



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

VALBER DO CARMO DE SOUZA GAIA

PETROGRAFIA DA CAPA DOLOMÍTICA NEOPROTEROZOICA DO
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE MIRASSOL D'OESTE,
MATO GROSSO

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PA
FEVEREIRO – 2012

VALBER DO CARMO DE SOUZA GAIA

PETROGRAFIA DA CAPA DOLOMÍTICA NEOPROTEROZOICA DO
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE MIRASSOL D'OESTE,
MATO GROSSO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Geólogo - Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira.

Coorientador: Prof. Msc Joelson Lima Soares

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

G137p Gaia, Valber do Carmo de Souza

Petrografia da capa dolomítica neoproterozoica do Sul do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso / Valber do Carmo de Souza Gaia; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira; Coorientador: Joelson Lima Soares – 2012

128 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2012.

1. Petrologia – Mato Grosso(MT). 2. Capas carbonáticas. 3. Neoproterozoico. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Soares, Joelson Lima, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22^a ed.: 552.09817

VALBER DO CARMO DE SOUZA GAIA

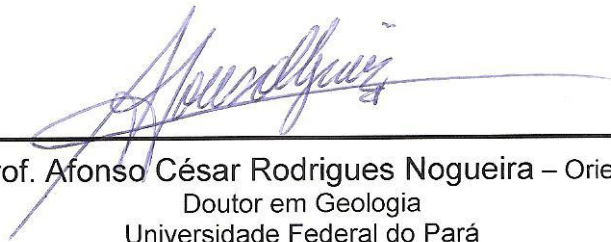
PETROGRAFIA DA CAPA DOLOMÍTICA NEOPROTEROZOICA DO
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE MIRASSOL D'OESTE,
MATO GROSSO

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará (UFPA), como requisito
de cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Geólogo - Bacharel
em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:



Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Rômulo Simões Angélica – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior - Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

*Aos meus pais,
Por todo esforço e dedicação para minha educação.*

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida e por ter me dado oportunidades de conquistar meus objetivos.

Aos meus pais Valter e Marilda, pela inspiração de vida, baseada na luta cotidiana, caráter e louvor a Deus e pela coragem e confiança de me enviar para outra cidade para estudar.

A minha irmã Maísa

A minha tia Precila por ter me acolhido em Belém e ter sido a minha segunda mãe desde os meus 10 anos e, me ensinado coisas de grande valor na vida.

Ao meu tio Doriédson e tia Rosária pelo suporte durante muitos anos.

A Universidade Federal do Para, instituto de Geociências e Faculdade de Geologia.

Ao Programa de Educação Tutorial – PET, especialmente ao professor tutor Vladimir Távora.

Ao meu orientador Prof^o Dr. Afonso Nogueira que me auxiliou e me deu suporte para realizar o presente trabalho, assim como por me disponibilizou uma bolsa financiada pela PETROBRÁS. Além disso, pela paciência e amizade durante esse período.

Ao meu co-orientador prof^o Msc. Joelson Soares por sua valiosa ajuda no trabalho em todas as etapas, desde as orientações iniciais básicas até a etapa final de correção do texto.

A bibliotecária Lúcia Imbiriba e a minha tia Auricléa pela ajuda na formatação do trabalho

A minha namorada Sulsiene Machado pelo companheirismo e ajuda no trabalho

Aos meus amigos da turma de 2007, em especial a(o) Rubem, Nayan, Rodrigo James, Leonardo, Anderson, Camila, Carla, Indyhaia, Nathan, Marcela, Yuri, Adriel por todos os momentos bons e ruins que nos levaram a esse momento.

Aos demais amigos do Grupo GSED, em especial ao José Bandeira e Isaac, Francisco (Latino) e Cléber pelo auxílio em vários momentos.

RESUMO

A capa dolomítica da Formação Mirassol d'Oeste está inserida no contexto da última glaciação criogeniana (635 Ma) e representa a base do Grupo Araras, ocorrendo na borda sul do Cráton Amazônico, município de Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso. A caracterização petrográfica permitiu identificar três microfácies carbonáticas: ***dolomudstone***, ***doloboundstone*** ***dolopackstone/dolomudstone***. A microfácies *dolomudstone* apresenta dolomita microcristalina geralmente neomorfisada, gradando para dolomita microespática a pseudoespática, com porosidade vug e móldica, peloides e discretas laminações. O *doloboundstone* também apresenta dolomita microcristalina frequentemente neomorfisada para microesparitos a pseudoesparitos. Ocorre porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto e cristais de dolomita formando a laminação fenestral (laminação estromatolítica), assim como porosidade vug e móldica. O *dolomudstone/dolopackstone* diferencia-se do *dolomudstone* pelas laminações fenestrais e do *doloboundstone* pelo fato da laminação fenestral ser parte de megamarcas onduladas, formadas em regime fluxo oscilatório. Além de apresentar cristais ripiformes de pseudomorfos de gipsita de composição silico-aluminosa (Si, Al e O). Os processos diagenéticos identificados foram: 1) cimentação eodiagenética (calcita, sílica e gipsita), mesodiagenética (dolomita e calcita) e telodiagenética (óxido/hidróxido de Fe); 2) neomorfismo iniciou-se no final da eodiagênese até a mesodiagênese; 3) formação de porosidade secundária, representada por fraturas, vugs e poros móldicos; 4) migração de hidrocarboneto que ocorre quase concomitantemente a formação do cimento de dolomita euédrica e em sela; 5) compactação com formação de estilólitos; 6) formação de minerais autigênicos de pirita, pirrotita(?) e óxidos de Mn, Fe e Ti; 7) dissolução tardi-mesodiagética a telodiagenética formando poros móldicos e vugs e mobilizando o hidrocarboneto. A precipitação da dolomita é associada a atividade microbiana e as laminações são resultado da formação de tapetes microbianos que assimilam a dolomita microcristalina. A deposição da capa dolomítica ocorreu em plataforma marinha eufótica moderadamente profunda, de baixa energia, com água saturadas em Ca^{2+} , MgSO_4^{2-} e HCO_3^- , que proporcionou a precipitação de dolomita micrítica.

Palavras-chave: Petrologia – Mato Grosso (MT). Capas carbonáticas. Neoproterozoico.

ABSTRACT

The cap dolomite of Mirassol d'Oeste Formation is placed in the last cryogenian glaciation context (635 Ma) and represents the base of the Araras Group, occurring in the southern border of the Amazon Craton, district of Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. The petrographic characterization provides the identification of three carbonate microfacies: dolomudstone, doloboundstone and dolopackstone/dolomudstone. The dolomudstone microfacies is composed for microcrystalline dolomite often neomorphic, changing the crystal size for microspar and pseudospar dolomite. Occurs vugs and moldic porosity and discreet laminations. The doloboundstone microfacies shows also the microcrystalline dolomite commonly neomorphic grading for microspar and pseudospar dolomite. The fenestral porosity is filled by hydrocarbon and dolomite's crystals showing the fenestral lamination (stromatolitic lamination). Furthermore, there is the vug e moldic porosity. The dolopackstone/dolomudstone microfacies differs from dolomudstone in the fenestral lamination and from the doloboundstone because the fenestral lamination is part of megaripples bedding, interpreted from oscillatory flow regime. Moreover, there is lath-shaped crystals of gypsum pseudomorphs, which composition is silicon-aluminous composition (Si, Al e O). The identified diagenetic processes are: 1) eodiagenetic (calcite, silica and gypsum), mesodiagenetic (dolomite and calcite) and telodiagenetic (Fe-oxide/hydroxide) cementation; 2) neomorphism which begins on late marine diagenesis and goes through the burial diagenesis; 3) formation of secondary porosity through fractures, vugs and molds; 4) migration of hydrocarbon which occurs almost simultaneously the formation of euhedral and saddle dolomite cement; 5) pressure dissolution with formation of stylolites; 6) formation of authigenic minerals of pyrite, pyrrhotite(?) and Mn, Fe, Ti – oxides; 7) and finally tardi-burial to uplifting dissolution, forming vugs and moldic porosity and mobilizing the hydrocarbon. The dolomite precipitation is associated with microbial activity and the laminations are the result of microbial mats formation that assimilates microcrystalline dolomite. The cap carbonate deposition was placed on moderately deep waters platform environment, with low energy, saturated in Ca^{2+} , MgSO_4^{2-} and HCO_3^- , which by the microbial activity becomes favorable for directing precipitation of micritic dolomite.

Key-words: Petrology - Mato Grosso (MT). Cap carbonate. Neoproterozoic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa de localização e acesso à área de trabalho	17
Figura 2 –	Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962)	21
Figura 3 –	Classificação textural das dolomitas	21
Figura 4 –	Classificação do tamanho dos constituintes carbonáticos	22
Figura 5 –	Classificação da porosidade de Choquette e Pray de 1970	23
Figura 6 –	Províncias geotectônicas do Cráton Amazônico	25
Figura 7 –	Evolução geodinâmica e paleogeografia no Neoproterozóico	27
Figura 8 –	Principais glaciações globais, com destaque para as glaciações ocorridas no Neoproterozóico	30
Figura 9 –	Capas carbonáticas relacionadas à última glaciação do Criogeniano	30
Figura 10 –	Texturas características de capas carbonáticas	31
Figura 11 –	Coluna litoestratigráfica do Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai...	32
Figura 12 –	Distribuição das idades das principais capas carbonáticas no mundo	35
Figura 13 –	Distribuição vertical dos elementos maiores e alguns elementos traços no perfil da Mina Terconi	36
Figura 14 –	Distribuição vertical do conteúdo dos elementos traços	37
Figura 15 –	Compilação dos dados das razões $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ da era Neoproterozóica.....	38
Figura 16 –	Isótopos de C e O no perfil da Mina Terconi	39
Figura 17 –	Correlação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e as razões $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ entre a capa carbonática do Brasil e as do sul e norte da China	40
Figura 18 –	Estratigrafia da Mina Tercony com a variação vertical dos dados isotópicos e magnéticos	42
Figura 19 –	Análise da material orgânica a partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, razões C/N e COT em amostras descarbonificadas	43

Figura 20 –	Amostras de querogênio das formações Mirassol d’Oeste e Guia plotadas no diagrama de Van Krevelen modificado	44
Figura 21 –	Cromatogramas de massa mostrando fenantrenos e isoprenóides	46
Figura 22 –	Distribuição vertical dos principais microfósseis presentes no topo da Formação Mirassol d’Oeste	47
Figura 23 –	Seção panorâmica da Mina Terconi	49
Figura 24 –	Perfil estratigráfico holoestratótipo da Formação Mirassol d’Oeste e base da Formação Guia	49
Figura 25 –	Dolomita microcristalina a microespática	51
Figura 26 –	Dolomudstone com predominância de dolomita microespática com cristais não-planares.....	52
Figura 27 –	Dolomita pseudoespática	52
Figura 28 –	Porosidade móldica associada com porosidade <i>vug</i>	53
Figura 29 –	Dolomudstone com Laminações discretas.....	55
Figura 30 –	Fotomicrografia de Dolomudstone com laminação de pelóides	56
Figura 31 –	Estromatólitos da microfácies <i>doloboundstone</i>	59
Figura 32 –	Principais tipos de porosidades da microfácies <i>dolomudstone</i> fenestral	60
Figura 33 –	<i>Doloboundstone</i> apresentando porosidade fenestral bastante cimentada por dolomita euédrica.....	61
Figura 34 –	<i>Doloboundstone</i> com laminação fenestral.....	63
Figura 35 –	Estromatólito dômico	63
Figura 36 –	<i>Dolomudstone</i> fenestral exibindo pelóides com aspecto de grumos	64
Figura 37 –	Acamamento de megamarcas onduladas no afloramento da Mina Terconi	65
Figura 38 –	Laminações de megamarcas onduladas apresentando padrão arqueado formando cristas	66
Figura 39 –	Alternância de microlâminas de dolomita sem porosidade com pelóides grumosos e microlâminas com porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto	67

Figura 40 –	Lâminas com porosidade interpeloidal alternando com lamina de dolomita peloidal em formas de grumos	68
Figura 41 –	Nível de maior concentração de grãos terrígenos na microfácies <i>dolopackstone/dolomudstone</i>	68
Figura 42 –	<i>Doloboundstone</i> com porções mais claras na dolomita microcristalina (setas) indicando crescimento pontual dos cristais por neomorfismo	74
Figura 43 –	<i>Dolomudstone</i> neomorfizado, exibindo cristais com limites irregulares	74
Figura 44 –	Cimentação por calcita com aspecto rugoso típicos da diagênese marinha	76
Figura 45 –	Análise de EDS pontuados sobre cimento de sílica em A e de calcita em B	76
Figura 46 –	Cimento de calcita preenchendo a porosidade fenestral	77
Figura 47 –	Cimento de calcita preenchendo fratura e substituindo cristais de dolomita euédrica	77
Figura 48 –	Porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto contendo cristais euédricos de dolomita	79
Figura 49 –	Fotomicrografia de MEV mostrando cristais euédricos de dolomita envolvida por hidrocarboneto dentro de um poro fenestral	80
Figura 50 –	<i>Doloboundstone</i> com cristais de dolomita em sela.....	81
Figura 51 –	Cimento de calcita preenchendo fratura	81
Figura 52 –	Porosidade fenestral preenchida por hidrocarbonetos e cimentada por pseudomorfos de gipsita	82
Figura 53 –	Grandes cristais de dolomita em sela cercando cristais de calcita, preenchendo fratura	82
Figura 54 –	Estilólito com material insolúvel de folhelho, óxidos de Fe, pirita e hidrocarbonetos	84
Figura 55 –	Detalhe de estilólito mostrando concentração dos minerais insolúveis de folhelhos, óxidos de ferro, pirita e presença de hidrocarboneto.....	85
Figura 56 –	Estilólito com concentração de óxido/hidróxidos de ferro	85
Figura 57 –	Diagrama de pico de análise de EDS em estilólito	86
Figura 58 –	Porosidade vug, como o principal tipo de porosidade secundária na microfácies <i>dolomudstone</i>	88

Figura 59 –	Porosidade móldica influenciada por formação de poros vugs	88
Figura 60 –	<i>Dolomudstone</i> exibindo vugs (centro) preenchido por cimento de calcita ao lado de poros vugs sem preenchimento.....	89
Figura 61 –	Poros vug preenchido por cimento de calcita, hidrocarboneto e pequenos cristais de dolomita cimentados na borda	89
Figura 62 –	Dissolução e alargamento da porosidade móldica pela porosidade vug.....	90
Figura 63 –	Porosidade móldica em meio a porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto	91
Figura 64 –	Porosidade móldica de formas variadas e mesoporo provocado por fratura	91
Figura 65 –	Doloboundstone (A e B) e dolomudstone (C e D) apresentando fraturas	92
Figura 66 –	Cristais autigênicos prismáticos de pirita	94
Figura 67 –	Minerais autigênicos de formas aciculares de sulfetos ferro, provavelmente como a pirrotita.....	95
Figura 68 –	Análise de EDS em minerais autigênicos de óxidos de Mn, Fe e Ti	95
Figura 69 –	Óxido/hidróxidos de Fe preenchendo espaço deixado pela dissolução parcial do cimento de calcita	99
Figura 70 –	Sequência de formação dos eventos diagenéticos da Formação Mirassol d'Oeste	102
Figura 71A –	Modelo deposicional proposto para as rochas da Formação Mirassol d'Oeste	103
Figura 71B –	Continuação do modelo deposicional da Figura anterior	104
Figura 72 –	Variação vertical da quantidade percentual de hidrocarboneto no perfil da Mina Terconi	106

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	APRESENTAÇÃO.....	14
1.2	LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS DA ÁREAS DE ESTUDO	15
1.3	OBJETIVOS	18
2	MÉTODOS	19
2.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	19
2.2	SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA	19
2.2.1	Base de dados	19
2.2.2	Petrografia dos carbonatos	20
3	ASPÉCTOS GELÓGICOS	24
3.1	O SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	24
3.2	CAPAS CARBONÁTICAS.....	27
3.2.1	Características gerais e ocorrências no mundo	28
3.2.2	A capa carbonática do Grupo Araras	32
3.2.2.1	Fácies e paleoambiente	33
3.2.2.2	Idades	34
3.2.2.3	Químioestratigrafia	35
3.2.2.4	Paleomagnetismo	41
3.2.2.5	Implicações para a geologia do petróleo	42
3.2.2.6	Biomarcadores	44
3.2.2.6	Microfósseis	46
4	RESULTADOS	48
4.1	O PERFIL DA CAPA CARBONÁTICA DE MIRASSOL D'OESTE	48
4.2	PETROGRAFIA	50
4.2.1	Microfácies <i>dolomudstone</i>	50
4.2.1.1	Dolomita microcristalina, microespática e pseudoespática	50
4.2.1.2	Porosidade <i>vug</i> e móldica	53
4.2.1.3	Laminações discretas	54
4.2.1.4	Pelóides	55
4.2.2	Microfácies <i>doloboundstone</i>	56
4.2.2.1	Dolomita microcristalina, microespática a pseudoespática	57
4.2.2.2	Porosidade fenestral, <i>vug</i> e móldica	58
4.2.2.3	Laminação fenestral	61

4.2.2.4	Pelóides.....	62
4.2.3	Microfácies <i>dolopackstone/dolomudstone</i>	64
4.2.3.1	Laminação ondulada	65
4.2.3.2	Peloides e grãos terrígenos	67
4.3	INTERPRETAÇÕES	69
5	DIAGÊNESE	71
5.1	PROCESSOS DIAGENÉTICOS	72
5.1.1	Neomorfismo	72
5.1.2	Cimentação	75
5.1.3	Compactação química	83
5.1.4	Formação de porosidade secundária	86
5.1.5	Migração de hidrocarbonetos	92
5.1.6	Formação de minerais autigênicos	93
5.2	AMBIENTE DIAGENÉTICO	96
5.2.1	Diagênese marinha (Eodiagênese)	96
5.2.2	Diagênese de soterramento (mesodiagênese)	97
5.2.3	Diagênese de soerguimento (telodiagênese)	98
5.3	EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA	99
5.4	MODELO DE EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL.....	100
6	O POTENCIAL RESERVATÓRIO DA FORMAÇÃO MIRASSOL D'OESTE	105
7	CONCLUSÕES	107
	REFERENCIAS	109
	ANEXOS	113
	ANEXO A - ANÁLISES DE MEV-EDS	114

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O final do Proterozoico é caracterizado por drásticas mudanças ambientais, desde condições de extrema glaciação que alcançaram baixas latitudes até o aparecimento súbito de condições de efeito estufa (ALLEN et al., 2004; HALVERSON et al., 2004; XIAO et al., 2004). Os vestígios destes episódios catastróficos são encontrados nas regiões cratônicas e faixas móveis de vários continentes sob a forma de depósitos glaciais e carbonáticos contemporâneos e têm sido alvo de intensas discussões nos últimos anos (FAIRCHILD; HAMBREY, 1984; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; JAMES et al., 2001; NOGUEIRA et al., 2003, 2007).

As camadas carbonáticas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais do Neoproterozoico são denominadas de capas carbonáticas (HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KENNEDY, 1996). Estas camadas são constituídas por dolomitos e calcários ricos em cimento, exibem excursões isotópicas negativas de carbono e um conjunto de estruturas com gênese ainda pouco entendida (estruturas em tubo, estromatólitos formados por cristais, leques de cristais de calcita, etc.). Diversos modelos têm sido aventados para explicar esta associação particular entre glaciação e capas carbonáticas com excursões isotópicas, sendo que a mais discutida atualmente é a hipótese de *snowball/slushball Earth* (HOFFMAN et al., 1998a; HYDE et al., 2000; KIRSCHVINK, 1992). Esta hipótese advoga que o planeta foi coberto por gelo por milhões de anos, com uma faixa livre do gelo no equador. Estas condições foram sucedidas por um rápido degelo em poucas centenas de anos devido ao súbito aparecimento de condições de efeito estufa com a deposição das capas carbonáticas.

No Brasil, os registros anômalos do Neoproterozoico foram pela primeira vez documentados na Plataforma Sul-Americana, margem sul do Cráton Amazônico, nos depósitos da Plataforma Carbonática Araras, com a identificação de uma capa carbonática depositada após a última glaciação do Criogeniano (635 Ma), na mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso (NOGUEIRA, 2003;

NOGUEIRA et al., 2003; NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006). Esta capa carbonática é representada pelos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e pela parte basal dos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia. Embora grande parte das interpretações paleoambientais desta capa carbonática esteja definida, ainda é incipiente o conhecimento das microfácies. A origem dos dolomitos, unidade depositada logo após a glaciação global é um dos assuntos mais intrigantes no modelo paleoambiental das capas carbonáticas, principalmente pelas condições específicas necessárias para a sua deposição. Desta forma este trabalho pretende realizar a análise mineralógica e petrográfica detalhada dos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, na Mina Terconi, avaliando os processos sedimentares e aspectos diagenéticos e contribuindo para o seu entendimento paleoambiental.

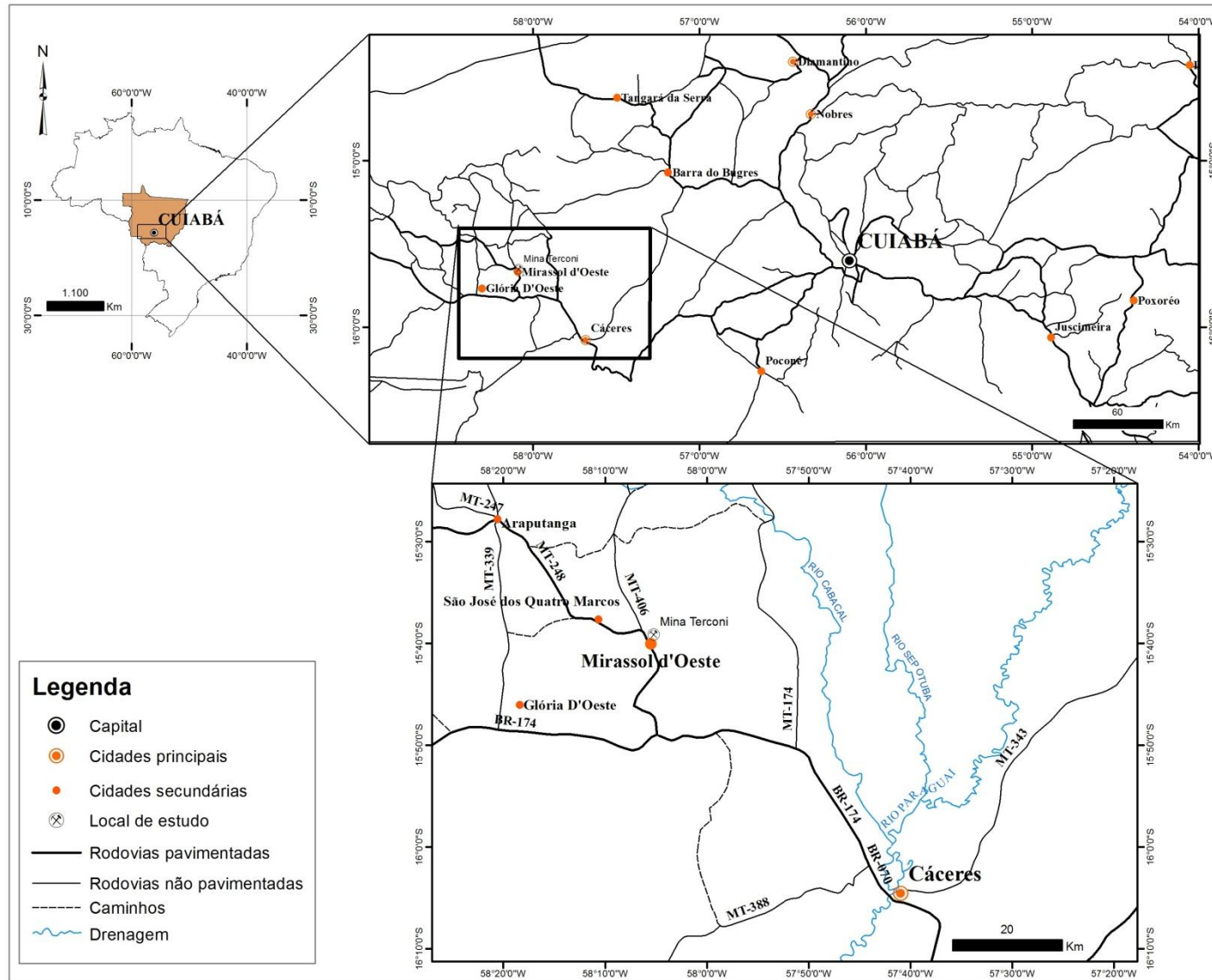
1.2 LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se na região centro-oeste do Brasil, na porção sudoeste do Estado do Mato Grosso, nos domínios do município de Mirassol d'Oeste, distante cerca de 288 Km da capital Cuiabá, e à 78 km da cidade de Cáceres (Figura 1). A cidade de Mirassol d'Oeste, na altitude de 260 m e clima tropical subúmido possui cerca de 25.299 habitantes, em uma área de 1.076,360 Km² (IBGE, 2010), está situada na folha Mirassol d'Oeste (SD.21 – Y – D) nas coordenadas 15° 40' 30" S e 58° 05' 45" O (BARROS et al., 1982), entre os municípios de Cáceres, São José dos Quatro Marcos, Curvelândia, Lambari d'Oeste e Glória d'Oeste. Seus limites fisiográficos são: ao norte com a Bacia do Parecis, ao sul com o Pantanal Matogrossense, à leste com a Serra das Araras, rios Sepotuba e Paráguaí e à oeste com o Rio Jauru, próximo à fronteira com a Bolívia (BARROS et al., op. cit.).

A Mina Terconi, onde foram realizados os trabalhos de campo, pode ser acessada, a partir de Cuiabá, somente por via terrestre, pela rodovia federal BR- 070 até o município de Cáceres, de onde segue para noroeste por meio da rodovia BR- 174 até o cruzamento com a rodovia estadual MT-248, seguindo através desta para

norte, até o município de Mirassol d'Oeste (Figura 1). Os paredões resultantes da antiga atividade de lavra expõem perfis completos correspondentes aos 16 metros da Formação Mirassol D'Oeste, sendo a melhor exposição para o estudo das capas carbonáticas já conhecida no Brasil e considerada a melhor exposição do mundo por conter as estruturas anômalas típicas.

Figura 1 – Localização e acesso à área de estudo.



1.3 OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho de conclusão de curso são:

- Caracterização petrográfica e mineralógica dos dolomitos Neoproterozoicos da Formação Mirassol d'Oeste;
- Determinar a sequência diagenética da Formação Mirassol d'Oeste;
- Quantificar o conteúdo de hidrocarboneto presente nos dolomitos e discutir sua potencialidade como rocha reservatório.

2 MÉTODOS

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Na etapa inicial do trabalho foram consultados teses, artigos e outros trabalhos publicados referentes à ocorrência de capas carbonáticas depositadas após a última glaciação criogeniana (~635 Ma) no Brasil e no mundo. Foram pesquisadas a geologia regional a respeito do Grupo Araras e publicações acerca do período Neoproterozoico e depósitos correlatos, para completar o entendimento sobre as capas carbonáticas pós-glaciais.

2.2 SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

2.2.1 Base de dados

O perfil estudado é o mesmo utilizado na tese de doutorado de Nogueira (2003) para descrever a capa carbonática, situado na Mina Terconi, atualmente desativada e dentro da cidade de Mirassol d'Oeste. As amostras foram coletadas na frente de lavra da Mina Terconi, com espessura de 16 metros representativos da Formação Mirassol d'Oeste. As amostras fazem parte do acervo do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED e encontra-se armazenadas no Laboratório de Sedimentologia da UFPA. A coleta sistemática de amostras foi feita em função das diferentes fácies carbonáticas, tendo sido coletadas 25 amostras.

2.2.2 Petrografia dos carbonatos

Para a análise petrográfica foram selecionadas 11 amostras que foram laminadas e avaliadas sob o microscópio óptico, no Laboratório de Petrografia Sedimentar do GSED. Essas análises permitiram a definição das microfácies carbonáticas e auxiliou na interpretação paleoambiental dos dolomitos estudados. Além disso, propiciou desvendar os principais processos pós-deposicionais, com base na identificação de texturas, feições diagenéticas e componentes (cimento, grãos, poros). O termo microfácies é aplicado a toda descrição e interpretação de dados sedimentológicos e paleontológicas obtidos por meio de seções delgadas de rochas sedimentares (FLÜGEL, 2004). Nas últimas décadas este procedimento tem sido utilizado amplamente no estudo de rochas carbonáticas, principalmente para determinar a história deposicional e diagenética, bem como na caracterização de muitos potenciais reservatórios de petróleo (FLÜGEL, op.cit.).

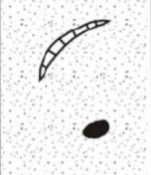
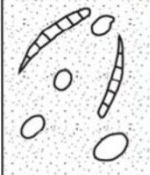
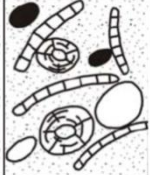
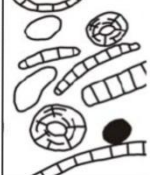

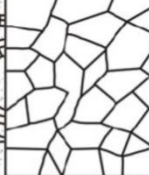
Na caracterização da mineralogia dos carbonatos foram utilizadas técnicas de tingimento utilizando Alizarina Vermelha S. A solução 1, com a Alizarina Vermelha S, foi feita a uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico conforme Adams et al.(1984). As lâminas petrográficas foram mergulhadas na solução por 45 segundos e de acordo com o tingimento obtido foi feita a distinção entre dolomita (incolor) e calcita (vermelho).

Para definição dos litotipos e classificação de microfácies foi utilizada a proposta modificada de Dunham (1962), baseada na relação matriz ou cimento/componentes aloquímicos, no qual os termos microfaciológicos podem expressar a energia do ambiente deposicional (figura 2). Os termos são: *grainstones*, grãos sem matriz; *packstone*, grãos em contato, com matriz; *wackestone*, grãos grossos flutuando em uma matriz; e um *mudstone*, com poucos ou sem grãos. Os termos podem ser qualificados para dar informações da composição, ex: *grainstone* oolítico, *mudstone* peloidal, etc.

Para a classificação da textura de dolomitas utilizou-se as propostas de Sibley e Gregg (1987) com base na distribuição do tamanho do cristal (unimodal ou polimodal) e na forma dos limites dos cristais (planar ou não planar) (figura 3). Para

determinar o tamanho dos cristais e/ou grãos foi utilizada a escala de Folk (1962) (figura 4).

Figura 2 - Classificação de rochas carbonáticas.

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL				Componentes originais ligados durante a deposição	TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não "ligados" durante a deposição		Arcabouço suportado pelos grãos	Sem lama		
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)					
Arcabouço suportado pela matriz		Arcabouço suportado pelos grãos	Arcabouço suportado pelos grãos		
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>Carbonato Cristalino</i>
					

Fonte: Dunham (1962)

Figura 3 - Classificação textural das dolomitas.

CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE DOLOMITAS	
	<p>Fábricas não - planares</p> <p>Mosaico xenotópico formado por cristais anédricos, com limites intercristalinos em sua maioria curvados, lobados, serrilhados ou irregulares. Junções cristal - face são raramente preservadas; cristais comumente mostram extinção ondulante sob luz polarizada.</p>
	<p>Fábricas planares</p> <p>Planar - e (eudral): os cristais de dolomita mostram formas romboédricas; o espaço intercristalino é preenchido por outros minerais ou por poros.</p>
	<p>Planar - s (subedral): os cristais de dolomita são subédricos a anédricos com limites de compromisso retilíneos e muitas junções cristal - face. Apresenta baixa porosidade e/ou pouca matriz no espaço intercristalino.</p>

Fonte: Adaptado de Sibley e Gregg (1987).

Figura 4 - Classificação do tamanho dos constituintes carbonáticos autigênicos.

DIÂMETRO DOS CRISTAIS	CONSTITUINTES AUTIGÊNICOS
> 4 mm	Cristais extremamente grossos
1 mm - 4 mm	Cristais muito grossos
0.25 mm - 1 mm	Cristais grossos
0.062 mm - 0,25 mm	Cristais médios
0.016 mm - 0,062 mm	Cristais finos
0.004 mm - 0,016 mm	Cristais muito finos
< 0.004 mm	Afanocristalino

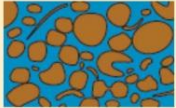
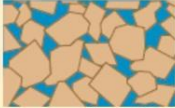






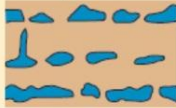





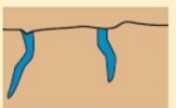
Fonte: Folk (1962).

Na classificação da porosidade, tomou-se como base a proposta de Choquette e Pray (1970), que consiste em quatro elementos (figura 5): 1) tipo básico de porosidade, com implicações sobre o tipo de porosidade (fábrica seletiva e não-seletiva) e o local de formação no arcabouço da rocha; 2) modificadores genéticos, relacionados à processos (solução, cimentação, sedimentação, etc.) e/ou estágios de evolução da porosidade (alargamento, redução, preenchimento) e tempo de formação, podendo ser primário (pré-deposicional ou deposicional) ou secundário (eodiagenético, mesodiagenético ou telodiagenético); 3) modificadores de tamanho, usados para diferenciar várias classes de tamanhos de poros, como dos grandes poros (macroporos) para os pequenos poros (microporos) e 4) modificadores de abundância, que estabelece a porcentagem do espaço poroso gerado, a proporção entre tipos de porosidade ou ainda a combinação de ambos.

Em todas as lâminas petrográficas foram contados aproximadamente 300 pontos para a avaliação e estimação percentual de frequência dos constituintes. O equipamento utilizado para a petrografia foi o Microscópio Axiolab com polarizador e acessórios da Zeiss. As fotomicrografias foram obtidas por uma câmera digital Sony

CYBERSHOT acoplada, modelo DSC – S75, com resolução de 12 Mega Pixels e zoom de 6.0X em modo de cena.

Figura 5 - Classificação da porosidade segundo Choquette e Pray de 1970.

TIPOS BÁSICOS DE POROSIDADE	FÁBRICA SELETIVA		FÁBRICA NÃO SELETIVA	FÁBRICA SELETIVA OU NÃO SELETIVA															
	Primária	 Interpartícula	 Intercristalina	 Fratura	 Brechas														
	 Intrapartícula	 Móldica	 Canal	 Boring															
	 Fenestral		 Vug	 Burrow															
	 Shelter	 Growth Framework	 Caverna	 Shrinkage															
TERMOS MODIFICADORES	MODIFICADORES GENÉTICOS		MODIFICADORES DE TAMANHO																
	PROCESSOS Dissolução Cimentação Sedimentos internos	ESTÁGIOS Alargamento Redução Preenchimento	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2">CLASSES</th> <th>mm</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">Megaporo</td> <td>Grande</td> <td>256 - 32</td> </tr> <tr> <td>Pequeno</td> <td>32 - 4</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">Mesoporo</td> <td>Grande</td> <td>4 - 0,5</td> </tr> <tr> <td>Pequeno</td> <td>0,5 - 0,0625</td> </tr> <tr> <td>Microporo</td> <td></td> <td>< 0,0625</td> </tr> </tbody> </table>		CLASSES		mm	Megaporo	Grande	256 - 32	Pequeno	32 - 4	Mesoporo	Grande	4 - 0,5	Pequeno	0,5 - 0,0625	Microporo	
CLASSES		mm																	
Megaporo	Grande	256 - 32																	
	Pequeno	32 - 4																	
Mesoporo	Grande	4 - 0,5																	
	Pequeno	0,5 - 0,0625																	
Microporo		< 0,0625																	
	TEMPO DE FORMAÇÃO Primário: pré-deposicional deposicional Secundário: eogenético mesogenético telogenético		MODIFICADORES DE ABUNDÂNCIA Percentagem de porosidade (15%) ou Proporção dos tipos de porosidade (1:2) ou Percentagem e proporção (15%) (1:2)																

Fonte: Adaptado de Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

Para complementar as descrições petrográficas foram selecionadas 8 lamina delgadas e 5 fragmentos de dolomito que foram analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) para captura de imagens de Elétrons Retroespalhados (ERE) e para identificação pontual dos elementos pelo EDS.

3 ASPECTOS GEOLÓGICOS

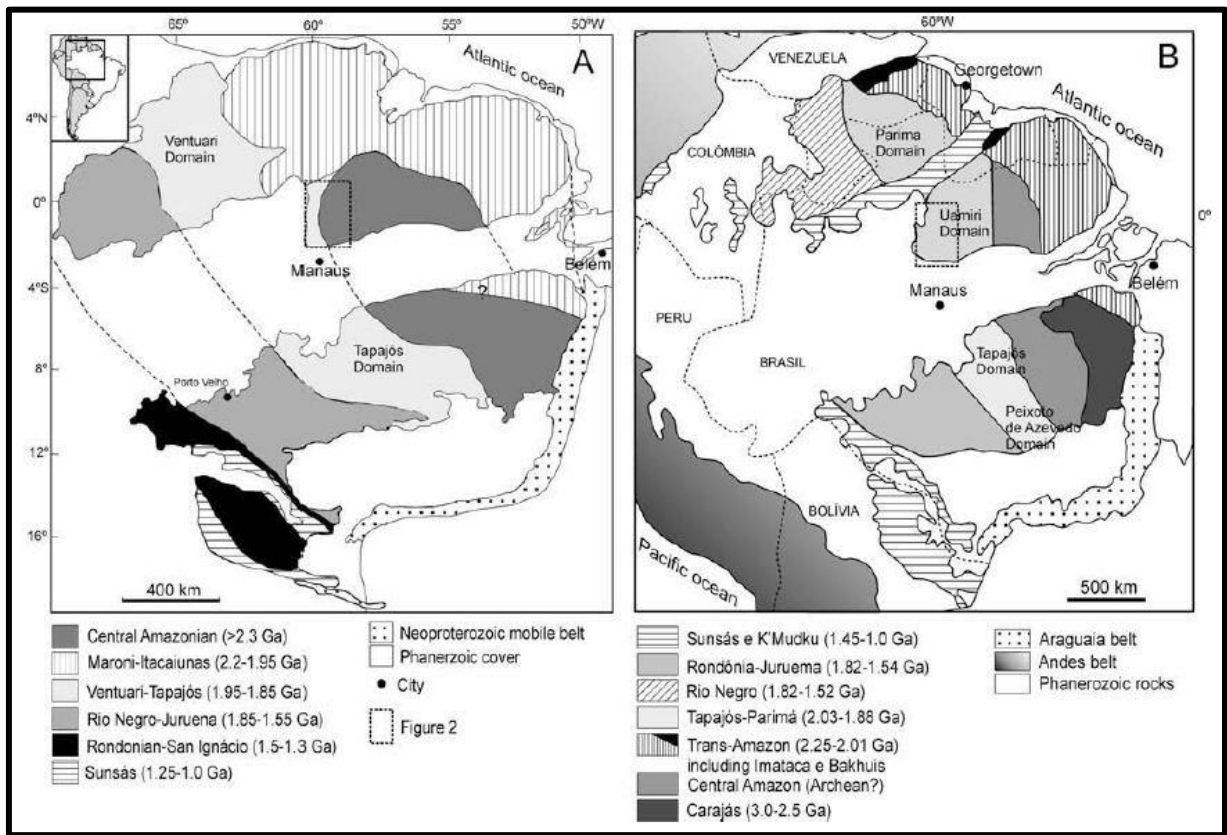
3.1 O SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

As rochas do Grupo Araras ocorrem na parte norte da Faixa Paraguai e na borda sul e sudoeste do Cráton Amazônico. A Formação Mirassol d'Oeste, objeto deste estudo ocorre apenas na região sudoeste do Cráton Amazônico.

O Cráton Amazônico apresenta um dos melhores registros de evolução crustal do Arqueano e Proterozoico da Terra e encontra-se dividido nas províncias geotectônicas da Amazônia Central (>2.3 Ga), cercada pelos cinturões móveis Maroni-Itacaiunas (2.2–1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95–1.85 Ga), Rio Negro-Juruena (1.85–1.55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1.5–1.3 Ga) e província Sunsás (1.25–1.0 Ga) (Figura 6).

As províncias geotectônicas foram formadas por acreção crustal resultado dos ciclos orogênicos Carajás-Imataca (3.0–2.5 Ga), Transamazônico (2.26–2.01 Ga), Tapajós-Parima (2.03–1.88 Ga) e Rondônia-Juruena (1.82–1.54 Ga) ou por reciclagem de continentes pré-existentes (VALÉRIO et al., 2009). A evolução crustal começa com adição de material mantélico e/ou reciclagem de crosta continental mais antiga, sendo estimado que 30% do cráton seja derivado no manto Arqueano e 70% de crosta continental formada durante o Proterozoico (VALÉRIO et al., op. cit.).

Figura 6 – Províncias geotectônicas do Cráton Amazônico.



Fonte: Tassinari e Macambira, 2004 (A) e Santos et al., 2006 (B) apud Valério et al. (2009).

As rochas pertencentes ao Grupo Araras presentes sobre o Cráton Amazônico estão contidas na porção sudoeste, nas províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás. A Província Rondoniana-San Ignácio (RSI), onde ocorrem os depósitos estudados, envolve terrenos alóctones e domínios agregados de característica intra-ocêânica, datados de 1.55 a 1.30 Ga (CORDANI et al., 2009).

