sua ênfase na textura deposicional das rochas ao invés da composição mineralógica detalhada. Ela foi desenvolvida originalmente para a aplicações em estudos de reservatórios petrolíferos, a proposta de Dunham (1962) se baseia em como os componentes estavam organizados no momento de sua deposição, levando em consideração a presença ou ausência de lama carbonática (micrita) e a forma de sustentação dos grãos.

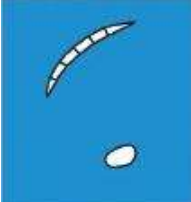





Segundo Dunham (1962), as rochas carbonáticas são classificadas em grupos com base em duas perguntas principais:

- 1) A rocha era suportada por grãos ou lama carbonática durante a sua deposição?
- 2) Os componentes das rochas estavam “ligados” (litificados) no momento da deposição?

A partir dessas duas perguntas Dunham (1962), propôs a classificação das rochas carbonáticas nas seguintes categorias:

- *Mudstone*: Rocha carbonática suportada pela matriz com menos de 10% de grãos no tamanho areia ou maior.
- *Wackestone*: Rocha carbonática suportada pela matriz com mais de 10% de grãos no tamanho areia ou maior.
- *Packstone*: Rocha carbonática suportada pelos grãos com matriz.
- *Grainstone*: Rocha carbonática suportada pelos grãos sem matriz.
- *Boundstone*: Rocha carbonática nos quais os componentes ficaram ligados (litificados) durante a deposição.
- *Crystalline (Calcário Cristalino)*: Rochas carbonáticas com texturas recristalizadas, onde a textura deposicional original foi totalmente obliterada pela diagênese.

Figura 8: Classificação de rochas carbonáticas de Dunham

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>
					

Fonte: Terra *et al.* (2010), modificado de Dunham, (1962).

As aplicações práticas da classificação de Dunham (1962), são muito valorizadas na indústria do petróleo, onde a textura deposicional influencia diretamente nas propriedades petrofísicas das rochas, como porosidade e permeabilidade, como por exemplo: os grainstones tendem a ser bons reservatórios para petróleo devido a sua ausência de lama e presença de poros interconectados, enquanto os mudstones por apresentarem baixa permeabilidade podem atuar como rochas selantes. Outra vantagem da classificação proposta por Dunham (1962), é capacidade de auxiliar na classificação do ambiente de sedimentação, sendo uma ferramenta muito útil para reconstruções paleoambientais, ambientes de alta energia tendem a gerar *grainstones* enquanto áreas mais calmas e de menor energia favorecem a deposição de *mudstones* e *wackestones*.

### 3.2.3 Embry e Klovan (1971)

A classificação de rochas carbonáticas propostas por Embry Klovan (1971) (Figura 9), surgiu como uma extensão da classificação apresentada por Dunham (1962), devido a necessidade de preencher “lacunas” na descrição de rochas carbonáticas recifais e bioconstruídas, como os recifes devonianos do Canadá, principal área de estudo dos autores.

Embora tenha sido baseada nos princípios texturais introduzidos por Dunham (1962), a proposta de Embry & Klovan introduz dois novos termos essenciais: *Rudstone* e *Floatstone*.

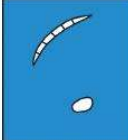









Sua classificação permanece textural, ou seja, centrada na identificação da relação entre grãos carbonáticos e matriz micrítica, no entanto os autores perceberam que a classificação proposta por Dunham (1962), era limitada ao não considerar de forma adequada os componentes grãos maiores que 2 mm comumente encontrados em rochas recifais, com o objetivo de contornar essa limitação Embry & Klovan propuseram:

- *Rudstone*: Rochas carbonáticas suportadas pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.
- *Floatstone*: Rochas carbonáticas suportadas pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm.

A classificação de Dunham (1962) também incluía o termo *boundstones* para rochas formadas *in situ*, com os componentes ligados entre si no momento da deposição, representando construções orgânicas, porém essa classificação era muito genérica não diferenciando como os organismos contribuíram para a construção da rocha, devido a isso Embry & Klovan (1971) subdividiram *boundstones* em três categorias distintas, sendo elas:

- *Blafflestone*: Rochas onde os organismos atuaram como barreiras para desacelerar as correntes e permitir a deposição de lama e sedimentos.
- *Bindstone*: Rochas onde os organismos ligaram e encrustaram os sedimentos durante o processo de deposição.
- *Framestone*: Rochas onde os organismos construtores atuaram como estruturas rígidas durante a deposição.

Figura 9: Classificação de rochas carbonáticas de Embry & Klovan

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>
									

Fonte: Terra *et al.* modificado de Embry & Klovan, (1971).

Segundo Flügel (2004), essa diferenciação foi essencial para melhorar a descrição e interpretação de carbonatos de recifes e seus ambientes associados, permitindo uma melhor avaliação dos ambientes deposicionais e do potencial de porosidade e permeabilidade dessas rochas, atributos importantes na exploração de hidrocarbonetos e reservatório de petróleo e gás.

### **3.3 Dolomitos e Dolomitização**

#### **3.3.1 Dolomitos**

Os dolomitos são rochas carbonáticas compostas predominantemente pelo mineral dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). De acordo com Blatt, *et al.* (1980), um dolomito é uma rocha que contém mais de 50% de dolomita, sendo que quando essa porcentagem ultrapassa 90% a mesma pode ser classificada como um dolomito puro. Essas rochas se originam, em sua maioria, pela substituição diagenética do calcário por dolomita, em um processo diagenético conhecido como dolomitização. A composição mineralógica dos dolomitos confere a essa rocha propriedades distintas em relação ao calcário. Segundo Tucker (2001), os dolomitos em amostras macroscópicas geralmente exibem cores variando entre branco, bege, cinza claro e até rosado, e podem apresentar texturas cristalinas e microcristalinas.

O processo de formação dos dolomitos ainda é tema de debate pelos pesquisadores, embora a maioria dos modelos atuais propõe que a dolomitização ocorre após a deposição dos sedimentos carbonáticos originais em ambientes com circulação de águas ricas e supersaturadas em Magnésio (Boggs Jr., 2009; Tucker & Jones, 2023).

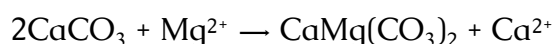
Os dolomitos são rochas carbonáticas encontradas em diversas formações geológicas ao redor do mundo, incluindo no Brasil, por exemplo, no Grupo Araras, (MT) onde ocorrem dolomitos associados à sedimentação em ambientes marinhos rasos do Neoproterozoico (Rudnitzki *et al.*, 2012), grupo abordado e estudado durante este trabalho.

#### **3.3.2 Processo diagenético de Dolomitização**

A Dolomitização é considerada um processo diagenético fundamental na petrologia sedimentar, ela é caracterizada pela substituição parcial ou total da calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) por dolomita [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ] em rochas carbonáticas. Este fenômeno tem sido alvo de extensas investigações devido à sua relevância na formação de reservatórios petrolíferos e por auxiliar na compreensão da evolução diagenéticas de sequências carbonáticas. O mecanismo básico da dolomitização envolve a substituição dos íons de cálcio pelos íons de magnésio na

estrutura da calcita, essa substituição não é instantânea pois o magnésio apresenta uma menor mobilidade e forma ligações mais fortes com as moléculas de água, o que dificulta a sua incorporação na rede cristalina da calcita, devido a isso para que se ocorra a dolomitização é necessário que a solução em contato com a rocha tenha alta razão Mg/Ca (Warren, 2000).

A reação química simplificada da dolomitização pode ser expressa da seguinte forma:



A efetividade da dolomitização depende de múltiplos fatores geoquímicos e físicos. A temperatura é considerada um fator crítico, sendo que temperaturas elevadas ( $> 60^\circ\text{C}$ ) aceleram significativamente as taxas de reação e facilitam a superação de barreiras cinéticas inerentes ao processo (Sibley & Gregg, 1987). A salinidade dos fluidos dolomitizantes também desempenham um papel fundamental, por exemplo águas hipersalinas ( $>35\%$ ) demonstram maior eficiência na mobilização de íons de  $\text{Mg}^{2+}$ . A permeabilidade e porosidade do substrato carbonático determinam a extensão da penetração dos fluidos dolomitizantes, ou seja: rochas com alta porosidade primária ou secundária tendem a facilitar a circulação de fluidos e, conseqüentemente, o transporte de massa necessária para a substituição mineralógica (Machel & Mountjoy, 1986), e pôr fim a presença de matéria orgânica pode catalisar o processo através de ácidos orgânicos que aumentam a solubilidade dos carbonatos influenciando no evento de dolomitização.

### ***3.3.2.1 Ambientes propícios para a dolomitização***

A dolomitização pode ocorrer em diversos contextos geológicos, a seguir serão apresentados os ambientes mais favoráveis para esse evento diagenético:

- 1) Ambientes rasos e evaporíticos:** A dolomitização é comum em planícies de maré / sabkhas onde as águas marinhas rasas sofrem intensa evaporação, o que faz com que aumente a concentração de  $\text{Mg}^{2+}$ , estes ambientes foram fundamentais na formação de vários depósitos dolomíticos durante o Fanerozoico (Warren, 2000).
- 2) Sistemas de águas subterrâneas:** Este processo ocorre tipicamente em aquíferos carbonáticos onde a interação prolongada água-rocha resulta no enriquecimento progressivo dos fluidos em  $\text{Mg}^{2+}$  (Budd, 1997).

**3) Ambientes Hidrotermais:** Os sistemas hidrotermais proporcionam condições ótimas para a dolomitização devido às suas elevadas temperaturas e alta circulação de fluidos ricos em magnésio. A dolomitização hidrotermal geralmente resulta em texturas cristalinas grosseiras, este processo é comum em sequências carbonáticas próximas a intrusões ígneas ou a sistemas de falhas que facilitam a circulação dos fluidos de  $Mg^{2+}$  (Davies & Smith, 2006).

**4) Ambientes de soterramento:** Em contexto mais profundos, com o aumento da temperatura e da pressão, águas formadas durante a compactação de sedimentos argilosos podem provocar a dolomitização em rochas carbonáticas previamente depositadas (Machel, 2004).

### 3.3.3 Classificação de dolomitas proposta por Sibley & Gregg (1987)

Diante da diversidade de formas e condições de formação de dolomitas, (Sibley & Gregg 1987) propuseram uma classificação sistemática baseada na morfologia dos cristais e na distribuição do tamanho das texturas dolomíticas (Figura 10). A classificação proposta pelos autores se fundamentou nas seguintes variáveis principais:

#### I) Distribuição do tamanho dos cristais:

##### 1) *Unimodal*: (cristais com tamanhos relativamente uniformes)

Indica que a dolomitização ocorreu por meio de um único evento de nucleação com uma taxa de crescimento homogênea, essa textura é comum em ambientes com condições químicas mais estáveis.

##### 2) *Polimodal*: (cristais com múltiplos tamanhos)

Reflete múltiplos eventos de nucleação resultando em cristais com diferentes tamanhos, esse tipo de textura pode indicar eventos diagenéticos mais complexos ou até mesmo múltiplos pulsos de dolomitização.

#### II) Forma dos contornos dos cristais:

##### 1) *Planar*: (cristais com limites retilíneos)

São formados por crescimento facetado e subdividem em:

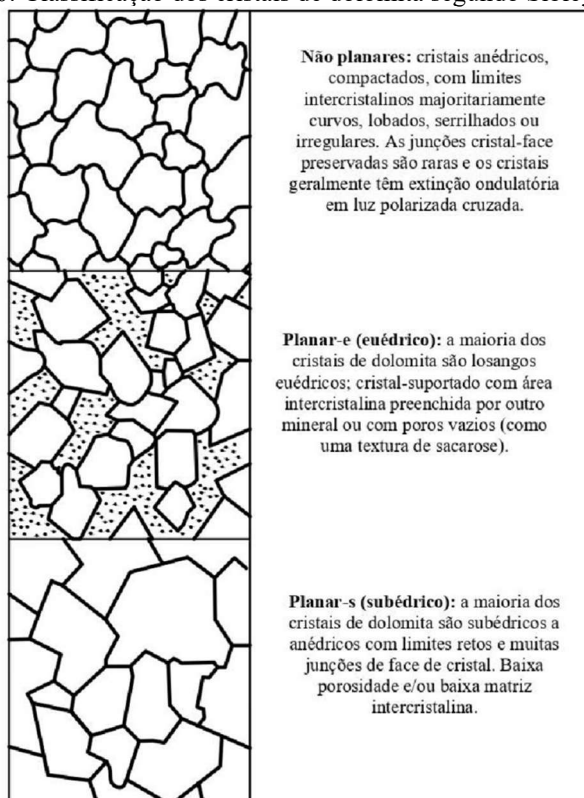
- *Planar-e* (euédrico): São cristais bem formados e com face geométricas bem desenvolvidas e porosidade elevada.

- Planar-s (subédrico): São cristais que apresentam limite reto, mas formas menos definidas e baixa porosidade.

2) *Não planar*: (cristais com bordas curvadas, lombadas e serrilhadas)

Essa textura é típica de ambientes supersaturados e de temperaturas elevadas (acima de 50°C).

Figura 10: Classificação dos cristais de dolomita segundo Sibley & Gregg



Fonte: modificado de Sibley & Gregg (1987)

As abordagens adotadas por Sibley & Gregg (1987) estavam altamente relacionadas com os parâmetros cinéticos do processo de dolomitização, ou seja, com a velocidade com que ocorre a dolomitização e o crescimento dos cristais. Segundo os autores, a distribuição do tamanho é controlada pela taxa de nucleação e crescimento, enquanto a morfologia dos contornos é influenciada pela temperatura e pelo grau de supersaturação da solução dolomitizante (Sibley & Gregg, 1987).

### 3.3.4 Cimentos marinhos dolomíticos

Os cimentos marinhos primários são componentes essenciais para entender as condições paleoceanográficas do Neoproterozoico (1000-541 Ma). Eles são formados pela

precipitação direta de minerais carbonáticos a partir da água do mar, preservando informações sobre a química oceânica e os processos diagenéticos da época (Hood & Wallace, 2018).

Esses cimentos marinhos primários incluem aragonita, calcita de alto magnésio, calcita de baixo magnésio e dolomita, suas identificações (Figura 11) baseiam-se em:

**1) Petrografia:** Os cimentos marinhos primários são tipicamente fibrosos, isotópicos e ricos em inclusões. Por exemplo: cimento de aragonita exibem hábito acicular e terminações cristalinas prismáticas, enquanto cimentos de dolomita primária apresentam morfologias como dolomita fascicular lenta (FSD); dolomita radial lenta (RSD) e dolomita radiaxial lenta (RASD) (Tucker, 1992; Hood & Wallace, 2018).

**2) Catodoluminescência (CL):** Os cimentos primários preservam zoneamento de crescimento fino e bem definido sobre (CL), enquanto os cimentos recristalizados exibem luminescência homogênea ou difusa (Hood *et al.*, 2011).

**3) Cristalografia:** A direção dos cristais sobre luz polarizada é um critério chave para a identificação, cimentos de aragonita e calcita são geralmente "*length-fast*" (extinção rápida ao longo do eixo cristalográfico), enquanto os cimentos de dolomita primária são "*length-slow*" (extinção lenta) (Dickson, 1983).

➤ **Preservação e diagênese nos cimentos marinhos primários:**

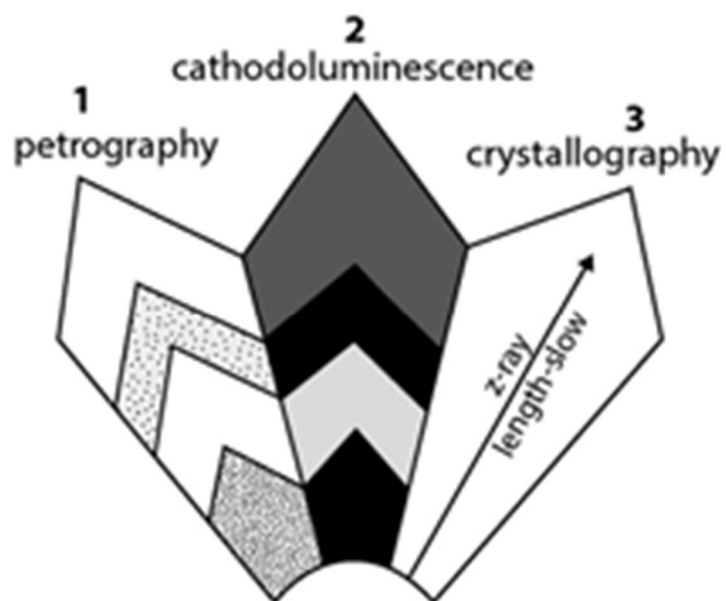
A mineralogia original dos cimentos é frequentemente alterada por processos diagenéticos, como por exemplo:

**1) Aragonita:** É instável e geralmente substituída por calcita ou dolomita de forma não syntaxial, obliterando texturas primárias (Sandberg, 1983).

**2) Calcita de alto-Mg:** Pode ser mimeticamente dolomitizada, preservando texturas fibrosas e extinção ondulante (Hood & Wallace, 2012).

**3) Dolomita Primária:** São resistentes a alterações diagenéticas, mantendo zonamento químico e cristalografia *length-slow*, sendo mais associado a condições marinhas anóxicas e de altas razões Mg/Ca (Hood *et al.*, 2015).

Figura 11: Bases para a identificação dos cimentos marinhos primários.



Fonte: Hood & Wallace, (2018)

## 4 DESCRIÇÃO DE MICROFÁCIES CARBONÁTICAS

**Observações:** A quantificação dos constituintes presentes nas microfácies carbonáticas foi realizada por meio de estimativa visual em lâmina delgada, caracterizando uma abordagem qualitativa amplamente empregada em estudos petrográficos e microfaciológicos (TUCKER; WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2010). Dessa forma, os valores percentuais (%) apresentados correspondem a estimativas relativas da abundância dos componentes observados, obtidas a partir da análise microscópica das amostras.

### 4.1 Microfácies MF1- Dolomudstones

#### I) Critérios de Classificação

- Textura mudstone/dolomudstone, matriz-suportada;
- Dolomitização intensa (dolomicrita), com obliteração das feições primárias;
- Presença de bandas silicosas (*silica cristalina*).

#### II) Lâminas

- PE61 – Dolomudstone
- PE122 – Dolomudstone
- PE116 – Dolomudstone
- PE121 – Dolomudstone

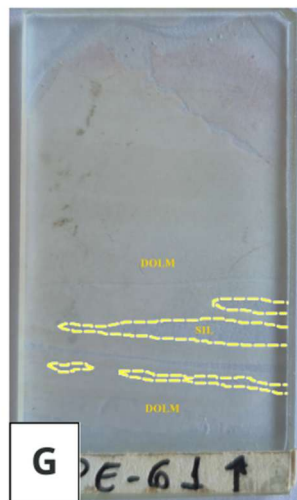
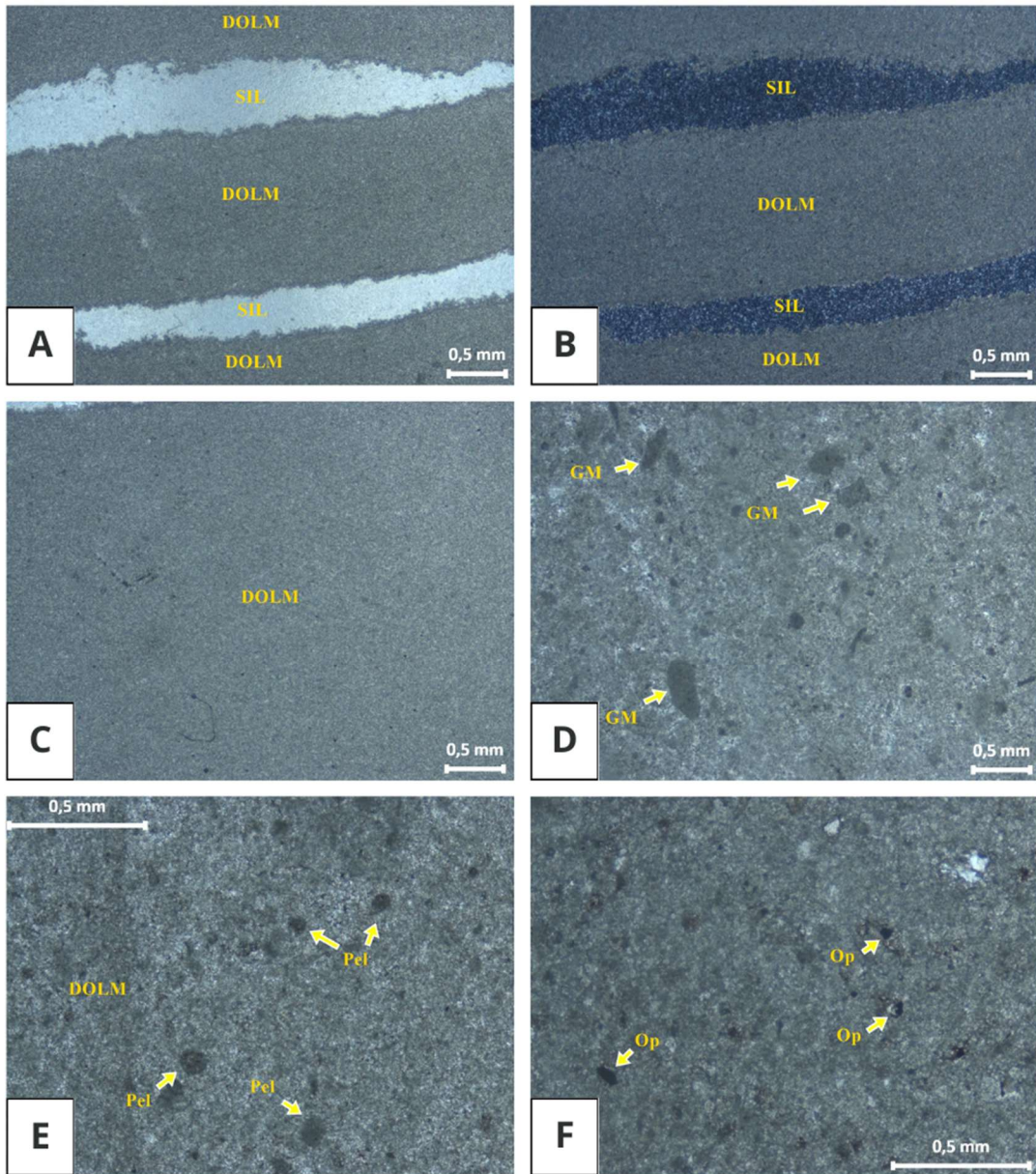
Estas amostras são constituídas por uma matriz na fração *mudstone* intensamente dolomitizada (Dolomicrita) (Figura 12 C), cuja recristalização obliterou completamente as feições texturais primárias, impossibilitando a identificação de grãos reliquiares. Os sedimentos exibem uma textura bandada (Figura 12 A e B) caracterizada pela alternância entre a matriz *mudstone* dolomitizada e bandas silicosas (*silica cristalina*) com pequenas proporções de minerais opacos associados. As bandas silicosas apresentam textura maciça com espessura média de (~370  $\mu\text{m}$ ) e são constituídas por grãos de microquartzo com tamanho na fração *silte* (<62  $\mu\text{m}$ ), essas bandas ocupam proporções significativas na lâmina e se estendem lateralmente de forma contínua ou subcontínua (Figura 12 A e B).

