



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LUCIANA CASTRO BRELAZ

PETROGRAFIA DOS CALCÁRIOS BETUMINOSOS  
NEOPROTEROZÓICOS DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO,  
REGIÃO DE MIRASSOL D'OESTE, MT.

GEOCIÊNCIAS  
U F P A

BELÉM - PARÁ  
FEVEREIRO - 2010

**LUCIANA CASTRO BRELAZ**

**PETROGRAFIA DOS CALCÁRIOS BETUMINOSOS  
NEOPROTEROZÓICOS DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO  
DE MIRASSOL D'OESTE, MT**

Trabalho de Conclusão de Curso,  
apresentado à Faculdade de Geologia do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará - UFPA, em cumprimento  
as exigências para obtenção de Bacharel  
em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César  
Rodrigues Nogueira

**BELÉM – PA**

**2010**

## **FICHA CATALOGRÁFICA**

LUCIANA CASTRO BRELAZ

**PETROGRAFIA DOS CALCÁRIOS BETUMINOSOS  
NEOPROTEROZÓICOS DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO  
DE MIRASSOL D'OESTE, MT**

Trabalho de Conclusão de Curso,  
apresentado à Faculdade de Geologia do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará - UFPA, em cumprimento  
as exigências para obtenção de Bacharel  
em Geologia.

Defendido e aprovado em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

**Banca Examinadora:**

---

**Prof. Afonso Nogueira – Orientador**

Doutor em Estratigrafia  
Universidade Federal do Pará (UFPA)

---

**Prof. Werner Truckenbrodt – Relator**

Doutor em Geologia Sedimentar  
Universidade Federal do Pará (UFPA)

---

**José Augusto Martins – Avaliador (a)**

Doutor em Geologia Sedimentar  
Universidade Federal do Pará (UFPA)

***A meus pais:  
Luciene Castro e Reinivaldo Brelaz.***

## AGRADECIMENTOS

À Deus pela vida, pelo amor e por sua infinita misericórdia. Por ter me dado todas as condições para que eu chegasse até aqui; pelas oportunidades vividas, pelos dons concedidos e por todas as dificuldades enfrentadas e superadas. “Todas as coisas cooperam para o bem daqueles que amam a Deus”. Louvado seja o Senhor!

Aos meus pais, anjos colocados por Deus em minha vida. Por todo amor e confiança depositados em mim e demonstrados pelo apoio incondicional em todos os momentos. Sem vocês minha caminhada seria bem mais difícil.

Ao Programa de Educação Tutorial – PET, na pessoa do professor Vladimir Távora, o qual me proporcionou o primeiro contato com a pesquisa e iniciação científica.

Ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH / ANP - 06) e ao seu coordenador, André Andrade, pela concessão da bolsa e do financiamento dado a todas as excursões de campo e participações em congressos.

À prof<sup>a</sup> Dr. Renata Lopes, por suas valiosas contribuições contidas neste trabalho, bem como por sua amizade.

Ao meu orientador, prof<sup>o</sup>. Dr. Afonso Nogueira, por se dispor em me auxiliar durante quase três anos desta graduação que culminaram neste trabalho. Obrigado por sua amizade e companheirismo.

Ao doutorando Joelson Lima Soares que em todos os momentos me “co-orientou” na elaboração não só deste trabalho, mas também em todos os relatórios técnicos, confecção de painéis, correções de textos e demais atividades relacionadas à pesquisa. MUITÍSSIMO OBRIGADO!

Ao meu namorado, Maurício Borges, por todo amor, carinho, paciência e incentivo, colocados a minha disposição. Presente de Deus na minha vida é você!

Às bibliotecárias Rose, Cleide Furtado e Lúcia Imbiriba pelo auxílio durante as pesquisas e na formatação deste trabalho.

E finalmente aos amigos que tornaram essa jornada de cinco anos mais alegre e menos densa: Patrick Araújo, Diogo Santos, Eduardo Souza, João Neto, Gilvana Soledade, Liliane Araújo, Manuely Neves, André Santos (Urso), Priscila Amaral e todos que fazem parte do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED, em especial à José Bandeira, Pedro Augusto e Maura Alessandra, nossa secretária. A todos vocês minha enorme gratidão e a mais sincera amizade!

***"O sábio não se exhibe, por isso brilha. Ele não se faz notar, e por isso é notado. Ele não se elogia, e por isso tem mérito. E, porque não está competindo, ninguém no mundo pode competir com ele."***

***(Lao-Tsé)***

## RESUMO

A Formação Guia, de idade Neoproterozóica, está inserida no Grupo Araras e ocorre ao longo da borda Sul do Cráton Amazônico. A porção basal desta Formação, exposta na região de Mirassol d'Oeste (MT), é constituída de calcário fino betuminoso intercalado com lâminas de folhelho betuminoso rico em pirita. Representa a unidade calcária da “capa carbonática Puga”, depositada após o último evento de glaciação criogeniana (635 Ma), caracterizada por conter feições anômalas como crostas e leques de cristais de calcita, além de excursões isotópicas negativas de C e O. O estudo petrográfico desta unidade permitiu individualizar duas microfácies o *mudstone* calcífero neomorfizado com laminações de terrígenos e o *cementstone*. O *mudstone* é formado por um mosaico xenotópico de microesparitos alternado por lâminas de terrígenos, constituídos principalmente por grãos de quartzo e, subordinadamente, feldspato e mica. O *cementstone* é formado por crostas de calcita, cristais fibrosos e leques de cristais de calcita, considerados como pseudomorfos de aragonita. Minerais autigênicos como a pirita e pirrotita (?) são disseminados, geneticamente associados com a maturação termal da matéria orgânica, assim como os hidrocarbonetos alterados para betume. A sequência diagenética inclui: 1) neomorfismo do micrito para microesparito e calcitização dos leques de cristais de aragonita; 2) maturação da matéria orgânica; 3) formação de minerais autigênicos; 4) dolomitização das microfácies; 5) compactação química evidenciada por estilólitos; 6) fraturamento; 7) cimentação de fraturas e bolsões por calcita espática; 8) precipitação de dolomita em fraturas e bolsões; 9) dissolução de cristais de calcita com geração de porosidade secundária; 10) migração do betume; e 11) precipitação de dolomitas euedrais em bolsões preenchidos por betume. O teor de matéria orgânica (COT) acima de 1% classifica os calcários Guia como rocha geradora e o tipo II de querogênio, obtido por pirólise/Rock-Eval, confirma o alto grau de evolução térmica e alguma biodegradação. Esta pesquisa inicia o entendimento diagenético de rochas geradoras pré-cambrianas no Brasil, com implicações importantes para o evento de migração de hidrocarbonetos do “Sistema Petrolífero Araras”.

Palavras - chave: Petrografia sedimentar, Formação Guia, Capa carbonática, Neoproterozóico, Hidrocarbonetos

## ABSTRACT

The Neoproterozoic Guia Formation is inserted in the Araras Group and occurs along of Southern border of the Amazon craton and northern Paraguay belt. The basal portion of this formation, exposed in the Mirassol d'Oeste, State of Mato Grosso, is constituted of fine-grained bituminous limestone interbedded with laminas of bituminous shale, rich in pyrite. This basal Guia is the calcareous unit of Puga cap carbonate, characterized by anomalous features as calcite crusts and crystal fans, besides negative isotopic excursions of C and O. The petrographic study of this unit allowed identify two carbonatic microfacies: neomorphosed lime mudstone with terrigenous laminas and cementstone that confirm the previous interpretation of moderately deep waters and CaCO<sub>3</sub> oversaturated carbonate platform. The lime mudstone is formed by xenotopic mosaic of microspar, with cloudy appearance and with laminas of terrigenous, mainly grains of quartz and, subordinately, feldspar and mica. The cementstone consists of calcite crusts, fibrous calcite and crystal fans, considered as aragonite pseudomorphs. Authigenic minerals represented by pyrite and pyrrhotite (?) are disseminated, genetically associated with organic matter thermal maturation, as well as the hydrocarbons altered to bitumen. The diagenetic sequence include: 1) neomorphism of micrite to microspars and calcitization of aragonite crystal fans; 2) organic matter maturation; 3) precipitation of authigenic minerals; 4) dolomitization of microfacies; 5) chemical compaction evidenced by stylolites; 6) fracturing; 7) cementation of fractures and pockets by spar calcite; 8) dolomite precipitation in fractures and pockets; 9) dissolution of calcite crystals and generation of secondary porosity; 10) bitumen migration; and 11) precipitation of euhedral dolomites in pockets filled by bitumen. The total organic matter content (TOC) above of 1% classify the Guia limestones as source rock and the type II of kerogen, obtained by pyrolysis/Rock-Eval analysis, confirms the high level of thermal evolution and some biodegradation. This research starts the digenetic understanding of Precambrian rock source in Brazil, with important implications to the hydrocarbons migration event of "Araras Petroliferous System".