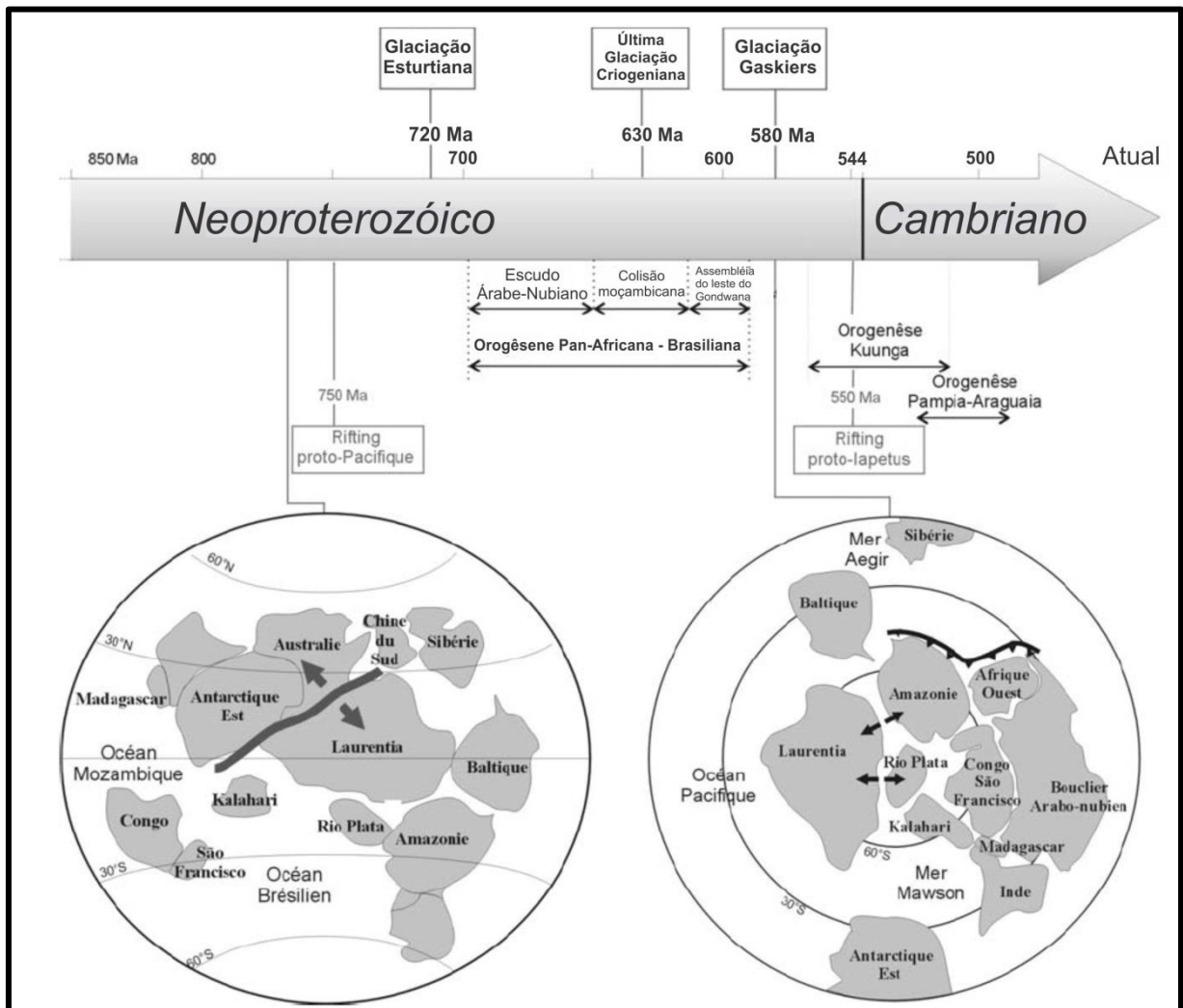
Do Paleoproterozoico ao Mesoproterozoico o Cráton Amazônico fez parte do supercontinente Columbia junto com os corpos continentais da Laurásia e Báltica ligados por cinturões móveis. Posteriormente com a fragmentação do Colúmbia formaram-se grandes oceanos com presença de material intra-ocêânico agregado, confirmado por interpretações como da província RSI (CORDANI et al., 2009). Essas massas aglutinaram-se novamente no Mesoproterozoico para formar o Supercontinente Rodínia, em colisões continentais mais ou menos sincrônicas na chamada Orogenia Grenvilliana (CORDANI et al., op. cit.). Essa orogenia que formou o Rodínia foi formada em três pulsos orogênicos mundiais, o Elzevirian (início

cerca 1300 Ma), Ottawan (1150 Ma) e Rigolet (cerca de 1000 Ma) (CORDANI et al., op. cit).

No Neoproterozoico ocorre a fragmentação do supercontinente Rodínia, com a separação das grandes unidades cratônicas (figura 7). O Cráton Amazônico e a Laurásia permaneceram unidos até 600 Ma quando então se separam, marcando o final da fragmentação do Rodínia, com a abertura do oceano Iápetus (CORDANI et al., op. cit.). O Cráton Amazônico então migra até se chocar com a margem oeste do Supercontinente Gondwana. Apesar das incertezas quanto a idade da colisão, evidências geológicas indicam uma colisão prolongada com formação de arcos juvenis de 940 a 620 Ma e dados paleomagnéticos indicam uma idade de 570 Ma para o fim da colisão que formou o Gondwana (CORDANI et al., op. cit.). Porém, essa idade ainda é muito debatida, com outro cenário em que a amalgamação final ocorreu justamente em 620 Ma, com a Laurásia ainda ligada ao Cráton Amazônico, dessa forma fazendo parte do Gondwana por um tempo antes da formação do Iápetus (CORDANI et al., op. cit.).

Nesse contexto, de fragmentação do Rodínia e formação do Gondwana, que foram depositadas as capas carbonáticas. Apesar do fechamento de oceanos, como o de Goiás, na borda do Cráton Congo-São Francisco, oceanos restritos foram formados nesse limite, a partir de rifteamentos de junções dos crátons (CORDANI et al., op. cit.). A capa carbonática da Formação Mirassol d'Oeste foi formada nesse contexto após última glaciação criogeniana (635 Ma) (figura 7).

Figura 7 – Evolução geodinâmica e paleogeografia no Neoproterozoico.



Fonte: Font (2005).

3.2. CAPAS CARBONÁTICAS

O Neoproterozoico é caracterizado por ser um período de grandes instabilidades ambientais, atribuídas principalmente as grandes glaciações que cobriram total ou parcialmente o planeta (figura 8). Os episódios mais importantes conhecidos são três: glaciação esturtiana (*Sturtian*), ocorrida a cerca de 710 Ma no Criogeniano; em 635 Ma ocorre a segunda grande glaciação neoproterozóica, que corresponde a última glaciação criogeniana; a terceira e menos abrangente a glaciação *Gaskiers* ocorrida por volta de 580 M.a (KNOLL et al., 2004). No entanto,

as glaciações globais apresentam-se em dois “grupos”, ou estilos, de capas carbonáticas: a formada a partir da glaciação esturtiana e outra formada na última glaciação criogeniana (marinoano?).

Nesse trabalho, não é utilizado o termo Marinoano (*Marinoan*) para o último evento de glaciação do Criogeniano. O trabalho de Williams et al., (2008), elucida a utilização inapropriada do termo marinoano para as capas do mundo inteiro. A glaciação marinoana foi empregada com sucesso para rochas do sul da Austrália, porém dados estratigráficos e geocronológicos, de outras regiões da Austrália e do mundo, mostram que se trata de uma glaciação mais recente, da época Marinoana, no Ediacano Superior. O trabalho de Williams et al., (2008) propõe o termo Glaciação Elatina, no entanto este trabalho apenas elucida essa glaciação como a “última glaciação criogeniana”

As capas formadas na glaciação esturtiana apresentam carbonatos ricos em matéria orgânica finamente laminados, com laminações rítmicas e valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, que aumentam rapidamente para valores positivos em alguns metros da sequência. As capas formadas na última glaciação criogeniana apresentam coloração mais clara e a presença de estruturas anômalas citadas a seguir. Além disso, os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ na base continuam negativos até o topo da capa carbonática (CORSETTI; LORENTZ, 2006).

3.2.1 Características gerais e ocorrências no mundo

As capas carbonáticas apresentam uma junção de características bastante peculiares, raras, e ainda sem um entendimento satisfatório. Tais estruturas como as estruturas em tubo associadas com estromatólitos formados por cristais, o acamamento de megamarcas onduladas, onde as laminações onduladas são impregnadas por hidrocarbonetos. Apresentam pouca espessura do pacote sedimentar, com apenas alguns metros e, uma característica já entendida, mas não menos intrigante, é o fato de estarem depositadas diretamente sobre diamictitos glaciais, sem qualquer evidencia de hiato deposicional. Outra característica comum das capas carbonáticas são as excursões isotópicas fortemente negativas de $\delta^{13}\text{C}$. Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ para plataformas carbonáticas do Neoproterozoico

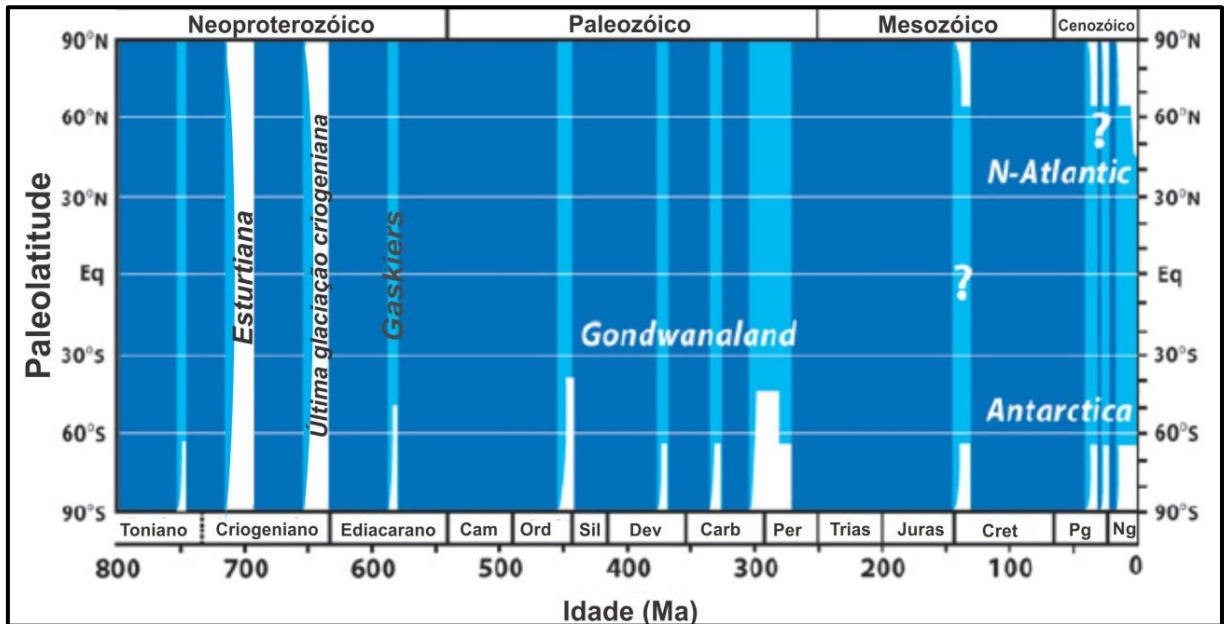
Superiores à glaciação são positivas com valores em torno de + 8 a + 9 ‰, enquanto que em capas carbonáticas as excursões de $\delta^{13}\text{C}$ mostram-se negativas, em torno de -2 a -6‰ (KAUFMAN;KNOLL, 1995).

As capas carbonáticas pós última glaciação criogeniana geralmente são formadas por dolomitos microcristalinos de coloração rosa na base e sobrepostos por calcários. Apresentam laminação planar, laminações de estromatólitos, estruturas tipo tepee, estruturas em forma de tubo, fabricas peloidais, crostas de calcita e leques de cristais (HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KENNEDY,1996)

As principais capas carbonáticas neoproterozoicas estudadas foram discutidas por Corsetti e Lorentz (2006) e citadas a seguir: capa do sudoeste de Idaho, na parte superior do membro Scout Mountain (EUA); as capas dolomíticas Hadash e Massirah Bay, Membro Fiq do Supergrupo Huqf em Omã; a capa no sul da China com os 5 primeiros metros da Formação Doushantuo e no norte com a Formação Zhamoketi; na Namíbia ocorrem as capas da Formação Rasthof e Formação Maieberg do Grupo Otavi; capa dolomítica Cumberland Creek em King Island, na Tasmânia; capa carbonática Nuccaleena, na Austrália e a capa da Formação Ravensthorat em Mackenzie Mountains no Canadá.

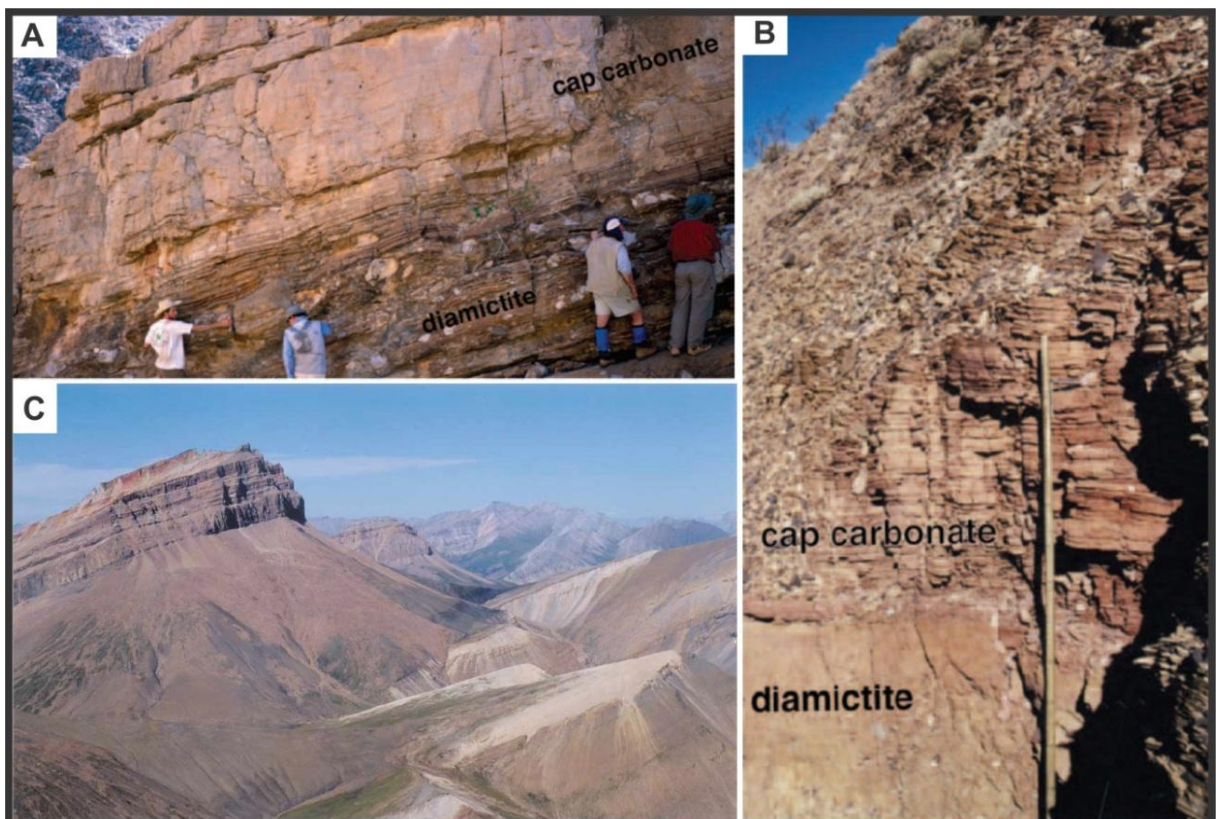
O continente sul americano representa umas das últimas fronteiras na documentação das capas carbonáticas neoproterozoicas (NOGUEIRA et al., 2003), apesar que diversos autores já tenham registrados carbonatos sobrepondo diamictitos glaciais Neoproterozoicos no centro-oeste brasileiro (ALMEIDA, 1964; ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; MACIEL, 1959), porém não utilizando o termo “capa carbonática”, o qual passou a ser no Brasil usado após estudo estratigráfico detalhado por Nogueira (2003) com a identificação das estruturas anômalas peculiares e com as análises isotópicas.

Figura 8 – Principais glaciações globais, com destaque para as glaciações ocorridas no Neoproterozoico.



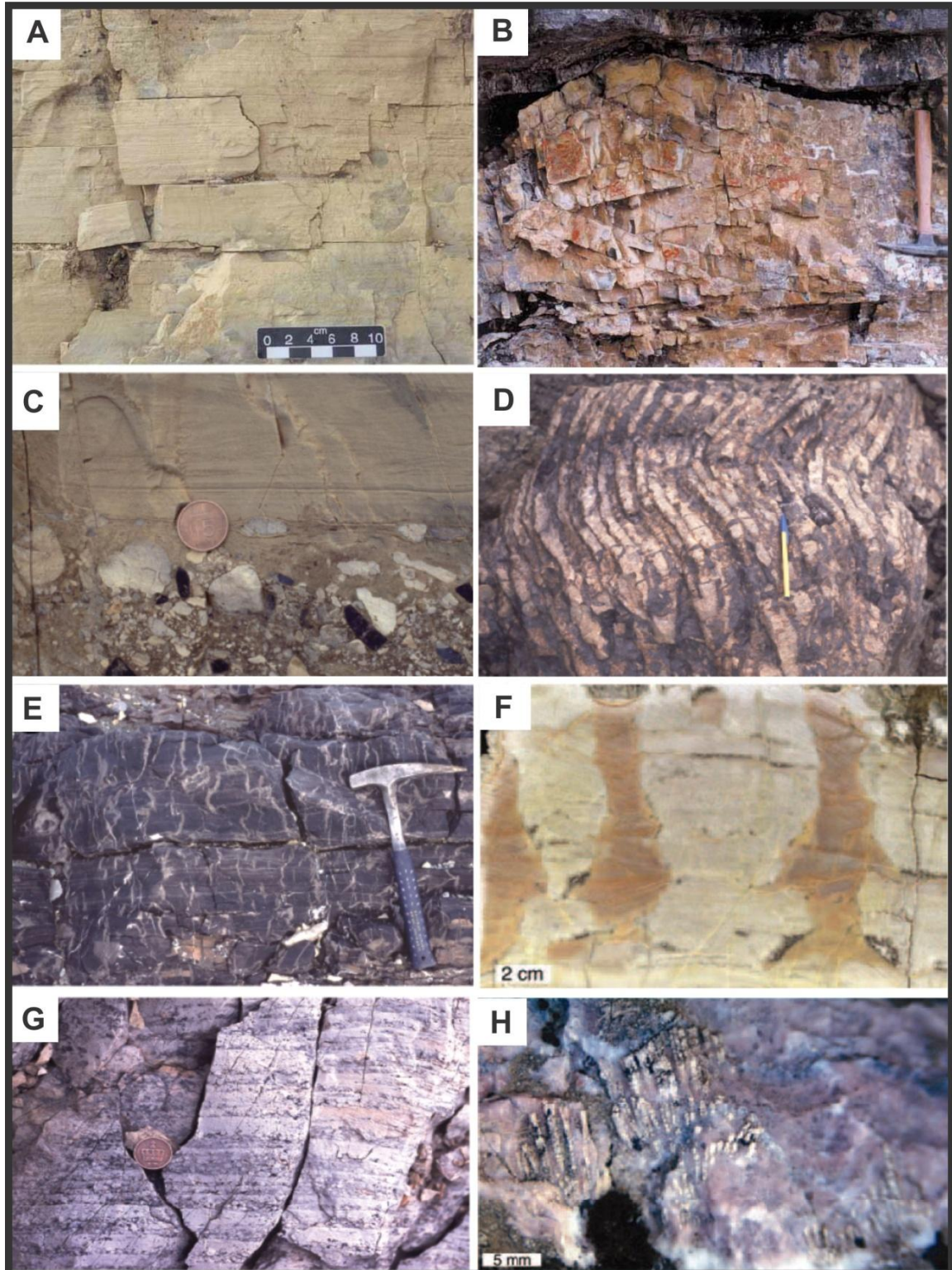
Fonte: Hoffman (2009).

Figura 9 - Capas carbonáticas relacionadas à última glaciação do Criogeniano: A) dolomitos rosados da Formação Maieberg (capa carbonática) sobre os diamictitos da Formação Ghaub, Grupo Otavi – Namíbia; B) diamictito sobreposto pelo Membro Dolomite (capa carbonática), Formação Ibex, Death Valley - Califórnia; C) contato da capa carbonática de cor amarelo pálido com a Formação Kelle (Supergrupo Windermere Mackenzie Mountains, Canadá).



Fonte: A e B: Corsetti e Lorentz (2006), C: James et al. (2001).

Figura 10 - Texturas características de capas carbonáticas: a) dolomito peloidal com laminação e b) *tepees* em dolomitos finos e rosados (Formação Ravensthorpe, Canadá); c) diamictitos sobrepostos por dolomitos laminados com marcas onduladas; d) biostroma e e) *molar-tooth* em calcários negros da Formação Elbobreen – Svalbard; f) estruturas em tubos (dolomitos da Formação Noonday Death Valley, California); g) macropeloides entre as laminações microbiais de estromatólito (Formação Elbobreen – Svalbard) e h) dolomitos rosados com leques de cristais (Formação Pocatello, EUA).



Fonte: A e B: James et al. (2001) C, D, E e G: Halverson, Maloof e Hoffman (2004); F e H: Corsetti e Lorentz (2006).

3.2.2 A capa carbonática do Grupo Araras

O Grupo Araras apresenta uma sucessão carbonática com 600 m de espessura estimada, ocorrendo ao longo da faixa Paraguai Norte e sudoeste do Cráton Amazônico (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006). Suas rochas sobrepõem os diamictitos glaciais da Formação Puga e encontram sobrepostos pelos arenitos da Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai (figura 11). A capa carbonática é formada pela Formação Mirassol d'Oeste (capa dolomítica) e a base da formação Guia (capa calcária) (NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006; SOARES; NOGUEIRA, 2008).

Figura 11 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai. Destaque colorido para a Formação Mirassol d'Oeste.

Idade		Litoestratigrafia		Paleoambiente	
Cambriano?	~544 Ma	Formação Diamantino		Conglomerados, arenitos e pelitos	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito / prodelta
		Formação Sepotuba		Pelitos, folhelhos e arenitos	Plataforma marinha sob influência de tempestades
E D I A C A R A N O	Grupo Araras	Formação Raizama		Arenitos e pelitos. Carbonatos substituídos por sílica	Plataforma rasa sob influência de tempestade e maré
		Formação Nobres		Dolomitos arenosos, estromatólitos domínicos, estratiformes e rugosos. Arenitos finos, ritmitos e pelitos. Moldes de cristais evaporíticos e evidências de silicificação	Planície de maré / <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo		Brechas dolomíticas cimentadas e com matriz. Dolomito arenoso	Plataforma moderadamente profunda sob ação de tempestades e eventuais sismos
		Formação Guia		Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos	Plataforma profunda anóxica
		Formação Mirassol d'Oeste	 Dolomitos finos rosados, laminados e peloidais. Estromatólitos estratiformes	Dolomitos finos rosados, laminados e peloidais. Estromatólitos estratiformes	Plataforma supersaturada em CaCO ₃ Plataforma profunda eufótica
Criogeniano	~590 Ma	Formação Puga		Diamictitos e siltitos com seixos	Glacial marinho

	Dolomito betuminoso		Arenito dolomítico, e brecha com matriz		Sílex secundário		Pelito
	Dolomito		Brecha cimentada		Carbonato silicificado		Arenito
	Diamictito		Calcário/folhelho betuminoso		Dolomito/arenito		Estromatólito

Fonte: Nogueira e Riccomini (2006).

3.2.2.1 Fácies e paleoambiente

A proposta litoestratigráfica de Nogueira e Riccomini (2006) (figura 11) que define as rochas do Grupo Araras, sobrepostas aos diamictitos glaciais da Formação Puga e recobertas pelas rochas siliciclásticas da Formação Raizama (Grupo Alto Paraguai), divide o grupo em quatro formações, da base para o topo: 1) Mirassol d'Oeste 2) Guia, 3) Serra do Quilombo e 4) Nobres.

Segundo Nogueira e Riccomini (2006) a Formação Mirassol d'Oeste possui 15 m de espessura constituída por dolomito fino (*dolomudstone*) e dolomito peloidal de coloração rosada com continuidade lateral por dezenas de metros. Também apresenta laminação de estromatólitos planares e fenestrais (*doloboundstone* microbiano com peloides). Na base, sobrepõem-se diretamente ao diamictito maciço com clastos de arenitos e granitos disseminados em matriz argilo-arenosa, correspondente a Formação Puga. O contato entre as unidades é brusco, lateralmente irregular e ondulado, fatores estes ligados ao desenvolvimento de estruturas de sobrecarga no dolomito. No topo ocorrem dolomitos finos com peloides (*dolopackstone* com peloides), onde ocorre porosidade interpartícula preenchidas por hidrocarbonetos.

A base da Formação Guia é constituída por calcários finos com hidrocarbonetos, de coloração cinza a preta, intercalados com folhelhos vermelhos, com hidrocarbonetos e cristais de pirita. Ocorrem varias crostas e cristais fibrosos (pseudomorfos a partir de aragonita), alongados, com hábito pseudo-hexagonal e acicular, formando feixes ou leques em arranjos do tipo mamiliforme e paliçada

A capa carbonática foi depositada em plataforma carbonática eufótica (dolomitos) e com supersaturação em CaCO_3 (calcários e folhelhos) (figura 11).

3.2.2.2 Idades

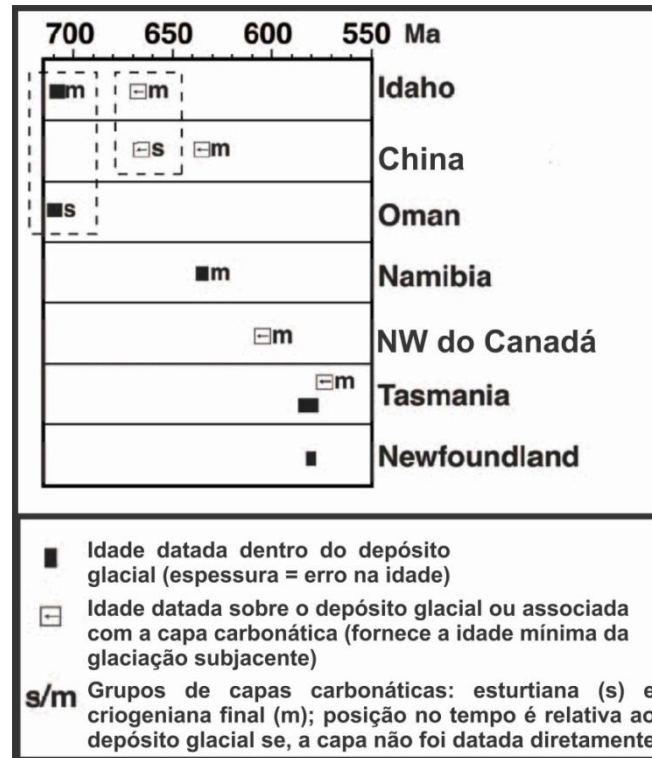
Ainda não existe na literatura uma datação absoluta para a capa carbonática do Grupo Araras. As idades têm sido inferidas. Os diamictitos da Formação Puga são considerados como produto da última glaciação criogeniana (635 Ma), cuja interpretação é corroborada pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de -5‰ PDB, típicos de eventos glaciais do final do Neoproterozoico, e razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximas a 0,7081, que caracterizam capas carbonáticas depositadas após a última glaciação criogeniana (HOFFMAN; SCHRAG, 2002; ALVARENGA et al., 2004; BOGGIANI, 1997; NOGUEIRA et al., 2003; NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006). Por se tratar de um evento global pode-se correlacionar com outras capas carbonáticas neoproterozoicas de idade Ediacarana (635 a 610Ma) (KNOLL et al., 2004). Outras tentativas indiretas foram feitas por magnetização primária das rochas da base do Grupo Araras (600 a 580 Ma) e por magnetização secundária tardi orogenia Brasileira (entre 540 e 520 Ma) (TRINDADE et al., 2003).

Em varias partes do mundo foi possível datar as capas carbonáticas por idades radiométricas (CORSETTI; LORENTZ, 2006). Na capa Doushantuo no sul da China foi possível a datação direta pelo método U-Pb em zircões extraídos de cinzas vulcânicas acima do contato com o diamictito (SANSJOFRE et al., 2011). A idade obtida foi de 635.2 ± 0.6 Ma. No Grupo Otavi, na Namíbia, as idades são concordantes, em cerca 635.51 ± 0.54 (SANSJOFRE et al., op. cit.). Ambas as idades são usadas para marcar a deposição das capas carbonáticas agrupadas na última glaciação criogeniana no mundo inteiro (SANSJOFRE et al., op. cit.).

Apesar de ainda não ter sido publicada, a datação da Formação Mirassol d'Oeste foi feita diretamente pelo método Pb-Pb e foi reportada na conferencia de *Snowball Earth* de Ascona (BABINSKI et al., 2006). Apesar das incertezas do método Pb-Pb, a datação forneceu idade de 627 ± 32 Ma, sendo coerentes com as encontradas na China e na Namibia (BABINSKI et al. 2006).

Na figura abaixo, estão representadas as idades das principais capas carbonáticas do mundo com exceção da capa Puga.

Figura 12 – Distribuição das idades das principais capas carbonáticas no mundo, agrupadas nos respectivos estilos esturtiano e marinoano? (última glaciação criogeniana).

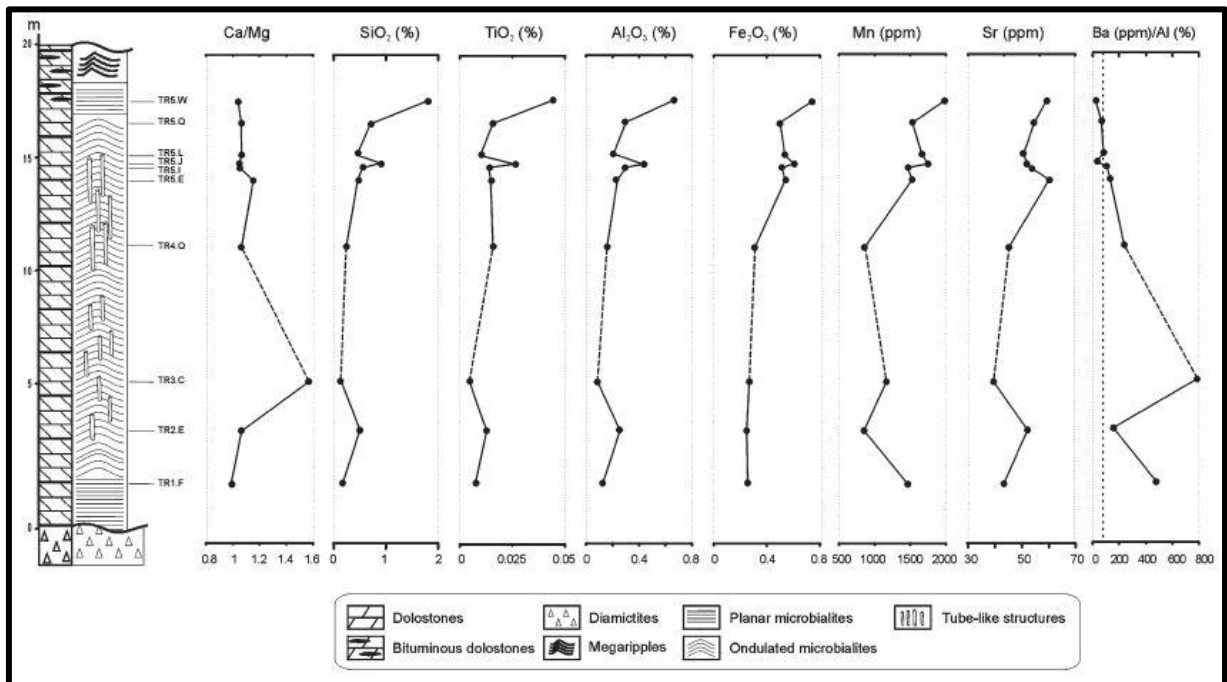


Fonte: Corsetti e Lorentz (2006).

3.2.2.3 Químioestratigrafia

Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 2\%$) da Formação Mirassol d'Oeste mostram baixos valores indicando baixo suprimento do Cráton Amazônico. Os elementos TiO_2 e Al_2O_3 apresentam semelhança no comportamento indicam que a fonte não mudou, como esperado, durante a deposição da capa (FONT et al., 2006). Ocorre um leve aumento das concentrações em direção ao topo indicando mudanças geoquímicas e ambientais na transição entre as sequências dolomíticas e calcíticas (FONT et al., 2006) (figura 13).

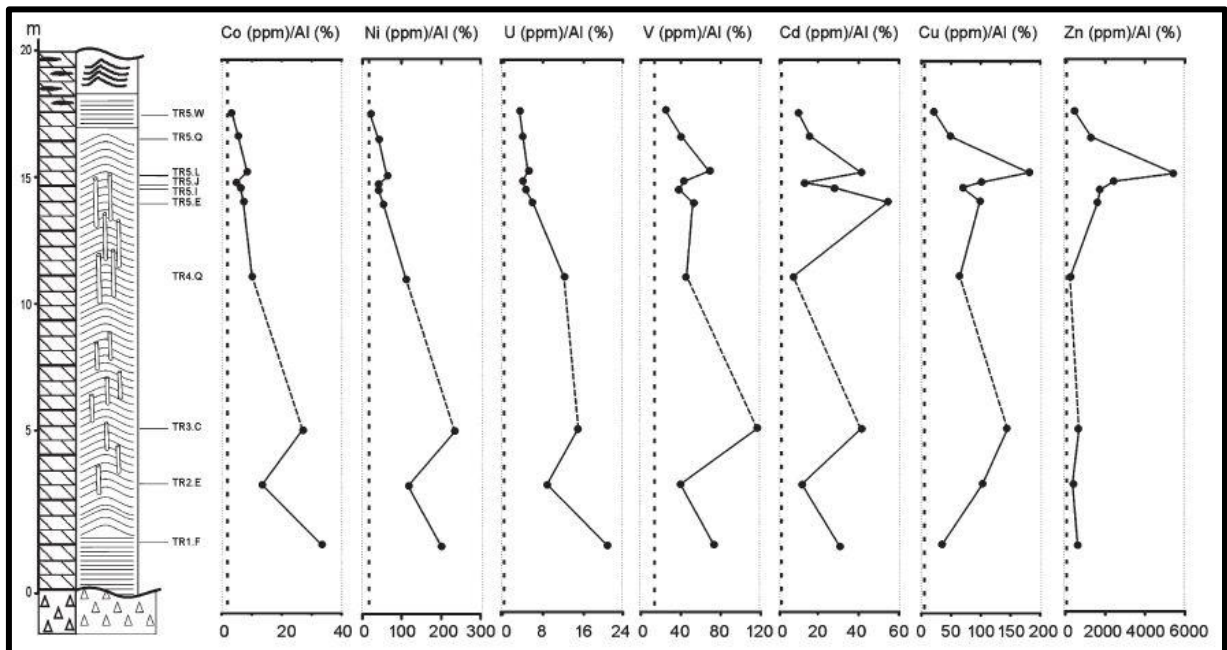
Figura 13 – Distribuição vertical dos elementos maiores e alguns elementos traços no perfil da Mina Terconi.



Fonte: Font et al. (2006).

Nos elementos traços, o que merece maior destaque é o Mn, que apresenta valores elevados de 700 a 2000 ppm (FONT et al., op.cit.). O Sr mostra uma pequena variação dos valores entre 40 e 60 ppm. A média da razão entre os dois é de 27. Além disso, o Pb apresenta média de 67 ppm e o Zn de 207 ppm. Os valores do TOC são muito baixos, porém são maiores na base do perfil, indicados pelos altos valores de Ba/Al. Os valores da razão Cd/Al (figura 14) são indicadores da produção de sulfeto a partir da redução do sulfato. Isso poderia indicar a perda do H₂S devido a falta de ferro disponível, inibindo a formação de pirita (FONT et al., op.cit.).

Figura 14 – Distribuição vertical do conteúdo, em ppm, dos elementos traços suscetíveis as condições redox, normalizados com o Al (%).

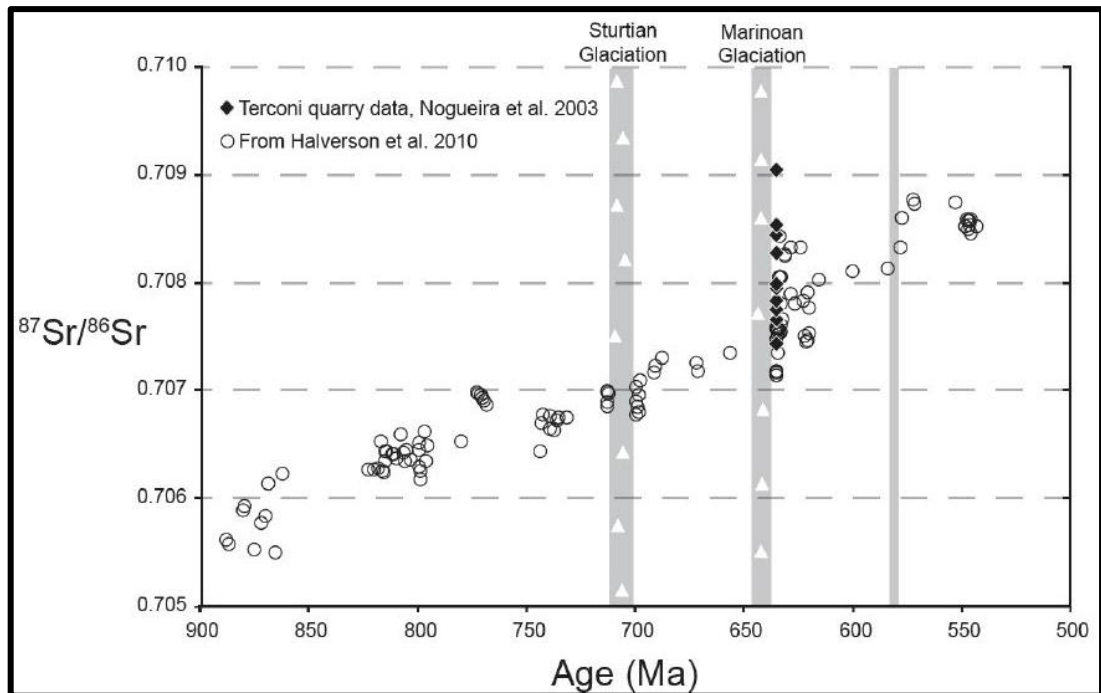


Fonte: Font et al. (2006).

Os dados de elementos terras raras (ETR) descartam uma entrada significativa de terrígenos, assim como, descartam como descartam a dolomitização secundária (FONT et al., op.cit.). As anomalias representam os padrões dos ETRs primários e refletem composição da água do mar pós-glacial do Neoproterozoico (FONT et al., op.cit.).

O Neoproterozoico mostra um constante aumento regular das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com aumentos abrupto em 775, 635 e 580 Ma (SANSJOFRE et al. 2011). Anteriormente à glaciação esturtiana, as razões são sempre inferiores que 0.7070 e após, aumenta progressivamente levando a valores que chegam a 0.7080 na ultima glaciação criogeniana e continua crescendo no período posterior (figura 15) (SANSJOFRE et al. op.cit.). Na Mina Terconi os valores estão entre 0.7074 e 0.7090 com média em 0.7078, de acordo com a ultima glaciação do Criogeniano (NOGUEIRA et al., 2007).

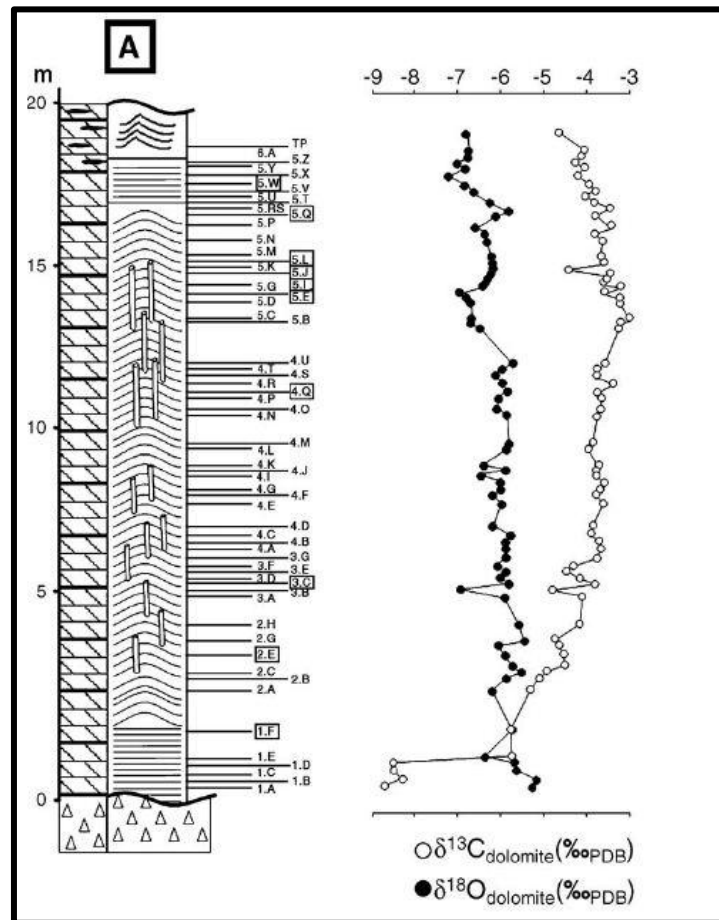
Figura 15 – Compilação dos dados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da era Neoproterozoica em comparação com os dados do perfil de Nogueira (2003) da formação Mirassol d'Oeste.



Fonte: Sansjofre et al. (2011).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem ser utilizados para indicar se os isótopos são primários ou foram alterados pela diagênese e geralmente enquanto os isótopos de O são alterados diageneticamente, os isótopos de C são preservados seus valores iniciais (NOGUEIRA et al., op. cit.). O valor limite estabelecido dos isótopos de oxigênio para carbonatos proterozoicos alterados é de menos que -10 ‰ (JACOBSEN; KAUFMAN, 1999). Os valores obtidos para a capa carbonática da Mina Terconi variam de -4.9 a -6.3 ‰ (figura 16), ou seja, os isótopos mostram os valores da rocha original, sem alteração diagenética (NOGUEIRA et al., op. cit) (figura 16).