Outros grãos reliquiares observados localmente incluem: grãos micríticos (3%) (Figura 12 D) tamanho médio de 460  $\mu\text{m}$  (*areia média*); pelóides (1%) (Figura 12 E) tamanho médio de 100  $\mu\text{m}$  (*areia muito fina*); e microgrãos de opacos (1%) (Figura 12 F) tamanho médio de 70  $\mu\text{m}$  (*areia muito fina*). Além da intensa dolomitização pervasiva, não foram

identificadas outras feições diagenéticas relevantes. As amostras não apresentam porosidade observável em lâmina delgada.

---

Figura 12: Microfácies MF1- Dolomudstones. A) e B) Alternância entre a matriz de dolomicrita (DOLM) e bandas de sílica cristalina (SIL), observados em nicóis paralelos (NP) e nicóis cruzados (NC), respectivamente; (C) Matriz de dolomicrita (DOLM) na fração *mudstone* (NP); D) Grãos micríticos (GM) dispersos em uma matriz fortemente dolomitizada (NP); E) Pelóides (Pel) dispersos em uma matriz de dolomicrita (DOLM) (NP); F) Microgrãos de minerais opacos (Op) (NP); G) Fotografia da lâmina delgada evidenciando bandas horizontais de sílica cristalina (SIL).



Fonte: Próprio autor

## 4.2 Microfácies MF2- Dolowackstones

### I) Critérios de Classificação

- Textura wackestone (dolowackstone) – matriz suportada por dolomicrita, com aloquímicos dispersos;
- Aloquímicos: Intraclastos micríticos, peloides, oólitos e quartzo detríticos finos;
- Dolomitização pervasiva, ocorrendo localmente na forma de agregados cristalinos anédricos/ subédricos unimodais.

### II) Lâminas

- PE67 – Dolowackstone
- PE120 – Dolowackstone

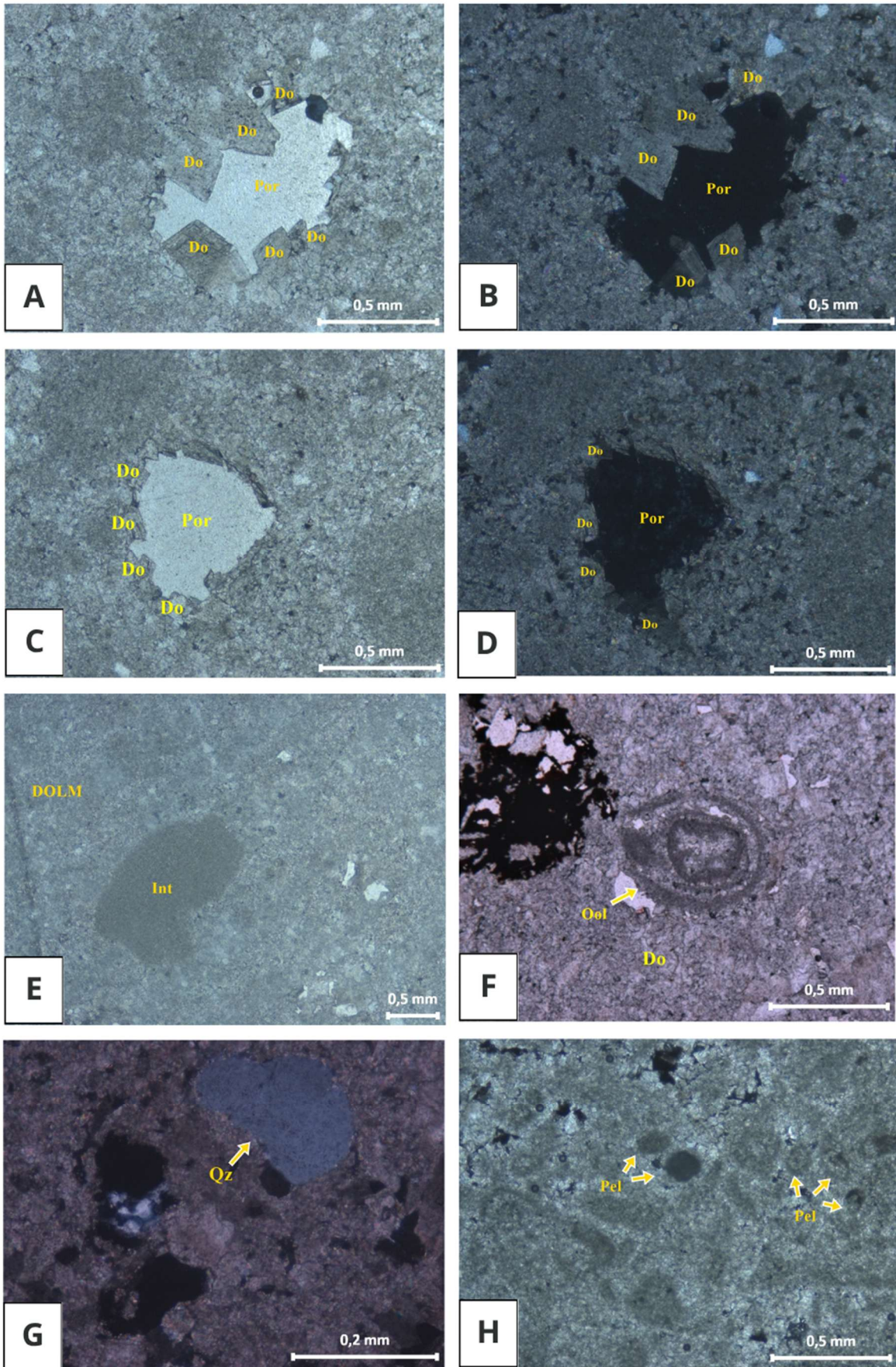
Estes sedimentos são constituídos predominantemente por uma matriz dolomicrocítica (Figura 13 E), exibindo textura maciça. Os cristais de dolomita dessa matriz apresentam dimensões muito finas ( $< 62 \mu\text{m}$ ), caracterizando-se por uma distribuição unimodal, limites não planares, e hábito predominantemente com contornos irregulares e serrilhados (Figura 13 F).

Os componentes aloquímicos, em ordem decrescente de abundância compreendem: Intraclastos micríticos (7%) (Figura 13 E) tamanho médio de  $1240 \mu\text{m}$  (*areia grossa*), “Ghost” de peloides (3%) (Figura 13 H) tamanho médio de  $140 \mu\text{m}$  (*areia fina*), oólitos (2%) (Figura 13 F) tamanho médio de  $630 \mu\text{m}$  (*areia grossa*) e raros fragmentos de quartzo detrítico (1%) (Figura 13 G) tamanho médio de  $240 \mu\text{m}$  (*areia fina*) dispersos pela lâmina. A porosidade corresponde à (4%) do volume total da rocha, ocorrendo na forma de porosidade do tipo intergranular e intercristalina (Figura 13 A e D) com extensão máxima de aproximadamente  $900 - 700 \mu\text{m}$ . A porosidade intercristalina ocorre em associação a agregados de dolomita cristalina blocosa de granulação média ( $190 - 320 \mu\text{m}$ ), que preenche as bordas dos poros intergranulares em arranjo de crescimento centrípeto, (Figura 13 A, B e C). Esses cristais apresentam, limites planares e hábito planar-s (subédrico).

Outras características texturais, composicionais e sedimentares primárias não puderam ser reconhecidas devido à intensa dolomitização pervasiva que afetou estes sedimentos, a qual promoveu significativa obliteração das feições deposicionais originais.

---

Figura 13: Microfácies MF2- Dolowackstones. A) e B) Porosidade intercristalina bordejada por cristais de dolomita com distribuição polimodal e hábito planar-s (subédrico), observados em nicóis paralelos (NP) e nicóis cruzados (NC), respectivamente; C) e D) Porosidade do tipo vugular evidenciando uma dissolução incipiente, envolta por cristais de dolomita (Do). (C- (NP) e D- (NC); E) Intraclasto (Int) flutuando em uma matriz de dolomicrocítica (DOLM) (NP); F) Oólito (Ool) dolomitizado bordejado por cristais de dolomita (Do) com distribuição unimodal e limites não planares (NP); G) Grão de quartzo detrítico (NC); H) Fantasmas “Ghost” de pelóides em meio a matriz de dolomicrocítica (NP).



Fonte: Próprio Autor

### 4.3 Microfácies MF3- Dolopackstones

#### I) Critérios de Classificação

- Textura packstone (grão suportado, com presença de matriz);
- Matriz dolomicrítica;
- Presença de intraclastos e grãos micríticos (maciços ou cimentados), oólitos cimentados, grãos de opacos, e fragmentos de quartzos disseminados.

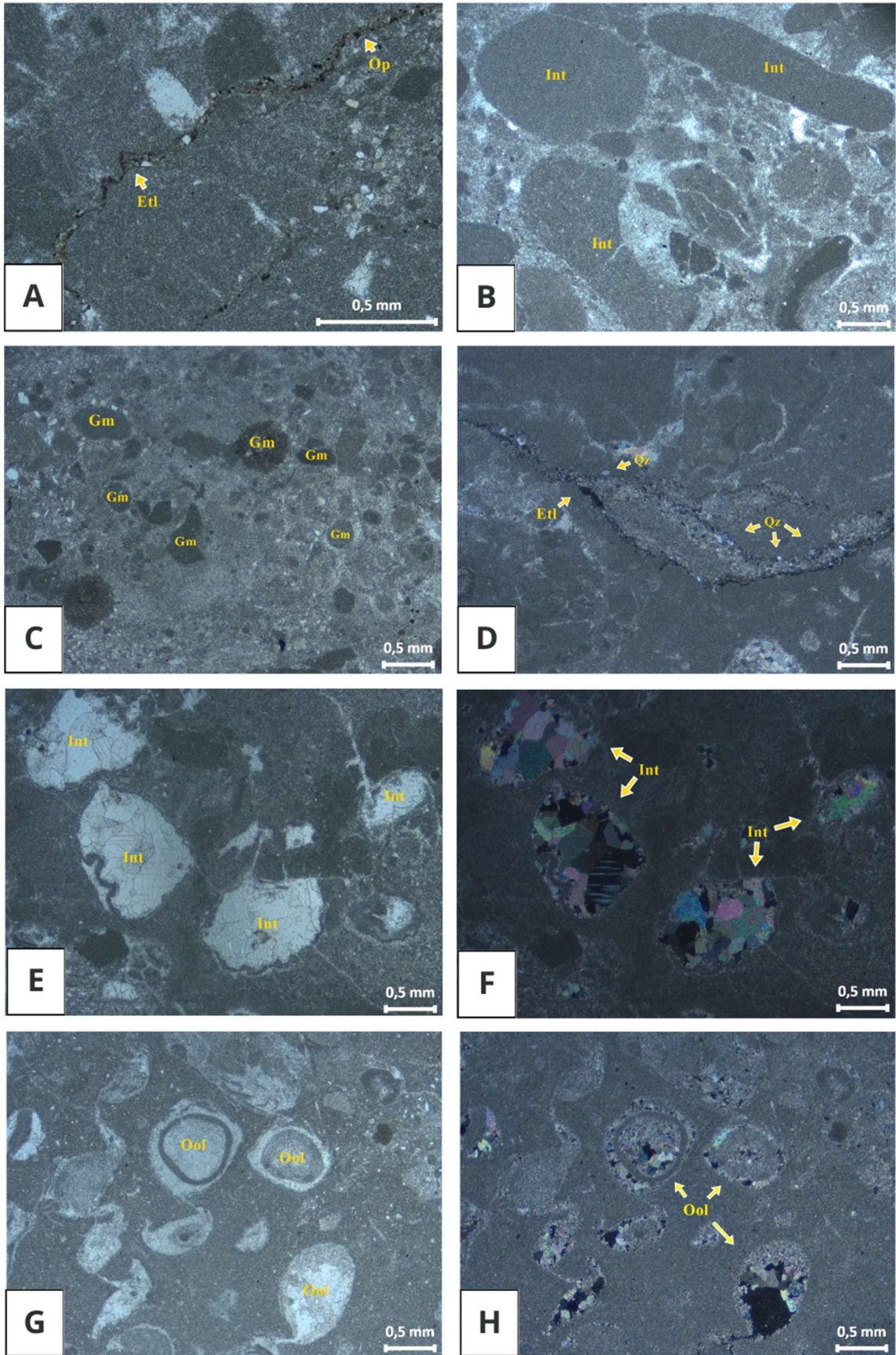
#### II) Lâminas

- PE71 – Dolopackstone
- PE71.1 – Dolopackstone
- PE86– Dolopackstone

As amostras exibem textura maciça suportada por grãos com uma pequena proporção de matriz (~12%) intensamente dolomitizada (dolomicrita). Em determinadas porções das lâminas, observam-se estilólitos (Figura 14 A e D) irregulares e serrilhados com espessura média de (~120  $\mu\text{m}$ ), seccionando os sedimentos paralelamente ao acamamento. Os componentes aloquímicos das amostras, em ordem decrescente de abundância, compreendem: Intraclastos micríticos (52%) (Figura 14 B) tamanho médio de 1870  $\mu\text{m}$  (*areia muito grossa*); grãos micríticos (17%) (Figura 14 C) tamanho médio de 570  $\mu\text{m}$  (*areia grossa*). Em adição, segregações e trilhas de opacos (3%) (Figura 14 A) são observadas em associação às redes de canais de estilólitos, comumente associados a *patches* siliciclásticos descontínuos compostos por fragmentos de quartzo detrítico fino (2%) (diâmetro 150 até 300  $\mu\text{m}$  - *areia fina até areia média*) (Figura 14 D). Em porções significativas da lâmina, são observados intraclastos micritizados (~10%) (Figura 14 E e F), com dimensões variando entre 760 e 1440  $\mu\text{m}$  (*areia grossa a muito grossa*), substituídos por dolomita espática. Essa dolomita apresenta hábito subédrico e textura em mosaico, caracterizando um processo de substituição diagenética avançado. Também são observados oólitos substituídos por dolomita espática grossa (Figura 14 G e H) apresentando localmente as lamelas distorcidas (Tucker & Wright 1990; Flügel 2010).

---

Figura 14: Microfácies MF3- Dolopackstones. A) Estilólito (Etl) irregular e serrilhado seccionando a lâmina delgada com microgrãos de opacos (Op) associados (NP); B) Intraclastos micríticos (Int) dispersos sobre uma matriz micritizada. (NP); C) Fotomicrografia de grãos micríticos (Gm) de forma subarredondados a irregulares, imersos em uma matriz micrítica. (NC); D) *Patches* siliciclásticos descontínuos compostos por quartzo (Qz), associados aos canais de estilólitos (Etl). (NC); E) e F) intraclastos micríticos (Int) totalmente substituídos por dolomita espática, com hábito de crescimento em mosaico e forma subédrica. (E- (NP)) e (F- (NC)); G) e H) Oólitos (Ool) substituídos por dolomita espática grossa apresentando lamelas distorcidas (Tucker & Wright 1990; Flügel 2010) (G - (NP)) e (H - (NC)).



Fonte: Próprio Autor

#### 4.4 Microfácies MF4- Dolograinstone Oolítico

##### I) Critérios de Classificação

- Textura predominantemente grão suportado sem a presença de matriz;
- Aloquímicos dominantes: oólitos, intraclastos oolíticos, intraclastos micríticos e peloides;
- Cimento dolomítico romboédrico e microvênulas de quartzo.

##### II) Lâminas

- PE74 – Dolograinstone com microvênula
- PE77 – Dolograinstone Intraclástico Oolítico
- PE79 – Dolopackstone Oolítico
- PE81.1 – Dolograinstone Intraclástico Oolítico
- PE88 – Dolograinstone com microvênula
- PE106 – Dolograinstone Oolítico
- PE111 – Dolograinstone Oolítico

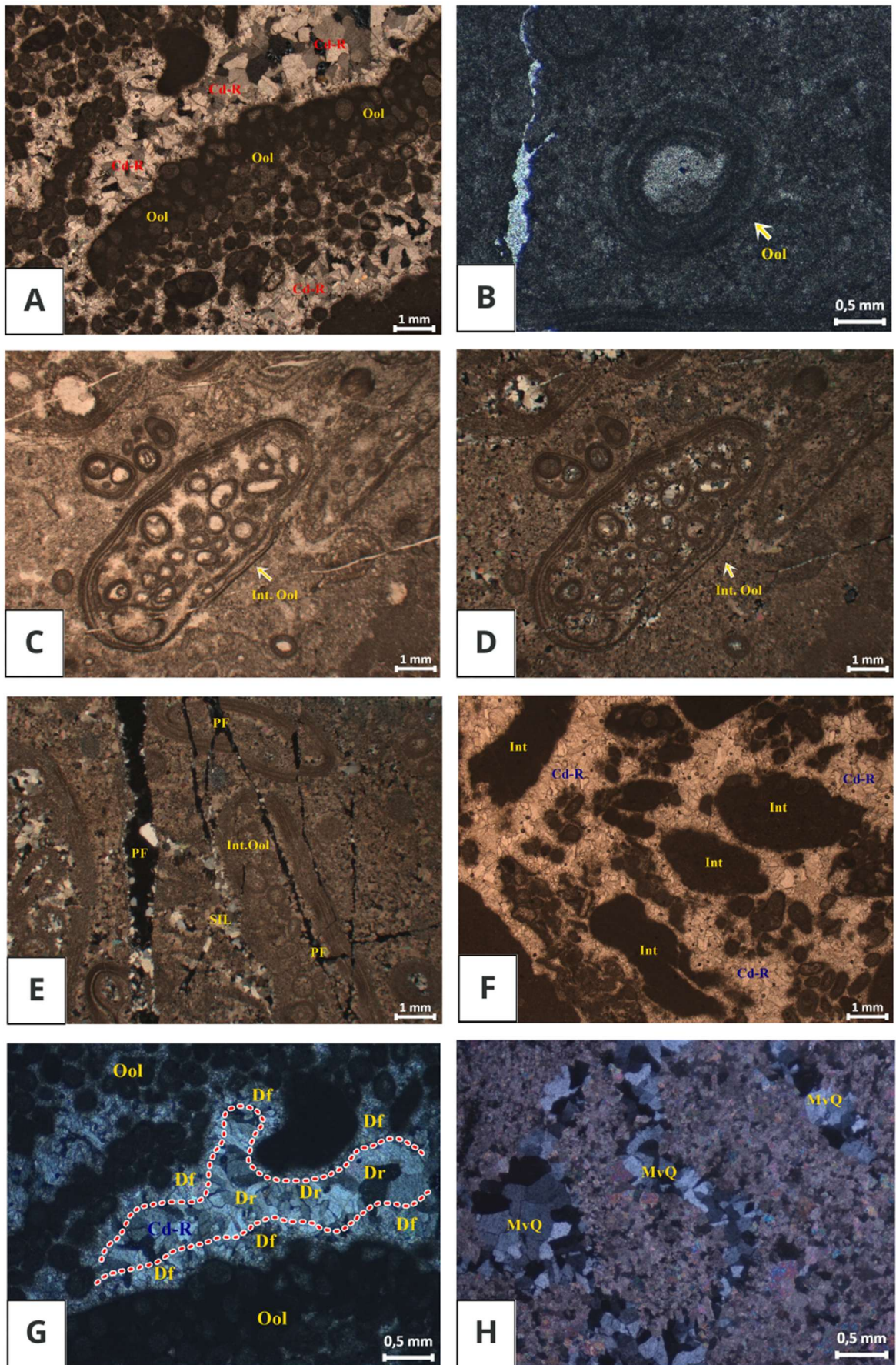
As amostras correspondem predominantemente a dolograinstones sustentado por grãos (*grain-supported*), desprovidos de matriz e com textura maciça. Os componentes aloquímicos em ordem decrescente de abundância, compreendem: Oólitos (46%) (Figura 15 A e B) com tamanho variando entre 540 a 1800  $\mu\text{m}$  e média de 820  $\mu\text{m}$  (*areia grossa*); intraclastos oolíticos (18%) (Figura 15 C e D) subangulosos a subarredondados, com tamanho variando entre 1200 a 6400  $\mu\text{m}$  e média de 3500  $\mu\text{m}$  (*grânulo*), alguns se encontram seccionados por porosidade de fraturas (Figura 15 E); intraclastos micríticos (8%) (Figura 15 F) com tamanho variando entre 1500 a 4200  $\mu\text{m}$  e média de 2800  $\mu\text{m}$  (*grânulo*); e em menor proporções peloides (2%) com tamanho variando entre 70 a 420  $\mu\text{m}$  e média de 270  $\mu\text{m}$  (*areia média*) distribuídos de forma heterogênea. As amostras apresentam uma dolomitização pervasiva que preenche poros intergranulares, ocorrendo na forma de massas cristalinas de dolomita (Figura 15 G) subédrica a euédrica, apresentando distribuição unimodal e tamanho fino à médio, com morfologia cristalina majoritariamente do tipo planar-s (subédrica), embora localmente possam ocorrer agregados cristalinos intergranulares finos do tipo não-planar. Em porções expressivas das amostras observa-se também a presença de um cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) (16%) (Figura 15 A e G), com hábito em franja prismática, apresentando crescimento centrípeto das bordas dos poros em direção ao seu núcleo. A textura do cimento

evolui de franjas de dolomita fibrosa concentrada nas bordas dos poros (Figura 15 G), para agregados de dolomita euédrica a subédrica em suas porções centrais (Figura 15 G). Este cimento apresenta características ópticas e morfológicas compatíveis com dolomita radiaxial lenta (*Radiaxial Slow Dolomite*– RASD (Hood & Wallace, 2018)).