Keywords: Sedimentary petrography, Guia Formation, Cap carbonate, Neoproterozoic, Hydrocarbons

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 -	Mapa de Localização e acesso à área de trabalho.....	16
FIGURA 2 -	Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).....	19
FIGURA 3 -	Classificação de rochas carbonáticas segundo Wright.....	19
FIGURA 4 -	Tabela de classificação do tamanho dos constituintes de rochas carbonáticas.....	20
FIGURA 5 -	Classificação textural de dolomitas.....	20
FIGURA 6 -	Classificação de porosidade.....	22
FIGURA 7 -	Escala do tempo geológico com ênfase no Neoproterozóico.....	26
FIGURA 8 -	Capas carbonáticas relacionadas à última glaciação do Criogeniano.....	27
FIGURA 9 -	Texturas em capas carbonáticas.....	28
FIGURA 10 -	Distribuição temporal das fácies carbonáticas.....	29
FIGURA 11 -	Litoestratigrafia do Grupo Araras.....	32
FIGURA 12 -	Perfis isotópicos e seções medidas para a “Capa Carbonática Puga”.....	35
FIGURA 13 -	Perfil estratigráfico do holoestratótipo da Formação Mirassol d’Oeste e base da Formação Guia.....	37
FIGURA 14 -	Fotografias e seção panorâmica da frente de lavra da Mina Terconi.....	38
FIGURA 15 -	Foto de detalhe do contato entre a Formação Mirassol d’Oeste e a Formação Guia.....	39
FIGURA 16 -	Aspectos macroscópicos dos calcários.....	40
FIGURA 17 -	Leques de cristais dos calcários da Formação Guia.....	41
FIGURA 18 -	Fotografias de bolsões de betume nos calcários.....	42
FIGURA 19 -	Microfácies “mudstone neomorfizado com laminação de terrígenos.....”	44
FIGURA 20 -	“Calcita microespática”.....	45

FIGURA 21 -	Laminação de terrígenos em matriz microespática.....	47
FIGURA 22 -	Descrição dos terrígenos.....	48
FIGURA 23 -	Difratograma da Amostra A1M14 para determinação da mineralogia da fração insolúvel dos carbonatos.....	49
FIGURA 24 -	Fotomicrografias dos leques de cristais.....	51
FIGURA 25 -	Fotomicrografia dos “subcristais” que formam os leques de calcita.....	52
FIGURA 26 -	Fotomicrografia do topo dos leques de cristais.....	53
FIGURA 27 -	Fotomicrografia das crostas de calcita.....	55
FIGURA 28 -	Distribuição das microfácies a longo do perfil estratigráfico correspondente à base da Formação Guia.....	56
FIGURA 29 -	Mineralogia das microfácies por difração de raios - X.....	60
FIGURA 30 -	Dolomitização nos calcários.....	61
FIGURA 31 -	Classificação textural das dolomitas encontradas nos calcários da Formação Guia.....	62
FIGURA 32 -	Variação percentual de dolomitas ao longo do perfil.....	64
FIGURA 33 -	Fotomicrografias de leques, acículas e cristais fibrosos de calcita dolomitizados.....	64
FIGURA 34 -	Fotomicrografias de dolomitas na microfácies mudstone neomorfisado.....	65
FIGURA 35 -	Fotomicrografia de bolsões de calcita dolomitizados.....	66
FIGURA 36 -	Dolomitização de bolsões de calcita, com romboedros subdrais de dolomita característico de fábrica planar-s.....	67
FIGURA 37 -	Fotomicrografia de cristais fibrosos substituídos por dolomita barroca.....	68
FIGURA 38 -	Fotomicrografias de dolomitas barrocas em substituição aos cristais fibrosos que formam os leques.....	69
FIGURA 39 -	Substituição de bolsões de calcita por romboedros curvados de dolomita barroca.....	70

FIGURA 40 -	Bolsões de calcita substituídos por cristais anédricos e curvados de dolomita barroca.....	70
FIGURA 41 -	Difratograma da amostra A <sub>1</sub> M <sub>12</sub> .....	72
FIGURA 42 -	Fotomicrografia de fratura deslocada cimentada por cristais anédricos de calcita ferrosa.....	73
FIGURA 43 -	Fotomicrografia de bolsões cimentados por calcita ferrosa.....	74
FIGURA 44	Fotomicrografia de estilólitos.....	75
FIGURA 45 -	Leques de cristais e microesparitos truncados por estilólitos.....	75
FIGURA 46 -	Concentração de grãos terrígenos, oxi-hidróxidos de ferro, minerais autigênicos e matéria orgânica em estilólitos.....	76
FIGURA 47 -	Feição de pseudoacamamentos dado pela disposição paralela dos estilólitos.....	76
FIGURA 48 -	Classificação dos tipos de porosidade identificadas nos calcários da Formação Guia.....	78
FIGURA 49 -	Presença de betume em fraturas cimentadas por calcita posteriormente dolomitizadas por dolomitas barrocas.....	79
FIGURA 50 -	Presença de betume em bolsões cimentados por calcita posteriormente dolomitizadas por dolomitas ferrosas	79
FIGURA 51 -	Fotomicrografia dos calcários ricos em betume do topo da capa calcária.....	80
FIGURA 52 -	Variação vertical da frequência de porosidade com betume associado ao perfil bioestratigráfico dos calcários Guia.....	81
FIGURA 53 -	Romboedro eudral de dolomita associado ao betume.....	82
FIGURA 54 -	Cristais de dolomita ferrosa com inclusões de minerais autigênicos.....	84
FIGURA 55 -	Fotomicrografias de minerais autigênicos nos calcários Guia....	85
FIGURA 56 -	Imagens de MEV e composições espectrais por EDS dos minerais autigênicos em fragmentos de calcários.....	86
FIGURA 57 -	Seqüência de eventos diagenéticos dos calcários da Formação Guia.....	90

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	14
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO .....	15
1.3 OBJETIVOS .....	17
1.4 METODOLOGIA .....	17
<b>2 CAPAS CARBONÁTICAS</b> .....	<b>24</b>
<b>3 GRUPO ARARAS</b> .....	<b>30</b>
3.1 TRABALHOS ANTERIORES .....	30
3.2 LITOESTRATIGRAFIA.....	31
3.3 IDADE .....	32
3.4 CAPA CARBONÁTICA PUGA (NOGUEIRA, 2003).....	34
3.5 PERFIL ESTUDADO.....	36
<b>4 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS – MICROFÁCIES</b> .....	<b>43</b>
4.1 MICROFÁCIES MUDSTONE CALCÍFERO NEOMORFISADO COM LAMINAÇÃO DE TERRÍGENOS .....	43
<b>4.1.1 Calcita microespática</b> .....	<b>44</b>
<b>4.1.2 Grãos terrígenos</b> .....	<b>46</b>
4.2 MICROFÁCIES CEMENTSTONE.....	49
<b>4.2.1 Leques de cristais</b> .....	<b>50</b>
<b>4.2.2 Crostas de calcita</b> .....	<b>54</b>
4.3 INTERPRETAÇÕES .....	56
<b>5 DIAGÊNESE</b> .....	<b>58</b>
5.1. PROCESSOS DIAGENÉTICOS .....	59
<b>5.1.1 Neomorfismo</b> .....	<b>59</b>
<b>5.1.2 Dolomitização</b> .....	<b>60</b>
<b>5.1.3 Cimentação</b> .....	<b>71</b>
<b>5.1.4 Compactação Química</b> .....	<b>74</b>
<b>5.1.5 Dissolução e geração de porosidade secundária</b> .....	<b>77</b>
<b>6.1.6 Migração de Hidrocarbonetos</b> .....	<b>81</b>
5.2 MINERAIS AUTIGÊNICOS .....	83
5.3 AMBIENTES DIAGENÉTICOS .....	86

<b>5.3.1 Marinho (Marine diagenesis).....</b>	<b>86</b>
<b>5.3.2 Soterramento (Burial diagenesis).....</b>	<b>88</b>
<b>5.4 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA.....</b>	<b>89</b>
<b>6 O POTENCIAL DA FORMAÇÃO GUIA COMO ROCHA GERADORA .....</b>	<b>91</b>
<b>7 CONCLUSÕES.....</b>	<b>92</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>93</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O final do Neoproterozóico é caracterizado por drásticas mudanças paleoambientais, marcadas por glaciações extremas em baixas latitudes, propostas na hipótese da *Snowball / Slushball Earth* (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998; Schrag e Hoffman, 2001; Hoffman e Schrag, 2002; Hide *et al.*, 2000), e posteriormente substituídas por condições de efeito estufa, responsáveis, em parte, pela precipitação abrupta de capas carbonáticas sobre depósitos glaciais, distribuídas em diversas regiões do globo (Calver 2000, Nogueira *et al.* 2003, Allen e Hoffman 2004, Halverson *et al.* 2004, Xiao *et al.* 2004). No Brasil, a ocorrência de capa carbonática do último evento glacial do Criogeniano (635 Ma) foi primeiramente descrita por Nogueira *et al.* (2001) na região de Mirassol d'Oeste, no estado do Mato Grosso. Esta capa carbonática consiste em dolomitos e calcários finos, respectivamente da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia pertencentes ao Grupo Araras.