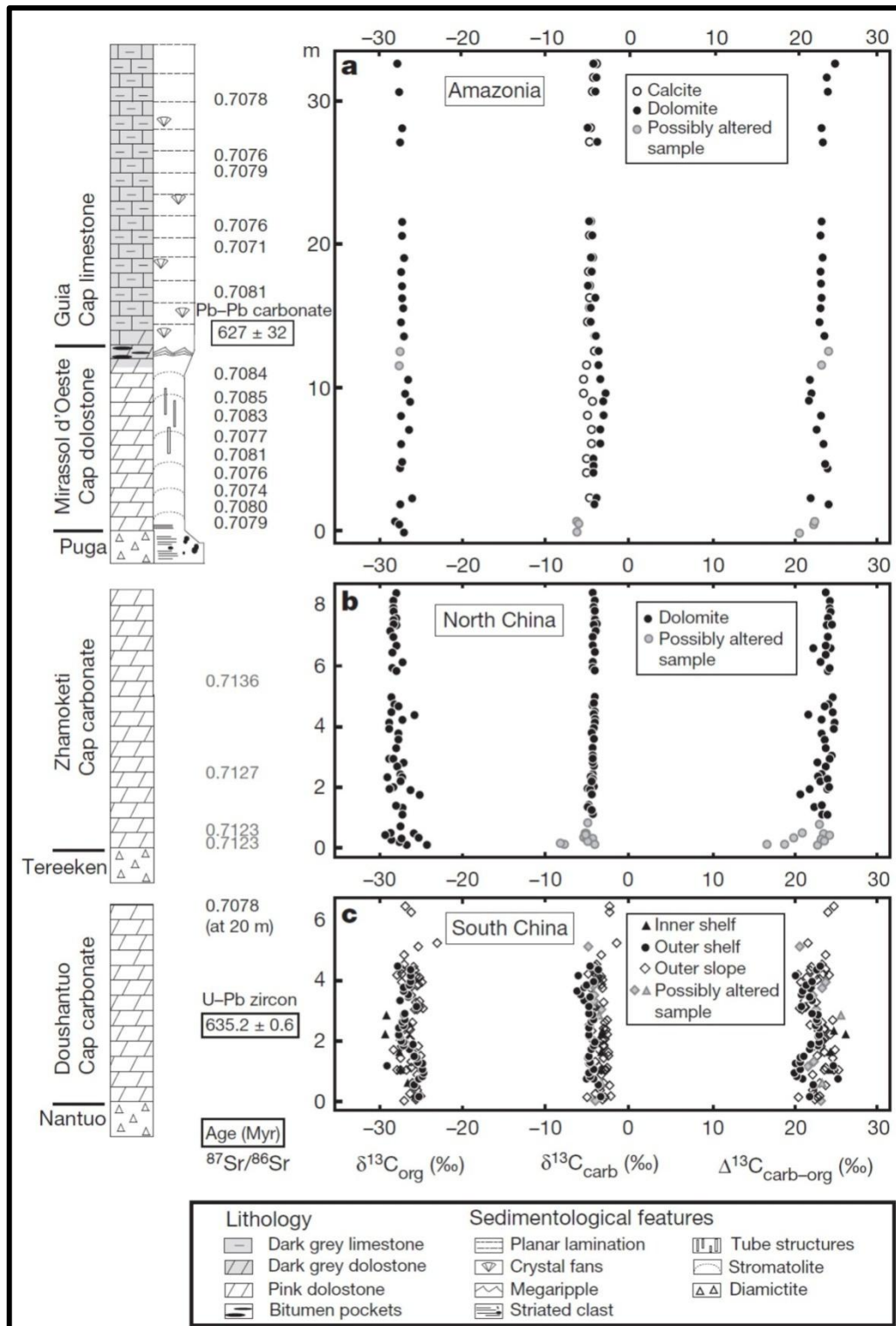
Figura 16 – Isótopos de C e O no perfil da Mina Terconi, da Formação Mirassol d'Oeste.



Fonte: Font et al. (2006).

Os dados dos isótopos de C13 são utilizados para correlação entre rochas carbonáticas. As glaciações inibem a atividade de microrganismos que consumiriam o carbono orgânico, que fica concentrado no mar. Essa relação entre isótopos de carbono orgânico (C12) e C13 resultam em valores negativos para as rochas pós glaciais. Na Formação Mirassol d'Oeste os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam gradualmente, mas de forma independente dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (figura 16) (NOGUEIRA et al., 2007). Esse resultado confirma o fato das interações com os fluidos diagenéticos terem sido pequenas e negligenciáveis. Todos os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da Capa Carbonática Puga são negativos, entre -3.5 e -8.9 ‰ e, concordantes com outras capas neoproterozoicas (figura 17) (NOGUEIRA et al., op. cit.).

Figura 17 – Correlação entre a capa carbonática do Brasil e as do sul e norte da China, para comparar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as três sucessões.



Fonte: Sansjofre et al. (2011).

3.2.2.4 Paleomagnetismo

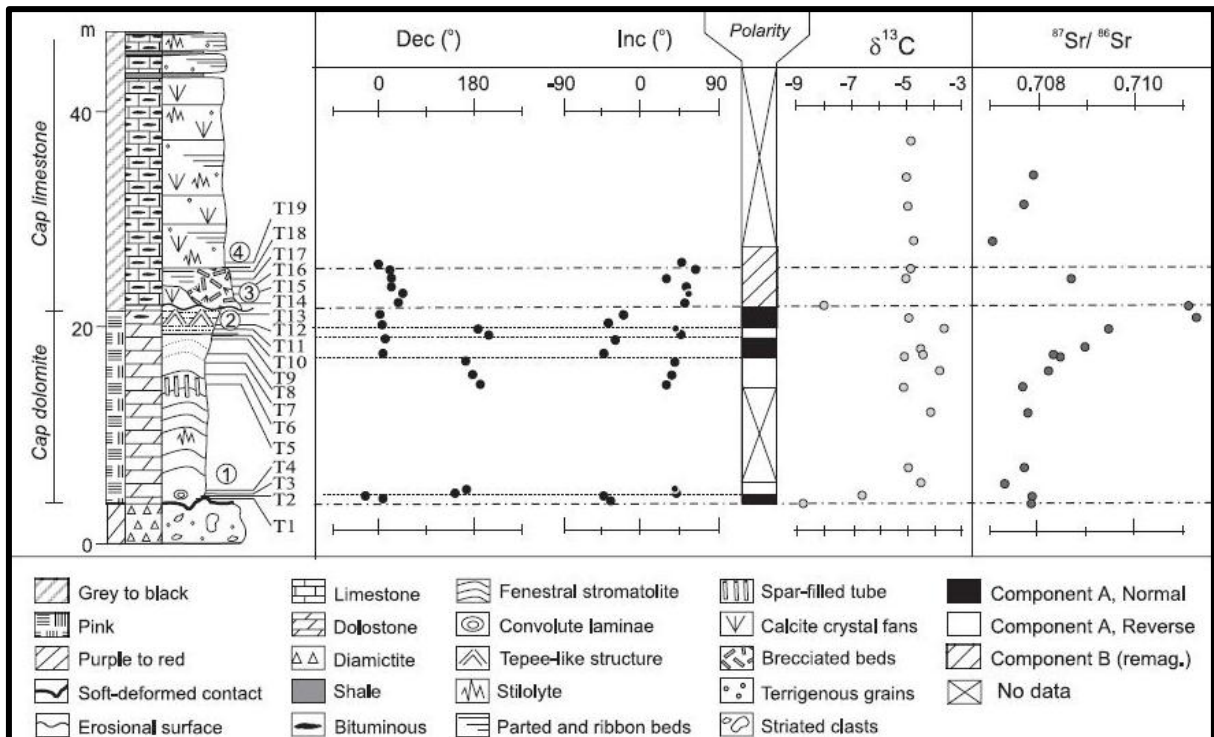
Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste mostram uma componente magnética influenciada principalmente pela hematita (TRINDADE et al., 2003). As direções magnéticas obtidas para os dolomitos são ora negativas e orientadas para o norte e ora positivas e orientadas para o sul e correspondem respectivamente a polaridade normal e inversa, padrão este, parecido com os atuais (TRINDADE et al., op. cit.). Esses dados indicam uma paleolatitudo de $22 \pm 6^\circ$ para o Cráton Amazônico durante a precipitação da capa carbonática (TRINDADE et al., op.cit) (figura18). Os dados paleomagnéticos (tabela 1) indicam a posição do Cráton Amazônico entre o final do Neoproterozoico e o início do Cambriano, indicando que ocorreu migração em direção ao sul entre 580 e 520 Ma, parando na latitude de $36 +7/-6^\circ$ (TRINDADE et al., op. cit.).

Tabela 1 – Na média das direções, em que D representa a declinação, I a inclinação e α_{95} , R e k são os parâmetros estatísticos de Fisherian. Os polos paleomagnéticos são dados pela sua latitude (Lat.) e longitude (Long.). Plat. é a paleolatitudo da região de estudo no momento da aquisição da remanescência magnética.

Magnetic components	Mean directions						Palaeomagnetic Poles					
	n	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	R	k	Long. (°)	Lat. (°)	dp	dm	Plat. (°)	Error(+/-)
Sample-mean directions												
AN	22	3.3	-35.3	5.9	21.3	28.1	267.4	-84.5	3.9	6.8	-19.5	3.8/4.1
AR	29	181.3	39.7	6.7	27.4	17.1	292.9	-82.4	4.8	8.0	22.5	5.2/4.5
A (N + R)	51	182.2	37.8	4.5	48.6	20.6	283.7	-83.5	3.1	5.3	21.2	3.3/3.0
B	74	27.5	55.9	3.2	71.3	26.9	326.6	33.1	3.3	4.6	36.4	3.5/3.1
Site-mean directions												
AN	6	3.9	-36.5	10.8	5.9	39.5	267.6	-83.5	7.4	12.6	-20.3	6.8/8.2
AR	7	178.9	41.6	13.0	6.7	22.6	308.4	-81.0	9.7	15.9	23.9	11.2/8.7
A (N + R)	13	181.3	39.3	7.8	12.6	29.1	292.6	-82.6	5.6	9.3	22.3	6.0/5.3
B	16	25.7	55.4	7.0	15.5	28.9	326.9	33.6	7.1	10.0	35.9	7.8/6.5

Fonte: Trindade et al. (2003).

Figura 18 – Estratigrafia da Mina Tercony com a variação vertical dos dados isotópicos e magnéticos. As linhas tracejadas correspondem às superfícies estratigráficas e as pontilhadas delimitam os intervalos de polaridade normal e inversa.



Fonte: Trindade et al. (2003).

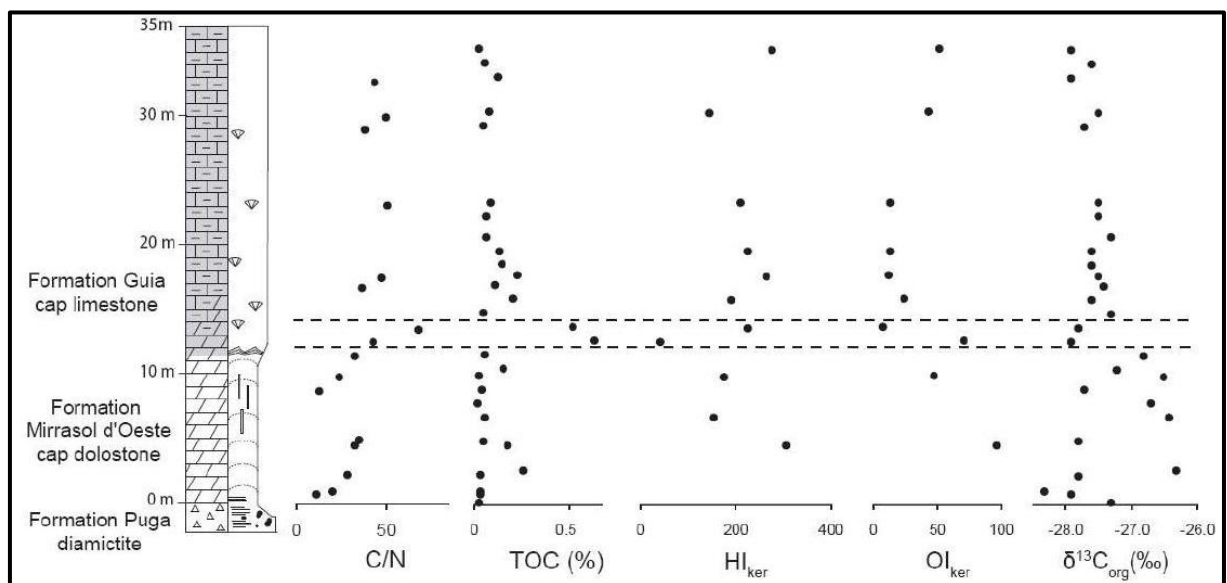
3.2.2.5 Implicações para a geologia do petróleo

A caracterização do hidrocarboneto presente na capa carbonática do Grupo Araras foi feita por meio de análises de geoquímica orgânica molecular, Rock-Eval-pirólise, carbono orgânico total (COT), razão C/N, além dos índices de hidrogênio (*hydrogen index* = HI) e índice de oxigênio (*oxygen index* = OI) (SANSJOFRE et al., 2011).

Os valores do COT na capa carbonática de Mirassol d'Oeste são sempre menores que 1%, com valor mínimo no *dolomudstone* rosado (0.03 a 0.26%) e valor máximo na transição pro calcário da Formação Guia (0.52 a 0.63%). As razões de C/N variam entre 12 e 33 no *dolomudstone* rosado e de 29 a 53 no calcário, com o N essencialmente da matéria orgânica (figura 19). A razão C/N aumenta durante a maturação termal da matéria orgânica e pode ser usada para estimar o grau de maturação que essa matéria orgânica se encontra. As razões de C/N indicam baixa

maturação termal da matéria orgânica e as diferenças no C/N entre a capa dolomítica e calcítica pode ser explicada pelas diferenças nas condições redox durante a eodiagênese, que causa perda diferencial de nitrogênio. As condições anóxicas aumentam a razão C/N, explicando os baixos valores para o *dolomudstone* rosado, já que apresentava condições eodiagenéticas óxicas (SANSJOFRE et al., 2011).

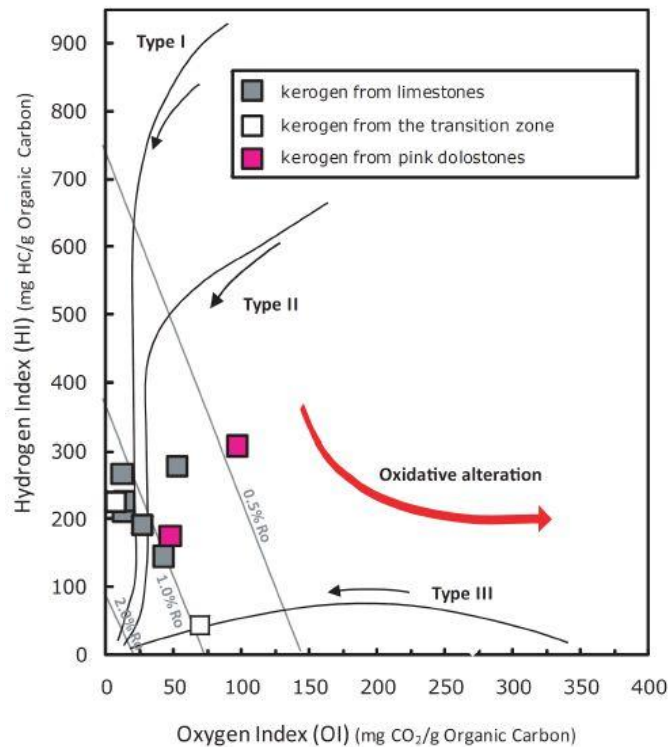
Figura 19 – Análise da matéria orgânica a partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, razões C/N, COT (TOC em inglês) em amostras descarbonificadas. Os Índices de Hidrogênio e Oxigênio (HI e OI) são extraídos de amostras de querogênio.



Fonte: Sansjofre et al. (2011).

Nas análises de Rock-Eval pirólise o HI varia de forma irregular entre 40 e 300 e o OI varia entre 50 e 100 no dolomito e de 10 a 50 no calcário. A posição das amostras dentro do diagrama Van Krevelen modificado indica que o querogênio é do tipo II, de origem algal e/ou bacteriana e os valores de reflectância da vitrinita são menores de 1% (figura 24).

Figura 20 – Amostras de querogênio das formações Mirassol d'Oeste e Guia plotadas no diagrama de Van Krevelen modificado. No diagrama, a evolução dos parâmetros HI e OI durante a diagênese de soterramento são representados por linhas pretas para os três tipos de querogênio. A linha cinza indica os valores de reflectância da vitrinita (% Ro) para um dado valor de HI e OI. A evolução do querogênio mostra que, com o aumento da temperatura o H e O sofrem depleção em relação ao C.



Fonte: Sansjofre et al. (2011).

3.2.2.6 Biomarcadores

Durante a glaciação global é esperado um colapso da vida como um todo, no entanto é observado em capas carbonáticas, pós-glaciais, a presença de fósseis moleculares de um ecossistema altamente diversificado. Dessa forma a glaciação global parece não ter influenciado profundamente na decadência da produtividade biológica (CORSETTI et al., 2006; OLCOTT et al., 2005 apud. ELIE et al., 2007). Essa produtividade pode ser devido ao aumento do intemperismo pós-glaciação, em que o clima de efeito estufa facilita as descargas fluviais aumentando também os

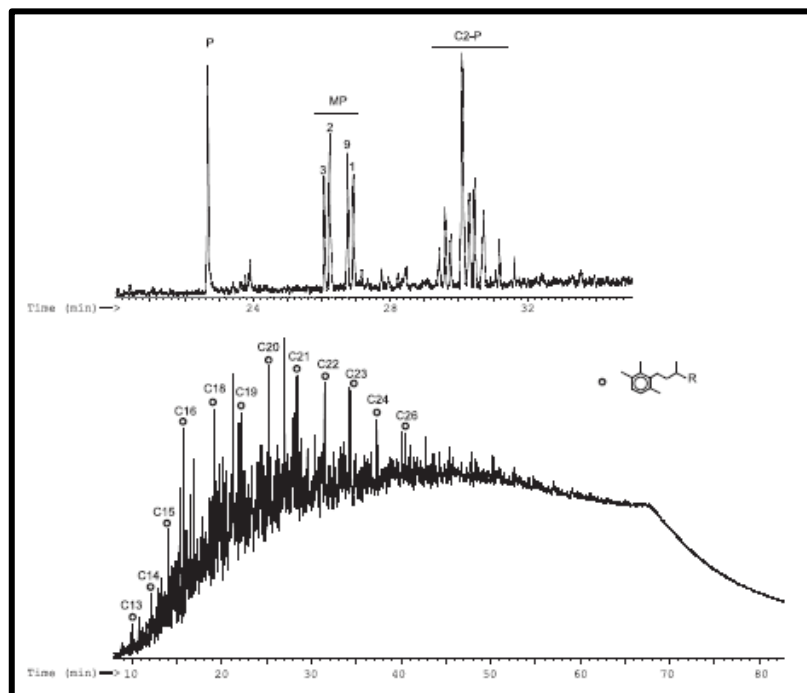
nutrientes e o consumo de oxigênio. Esses fósseis moleculares (biomarcadores) multiplicaram-se a partir dos metazoários, que apareceram logo após a última glaciação criogeniana e são usados na reconstrução do ecossistema marinho pós-glaciação.

Na capa carbonática de Mirassol d'Oeste os biomarcadores foram identificados na parte superior do perfil, extraídos do hidrocarboneto presente na porosidade fenestral do *doloboundstone* e *dolopackstone*. Os principais biomarcadores encontrados são isoprenóides de cadeia curta (m/z 183) de origem a partir de clorofilas bacterianas e fenantrenos (m/z 178, 192 e 206) (figura 21). Os valores calculados alcançam de 0,83 a 0,91, indicando uma fonte de grande geração de hidrocarbonetos (ELIE et al., 2007).

As interpretações ambientais a partir dos biomarcadores corroboram as interpretações feitas por elementos traços. Além disso, as evidências de redução bacteriana dos sulfatos podem suportar a ideia de formação da dolomita por mediação microbial. Os microrganismos quebram a barreira cinética de precipitação da dolomita primária, utilizando o sulfato no seu metabolismo para liberar o íon Mg^{2+} .

Na base da coluna de água o ambiente apresentava características anóxicas ou euxínicas (ELIE et al., op. cit.). O ecossistema pós-glacial reconstruído era composto principalmente por algas vermelhas e cianobactérias, as quais poderiam ser interpretadas pela presença de estromatólitos na Formação Mirassol d'Oeste (ELIE et al., op. cit.).

Figura 21 – Cromatogramas de massa mostrando fenantrenos (em cima) e isoprenóides (em baixo).



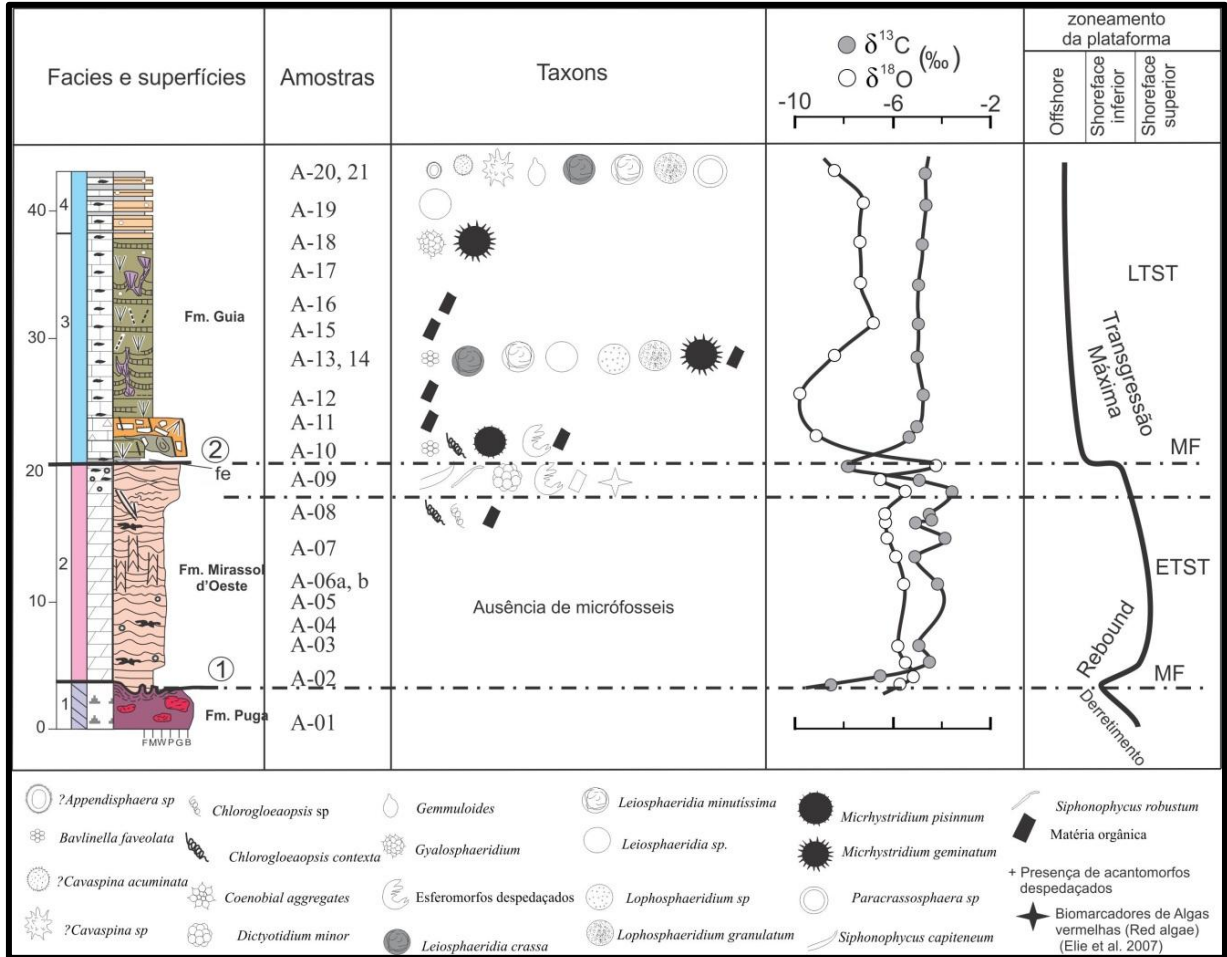
Fonte: Elie et al. (2007).

3.2.2.7 Microfósseis

De acordo com Hidalgo (2007), nenhum microfóssil foi observado no intervalo onde predominam os estromatólitos na capa dolomítica, somente no contato com os dolomitos com acamamento de megamarca ondulada, foram observados *Chlorogloeopsis contexta* e *Siphonophicus*, ambos filamentosos e alóctones (figura 22). O ambiente deposicional da Formação Mirassol d'Oeste seria mais protegido enquanto o da Formação Guia é tipicamente mar aberto corroborando com a interpretação feita pela análise faciológica. As depressões protegidas das correntes de mar aberto permitiram a proliferação dos microrganismos, formando os biostromitos. As possíveis algas vermelhas que produziram grande parte deste acúmulo (ELIE et al. 2007) sugerem que as megaripples foram formadas em ambiente mais profundo que o dolomitos estromatolíticos. Os isótopos de carbono empobrecidos indicam um menor consumo C^{12} cujo valor torna-se mais enriquecidos para o topo do perfil indicando uma maior proliferação do plâncton, marcada pela

abundância e diversidade, marcando o máximo da transgressão formando um ambiente anóxico (Formação Guia).

Figura 22 - Distribuição vertical dos principais microfósseis presentes no topo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia, na Mina Terconi.



Fonte: Hidalgo (2007)

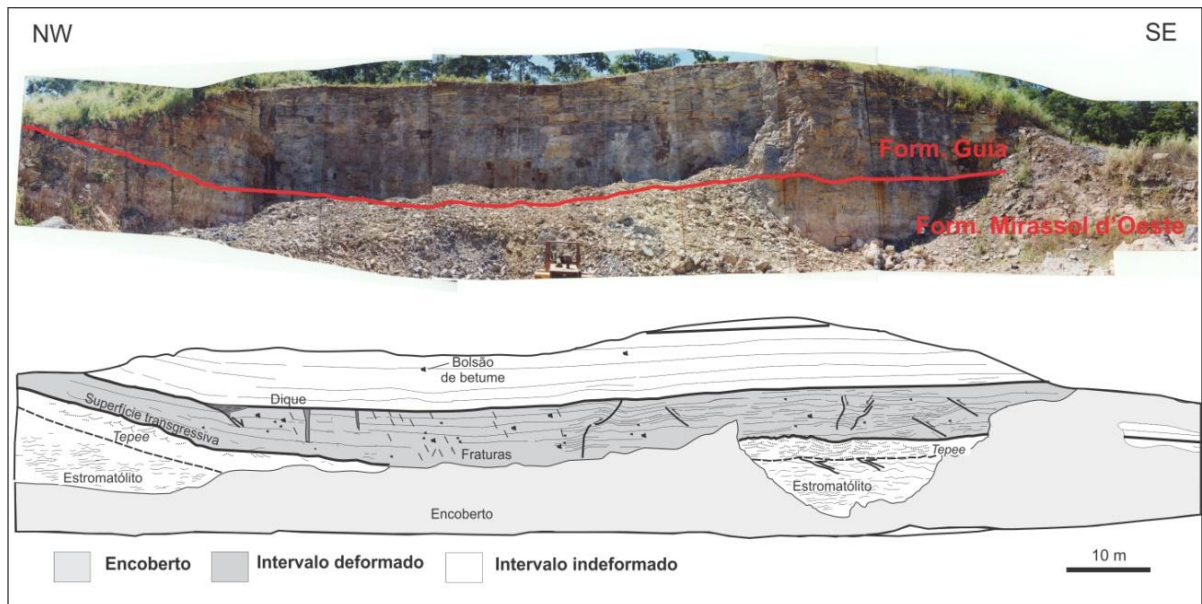
4 RESULTADOS

4.1 O PERFIL DA CAPA CARBONÁTICA DE MIRASSOL D'OESTE

A Formação Mirassol d'Oeste é constituída por dolomito fino rosado (*dolomudstone*), estromatólito (*doloboundstone*) e *dolopackstone* peloidais apresentando 15 m de espessura, presente na Mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste (figuras 23 e 24). Na base o dolomito fino rosado sobrepõe o diamictito maciço da Formação Puga, no contato o dolomito mostra acamamento maciço e laminação plana, deformada e convoluta, assim como níveis de brechas e estruturas de injeção. A laminação plana pode ocorrer com estrutura de sobrecarga, sugerindo um padrão em *onlap*. A laminação microbial forma estromatólito planares fenestrais (*doloboundstone*). Estruturas em tubo com comprimento centimétrico e diâmetro de até 3 cm interrompem e deslocam a laminação microbial, sendo preenchidas por dolomita espática e/ou dolomito fino. Na parte superior ocorrem dolomito fino com peloides (*dolopackstone*) com níveis apresentando porosidade interpartícula, preenchidas por hidrocarboneto, conferindo aspecto finamente listrado à rocha. Laminações onduladas assimétricas com mais de 3 m de amplitude descritas por Nogueira (2003) e interpretadas como estruturas produzidas por ondas com laminação truncada de baixo ângulo e com padrão *en shevron e pinch and swell*. Estes depósitos também são encontrados associados com falhas sinsedimentares sugerindo origem por deformação sindeposicional. O limite superior apresenta os dolomitos em contato brusco a erosivo, com os sobrepostos calcários com leques de cristais da Formação Guia, calcarenitos e brechas calcárias. Este contato é interpretado como uma superfície transgressiva (figura 23)

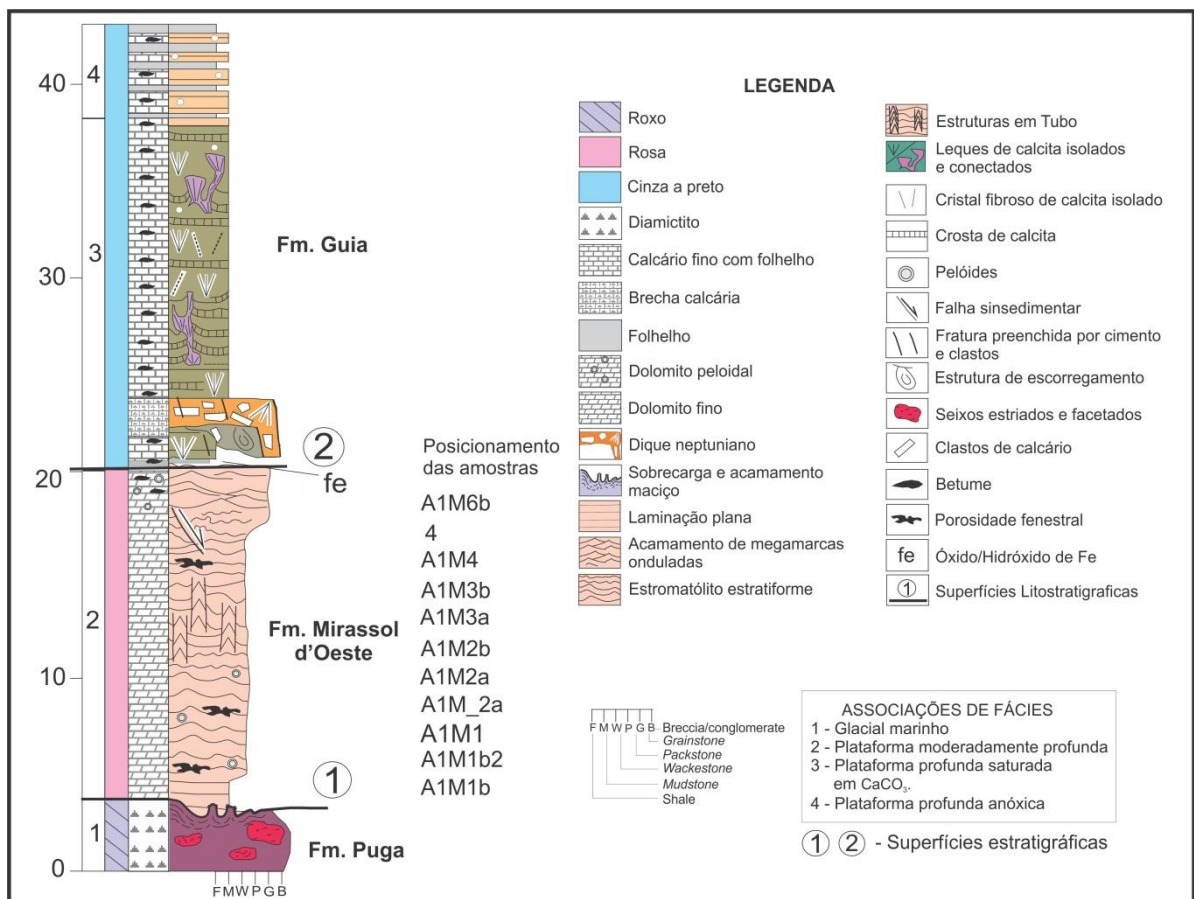
A presença de estromatólitos estratiformes, a distribuição lateral das camadas por dezenas de quilômetros e a falta de indicadores de perimare sugerem um ambiente deposicional de plataforma marinha de baixa energia. A migração de megamarcas onduladas por fluxo oscilatório e/ou combinado sugere ambiente moderadamente profundo. Portanto o ambiente deposicional provável para a sucessão dolomítica é de plataforma marinha moderadamente profunda.

Figura 23 - Seção panorâmica da Mina Terconi. Destaque para a superfície transgressiva, em vermelho, que separa os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia. As amostras estudadas estão indicadas no perfil.



Fonte: Nogueira (2003).

Figura 24 - Perfil estratigráfico holoestratótipo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia aflorante na Mina Terconi.



Fonte: Nogueira e Riccomini (2006).

4.2 PETROGRAFIA

Três microfácies foram discriminadas da base para o topo: ***dolomudstone***, ***doloboundstone*** e ***dolopackstone/dolomudstone***. Estas microfácies encontram-se geralmente intercaladas, formando laminações e contendo abundantes peloides. A principal diferença das microfácies é a presença de laminação paralela, laminação estromatolítica, laminação ondulada e porosidade fenestral.

4.2.1 Microfácies *dolomudstone*

A microfácies *dolomudstone* encontra-se localizada na base do perfil com espessura de aproximadamente 2 metros caracterizada pela presença de dolomita microcristalina, peloides e poros *vug*. A rocha apresenta coloração rosa e discretas laminações paralelas. Alterações diagenéticas como neomorfismo e dissolução são comuns nessa microfácies. O neomorfismo é caracterizado pela modificação na textura dos cristais microcristalinos de dolomita, que passam para microesparito e pseudoesparito. A dissolução é caracterizada pela formação de porosidade móldica e dos *vugs*.

4.2.1.1 Dolomita microcristalina, microespática e pseudoespática

A dolomita microcristalina ou lama carbonática é representada com um mosaico de cristais inferiores a 4 μm de difícil visualização por seu aspecto sujo do micrito (figura 25). A dolomita microcristalina é rara de ser observada devido ao neomorfismo, que formou mosaicos de cristais de dolomita microespática e pseudoespática. A dolomita microespática apresenta-se como um mosaico de cristais predominantemente não-planares, e planar-s (planar subedral), com tamanhos que variam em média de 5 a 10 μm (figura 26). A dolomita pseudoespática

apresenta-se em um mosaico de cristais unimodais com cristais planar-s, de tamanho entre 20 a 60 μm . Cristais com mosaicos planar-e (planar eudral), entre 20 a 70 μm , ocorrem em fraturas e são interpretadas como cimento espático de dolomita (figura 27). A textura planar-e também está presente localmente com cristais de dolomita neomorfisada que alcança 100 μm . Ocorre um nível na dolomita pseudoespática impregnado por óxido-hidróxio de ferro aparentemente relacionado à presença de fraturas.

Figura 25 - Dolomita microcristalina a microespática. Poro cimentado por calcita no centro. Nicóis paralelos.

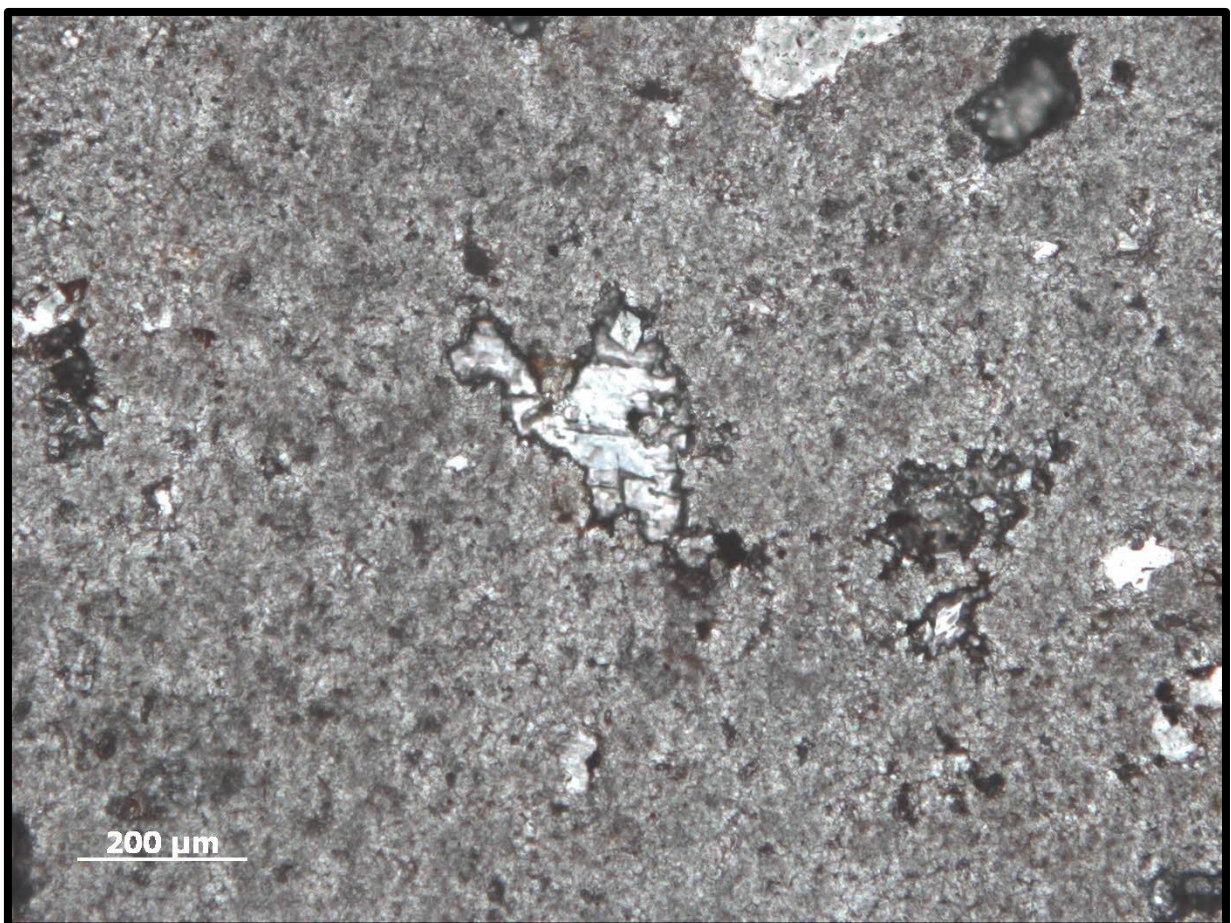


Figura 26 – *Dolomudstone* com predominância de dolomita microespática, com cristais não-planares. Nicóis cruzados.