Uma pequena proporção de microvênula de quartzo (4%) (Figura 15 H) com geometria anastomosada e cristais subédricos a anédricos de espessura fina (24 - 110  $\mu\text{m}$ ), são observadas seccionando algumas amostras na direção transversal. As amostras também apresentam uma rede de canais de porosidade de fratura (6%) (Figura 15 E) com espessura média de ( $\sim 494 \mu\text{m}$ ), parcialmente preenchidas por sílica cristalina, ramificadas e distribuídas de forma irregular, favorecendo a conectividade entre os poros.

---

Figura 15: Microfácies MF4- Dolograinsstone Oolítico. (A) Complexo de oólitos (Ool) circundados pelo cimento dolomítico romboédrico (Cd-R). (NP); B) Fotomicrografia de detalhe mostrando o oólito com seus envelopes contínuos concêntricos. (NP); (C) e (D) Intraclasto oolítico (Int. Ool) subarredondados com tamanho médio de (3500  $\mu\text{m}$ - *grânulo*). (C- (NP)) e (D- (NC)); E) Intraclastos oolíticos (Int.Ool) seccionados por porosidades de fraturas (PF) ramificadas e parcialmente preenchidas por sílica cristalina (SIL). (NC); F) Intraclastos micríticos (Int) envoltos pelo cimento dolomítico romboédrico (Cd-R). (NP); G) Textura do cimento dolomítico romboédrico (Cd-R), evoluindo de franjas de dolomitas fibrosas (Df) nas bordas dos poros, para agregados de dolomita romboédrica (Dr) no centro dos poros. (NC); H) Microvênula de quartzo (MvQ) com espessura média de (48  $\mu\text{m}$ ), seccionando a amostra na transversal. (NC).



Fonte: Próprio Autor

#### 4.5 Microfácies MF5- Dolorudstones e Dolograinstones Oncolíticos/ Intraclásticos

##### I) Critérios de Classificação

- Texturas rudstone e grainstone, grãos-suportados, com mais de 10% de clastos maiores que 2 mm na maioria das amostras;
- Aloquímicos dominantes: oncólitos, intraclastos micríticos (maciços), oólitos, e em menor proporção grãos micríticos e quartzo detríticos;
- Forte presença de estilólitos;
- Associação entre oncólitos e intraclastos, sugerindo retrabalhamento.

##### II) Lâminas

- PE70 – Dolorudstone oncolítico com intraclastos micríticos
- PE70.1 – Dolorudstone oncolítico
- PE70R – Dolorudstone intraclástico
- PE103 – Dolograinstone oncolítico
- PE103.1 – Dolograinstone oncolítico

As amostras exibem textura maciça intensamente dolomitizada. Em determinadas regiões observam-se canais de estilólitos (10%) (Figura 16 A) com espessura média de (~97  $\mu\text{m}$ ) orientados paralelos ao acamamento, e evidenciando eventos de compactação química durante a diagênese. O arcabouço apresenta-se suportado por grãos (*grain-supported*), com fração superior a 10% dos componentes apresentando granulometria  $> 2$  mm.

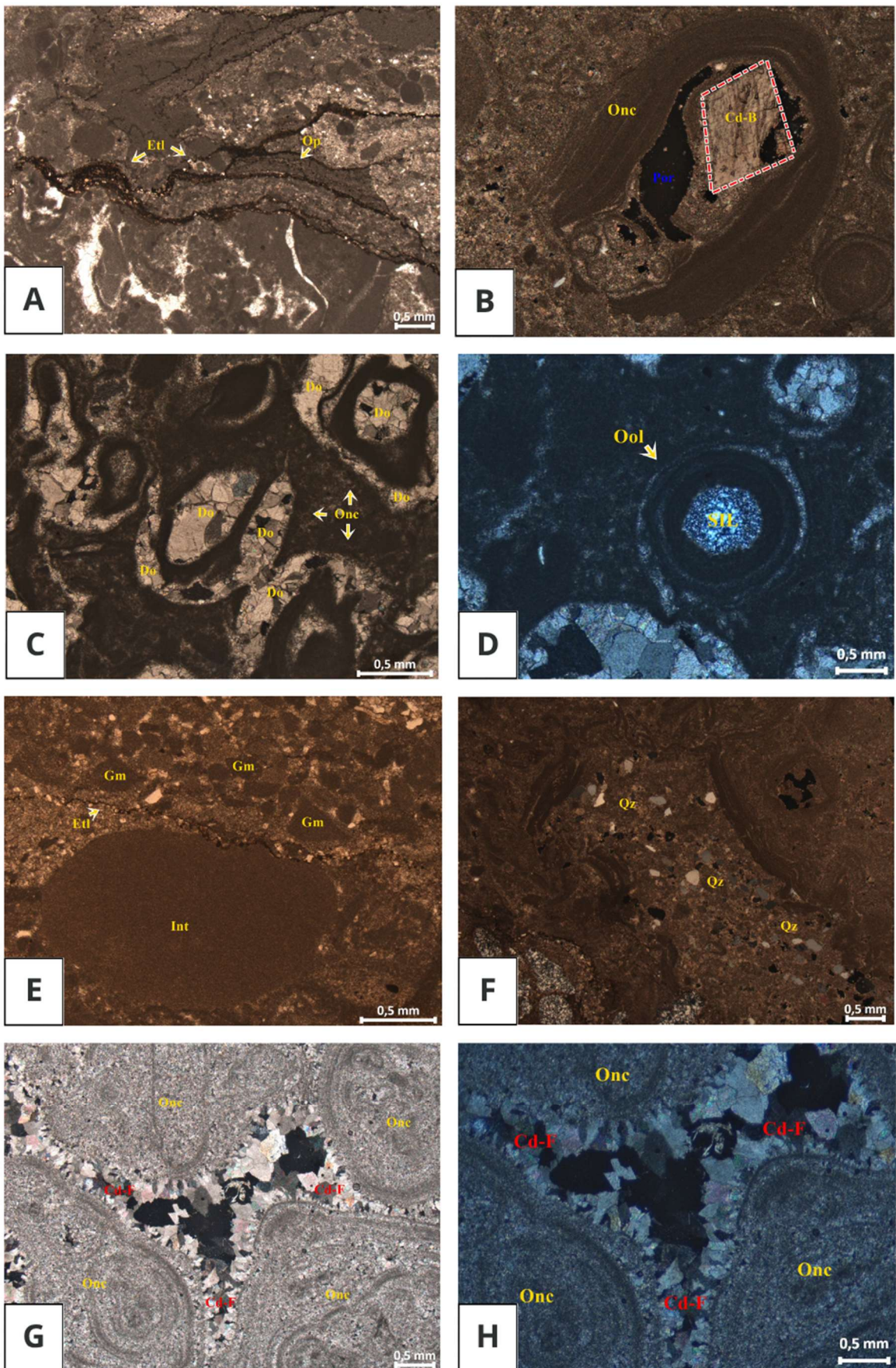
Os principais constituintes aloquímicos identificados, em ordem decrescente de abundância, compreendem oncólitos (56%) (Figura 16 B e C) com tamanho variando entre 1580 a 7200  $\mu\text{m}$  e média de 3220  $\mu\text{m}$  (*grânulo*). Alguns exemplares (Figura 16 C) com bordas e núcleo dolomitizados por cristais de dolomita unimodais com tamanho médio de 254  $\mu\text{m}$  apresentando hábito de crescimento planar-s (subédricos). Os oólitos (13%) (Figura 16 D) apresentam tamanho variando de 830 a 3600  $\mu\text{m}$  e média de 2350  $\mu\text{m}$  (*grânulo*), em alguns casos, observa-se substituição completa do núcleo por sílica cristalina (Figura 16 D). Os intraclastos maciços (micríticos) (5%) (Figura 16 E), apresentam tamanho variando de 990 a 2100  $\mu\text{m}$  e média de 1640  $\mu\text{m}$  (*areia muito grossa*), grãos micríticos (3%) (Figura 16 E) com tamanho variando de 300 a 1100  $\mu\text{m}$  e média de 660  $\mu\text{m}$  (*areia grossa*). O quartzo detrítico ocorre em proporções subordinadas (~2%) (Figura 16 F), predominantemente na fração areia fina (~150  $\mu\text{m}$ ), distribuído de forma dispersa na lâmina delgada. Ocorrem também raros microgrãos de minerais opacos (1%) na fração silte (Figura 16 A) associados aos canais de

estilólitos, formando trilhas associadas aos processos de dissolução e remobilização de resíduos insolúveis.

Em porções expressivas das amostras observa-se a presença de cimento dolomítico fibroso (Cd-F) (10%) (Figura 16 G e H), caracterizado por cristais aciculares com distribuição unimodal, hábito planar-s e tamanhos variando entre 200 a 390  $\mu\text{m}$ , com média de aproximadamente 310  $\mu\text{m}$  (*areia média*). Os cristais desse cimento apresentam uma evolução textural marcada pela passagem de uma dolomita de aspecto sacaróide (*sucrosítico*) nas bordas dos poros para cristais progressivamente mais alongados em direção ao centro dos espaços porosos. Essa associação confere ao cimento características ópticas e morfológicas compatíveis com dolomita radial lenta (*Radial Slow Dolomite – RSD*), conforme descrito por Hood e Wallace (2018).

---

Figura 16: Microfácies MF5- Dolorudstones e Dolograinstones Oncolíticos/Intraclásticos. (A) Canais de estilólitos (Etl) com microgrãos de opacos (Op) seccionando a amostra na direção longitudinal. (NP); (B) Oncólito (Onc) com porosidade intragranular secundária (Por), parcialmente preenchido pelo cimento dolomítico blocoso (Cd-B) de origem diagenética tardia. (NC); (C) Oncólitos (Onc) com bordas e núcleo dolomitizados por cristais de dolomita (Do) unimodais e hábito Planar-s (subédricos a anédricos). (NC); Oólito (Ool) com seu núcleo totalmente substituído por sílica cristalina (SIL). (NC); (D) Fotomicrografia evidenciando, Intraclasto micrítico (Int), grãos micríticos (Gm) e canais de estilólitos (Etl). (NP); (F) complexo de quartzo detritos (Qz) tamanho médio de (159  $\mu\text{m}$ - *areia fina*) dispersos sobre a lâmina delgada. (NC); (G) e (H) cimento dolomítico fibroso (Cd-F) apresentando hábito acicular, e cristais de dolomita evoluindo de uma dolomita sucrosítica (*grãos de açúcar*) nas bordas, para uma dolomita mais alongada no centro. (G- (NP)) e (H- (NC)).



Fonte: Próprio Autor

## 4.6 Microfácies MF6- Dolograinstone Peloidal

### I) Critérios Utilizados

- Textura grainstone suportada por grãos (pelóides), desprovida de matriz;
- Aloquímicos dominantes: pelóides, oncólito e intraclastos (oncolíticos e maciços);
- Cimento dolomítico romboédrico em franja prismática, crescimento dos cristais de dolomita predominantemente do tipo planar-e (euédrico).

### II) Lâminas

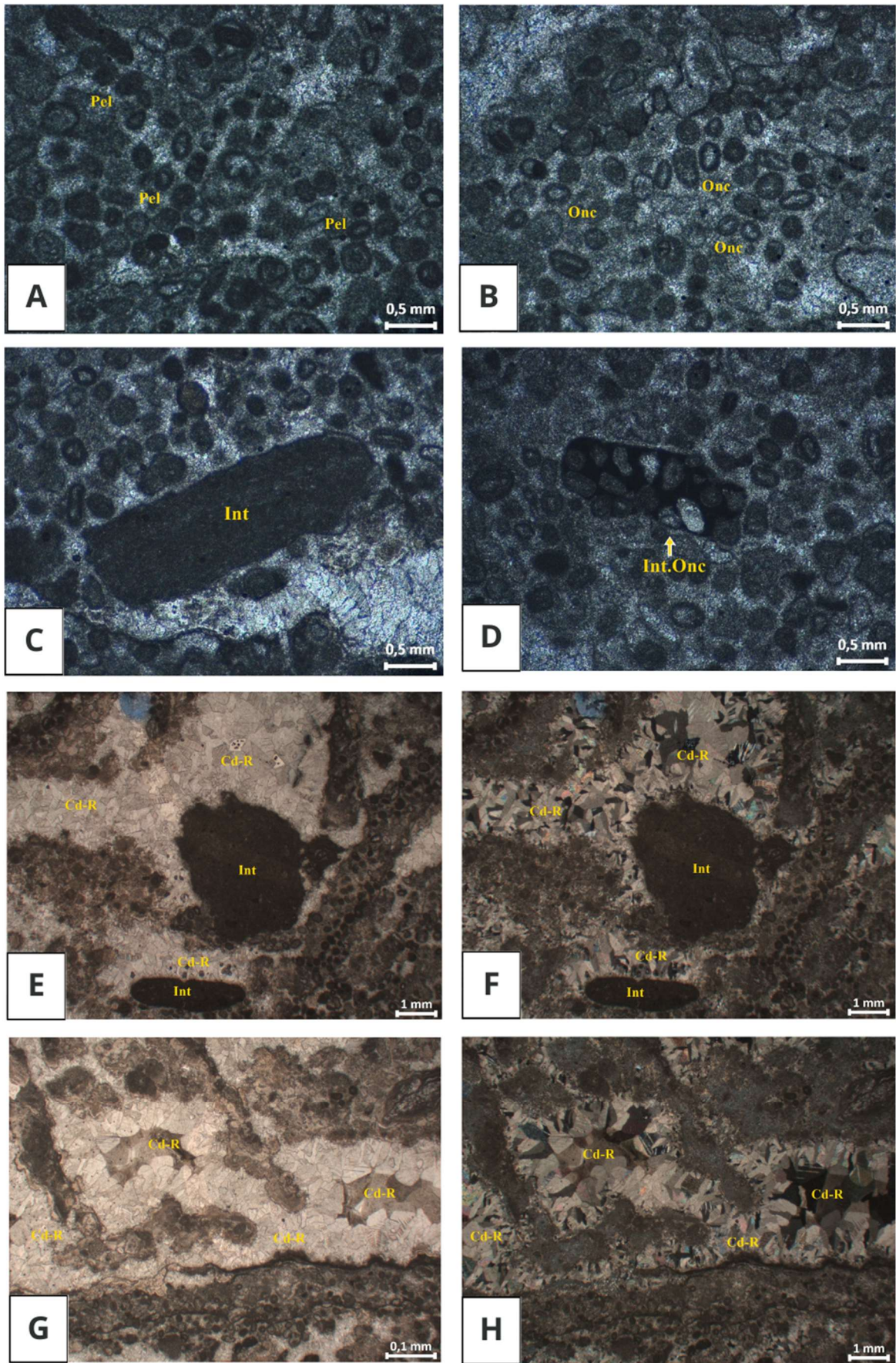
- PE81.2 –Dolograinstone peloidal
- PE86.1 – Dolograinstone peloidal

As amostras correspondem a rochas com arcabouço suportado por grãos (*grain-supported*), desprovida de matriz, caracterizada por uma textura maciça. Os componentes aloquímicos, ordenados em ordem decrescente de abundância, compreendem peloides (53%) (Figura 17 A), com tamanho médio de 380  $\mu\text{m}$  (*areia média*); oncólitos (13%) (Figura 17 B), com tamanho médio de 300  $\mu\text{m}$  (*areia média*); intraclastos micríticos maciços (12%) (Figuras 17 C, E e F), com tamanho médio de aproximadamente 2.000  $\mu\text{m}$  (*grânulo*); intraclastos oncolíticos (5%) (Figura 17 D), com tamanho médio de aproximadamente 3.000  $\mu\text{m}$  (*grânulo*); e, subordinadamente, grãos micríticos (1%), com tamanho médio de aproximadamente 500  $\mu\text{m}$  (*areia grossa*). Em porções representativas da lâmina, observam-se o cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) (16%) (Figura 17 G e H) exibindo hábito de crescimento em franja prismática. Os cristais de dolomita apresentam comprimento aproximado de 800  $\mu\text{m}$ , e seu crescimento desenvolve-se em um padrão centrípeto - (*bordas para centro*), os cristais de dolomita apresentam distribuição predominantemente unimodal, hábito prismático e morfologia planar-e (euédrica) (Figura 17 G e H). A textura do cimento evolui progressivamente de uma dolomita mais fibrosa (*bordas*) para uma dolomita mais romboédrica no núcleo (*centro*) dos poros.

Este cimento dolomítico romboédrico possui extinção e morfologia característica de uma dolomita radiaxial lenta (*Radiaxial Slow Dolomite*– RASD (Hood & Wallace, 2018)).

---

Figura 17: Microfácies MF6- Dolograinstone Peloidal. A) Visão geral mostrando a predominância de pelóides (Pel) dispersos sobre a lâmina delgada. (NP); B) Complexo de oncólitos (Onc) com tamanho médio de [~290  $\mu\text{m}$ -*areia média*]. (NP); C) Intraclasto maciço (Int). (NP); D) Intraclasto sendo preenchido por oncolíticos (Int.Onc). (NP); E) e F) Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) em franja prismática circundando intraclastos maciços (Int). (E- (NP)) e (F- (NC)); G) e H) fotomicrografia mostrando o cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) com crescimento em franja prismática, e cristais de dolomitas majoritariamente unimodais, evoluindo de uma dolomita mais fibrosa (*bordas*) para uma dolomita mais romboédrica no núcleo (*centro*). (G- (NP)) e (H- (NC)).



Fonte: Próprio Autor

## 5 DIAGÊNESE

### 5.1 Dolomicrita

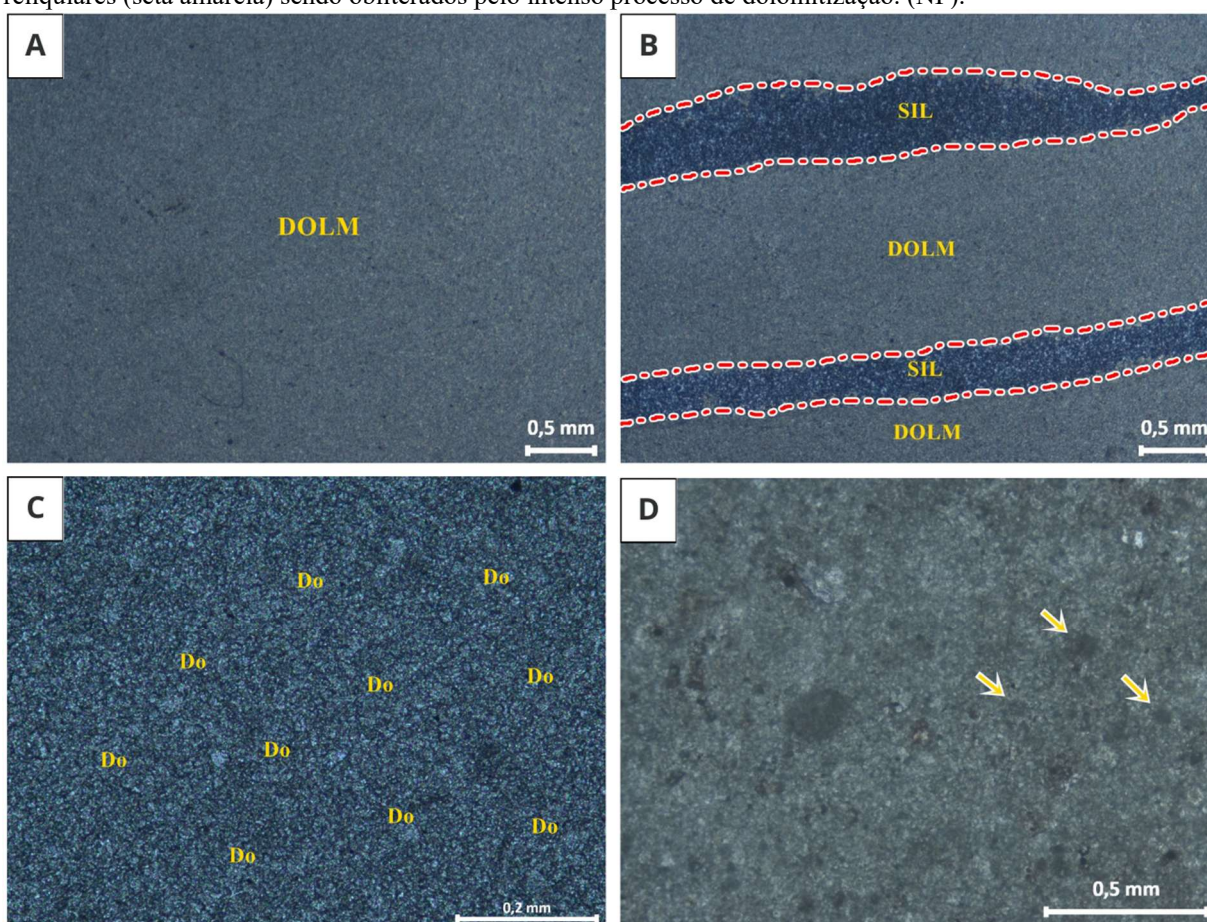
Nos sedimentos estudados, a dolomicrita ocorre de forma abundante na MF1 – *Dolomudstones*, caracterizada por textura mudstone matriz-suportada, dolomitização intensa e presença de bandas silicosas cristalinas (Figura 18 B). Nessa microfácies, a recrystalização dolomítica é suficientemente intensa para obliterar completamente grãos reliquiares (Figura 18 D) e outras estruturas sedimentares primárias, resultando em matriz extremamente fina e homogênea, e ausência de porosidade. Na MF2 – *Dolowackstones* a dolomicrita constitui matriz que sustenta aloquímicos dispersos como intraclastos micríticos, pelóides, oólitos e quartzo detrítico fino. Nessa associação, os cristais de dolomita apresentam dimensões muito finas ( $< 62 \mu\text{m}$ ), distribuição unimodal e limites não planares (Figura 18 C). Já em MF3 – *Dolopackstones*, a dolomicrita ocorre como matriz residual (~12%) em rochas grão-suportadas, associada à intraclastos micríticos abundantes, grãos micríticos, oólitos dolomitizados e quartzo detrítico.