A Formação Guia na região de Mirassol d'Oeste, objeto deste estudo, é excepcionalmente rica em matéria orgânica e portadora de hidrocarbonetos com origem ainda pouco entendida. Hidrocarbonetos de idade pré-cambriana, também relacionados a rochas carbonáticas, ocorrem como *plays* de petróleo em várias partes do mundo, como em Oman, Mauritânia, Rússia, Índia, Paquistão, Austrália e Estados Unidos (Craig *et al.* 2006, Mattes e Conway Morris 1990, Smith *et al.* 1994, Summons *et al.* 1998 e Plotnikova 2006). O entendimento destes depósitos passa não só por uma leitura estratigráfica das rochas geradoras e reservatórios, como também pelo conhecimento das fases diagenéticas que balizam o entendimento das condições de maturação e migração do óleo. Este trabalho de conclusão de curso pretende avaliar, pela primeira vez no Brasil, os processos sedimentares e diagenéticos da porção calcária da capa carbonática do Grupo Araras, iniciando também o entendimento de sistemas petrolíferos pré - cambrianos no sul do Cráton Amazônico.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho encontra-se na Região Centro-Oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso, no município de Mirassol d'Oeste, distante cerca de 288 Km da capital do estado, Cuiabá, e à 78 km de sua região metropolitana, Cáceres (Figura 1). A cidade de Mirassol d'Oeste possui cerca de 25.065 habitantes, em uma área de 1.072,537 Km<sup>2</sup> (IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2009). Está situada na folha Mirassol d'Oeste (SD.21 – Y – D) entre as coordenadas 15° 40' 30" S e 58° 05' 45" O (BARROS et al., 1982). Os municípios limítrofes são Cáceres, São José dos Quatro Marcos, Curvelândia, Lambari d'Oeste e Glória d'Oeste (IBGE, op cit.). Seus limites fisiográficos são: à norte com a Bacia do Parecis, à sul com o Pantanal Matogrossense, à leste com a Serra das Araras, rios Sepotuba e Paraguai e à oeste com o Rio Jauru, próximo à fronteira com a Bolívia (BARROS et al., op. cit.).

As melhores exposições dos calcários acham-se na Mina Terconi, atualmente desativada. O acesso até a Mina, a partir da capital do Mato Grosso, Cuiabá, é feito somente 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 calcários estudados pertencem à Formação Guia, inserida na sucessão carbonática do Grupo Araras segundo a proposta estratigráfica de Nogueira (2003) e Nogueira e Riccomini (2006). Os paredões resultantes da antiga atividade de lavra expõem perfis completos correspondentes à base desta Formação, com calcários pouco intemperizados, ideais para os estudos petrográficos e diagenéticos desenvolvidos neste trabalho.

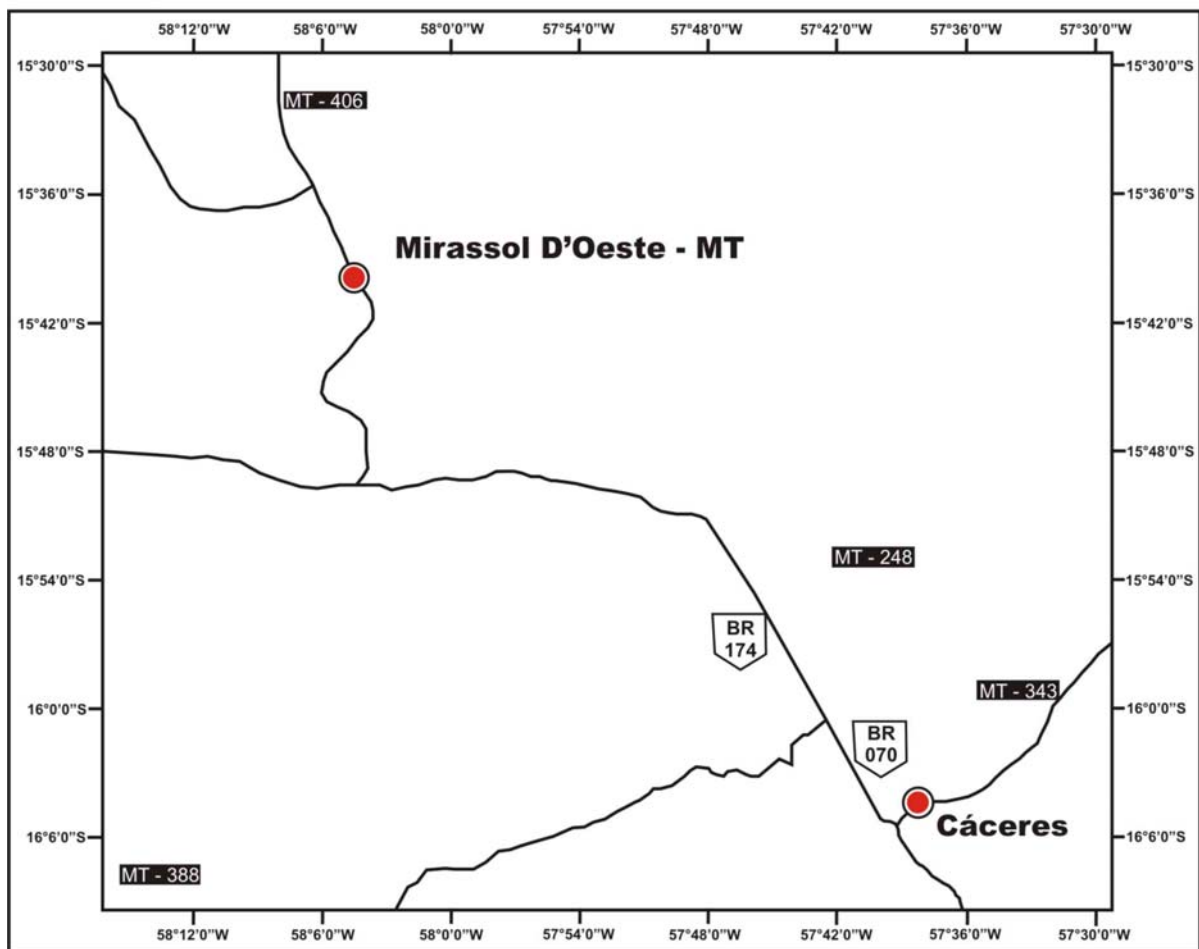
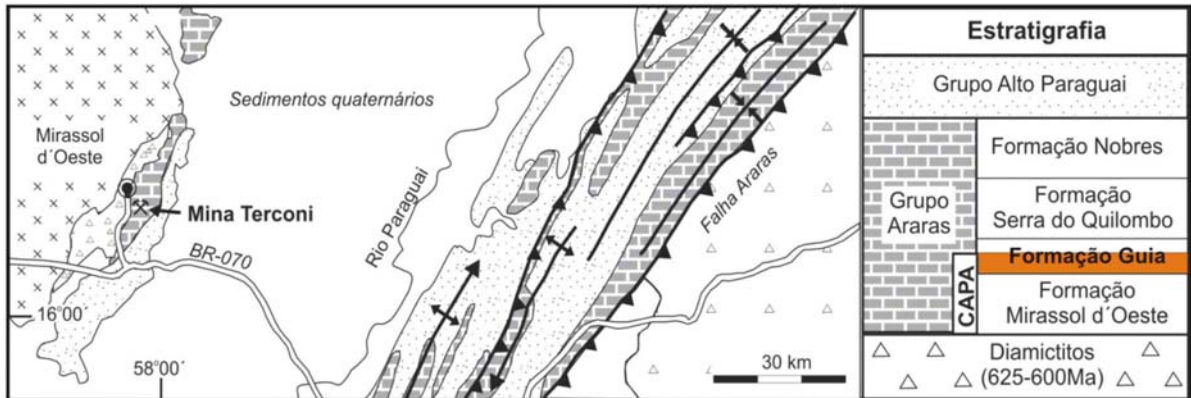


FIGURA 2 - Mapa de Localização e acesso à área de trabalho.

### 1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivos:

- a) o entendimento do ambiente deposicional da Formação Guia com base na análise de microfácies dos calcários,
- b) identificação e entendimento da seqüência de eventos diagenéticos e
- c) interpretação dos processos dominantes na formação dos depósitos carbonáticos;
- d) a compreensão acerca da disposição da matéria orgânica maturada no arcabouço da rocha.

Estes são pontos fundamentais para a caracterização e evolução das rochas sedimentares, bem como para a determinação de seus atributos para fins de aproveitamento econômico, principalmente no que diz respeito à indústria petrolífera.

### 1.4 METODOLOGIA

Na etapa inicial deste trabalho foi realizado o levantamento bibliográfico de publicações nacionais, concernentes à geologia da Faixa Paraguai e do Grupo Araras; e internacionais, relacionadas à ocorrência, origem, composição e petrografia de capas carbonáticas neoproterozóicas. Posteriormente, foi realizada uma campanha de campo na região de Mirassol D'Oeste com duração de sete dias, entre os dias 02 a 08 de novembro de 2008, para o reconhecimento das principais litofácies (litotipos e estruturas sedimentares), unidades aflorantes e coleta sistemática de amostras. As amostras coletadas serviram para complementar a coleção de lâminas que já se encontra disponível para a realização da pesquisa.

Para o estudo petrográfico foram utilizadas 14 seções delgadas sem lamínulas, tratadas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da Universidade Federal do Pará (UFPA). As seções delgadas correspondem as 14 amostras no perfil representativo do afloramento localizado na Mina Terconi. Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2 g / 100 mL de 1,5% HCl) e com ferricianeto de potássio (2g

/ 100 mL), ambas as soluções misturadas numa proporção de 3 partes de volume de alizarina para 2 partes de ferricianeto para a identificação da mineralogia dos calcários (ADAMS et al., 1987).