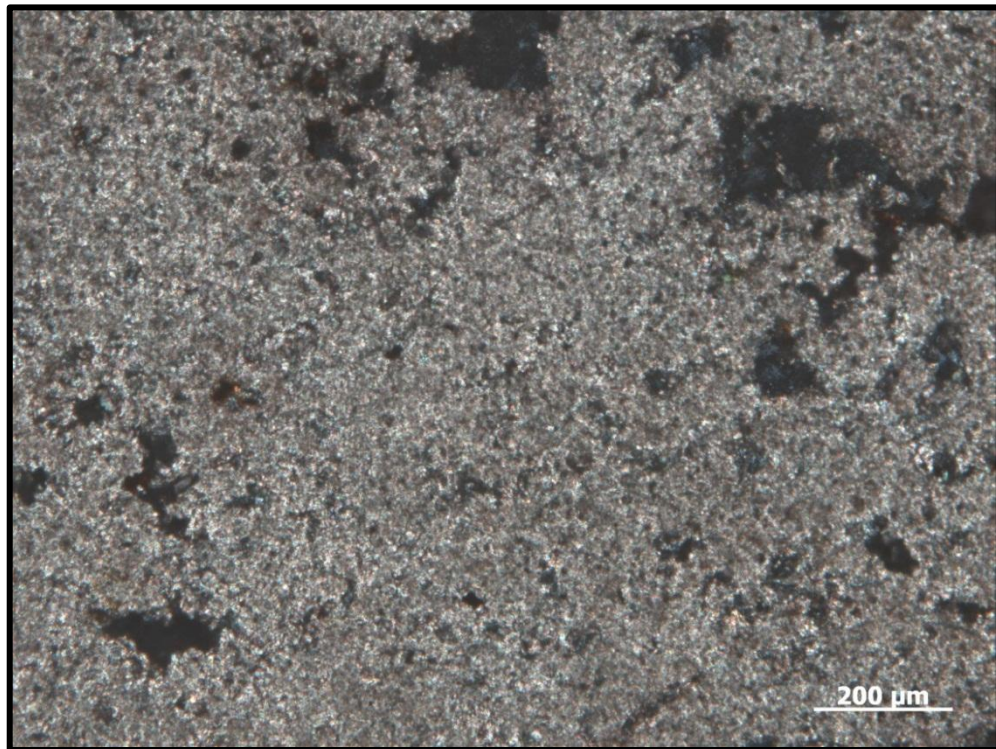
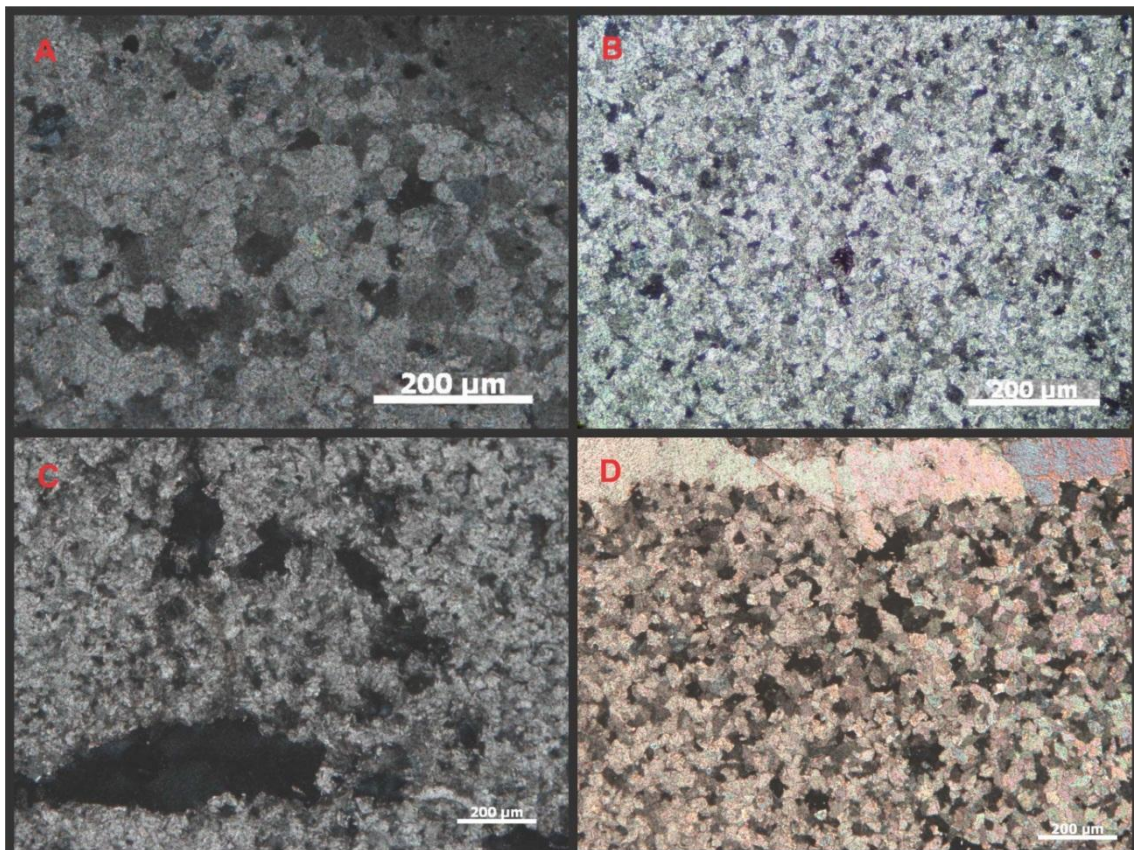


Figura 27 - Dolomita pseudoespática. A) Dolomita com mosaico plana-s; B e C) Dolomita com mosaico não-planar; D) Dolomita com mosaico planar-s a planar-e e fratura preenchida por cimento de calcita espática no alto da microfotografia. Nicóis



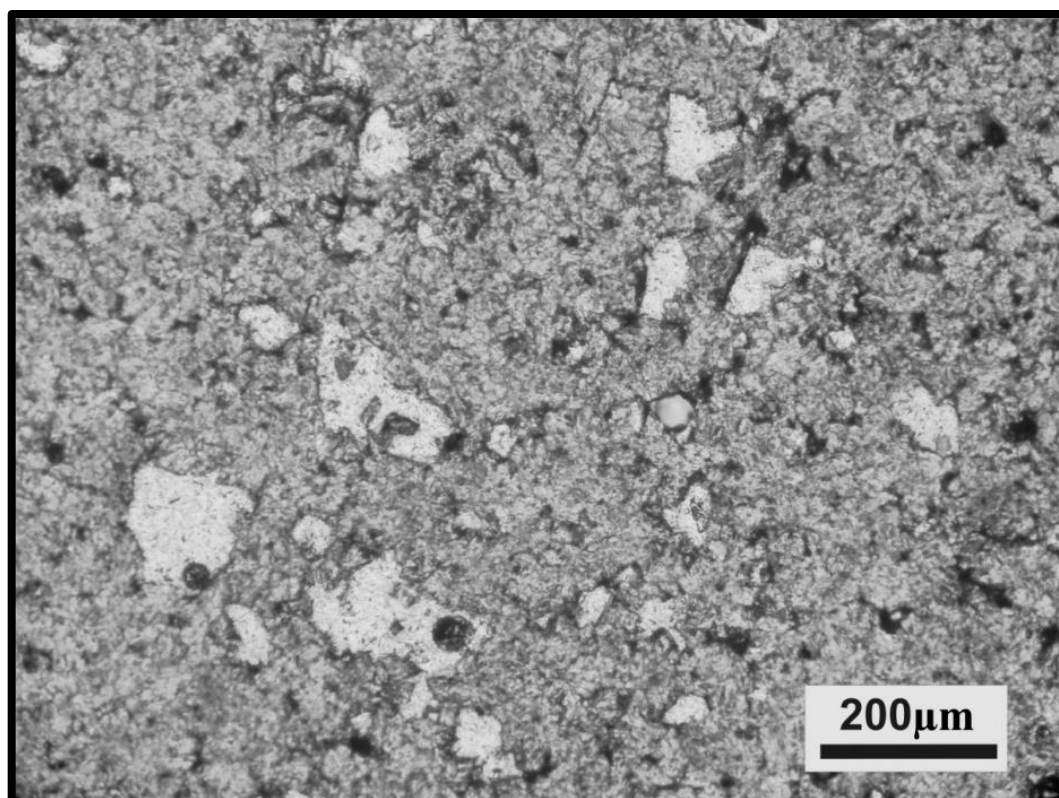
c
r
u
z
a
d
o
s

4.2.1.2 Porosidade *vug* e móldica

Os poros *vugs* geralmente possuem formas variadas, sendo muito irregulares e sem orientação preferencial. Essas formas são circulares, alongadas e curvas. Seus tamanhos variam de 20 a 400 μm em média, podendo alcançar cerca de 1 mm. A porosidade móldica ocorre localmente e apresenta formas retangulares trapezoidais com bordas retas e curvas, causadas por dissolução e alargamento desses poros (figura 28). O tamanho varia entre cerca de 40 e 50 μm atingindo 100. O constituinte original é incerto, porém a forma dos poros móldicos lembra cristais prismáticos, romboédricos e grãos arredondados, que devido a dissolução que ampliou os poros é difícil afirmar se foi apenas um ou vários constituintes diferentes que foram dissolvidos

A porosidade *vug* frequentemente ocorre junto à móldica, de forma a mudar o limite de suas bordas, tornando-as curvadas e conseqüentemente alargando esses poros.

Figura 28 – Porosidade móldica associada com porosidade *vug*. Notar que a dissolução alarga e muda a forma dos poros móldicos. Contudo, alguns ainda apresentam aspectos prismáticos e romboédricos. Nicóis paralelos.



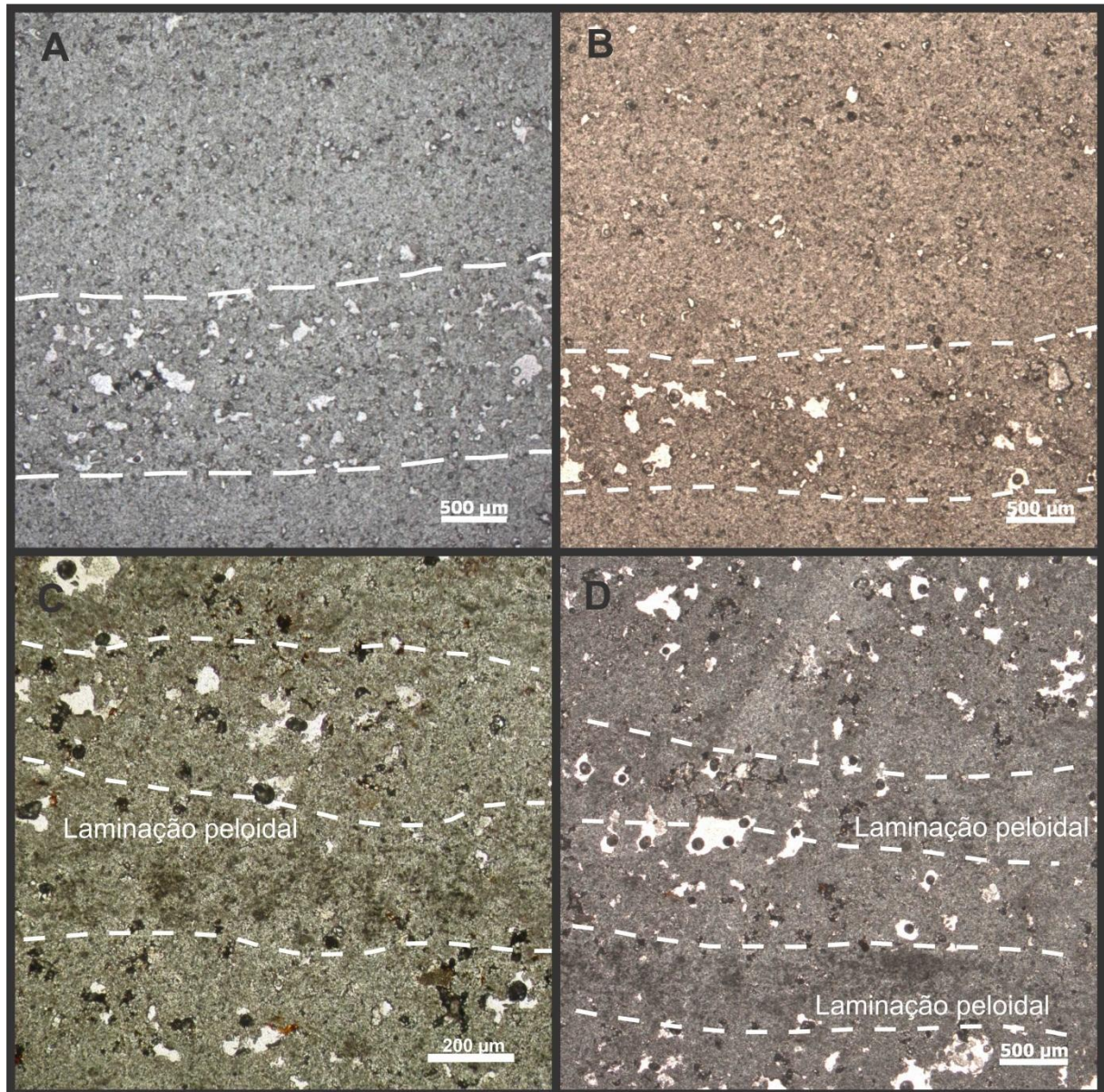
4.2.1.3 Laminações discretas

Laminações paralelas ocorrem de forma discreta e descontínua. Estas laminações são caracterizadas de duas formas: formada pela orientação da porosidade e outra por níveis de concentração de peloides (figura 29).

Apesar de frequentemente a porosidade *vug* não apresentar orientação, elas se concentram em determinados planos formando lâminas orientadas de forma paralela a subparalelas. Nessa situação ocorrem laminações discretas, diferenciadas pela intercalação de lâminas com poros (por vezes preenchidos por hidrocarboneto); e lamina sem poros, somente com dolomita fina maciça.

As laminações observadas pela concentração de peloides são do tipo quase-planar, diferenciadas por lâminas escuras de dolomita com concentração de peloides e por lâminas mais claras com menos peloides e com muita porosidade *vug*. Os limites das laminações são dificilmente diferenciados por causa da grande irregularidade dessas laminações nas interfaces entre os poros e os peloides.

Figura 29 – *Dolomudstone* com laminações discretas, limitadas pelas linhas tracejadas. As laminações formadas por poros *vugs* (A e B) e as laminações formadas por peloides pelas são delimitadas pelas linhas tracejadas (C e D).



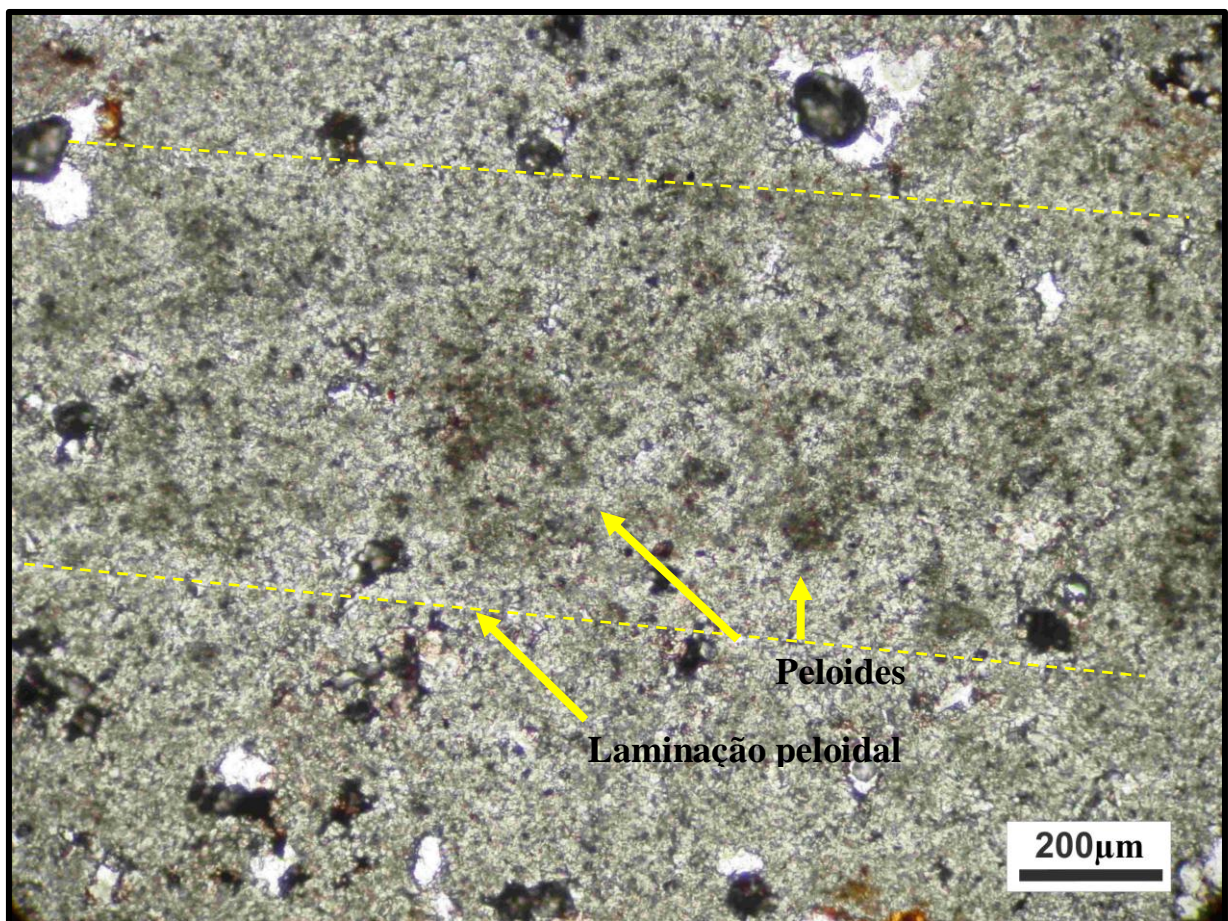
4.2.1.4 Peloides

Os peloides na microfácies *dolomudstone* são difíceis de serem individualizados, pois estão geralmente agregados formando a textura grumosa. Neste caso os limites da parede dos peloides são difusos e o aspecto dos

agregados é semelhante a uma massa com limites irregulares, onde poucos peloides podem ser observados com clareza.

Quando individualizados, seus tamanhos variam entre 50 a 300 μm , com média entre 100 e 150 μm e apresentam formas esféricas e elipsoidais. Apesar de se concentrarem em lâminas, eles são comuns em toda a microfácies já que ocorrem de forma disseminada onde não formam laminações. (figura 30)

Figura 30 – *Dolomudstone* com laminação destacando os peloides.



4.2.2 Microfácies *doloboundstone*

Esta microfácies é caracterizada pela formação de laminações estromatolíticas que ocorrem logo após os primeiros 5 metros do perfil estudado e se estendem até os 10 metros da sucessão da Mina Terconi. Em afloramento estas

laminações estromatolíticas têm formas comumente planar estratiformes e mais raramente dômicas. Microscopicamente apresenta, além das laminações, peloides e porosidade fenestral (figura 31A e B). Estruturas tipo-tubo (figura 31C e D) ocorrem rompendo as laminações estromatolíticas. Estas estruturas são verticais e com os limites irregulares, são geralmente preenchidas por calcita e dolomita espática.

A porosidade fenestral ocorre como poros alongados, com certa continuidade seguindo os planos da laminação estromatolítica. As fenestras são geralmente preenchidas por cristais romboédricos de dolomita e hidrocarbonetos. A principal diferença para a microfácies *dolomudstone* é a presença da porosidade fenestral que confere um aspecto finamente listrado a rocha. Apresentam coloração cinza pela presença do hidrocarboneto e pela grande quantidade de peloides.

4.2.2.1 Dolomita microcristalina, microespática a pseudoespática

A lama dolomítica ou dolomita microcristalina apresenta-se em vários estágios de neomorfismo exibindo constantemente a textura microespática e podendo alcançar a textura de dolomita pseudoespática. Esta última ocorre com menos frequência, observada em apenas uma seção delgada.

A dolomita microcristalina ocorre em cristais de difícil identificação com cristais inferiores a 4 μm . A dolomita microespática apresenta textura unimodal com cristais predominantemente não-planares e cristais planar-s. O tamanho varia de 5 a 15 μm , com média de 10 μm . Na dolomita pseudoespática os cristais apresentam textura unimodal com cristais não-planares, planar-s e com menos frequência a textura planar-e. Os tamanhos são superiores a 15 μm , com média entre 20 e 25 μm , podendo alcançar cristais com 45 μm .

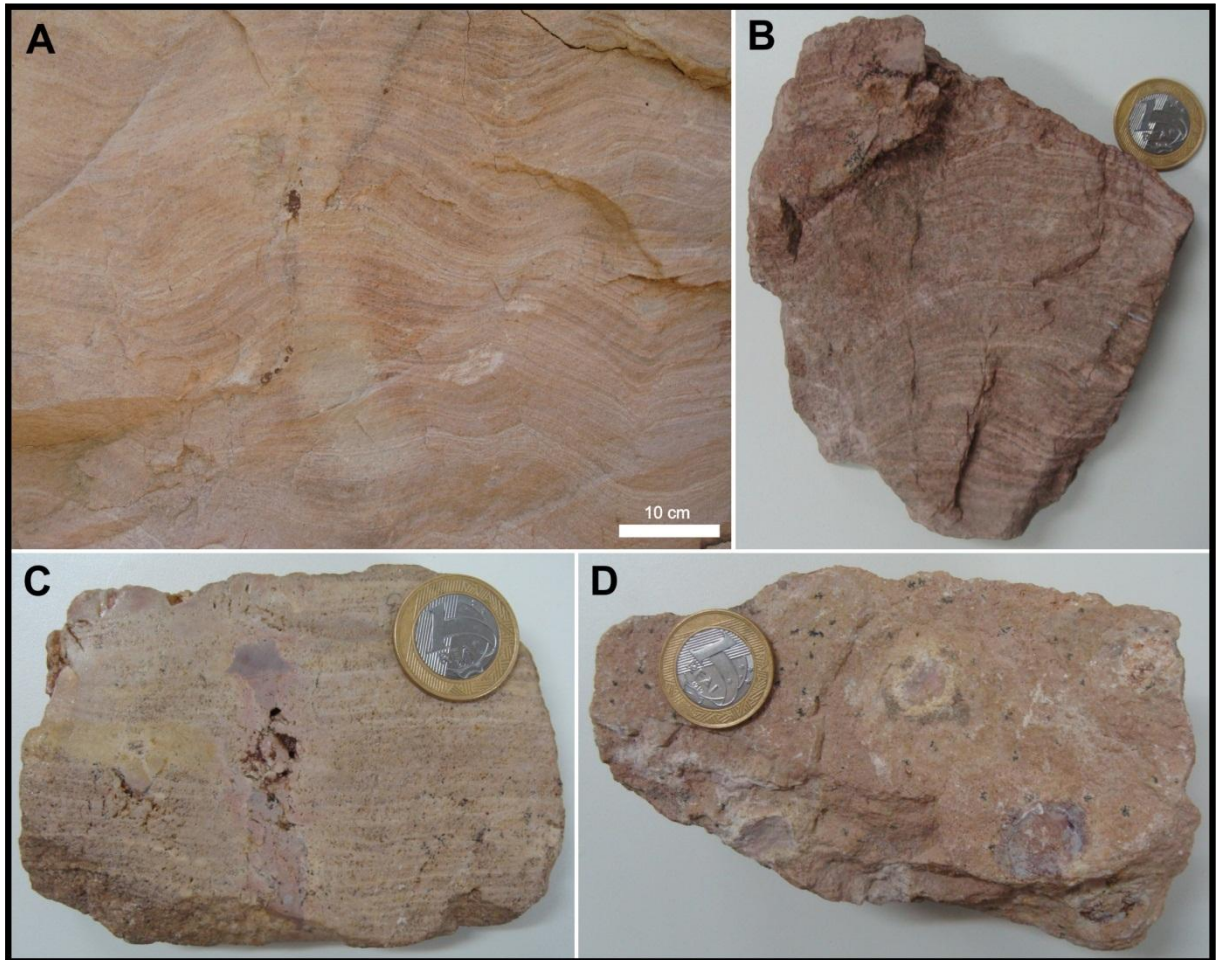
4.2.2.2 Porosidade fenestral, *vug* e móldica

Os poros fenestrais exibem formas alongadas, ocelares, muito irregulares, interconectadas com bordas muito irregulares e orientação subparalela, formando laminação fenestral, diferenciadas pela orientação e tamanho dos poros. Apresentam-se preenchidas frequentemente por hidrocarboneto e cimentadas por cristais de dolomita euédrica e dolomita em sela, calcita e por sílica. Outro destaque é a ocorrência, na porção superior do perfil, de pseudomorfos de gipsita dentro das janelas.

Os poros fenestrais ocorrem geralmente em dois tamanhos: entre 50 e 200µm e entre 200µm a 1 mm. A diferença de tamanho dos poros comumente é visualizada na forma de laminações paralelas (Figura 33C). Os poros fenestrais menores são mais alongados, interconectados e orientados caoticamente porem seguindo o limite da laminação. O tamanho médio pode variar entre 50 e 80 µm podendo alcançar o mínimo de 30 µm e máximo de 200 µm. As janelas maiores são menos interconectadas, mais arredondadas. Seu tamanho varia em média entre 200 e 500 µm, podendo alcançar de 600 µm a 1 mm.

Os poros *vugs* são geralmente arredondados a alongados ou irregulares, com bordas corroídas. Podem alargar a porosidade fenestral e conter cristais de dolomita euédrica. Os tamanhos podem variar em média de 150 a 200 µm, podendo alcançar no mínimo 30 µm e no máximo 400 µm.

Figura 31 – Estromatólitos da microfácies *doloboundstone*. A) Afloramento da Mina Terconi mostrando estromatólito estratiforme; B) amostra de mão detalhando a laminação estromatolítica estratiforme. C) seção transversal de estrutura em tubo que rompe e desloca suavemente a laminação fenestral; D) visão em planta do topo da estrutura em tubo.



Fonte: imagem A cedida por Joelson Soares.

Figura 32 – Principais tipos de porosidades e associações entre elas das microfácies *doloboundstone* (A, B e C) e *dolopackstone/dolomudstone* (D, E e F). A) porosidade fenestral cimentada por calcita; B) porosidade fenestral sem preenchimento; C) porosidade vug. e porosidade fenestral com dolomita neomórfica (setas) modificando a forma comum das fenestras. Essa dolomita geralmente sofre dissolução formando porosidade móldica; D) poros móldicos com formas preservadas (círculos amarelos) e com bordas alargadas por dissolução; E) poros móldicos formados dentro da porosidade fenestral apresentando limites retos com o hidrocarboneto; F) poro móldico quase todo modificado, porem ainda mostrando bordas retas (seta).

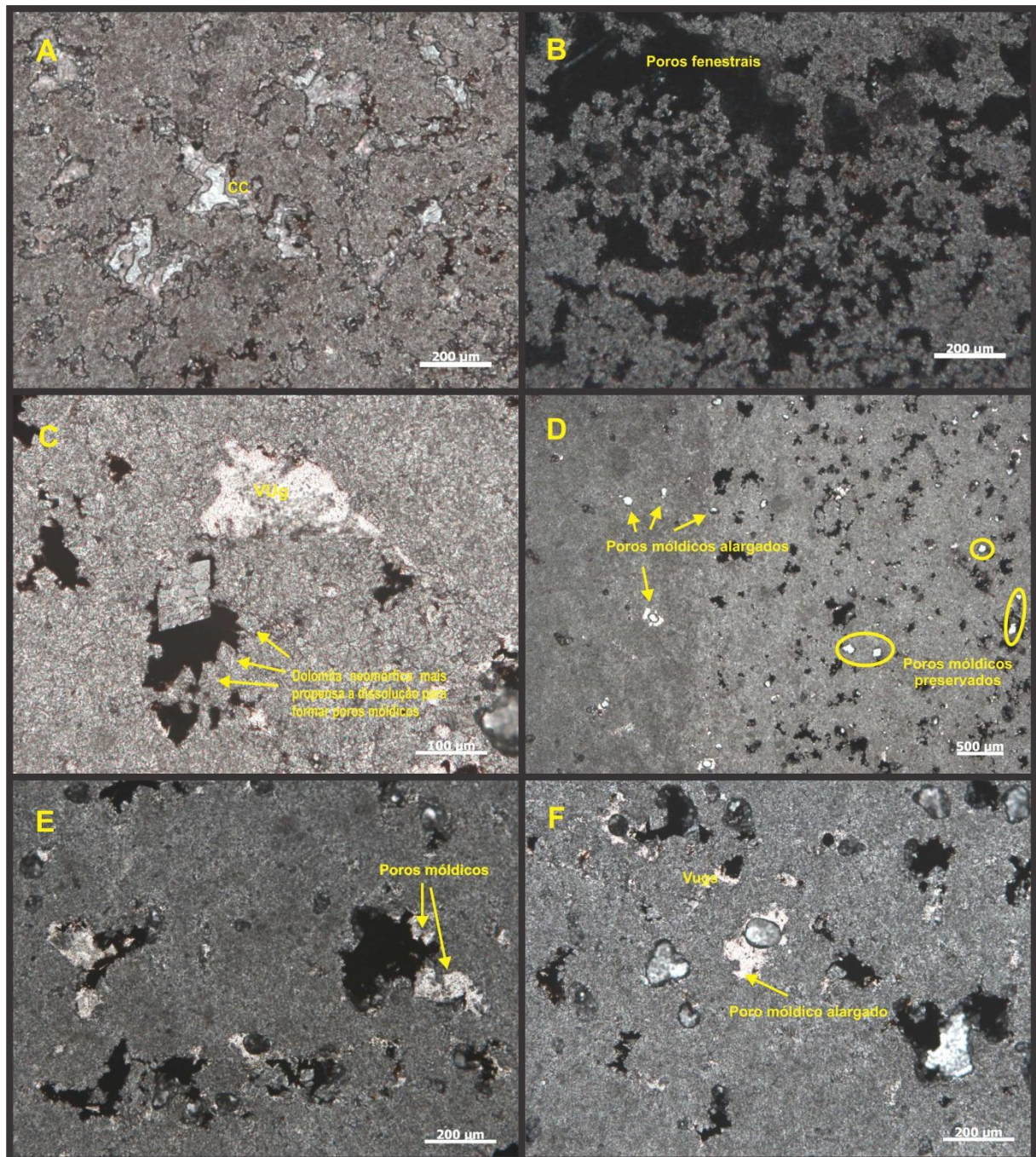
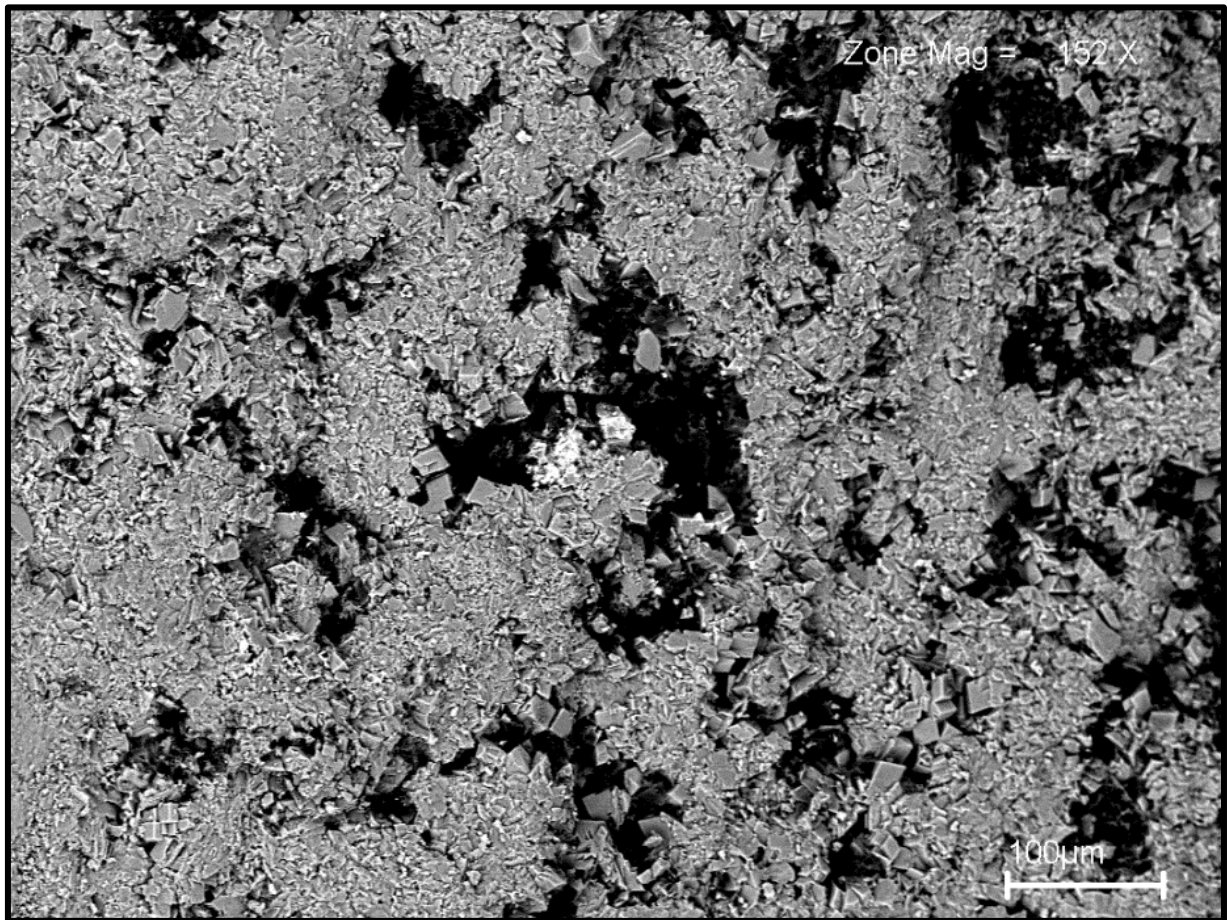


Figura 33 – *Doloboundstone* apresentando porosidade fenestral bastante cimentada por dolomita euédrica. Imagem de MEV



4.2.2.3 Laminação fenestral

A laminação é formada pelo arranjo paralelo a subparalelo da porosidade fenestral e das relações com níveis de maior concentração da matéria orgânica. Os poros fenestrais frequentemente ocorrem impregnados por hidrocarboneto de forma que a rocha apresente um aspecto finamente listrado. As lâminas apresentam cores pretas e cinzas. As lâminas de cor preta são ricas em hidrocarbonetos, enquanto que as lâminas cinza tem uma maior concentração de dolomita microcristalina peloidal.

Como descrito anteriormente a laminação fenestral também se destaca pela intercalação de laminas com abundantes poros fenestrais e laminas de dolomita com

pouca porosidade. As espessuras das lâminas variam bastante. As de cor preta com abundante porosidade e hidrocarbonetos apresentam microlâminas de 400 a 600 μm . Essas microlâminas quando sobrepostas umas sobre as outras formam laminações de até 6 mm. As de cor cinza apresentam espessuras que variam de 700 μm até 8 mm (figura 35).

A laminação de destaque é de dolomita contendo poros relativamente pequenos, concentrados, frequentemente interconectados, com limites geralmente irregulares (figura 34 B). Sua espessura varia bastante, de 400 a 600 μm em média alcançando no máximo 1,4 mm

4.2.2.4 Peloides

Os peloides são semelhantes aos que ocorrem nas microfácies *dolomudstone* formando estruturas grumosas, contudo, são muitos mais fáceis de individualizar onde formam as lâminas. Fora das lâminas ocorrem como uma estrutura grumosa (“fantasmas”) encontrados localmente, com formas circulares a elípticas. Os seus tamanhos variam em média de cerca de 100 a 200 μm (figura 36).

Figura 34 – *Doloboundstone* com laminação fenestral. A) alternância de lâminas de dolomita com peloide e lâminas de dolomita com porosidade fenestral; B) alternância de lâminas entre dolomita com poros fenestrais grandes e com poros fenestrais pequenos. Os poros não estão preenchidos. Nicóis cruzados.

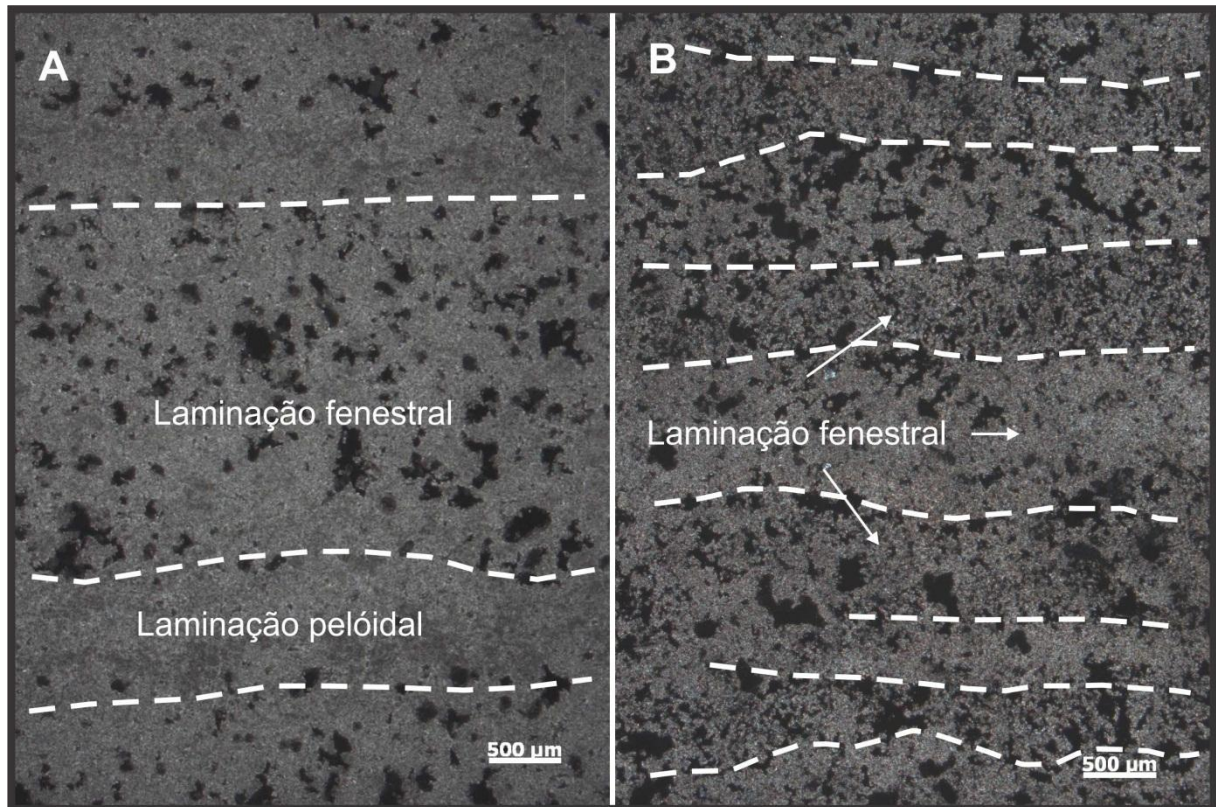
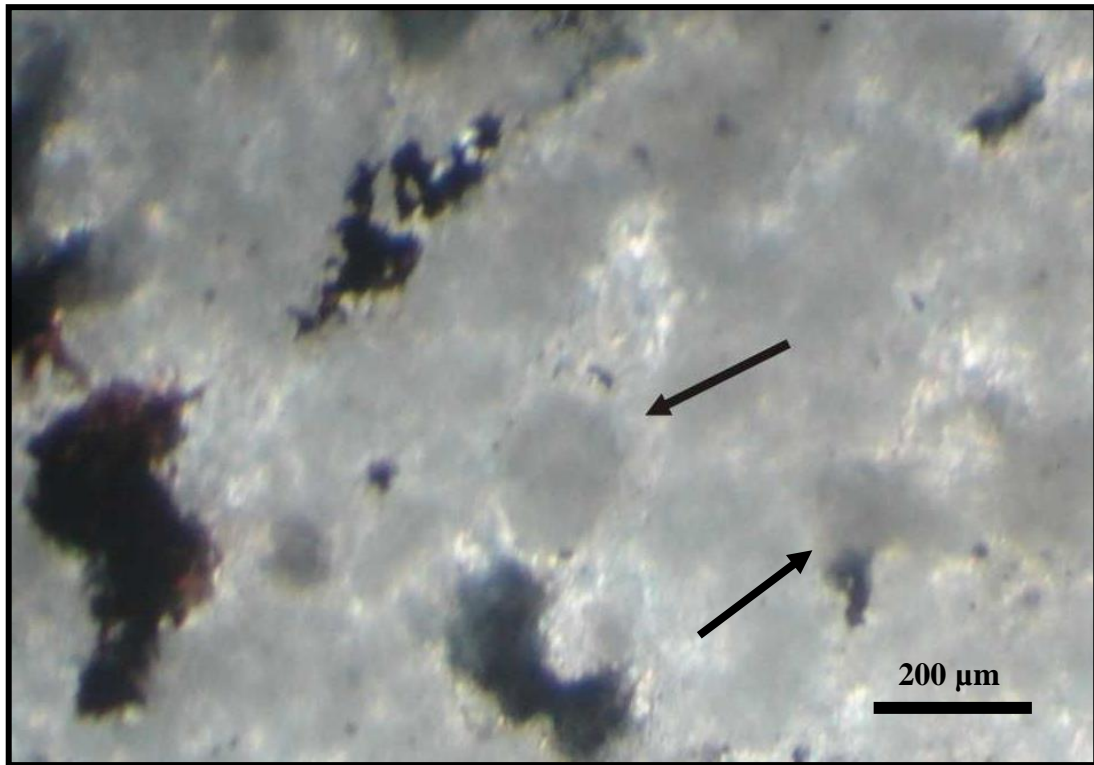


Figura 35 – Estromatólito dômico. A) destaque para lâminas de poros fenestrais (cor preta) preenchida por hidrocarboneto e lâminas de dolomita sem porosidade (cor cinza); B) detalhe em seção delgada da laminação estromatolítica com as microlâminas sobrepostas formando a laminação de cor preta.



Figura 36 – *Dolomudstone* fenestral exibindo peloides com aspecto de grumos, formando os chamados “fantasmas”. Os peloides maiores e mais visíveis são indicados pelas setas. Nicóis paralelos.



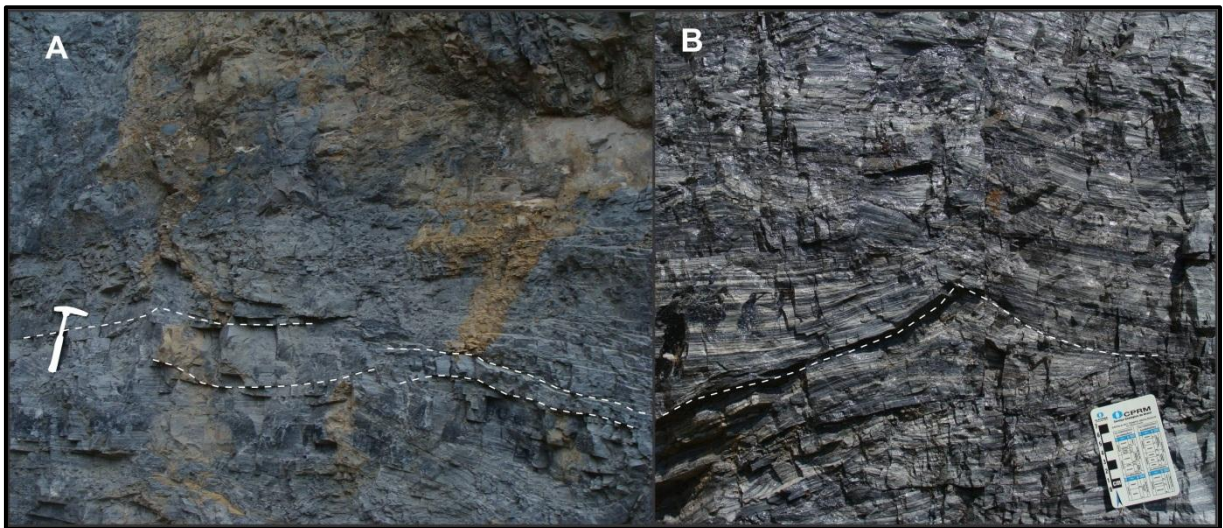
4.2.3 Microfácies *dolopackstone/dolomudstone*

A microfácies *dolopackstone/dolomudstone* é semelhante microscopicamente a microfácies *dolomudstone* da base da sucessão estudada. A diferença principal é a ocorrência de laminações onduladas que compõem a microfácies *dolopackstone/dolomudstone*, enquanto que no *dolomudstone* as laminações são paralelas. Outra diferença é a abundância de hidrocarbonetos e porosidade interpeloidal nesta microfácies (figura 38C). As laminações onduladas compõem a porção interna de acamamentos de megamarcas onduladas, estas geralmente arqueadas formando cristas (figura 37). Estas diferenças nas estruturas sedimentares sugerem condições de regime de fluxo diferentes, pois ambas apresentam basicamente os mesmos constituintes: dolomita microcristalina, microespática a pseudoespática e peloides. A ocorrência de grãos terrígenos no

dolopackstone/dolomudstone favorece a interpretação de condições diferentes de deposição das duas microfácies. Outro destaque é a ocorrência, no topo do perfil, de pseudomorfos de gipsita dentro das fenestras.