**Interpretação:** A dolomicrita (Figura 18 A) corresponde a uma matriz carbonática extremamente fina composta predominantemente por cristais microscópicos de dolomita, geralmente resultante de processos de dolomitização pervasiva que substituem a micrita original e podem obliterar feições texturais primárias (FLÜGEL, 2010). Esse material é comum em sucessões carbonáticas diageneticamente modificadas, nas quais a recrystalização ocorre em condições químicas favoráveis à substituição do carbonato de cálcio por carbonato duplo de cálcio e magnésio, frequentemente associada a fluidos ricos em  $\text{Mg}^{2+}$  e a ambientes de circulação restrita ou soterramento progressivo (TUCKER; WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2010). Embora a literatura reconheça que dolomicritas também possam se formar por precipitação associada à atividade microbiana, especialmente em ambientes anóxicos ricos em matéria orgânica (Slaughter & Hill, 1991), não foram observadas, nas amostras estudadas, evidências petrográficas diagnósticas que permitam atribuir essa origem à dolomicrita descrita neste trabalho.

Do ponto de vista diagenético, a formação de dolomicrita está relacionada tanto à dolomitização precoce em ambientes evaporíticos ou sabkha quanto à dolomitização tardia por fluidos de soterramento, podendo registrar múltiplos eventos diagenéticos. Nos sedimentos analisados, a dolomicrita foi interpretada como predominantemente substitutiva com base nas evidências petrográficas que indicam dolomitização pervasiva da micrita

calcítica original. A obliteração completa de grãos reliquiais e estruturas sedimentares primárias (Figura 18 D), especialmente na MF1, indica transformação diagenética pós-deposicional. Adicionalmente, a ocorrência de dolomicrita como matriz que envolve e sustenta aloquímicos preservados nas MF2 e MF3 indica que a dolomitização ocorreu após a deposição e litificação inicial do sedimento, preservando parcialmente os componentes mais resistentes enquanto substituiu seletivamente a matriz micrítica original. Por fim, a textura fina e homogênea (Figura 18 A), a distribuição unimodal dos cristais com limites não planares (Figura 18 C), e a ausência de evidências de atividade microbiana em associação com a matriz micrítica, corroboram com a interpretação de que se trata de uma dolomicrita de origem substitutiva, formada durante a Eodiagéne.

Figura 18: Dolomicrita. A) Fotomicrografia da matriz de dolomicrita (DOLM) na fração *mudstone*. (NC); B) alternância rítmica entre a matriz de dolomicrita (DOLM) e bandas de sílica cristalina (SIL). (NC); C) microcristais de dolomita unimodais (< 62 µm), com limites não planares (Do). (NC); D) “Ghost” de pelóides reliquiais (seta amarela) sendo obliterados pelo intenso processo de dolomitização. (NP).



Fonte: Próprio Autor

## 5.2 Oólitos com lamelas distorcidas

Nos sedimentos analisados, os oólitos com lamelas distorcidas ocorrem essencialmente na microfácies MF3- *Dolopackstones*. Esses grãos aloquímicos (300–600 µm), apresentam morfologia subsféricas a esféricas, dispersos em matriz micrítica, com contatos pontuais (Figura 19 A e B). Parte dos grãos ainda preservam vestígios de laminação concêntrica, embora os núcleos estejam parcialmente obliterados. Seu núcleo encontra-se intensamente substituído por dolomita espática, composta por cristais xenotópicos (não planares) e planar-s. Esses cristais apresentam contatos irregulares e elevada birrefringência, em formato de mosaico recristalizado (Figura 19 B). As lamelas observadas nos oólitos apresentam textura originalmente concêntrica, porém distorcida e parcialmente rompida, com trechos descontínuos e aspecto levemente alongado (estirado). A conexão com os grãos ocorre por contatos tangenciais a pontuais, sugerindo reorganização (FLÜGEL, 2010). A deformação interna das lamelas, associada à perda de regularidade e espessamento irregular, são evidências típicas de neomorfismo, no qual preservou apenas “*Ghost*” da estrutura original (TUCKER, 2001).

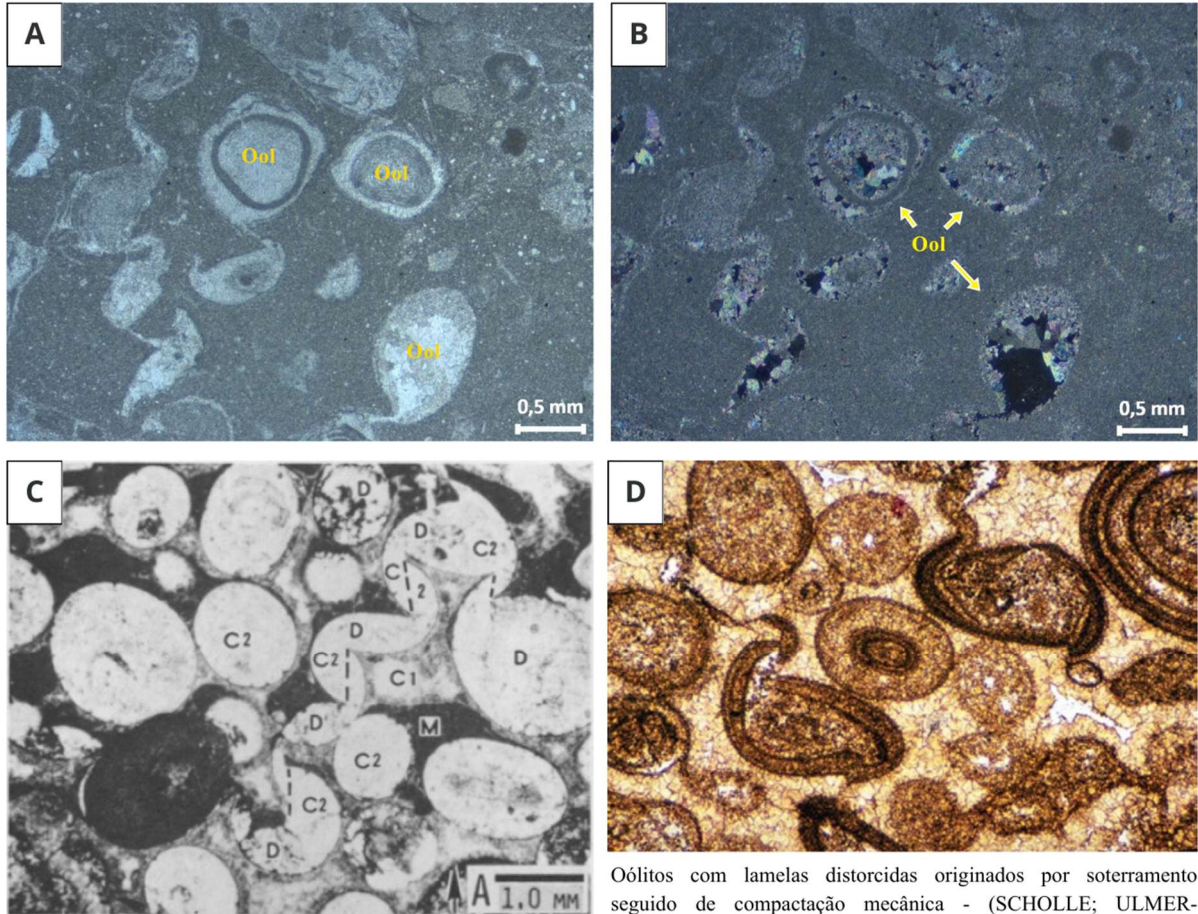
**Interpretação:** Oólitos são grãos carbonáticos revestidos por lamelas concêntricas que se formam, predominantemente, em ambientes marinhos rasos submetidos à elevada energia hidrodinâmica, onde a agitação contínua da água favorece o crescimento cortical por precipitação química e/ou bioquímica de carbonato de cálcio. Em condições hidrodinâmicas relativamente estáveis, essas lamelas tendem a apresentar geometrias concêntricas regulares e bem organizadas (TUCKER; WRIGHT, 1990). Na literatura, a ocorrência de lamelas distorcidas pode ser atribuída a diferentes mecanismos deposicionais e diagenéticos, sendo os mais frequentemente descritos:

**1) Ações de ondas de tempestades:** A ocorrência de lamelas distorcidas, caracterizadas por geometrias irregulares, assimétricas ou descontínuas (Figura 19 C), indica variações abruptas no regime energético durante o crescimento dos oólitos. Essas distorções são interpretadas como resultado de eventos hidrodinâmicos de alta energia, especialmente associados à ação de ondas de tempestade, que promovem intensa turbulência, retrabalhamento do fundo e movimentos caóticos dos grãos na interface água–sedimento (CONLEY, 1977). Oólitos com características semelhantes foram descritos por Rudnitzki (2015).

**2) Soterramento seguido de compactação mecânica:** Após o soterramento, os oólitos podem sofrer compactação mecânica, aumentando a tensão entre os grãos e promovendo sua reorganização (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). Esse processo gera contatos tangenciais a suturados, além de provocar deformação e distorção das lamelas internas, que podem se tornar descontínuas ou levemente estiradas (Figura 19 D) (FLÜGEL, 2010). Com o avanço da diagênese, a pressão efetiva contribui para o colapso parcial da estrutura original, reduzindo e modificando a geometria dos oólitos (TUCKER, 2001).

Nos sedimentos analisados em MF3- *Dolopackstones*, os oólitos com lamelas distorcidas indicam crescimento em ambiente de energia variável e caótica. A presença de lamelas descontínuas, alongadas e assimétricas sugere que o crescimento foi freqüentemente interrompido por eventos de retrabalhamento (FLÜGEL, 2010). Além disso, os contatos tangenciais e pontuais entre os grãos evidenciam movimentação e reorganização ainda durante a deposição. Essas são características típicas de ambientes afetados por ondas de tempestade, que geram forte turbulência e deslocamento dos grãos. A preservação parcial de estruturas concêntricas na forma de “*ghosts*” indica que os oólitos sofreram intensa modificação diagenética, preservando apenas remanescentes da arquitetura original (TUCKER, 2001).

Figura 19: Oólitos com lamelas distorcidas. A) e B) Oólitos com morfologia esférica a subsféricas com núcleo intensamente substituídos por dolomita espática grossa, com cristais xenotópicos (não planares) e planar-s. (A- NP e B- NC); Fábricas carbonáticas de complexidade progressiva associadas a oólitos distorcidos no Plattsburg Limestone, centro sul do EUA (CONLEY, 1977). (NP); D) Fotomicrografia demonstrando oólitos com lamelas distorcidas formados por soterramento precoce e compactação mecânica (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).



Oólitos com lamelas distorcidas (Plattsburg) - modificado de Conley (1977) *Origin of Distorted Ooliths and Pisoliths*.

Oólitos com lamelas distorcidas originados por soterramento seguido de compactação mecânica - (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).

Fonte: Próprio autor

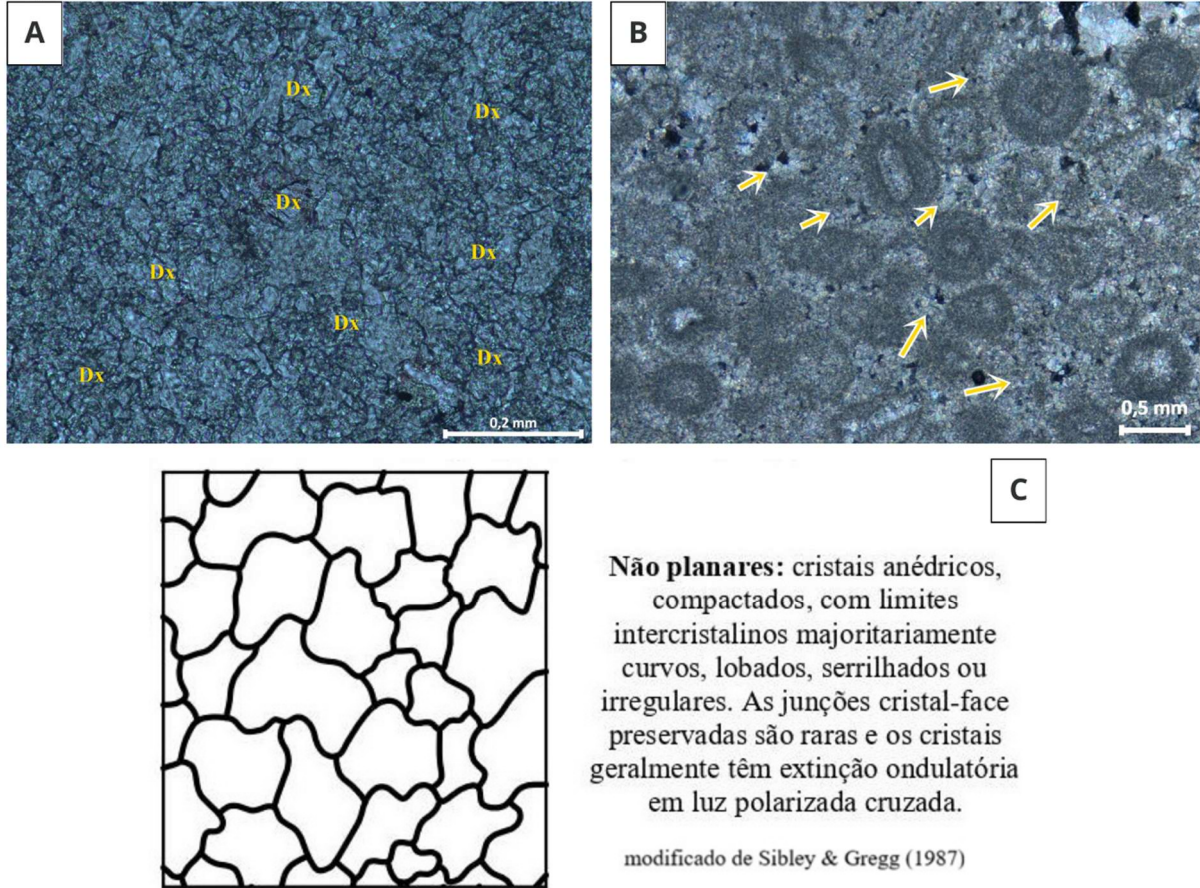
### 5.3 Dolomita xenotópica (não planar)

Nos sedimentos analisados, a dolomita xenotópica (não planar) ocorre nas microfácies MF2- *Dolowackstones*, principalmente como constituinte da matriz dolomicrítica. Os cristais se apresentam com dimensões muito finas, caracterizados por uma distribuição unimodal e limites não planares, com hábitos anédricos e contornos irregulares a serrilhados (Figura 20 A). Na microfácies MF4- *Dolograinstones Oolítico*, a dolomita xenotópica ocorre como agregados cristalinos finos, ocupando espaços intergranulares (Figura 20 B).

**Interpretação:** A dolomita xenotópica (não planar) é definida por cristais predominantemente anédricos, com limites intercristalinos curvos, irregulares a serrilhados, e ausência de faces cristalinas bem desenvolvidas, refletindo um crescimento não facetado (SIBLEY; GREGG, 1987) (Figura 20 C). Segundo os autores, essa textura indica condições de dolomitização controladas pela cinética de crescimento cristalino, geralmente associadas a elevados graus de supersaturação do fluido e/ou temperaturas moderadas a altas. A disposição entrelaçada dos cristais e a distribuição granulométrica frequentemente unimodal sugerem processos de recristalização e substituição progressiva da matriz carbonática original (SIBLEY; GREGG, 1987; FLÜGEL, 2010).

Levando como base referências clássicas e amplamente aceitas na literatura, a dolomita xenotópica (não planar) encontrada em MF2 e MF4, é interpretada como uma dolomita de substituição diagenética, formada pela recristalização destrutiva de precursores carbonáticos, como calcita ou aragonita micrítica, com obliteração da fábrica primária (FLÜGEL, 2010; BOGGS JR., 2009). Esse tipo de dolomita resulta de neomorfismo associado à dolomitização substitutiva, desenvolvido sob baixa a moderada supersaturação e predomínio do controle químico, o que explica o hábito cristalino irregular e os contatos suturados entre cristais (SIBLEY; GREGG, 1987) (Figura 20 A). Do ponto de vista temporal, a dolomita xenotópica é típica de Mesodiagênese precoce a intermediária, geralmente relacionada à circulação de fluidos durante o soterramento e à evolução geoquímica das águas intersticiais, em condições de temperatura moderada (REN; JONES, 2023; TEWARI; TUCKER, 2011).

Figura 20: Dolomita xenotópica (não planar). A) Cristais unimodais de dolomita xenotópica (não planar) (Dx) com hábito anédrico e contornos irregulares e serrilhados. (NP); B) finos cristais de dolomita xenotópica (seta amarela) preenchendo espaços intergranulares. (NC); C) classificação de dolomititas xenotópicas (não planares) proposta por Sibley & Gregg (1987).



Fonte: Próprio autor

#### 5.4 Dolomita planar (euédrica/ subédrica)

Nos sedimentos analisados, a dolomita planar ocorre associada a diferentes elementos texturais, refletindo variações no processo de dolomitização e evolução diagenética da sucessão carbonática. Na MF4 – *Dolograinstones oolíticos* e na MF5 – *Dolorudstones* e *Dolograinstones*, a dolomita planar (euédrica a subédrica) manifesta-se na forma de preenchimentos de poros e vênulas intergranulares (Figura 21 B), e bem como substituindo seletivamente aloquímicos, tais como oncólitos e intraclastos (Figura 21 C e D) nesses casos, forma agregados cristalinos poligonais unimodais de granulação média. Na forma de preenchimento intergranular, a dolomita planar ocorre como cristais predominantemente subédricos (planar-s), de distribuição unimodal e granulometria fina a média, organizados em massas cristalinas que ocupam o preenchimento do núcleo dos poros, em arranjo de crescimento centrípeto. Em alguns casos, esses cristais encontram-se associados a franjas prismáticas previamente desenvolvidas nas bordas dos poros (Figuras 21 B e 21 E).

**Interpretação:** A dolomita planar é um tipo textural reconhecido pela presença de cristais com limites planos e faces relativamente bem desenvolvidas (Figura 21 A), refletindo condições específicas de crescimento cristalino durante a diagênese. Segundo Sibley & Gregg (1987), a dolomita planar é caracterizada por hábito que varia de euédrica (planar-e) a subédrica (planar-s), distinguindo-se das texturas xenotópicas (não planares), que exibem contornos irregulares ou lobados. A morfologia planar está geralmente associada à dolomitização substitutiva e à cimentação em ambientes de baixa a moderada temperatura, onde a cristalização ocorre sob condições que favorecem nucleação constante e crescimento cristalino ordenado (SIBLEY; GREGG, 1987; WRIGHT, 1992; MACHEL, 2004).