Para a classificação das microfácies foram adotadas as propostas de Dunham (1962) e Wright (1992). A classificação de Dunham (op. cit.) é baseada na proporção entre matriz e grãos que constituem o arcabouço da rocha (Figura 2); trata-se de uma terminologia de caráter objetivo e descritivo, largamente empregada na indústria do petróleo, no qual os termos refletem a energia do ambiente deposicional, ou seja, possuem conotações genéticas. Por outro lado, a classificação de Wright (op. cit.) é uma modificação das terminologias propostas por Dunham (op. cit.) e Embry e Klovan (1971); esta classificação fundamenta-se na premissa de que as texturas dos calcários resultam da ação conjunta de três fatores: regime deposicional, atividade biológica e diagênese; de modo semelhante à proposta de Dunham (op. cit.), a textura deposicional é definida pelo conteúdo de matriz e / ou grãos que formam a arcabouço da rocha, com o incremento de termos que descrevem as texturas diagenéticas, ou seja, os aspectos físicos que refletem os processos sinsedimentares e pós – deposicionais (Figura 3). Para a determinação das dimensões dos cristais e / ou grãos foi utilizada a escala de tamanho dos constituintes de Folk (1962) (Figura 4).

A classificação adotada para os aspectos texturais de dolomitas seguiu a proposta de Sibley e Gregg (1987), a qual se baseia na natureza e forma dos limites dos cristais, no tamanho da população dos cristais e no grau de preservação das estruturas (Figura 5).


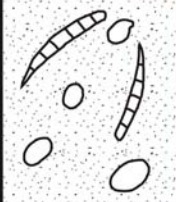
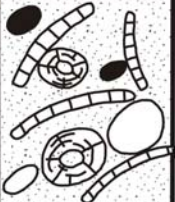



TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não “ligados” durante a deposição			Componentes originais ligados durante a deposição		
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)		Sem lama			
Arcabouço Suportado pela matriz		Arcabouço Suportado 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>
					

FIGURA 2 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

DEPOSICIONAL				BIOLÓGICO		
Suportado por matriz (tamanho argila / silte)		Suportado por grãos		Organismos <i>in situ</i>		
< 10% grãos	> 10% grãos	Com matriz	Sem matriz	Organismos incrustados (em posição de crescimento)	Organismos que formam cavidades	Organismos que formam um rígido arcabouço (por cimentação)
<i>Calci-mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>			
Grãos > 2 mm						
	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>				
DIAGENÉTICO						
Não obliterado				Obliterado		
Principal componente: cimento	Contato entre grãos; microestilólitos	Abundantes microestilólitos		Cristais > 10 µm	Cristais < 10 µm	
<i>Cementstone</i>	<i>Grainstone condensado</i>	<i>Fitted grainstone</i>		<i>Sparstone</i>	<i>Microsparstone</i>	

FIGURA 3 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Wright (1992).

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

FIGURA 4 - Tabela de classificação do tamanho dos constituintes de rochas carbonáticas. Fonte: Modificado de Folk (1962).

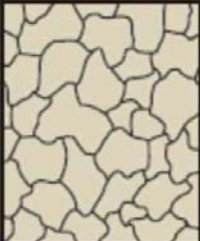

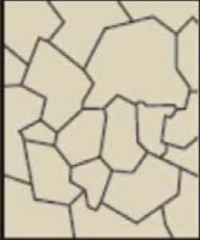
CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE DOLOMITAS	
	<p><b>Fábricas não - planares</b></p> <p>Mosaico xenotópico formado por cristais anédricos, com limites intercrystalinos em sua maioria curvados, lobados, serrilhados ou irregulares. Junções cristal - face são raramente preservadas; cristais comumente mostram extinção ondulante sob luz polarizada.</p>
	<p><b>Fábricas planares</b></p> <p><b>Planar - e (eudral):</b> os cristais de dolomita mostram formam romboédricas; o espaço intercrystalino é preenchido por outros minerais ou por poros.</p>
	<p><b>Planar - s (subedral):</b> 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 intercrystalino.</p>

FIGURA 5 - Classificação textural de dolomitas. Fonte: Adaptado de Sibley e Gregg (1987).

A classificação utilizada neste trabalho para a porosidade baseia-se na proposta de Choquette e Pray (1970). É um sistema de caráter descritivo e genético, o qual abrange a combinação de termos separados em quatro categorias: 1) Tipo básico de porosidade, com implicações sobre o tipo de porosidade (fábrica seletiva e não-seletiva) e o local de formação no arcaouço da rocha; 2) Modificadores genéticos, relacionados à processos (solução, cimentação, sedimentação, etc.) e / ou estágios de evolução da porosidade (alargamento, redução, preenchimento); 3) Tempo de formação, podendo ser primário ((pré) deposicional) ou secundário (eogenético, mesogenético ou telogenético) e 4) Modificadores de abundância, que estabelece a porcentagem do espaço poroso gerado, a proporção entre tipo de porosidades ou ainda a combinação de ambos (Figura 6).

A partir da quantificação dos constituintes (em média 458 pontos por lâmina) foi possível estabelecer uma estimativa percentual de frequência das microfácies, variação mineralógica e de porosidade ao longo do perfil estratigráfico. O equipamento utilizado para a petrografia foi o Microscópio Petrográfico Axiolab Polarizador e Acessórios da Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT acoplada, modelo DSC – S75, com 3.3 Mega Pixels e zoom de 6.0X em modo de cena.

A identificação da assembléia mineralógica presente nos calcários foi também realizada no Laboratório de Difração de Raios – X “Walter Klaus Schuckman” pertencente ao Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada – GMGA da UFPA. Dois métodos de identificação por difração de raios-X foram adotados para a determinação precisa da assembléia mineralógica destes carbonatos: o método do pó e a difração pontual em lâminas. No método do pó foram utilizadas 5 a 10 g de cinco amostras (A1M7, A1M8, A1M13, A1M14 e A1M14\_resto), previamente desagregadas em graal de ágata e pulverizadas separadamente até a fração argila.

CLASSIFICAÇÃO DE POROSIDADE (Choquette e Pray, 1970)			
Tipo de Porosidade (Fábricas)		Termos Modificadores	
SELETIVA		<b>Genéticos</b> Processos: Cimentação, Dissolução	<b>Diâmetro</b> Classes
			Megaporo: grande (256 - 32), pequeno (32 - 4) Mesoporo: grande (4 - 0,5), pequeno (0,5 - 0,0625) Microporo: < 0,0625
NÃO SELETIVA		<b>Estágios</b> : Alargamento, Redução, Preenchimento	<b>Abundância</b>
SELETIVA OU NÃO SELETIVA		<b>Tempo de Formação</b> : Primário (Pré - deposicional, Depositional), Secundário (Eogenético, Mesogenético, Telogenético)	Percentagem de porosidade (20%) OU Proporção dos tipos de porosidade (1:2) OU Percentagem e proporção (20%) (1:2)

FIGURA 6 - Classificação de porosidade.  
 Fonte: Adaptado de Choquette e Pray (1970).

Para análise das fases secundárias, a fim de se determinar a mineralogia dos terrígenos, foi pulverizada 100g da amostra AM14 até a fração argila; posteriormente dissolvido em uma solução de ácido clorídrico à 5% trocadas periodicamente ( a cada 2 dias). Durante duas semanas houve reação de dissolução do carbonato em meio ácido; após esse tempo, o precipitado não dissolvido foi separado em um recipiente de porcelana e levado a estufa para secar a uma temperatura de 62°C; essa amostra foi denominada 'A1M14\_resto'. Esse tratamento foi realizado no Laboratório de Sedimentologia, Minerais Pesados e Paleobiologia, pertencente ao GSED – UFPA.

A difração pontual possibilitou a identificação de cada constituinte (leques de cristais, microesparitos e grãos terrígenos), bem como dos minerais presentes em determinados locais, como em fraturas e bolsões. Para tanto foram analisadas 6 seções delgadas sem lamínula inseridas diretamente no difratômetro.

O equipamento utilizado para a difração de raios - X foi o difratômetro X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com anodo de Co, em um intervalo de 5° a 75° 2 $\theta$  para ambos os métodos. As análises pontuais em seção delgada foram realizadas segundo os parâmetros operacionais a seguir:

TABELA 1 - Condições operacionais do difratômetro para análise pontual em seção delgada.

<b>Posição inicial [°2Th.]</b>	<b>4,0080</b>
<b>Posição final [°2Th.]</b>	<b>74,9830</b>
<b>Tamanho do passo [°2Th.]</b>	<b>0,0170</b>
<b>Tempo de scaneamento do passo [s]</b>	<b>31,0130</b>
<b>Tipo de scaneamento</b>	<b>Contínuo</b>
<b>Temperatura [°C]</b>	<b>25</b>
<b>Material do anodo</b>	<b>Co</b>
<b>Configurações do gerador</b>	<b>35 mA, 40 kV</b>

Para o método do pó, as condições operacionais são as listadas abaixo:

TABELA 2 - Condições operacionais do difratômetro para análise em rocha total pelo método do pó.

<b>Posição inicial [°2Th.]</b>	<b>5,0084</b>
<b>Posição final [°2Th.]</b>	<b>74,9804</b>
<b>Tamanho do passo [°2Th.]</b>	<b>0,0170</b>
<b>Tempo de scaneamento do passo [s]</b>	<b>10,3377</b>
<b>Tipo de scaneamento</b>	<b>Contínuo</b>
<b>Temperatura [°C]</b>	<b>25</b>
<b>Material do anodo</b>	<b>Co</b>
<b>Configurações do gerador</b>	<b>35 mA, 40 kV</b>

Os *Softwares* gráficos utilizados no tratamento dos difratogramas foram o PANanalytical X'PERT High Score versão 2006, o banco de dados do PCPDFWIN (Powder Diffraction File – International Centre for Diffraction Data), a suíte de aplicativos do CorelDraw 12 e o Microsoft Office.