Assim como na microfácies *dolomudstone* ocorrem poros *vugs* geralmente arredondados a alongados ou irregulares, com bordas corroídas. Podem alargar a porosidade fenestral e conter cristais de dolomita euédrica. Os tamanhos podem variar em média de 150 a 200 μm , podendo alcançar no mínimo 30 μm e no máximo 400 μm . Além disso, também podem dissolver cristais de dolomita neomórfica ou dolomita espática, formando poros móldicos, com formas retangulares e bordas retas, igualmente como ocorre nas outras microfácies (figuras 32D, E e F).

Figura 37 – Acamamento de megamarcas onduladas no afloramento da Mina Terconi. A) linhas tracejadas mostrando algumas ondulações das megamarcas; B) linha tracejada mostrando megamarcas arqueadas formando cristas.



Fonte: imagens cedidas por Joelson Soares.

4.2.3.1 Laminação ondulada

A laminação do *dolopackstone* diferencia-se do *doloboundstone* por apresentar-se em marcas onduladas e geralmente arqueadas resultado mudança do regime de fluxo, que passa a ser oscilatório. A laminação interpeloidal ocorre nos níveis do acamamento de megamarcas onduladas. As ondulações formadas

apresentam comprimento de onda entre 15 cm e 2 m com amplitude de 10 a 20 cm. As laminações das megamarcas onduladas variam bastante de tamanho de 400 a 600 μm em média alcançando 3,4 mm entre as microlaminações (figura 39), podendo alcançar cerca de 2 cm de laminação (figura 38).

Figura 38 – Laminações de megamarcas onduladas exibindo padrão arqueado formando cristas. A) amostra de mão mostrando microndulações que sobrepõem-se formando laminações maiores. B) detalhe das laminações de megamarcas onduladas; C) ampliação da imagem B mostrando a laminação com porosidade interpeloidal contendo hidrocarboneto e cristais de dolomita euédrica em detalhe.

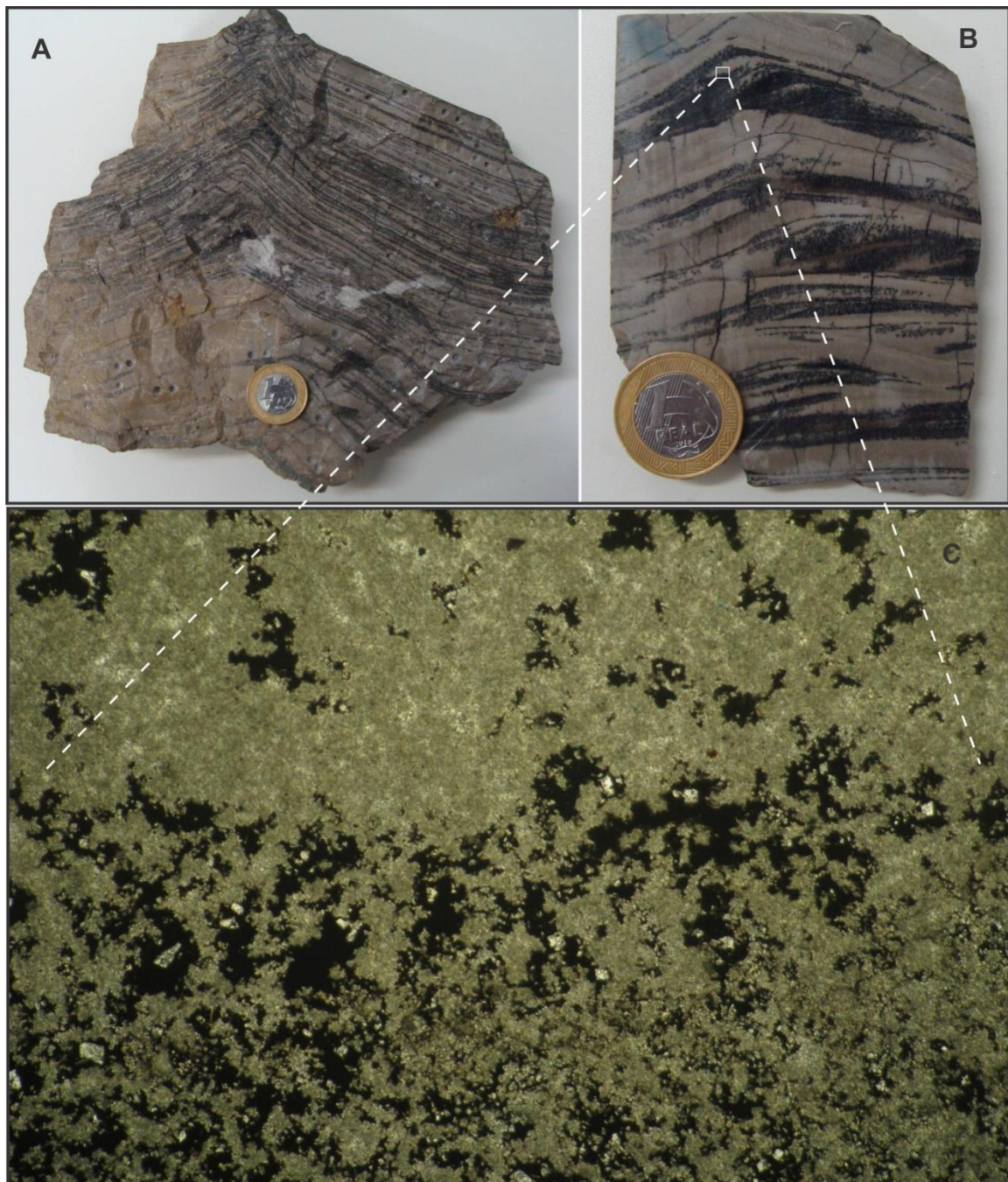
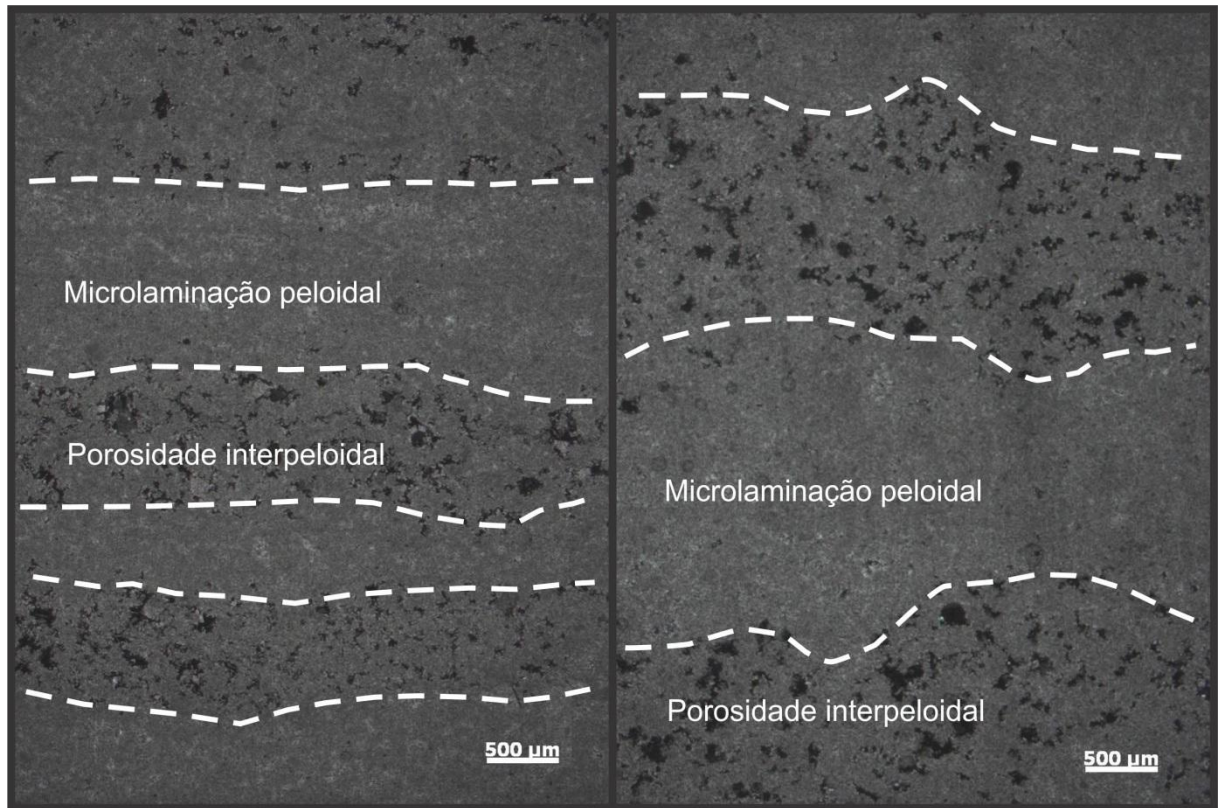


Figura 39 - Alternância de microlâminas de dolomita sem porosidade com peloides grumosos e microlâminas com porosidade interpeloidal preenchida por hidrocarboneto. Nicóis cruzados.



4.2.3.2 Peloides e grãos terrígenos

Os peloides ocorrem com textura grumosa, sendo dificilmente diferenciados por “fantasmas”. Os quais possuem formas circulares a elípticas. Os tamanhos variam em media de 50 a 150 µm, podendo alcançar mínimo de 30 µm e máximo de 200 µm. Podem ocorrer formando laminação peloidal (figura 34 A) ou então exibir textura mais homogênea (figura 40).

Na parte superior do perfil, ocorrem grãos de terrígenos pequenos e esparsos, na maioria de quartzo, com formas circulares a facetados, angulosos a subarredondados com tamanhos entre 10 µm e 50 µm (figura 41).

Figura 40 – Lâminas com porosidade interpeloidal (linha tracejada) alternando com lamina de dolomita peloidal em formas de grumos (setas). Nicóis paralelos.

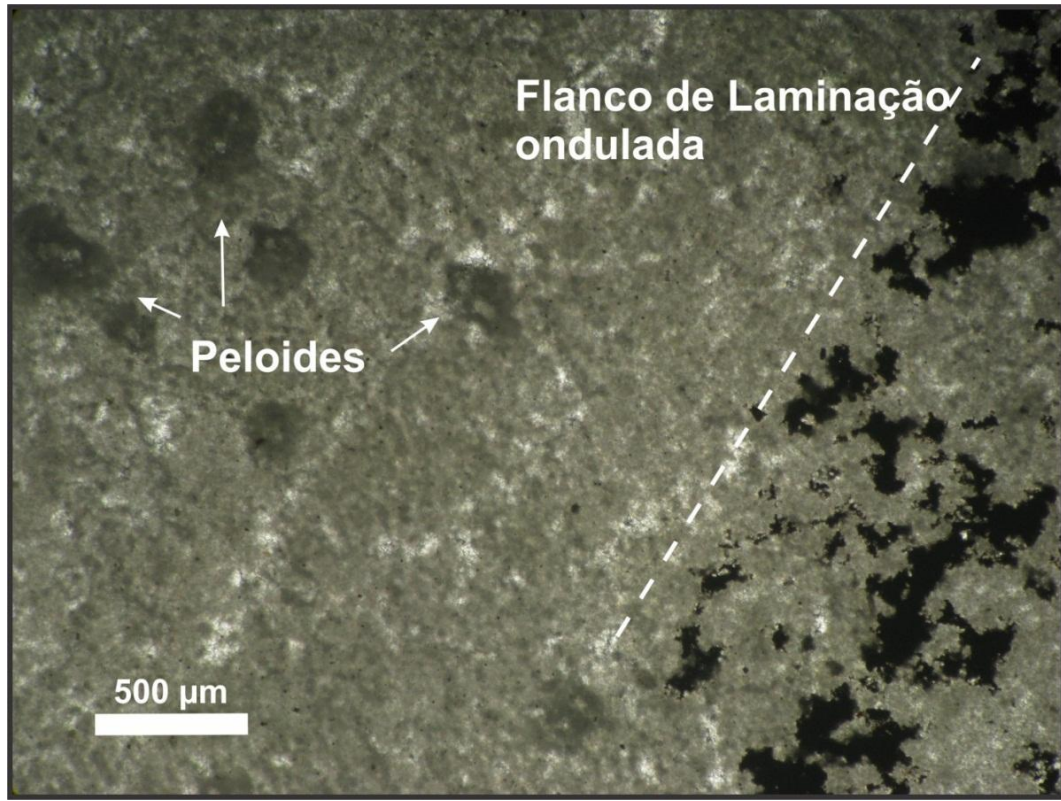
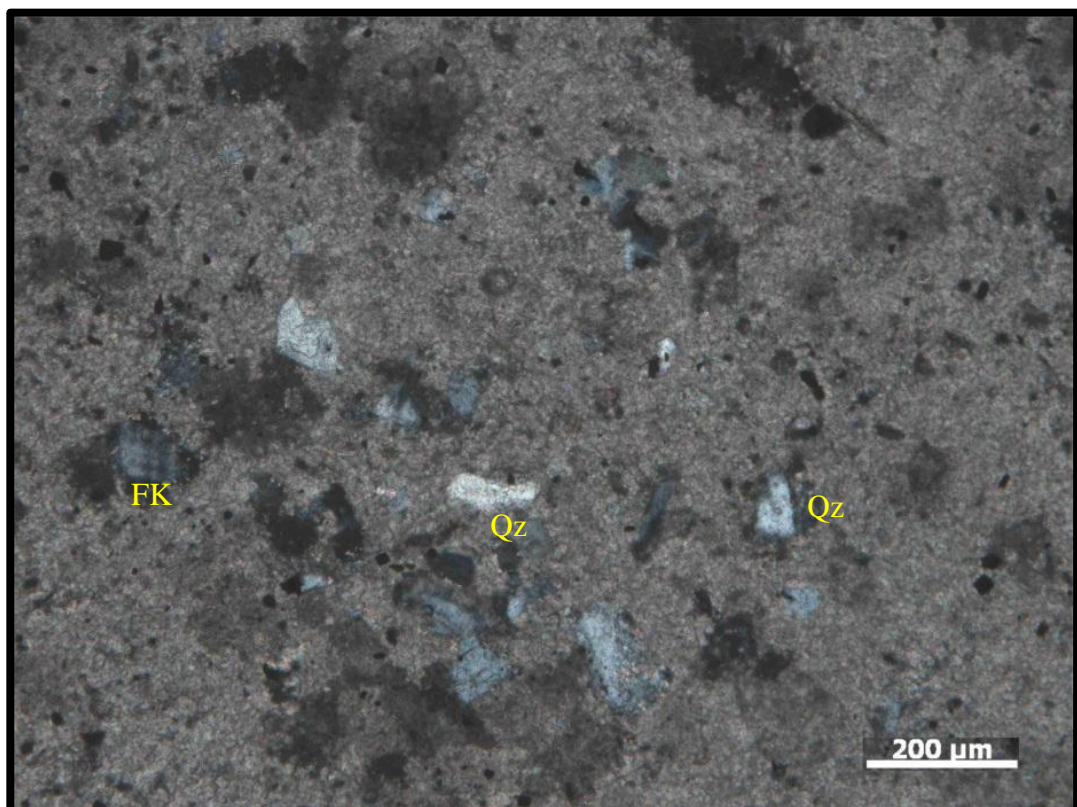


Figura 41 – Nível onde há maior concentração de grãos terrígenos na microfácies *dolopackstone*. Ocorrem principalmente quartos e feldspatos. Nicóis cruzados.



4.3 INTERPRETAÇÕES

A predominância da microfácies *dolomudstone* devido à precipitação direta da lama dolomítica primária. A ocorrência de estromatólitos e o aspecto peloidal dos dolomitos são as principais evidências da atividade microbiana durante precipitação das dolomitas. As laminações estromatolíticas são interpretadas como resultantes da assimilação do micrito pelos tapetes microbianos (NOGUEIRA et al., 2003). A atividade microbiana atua de forma a quebrar a barreira cinética, natural para a precipitação de dolomitas, usando o SO_4^{2-} no seu metabolismo, enquanto libera o Mg^{2+} do seu par iônico (VASCONCELOS; MCKENZIE, 1997). Em seguida a bactéria cria um microambiente saturado em HCO_3^- , criando condições favoráveis para a precipitação preferencial da dolomita (BURNS et al., 2000; VASCONCELOS; MCKENZIE, 1997).

A presença da porosidade fenestral é associada aos ambientes de perimaré (SHINN, 1983). A preservação dessa estrutura primária se deve tanto pela cimentação precoce ou pela litificação micrítica (SHINN, op. cit.), o que nesse caso, a segunda interpretação encaixa-se melhor, pelo fato de frequentemente estarem impregnadas por hidrocarboneto, migrados apenas em estágios mesodiagenéticos. Porém não se descarta a primeira opção, pois, ocorrem níveis em que a porosidade foi completamente obliterada pela cimentação dolomítica. O fato de existir porosidade sem preenchimento, adjacentes a estas, sugere que houve dissolução de cimentação primária.

A presença de pseudomorfos de gipsita preenchendo janelas sugere condições de evaporação, relacionadas à exposição subaérea. No entanto, nenhuma indicação de exposição foi observada (NOGUEIRA, 2003). Uma possibilidade seria inferir uma saturação da água marinha por sulfatos e aumento da temperatura, consequente das condições estufa, pós-glaciação. Isso corrobora com a informação a respeito da precipitação sob atividade microbiana, a qual necessita de suporte contínuo de SO_4^{2-} usado no metabolismo bacteriano e provavelmente na precipitação da gipsita nos poros primários.

As laminações onduladas foram produzidas por fluxos oscilatórios que alternavam para fluxos unidirecionais. Esta variação do fluxo oscilatório para fluxos unidirecionais podem ser interpretados como fluxos combinados produzidos por ondas de tempestade (CHEEL; LECKIE, 1993; SOARES et al., 2008). Portanto, processos trativos e principalmente de suspensão influenciaram diretamente na formação dos dolomitos peloidais com acamamentos de megamarcas onduladas sob condições de fluxos oscilatórios de baixa a alta energia. A interpretação que a rocha seria um *dolopackstone* é sugerida pela presença de “fantasmas” de peloides, textura grumose e laminação ondulada assimétrica, já que lama carbonática não forma este tipo de estrutura. O aspecto maciço da lama carbonática sugere que a rocha seja classificada como um *dolomudstone*. Contudo, este aspecto maciço foi provavelmente produto de compactação mecânica dos peloides logo após a deposição. Portanto, a classificação como *dolopackstone/dolomudstone* seria mais conveniente já que a rocha apresenta características relacionadas as duas microfácies.

O preenchimento do hidrocarboneto apenas em alguns níveis da microfácies *dolopackstone/dolomudstone* pode ser entendida levando em consideração que havia diferença de tamanhos de peloides, formados em água com variação cíclica dos níveis de energia do ambiente. A explicação para tal fato seria que havia lâminas de peloides maiores intercaladas com lâminas de peloides menores, em que nas primeiras os peloides apresentavam contato pontual criando maiores espaços para a percolação de fluidos. Portanto as laminas de peloides maiores seriam mais fáceis de serem dissolvidos na entrada do hidrocarboneto rico em fluidos ácidos.

5 DIAGÊNESE

A diagênese engloba todos os processos que afetam os sedimentos após a deposição até alcançar os domínios do anquimetamorfismo a temperaturas e pressões relativamente elevadas, através de mudanças físicas (pressão e temperatura) e químicas que ocorrem em condições diversas, porém específicas. Comumente os processos diagenéticos mudam e obliteram as feições deposicionais.

Na diagênese de rochas carbonáticas, os processos diagenéticos mais importantes são: cimentação, micritização microbiana, neomorfismo, dissolução, compactação (incluindo dissolução por pressão) e dolomitização. Os principais controladores na diagênese são a composição e mineralogia do sedimento, composição do fluido percolante e história geológica do sedimento (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Os processos operam em três ambientes diagenéticos: marinho, meteórico superficial e de soterramento (*burial*). Em ambiente marinho, ocorre sobre o assoalho marinho em profundidades acima da ZCCC (Zona de Compensação do Carbonato de Cálcio) e abaixo das planícies de maré e praias. Em ambiente meteórico ocorre tanto superficialmente em áreas continentais e margens plataformais, quanto em maiores profundidades quando existe um aquífero com grande carga e recarga hidráulica. O ambiente de soterramento encontra-se abaixo da zona afetada por processos superficiais, a profundidades de dezenas, centenas a milhares de metros, até alcançar a zona das reações de desidratação metamórfica (TUCKER; WRIGHT, 2002). Choquette e Pray (1970) introduziram os termos eodiagenético, mesodiagenético e telodiagenético para os processos diagenéticos superficiais, de soterramento e soerguimento respectivamente, podendo-se usar os termos diagênese precoce, para diagênese superficial e diagênese tardia, para soterramento e soerguimento.

Neste trabalho serão abordados os principais processos diagenéticos identificados nos dolomitos, associando-os aos ambientes diagenéticos para então propor uma sequência diagenética para as rochas da Formação Mirassol d'Oeste.

5.1 PROCESSOS DIAGENÉTICOS

A partir da petrografia detalhada, baseada nas texturas indicativas das feições diagenéticas, foi possível interpretar seis processos diagenéticos: neomorfismo cimentação, compactação química, formação de porosidade secundária, migração de hidrocarbonetos e formação de minerais autigênicos.

5.1.1 Neomorfismo

O termo foi introduzido por Folk (1965) para designar os processos de substituição e recristalização, sempre na presença de água, através de dissolução e reprecipitação, podendo ou não haver mudança de mineralogia. Ao se referir a recristalização, traduz-se a mudança no tamanho do cristal sem mudar a mineralogia, também chamado de *aggrading neomorphism*. Outra forma de neomorfismo ocorre pela substituição mineralógica por seu polimorfo (TUCKER; WRIGHT, 2002). Nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste identifica-se a presença do *aggrading neomorphism*, em que os cristais de dolomita microcristalina aumentam de tamanho gerando um mosaico microespático (5 a 15 μm) a pseudoespático (15 a > 60 μm).

O neomorfismo provavelmente ocorre na diagênese de soterramento ou na diagênese meteórica precoce. Apesar dos fatores que envolvem o *aggrading neomorphism* serem pouco claros, as presenças de argila e Mg^{2+} são fatores importantes no processo (TUCKER; WRIGHT, op. cit.). No entanto, o processo desenvolve-se preferencialmente em micritos puros (2 a 3 μm) sem presença de argila. A presença de argila aparentemente inibe o neomorfismo e a presença de Mg^{2+} forma uma proteção ao redor do cristal de dolomicrito que impede seu crescimento. Descargas de água meteórica podem remover o Mg^{2+} viabilizando o neomorfismo (TUCKER; WRIGHT, op. cit.). Levando em consideração que o ambiente era saturado em Mg^{2+} é improvável que descargas de água meteórica

tenham removido os íons, sendo mais possível que o neomorfismo ocorreu na diagênese de soterramento.

A ocorrência de mosaicos não-planares e planar-s de dolomitas microespáticas e pseudoespáticas da microfácies dolomudstone sugere que o neomorfismo ocorreu logo após o soterramento em temperaturas entre 60 e 50 °C em condições de reduzida porosidade ou baixo conteúdo de matriz. Os mosaicos planar-e em dolomitas espáticas que preenchem fraturas foram formados bem após o soterramento.

A caracterização do esparito neomórfico nesses dolomitos permitiu identificar as seguintes diferenças: limites intercristais irregulares, fechados a curvados (figura 43) e distribuição irregular dos tamanhos dos cristais e desenvolvimento desigual dos mesmos (figura 42).

Figura 42 – *Doloboundstone* com porções mais claras na dolomita microcristalina (setas) indicando crescimento pontual dos cristais por neomorfismo. Nicóis paralelos.

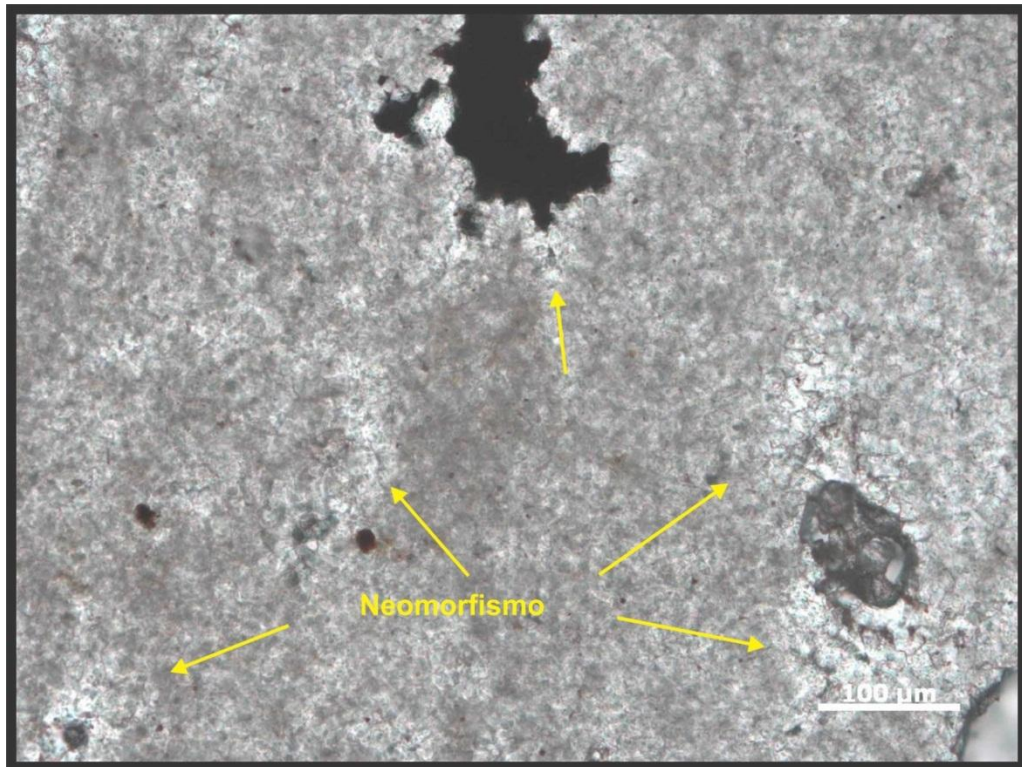
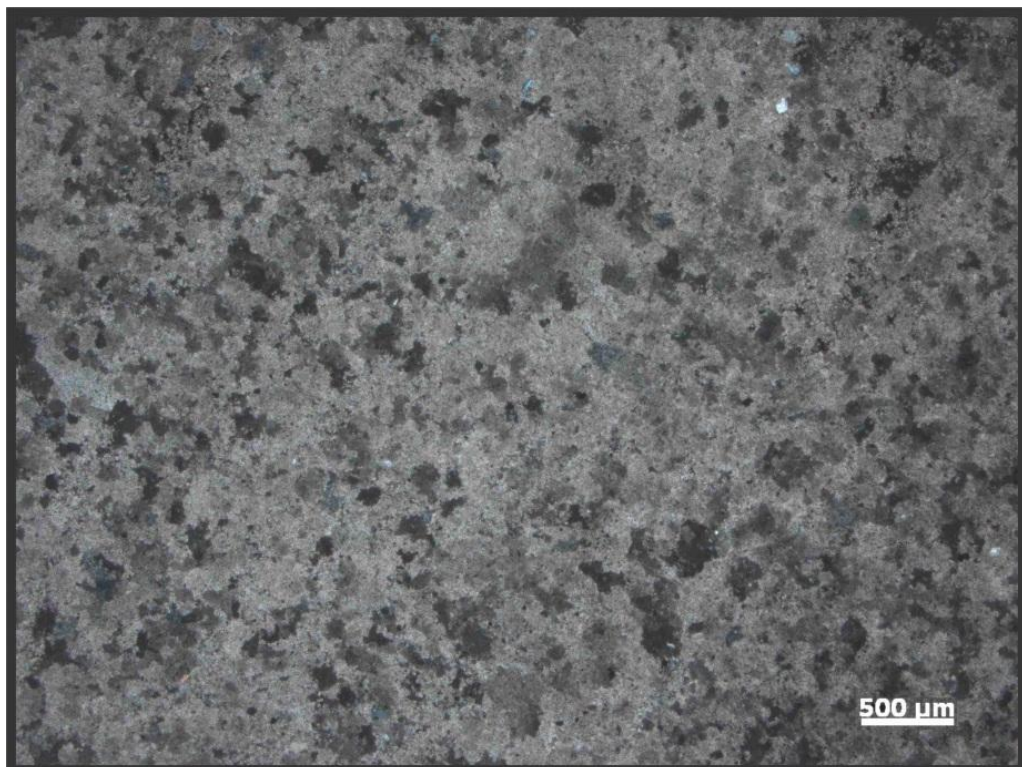


Figura 43 – *Dolomudstone* neomorfizado, exibindo cristais com limites irregulares. Nicóis cruzados.



6.1.2 Cimentação

A cimentação em sedimentos carbonáticos é um dos processos diagenéticos mais frequentes e ocorre com a percolação nos poros de fluidos supersaturados pelos elementos a ser precipitados em condições cinéticas favoráveis. Os cimentos mais comuns são aragonita, calcita magnesiana e dolomita, podendo ocorrer siderita, ankerita, caolinita, quartzo, anidrita, gipsita e halita. Podem preencher os mais diferentes tipos de cavidade, preencher os espaços entre os grãos e preencher por completo as cavidades. Na eodiagênese, a fonte do cimento vem da água do mar enquanto que na diagênese de soterramento vem da dissolução dos próprios sedimentos carbonáticos (TUCKER; WRIGHT, 2002).

A cimentação presente nessas rochas parece ser mais complexa do que imaginava-se. Nota-se a possibilidade da precipitação dos cimentos terem ocorrido em dois momentos diagenéticos diferentes. Isso porque os cimentos ocorrem de forma bem distintas com texturas e preenchimento diferente.

São encontrados principalmente nas porosidades fenestrais e fraturas, nas formas de cristais eudrais, cristais anedrais, com faces curvadas, cristais aciculares (palhetas) e cristais com textura “amorfa”, ou seja, sem limite definido dos cristais. As fases minerais presentes são calcita, dolomita e polimorfos de gipsita.

O cimento de cristais anedrais apresenta textura pouco rugosa, com cristais grandes e sem forma definida, geralmente obliterando toda a porosidade. Sua origem é provavelmente na eodiagênese, com a percolação de água do mar. A mineralogia dos cimentos são calcita e sílica, confirmadas através de análise de MEV-EDS (figuras 44, 45 e 46).

Figura 44 – Cimentação por calcita com aspecto rugoso típicos da diagênese marinha. Nicóis paralelos.

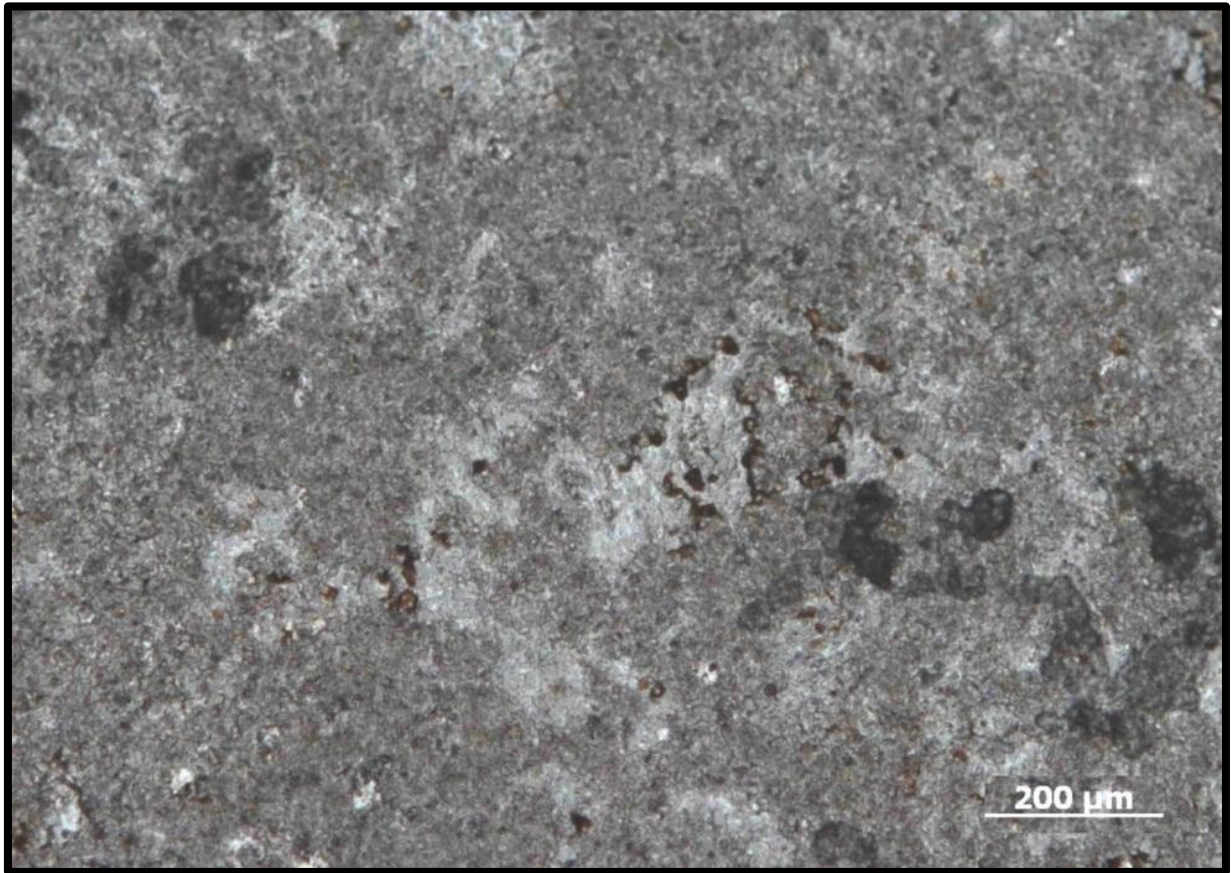


Figura 45 - Análise de EDS, pontuados sobre cimento de sílica (Si) em A e de calcita (Ca) em B.

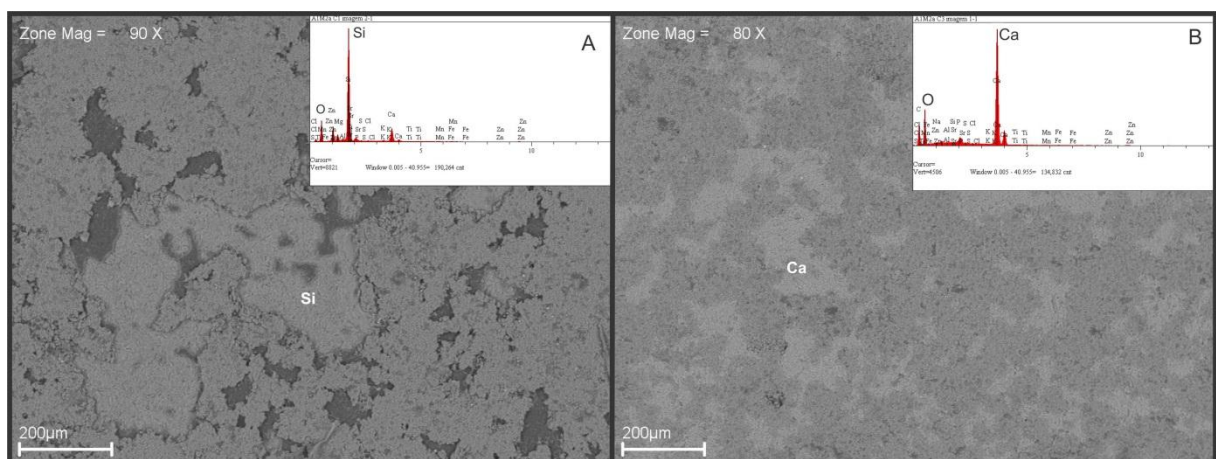


Figura 46 – Cimento de calcita preenchendo apenas a porosidade fenestral. Notar diferença textural do cimento de birrefringência alta (setas) e o de birrefringência mais baixa (círculos), que preenche alguns poros de forma parcial ou total. Cada tipo de cimento ocorre em níveis distintos (linha tracejada). Nicóis cruzados.

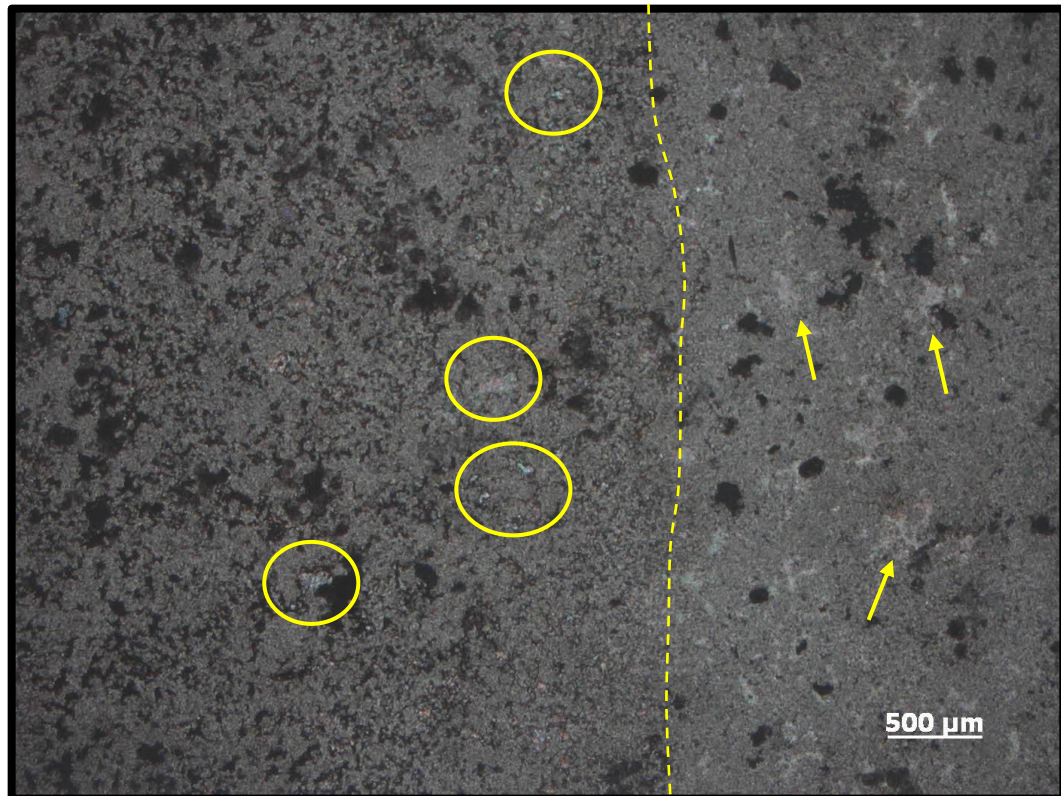
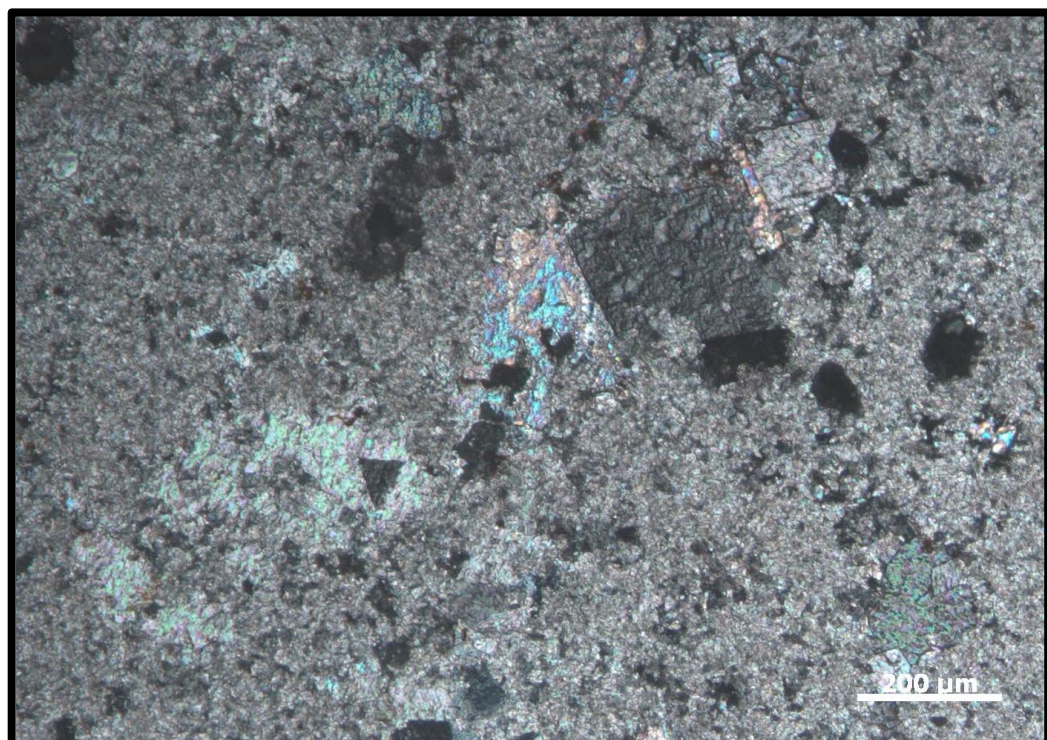


Figura 47 – Cimento de calcita preenchendo fratura e substituindo cristais de dolomita euédrica. Notar a forma triangular da dolomita quase toda substituída pela calcita. Nicóis cruzados.