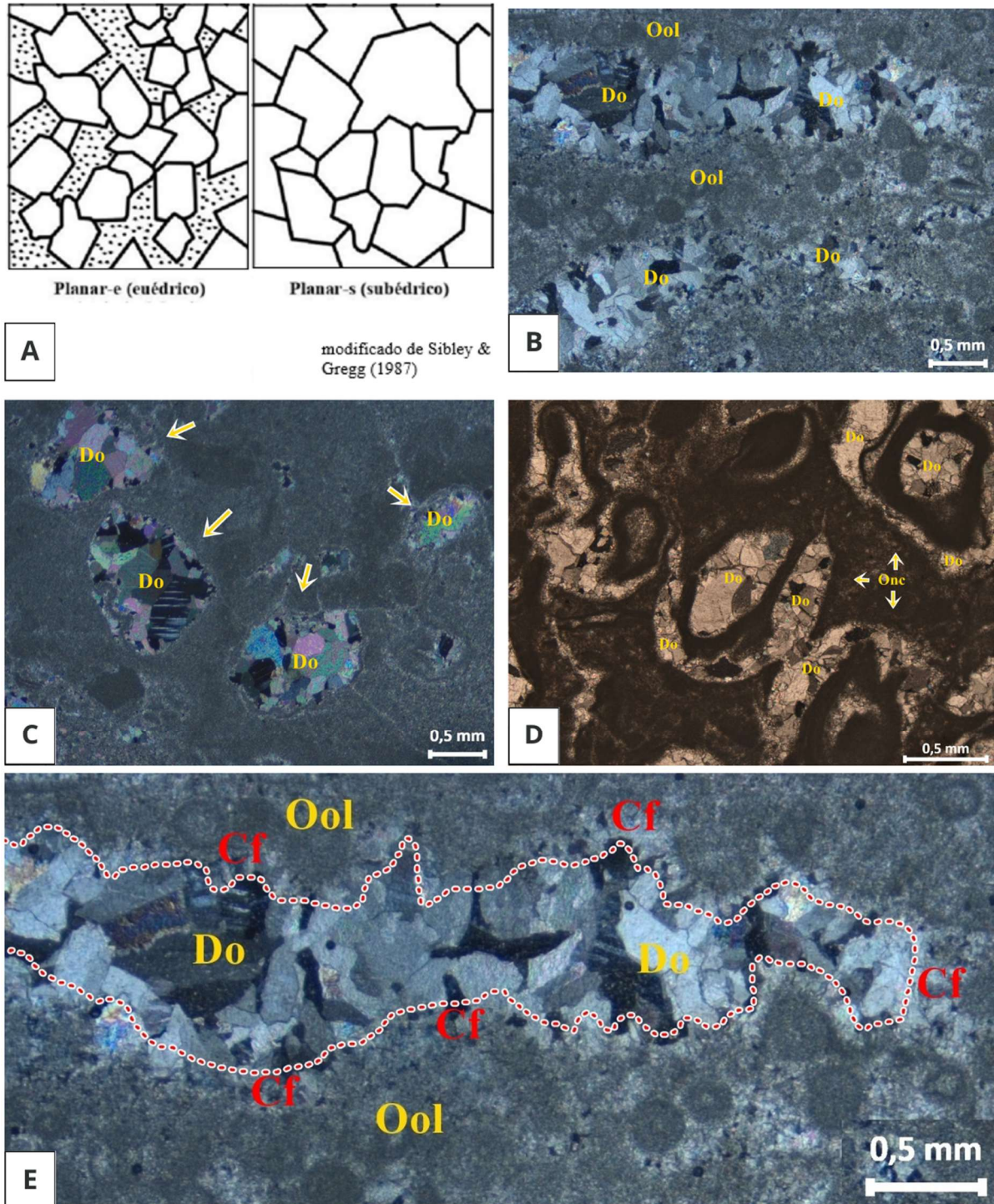
A dolomita planar identificada nos sedimentos das microfácies MF4 e MF5 pode ser interpretada como resultante de processos de dolomitização substitutiva sob condições de baixa a moderada temperatura, conforme o modelo textural proposto por Sibley & Gregg (1987). Em MF4, observa-se uma distribuição unimodal de cristais de dolomita, com granulometria fina a média, preenchendo os poros intergranulares (Figura 21 B). Esse padrão indica uma dolomitização pervasiva e relativamente homogênea, associada a um número limitado de pulsos de fluidos em um ambiente quimicamente estável. Além disso, os cristais de dolomita planar concentram-se predominantemente no centro dos poros (Figura 21 B e E), o que sugere que sua formação é posterior à do cimento dolomítico em franja prismática

localizado nas bordas (Figura 21 E). Dessa forma, interpreta-se que essa dolomitização ocorreu entre os estágios da Eodiagênese e início da Mesodiagênese.

Já na MF5, a dolomita planar ocorre de forma seletiva, substituindo intraclastos e oncólitos (Figura 21 C e D), refletindo maior controle textural e uma circulação preferencial de fluidos favorecida pela heterogeneidade composicional e pela maior permeabilidade desses componentes (FLÜGEL, 2010).

Logo, essa predominância de cristais de dolomita com hábito planar-s e planar-e, apresentando limites retilíneos e crescimento cristalino relativamente ordenado, com baixa supersaturação das soluções dolomitizantes, descartando a influência de sistemas hidrotermais, e fortalecendo processos substitutivos.

Figura 21: Dolomita planar. A) Morfologia dos cristais de dolomita planar-e e planar-s proposta por Sibley & Gregg (1987); B) cristais de dolomita (Do) unimodais planar-s preenchendo poros intergranulares. (NC); C) Intraclastos (seta amarela) totalmente substituídos por dolomita planar-e. (NC); D) Fotomicrografia mostrando a presença de dolomita planar-s intimamente associada à substituição de oncólitos. (NC). E) Fotomicrografia em detalhe mostrando o cimento dolomítico em franja (Cf) nas bordas e os cristais de dolomita (Do) planar-s no centro dos poros. (NC).



Fonte: Próprio autor

## 5.5 Cimentos marinhos primários

### 5.5.1 Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) - (*Radiaxial Slow Dolomite*- RASD)

Nos sedimentos analisados, os cimentos dolomíticos romboédricos (Cd-R) concentram-se nas microfácies MF4- *Dolograinstone oolítico* e MF6- *Dolograinstone peloidal*. Em ambas as microfácies, o crescimento é centrípeto, das bordas dos poros em direção ao núcleo (Figura 22 A e B). Na MF4, observa-se a evolução de franjas de dolomita fibrosa nas bordas para cristais romboédricos euédricos a subédricos no centro dos poros (Figura 22 D). Já na MF6, os cristais atingem cerca de 800 µm, com hábito prismático, crescimento planar-e e distribuição unimodal. Também apresentam uma evolução textural de dolomita fibrosa para romboédrica em direção ao centro dos poros. Em ambas as microfácies, o cimento apresenta morfologia típica da dolomita radiaxial lenta (*Radiaxial slow dolomite* – RASD) (Figura 22 D). Esse tipo de cimento é reconhecido pela associação de cristais com hábito fibroso, terminações romboédricas e padrão óptico com extinção ondulante, características diagnósticas desse cimento marinho primário (Hood e Wallace, 2012, 2018).

**Interpretação:** O cimento dolomítico romboédrico (Cd-R), na literatura definido como *Radiaxial Slow Dolomite* (RASD), é um cimento marinho primário comum em carbonatos Neoproterozoicos. Caracteriza-se por cristais com terminações em forma de cunha romboédrica (HOOD; WALLACE, 2012). Esse cimento ocorre, em geral, como franjas prismáticas que revestem cavidades. Sua precipitação está associada a águas ricas em Mg e frequentemente anóxicas, refletindo condições geoquímicas distintas das do Fanerozoico (HOOD; WALLACE, 2012). O RASD faz parte de um conjunto de cimentos dolomíticos primários, interpretados como precipitados diretamente da água do mar (HOOD; WALLACE, 2018), ocorrendo frequentemente em associação com o *Radial Slow Dolomite* (RSD) [MF5], que apresenta cristais alongados (“*lâminas*”) e extinção uniforme. Petrograficamente o RASD apresentam textura inicialmente fibrosa, evoluindo para cristais com terminações romboédricas, organizados de forma centrípeta nos poros (Figura 22 C), sob nicóis cruzados, distingue-se pela sua sutil extinção ondulante, refletindo variações cristalográficas internas durante o crescimento. (HOOD; WALLACE, 2012; HOOD; WALLACE, 2018).

Nas microfácies MF4 e MF6, o cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) “RASD” é interpretado como resultado de precipitação direta a partir da água do mar, sendo predominantemente interpretado como um cimento de precipitação, em contraste com as feições substitutivas descritas anteriormente. Trata-se, portanto, de uma feição primária,

formada durante a Eodiagênese marinha muito precoce, conforme evidenciado pelo crescimento isopaco e centrípeto em cavidades (Figura 22 A e B) e pela preservação de texturas romboédricas precursoras (Figura 22 D) (HOOD; WALLACE, 2012). A transição de dolomita fibrosa para cristais romboédricos (Figura 22 D) sugere evolução cristalina durante o crescimento do cimento, e não recristalização tardia (HOOD; WALLACE, 2018).

Figura 22: Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) - (RASD). A) Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R) com crescimento centrípeto (*bordas – centro*) em franja prismática, com cristais de dolomitas unimodais. (NC); B) Complexo de oólitos (Ool) circundados pelo cimento dolomítico romboédrico (Cd-R). (NC); C) Diagrama das relações e distribuição do cimento marinho dolomítico dentro de uma cavidade recifal, (RASD) retângulo vermelho. D) Cimento dolomítico romboédrico (Cd-R), evoluindo de franjas de dolomitas fibrosas (Df) nas bordas dos poros, para agregados de dolomita romboédrica (Dr) no núcleo dos poros. (NC).

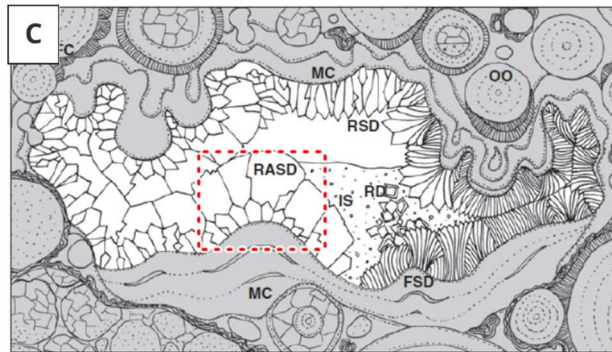
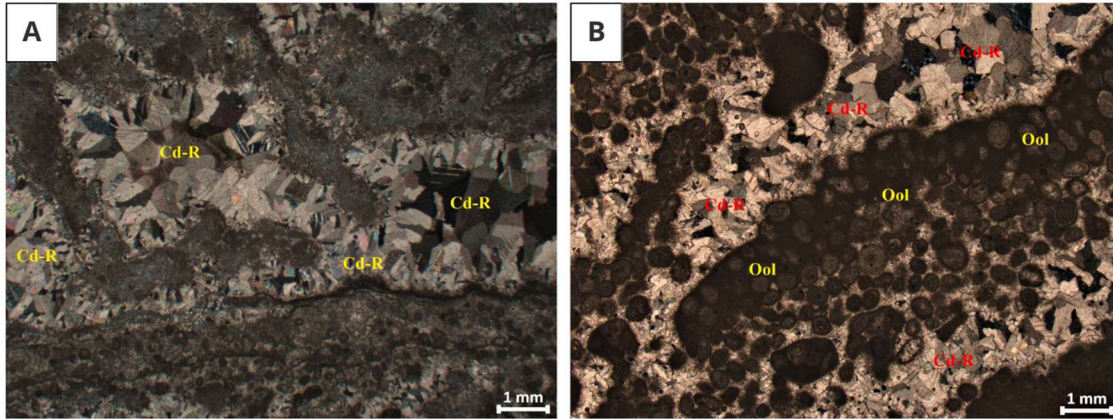
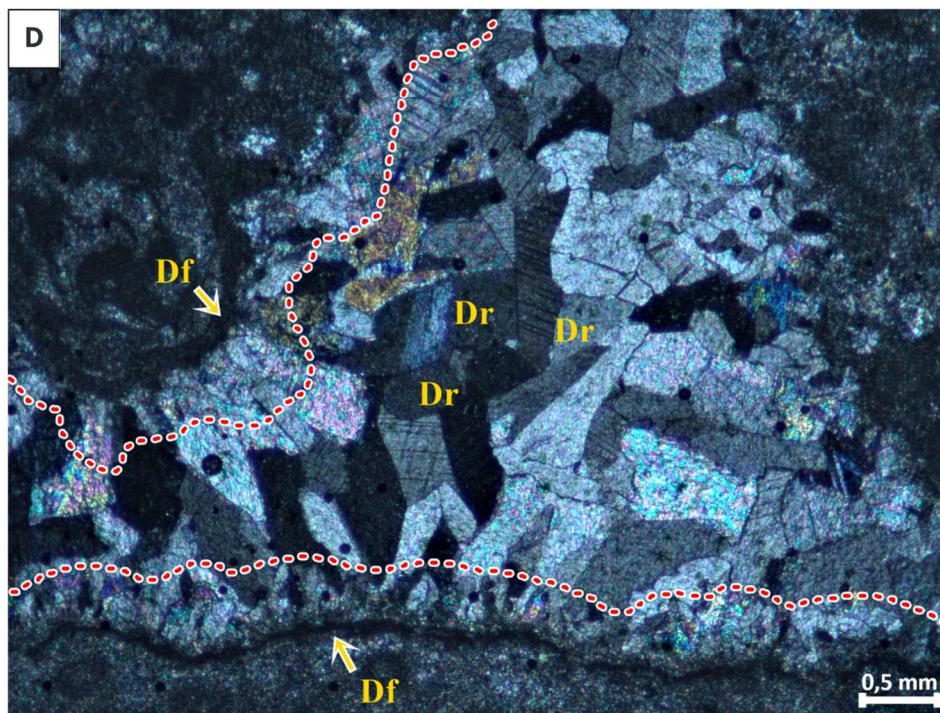


Diagrama das relações e distribuição do cimento marinho dolomítico dentro de uma cavidade recifal. Modificado de Hood & Wallace (2012)



Fonte: Próprio autor

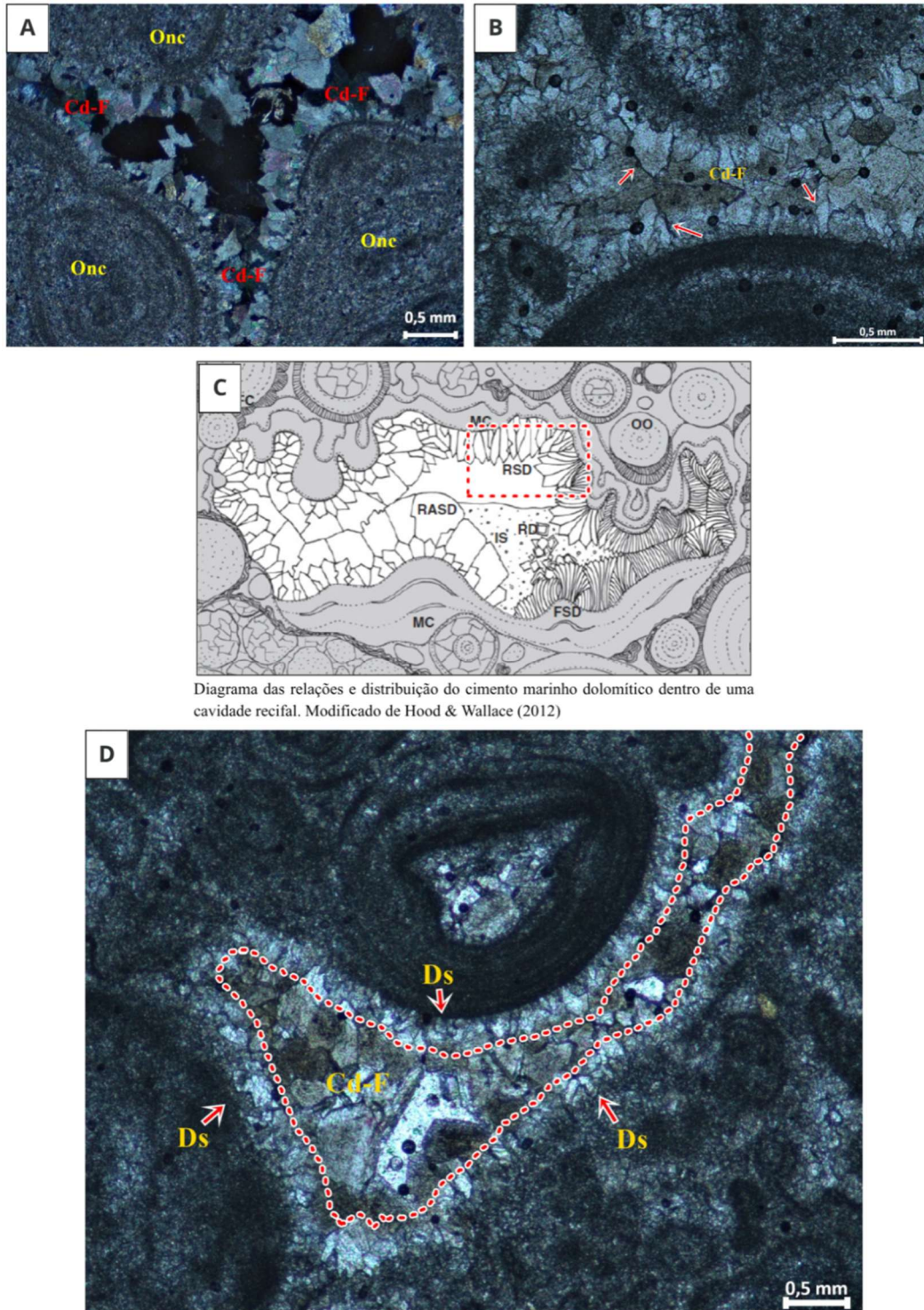
### 5.5.2 Cimento dolomítico fibroso (Cd-F) - (*Radial Slow Dolomite*- RSD)

Nos sedimentos analisados, o cimento dolomítico fibroso (Cd-F) ocorre principalmente na microfácies MF5- *Dolorudstones* e *Dolograinstones*. Este cimento apresenta-se com hábito prismático-lamelar (*agulhas*), sendo constituído de cristais de dolomitas com morfologia planar-s e distribuição unimodal (Figura 23 A). Seus cristais evoluem de uma textura sucrosítica “*grãos de açúcar*” nas bordas dos poros, para morfologias mais alongadas e prismáticas (“*bladed*”) no centro (núcleo) (Figura 23 B e D). Em adição, estes cimentos apresentam como propriedade óptica um padrão de extinção de forma uniforme e morfologias típicas da dolomita radial lenta (*Radial slow dolomite* – RSD) (Figura 23 C) (Hood & Wallace, 2018).

**Interpretação:** O cimento dolomítico fibroso (Cd-F), na literatura definido com *Radial Slow Dolomite* (RSD), constitui um tipo de cimento marinho fibroso (eodiagenético) amplamente encontrado em carbonatos do Neoproterozoico, caracterizado por cristais lamelares “*lâminas*” (Figura 23 A e B), com extinção uniforme, padrão de crescimento centrípeto e geometria isopáquica, compatível com nucleação precoce e rápida ocupação dos poros (HOOD; WALLACE, 2012; 2018). O RSD ocorre tipicamente associado a outros cimentos marinhos primários, como o *Fascicular Slow Dolomite* (FSD) e *Radial Slow Dolomite* (RASD) (Figura 23 C), comumente atrelados a sistemas dominados por águas marinhas ricas em Mg e condições anóxicas. Tais texturas são classicamente interpretadas como raros representantes de precipitações dolomíticas marinhas primárias (não miméticos), e sua ocorrência refletem oceanos quimicamente distintos do fanerozoico, nos quais a alta razão Mg/Ca favoreceu a precipitação direta e a substituição de carbonatos por dolomita em larga escala (HOOD; WALLACE, 2018).

Na microfácies MF5, o cimento dolomítico fibroso (Cd-F) “RSD” é interpretado como resultado de cimentação precoce em ambiente marinho, com base na geometria isópaca, no crescimento centrípeto e na disposição dos cristais ao longo das margens dos poros (Figuras 23 A, 23 B e 23 D). Essas características indicam precipitação “*in situ*” nos espaços porosos disponíveis durante os estágios iniciais da evolução diagenética. Além disso, a associação com outros cimentos marinhos primários (FSD) e (RASD) - (MF4 e MF5) e ausências claras de evidências de cristalização tardia, ou substituição mimética, sugerem formação em condições eodiagenéticas, ainda sob forte influência de fluidos marinhos (HOOD; WALLACE, 2012; TUCKER, 1992).

Figura 23: Cimento dolomítico fibroso (Cd-F) - (RSD). A) Cimento dolomítico fibroso (Cd-F) com cristais de dolomita unimodais alongados “lâminas” e crescimento centrípeto. (NC); B) cimento dolomítico fibroso (Cd-F) apresentando hábito fibroso “acicular”, e cristais de dolomita lamelares (seta vermelha) no centro dos poros. (NP); C) Diagrama das relações e distribuição do cimento marinho dolomítico dentro de uma cavidade recifal, (RSD) retângulo vermelho. D) cimento dolomítico fibroso (Cd-F) com cristais de dolomita evoluindo de uma dolomita sucrosítica (*grãos de açúcar*) nas bordas, para uma dolomita mais alongada (*lâminas*) no núcleo dos poros.