## 2 CAPAS CARBONÁTICAS

A grande instabilidade ambiental registrada em diversos depósitos siliciclásticos e carbonáticos datados do Neoproterozoico é atribuída a no mínimo três episódios de glaciações globais: Esturtiana (*Sturtian*), ocorrida aproximadamente em 710 M.a; final do Criogeniano, em cerca de 630 M.a (referida em diversos trabalhos como “**glaciação Marinoana**” - *Marinoan*) e *Gaskiers* datada em aproximadamente 580 M.a (KNOLL et al., 2004). Os calcários da Formação Guia estão intrinsecamente relacionados ao término da **última glaciação criogeniana**, cuja idade dos respectivos depósitos está aproximadamente entre 630 M.a e 580 M.a (Figura 7) (KNOLL, 2000, KNOLL, et al., op.cit. e WILLIAMS et al., 2008). Este período é marcado pela origem e diversificação da Biota de Ediacara; o qual por sua vez é concomitante ao início do período Cambriano, com limites estabelecidos no estudo quimioestratigráfico e bioestratigráfico de acritarcos (KNOLL, op.cit.). De modo intrínseco a este contexto estão as **capas carbonáticas**, documentadas em quase todas as regiões cratônicas do globo como Austrália, Estados Unidos, Canadá, Namíbia, África do Sul, Oman e em regiões como o do norte da Sibéria e no arquipélago norueguês de Svalbard (CORSETTI et al., 2006; CORSETTI; LORENTZ, 2006; HALVERSON; MALOOF; HOFFMAN, 2004; JAMES et al., 2001; RIEU et al., 2006) (Figura 8).

Capas carbonáticas foram associadas estratigraficamente com carbonatos considerados paradóxicos, com características texturais raras e sem explicações satisfatórias; exibem espessuras métricas e acham-se depositados diretamente sobre sedimentos glaciogênicos sem qualquer evidência de hiato deposicional (HOFFMAN et al., 1998a; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KENNEDY, 1996; KENNEDY; CHRISTIE - BLICK; SOHL, 2001).

Um fato peculiar a todas as capas carbonáticas são as excursões isotópicas fortemente negativas de  $C^{13}$ . Os valores isotópicos de  $C^{13}$  para plataformas carbonáticas do Neoproterozoico Superior depositadas anteriormente à glaciação são superiores a + 8 a + 9 ‰, enquanto que em capas carbonáticas (por natureza, posteriores à glaciação) as excursões de  $C^{13}$  mostram-se negativas, em torno de -2 a -6‰ (KAUFMAN; KNOLL, 1995).

As capas carbonáticas oriundas da última glaciação do Criogeniano são frequentemente constituídas por dolomitos rosados e subordinadamente por calcários, ambos laminados e finamente cristalinos; apresentam estruturas peculiares como laminações estromatolíticas, estruturas *tepee* e em forma de tubos, fábricas peloidais e oolíticas, crostas de calcita e leques de cristais com morfologias variadas (Figura 9).

Uma das texturas carbonáticas mais surpreendentes em capas carbonáticas neoproterozóicas são os **leques de cristais** (Figura 9), precipitados carbonáticos marinhos anacrônicos ao Neoproterozoico, mas que foram abundantes durante o Arqueano Superior e Paleoproterozoico (Figura 10) (GROTZINGER; JAMES, 2000; SUMNER; GROTZINGER, 2000; WINEFIELD, 2000). A origem destas feições e das próprias capas ainda é assunto muito controverso entre os pesquisadores, contudo, acredita-se que a formação deste depósito está relacionada ao início da transgressão sobre uma paisagem previamente congelada. Esta transgressão estaria relacionada com uma rápida subida do nível do mar devido à deglaciação durante a passagem de condições glaciais (*icehouse*) para condições de efeito estufa (*greenhouse*) (GROTZINGER; JAMES, op.cit.).

A América do Sul é um dos últimos continentes em que capas carbonáticas neoproterozoicas tem sido documentadas em detalhe (Nogueira et al., 2003). Contudo, muitos outros pesquisadores descreveram no passado depósitos carbonáticos sobrepostos diretamente a diamictitos glaciogênicos na região Centro-Oeste do Brasil (MACIEL, 1959; ALMEIDA, 1964; ALVARENGA; TROMPETTE, 1992) sem necessariamente utilizar o termo “capas carbonáticas”, que só passou a ter sentido e uso após o reconhecimento das estruturas anômalas, bem como o maior desenvolvimento das técnicas de geologia isotópica para fins de correlação global.

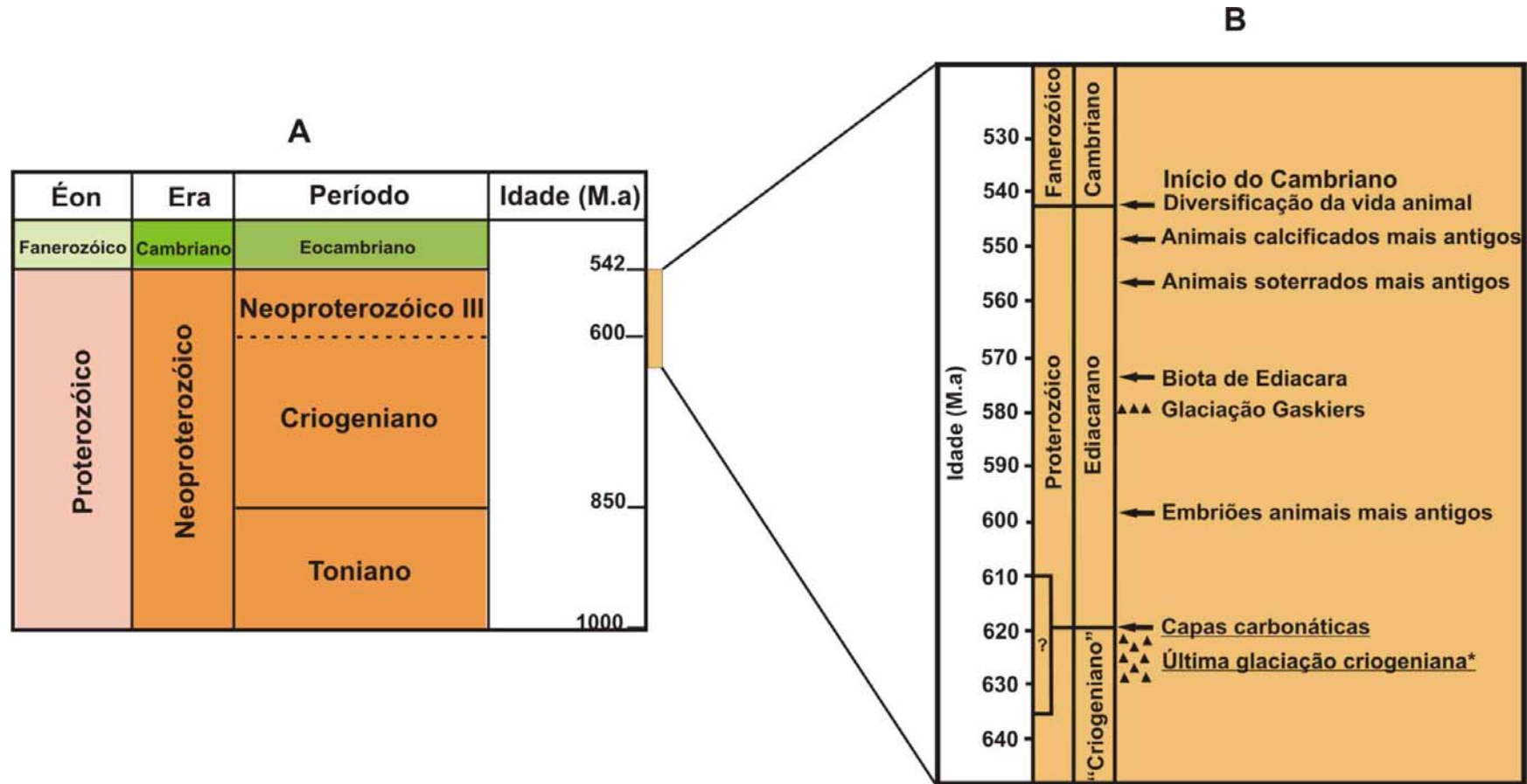


FIGURA 7 - Escala do tempo geológico com ênfase no Neoproterozóico. A) representa parte da escala adotada pela Comissão Internacional de Estratigrafia em 2000. B) mostra os maiores eventos relacionados ao Criogeniano e Ediacarano, com incertezas na idade cronométrica estabelecida do GSSP (Global Stratotype Section and Point). A base do período Ediacarano é definida no contato entre depósitos glaciogênicos sobrepostos por capas carbonáticas ediacaranas relacionados à "última glaciação Criogeniana" registrada em Enorama Creek, Austrália. Esta última glaciação é denominada em diversos trabalhos como "glaciação marinoana", designação atualmente em desuso.

Fonte: Modificado de Knoll et al. (2004).