Outro cimento comum é o de dolomita euédrica (figuras 48 e 49) e localmente de dolomita em sela (figura 50). Os cristais são de tamanhos variados (25 a cerca de 200 μm), formas definidas e aspecto límpido. O cimento de dolomita preenche os poros fenestrais e fraturas. Os cristais de dolomita em sela apresentam as faces curvadas típicas e extinção ondulante (Figura 50). A dolomita em sela é um mineral característico da diagênese de soterramento e pode precipitar a partir de fluidos hidrotermais em temperaturas acima de 60 °C (RADKE; METHIS 1980; WARREN 2008)

O cimento de calcita espática preenche parcial ou totalmente as fenestras e as fraturas. Os cristais variam de 600 μm a 1mm, apresentam aspecto límpido com formas que se ajustam as paredes das fraturas (figura 51). Quando associados a dolomita em sela os cristais espáticos de calcita apresentam-se com as bordas arredondadas devido a dissolução parcial (Figura 53). A dissolução das bordas da calcita podem estar relacionadas aos fluidos que originaram a dolomita em sela. Na porção mais superior do perfil ocorrem pseudomorfos de gipsita ripiformes de aspecto límpido (figura 52). As análises de MEV-EDS, pontuais sobre esses cristais indicam principalmente os elementos Si, Al e O, provavelmente caulinita, contudo deve ser corroborada por análises de difração de raios-x (figuras 53).

Figura 48 – Porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto contendo cristais euédricos de dolomita. Nicóis cruzados.

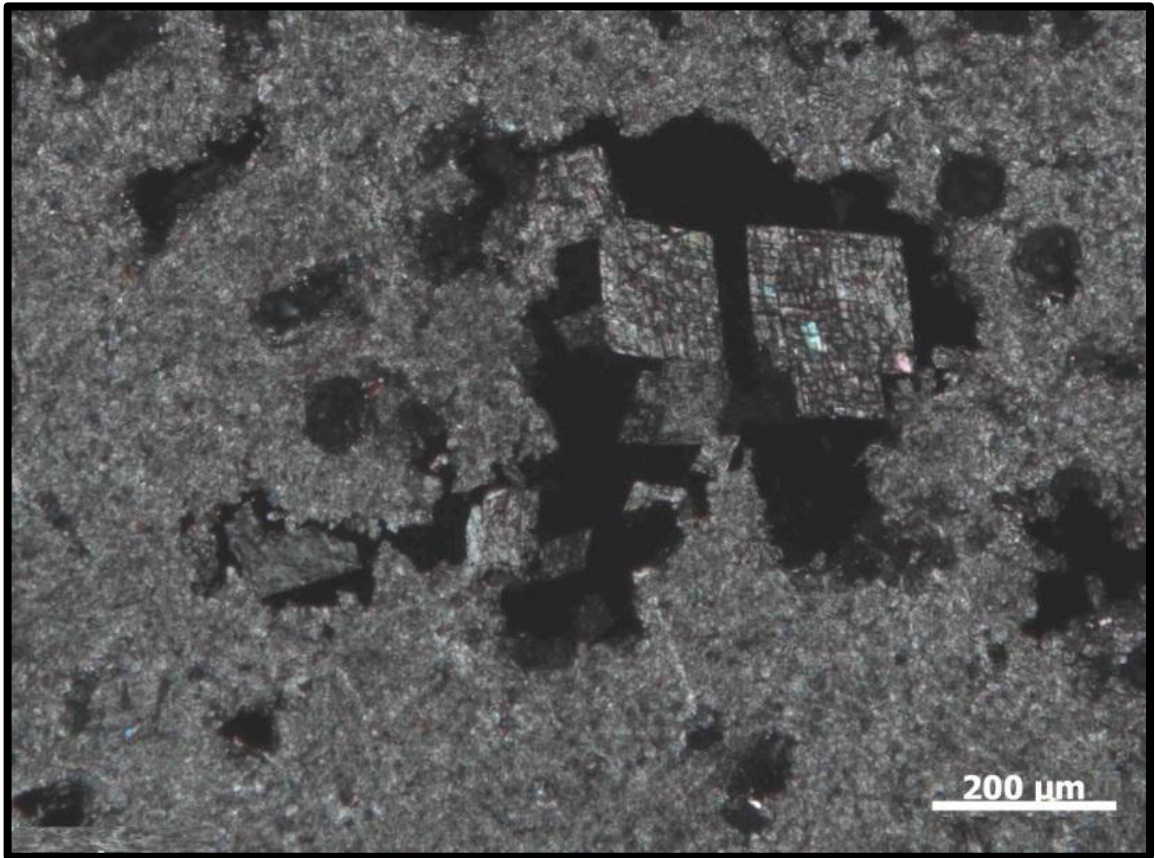


Figura 49 – Fotomicrografia de MEV mostrando cristais euédricos de dolomita envolvidos por hidrocarboneto dentro de um poro fenestral.

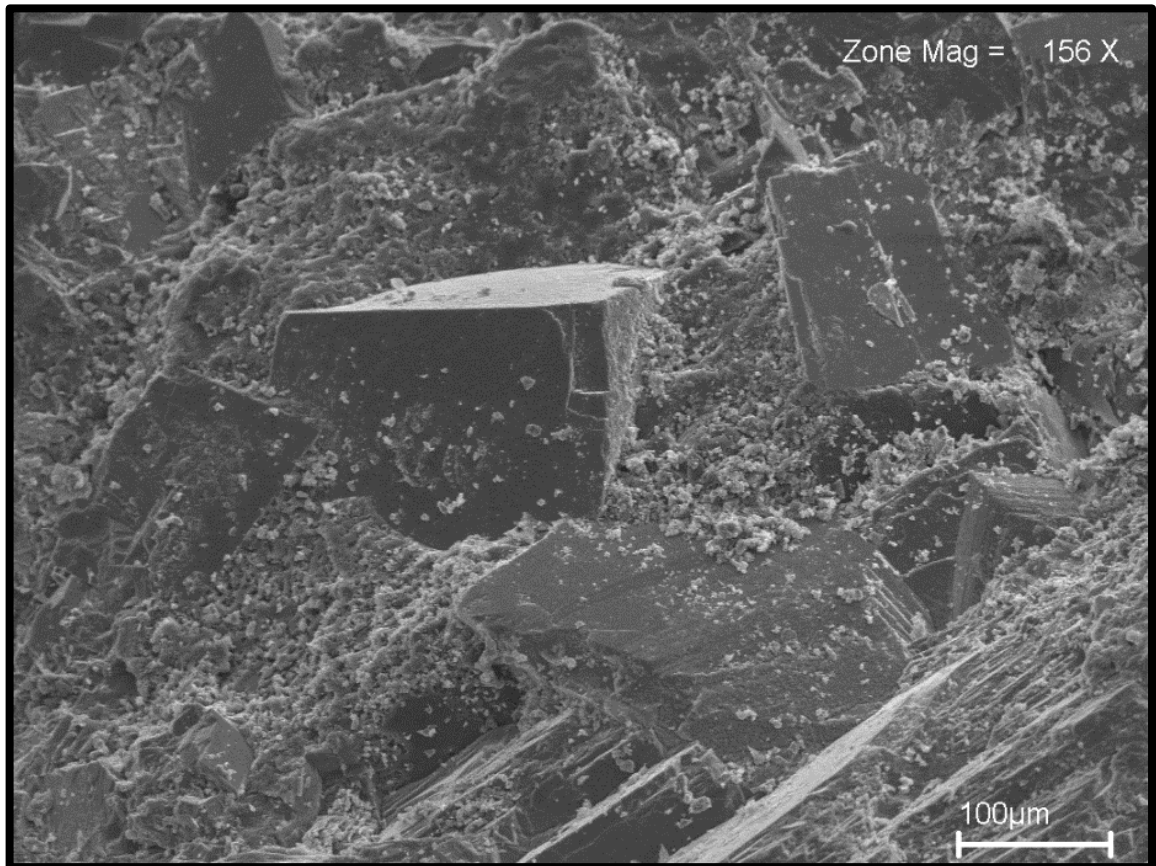


Figura 50 – *Doloboundstone* com cristais de dolomita em sela. Em A, há clara diferença de orientação ótica no mesmo cristal. Em B ocorre extinção ondulante. C e D são imagens de MEV mostrando uma região apical e uma periférica, côncava ou convexa, que ocorre devido a expansão do retículo pela entrada excessiva de Ca (raio maior) na posição do Mg (raio menor).

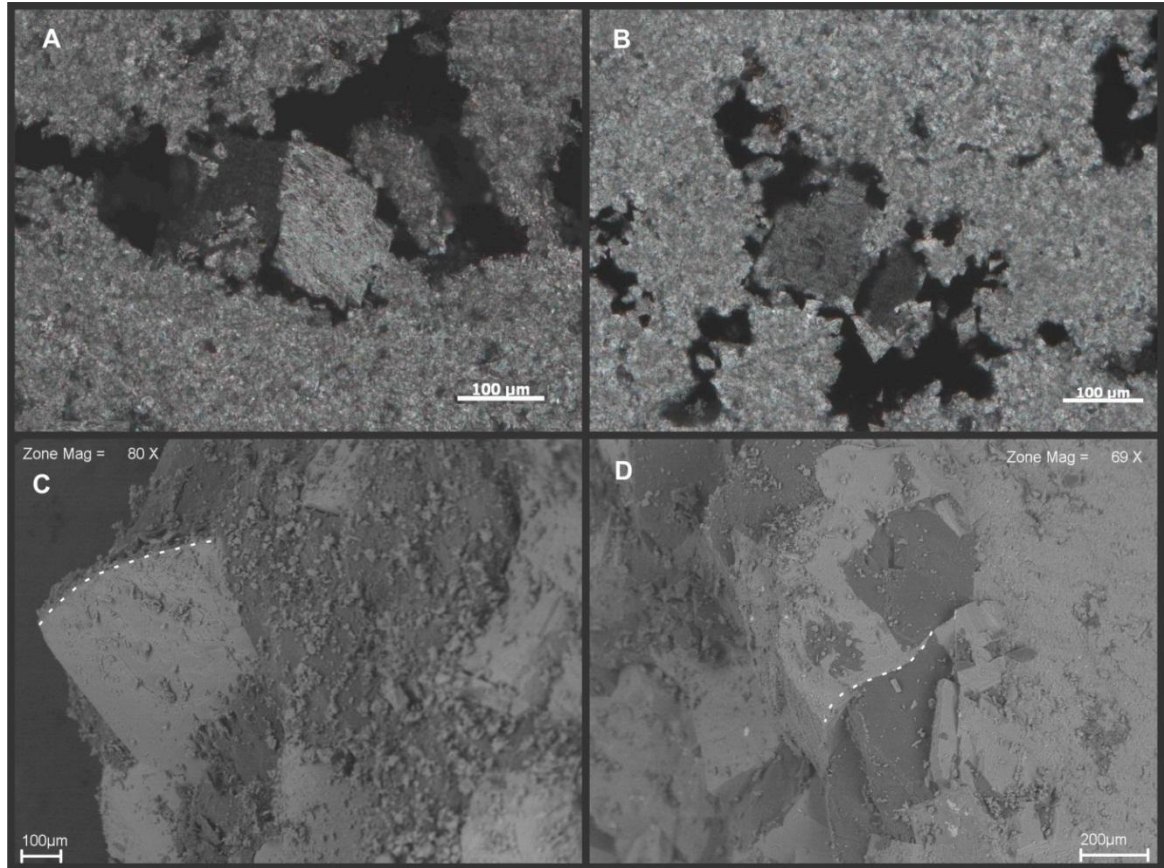


Figura 51 - Cimento de calcita preenchendo fratura. Esse cimento pode localmente ocupar poros vugs próximos da fratura. Nicóis cruzados.

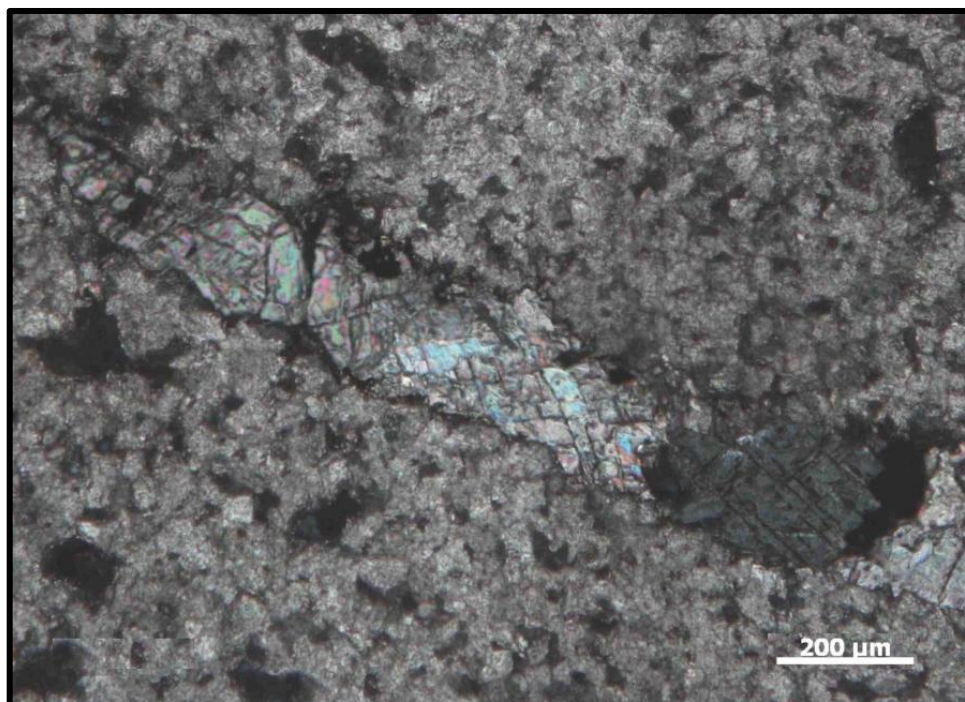


Figura 52 - Porosidade fenestral preenchida por hidrocarbonetos e cimentada por pseudomorfos de gipsita. O diagrama de picos de elementos analisados por EDS, pontuado sobre pseudomorfos de gipsita, indica que os principais elementos são de Si, Al e O. Nicóis paralelos.

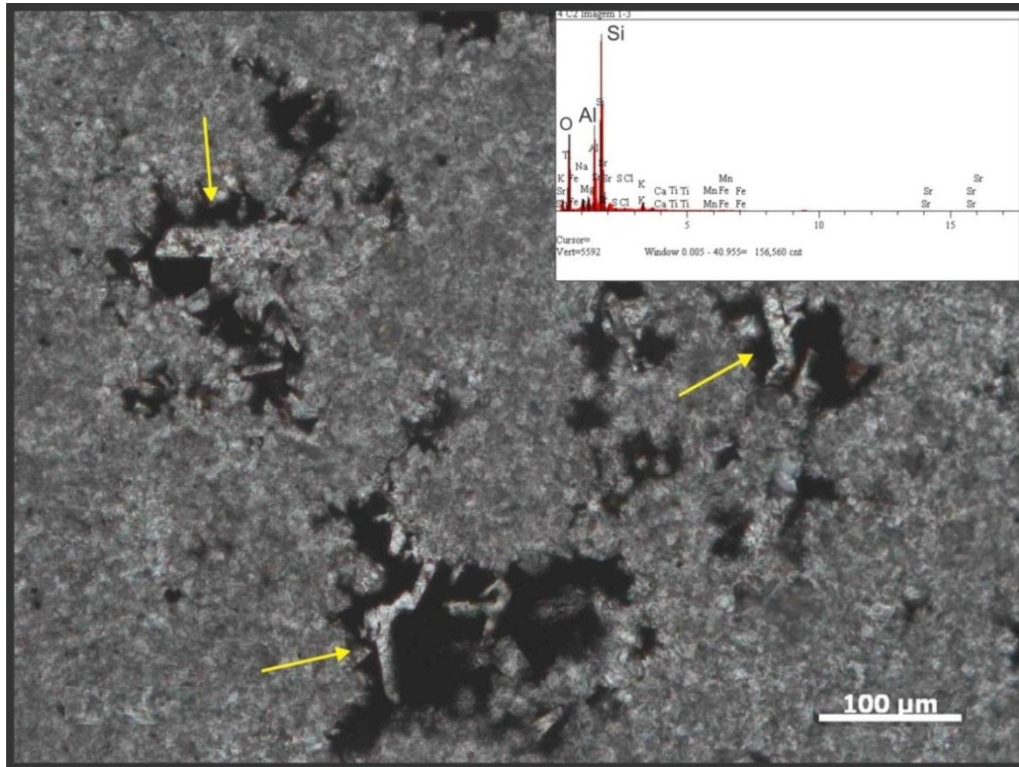
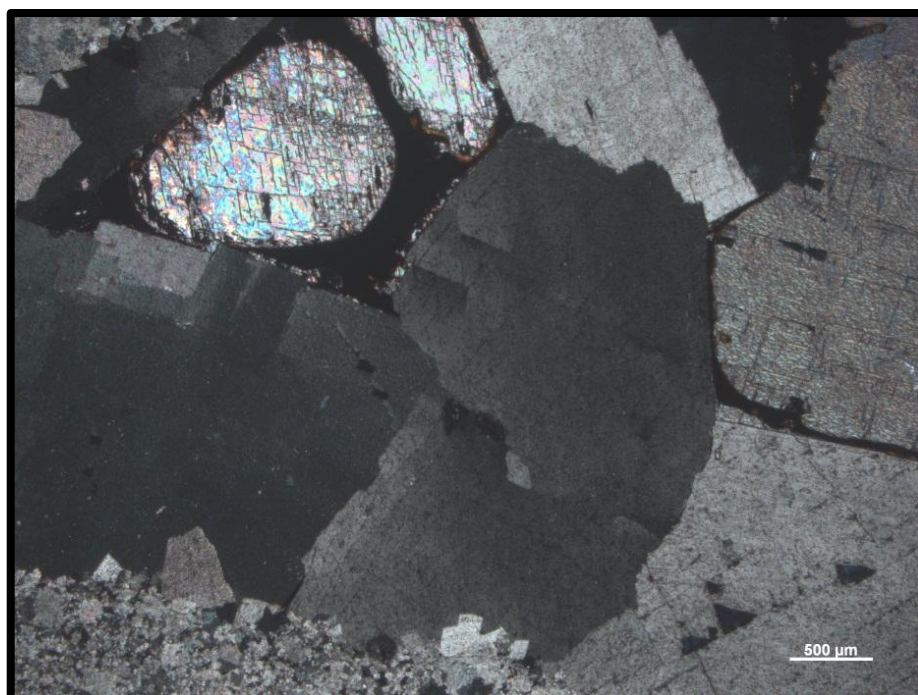


Figura 53 - Cristais de dolomita em sela cercando cristais de calcita, preenchendo fratura. A calcita encontra-se dissolvida parcialmente ficando com forma arredondada. O espaço deixado é preenchido por óxidos/hidróxidos de Fe. Nicóis cruzados.



5.1.3 Compactação química

Os sedimentos carbonáticos são progressivamente soterrados pela sobrecarga dos sedimentos depositados acima, causando a diminuição de porosidade ou quebra de grãos por compactação mecânica. No caso da compactação química ocorre a dissolução dos grãos. Em carbonatos, mesmo já litificados, pode ocorrer compactação química formando feições de dissolução. Em geral é necessário centenas a milhares de metros de sobrecarga para gerar estruturas de compactação, ou então a presença de esforços tectônicos podem também gerar essas estruturas, assim como fraturas (TUCKER; WRIGHT, 2002).

A compactação química também é resultante do aumento da solubilidade e pode ser um dos principais responsáveis pela geração de cimento. Para Tucker e Wright (2002) existem três categorias de dissolução por pressão que são: *fitted fabrics*, *dissolution seams* e estilólitos (BATHURST, 1991). Nos dolomitos estudados apenas os estilólitos foram identificados (figuras 54 e 55). Os estilólitos são interfaces suturadas entre dois corpos de rocha, que contém indistintamente grãos, matriz e cimento. Os materiais encontrados na sutura são os resíduos insolúveis, que geralmente podem ser argila, óxido/hidróxido de ferro (figura 56) e matéria orgânica (BATHURST, op. cit; TUCKER; WRIGHT, op.cit.).

As análises pontuais de EDS identificaram a provável presença de pirita, pelos elementos Fe e S (Figura 57-B), assim como de argilominerais, pelos elementos Si, Al, K e O (figura 57-D) e de hidrocarboneto (figura 57-C).

Figura 54 – Estilólito com material insolúvel de argilomineral, pirita e hidrocarbonetos. Nicóis paralelos



Figura 55 – Detalhe de estilólito mostrando concentração dos minerais insolúveis de folhelhos, óxidos de ferro, pirita e presença de hidrocarboneto. Nicóis paralelos.

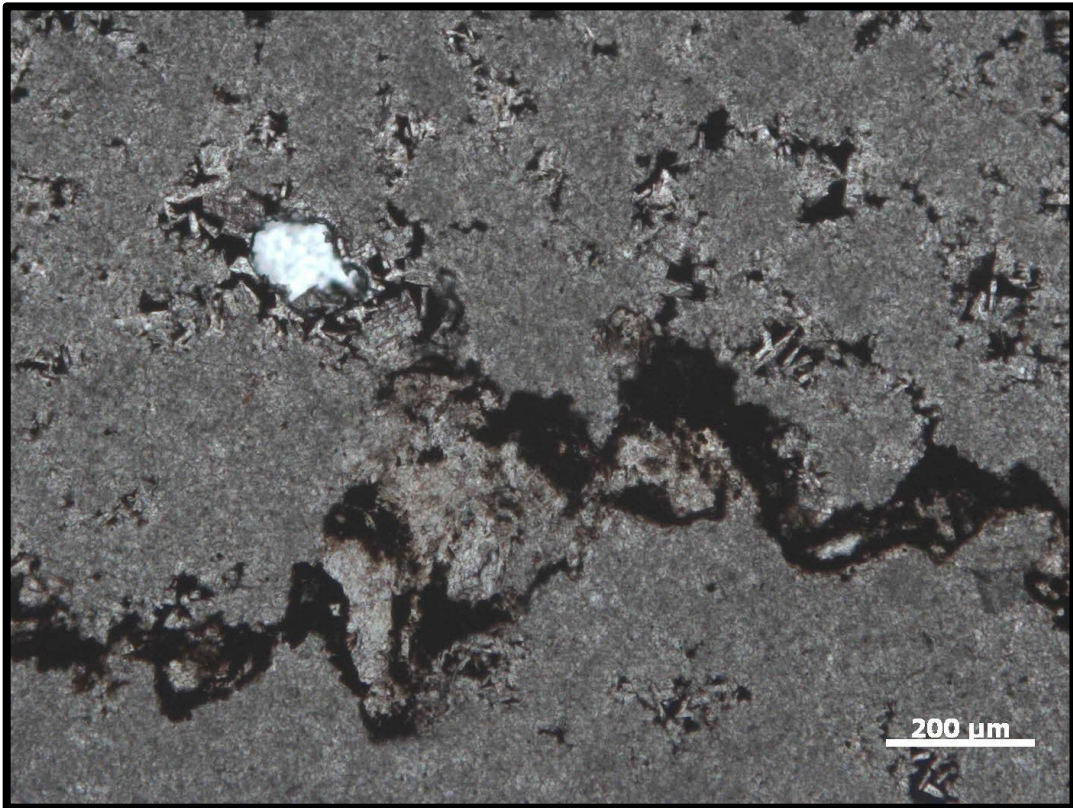
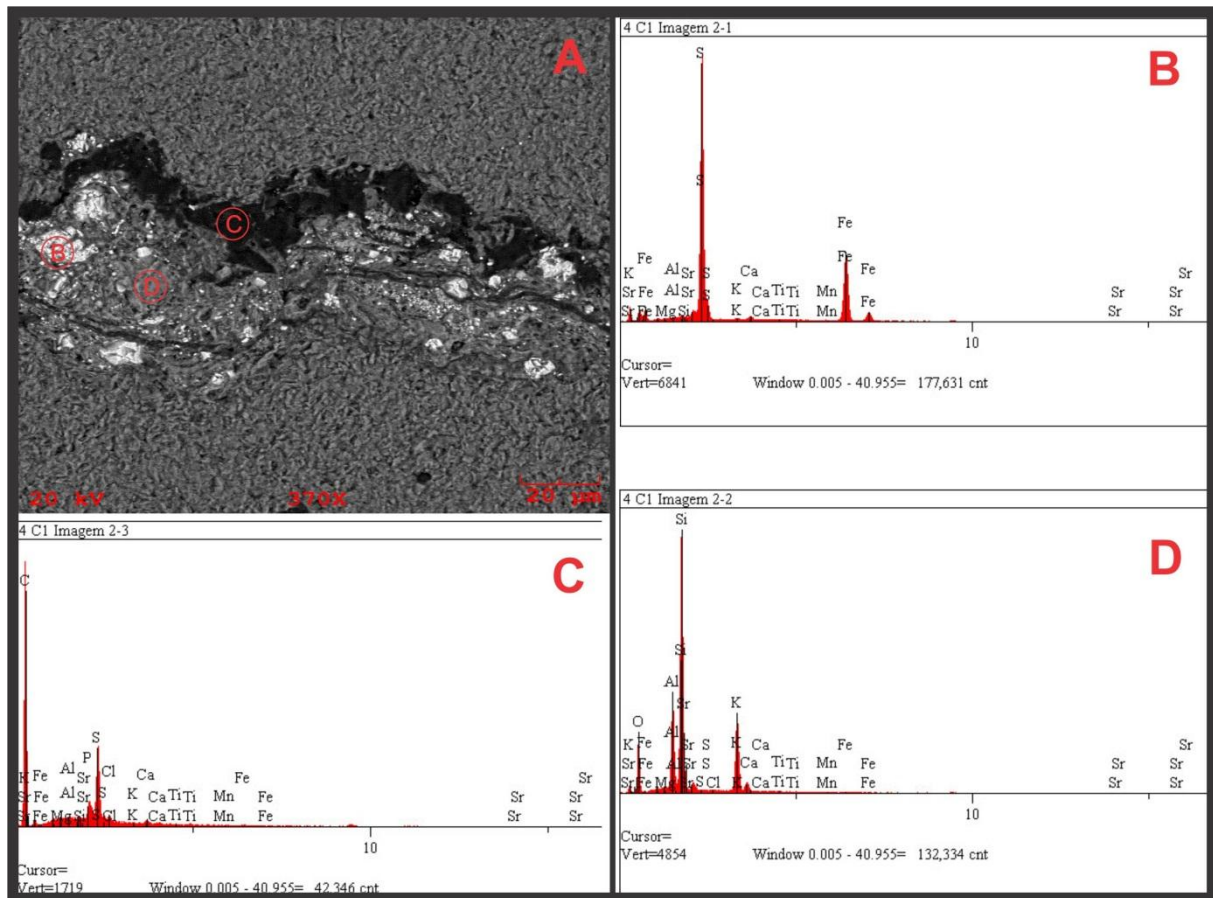


Figura 56- Estilólito com concentração de óxido/hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos.



Figura 57 - Diagrama de pico de análise de EDS em estilólito (A), indicando a presença principalmente de pirita (B), hidrocarboneto e pirita (C) e argilominerais (D).



5.1.4 Formação de porosidade secundária

A formação de porosidade secundária é originada principalmente por dissolução ou fraturamento. Dissolução pode ocorrer em ambientes próximos a superfície pela ação de águas meteóricas, ou durante a diagênese de soterramento. Outras formas de formar porosidade secundária são pelo crescimento de cristais como ocorre durante o neomorfismo e por bioturbação (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Na diagênese de soterramento a dissolução é atribuída aos fluidos com alta pressão de CO_2 , devido a retirada do radical carboxila (na forma de CO_2) da matéria orgânica quando submetida a aumento de temperatura (descarboxilação). A formação do fluido ácido pode também ser produzida por redução do sulfeto,

portanto por compactação e maturação termal de sedimentos ricos em matéria orgânica (TUCKER; WRIGHT, 2002).

A porosidade secundária encontrada foi interpretada como mesodiagenética e separadas em porosidade *vug*, móldica e fraturas de acordo com a classificação de Choquette e Pray (1970). Dessas apenas a porosidade móldica é de fabrica seletiva, enquanto *vugs* e fraturas são de fábricas não-seletivas.

A porosidade *vug* é o tipo de porosidade secundária mais comum e em sua maioria são microporos a mesoporos (figura 58). O tamanho médio dos microporos esta entre 20 e 30 μm . Os mesoporos apresentam maior frequência e variam de 60 μm a 2 mm, com moda entre 200 a 400 μm . Os poros *vug* possuem formas irregulares, preferencialmente alongadas, curvas e circulares, com bordas corroídas, em momentos lembrando a porosidade fenestral com alguma conexão entre os poros. . A dissolução também torna a porosidade fenestral e a porosidade móldica maior (figura 59). Os poros *vugs* apresentam-se localmente cimentados por calcita (figura 60) ou por pequenos cristais euédricos de dolomita (figura 61).

Figura 58- Porosidade *vug*, como o principal tipo de porosidade secundária na microfácies *dolomudstone*. Nicóis paralelos.



Figura 59 - Porosidade móldica influenciada por formação de poros *vugs*. Notar as bordas, anteriormente retas, corroídas. Nicóis paralelos.

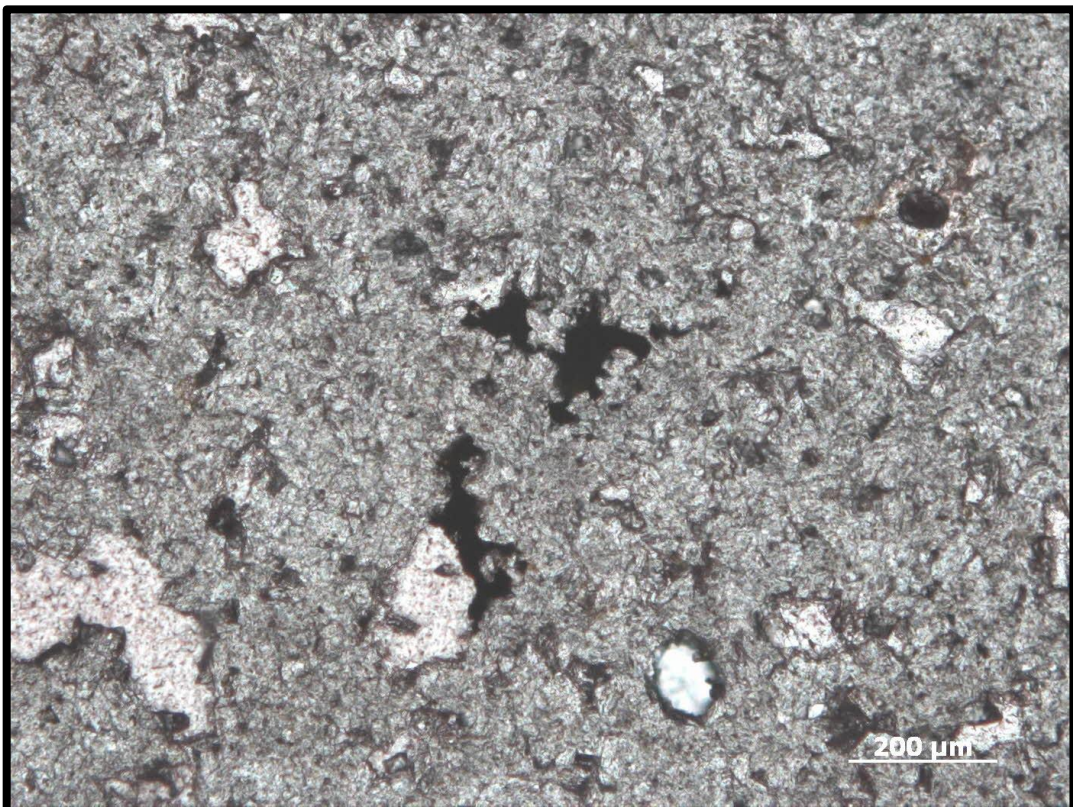


Figura 60 – *Dolomudstone* exibindo *vugs* (centro) preenchido por cimento de calcita ao lado de poros *vugs* sem preenchimento. Nicóis paralelos.

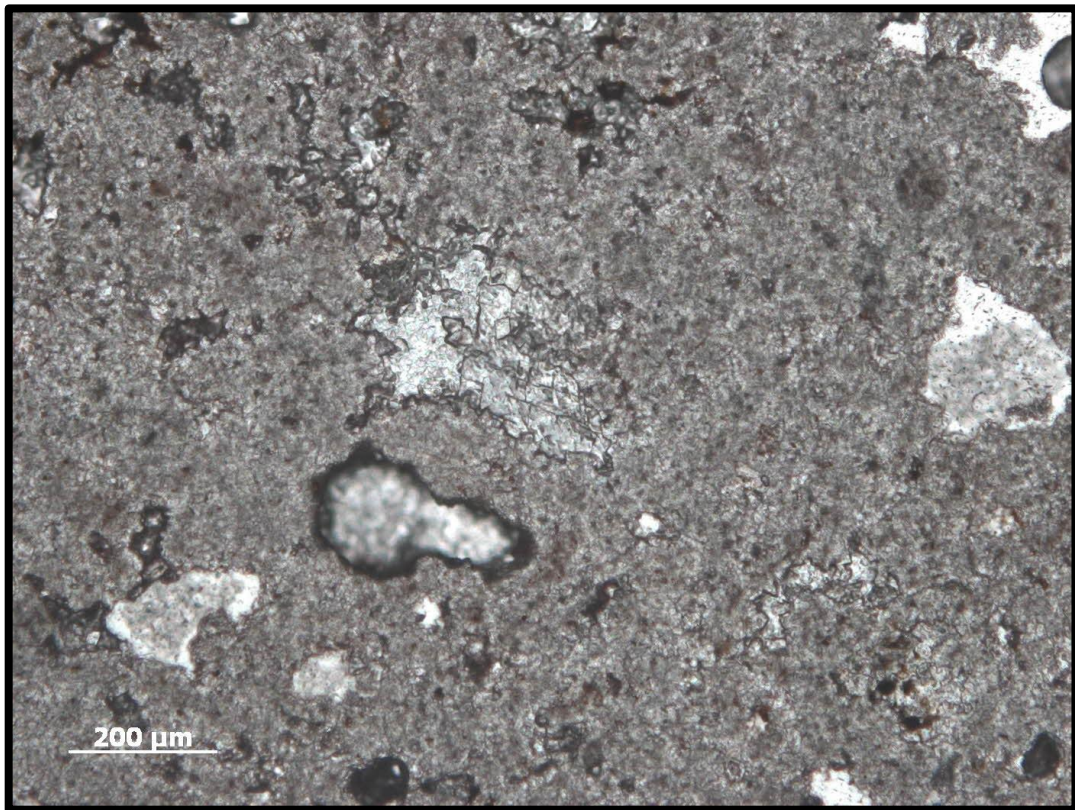
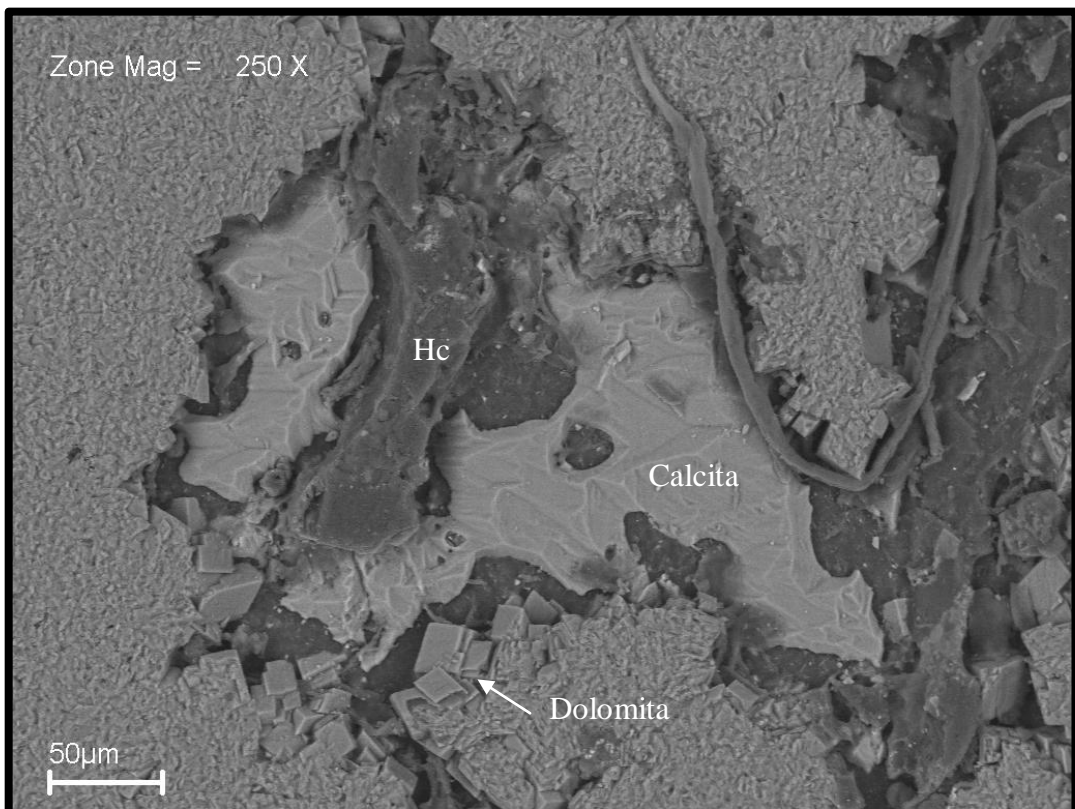


Figura 61 - Poro *vug* preenchido por cimento de calcita, hidrocarboneto (Hc) e pequenos cristais de dolomita cimentados na borda. Análise feita por MEV-EDS.



A porosidade móldica ocorre principalmente com microporos (40 a 50 μm) e localmente mesoporos (100 μm). As formas são retangulares (figura 63 e 64) e trapezoidais com bordas retas a curvas e corroídas por dissolução e alargamento desses poros (figura 62).

A dissolução que originou a porosidade móldica e *vug* pode estar relacionada a ácidos orgânicos produzidos pela decomposição da matéria orgânica. As principais evidências para esta hipótese estão na presença de hidrocarbonetos e peloides, estes últimos geralmente associados à atividade microbiana. Os constituintes que foram dissolvidos e originaram os poros móldicos devido a sua forma e alguns constituintes que ocorrem ainda preservados em outras microfácies poderiam ser grãos terrígenos como quartzo e feldspatos, ou mesmo cristais de dolomita romboédrica.

As fraturas foram originadas por soterramento durante a mesodiagênese. São geralmente preenchidas por cimento de calcita e hidrocarboneto e, ora vazias, formando porosidade (figura 65). Dolomita em sela também ocorre nas bordas de fraturas preenchendo-as parcialmente.

Figura 62 - Dissolução e alargamento da porosidade móldica formando porosidade *vug*. Nicóis paralelos.

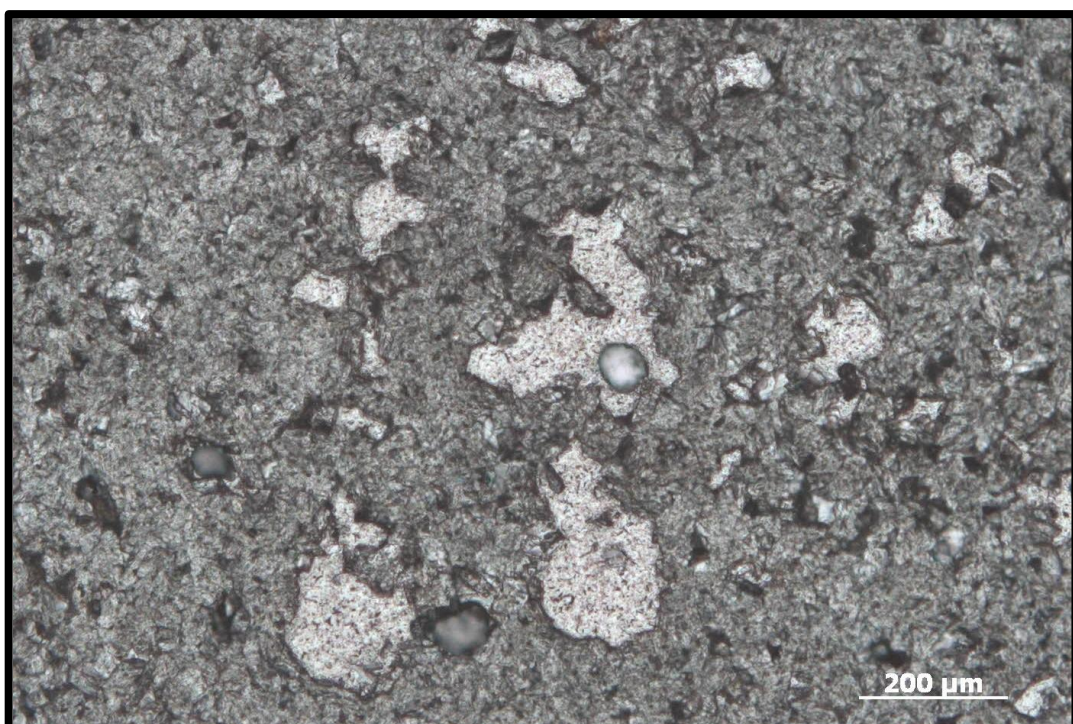


Figura 63 - Porosidade móldica em meio a porosidade fenestral preenchida por hidrocarboneto. Nicóis paralelos.