Fonte: Próprio autor

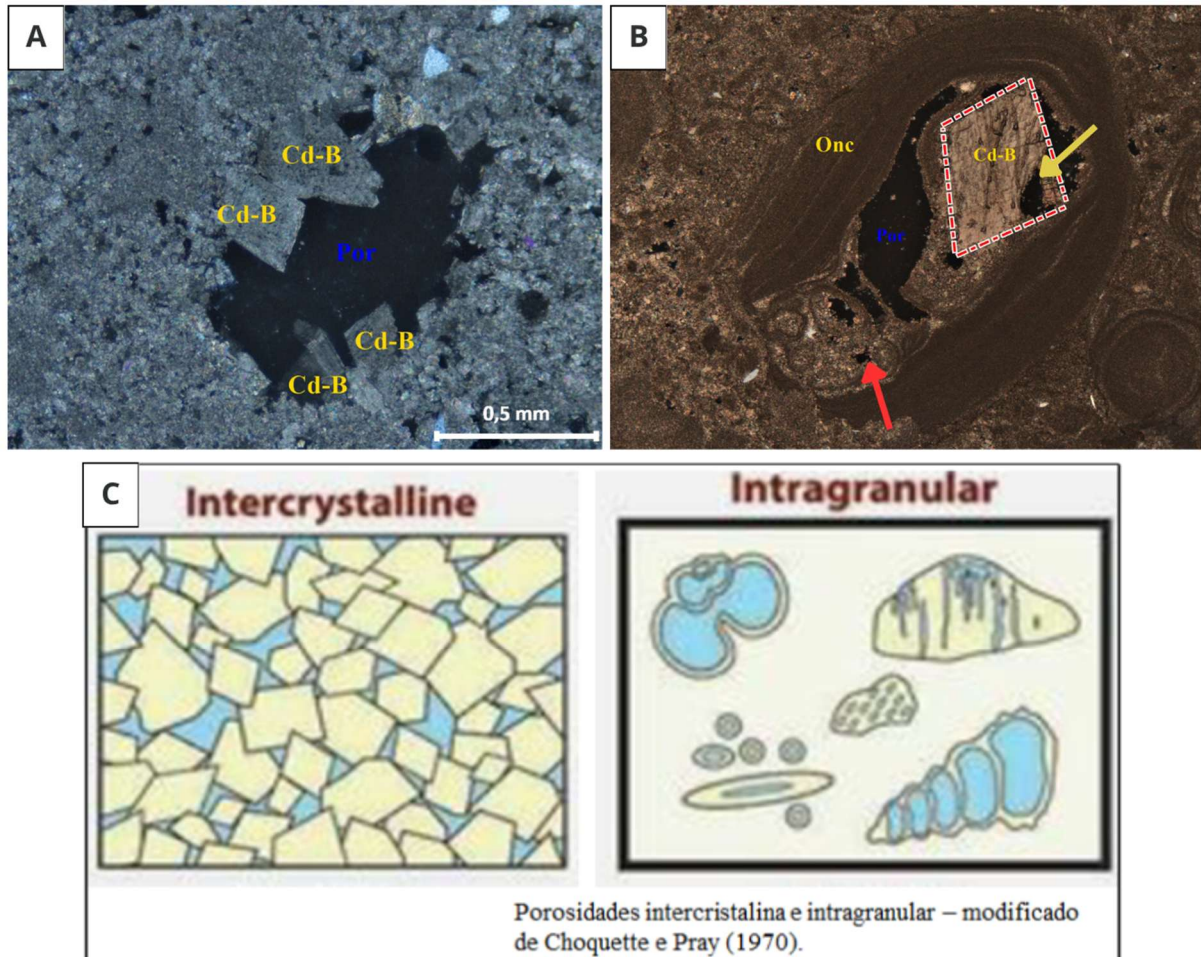
## 5.6 Porosidade intergranular e intragranular

Nos sedimentos analisados, a porosidade intergranular e intragranular é observada nas microfácies MF2- *Dolowackstones* e MF5 *Dolorudstones* e *Dolograinstones*. Na MF2, a porosidade é do tipo intergranular (Figura 24 A), podendo atingir até 900 µm de diâmetro, e encontra-se associada ao cimento dolomítico blocoso (Cd-B) de granulação média (190–320 µm), que crescem em direção ao centro dos poros (padrão centrípeto) e ocupam parcialmente os espaços intergranulares. Já na MF5, a porosidade é intragranular (Figura 24 B) e de origem secundária, formando-se no interior do oncólito por dissolução seletiva de lamelas e/ou núcleos mais instáveis durante a diagênese.

**Interpretação:** A porosidade intergranular desenvolve-se entre grãos, sendo comum em rochas dolomitizadas, onde processos de recristalização e substituição mineral controlam a geração e modificação dos espaços porosos (LUCIA, 1999; FLÜGEL, 2010). Já a porosidade intragranular ocorre no interior dos grãos, geralmente associada à dissolução seletiva de componentes instáveis, como núcleos de oólitos e oncólitos, configurando-se como porosidade secundária (CHOQUETTE; PRAY, 1970).

As porosidades observadas em MF2 e MF5 foram interpretadas como secundárias e de origem diagenética. Em MF2, a porosidade intergranular está associada à dolomitização por substituição, na qual a recristalização da matriz favoreceu a reorganização do arcabouço cristalino, circulação de fluidos e geração de espaços intergranular, típico de estágios mesodiagenéticos sob condições de soterramento (LUCIA, 1999; FLÜGEL, 2010). Já em MF5, a porosidade intragranular resulta de dissolução seletiva dos núcleos e lamelas dos oncólitos, configurando porosidade secundária gerada em estágio mesodiagenético (TUCKER, 2001). A presença de “*Ghost*” de oóide no interior do oncólito (seta vermelha - Figura 24 B) indica preservação parcial da estrutura original após neomorfismo, seguido por dissolução posterior, evidenciada pelos poros que truncam o cimento dolomítico blocoso (Cd-B) (seta amarela - Figura 24 B). Essa relação sugere que a dissolução é mais tardia que o neomorfismo, compatível com processos mesodiagenéticos, possivelmente associados à circulação de fluidos hidrotermais ou meteóricos (TUCKER, 2001; FLÜGEL, 2010).

Figura 24: Porosidade intergranular e intragranular. A) Porosidade intergranular bordejada por grãos do cimento dolomítico blocoso (Cd-B) de granulometria média que crescem em direção a seu núcleo. (NC); B) Porosidade intragranular de origem secundária, formando-se no interior do oncólito por dissolução seletiva de suas lamelas e/ou núcleos. (NC); C) Modelo teórico de porosidade intergranular e intragranular proposto por Choquette e Pray (1970).



Fonte: Próprio autor

## 5.7 Porosidades de fratura

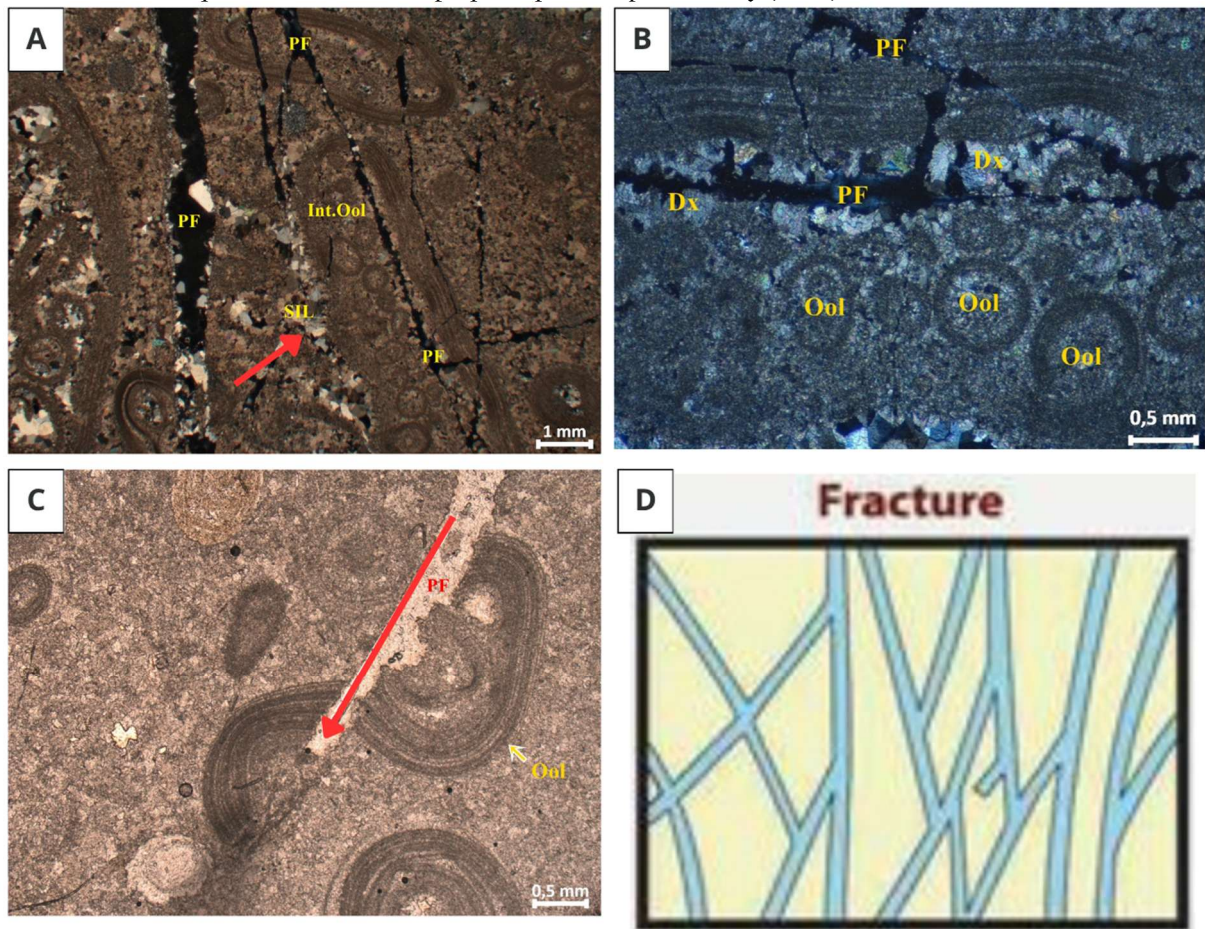
Nos sedimentos analisados, a porosidade de fratura ocorre predominantemente na microfácies MF4 – *dolograinstone oolítico*. Essa porosidade manifesta-se na forma de uma rede de fraturas interconectadas, seccionando majoritariamente intraclastos oolíticos (Figura 25 A), constituindo canais com espessura média de aproximadamente 500 µm. Os sistemas de fratura observados apresentam morfologia ramificada, distribuição espacial irregular/ caótica, além de evidências de movimento relativo, configurando um sistema que aumenta a conectividade entre os poros do arcabouço rochoso. Observa-se também que essas fraturas se encontram localmente preenchidas por sílica cristalina (Figura 25 B).

**Interpretação:** A porosidade de fratura (Figura 25 D) constitui um importante tipo de porosidade secundária em rochas carbonáticas, sendo formada após a litificação da rocha por meio de processos tectônicos, deformacionais ou por compactação mecânica (LUCIA, 1995). Esse tipo de porosidade corresponde aos espaços vazios associados às fraturas, fissuras ou microfraturas desenvolvidas no arcabouço rochoso, podendo atuar como importantes vias de percolação de fluidos (CHOQUETTE; PRAY, 1970; LUCIA, 1999), aumentando significativamente a permeabilidade efetiva e total do sistema poroso (SHARIFI; SABERI, 2022; LI *et al.*, 2025).

As porosidades de fraturas observadas na MF4 foram interpretadas como porosidade secundária, desenvolvidas após a litificação da rocha, conforme evidenciado pelas fraturas que cortam grãos e outras feições previamente estabelecidas (Figura 25 A e B). A geometria predominantemente linear a levemente irregular dessas estruturas sugere formação em resposta à atuação de esforços mecânicos posteriores à deposição, sugerindo formação tardia, sob regime de sobrecarga, típica de estágios mesodiagenéticos (CHOQUETTE; PRAY, 1970). O preenchimento parcial das fraturas por sílica cristalina (Figura 25 A - seta vermelha), evidencia circulação posterior de fluidos, caracterizando sistema aberto e reativação dessas discontinuidades (FLÜGEL, 2010). Além disso, a ocorrência de intraclastos intensamente fraturados (Figura 25 A) e de fraturas que atravessam oólitos apresentando aparente deslocamento relativo (Figura 25 C) sugere que esses sistemas de fraturas podem estar relacionados não apenas à compactação, mas também à atuação de esforços tectônicos posteriores, responsáveis pela reativação ou ampliação dessas discontinuidades. (LUCIA, 1995).

Dessa forma, a porosidade de fratura da MF4 é interpretada como uma feição secundária tardia, formada após a litificação da rocha e posteriormente utilizada como via preferencial para circulação de fluidos silificantes, contribuindo para o aumento da conectividade do sistema poroso.

Figura 25: Porosidade de fratura. A) Intraclastos oolíticos (Int.Ool) seccionados por porosidades de fraturas (PF) ramificadas e interconectadas parcialmente preenchidas por sílica cristalina (SIL). (NC); B) Intraclasto oolítico seccionado por porosidades de fraturas (PF) irregulares parcialmente preenchidas por cristais de dolomita xenotópica (Dx). (NC); C) Porosidade de fratura (PF) atravessando e causando movimento sinistral (seta vermelha) nas lamelas concêntricas do oólito, indício de reativação tectônica após a compactação. (NP); D) Modelo teórico de porosidade de fratura proposto por Choquette e Pray (1970).



Porosidades de fratura – modificado de Choquette e Pray (1970).

Fonte: Próprio autor

## 5.8 Estilólitos e trilhas de óxido e sílica

Nos sedimentos analisados, a ocorrência de estilólitos e trilhas de óxidos e sílica estão associadas às microfácies MF3 – *Dolopackstones* e MF5 – *Dolorudstones/Dolograinstones*. Na MF3, os estilólitos apresentam morfologia irregular à serrilhada (Figura 26 B e C), com espessura média de (~120  $\mu\text{m}$ ), seccionando os sedimentos paralelamente ao acamamento. Associadas a essas estruturas ocorrem segregações e trilhas de minerais opacos, frequentemente relacionadas à *patches* siliciclásticos (Figura 26 A) (*dissolution seams*) descontínuos compostos por quartzo detrítico de granulometria fina. Já na MF5, observam-se canais de estilólitos com espessura média de (~97  $\mu\text{m}$ ), também orientados de forma paralela ao acamamento. Nesta microfácies também ocorrem raras segregações finas de minerais opacos, evidenciados por trilhas de percolação de opacos associados aos canais estilolíticos (Figura 26 C).

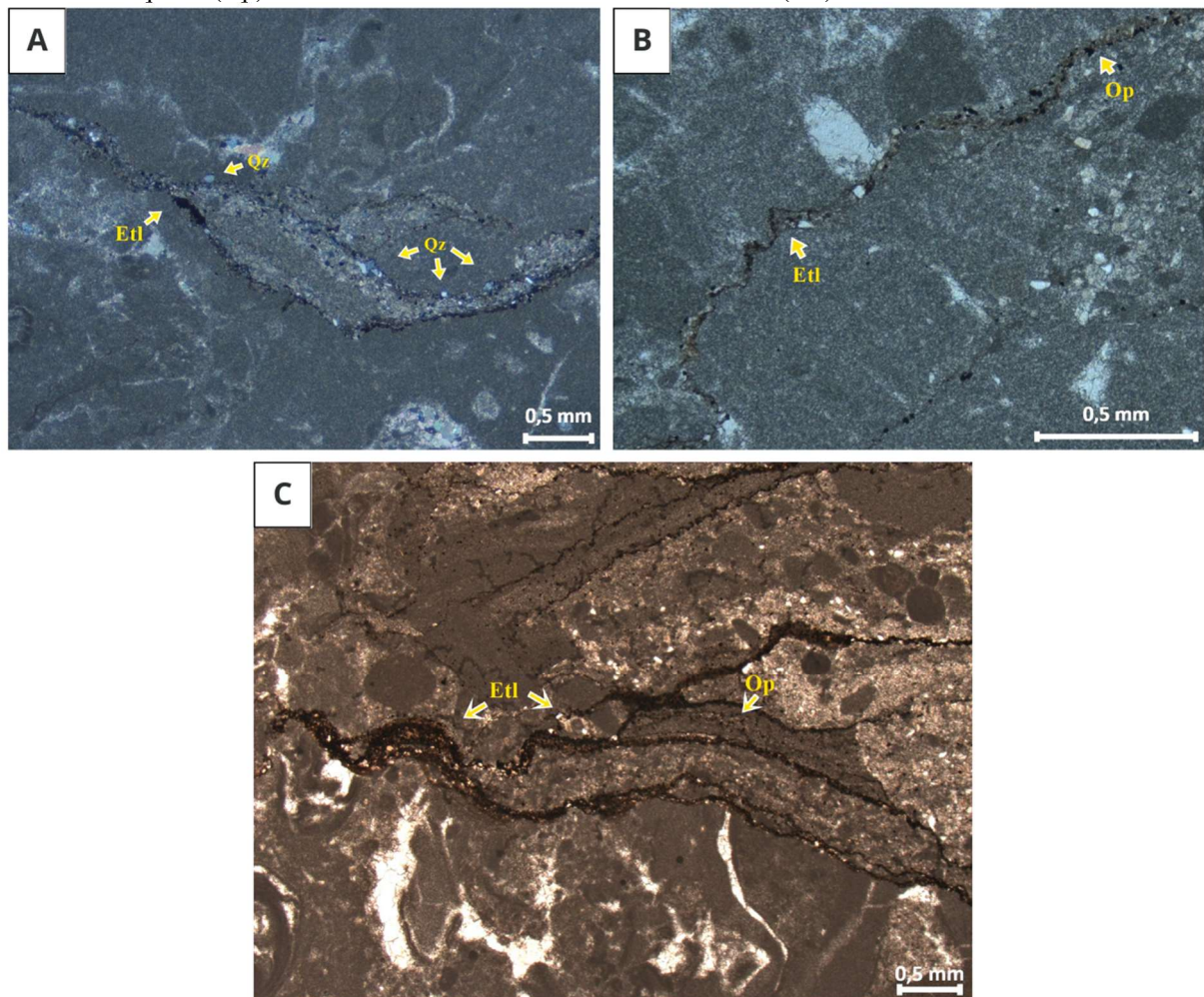
**Interpretação:** Os estilólitos são estruturas de dissolução formadas por pressão-solução, caracterizadas por superfícies irregulares e serrilhadas que resultam da dissolução diferencial de minerais sob condições de compactação química durante a diagênese (FOLK, 1980; FLÜGEL, 2010). Esses planos de dissolução concentram frequentemente resíduos insolúveis, como argilas, matéria orgânica e óxidos de ferro, formando trilhas ou películas escuras ao longo das superfícies estilolíticas (TUCKER; WRIGHT, 1990). As trilhas de óxidos de ferro também ocorrem associadas a essas microfraturas ou planos de dissolução, resultantes da precipitação de minerais ferruginosos transportados por fluidos diagenéticos (BOGGS JR., 2009).

Os estilólitos e trilhas de óxidos de ferro encontrados nas microfácies MF3 e MF5 são interpretados como feições secundárias, originadas por processos de dissolução por pressão associados à compactação química do arcabouço carbonático. Durante esse processo, ocorrem à dissolução preferencial de carbonatos ao longo de planos de maior tensão, resultando em superfícies serrilhadas (Figura 26 B e C) e na concentração de resíduos insolúveis (*dissolution seams*), como argilas, quartzos detríticos e minerais opacos (Figura 26 A e B) ricos em ferro (FLÜGEL, 2010; TUCKER; WRIGHT, 1990). A presença dessas trilhas de óxidos e minerais opacos ao longo dos planos estilolíticos reflete a acumulação desses componentes insolúveis durante a dissolução do carbonato hospedeiro (BOGGS JR., 2009). A orientação predominantemente paralela ao acamamento observada nos estilólitos indica desenvolvimento

sob esforços verticais relacionados ao soterramento progressivo da sucessão sedimentar, característica típica de compactação química em carbonatos.

Os estilólitos desenvolvem-se majoritariamente durante a Mesodiagênese, quando o soterramento progressivo aumenta as tensões efetivas e favorece a compactação química em rochas carbonáticas (FLÜGEL, 2010).

Figura 26: Estilólitos e trilhas de óxido e sílica. A) *Patches* siliciclásticos (*dissolution seams*) descontínuos compostos por quartzo (Qz), associados aos canais de estilólitos (Etl). (NC); B) Estilólito (Etl) irregular e serrilhado seccionando a lâmina delgada e segregações finas de minerais opacos (Op) associados (NP); C) Fotomicrografia evidenciando estilólitos (Etl) com morfologia irregular e serrilhada, formados por dissolução por pressão associada à compactação química. Ao longo dos planos estilolíticos observam-se segregações finas de minerais opacos (Op) concentrados resultados de resíduos insolúveis. (NP).



Fonte: Próprio autor

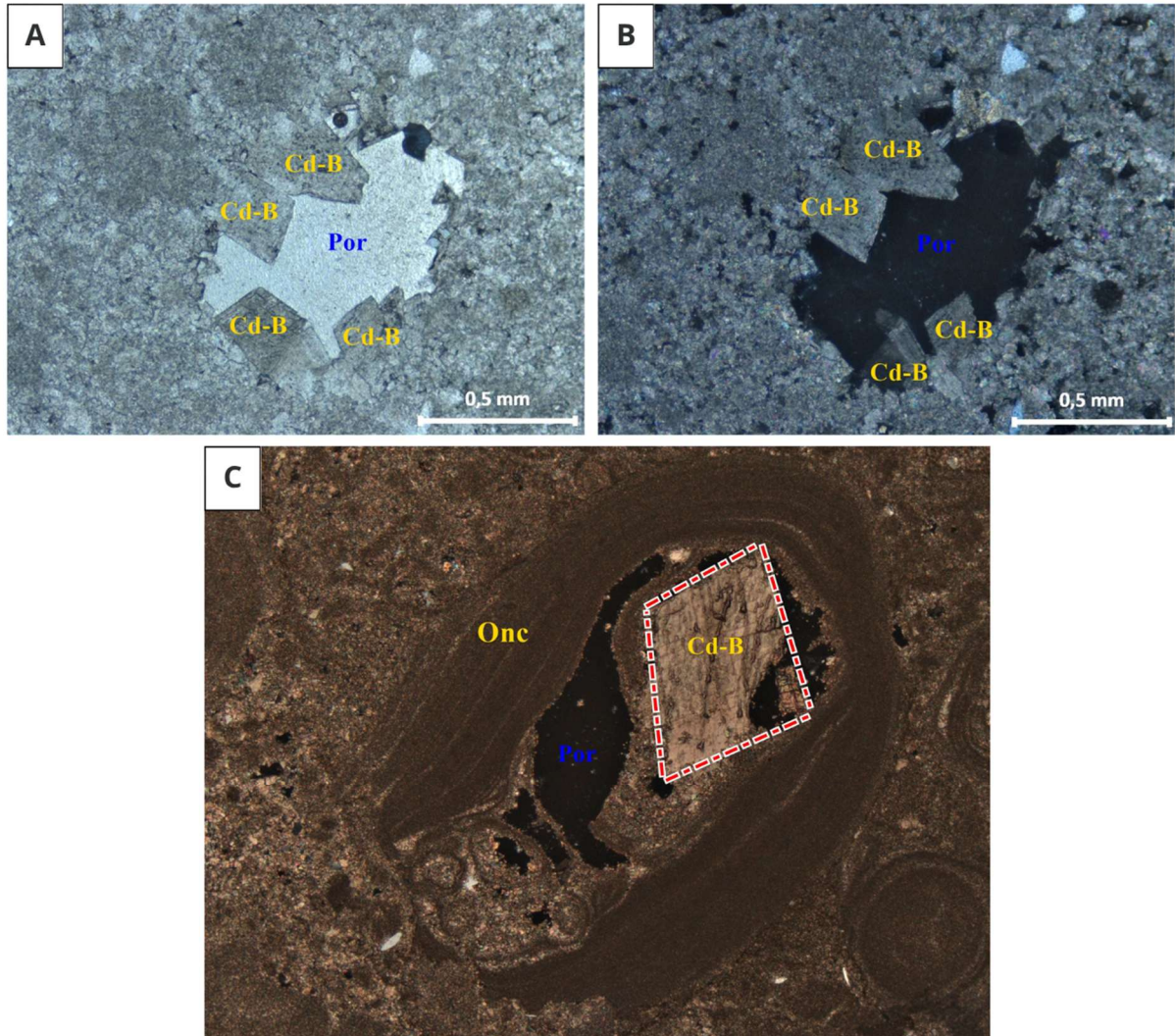
## 5.9 Cimento dolomítico blocoso (Cd-B)

Nos sedimentos analisados, o cimento dolomítico blocoso (Cd-B) ocorre preferencialmente na microfácies MF2- *Dolowackestones*, onde se apresenta como agregados cristalinos euédricos bem desenvolvidos, preenchendo parcialmente a porosidade intergranular em arranjo drúzico (Figura 27 A e B). E na MF5- *Dolorudstones* e *Dolograinstones*, ocorre como cristal blocoso euédrico (~230  $\mu\text{m}$ ), ocupando parcialmente a porosidade intragranular no interior de grãos de oncólitos (Figura 27 C).