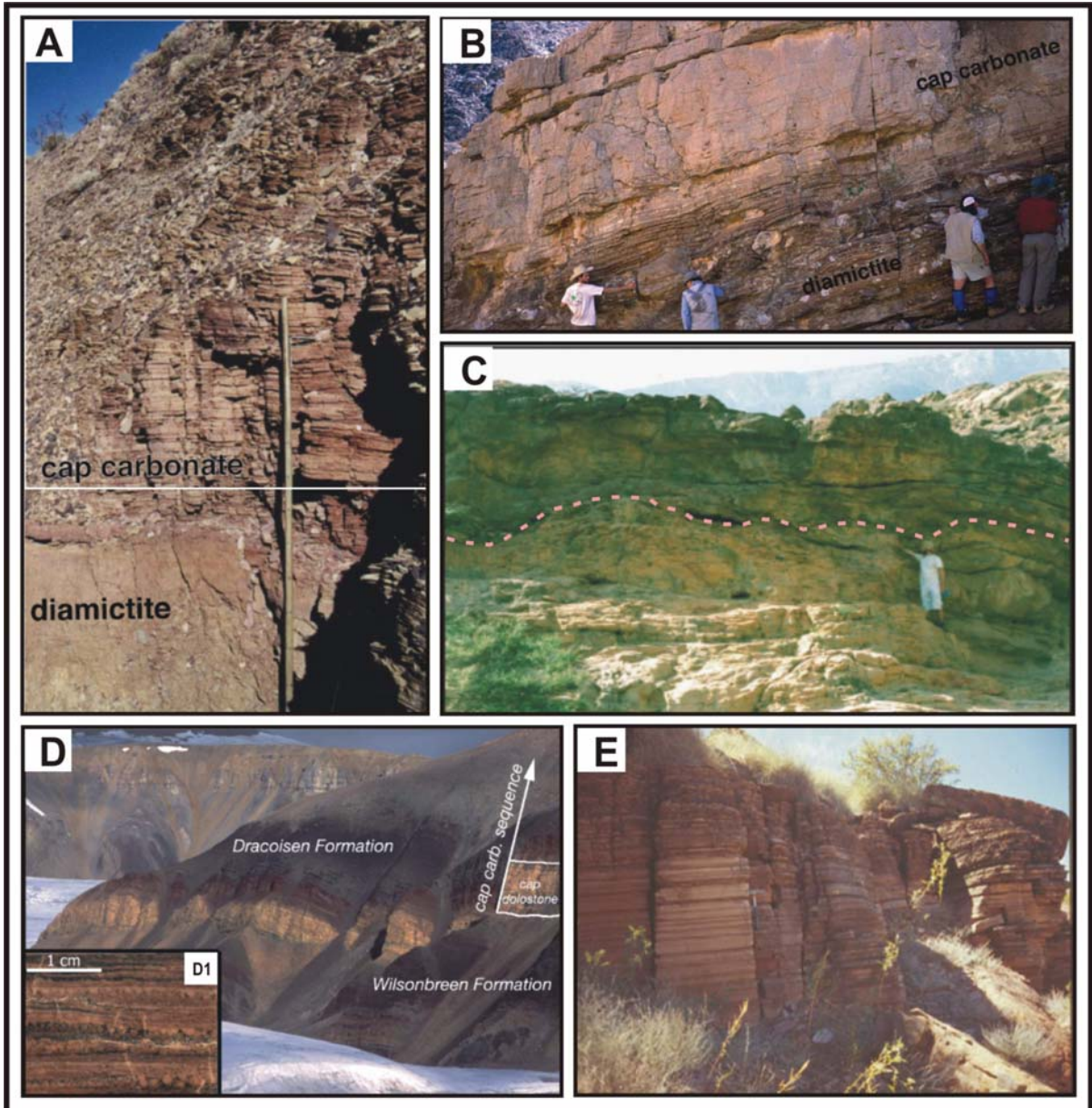


FIGURA 8 - Capas carbonáticas relacionadas à última glaciação do Criogeniano: A) diamictito sobreposto pelo Membro Dolomite (capa carbonática), Formação Ibex, Death Valley - E.U.A.; B) dolomitos rosados da Formação Maieberg (capa carbonática) sobre os diamictitos da Formação Ghaub, Grupo Otavi – Namíbia; C) Dolomitos rosados finamente cristalinos (capa carbonática) da base da Formação Arkawal recobrem os diamictitos glaciais da Formação Ayn, Grupo Mirbat – Oman; D) Diamictitos da Formação Wilsonbreen (Membro Gropbreen) recobertos pela capa dolomítica pertencente à Formação Dracoisen (Grupo Polarisbreen – Svalbard); o detalhe da capa carbonática em D1 mostra grossos peloides intercalados por laminação microbial.

Fonte: Modificado de Corsetti e Lorentz (2006), Halverson, Maloof e Hoffman (2004) e Rieu et al. (2006)

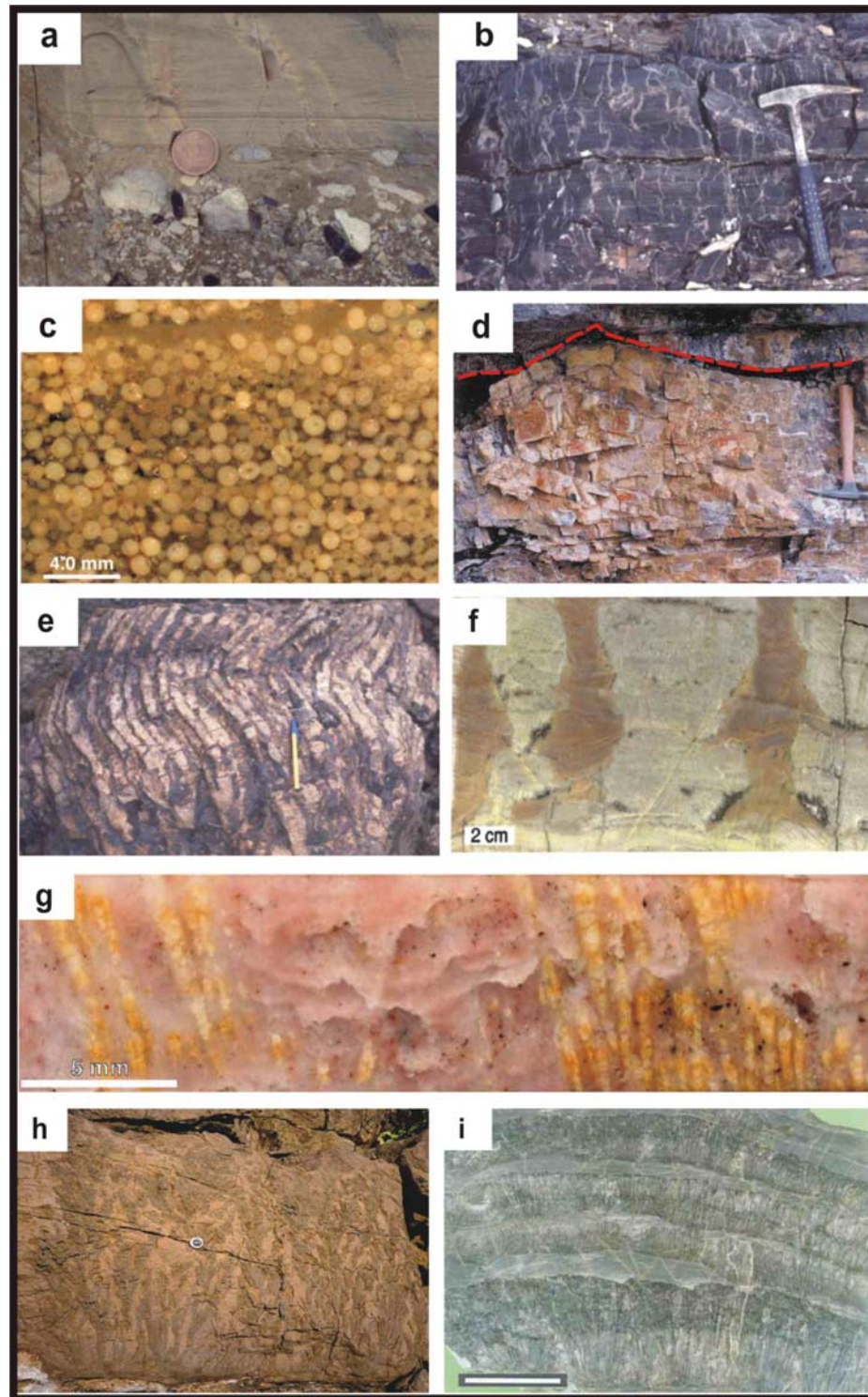


FIGURA 9 - Texturas em capas carbonáticas: a) diamictitos sobrepostos por dolomitos laminados com marcas onduladas e b) molar - tooth em calcários negros da Formação Elbobreen - Svalbard; c) oólitos da Formação Johnnie, Death Valley - E.U.A.; d) *tepees* (linha tracejada em vermelho) em dolomitos finos e rosados (Formação Ravensthoat, Mackenzie Mountains - Canadá); e) biostroma (Formação Elbobreen - Svalbard); g) dolomitos rosados com leques de cristais do Membro Scout Mountain, Death Valley, E.U.A.; h) leques pseudomorfo de aragonita (precipitados marinhos) do Grupo Otavi - Namíbia e i) intercalação de *packstone* peloidal e leques de cristais radiais, escala de 4 cm, Formação Hayhook, Mackenzie Mountains – Canadá.

Fonte: Modificado de Corsetti et al. (2006); Corsetti e Lorentz (2006); Halverson, Maloof e Hoffman (2004) e James et al. (2001).