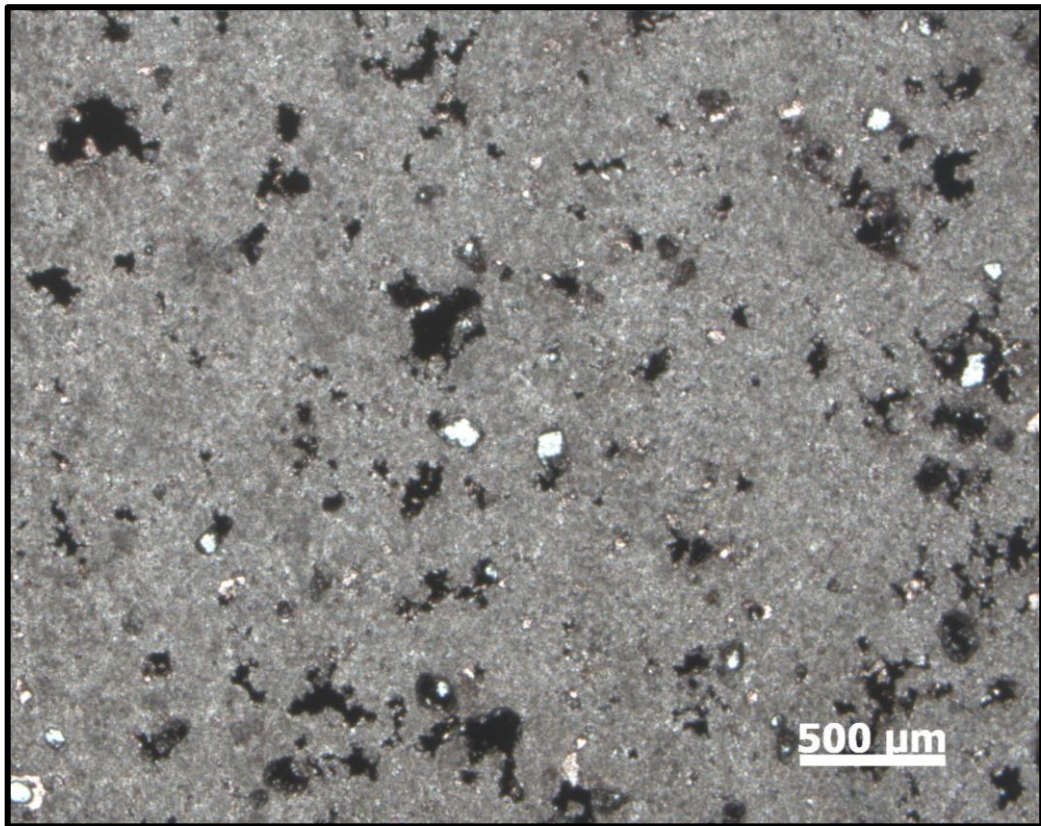


Figura 64 - Porosidade móldica de formas variadas e mesoporo provocado por fratura. Nicóis paralelos.

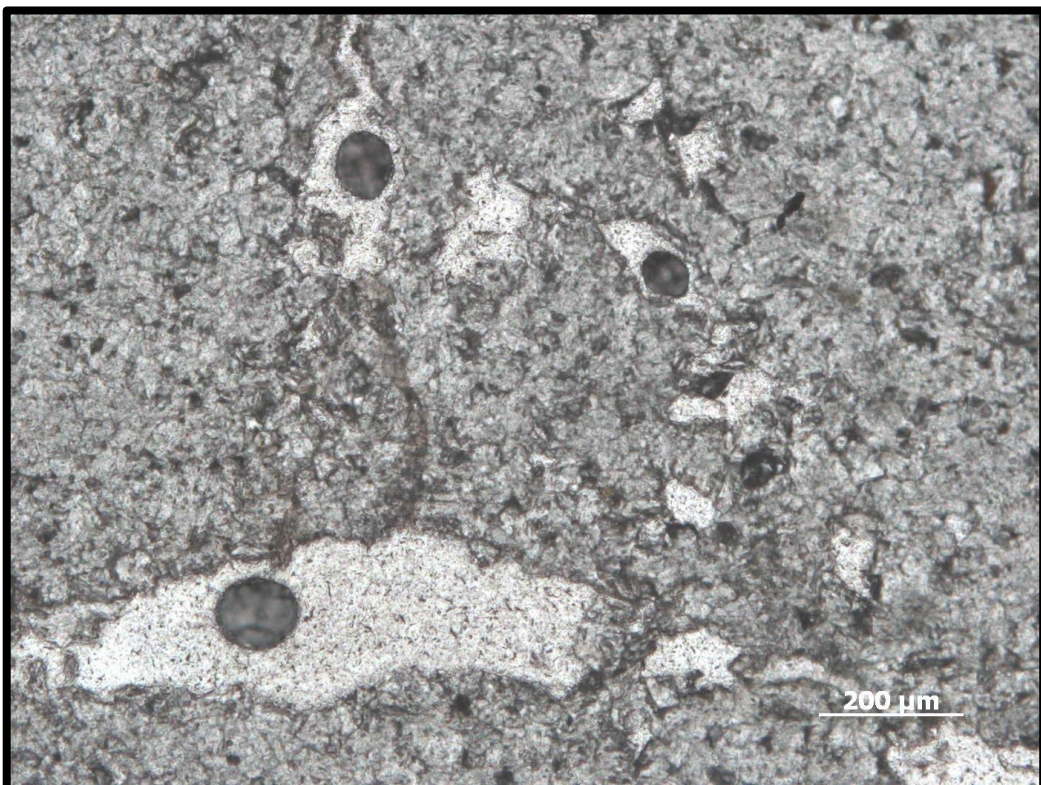
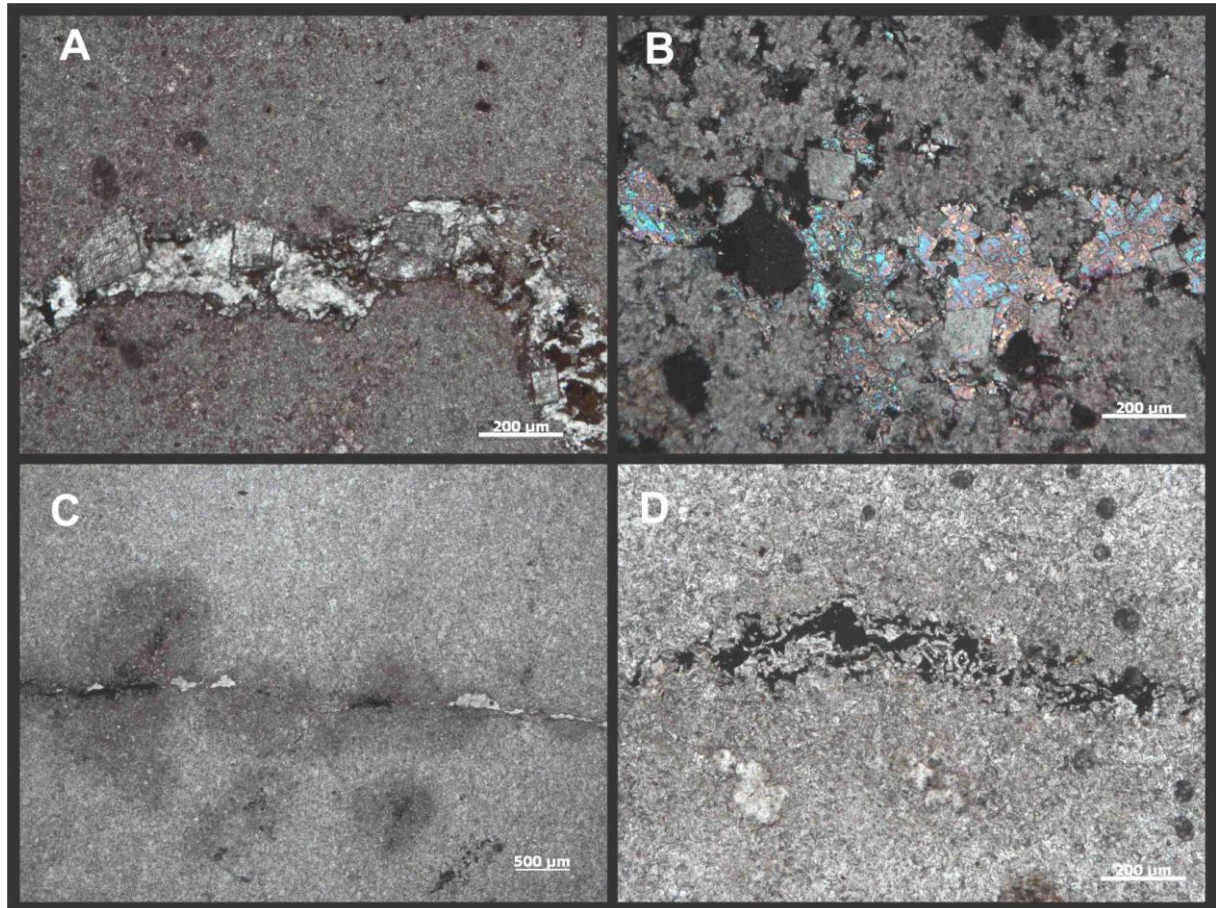


Figura 65 – *Doloboundstone* (A e B) e dolomudstone (C e D) apresentando fraturas. A) contendo grandes cristais de dolomita, B) cimentadas por aragonita substituindo cristais de dolomita; C) sem preenchimento e D) preenchidas por hidrocarboneto e apresentando pseudomorfos de gipsita. A, C e D Nicóis paralelos. B com Nicóis cruzados.



6.1.5 Migração de hidrocarbonetos

O hidrocarboneto encontrado na Formação Mirassol d'Oeste está confinado de forma mais efetiva na parte superior do perfil, enquanto que na parte inferior é mais restrito. O hidrocarboneto é produto da migração de uma rocha geradora, sendo os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste a rocha reservatório. Os hidrocarbonetos ocorrem preenchendo principalmente poros fenestrais, interpeloidais, *vugs* e fraturas. Podem ocorrer mais raramente em planos de estilólitos.

Associado ao hidrocarboneto encontram-se geralmente cristais euédricos de minerais autigênicos, assim como romboedros de dolomita em sela. As condições de crescimento desses cristais de dolomita supõem que o hidrocarboneto migrou de forma concomitante ou posterior ao crescimento dos cristais, pois não apresentam deformações na estrutura em decorrência de disputa de espaço. Radke e Methis (1980) citam a ocorrência de dolomita em sela associada com a maturação termal do hidrocarboneto, propondo que se formam dentro da janela termal do óleo, com temperaturas entre 60 e 150 °C, com maior probabilidade dos valores serem maiores que 100 °C. Isso significa que os hidrocarbonetos migraram logo após a maturação da matéria orgânica.

A Formação Mirassol d'Oeste configura-se como rocha reservatório do Grupo Araras junto com a própria Formação Guia. A provável rocha selante é a Formação Serra do Quilombo, no entanto, não houve migração efetiva para a Formação Mirassol d'Oeste, e o hidrocarboneto presente já encontra-se maturado. Possivelmente o óleo gerado na Formação Guia pode ter migrado de forma mais efetiva para as rochas reservatório da Bacia do Parecis, a qual apresenta grande importância estratégica na exploração de petróleo no Brasil. O hidrocarboneto encontrado nos poros e fraturas, presentes na Formação Mirassol d'Oeste, migrou provavelmente da Formação Guia sobrejacente, que seria as rochas geradoras dos hidrocarbonetos.

5.1.6. Formação de minerais autigênicos

Minerais autigênicos são aqueles que não foram transportados e sim formados na rocha em consequência de processos diagenéticos de soterramento. Podem ser resultado de recristalização ou alteração de minerais pré-existentes, de transformações estruturais de um mineral em outro ou pela presença de fluidos que liberam elementos para sua precipitação. Os minerais autigênicos encontrados nos dolomitos são produtos da maturação do hidrocarboneto em temperaturas elevadas ocasionando a liberação de ácidos orgânicos contendo enxofre e de ferro contido

nos argilominerais (BROTHERS et al.,1996; ELMORE et al., 1993; ELMORE et al., 1987; HIRT et al., 1993; KATZ et al., 2000; GILL et al., 2002 apud FONT, 2005).

Esses minerais ocupam cerca de 1% de forma disseminada, em pequenos cristais subarredondados e angulosos com tamanhos que variam de 20 a 100 μm (figuras 66 e 67). Algumas amostras foram analisadas através de EDS que indicou a presença de pirita e/ou pirrotita e de óxidos de Mn, Fe e Ti, não confirmados. Porém, o trabalho de Font (2005) reporta a presença desses óxidos de Mn nesses dolomitos como sendo Pirolusita e os óxidos de Fe como hematita e magnetita. Os óxidos de Ti provavelmente são minerais alterados de ilmenita (figura 68). Estes óxidos e sulfetos relacionados a presença de Mn, Fe e S dissolvidos na águas são indicativos de um ambiente anóxico.

Figura 66 - Cristais autigênicos prismáticos de pirita. A) imagem de MEV mostrando cristal autigênico de pirita e sua respectiva análise de EDS (B). Fotomicrografia com nicóis paralelos.

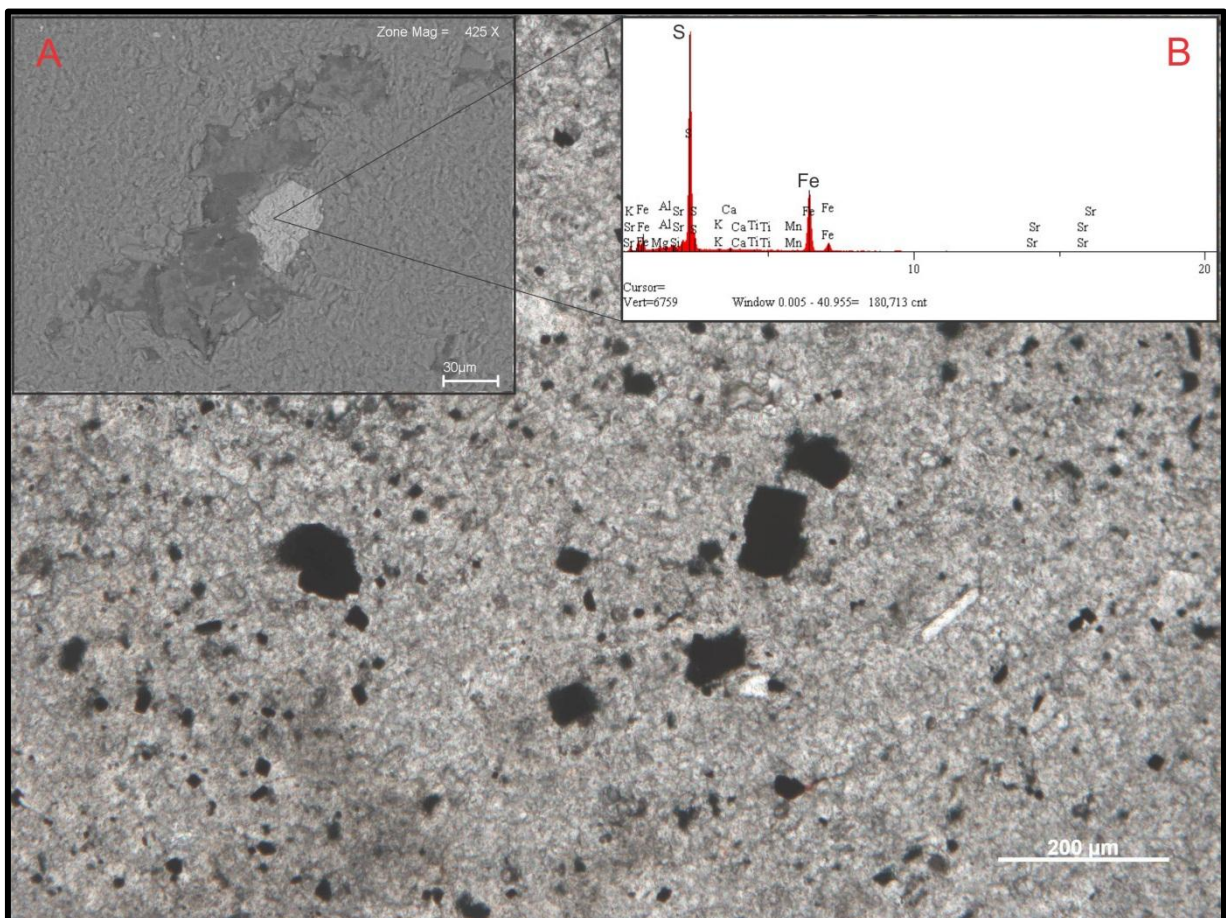


Figura 67 - Minerais autigênicos de formas aciculares de sulfetos ferro, sendo provavelmente pirrotita. Nicóis paralelos.

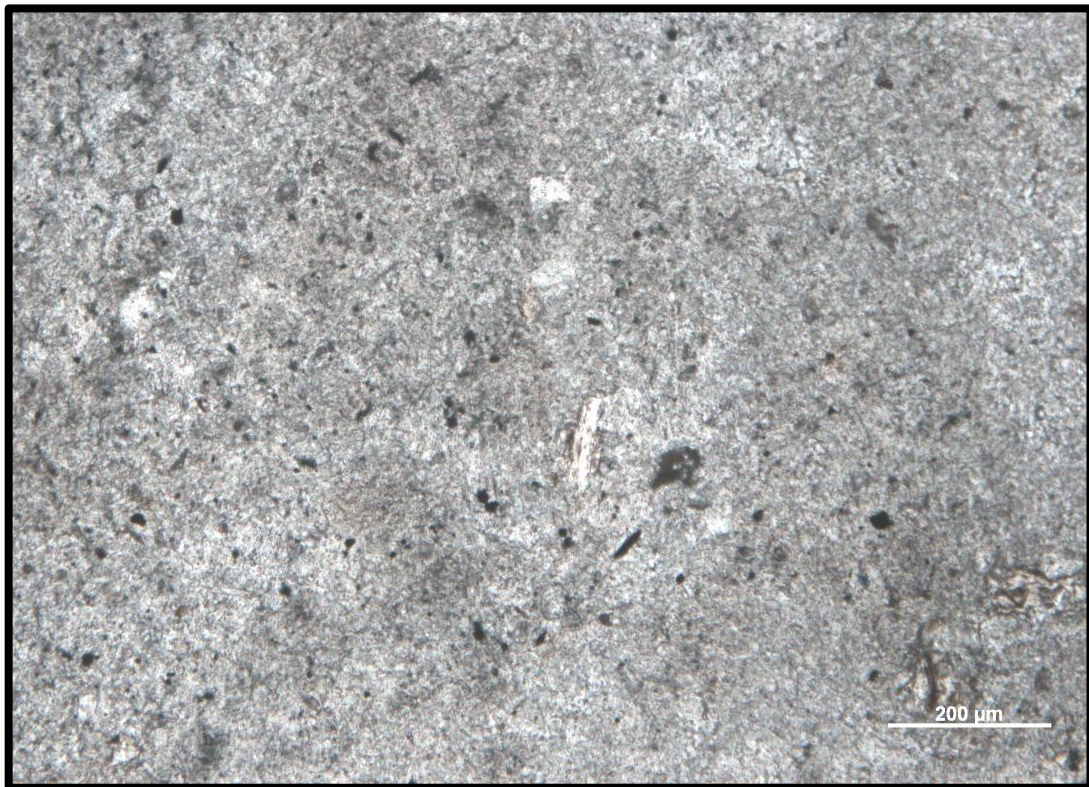
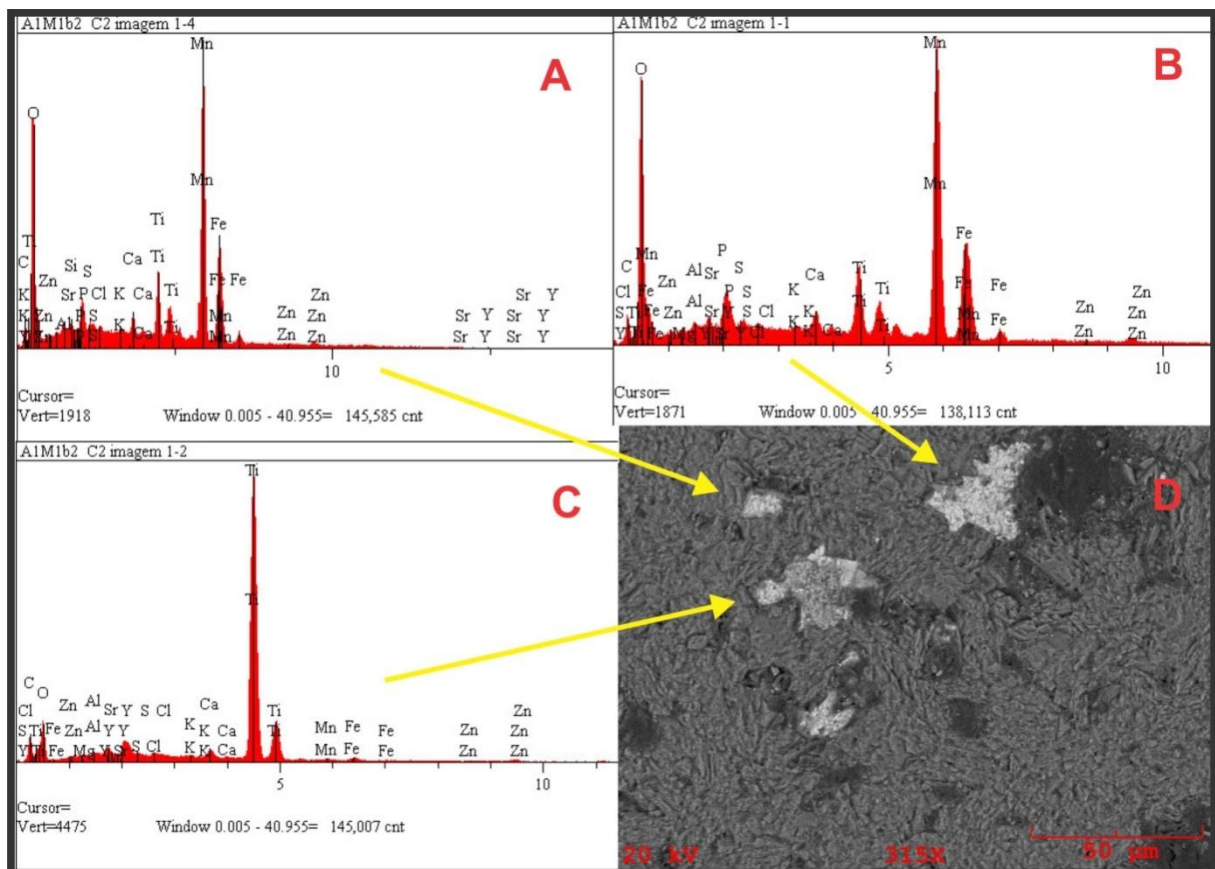


Figura 68 - Análise de EDS em minerais autigênicos de óxidos de Mn, Fe e Ti.



5.2 AMBIENTE DIAGENÉTICO

Por meio da análise dos processos diagenéticos e devida interpretação das texturas diagenéticas, chega-se a interpretação dos ambientes diagenéticos gerais: o ambiente marinho raso (diagênese marinha) seguido pelo ambiente mesodiagenético (diagênese de soterramento) e o ambiente telodiagenético (diagênese de soerguimento).

5.2.1 Diagênese marinha (Eodiagênese)

Em ambiente marinho, os processos atuantes são a cimentação e neomorfismo. A cimentação ocorre nas plataformas através do bombeamento da água do mar no sedimento e o neomorfismo ocorre pela percolação desses flúidos nos processos finais eodiagenéticos (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Nos dolomitos os cimentos atribuídos a diagênese marinha apresentam aspecto rugoso e geralmente obliteram a porosidade vug e fenestral. Os cimentos são principalmente de calcita sílica e pseudomorfo de gipsita.

É possível considerar a influência de águas meteóricas, pois os dolomitos apresentam cimentos de calcita com baixo teor de Mg. Quando não há nenhuma influencia meteórica o cimento de calcita geralmente apresenta alto teor de Mg (TUCKER; WRIGHT, op. cit).

O neomorfismo das dolomitas microcristalinas ocorreu em temperatura entre 60° e 50°C o que corrobora as condições surgimento do processo no limite entre a eodiagênese e a mesodiagênese

5.2.2 Diagênese de soterramento (mesodiagênese)

É o maior dos ambientes diagenéticos, porém o menos compreendido e o qual a maioria dos carbonatos antigos passaram por centenas de milhares de anos. Os principais processos são cimentação, neomorfismo, compactação e dissolução química que operam em profundidades, pressões e temperaturas anteriores aos domínios do metamorfismo. A diagênese de soterramento começa abaixo das profundidades onde os sedimentos são afetados pelos processos superficiais dos ambientes marinho e meteórico (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Os processos são progressivos e sutis, sendo difícil apontar o início dos efeitos dos processos de soterramento. Os sedimentos podem passar direto da diagênese marinha para as condições de soterramento ou podem ser afetados por processos da diagênese meteórica. Em ambos os casos essas condições são importantes durante ou após a diagênese de soterramento (TUCKER; WRIGHT, op. cit.).

O neomorfismo da dolomita microcristalina, com a formação de microesparitos a pseudoesparitos, foi um dos primeiros eventos mesodiagenéticos da Formação Mirassol d'Oeste. Talvez tenha ocorrido ainda no final da eodiagênese e se estendido até a mesodiagênese.

A formação de porosidade secundária é o segundo evento mesodiagênético. Ela está diretamente relacionada à fase de dissolução da dolomita, calcita e outros minerais não identificados. A dissolução ocorre principalmente relacionada a formação de ácidos orgânicos por descarboxilação durante o soterramento. A média da frequência percentual da porosidade quantificada nesses dolomitos é de cerca de 20 %, com desvios para no mínimo 3% na base e 33% na parte superior média do perfil, com moda entre 15 e 23%. Esses valores são um pouco superiores a média dos carbonatos antigos, entre 0 e 10%, o que sugere que a dissolução foi um fator importante na geração da porosidade. (TUCKER; WRIGHT, 2002). Esses valores percentuais refletem também a abundância de matéria orgânica associada aos dolomitos nas porções superiores da Formação Mirassol d'Oeste.

Faturamento e precipitação de dolomita em sela são os processos seguintes e estão relacionados com soterramento profundo e percolação de fluidos hidrotermais. Os cimentos de calcita que preenchem fraturas foram dissolvidos parcialmente, provavelmente pelos mesmos fluidos hidrotermais ou ácidos orgânicos, em suas bordas e no centro do cristal, o que sugere que eles eram anteriores a formação da dolomita em sela.

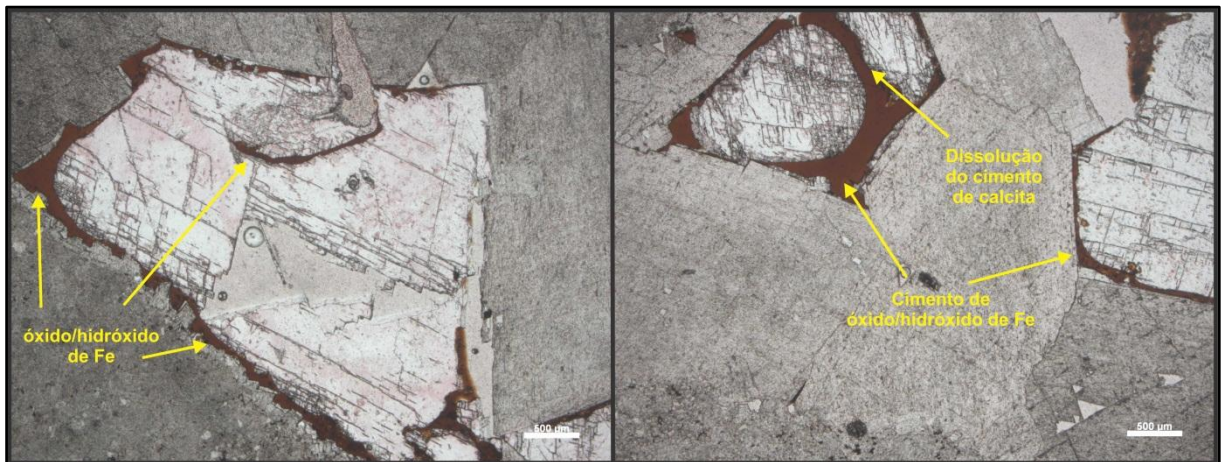
A migração do hidrocarboneto pode ter ocorrido no final da mesodiagênese, onde preenche principalmente a porosidade fenestral e fraturas, além de poros *vugs*. A ocorrência de cristais de dolomita em sela associada a hidrocarbonetos indicam que os dois foram quase contemporâneos, pois estas dolomitas se formam dentro da janela de maturação do óleo, entre 60 a 150 °C de temperatura (RADKE; METHIS, 1980).

5.2.3 Diagênese de soerguimento (telodiagênese)

Os processos telodiagenéticos apresentam amplitude mais restrita e ocorrem quando as rochas, na diagênese de soterramento, são submetidas a processos de geração de discordâncias, durante o seu soerguimento (TUCKER; WRIGHT, 2002).

A principal evidencia da telodiagênese nessas rochas é a cimentação tardia por liberação de óxidos / hidróxidos de ferro. Alguns espaços gerados pela dissolução na mesodiagênese são preenchidos pelo óxido/hidróxido de ferro (figura. 69). Poros móldicos de romboedros de dolomita que ocorrem nas bordas de poros preenchidos por hidrocarbonetos foram provavelmente formados após o soerguimento, já que estas dolomitas, possivelmente ferrosas e em sela, se tornam instáveis em condições superficiais.

Figura 69 – Óxido/hidróxidos de Fe preenchendo espaço deixado pela dissolução parcial do cimento de calcita. Nicóis paralelos.



5.3 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A evolução diagenética da rocha começa desde o ambiente deposicional até os processos atuantes na diagênese de soterramento. No entanto, processos de cimentação de óxido/hidróxido de ferro ocorrem durante o processo de telodiagênese em algumas porções das rochas. Os processos pós-deposicionais descritos nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste são característicos de ambientes de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (figura 70).

Os principais processos eodiagenéticos foram a cimentação de calcita e sílica e formação de porosidade fenestral. A formação de porosidade fenestral está intimamente ligada a decomposição de matéria orgânica presente nos dolomitos (SHINN, 1983). A formação de fenestras ocorreu logo após a deposição dos dolomitos, sendo seguida pela cimentação de calcita, sílica e gipsita.

Durante o soterramento ocorreu o neomorfismo das dolomitas microcristalinas. A temperatura de formação destas dolomitas fica entre 60° e 50°C o que sugere condições limites entre a eodiagênese e a mesodiagênese.

Os principais processos mesodiagenéticos são formação de porosidade secundária, fraturamento, compactação química, precipitação de dolomita em sela e

migração de hidrocarbonetos. A formação de porosidade secundária é o primeiro evento mesodiagenético dos dolomitos e está relacionada a dissolução de dolomita e outros minerais por ácidos orgânicos do processo descarboxilação.

Fraturas são comuns ao longo do perfil estudado e estão relacionadas a esforços tectônicos e/ou sobrecarga. Compactação química ocorreu durante o progressivo soterramento que ocasionou a dissolução de material carbonático por pressão, levando a acumulação de material insolúvel como, argilominerais, pirita, óxidos e hidrocarbonetos.

A precipitação de dolomita em sela está ligada a migração de hidrocarbonetos e pode ter sido o penúltimo evento mesodiagenético. A migração de hidrocarbonetos foi um dos últimos estágio mesodiagenético, preenchendo poros e fraturas geradas nas fases anteriores da mesodiagenese e liberando fluidos ácidos que formaram a porosidade interpeloidal por dissolução.

Na telodiagenese ocorre a precipitação de minerais de óxido-hidróxido de Fe e formação de porosidade móldica pela dissolução de romboedros de dolomita ferrosa e em sela. Estes eventos ocorreram após o soerguimento destas rochas.

5.4 MODELO DE EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

As figuras 71A e 71 B mostram a evolução das condições ambientais para a deposição da capa carbonática de Mirassol d'Oeste. Após o recuo das geleiras, proporcionado pelo rápido desaparecimento das condições de snowball Earth e implementação de uma fase de efeito estufa, ocorreu um aumento relativo do nível do mar. Inicialmente esse movimento transgressivo paulatino foi pouco efetivo devido ao *rebound* pós-glacial, cuja movimentação isostática positiva proporcionava um raseamento da bacia de deposição. O desprendimento do gelo gerando *icebergs* causava a deposição maciça de *diamictons* que cobriam irregularmente o *permafrost* exumado, agora representando o substrato costeiro. Depressões com profundidades métricas tornaram-se o sítio de deposição carbonática protegidas das correntes e ondas propiciando à proliferação de bactérias e plâncton que induziram a

precipitação de dolomicrito (microfácies *dolomudstone*) formando tapetes microbianos e biostromas (microfácies de *doloboundstone*) em plataforma eufótica. O movimento transgressivo tornou-se mais eficiente com o término da influência isostática e glacial, agora sobre clima tropical, o *fetch* foi ampliado proporcionando o retrabalhamento do substrato por ondas e correntes (microfácies de *dolopackstone*) com predominância de material em suspensão. O fluxo oscilatório varreu o oceano induzido por ventos extremos (Allen & Hoffman 2005). Posteriormente, com o aumento espaço de acomodação forma-se uma zona de inundação máxima e ocorre a deposição dos micritos da Formação Guia. A precipitação da lama micrítica foi acompanhada por uma supersaturação de aragonita na água do mar, gerando leques de cristais.

Figura 70 – Sequência de formação dos eventos diagenéticos da Formação Mirassol d'Oeste.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	PRIMÁRIO (DEPOSICIONAL E PÓS DEPOSICIONAL)	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Formação de porosidade fenestral	—————		
Cimentação I (calcita, sílica e pseudomorfos de gipsita)		—————	
Neomorfismo		—————	
Formação de porosidade secundária I (fraturas)			—————	
Cimentação II (dolomita, calcita)			—————	
Migração de hidrocarboneto			—————
Compactação química				—————
Formação de porosidade secundária II (vug e interpeloidal)		-----	—————	
Formação de porosidade secundária III (moldica)			
Infiltração por óxidos de ferro em fraturas				—————

Figura 71A – Modelo deposicional proposto para as rochas da Formação Mirassol d’Oeste. A evolução começa com: 1) degelo pós-glacial e compensação isostática através do *rebound* e deposição dos *dropstone* do diamictito da Formação Puga; 2) movimentações causadas pelo *rebound* formando uma superfície irregular no interfície entre diamictons e a capa carbonática; 3) início da deposição da capa carbonática propiciadas pelo aumento da temperatura e baixa energia ambiental, formando dolomitos com laminações plana ou truncada de baixo ângulo, marcadas pela concentração de matéria orgânica que foi dissolvida para formar porosidade *vug* nas microlaminações discretas (imagem).

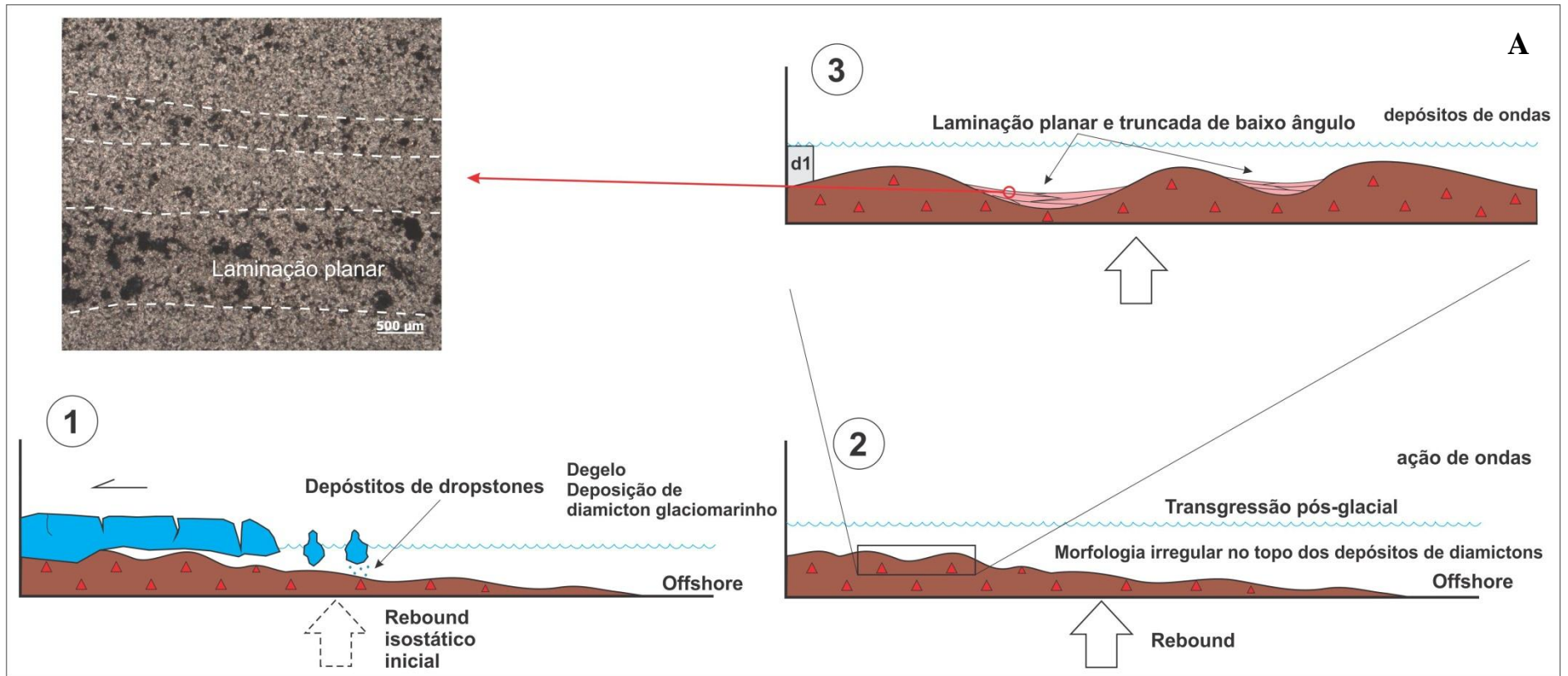
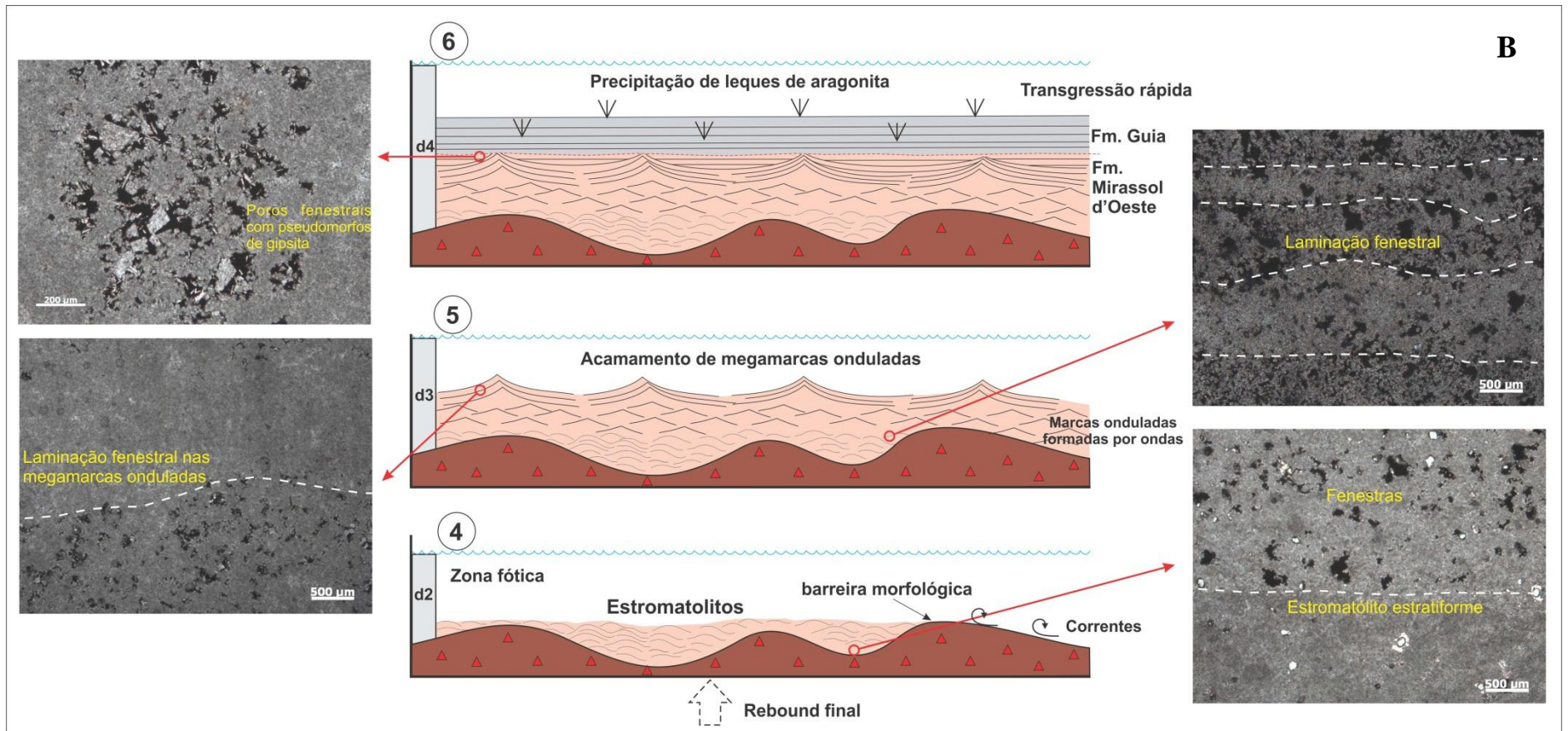


Figura 71B – Continuação do modelo deposicional da figura anterior. 4) deposição do estromatólito da microfácies *doloboundstone*, consequência do aumento da temperatura e da atividade microbial em condições de baixa energia sem a influencia de fluxo ondulatorio ou unidirecional (observar o aumento da lâmina de água, consequência do degelo pós-glacial e fim do *rebound*); 5) deposição dos dolomitos da microfácies *dolopackstone/ dolomudstone* devido a mudança do regime de fluxo, passando a ocorrer fluxo oscilatório, unidirecional e eventos de tempestades formando os acamamentos com megamarcas onduladas e assimétricas, apresentando arqueamento do acamamento e geração de cristas; 6) fim da deposição da lama dolomítica, com o aumento rápido da lâmina d'água, configurando uma superfície transgressiva no limite entre a Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia, em condições de plataforma profunda, onde ocorre a precipitação de leques de cristais de aragonita.