**Interpretação:** O cimento dolomítico blocoso (Cd-B) constitui uma fase diagenética comum em rochas carbonáticas, caracterizada por cristais de dolomita blocosa bem desenvolvidos, geralmente euédricos a subédricos, que preenchem porosidades pré-existentes. Sua formação pode estar associada à circulação de fluidos ricos em  $\text{Mg}^{2+}$  em condições de soterramento, refletindo processos de dolomitização tardia em sistemas abertos (Tucker e Wright, 1990; Flügel, 2010). Além disso, sua textura blocosa sugere crescimento em equilíbrio químico relativo, com baixa taxa de nucleação e maior disponibilidade de espaço poroso (Warren, 2000).

Nas microfácies analisadas (MF2 e MF5), o cimento dolomítico blocoso (Cd-B) é interpretado como resultado de cimentação tardia associada à circulação de fluidos diagenéticos durante o soterramento, associado a um estágio pós-mesodiagenético marcado pela circulação de fluidos aquecidos, que favoreceram o preenchimento de porosidades secundárias (Figura 27 A e B). Sua formação está predominantemente relacionada à precipitação química em espaço poroso “cimentação”, e não à substituição direta, ocorrendo a partir de soluções ricas em  $\text{Mg}^{2+}$  sob condições de sistema aberto (Flügel, 2010; Warren, 2000). Esses fluidos promovem dissolução prévia de fases carbonáticas instáveis, gerando espaço poroso que posteriormente são preenchidos por cristais blocosos de dolomita (Figura 27 C). Esse processo envolve uma combinação de dissolução seguida de cimentação tardia, típica de eventos hidrotermais (Tucker e Wright, 1990; Warren, 2000).

Figura 27: Cimento dolomítico blocoso (Cd-B). A) e B) Fotomicrografia mostrando o cimento dolomítico blocoso (Cd-B) com crescimento centrípeto bordejando porosidade intergranular. (A- NP, B- NC); C) cimento dolomítico blocoso (Cd-B) preenchendo parcialmente a porosidade intragranular no interior de um oncólito. (NC).



Fonte: Próprio autor

## 6 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A evolução diagenética das microfácies carbonáticas da Formação Nobres pode ser organizada em 5 estágios principais: Sin-deposicional, Eodiagenético, Mesodiagenético, Deformacional e circulação de fluidos tardios e Telodiagenético conforme apresentado na (Tabela 2). Essa sequência reflete uma progressão contínua de processos físico-químicos, que iniciam ainda durante a deposição dos sedimentos e se intensificam ao longo do soterramento. Nos estágios mais tardios, a compactação química/mecânica e circulação de fluidos desempenha papel fundamental, promovendo modificações mineralógicas, texturais e na porosidade dos sedimentos.

- I. **Sin-deposicional:** Neste estágio, destacam-se os oólitos com lamelas distorcidas, cuja deformação inicial está relacionada a condições hidrodinâmicas de alta energia, principalmente associadas à ação de ondas de tempestade. Esses eventos promovem o retrabalhamento dos grãos e resultam em crescimento irregular das lamelas (CONLEY, 1977; FLÜGEL, 2010). Além disso, a presença de contatos tangenciais entre os grãos indica reorganização precoce do sedimento ainda não consolidado. Em conjunto, esses processos definem a estrutura inicial do arcabouço carbonático e influenciam a evolução diagenética nos estágios posteriores.
  
- II. **Eodiagênese:** Este estágio é marcado pela atuação de fluidos marinhos e pelo início da litificação dos sedimentos. Em condições supersaturadas em  $Mg^{2+}$ , ocorre a precipitação dos cimentos marinhos primários como o cimento dolomítico fibroso (RSD) e o cimento dolomítico romboédrico (RASD), que se desenvolvem de forma isopáquica ao redor dos grãos, promovendo a redução da porosidade primária (HOOD; WALLACE, 2012; 2018). Paralelamente, desenvolve-se a dolomicrita por processo de dolomitização substitutiva da micrita original, obliterando texturas primárias (TUCKER; WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2010). Observa-se também o desenvolvimento das dolomitas xenotópicas e planar (euédrica /subédrica), cuja formação inicia na Eodiagênese e se estende até a Mesodiagênese. Este estágio estabelece uma matriz modificada quimicamente e parcialmente consolidada.
  
- III. **Mesodiagênese:** Com o soterramento progressivo, intensificam-se os processos de compactação mecânica e química. A formação de estilólitos por pressão solução gera superfícies serrilhadas que concentram resíduos insolúveis (*dissolution seams*),

constituídos por minerais opacos, quartzo detrítico e outros componentes resistentes à dissolução (FOLK, 1980; FLÜGEL, 2010). Essas estruturas podem atuar como vias preferenciais para a circulação de fluidos diagenéticos, favorecendo processos adicionais de dolomitização e recristalização. Paralelamente, ocorre a geração de porosidade secundária intergranular e intragranular por dissolução seletiva de constituintes instáveis (CHOQUETTE; PRAY, 1970), podendo localmente conectar-se a sistemas de fraturas secundárias, contribuindo para o aumento da permeabilidade efetiva do sistema (LUCIA, 1999). Além disso, ocorre a precipitação do cimento dolomítico blocoso (Cd-B), interpretado como uma fase de cimentação tardia associada ao preenchimento parcial de porosidades secundárias.

- IV. Deformacional e circulação de fluidos tardios:** Este estágio é caracterizado pela circulação de fluidos aquecidos através de porosidades de fraturas e estilólitos, o que favorece processos de dissolução adicional e a precipitação de sílica, frequentemente relacionados a eventos de reativação tectônica. A presença dessas fraturas silicificadas indica reativação estrutural e sistema aberto (FLÜGEL, 2010). O cimento dolomítico blocoso se apresenta com cristais euédricos a subédricos, preenchendo porosidades secundárias (intergranulares e intragranulares) geradas em espaço aberto e com equilíbrio químico relativo (WARREN, 2000; TUCKER; WRIGHT, 1990). As porosidades de fraturas e os estilólitos atuam como condutos preferenciais dos fluidos, sendo sua gênese e reativação compatíveis com eventos tectônicos que aumentam a conectividade do sistema (LUCIA, 1999; FLÜGEL, 2010).
- V. Telodiagênese:** Neste estágio, a porosidade de fratura foi parcialmente ampliada por dissolução, porém se apresenta com preenchimento parcial por sílica cristalina, o que sugere pulsos tardios de fluidos ricos em SiO<sub>2</sub> circulando em um sistema aberto (TUCKER, 2001; FLÜGEL, 2010). Os estilólitos, formados previamente por compactação química, atuam como zonas de fraqueza reativadas, favorecendo a percolação dos fluidos e a precipitação de sílica ao longo de seus planos (BOGGS JR., 2009). Logo, observa-se um equilíbrio entre geração e oclusão de porosidade, com manutenção parcial da conectividade devido ao preenchimento incompleto das fraturas (LUCIA, 1999; FLÜGEL, 2010).

Logo, a evolução diagenética da Formação Nobres pode ser compreendida como um sistema dinâmico, no qual processos deposicionais iniciais controlam a fábrica carbonática sedimentar, posteriormente modificada por compactação mecânica e química durante o soterramento. A dissolução por pressão gera texturas que canalizam a circulação de fluidos, os quais corroboram com eventos de substituição, dolomitização, geração de porosidade, além de episódios de cimentação e preenchimento de poros secundários (FLÜGEL, 2010; TUCKER, 2001).

Tabela 2: Evolução diagenética das microfácies carbonáticas da Formação Nobres, Grupo Araras, (MT, Brasil).

<b>Diagênese</b>	<b>Sin-deposicional</b>	<b>Eodiagênese</b>	<b>Mesodiagênese</b>	<b>Def/Circulação de fluidos tardios</b>	<b>Telodiagênese</b>
Dolomicrita		—————			
Oólitos com lamelas distorcidas	—————	- - - - -			
Dolomita xenotópica (não planar)		- - - - -	—————		
Dolomita planar (euédrica/subédrica)		—————	- - - - -		
Cimento dolomítico romboédrico-(RASD)		—————			
Cimento dolomítico fibroso-(RSD)		—————			
Cimento dolomítico blocoso (Cd-B)			—————	- - - - -	
Porosidade intergranular e intragranular			—————		
Porosidade de fratura			—————	—————	- - - - -
Estilólitos e trilhas de óxido e sílica			—————	—————	- - - - -

Fonte: Próprio autor

## 7 DISCUSSÕES E IMPLICAÇÕES

### 7.1 Interpretações paleoambiental e ambientes deposicionais

A Formação Nobres registra uma sucessão carbonática amplamente dolomitizada, cuja análise microfaciológica permitiu reconstruir os ambientes deposicionais e sua evolução paleoambiental. A integração entre textura, composição e feições diagenéticas possibilita inferir variações hidrodinâmicas e paleoambientais registradas ao longo da plataforma. Neste contexto, pode-se dizer que as microfácies carbonáticas identificadas refletem uma sedimentação em diferentes subambientes de uma rampa carbonática mista rasa.

- I. **Dolomudstones (MF1):** Representam ambientes de baixa energia, interpretado como laguna restrita a planície de maré (*sabkha*). A textura matriz-suportada, ausência de estruturas primárias e intensa dolomitização pervasiva indicam condições de circulação restrita e alta razão Mg/Ca, que favoreceu a substituição da micrita original por dolomicrita (Flügel, 2010; Tucker e Wright, 1990). A presença de bandas silicosas sugere episódios de precipitação química ou aporte hidrotermal/silicoso em ambiente evaporítico, comum em sistemas restritos proximais do Neoproterozoico (Tucker e Wright, 1990).
- II. **Dolowakstones (MF2):** Representam depósitos de plataforma interna de baixa a moderada energia, provavelmente desenvolvidos em ambiente *subtidal* protegido. A presença de aloquímicos dispersos, como intraclastos micríticos, oólitos e pelóides, indica eventos episódicos de retrabalhamento, enquanto a abundância de matriz sugere sedimentação predominantemente tranquila. A ocorrência subordinada de quartzo detrítico indica influência siliciclástica distal, provavelmente relacionada ao aporte continental episódico (BOGGS JR., 2009).
- III. **Dolopackstones (MF3) e Dolograinstones oolíticos (MF4):** Essas microfácies indicam deposição em ambientes de alta energia em plataforma carbonática rasa, associada à *shoals* e barras de *submaré*. Nos dolopackstones (MF3), a textura grão-suportado e a abundância de intraclastos evidenciam retrabalhamento e transporte de sedimentos parcialmente litificados, típicos de eventos de tempestade (Flügel, 2010; Conley, 1977). A presença de oólitos com lamelas distorcidas reforça essas condições hidrodinâmicas turbulentas e variáveis. Já os dolograinstones oolíticos (MF4) refletem energia ainda mais elevada, com ausência de matriz e predomínio de oólitos e

intraclastos, indicando forte agitação hidrodinâmica, típica de *shoals* oolíticos. Esse tipo de ambiente favorece tanto o retrabalhamento quanto a precipitação de carbonatos, evidenciada pelo cimento dolomítico romboédrico (RASD) (Hood e Wallace, 2012; Hood e Wallace, 2018).

- IV. **Dolorudstones e Dolograinstones Oncolíticos (MF5):** Representam ambientes de energia moderada a alta, desenvolvidos em plataforma interna rasa, provavelmente em áreas adjacentes aos *shoals* oolíticos. A abundância de oncólitos indica crescimento em ambiente de submaré raso, enquanto a presença do cimento dolomítico fibroso (RSD) reforça a ocorrência de precipitação precoce em condições marinhas rasas (Flügel, 2010; Hood e Wallace, 2018).
- V. **Dolograinstone Peloidal (MF6):** Indica deposição em plataforma interna rasa, posicionada na transição entre ambientes *intermaré* e *submaré*, sob energia moderada a alta e variável. A textura grainstone, sem matriz, associada à predominância de peloides e intraclastos, sugere retrabalhamento contínuo e remoção de finos por correntes, compatível com condições hidrodinâmicas ativas (FLÜGEL, 2010; BOGGS JR., 2009). Episódios de maior energia, possivelmente relacionados a tempestades, explicam a concentração de grãos e o caráter bem selecionado do depósito (FLÜGEL, 2010). Além disso, o desenvolvimento de cimento dolomítico primário romboédrico (RASD) sugere precipitação em condições de elevada circulação de fluidos, comum em zonas de *shoals* retrabalhadas (HOOD; WALLACE, 2012; 2018).

As microfácies da Formação Nobres indicam um sistema de rampa carbonática mista rasa, com variações laterais de ambientes desde zonas restritas proximais (*Lagunas de supramaré /Sabkha*), *Shoals* Oolíticos de alta energia e ambientes transicionais (*inter-submaré*) marcados por predominância de processos de sedimentação de baixa energia e retrabalhamento ocasional por correntes de tempestade. A sucessão registra condições de sedimentação modulada por controles hidrodinâmicos e paleoambientais, evidenciados por eventos episódicos de tempestade, retrabalhamento sedimentar, dolomitização precoce e a predominância de ooides/ oncólitos característico de plataformas carbonáticas Neoproterozoicas (Tucker e Wright, 1990; Flügel, 2010; Hood e Wallace, 2018, Catine *et al.* 2020).

### **Microfácies Carbonáticas Nobres versus Associações de Fácies Nobres**

As microfácies carbonáticas da Formação Nobres e as associações de fácies propostas por Rudnitzki (2012, 2015) evidenciam forte convergência conceitual (Tabela 3), apesar das diferentes escalas de análise. Enquanto a abordagem microfaciológica destaca aspectos texturais, composicionais e diagenéticos em escala microscópica, o modelo faciológico regional permite compreender a organização espacial e temporal dos sistemas deposicionais.

As microfácies (MF1 a MF6) indicam sedimentação em um sistema de rampa carbonática rasa, com variações laterais de energia e circulação, abrangendo desde ambientes restritos até zonas de alta energia associadas a *shoals* oolíticos. As dolomudstones (MF1), caracterizadas por matriz micrítica dolomitizada e ausência de estruturas primárias, refletem condições típicas de *sabkha* e *supramaré*, compatíveis com a Associação de Fácies AF1, marcada por condições hipersalinas e circulação restrita (Rudnitzki, 2012, 2015; Tucker e Wright, 1990; Flügel, 2010).

As dolowackestones (MF2) representam depósitos de plataforma interna protegida, com energia baixa a moderada, correlacionáveis aos subambientes de *inframaré* e *intermaré* inferior da AF1 (Rudnitzki, 2012, 2015). A presença de aloquímicos dispersos e matriz dominante sugere sedimentação em condições relativamente tranquilas, com episódios de retrabalhamento associados a correntes de maré. A ocorrência de grãos siliciclásticos reforça a influência de aportes continentais episódicos (Rudnitzki, 2012, 2015; Boggs Jr., 2009).

As microfácies de maior energia, como dolopackstones (MF3) e dolograinstones oolíticos (MF4), indicam ambientes de *shoals* e barras de *submaré*, caracterizados por elevada energia hidrodinâmica e remoção de finos. Essas condições são compatíveis com a AF2, que registra maior atuação de processos trativos e circulação ativa (Rudnitzki, 2012, 2015). A presença de oólitos bem desenvolvidos e ausência de matriz corroboram essa interpretação (Flügel, 2010; Hood e Wallace, 2012).

As microfácies com oncólitos (MF5) e peloides (MF6) refletem condições intermediárias, com energia moderada a alta e significativo retrabalhamento, sendo correlacionáveis às zonas de transição entre *inframaré* e *intermaré* da AF2. A ocorrência de estruturas indicativas de atividade microbiana e variações frequentes do nível relativo do mar reforçam essa interpretação (Rudnitzki, 2012, 2015; Flügel, 2010).

Além disso, transição de AF1 para AF2 é suportada pelas microfácies, que evidenciam aumento progressivo da energia e maior influência siliciclástica, associada ao soerguimento de áreas-fonte e à evolução tectônica regional (Rudnitzki, 2012, 2015).

Por fim, em síntese, as microfácies carbonáticas representam a expressão microscópica dos processos deposicionais registrados em escala regional, confirmando um modelo de plataforma carbonática rasa dominada por sistemas *perimará*, sob clima árido e forte controle hidrodinâmico e tectônico.

Tabela 3: Microfácies Carbonáticas Nobres versus Associação de Fácies Nobres.

Microfácies	Características principais	Ambiente Depositional	Associação de Fácies Relacionada	Energia Hidrodinâmica	Principais Evidências/ Interpretação
<b>MF1 – Dolomudstones</b>	Matriz micrítica dolomitizada; ausência de estruturas primárias	<i>Sabkha</i> e <i>supramaré</i>	AF1	Baixa	Condições hipersalinas e circulação restrita; ambiente muito raso e protegido
<b>MF2 – Dolowackestones</b>	Matriz dominante com aloquímicos dispersos; presença de siliciclásticos	Plataforma interna protegida; <i>inframaré</i> e <i>intermaré</i> inferior	AF1	Baixa a Moderada	Sedimentação tranquila com episódios de retrabalhamento por marés; influência continental episódica
<b>MF3 – Dolopackstones</b>	Redução da matriz e maior concentração de grãos	<i>Shoals</i> e barras de <i>submaré</i>	AF2	Moderada a Alta	Atuação de processos trativos e circulação mais ativa
<b>MF4 – Dolograinstones Oolíticos</b>	Oólitos bem desenvolvidos; ausência de matriz	<i>Shoals oolíticos</i> de alta energia	AF2	Alta	Forte hidrodinamismo e remoção de finos; ambiente mais energético
<b>MF5- Dolorudstones / Dolograinstones Oncolíticos</b>	Presença de oncólitos e estruturas relacionadas à atividade microbiana	Zona de transição entre <i>inframaré</i> e <i>intermaré</i>	AF2	Moderada a Alta	Retrabalhamento frequente e oscilações do nível relativo do mar
<b>MF6- Dolograinstones Peloidal</b>	Abundância de peloides; sinais de retrabalhamento	Transição <i>inframaré/intermaré</i>	AF2	Moderada a Alta	Indícios de variações ambientais frequentes e circulação mais dinâmica

Fonte: Próprio autor

## 7.2 Dolomitização e permoporosidade

A evolução da permoporosidade nas microfácies carbonáticas da Formação Nobres está intimamente relacionada à interação entre processos deposicionais e, sobretudo, a sua história diagenética dominada pela dolomitização. Inicialmente, em microfácies de granulometria fina (MF1), observa-se uma dolomitização pervasiva que causou a recristalização completa da micrita original, resultando em uma dolomicrita com textura homogênea e ausência de porosidade efetiva. Esse estágio indica redução drástica de permoporosidade devido à obliteração da fábrica primária, típica de sistemas fortemente recristalizados (Flügel, 2010).

Na microfácies (MF2), a dolomitização substitutiva passa a exercer duplo papel. Por um lado, a recristalização da matriz gera porosidades secundárias intergranular, favorecendo o desenvolvimento de espaços porosos (Lucia, 1999; Flügel, 2010). Por outro lado, a precipitação do cimento dolomítico blocoso (Cd-B) com crescimento centrípeto tende a reduzir parcialmente esses espaços, o que evidencia um equilíbrio entre geração e oclusão de poros. Na MF3, a ausência de porosidade efetiva pode estar relacionada aos efeitos combinados da compactação química (estilólitização) e da dolomitização pervasiva da matriz residual, e não apenas à compactação mecânica.

Nas microfácies (MF4 e MF5), a evolução da porosidade é mais favorável ao desenvolvimento de sistemas de reservatório. A porosidade intergranular primária é parcialmente preservada; entretanto a precipitação dos cimentos marinhos como o cimento dolomítico romboédrico (RASD), e o cimento dolomítico fibroso (RSD) promovem redução significativa dessa porosidade ainda na Eodiagênese (Hood e Wallace, 2012). Posteriormente processos mesodiagenéticos como dissolução seletiva de aloquímicos (ex: oncólitos), geram porosidade intragranular secundária, favorecendo o volume poroso (Choquette e Pray, 1970). Em complemento, o surgimento de fraturas interconectadas aumenta substancialmente a permeabilidade do sistema, gerando vias preferenciais para o fluxo de fluidos. Em (MF6), a ausência de porosidade efetiva pode estar associada ao intenso desenvolvimento do cimento dolomítico romboédrico (RASD), responsável pela oclusão precoce dos poros intergranulares durante a Eodiagênese.