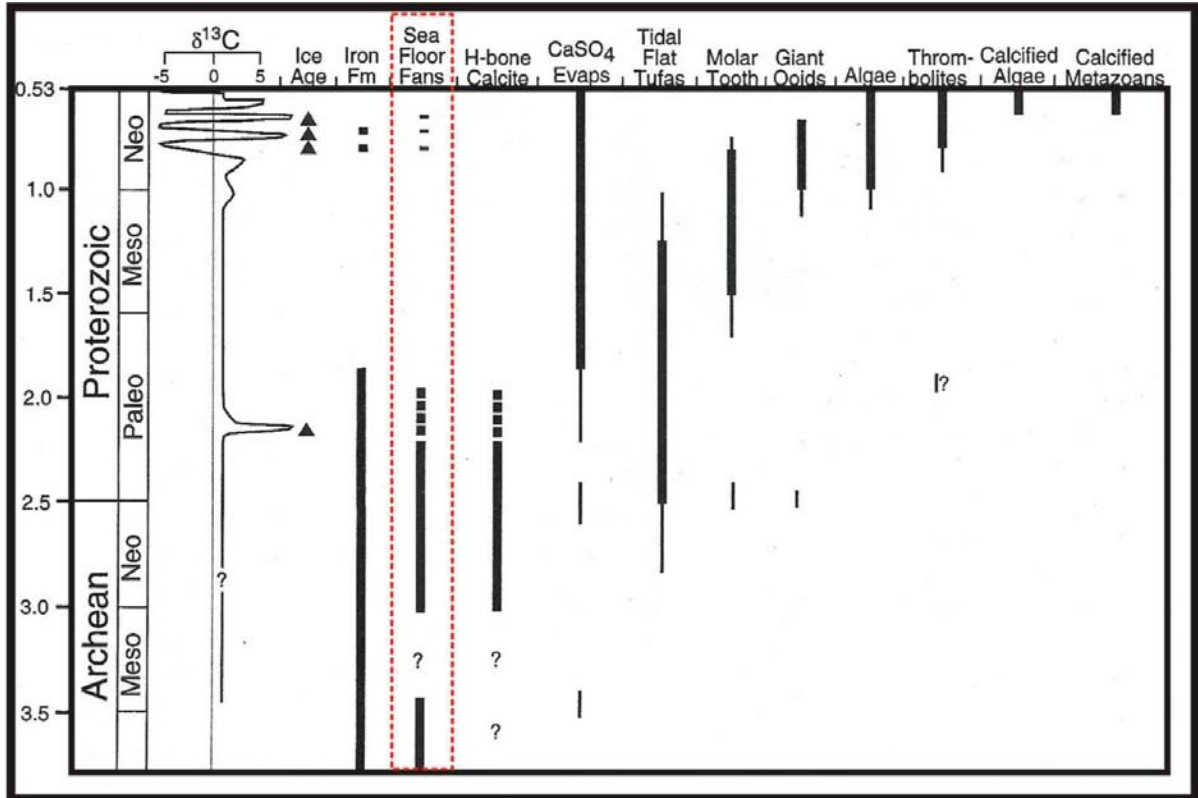


FIGURA 10 - Distribuição temporal das fácies carbonáticas. “Sea Floor Fans” ou “Leques de Fundo Marinho” referem-se aos pseudomorfos de aragonita substituídos por calcita. Sua distribuição temporal está em destaque pelo retângulo pontilhado vermelho.

Fonte: Adaptado de Grotzinger e James (2000).

### 3 GRUPO ARARAS

#### 3.1 TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros relatos acerca de rochas carbonáticas na área da folha Cuiabá (SD. 21) foram feitos por Castelnau (1850 apud ALMEIDA, 1984) em seu trabalho "*Expédition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud*". Anos mais tarde, Evans (1984) chamou de "*Araras Limestone*" o pacote de rochas calcárias que afloram nos cursos dos Rios Cuiabá e Paraguai, identificado por ele durante viagem de reconhecimento geológico na porção centro-oeste do Mato Grosso, em referência ao povoado "Araras", atualmente o município de Bauxi, MT.

Anos mais tarde Oliveira; Leonardos (1943), em sua obra "Geologia do Brasil", enquadraram na Série Corumbá os "Calcários Araras" e "Guia". Ab'Sáber (1954 apud BARROS, op.cit.) denominou os calcários, arenitos, siltitos e conglomerados que ocorrem próximos a Rosário d'Oeste – Diamantino de "Série da Bodoquena", com dobramentos semelhantes aos da "Série Cuiabá". Posteriormente Scorza (1960 apud BARROS, op.cit.), pela primeira vez, designou de "Série Araras" os afloramentos de calcários e quartzitos na região da Serra do Tombador como de idade Cambriana. Almeida (1964) denominou a sequência de rochas carbonáticas da porção norte-noroeste do Mato Grosso de "Grupo Araras", formado por rochas pelítico-carbonáticas, na base, e por dolomitos, no topo.

Hennies (1966 apud BARROS, op.cit.) em sua tese sobre a geologia do Centro - Oeste mato-grossense reafirmou a proposta de Almeida (1964), dividindo o grupo em duas Formações: Guia, caracterizada por uma sequência pelítico-carbonática na base, e Nobres, com rochas dolomíticas no topo do Grupo.

As primeiras interpretações paleoambientais relacionaram esses calcários à ambientes de plataforma marinha (ALMEIDA 1964 e LUZ et al., 1978 apud BARROS et al., op.cit.). Zaine (1991) e Boggiani (1997) apud Barros, op.cit., ao estudar afloramentos isolados, interpretaram estas sucessões carbonáticas como depósitos de planície de maré sob condições evaporíticas (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

### 3.2 LITOESTRATIGRAFIA

O Grupo Araras é uma sucessão predominantemente carbonática de aproximadamente 600 m de espessura, que ocorre em toda a extensão da faixa Paraguai Norte, localizada ao longo da margem Sul - Sudeste do Cráton Amazônico. A proposta estratigráfica utilizada neste trabalho baseia na tese de doutorado de Nogueira (2003), a qual inclui a primeira seqüência de capa carbonática bem descrita e documentada na América do Sul. A seqüência carbonática Araras acha-se sobreposta aos diamictitos glaciais da Formação Puga e encontra-se recoberta pelos siliciclásticos do grupo Alto Paraguai. De acordo com esta proposta, as rochas carbonáticas estão agrupadas em quatro formações: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 11).

Segundo Nogueira (2003), a Formação Mirassol d'Oeste exhibe no máximo 15 m de espessura; é formada por dolomitos rosados e finos com peloides e estromatólitos. Esta Formação está sobreposta diretamente aos diamictitos maciços da Formação Puga em contato brusco e lateralmente ondulado e irregular.

A Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho, é constituída essencialmente por calcários finos e betuminosos, de cor cinza a preto, intercalados por laminações de folhelhos betuminosos e piritosos (NOGUEIRA, op. cit.). Estruturas incomuns típicas de capas carbonáticas são encontradas, como crostas e cristais fibrosos alongados, com hábito pseudo-hexagonal e acicular em arranjos do tipo mamiliforme ou paliçada. O contato com a Formação Serra do Quilombo é marcado por calcários e dolomitos bastante fraturados, formando brechas cimentadas por dolomita (NOGUEIRA, op. cit.).

A Formação Serra do Quilombo consiste de dolomitos finos a arenosos, brechas com cimento de dolomita e brechas com matriz (NOGUEIRA, op. cit.).

A Formação Nobres é composta por dolomitos finos (*dolomudstone*) a arenosos (*dolorudstone* intraclástico), brechas e conglomerados dolomíticos, pelitos e níveis de sílex secundário (NOGUEIRA, op. cit.). Estromatólitos dômicos e estratiformes também foram identificados na parte superior desta Formação.

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA			PALEOAMBIENTE
Cambriano	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos.	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos.	Plataforma marinha dominada por tempestade
E D I A C R A N O	Grupo Araras	Formação Raizama	Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados.	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré
		Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Sílica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentada por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos.	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestades e eventualmente por 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, peloidais e estromatólitos estratiformes.	Plataforma profunda eufótica
		Formação Puga	Diamictitos e siltitos seixosos.	Glacial marinho
Criogeniano				

				Discordância erosiva 
				Descontinuidade regional 

FIGURA 11 - Quadro geral da litoestratigrafia do Grupo Araras. A base da Formação Guia, foco do estudo compõe a porção carbonática da capa carbonática, indicada pela cor rosa.  
Fonte: Modificado de Nogueira e Riccomini (2006).

### 3.3 IDADE

A idade mínima para toda cobertura sedimentar da Faixa Paraguai é estimada com base na idade obtida para o Granito São Vicente encaixado nos metassedimentos do Grupo Cuiabá, cuja idade K/Ar e Rb/Sr é aproximadamente  $500 \pm 15$  Ma (HASUI; ALMEIDA 1970, ALMEIDA; MANTOVANI, 1975 apud

NOGUEIRA; RICCOMINI, op.cit.). Idades Rb/Sr realizadas em argilitos das Formações Sepotuba e Diamantino, ambas do Grupo Alto Paraguai (sobrejacente ao Grupo Araras), apontaram idades entre 660 M.a. a 569 M.a, interpretadas de modo bastante duvidoso como deposicionais e marcadoras do Evento Brasileiro (CORDANI et al. 1978; BONHOMME et al. 1982 apud NOGUEIRA; RICCOMINI, op.cit.).