6 O POTENCIAL RESERVATÓRIO DA FORMAÇÃO MIRASSOL D'OESTE

O Sistema Petrolífero Araras é definido aqui como composto pelos calcários e folhelhos da Formação Guia como rocha geradora, com TOC acima de 1%, e pela Formação Serra do Quilombo como rocha selante, com porosidade abaixo de 2%.

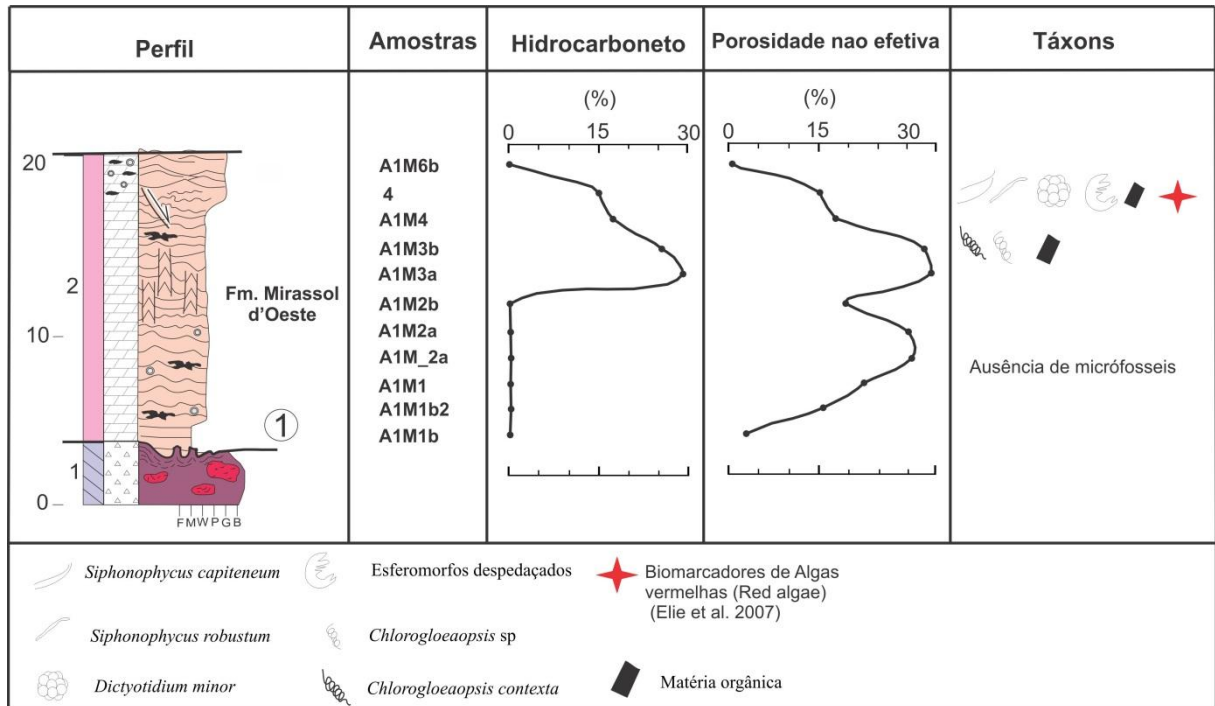
A Formação Mirassol d'Oeste apresenta o seu topo impregnado por betume que preenche porosidade fenestral e interpeloidal podendo ser uma rocha reservatório em potencial. Embora esta unidade ocorra estratigraficamente nos afloramentos abaixo da Formação Guia, admite-se que esta relação possa ser mais lateral, o que justificaria uma migração limitada do óleo durante a diagênese.

Outra hipótese é a possibilidade de migração desse hidrocarboneto para as rochas da Bacia do Parecis, pois devido sua proximidade ao norte, pode-se considerar que ocorra alguma contribuição do Sistema Petrolífero Araras para o sistema petrolífero dessa bacia.

A quantificação do betume nas lamina delgadas mostra uma frequência considerável na parte superior do perfil (entre 15 e 28,5 %), resultado de uma boa porosidade, que pode ser maior que 30 %, indicando uma boa capacidade reservatória da formação (figura 72). No entanto, o fato de conter querogênio do tipo II em estado de maturação termal elevado inibe maiores interesses a respeito da formação. Há, portanto, a necessidade de estudos mais detalhados a respeito da migração do hidrocarboneto para verificar se existe relação com o sistema petrolífero da Bacia do Parecis ou com outras rochas.

O trabalho em questão, apesar de preliminar, aponta de forma mais precisa a proporção do hidrocarboneto e sua distribuição vertical, podendo ser usado futuramente para análises mais aplicadas da potencialidade da Formação Mirassol d'Oeste.

Figura 72 – Variação vertical da quantidade percentual de hidrocarboneto no perfil da Mina Terconi. Note que a maior quantidade de betume identificada na análise petrográfica coincide com a porção onde a porosidade apresenta maior permeabilidade (poros fenestrais e interpeloidais) e, além disso, coincide o nível de matéria orgânica e microfósseis individualizada na tese de Hidalgo de 2007.



7 CONCLUSÕES

A capa carbonática neoproterozoica da Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras, foi depositada após o último evento de glaciação global criogeniana, sobre os diamictitos glaciais da Formação Puga. As análises petrográficas permitiram a identificação de três microfácies: *dolomudstone*, na base a formação, com dolomita microcristalina, microespática e pseudoespática, porosidade *vug* e móldica, e laminação peloidal; *doloboundstone*, com laminação estromatolítica e porosidade fenestral, na parte intermediária; *dolopackstone/dolomudstone* com laminação ondulada assimétrica, na parte superior da formação, apresentando dolomita microcristalina peloidal e porosidade interpeloidal, *vug* e móldica.

A formação da dolomita primária está associada à atividade microbial. A presença de microrganismos atua de forma a quebrar a barreira cinética de precipitação da dolomita, facilitando sua precipitação primária. As evidências para esta hipótese são as ocorrências de peloides em toda a seção estudada e, principalmente, dos estromatólitos. Porosidade fenestral é a mais comum e está associada à decomposição de matéria orgânica e sua preservação é devido a litificação rápida do micrito.

A cimentação ocorre tanto na diagênese marinha, com cristais exibindo textura rugosa, formada pela percolação da água do mar, quanto na mesodiagenese, com cristais euédricos e aspecto límpido e presença de dolomita em sela, de precipitação tardia. O processo de dissolução e geração de porosidade secundária pode ocorrer de forma limitada em estágios eodiagenéticos e de forma mais eficiente em estágios da mesodiagnese tardia, onde os cimentos dos poros e fraturas sofrem dissolução. Essa dissolução tardia gera espaço para migração de hidrocarbonetos.

A migração dos hidrocarbonetos atinge apenas o topo da formação e precede a compactação química. A maturação do hidrocarboneto liberou grandes quantidades de ácidos orgânicos contendo enxofre para a formação de minerais autigênicos. Essa maturação, devido ao aumento das condições de pressão e temperatura na mesodiagnese, liberou fluidos ácidos provenientes de hidrocarbonetos e argilominerais, causando a formação de porosidade secundária

vug e móldica essa porosidade móldica, formadas após o soerguimento é constantemente afetada pelo constante processo de dissolução dessas rochas.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD C. **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. Longman: Harlow, 1984. 140p.
- ALLEN, P. A.; HOFFMAN, P. F. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. **Nature**, n.433, p.123-127. 2004.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro, DNPM, n. 219, p. 1-53. 1964.
- ALVARENGA, C. J. S. et al. Isotope stratigraphy of neoproterozoic cap carbonates in the Araras group, Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, p. 469-479. 2008.
- ALVARENGA C. J. S., SANTOS R.V., DANTAS E.L. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Par guay Belt, Brazil. **Precambrian Research**, n. 131:p.1-21.2004.
- ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. 1992. Glacial Influenced Sedimentation In **The Later proterozoic of the Par guay Belt (Mato Grosso, Brazil):** palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, Amsterdam, v. 92, p. 85-105. 1992.
- BATHURST, R. G. C. Pressure-dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation. In: EINSELE, G.; RICKEN W.; SEILACHER, A. (Eds). **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. p. 450-463.
- CHEEL R.J.; LECKIE D.A. Hummocky cross-stratification. In: Wright V.P. (ed.) **Sedimentology Review**. Oxford, Blackwell Science, v. 1, p. 103-122 . 1993.
- CHOQUETTE P. W.; PRAY L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **The American Association Petroleum Geologist Bulletin**. n.54, v. 2, p. 207-250.1970.
- CORDANI, U. G. et al. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**., n.15, p. 396-407. 2009.
- CORSETTI, F. A.; LORENTZ, N.J. On Neoproterozoic Cap Carbonates as Chronostratigraphic Markes. In: XIAO S.; KAUFMAN A.J. (Eds.). **Neoproterozoic geobiology and paleobiology: topics in geobiology**. New York: Springer, v. 27, 2006. p. 273-294.
- DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed). Classification of carbonate rocks. **Am. Assoc. Petrol. Geol.** v.1, p. 21-108. 1962. (Memoir 1).
- ELIE, M. et al. A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan snowball. **Terra Nova**, v. 19, n. 5, p. 303-308. 2007.

FLÜGEL E. **Microfacies of Carbonate rocks analysis**: interpretation and application. Berlin Heidelberg; New York: Springer, 2004. 976p.

FONT E. C. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 250, p. 89-103. 2006.

FONT, E. C. **Paleomagnetismo dos carbonatos de capa do cráton amazônico (Brasil)**: implicações para as glaciações do Neoproterozoico. 2005. 200 f. Tese (doutorado em geofísica) - Université TOULOUSE III - Paul Sabatier (UFR Sciences) e Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – USP, 2005.

FAIRCHILD, I. J.; HAMBREY, M.J. The Vendian of NE Spitzbergen: petrogenesis of a dolomite tillite association. **Precambrian Research**, n. 26, p. 111-167. 1984.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W. E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks** - a symposium. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 62-84. (Memoir 1)

HALVERSON, G.P.; MALOOF, A.C.; HOFFMAN, P.F. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. **Basin Research**, n. 16, p. 297-324. 2004.

HIDALGO, R. L. L. **Vida após as glaciações globais neoproterozoicas**: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico. 2007. 197f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 2007.

HOFFMAN, P. F. Pan-glacial-a third state in the climate system. **Geology Today**, v. 25, n. 3, p. 107-114. 2009.

HOFFMAN, P. F. et al. A Neoproterozoic Snowball Earth. **Science**, v. 281, p.1342-1346. 1998a.

HOFFMAN, P. F. et al. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. **GSA Today**, n. 8, p.1-9. 1998b.

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

HYDE W. T. et al. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. **Nature**, v. 405, p. 425-429. 2000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Banco de dados estatísticos e geográficos**. 2010. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/xtras/perfil.php?codmun=510562>>. Acesso em: 16 ago. 2011.

JACOBSEN, S.B.; KAUFMAN, A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of neoproterozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 161, p. 37-57. 1999

JAMES N.P.; NARBONNE, G.M.; KYSER, T.K. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. **Can. J. Earth Sci.**, n. 38, p. 1229-1262. 2001.

KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Research**, n. 73, p. 27-49. 1995.

KENDALL, E.G.S.T.C.; WARREN, J. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. **Sedimentology**, v. 34, p. 1007-1027. 1987.

KENNEDY, M.J. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. **Jour. of Sedim. Research**, v. 66, p. 1050-1064. 1996.

KIRSCHVINK, J.L. Late Proterozoic low - latitude glaciation: the snowball earth. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (Eds.). **The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary Study**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 51-52. 1992, 138 p.

KNOLL, A.H. et al. A new period for the Geologic time scale. **Science**, v. 305, p.621-622. 2004.

KNOLL A.H. Learning to tell Neoproterozoic time. **Precamb. Research**, v. 100, p. 3-20. 2000.

MACIEL, P. Tilito cambriano (?) no estado de Mato Grosso. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, v. 8, p. 31-39. 1959.

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso**: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozoico. 2003. 173f. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação Geologia Sedimentar, 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. **Rev. Bras. Geol.**, v. 36, n.4, p.576-587. 2006.

NOGUEIRA, A. C. R. et al. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. **Geology**, v. 31, n. 7, p. 613-616. 2003.

NOGUEIRA, A. C. R. et al. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 237, p. 168-190. 2007.

RADKE, B. M.; MATHIS, R. L. On the formation and occurrence of saddle dolomite. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, p. 1149 -1168. 1980.

SANSJOFRE, P. et al. A carbon isotope challenge to the snowball Earth. **Nature**, v. 478, p. 93-96. 2011.

SANTOS, R. V. et al. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí e Paranoá groups. **Precambrian Research**, v. 104, n. 3/4, p. 107-122. 2000.

SCHOLLE, P.A.; ULMER-SCHOLLE, D.S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks**: grains, textures, porosity, diagenesis. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 2003. 459p. (Memoir 77).

SHINN, E. A. Birdeyes, fenestrae, shrinkage pores, and loreries: a reevaluation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 53, p. 619-628. 1983.

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

SOARES, J. L.; NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 4, p. 715-729. 2008.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronology provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3 p. 174-182. 1999.

TRINDADE, R. I. F. et al. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. **Terra Nova**, v. 15, n. 6, p. 441-446. 2003.

TUCKER, M.E. **Sedimentary petrology**: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications, 2ed. 1992. 260p.

TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. **Carbonate sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 482 p.

VALÉRIO, C. S.; SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J. B. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 28, p. 304-320. 2009.

VASCONCELOS, C.; MCKENZIE J.A. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Sedimentary Research**, n. 67, p. 378–390. 1997.

XIAO, S. et al. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciations. **Precambrian Research**, v. 130, p. 1-26. 2004.

WILLIAMS, G. E. et al. The Elatina glaciations, late Cryogenian (Marinoan epoch), south Australia: sedimentary facies and paleoenvironments. **Precambrian Research**, v. 163, p. 307-331. 2008

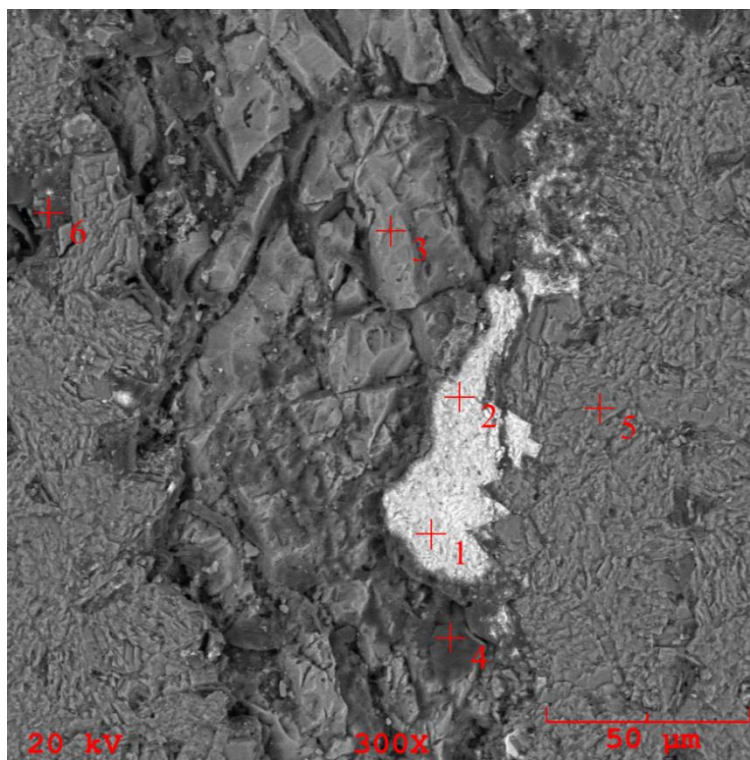
ANEXOS

**ANEXO A- ANÁLISES DE MEV-EDS
DOLOMUDSTONE**

**Lamina
A1M1b₂**

1

Elt.	Conc	Units
C	2,953	wt.%
O	33,487	wt.%
Na	0,133	wt.%
Mg	0,423	wt.%
Al	0,338	wt.%
Si	0,351	wt.%
P	0,985	wt.%
S	0,266	wt.%
Cl	0,099	wt.%
K	0,409	wt.%
Ca	0,912	wt.%
Ti	4,169	wt.%
Mn	43,055	wt.%
Fe	11,609	wt.%
Zn	0,626	wt.%
Sr	0,184	wt.%
Y	0	wt.%
Total	100	wt.%



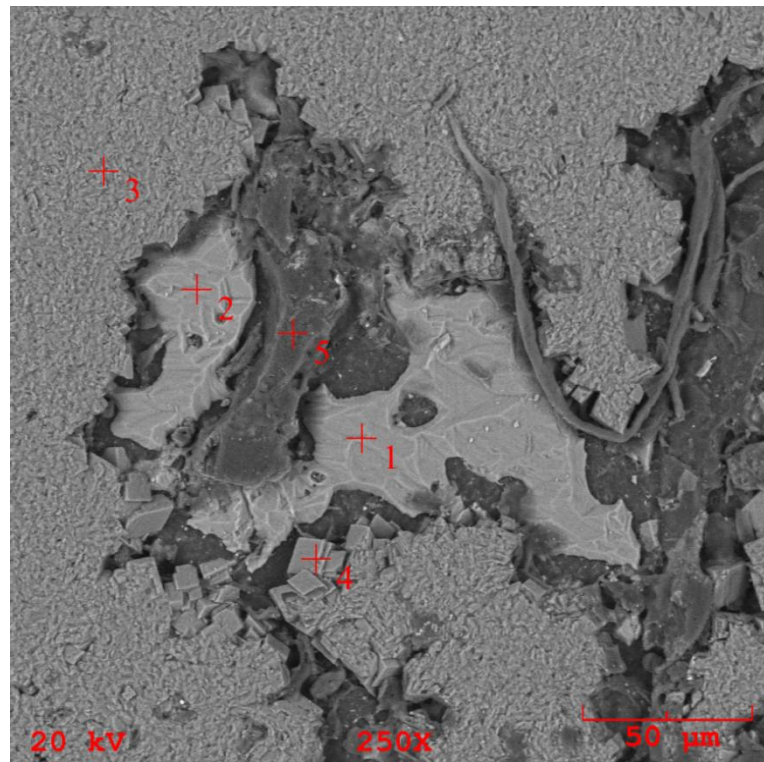
2 3 4 5 6

Elt.	Conc	Conc	Conc	Conc	Conc	Units
C	4,199	7,387	52,492	12,651	60,812	wt.%
O	30,993	18,347	26,608	46,912	21,445	wt.%
Na	0,045	0,064	0,356	0,165	0,125	wt.%
Mg	0,332	0,2	0,33	14,557	4,102	wt.%
Al	0,267	0,001	0,121	0	0,084	wt.%
Si	0,339	0,162	0,44	0,082	2,589	wt.%
P	1,104	1,356	1,014	0,774	0,578	wt.%
S	0,371	0,162	0,877	0,095	0,181	wt.%
Cl	0,112	0,106	0,791	0,074	1,743	wt.%
K	0,37	0,037	0,636	0,042	0,099	wt.%
Ca	1,268	70,822	15,422	23,751	7,109	wt.%
Ti	4,326	0,281	0,071	0,097	0,037	wt.%
Mn	44,045	0,271	0,221	0,211	0,228	wt.%
Fe	11,567	0,241	0,211	0,295	0,416	wt.%
Zn	0,502	0,526	0,394	0,295	0,127	wt.%
Sr	0,16	0,037	0,018	0	0,324	wt.%
Y	0	0	0	0	0	wt.%
Total	100	100	100	100	100	wt.%

**Lamina
A1M1**

1

Elt.	Conc	Units
C	12,717	wt.%
O	48,006	wt.%
Na	0,097	wt.%
Mg	0,38	wt.%
Al	0,012	wt.%
Si	0,031	wt.%
P	0,714	wt.%
S	0,17	wt.%
Cl	0,063	wt.%
K	0,009	wt.%
Ca	37,346	wt.%
Ti	0,054	wt.%
Mn	0,059	wt.%
Fe	0,107	wt.%
Zn	0,218	wt.%
Sr	0,019	wt.%
Total	100	wt.%

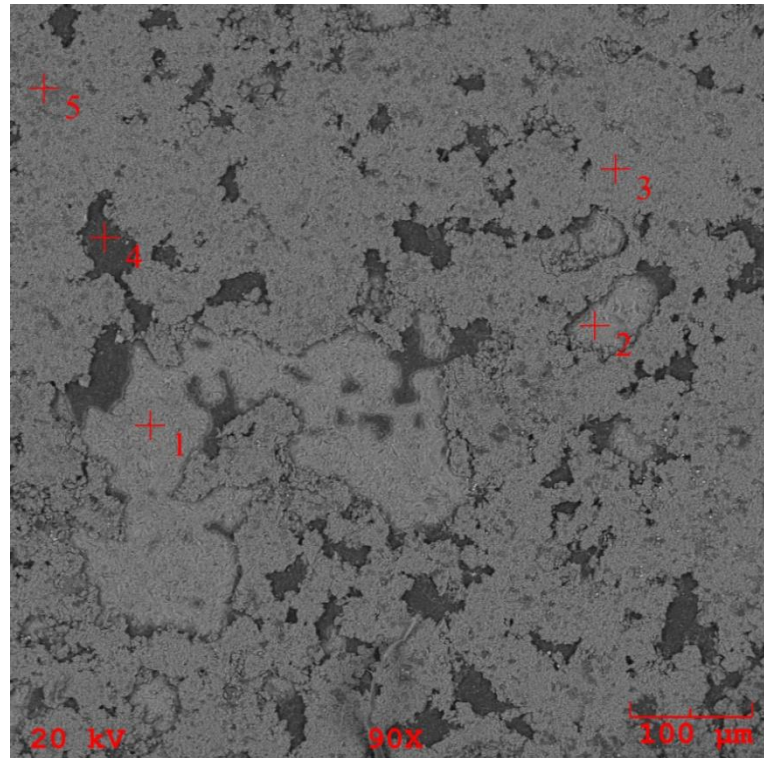


Elt.	2 Conc	3 Conc	4 Conc	5 Conc	Units
C	10,802	12,233	15,484	71,511	wt.%
O	46,69	49,533	35,047	11,037	wt.%
Na	0,023	0,209	0,229	0,437	wt.%
Mg	0,364	12,133	14,576	0,51	wt.%
Al	0	0,005	0,037	0,063	wt.%
Si	0,022	0,067	0,043	1,246	wt.%
P	0,685	0,86	0,903	1,433	wt.%
S	0,195	0,043	0,081	3,384	wt.%
Cl	0,063	0,114	0,509	4,506	wt.%
K	0,031	0,031	0,031	0,758	wt.%
Ca	40,744	24,067	29,55	3,375	wt.%
Ti	0,044	0,049	0,105	0,15	wt.%
Mn	0,075	0,116	1,089	0,41	wt.%
Fe	0,126	0,29	2,114	0,541	wt.%
Zn	0,101	0,252	0,18	0,469	wt.%
Sr	0,034	0	0,023	0,168	wt.%
Total	100	100	100	100	wt.%

DOLOBOUNDSTONE**Lamina
A1M2a**

1

Elt.	Conc	Units
C	13,475	wt.%
O	32,91	wt.%
Na	4,894	wt.%
Mg	1,861	wt.%
Al	0,301	wt.%
Si	34,834	wt.%
P	0,603	wt.%
S	0,084	wt.%
Cl	0,129	wt.%
K	0,269	wt.%
Ca	6,66	wt.%
Ti	0,078	wt.%
Mn	0,106	wt.%
Fe	0,141	wt.%
Zn	0,194	wt.%
Sr	3,46	wt.%
Total	100	wt.%



2

3

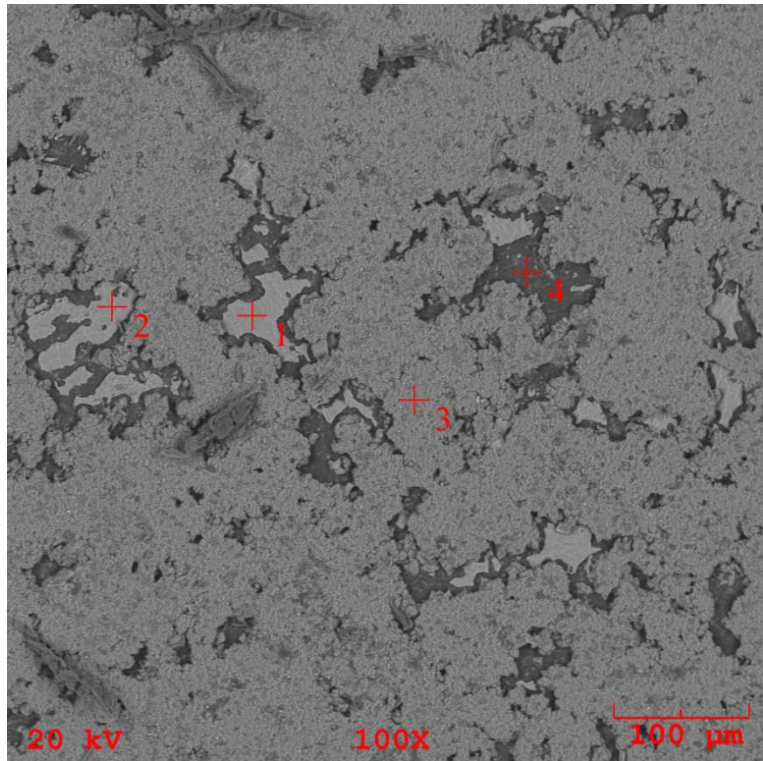
4

5

Elt.	Conc	Conc	Conc	13,364	Units
C	14,912	14,171	73,762	26,295	wt.%
O	27,196	49,983	13,258	0,126	wt.%
Na	4,127	0,09	0,292	13,477	wt.%
Mg	1,704	14,028	0,249	0,213	wt.%
Al	0,216	0	0,067	1,072	wt.%
Si	36,929	0,052	5,938	1,227	wt.%
P	0,816	0,736	0,796	0,148	wt.%
S	0,168	0,048	0,058	0,709	wt.%
Cl	0,072	0,097	2,761	0,085	wt.%
K	0,403	0,019	0,136	41,42	wt.%
Ca	8,774	20,365	1,468	0,258	wt.%
Ti	0,261	0,022	0,062	0,193	wt.%
Mn	0,17	0,067	0,073	0,856	wt.%
Fe	0,189	0,146	0,172	0,488	wt.%
Zn	0,451	0,168	0,191	0,07	wt.%
Sr	3,611	0,008	0,718	100	wt.%
Total	100	100	100		wt.%

Lamina
A1M_2a

Elt.	Conc	Units
C	8,76	wt.%
O	41,51	wt.%
Na	0	wt.%
Mg	0,427	wt.%
Al	0	wt.%
Si	0,03	wt.%
P	0,814	wt.%
S	0,066	wt.%
Cl	0,104	wt.%
K	0,016	wt.%
Ca	47,415	wt.%
Ti	0,122	wt.%
Mn	0,193	wt.%
Fe	0,273	wt.%
Zn	0,255	wt.%
Sr	0,015	wt.%
Total	100	wt.%

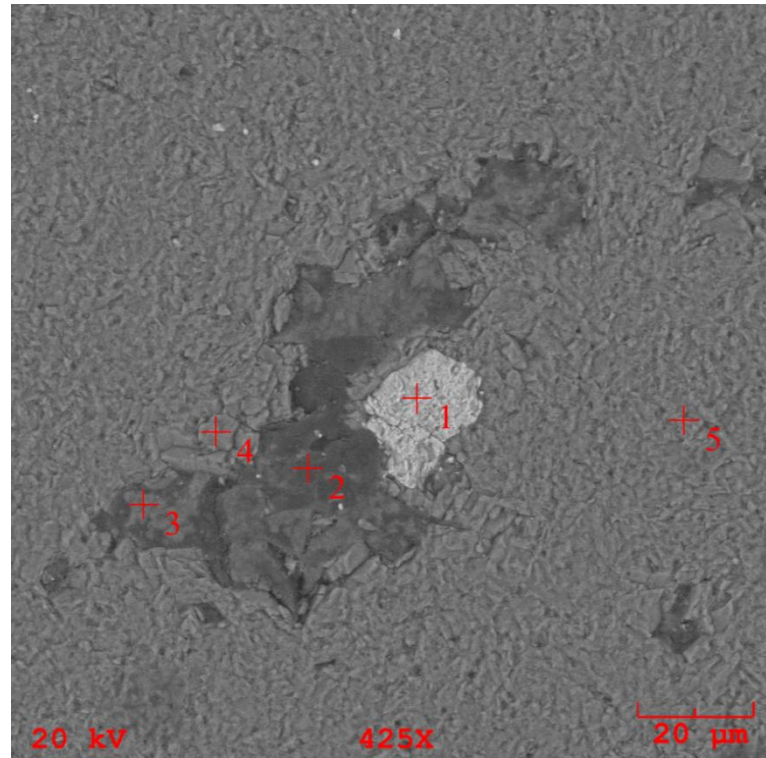


Elt.	Conc	Conc	Conc	Units
C	11,996	7,979	67,902	wt.%
O	49,024	40,83	13,224	wt.%
Na	0,066	0,139	0,857	wt.%
Mg	0,487	14,651	0,502	wt.%
Al	0	0,013	0,062	wt.%
Si	0,029	0,053	10,831	wt.%
P	0,577	1,057	0,533	wt.%
S	0,079	0,076	0,033	wt.%
Cl	0,043	0,083	1,71	wt.%
K	0,018	0,043	0,242	wt.%
Ca	37,068	34,233	2,63	wt.%
Ti	0,067	0,082	0,08	wt.%
Mn	0,029	0,151	0,08	wt.%
Fe	0,069	0,143	0,137	wt.%
Zn	0,444	0,436	0,079	wt.%
Sr	0,003	0,03	1,098	wt.%
Total	100	100	100	wt.%

DOLOPACKSTONE/DOLOMUDSTONE**Lamina
A1M4**

1

Elt.	Conc	Units
C	11,839	wt.%
O	5,385	wt.%
Na	0,16	wt.%
Mg	0,238	wt.%
Al	0,151	wt.%
Si	0,45	wt.%
P	0,61	wt.%
S	39,991	wt.%
Cl	0	wt.%
K	0,258	wt.%
Ca	0,433	wt.%
Ti	0,088	wt.%
Mn	0,216	wt.%
Fe	40,134	wt.%
Sr	0,046	wt.%
Total	100	wt.%



2

3

4

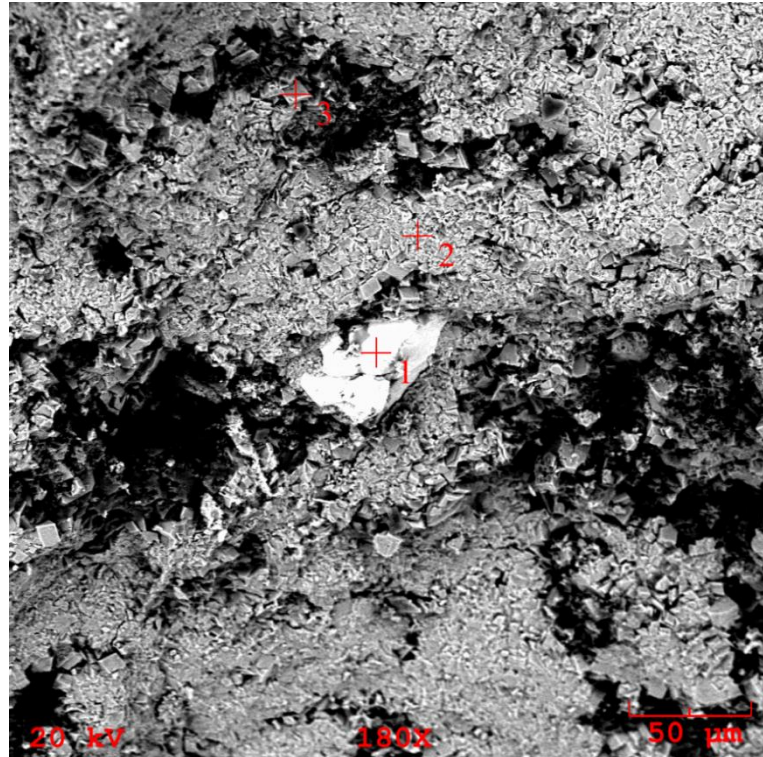
5

Elt.	Conc	Conc	Conc	Conc	Units
C	78,335	17,149	15,398	11,996	wt.%
O	12,205	36,235	53,244	50,04	wt.%
Na	0,118	0,111	0,164	0,294	wt.%
Mg	0,189	2,432	12,415	14,05	wt.%
Al	0,493	9,563	0,005	0,003	wt.%
Si	1,579	27,315	0,172	0,041	wt.%
P	0,851	0,899	0,718	0,776	wt.%
S	2,962	0,097	0,035	0,053	wt.%
Cl	1,696	0,269	0,043	0,104	wt.%
K	0,128	2,228	0,024	0,033	wt.%
Ca	0,298	0,409	16,463	21,467	wt.%
Ti	0,068	0,073	0,025	0,061	wt.%
Mn	0,056	0,066	0,355	0,178	wt.%
Fe	0,833	0,459	0,923	0,86	wt.%
Sr	0,188	2,694	0,016	0,045	wt.%
Total	100	100	100	100	wt.%

Amostra

1

Elt.	Conc	Units
C	3,666	wt.%
O	30,871	wt.%
Na	0,463	wt.%
Mg	0,419	wt.%
Al	1,176	wt.%
Si	3,12	wt.%
S	0,375	wt.%
Cl	0,269	wt.%
K	0,025	wt.%
Ca	0,956	wt.%
Ti	0,205	wt.%
Mn	0,196	wt.%
Fe	53,306	wt.%
Zn	4,394	wt.%
Sr	0,561	wt.%
Total	100	wt.%



2

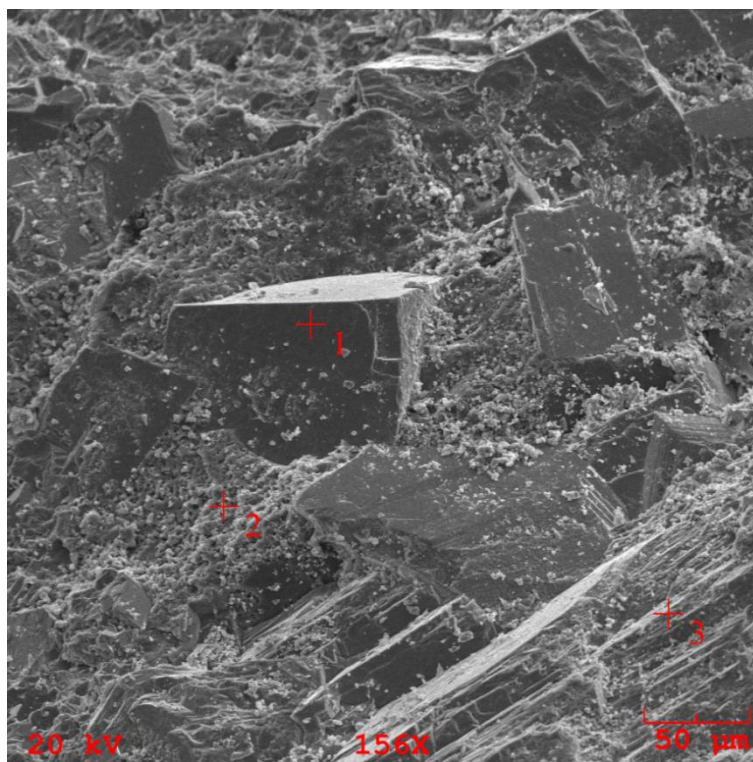
3

Elt.	Conc	Conc	Units
C	11,207	11,884	wt.%
O	49,052	34,527	wt.%
Na	0,257	0,102	wt.%
Mg	14,621	11,228	wt.%
Al	0,021	0,004	wt.%
Si	0,379	0,176	wt.%
S	0,079	0,129	wt.%
Cl	0,097	0,096	wt.%
K	0,056	0,037	wt.%
Ca	23,228	38,653	wt.%
Ti	0,072	0,073	wt.%
Mn	0,112	1,147	wt.%
Fe	0,385	1,553	wt.%
Zn	0,268	0,283	wt.%
Sr	0,167	0,108	wt.%
Total	100	100	wt.%

Amostra
Topo

1

Elt.	Conc	Units
C	13,002	wt.%
O	51,008	wt.%
Na	0,184	wt.%
Mg	13,092	wt.%
Al	0,002	wt.%
Si	0,013	wt.%
P	1,004	wt.%
S	0,057	wt.%
Cl	0,06	wt.%
K	0,02	wt.%
Ca	19,699	wt.%
Ti	0,067	wt.%
Mn	0,563	wt.%
Fe	1,231	wt.%
Sr	0	wt.%
Total	100	wt.%



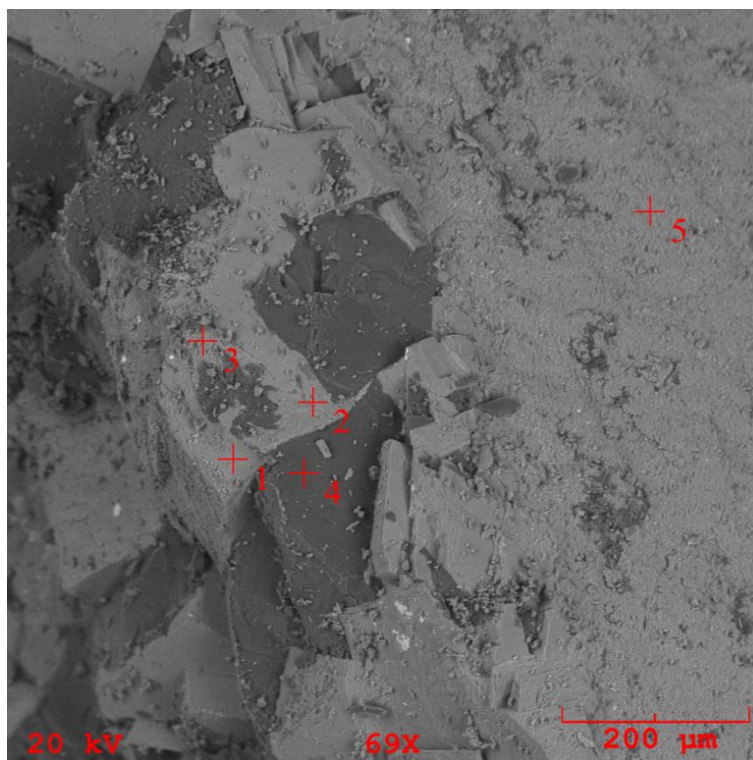
2

3

Elt.	Conc	Conc	Units
C	88,479	23,835	wt.%
O	5,548	34,594	wt.%
Na	0,077	0,76	wt.%
Mg	0,227	9,048	wt.%
Al	0,012	0,786	wt.%
Si	0,079	1,938	wt.%
P	1,995	1,565	wt.%
S	2,644	0,494	wt.%
Cl	0,011	0,511	wt.%
K	0,041	0,452	wt.%
Ca	0,558	23,106	wt.%
Ti	0,058	0,09	wt.%
Mn	0,043	0,722	wt.%
Fe	0,226	1,896	wt.%
Sr	0	0,205	wt.%
Total	100	100	wt.%

Amostra
Topo

Elt.	Conc	Units
C	14,756	wt.%
O	52,329	wt.%
Na	0,178	wt.%
Mg	12,535	wt.%
Al	0,014	wt.%
Si	0,038	wt.%
P	0,856	wt.%
S	0,061	wt.%
Cl	0,097	wt.%
K	0,022	wt.%
Ca	17,781	wt.%
Ti	0,056	wt.%
Mn	0,433	wt.%
Fe	0,813	wt.%
Sr	0,029	wt.%
Total	100	wt.%



	2	3	4	5	
Elt.	Conc	Conc	Conc	Conc	Units
C	12,778	8,663	90,066	6,147	wt.%
O	45,906	39,041	2,602	40,872	wt.%
Na	0,196	0,211	0,05	0,114	wt.%
Mg	11,538	10,962	0,014	11,873	wt.%
Al	0	0	0,033	0,019	wt.%
Si	0,126	0,082	0,053	0,093	wt.%
P	1,459	1,054	1,471	1,524	wt.%
S	0,064	0,114	4,921	0,059	wt.%
Cl	0,093	0,037	0,01	0,069	wt.%
K	0,004	0,013	0,054	0,065	wt.%
Ca	23,567	35,247	0,313	38,197	wt.%
Ti	0,074	0,049	0,036	0,193	wt.%
Mn	0,452	0,983	0,162	0,222	wt.%
Fe	3,743	3,544	0,214	0,553	wt.%
Sr	0	0	0	0	wt.%
Total	100	100	100	100	wt.%