Os registros de dolomitização exercem portando controle fundamental no potencial de reservatório. A dolomitização substitutiva altera a geometria e o arranjo dos cristais, podendo favorecer a geração de novos espaços porosos intercristalinos e intergranulares (Sibley e Gregg, 1987). Entretanto eventos de cimentação dolomítica precoce tendem a reduzir a

porosidade primária. Já em estágios mais tardios, a dissolução e fraturamento podem restaurar de forma significativa a qualidade de reservatório (Lucia, 1995).

Os processos diagenéticos da Formação Nobres revelam um comportamento dual quanto à permoporosidade (Tabela 4): A dolomitização inicial obliterou pervasivamente a porosidade primária, por outro lado, em estágios mais avançados, como nas microfácies (MF4 e MF5), a dissolução seletiva e o fraturamento aumentaram significativamente o sistema poroso corroborando com sua reconstrução. Esse balanço indica uma heterogeneidade espacial na qualidade de reservatório, especialmente nas microfácies MF4 e MF5, onde a associação entre porosidade secundária por dissolução e sistemas de fraturas favorece melhores condições de armazenamento e fluxo de fluidos.

Tabela 4: Relação de permoporosidade das microfácies carbonáticas da Formação Nobres, Grupo Araras, (MT, Brasil).

<b>Microfácies</b>	<b>Textura</b>	<b>Processos Diagenéticos Dominantes</b>	<b>Tipos de Porosidade</b>	<b>Efeitos na permoporosidade</b>	<b>Potencial de Reservatório</b>
<b>MF1- Dolomudstones</b>	Matriz suportada	Dolomitização pervasiva (dolomicrita)	Ausente	Obliteração total da porosidade primária	Muito baixo
<b>MF2- Dolowakstones</b>	Matriz suportada	Dolomitização substitutiva + Cimentação dolomítica	Intergranular e intercristalina (secundária)	Geração + oclusão parcial de poros	Moderado
<b>MF3- Dolopackstones</b>	Grão suportado com matriz	Dolomitização + compactação (estilólitos)	Ausente	Redução por compactação mecânica	Muito baixo
<b>MF4- Dolograinsstones Oóliticos</b>	Grão suportado	Cimentação marinha (RASD) + Fraturamento	Fratura (secundária)	Redução inicial + aumento de permeabilidade por fraturas	Alto
<b>MF5- Dolorudstones / Dolograinsstones Oncolíticos</b>	Grão suportado	Cimentação marinha (RSD) + dissolução seletiva	Intragranular (secundária)	Geração de porosidade secundária	Alto
<b>MF6- Dolograinsstones Peloidal</b>	Grão suportado	Cimentação marinha (RASD)	Ausente	Redução por cimentação	Muito baixo

Fonte: Próprio autor

### 7.3 Cimentação marinha primária no contexto dos Aragonite-Dolomite Seas do Neoproterozoico

Os cimentos marinhos dolomíticos primários, como *Radiaxial Slow Dolomite* (RASD) e *Radial Slow Dolomite* (RSD) descritos por Hood e Wallace (2011, 2012, 2018), constituem feições texturais de grande relevância em rochas carbonáticas do Neoproterozoico. A formação destes cimentos está diretamente associada a condições geoquímicas específicas dos oceanos Neoproterozoicos, que se diferenciam de forma significativa dos oceanos atuais. Os chamados *Aragonite- Dolomite Seas* do Neoproterozoico eram caracterizados por razões elevadas de Mg/Ca na água do mar, favorecendo a precipitação simultânea de aragonita, calcita magnesiana e dolomita ((Hood e Wallace, 2018). Essas condições geoquímicas diferenciadas, possivelmente associadas a baixos teores de sulfato e ambientes anóxicos, ampliavam a estabilidade dos carbonatos ricos em magnésio (Hood e Wallace, 2012; 2018).

Condições que eram comuns em plataformas carbonáticas sujeitas a intensa evaporação e circulação restrita de água, onde a química da água do mar era propícia à precipitação precoce de minerais dolomíticos. Assim, a presença do (RASD) e (RSD) sugere que esses cimentos se formaram muito cedo, ainda durante ou logo após a deposição dos sedimentos (sin-sedimentar a eodiagenético), frequentemente associados a zonas de alta energia na interface água-sedimento (HOOD; WALLACE, 2012; 2018).

Apesar de sua grande importância, esses cimentos ainda são pouco documentados em sucessões carbonáticas brasileiras. Um dos poucos estudos detalhados é o de Tito (2024), o qual descreve a ocorrência dos cimentos marinhos primários na Formação Bocaina- Faixa Paraguai Sul. Em contrapartida, em outras unidades carbonáticas relevantes do Brasil, como por exemplo o Grupo Bambuí- especialmente Formação Sete Lagoas predominam estudos voltados à análise de fácies e à diagênese tardia, como observado em Vieira *et al.* (2007). Porém, abordagens específicas sobre cimentos dolomíticos primários ainda são escassas, o que evidencia uma lacuna importante no conhecimento.

Por fim, a identificação sistemática dos cimentos marinhos primários em sucessões carbonáticas brasileiras representará um importante avanço, pois estas feições podem representar um dos primeiros registros diretos de precipitação dolomítica primária em plataformas neoproterozoicas sul-americanas, reforçando sua importância como marcadores estratigráficos e paleoambientais deste período (Hood e Wallace, 2012; Tucker, 2001). Em complemento, o reconhecimento/ interpretação destas feições texturais são fundamentais para

a reconstrução de modelos deposicionais mais representativos para a compreensão da evolução química dos oceanos ao longo do Neoproterozoico.

## 8 CONCLUSÕES

Este projeto final curso teve como objetivo caracterizar as microfácies carbonáticas e compreender a evolução diagenética da Formação Nobres, Grupo Araras, contribuindo para a interpretação paleoambiental dessa sucessão carbonática neoproterozoica. A partir da análise micropetrográfica de 23 lâminas delgadas, foi possível integrar dados texturais, composicionais e diagenéticos, que permitiram uma reconstrução coerente dos modelos deposicionais e da história pós-deposicional dessa unidade.

Os resultados obtidos indicaram a presença de seis microfácies principais (MF1 a MF6), que refletem condições deposicionais variando de ambientes de baixa energia, como *planície de maré* e *sabkhas*, até ambiente de alta energia associados a *shoals* oolíticos. Essa variação evidencia um sistema de rampa carbonática rasa dominado por processos de *perimará*, sob clima árido influenciado por oscilações do nível do mar (Tucker e Wright, 1990; Flügel, 2010). As observações entre as microfácies carbonáticas e associações de fácies refletem um modelo evolutivo de aumento progressivo de energia hidrodinâmica e contribuição siliciclásticas, que corroboram com interpretações regionais previamente propostas (Rudnitzki, 2012, 2015).

No que se refere à evolução diagenética, foi possível reconhecer uma sequência paragenética bem definida, envolvendo estágios sin-deposicional, eodiagenético, mesodiagenético, deformacional/circulação de fluidos tardios e telodiagenético. No qual evidenciam processos como: dolomitização pervasiva, compactação mecânica e química, dissolução por pressão e cimentação por dolomita, que atuaram de forma integrada na modificação da fábrica carbonática original (Flügel, 2010; Tucker, 2001). A ocorrência de cimentos marinhos primários, como a *Radiaxial Slow Dolomite* (RASD) e a *Radial Slow Dolomite* (RSD), indica condições de supersaturação em  $Mg^{2+}$  durante a eodiagênese, que contribuíram significativamente para a redução da porosidade primária (Hood e Wallace, 2012).

Em síntese, as limitações deste trabalho foram, o número restrito de amostras analisadas e ausência/ aplicações demais técnicas como: geoquímica, espectrometria de massa e catodoluminescência, que poderiam refinar ainda mais os dados obtidos e as condições de dolomitização. Em complemento, a escala microscópica, embora detalhada, não contempla integralmente as heterogeneidades da unidade.

Por fim, sugere-se que trabalhos futuros integrem análise geoquímica, isotópicas e catodoluminescência, essenciais para aprofundar o entendimento dos mecanismos de

dolomitização e sua relação com a evolução tectono-sedimentar. Adicionalmente, investigações sistemáticas sobre cimentos marinhos primários em outras sucessões neoproterozoicas brasileiras contribuirá significativamente para a reconstrução paleoambiental desse período, fortalecendo ainda mais o conhecimento sobre a evolução das plataformas carbonáticas associadas a eventos glaciais do final do Pré-Cambriano.

## 9 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN, F. F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco Craton region, Brazil. *Geology*, Boulder, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton Amazônico e sua influência na evolução geológica do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 265-281.

ALMEIDA, R. P. et al. Authigenic carbonate precipitation in Ediacaran oceans: evidence from the Guia Formation, Brazil. *Precambrian Research*, v. 362, p. 106287, 2021.

ALMEIDA, R. P. et al. Microbialites in the aftermath of the Marinoan glaciation: the case of the Ediacaran cap carbonates in the Amazon Craton. *Sedimentary Geology*, v. 443, p. 106330, 2023.

ALVARENGA, C. J. S. et al. Glaciation in the Neoproterozoic of the Araras Group, Brazil: evidence from carbonate cap deposition and isotope data. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1-4, p. 1-26, 2004.

ALVARENGA, C. J. S. et al. The stratigraphy of the Neoproterozoic carbonate-siliciclastic sequences of the Paraguay Belt, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, n. 4, p. 519-529, 2000.

ALVARENGA, C. J. S.; FIGUEIREDO, M. F.; BABINSKI, M.; SANTOS, R. V. Glaciations in the Neoproterozoic of Brazil. *Developments in Precambrian Geology*, v. 14, p. 167-181, 2006.

ALVARENGA, C. J. S.; SAES, G. S. Neoproterozoic carbonate platforms of the Araras Group, Mato Grosso, Brazil. *Precambrian Research*, v. 59, n. 1, p. 1-22, 1992.

BABINSKI, M. Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil Central. 2011. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

BANDEIRA, J. et al. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 323-340, 2012.

BARRON, A. J. Severe storms during Earth history. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 601-612, 1989.

BASEI, M. A. S.; BRITO NEVES, B. B. Características geológicas da transição Proterozoico-Fanerozoico no Brasil. In: GUTIÉRREZ MARCO, J. G.; RÁBANO, I. (ed.). Paleozóico Inferior de Iberoamérica. Mérida: Universidad de Extremadura, 1992. p. 331-342.

BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. Origin of Sedimentary Rocks. 2. ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1980.

BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; ALVARENGA, C. J. S. Faixa Paraguai: estratigrafia, sedimentologia e evolução tectônica. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2010. p. 317-338.

BOGGIANI, P. C.; FAIRCHILD, T. R.; COIMBRA, A. M. Microbialitos da Formação Nobres, Grupo Araras, Faixa Paraguai. Revista Brasileira de Geociências, v. 40, n. 4, p. 541-556, 2010.

BOGGS JR., S. Petrology of Sedimentary Rocks. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 600 p.

BUDD, D. A. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. Earth-Science Reviews, v. 42, n. 1-2, p. 1-47, 1997.

CÁCERES, A. A. et al. Evolução sedimentar e controle tectônico do Grupo Alto Paraguai na Faixa Paraguai Norte, Brasil. Geologia USP. Série Científica, v. 21, n. 2, p. 45-62, 2021.

CANTINE, M. D.; KNOLL, A. H.; BERGMANN, K. D. Carbonates before skeletons: a database approach. Earth-Science Reviews, v. 201, p. 103065, 2020.

CAXITO, F. A. et al. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. Chemical Geology, v. 481, p. 119-132, 2018.

CAXITO, F. A. et al. The Araras Group (Brazil) and the Ediacaran-Cambrian transition in central Gondwana: stratigraphy, paleogeography, and detrital zircon record. Precambrian Research, v. 368, p. 106484, 2022.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.

CONLEY, R. F. Ooids with deformed laminae. Journal of Sedimentary Petrology, v. 47, n. 2, p. 617-623, 1977.

DALZIEL, I. W. D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today, v. 2, p. 240-241, 1992.

DAVIES, G. R.; SMITH, L. B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bulletin*, v. 90, n. 11, p. 1641-1690, 2006.

DICKSON, J. A. D. Graphical modelling of crystal aggregates and its relevance to cement diagenesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 1983.

DOMACK, E. W.; HOFFMAN, P. F. An ice grounding-line wedge from the Ghaub glaciation (635 Ma) on the distal foreslope of the Otavi carbonate platform, Namibia, and its bearing on the Snowball Earth hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, n. 7-8, p. 1448-1477, 2011.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (ed.). *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108-121.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781, 1971.

FLÜGEL, E. *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer, 976 p, 2010.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 43, p. 1-38, 1959.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W. E. (ed.). *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 62-84.

HALVERSON, G. P. et al. A Neoproterozoic stratigraphic record from the eastern Congo Craton: the Mbuji-Mayi Supergroup, Democratic Republic of Congo. *Precambrian Research*, v. 127, p. 349-377, 2004.

HOFFMAN, P. F. et al. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, v. 3, e1600983, 2017.

HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, v. 14, p. 129-155, 2002.

HOOD, A. V. S.; WALLACE, M. W. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Global and Planetary Change*, 2018.

HOOD, A. V. S.; WALLACE, M. W. Synsedimentary diagenesis in a Cryogenian reef complex: ubiquitous marine dolomite precipitation. *Sedimentary Geology*, v. 255-256, p. 56-71, 2012.

HOOD, A. V. S.; WALLACE, M. W.; DRYSDALE, R. N. Neoproterozoic aragonite-dolomite seas? Widespread marine dolomite precipitation in Cryogenian reef complexes. *Geology*, v. 39, n. 9, p. 871-874, 2011.

HOOD, A. V. S.; WALLACE, M. W.; REED, C. P.; HOFFMANN, K.-H.; FREYER, E. E. Enigmatic carbonates and copper mineralisation in the Otavi Group, Otavi Fold Belt, Namibia: a prelude to extreme Cryogenian anoxia *Sedimentary Geology*, v. 318, p. 12-31, 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Base territorial e dados geográficos do estado de Mato Grosso. Rio de Janeiro: IBGE, 2021.

KNECHT, M.; ALVARENGA, C. J. S.; BABINSKI, M. Provenance and depositional setting of the Bambuí Group. *Sedimentary Geology*, v. 289, p. 40-55, 2013.

LI, W. et al. Definition and measurement of porosity in carbonate reservoirs. *Advances in Resources Research*, 2025.

LUCIA, F. J. Carbonate Reservoir Characterization. 2. ed. Berlin: Springer, 1999.

LUCIA, F. J. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin*, v. 79, n. 9, p. 1275-1300, 1995.

MACHEL, H. G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 235, p. 7-63, 2004.

MACHEL, H. G.; MOUNTJOY, E. W. Chemistry and environments of dolomitization: a reappraisal. *Earth-Science Reviews*, v. 23, n. 3, p. 175-222, 1986.

MCGEE, B. et al. Sedimentary response to Ediacaran icehouse-greenhouse transitions in South America. *Geology*, v. 51, n. 3, p. 245-249, 2023.

MCGEE, B.; BABINSKI, M.; TRINDADE, R.; COLLINS, A. S. Tracing final Gondwana assembly: age and provenance of key stratigraphic units in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 307, p. 1-33, 2018.

MCGEE, B.; STRUCK, U.; BOGGIANI, P. C. Neoproterozoic carbon cycling and the rise of atmospheric oxygen: insights from the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 342, p. 105650, 2020.

MILHOMEM NETO, J. M.; NOGUEIRA, A. C. R.; MACAMBIRA, M. J. B. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 2, p. 385-400, 2013.

NOGUEIRA, A. C. R. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozoico. 2003. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R. et al. The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. In: SIAL, A. N. et al. (ed.). *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*. 1. ed. Washington, DC: American Geophysical Union, 2019. p. 89-114. (Geophysical Monograph, 240).

NOGUEIRA, A. C. R. Neoproterozoic sedimentation and tectonics on the western margin of the Amazon Craton, Brazil. 2003. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 4, p. 576-587, 2006.

NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A. N.; MOURA, C. A. V.; TRINDADE, R. I. F.; FAIRCHILD, T. R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, v. 237, n. 1-2, p. 168-190, 2007.

OLIVEIRA, F. T. et al. Stromatolite morphotypes and their paleoenvironmental significance in the Ediacaran Mirassol d'Oeste Formation, Brazil. *Facies*, v. 69, n. 2, p. 1-18, 2023.

PAULA-SANTOS, G. M. et al. New constraints on the age and paleoenvironment of the Araras Group (Brazil) from carbonate clumped isotopes. *Precambrian Research*, v. 352, p. 106023, 2021.

PINHO, F. E. C.; ALVARENGA, C. J. S.; BOGGIANI, P. C. Estudo estratigráfico e sedimentológico do Grupo Araras na porção norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. *Geociências*, v. 34, n. 2, p. 253-267, 2015.

PLAYFORD, P. E. Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, v. 124, 440 p., 1980.

RAMOS, V. A.; VUJOVICH, G.; MARTINO, R.; OTAMENDI, J. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, v. 50, p. 243-255, 2010.

RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; FANNING, C. M.; BALDO, E. G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; GALINDO, C.; DAHLQUIST, J. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, v. 83, p. 49-82, 2007.

READING, H. G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3. ed. Oxford: Blackwell Publishing, 1996.

REIS, H. L. S.; SUSS, J. F. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: an example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 339, p. 83-103, 2016.

REN, M.; JONES, B. Dolomite recrystallization and fabric-destructive dolomitization in Ediacaran cap dolostones. *Sedimentary Geology*, v. 446, p. 106345, 2023.

ROMERO, G. R. et al. 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. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 120, p. 104085, 2022.

RUDNITZKI, I. D. et al. Sequence development in an Ediacaran rift to passive margin carbonate-siliciclastic transition, Nobres Formation, Araras Group, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 205-224, 2016.

RUDNITZKI, I. D. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da porção superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Estado de Mato Grosso*. 2015. 164 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2015.

RUDNITZKI, I. D.; NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C.; FAIRCHILD, T. R. *Paleoambiente e estratigrafia da Formação Nobres do Grupo Araras*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n. 4, p. 635-643, 2012.

SANDBERG, P. A. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 1983.

SANTOS, H. P. et al. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, v. 14, n. 4, p. 11-38, 2014.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2003.

SEPEDA, L.; NOGUEIRA, A.; SANTOS, R.; PINHEIRO, R. V. Origem das brechas cimentadas da Formação Serra do Quilombo, Ediacarano da Bacia Araras-Alto Paraguai, sul do Cráton Amazônico. Trabalho apresentado em conferência científica, 2023.

SHARIFI, J.; SABERI, M. R. Quantitative evaluation of fracture porosity in a carbonate reservoir using analytical method. EAGE Conference Proceedings, 2022.

SIBLEY, D. F.; GREGG, J. M. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, n. 6, p. 967-975, 1987.

SILVA JR., J. B. 2011. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

SLAUGHTER, M.; HILL, R. J. The influence of organic matter in organogenic dolomitization. *Journal of Sedimentary Research*, v. 61, n. 2, p. 296-303, 1991.

SOUZA, A. L. Evolução sedimentar e diagênese da Formação Nobres, Grupo Araras, Faixa Paraguai (MT). 2012. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

SOUZA, E. J. Tectônica pós-colisional e estratigrafia da cobertura neoproterozoica-cambriana da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres (MT). 2012. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2012. 65 f.

SPENCE, G. H. et al. Ediacaran ice-rafted debris in the Nama Group, Namibia: implications for Snowball Earth dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 459, p. 141-158, 2016.

TERRA, G. J. S. et al. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.

TEWARI, V. C.; TUCKER, M. E. Ediacaran Krol carbonates of the Lesser Himalaya, India: stromatolitic facies, depositional environment and diagenesis. In: TEWARI, V. C.; TUCKER, M. E. *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. 2011.

TITO, P. O. Análise microfaciológica e diagenética dos dolomitos e fosforitos da Formação Bocaina – Faixa Paraguai Sul, Mato Grosso do Sul. 2024. 78 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2024.

TOHVER, E. et al. Closure of the Clymene Ocean and assembly of southwestern Gondwana: evidence from the Paraguai Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 178, n. 3, p. 176-190, 2010.

TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, v. 147, p. 193-222, 2006.

TOHVER, E.; TRINDADE, R. I. F.; SOLUM, J. G.; HALL, C. M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A. C. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon Craton. *Geology*, v. 38, p. 267-270, 2010.

TOKASHIKI, C. C.; SAES, G. S. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, Baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 4, p. 661-675, 2008.

TROMPETTE, R. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema, 1994. 350 p.

TROMPETTE, R. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, v. 82, n. 1-2, p. 101-112, 1997.

TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C. J. S.; WALDE, D. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil): depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 587-597, 1998.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology*. Oxford: Blackwell Science, 1991.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 2001.

TUCKER, M. E. The Precambrian-Cambrian boundary: seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in metazoan evolution, extinction and biomineralization. *Journal of the Geological Society*, 1992.

TUCKER, M. E.; JONES, S. J. *Sedimentary Petrology*. 4. ed. Hoboken: Wiley, 2023. 448 p.

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Science, 1990. 482 p.

UHLIEN, A. et al. The Cryogenian-Ediacaran transition in the southern Amazon Craton: carbon isotopes and stratigraphic correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 93, p. 198-211, 2019.

UHLIEN, G. J. et al. Fibrous crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: origin and significance. *Sedimentology*, v. 70, n. 2, p. 543-562, 2023.

VIEIRA, L. C.; ALMEIDA, R. P.; TRINDADE, R. I. F.; NOGUEIRA, A. C. R.; JANIKIAN, L. A. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, supl., p. 168-181, 2007.

WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, v. 52, n. 1-3, p. 1-81, 2000.

WILSON, J. L. *Carbonate Facies in Geologic History*. New York: Springer-Verlag, 1975.

WOODY, R. E.; GREGG, J. M. Effect of Texture on Petrophysical Properties of Dolomite. *AAPG Bulletin*, 1996.

WRIGHT, V. P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Science, 1992.