Por outro lado, as idades relativas estabelecidas para a base do Grupo Araras correspondente à capa carbonática são baseadas na assembléia microfossilífera identificada nas Formações Mirassol d'Oeste e Guia, as quais estabelecem idade Ediacarana (620 a 580 M.a) para a capa carbonática (HIDALGO; PETRI; NOGUEIRA, 2008). A assembléia de microfósseis da Formação Mirassol d'Oeste é caracterizada por fragmentos raros de *Siphonophycus capitaneum*, *S. robustum*, filamentos de algas verdes (possivelmente remanescentes de cianobactérias) e uma única espécie interpretada como *Dictyotidium minor* (HIDALGO; PETRI; NOGUEIRA, op. cit.). Os microfósseis da assembléia da Formação Guia são representados por poucos fragmentos bem preservados de formas filamentosas de tons amarronzados, além de abundantes microfósseis esferoidais, como *Leiosphaeridia minutíssima* e *L. crassa*, variedades de acritarcos (HIDALGO; PETRI; NOGUEIRA, op. cit.). Dentre os acritarcos encontrados foram reconhecidos alguns típicos do Ediacarano, como o *Appendisphaera* sp., *Cavaspina* sp. e *Cavaspina acuminata*. O gênero *Tanarium* é também registrado na Formação Nobres (HIDALGO; PETRI; NOGUEIRA, op. cit.). Estas assembléias indicam duas palinofloras de acritarcos – “*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*” – ELP, e “*Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora*” – ECAP, de acordo com Grey (2005 apud HIDALGO; PETRI; NOGUEIRA, op. cit.).

Dados isotópicos de C obtidos para as rochas base do Grupo Araras apresentam valores fortemente negativos, em torno de – 5 ‰ PDB, características de capas carbonáticas da última glaciação do Criogeniano, datada em cerca de 630 M.a. A presença destas capas possibilita a correlação destes depósitos com outras sucessões neoproterozóicas registradas em diversos continentes, além de indicar a idade Ediacarana ou pós - Criogeniana (600 – 542 M.a.) (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

### 3.4 CAPA CARBONÁTICA PUGA (NOGUEIRA, 2003)

Os dados isotópicos e estratigráficos tem caracterizado os 45 m basais do Grupo Araras como depósitos de **capa carbonática** formada em ambiente plataformar abaixo da base de onda (NOGUEIRA et al., 2007). Estes depósitos constituem duas unidades de capa carbonática: a capa dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste) e a capa calcária (base da Formação Guia), bem expostas na Mina Terconi, município de Mirassol d'Oeste, sobrejacente aos depósitos glaciais Puga (NOGUEIRA et al., 2003). Ambas as capas mostram valores isotópicos de  $C^{13}$  fortemente negativos, em torno de - 5‰ a - 2‰ (Figura 12), interpretados como representativos do quimismo original dos oceanos neoproterozóicos ( $\delta^{18}O > - 10‰$ ).

As excursões acentuadamente negativas seriam o produto da redução dramática da produtividade dos oceanos durante glaciações globais, conduzindo os valores isotópicos de  $^{13}C$  para valores próximos à composição mantélica (- 5 ‰) (HOFFMAN et al., 1998 a; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; KAUFMAN et al., 1997 apud NOGUEIRA et al., 2007). A composição isotópica das capas carbonáticas é o melhor registro das mudanças dramáticas ocorridas no final do Neoproterozóico e tem sido o principal critério para estabelecer correlações globais entre outras sucessões sedimentares neoproterozóicas (NOGUEIRA et al., 2007).

O contato basal da “Capa Carbonática Puga” com os diamictitos da Formação Puga subjacentes exibe estruturas deformacionais típicas de sedimentos inconsolidados atribuídos a sismicidade que atuou contemporaneamente a deposição dos carbonatos e sobre o diamictito recém-depositado. Estas feições constituem as primeiras evidências sedimentológicas claras de uma rápida mudança entre condições de glaciação e deglaciação, postulado para as glaciações Neoproterozóicas (NOGUEIRA et al., 2003).

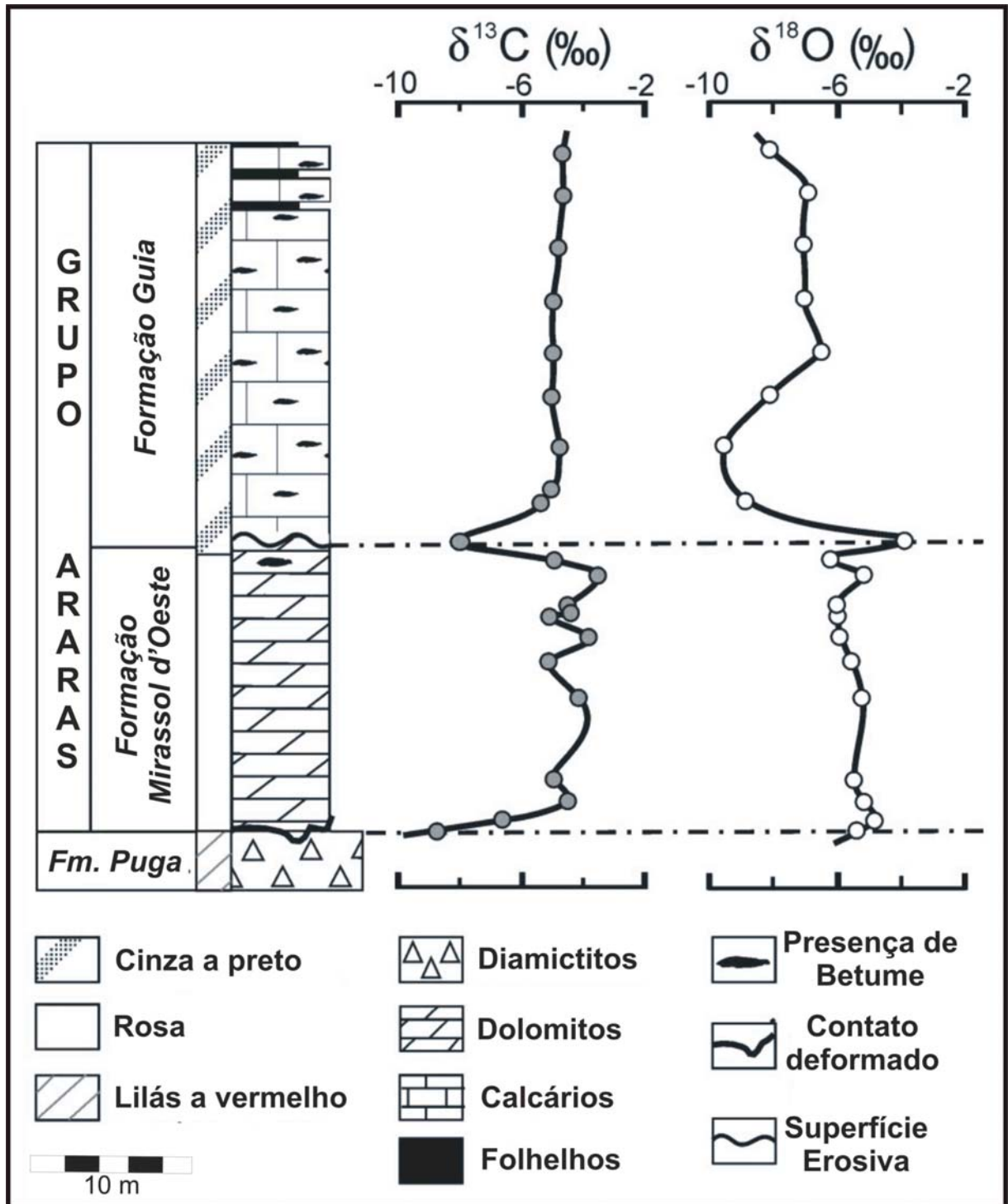


FIGURA 12 - Perfis isotópicos e seções medidas para a "Capa Carbonática Puga" na Mina Terconi, Mirassol d'Oeste, Brasil.

Fonte: Modificado de Nogueira et al., 2003.

### 3.5 PERFIL ESTUDADO

O holoestratótipo da capa calcária (base da Formação Guia), representado no perfil estratigráfico da figura 13, está situado na mina Terconi, atualmente desativada, no município de Mirassol d'Oeste, localizada a poucos quilômetros do centro da cidade (Figura 13). A base desta formação na mina é caracterizada por um contato brusco com a Formação Mirassol d'Oeste subjacente, sem evidências de deformação (Figura 14 e 15).

Os calcários intemperizados mostram tons esbranquiçados a amarelados (Figura 16 A); em amostras frescas apresentam tons cinza a pretos (Figura 16 B). Encontram-se intercalados por laminações milimétricas de folhelhos cinzentos (Figura 17 A), formando sucessões de aproximadamente 38 m de espessura, contínuas lateralmente por vários metros. São finamente laminados, ricos em betume e pirita com abundantes precipitados marinhos sob a forma de crostas e leques de cristais de calcita.

As laminações apresentam espessuras centimétricas, com alternância entre tons de cinza claro a escuro e, na maioria das vezes, são planas, todavia, quando truncadas por leques de cristais apresentam ondulações (Figura 17 A e B).

Os cristais fibrosos de calcita ou leques de cristais formam leitões lateralmente contínuos, apresentam tamanhos milimétricos a centimétricos, inferiores a 9 cm; projetam-se na direção vertical, mostram terminações planas a ligeiramente irregulares (Figura 17 A), com feixes divergentes para o topo e comumente formam ângulos próximos à 90° com o acamamento (Figura 17 C). Vistos em planta, os leques de cristais exibem formas grosseiramente circulares, com relevo positivo, o que confere uma textura rugosa na superfície dos calcários (Figura 17 D).

Nestes calcários também são comuns os bolsões e fraturas de calcita impregnados por hidrocarbonetos (Figura 18 A e B). O hidrocarboneto nestas rochas (principalmente betume) tem brilho vítreo (Figura 18 C); preenche fraturas, estilólitos e cavidades de dissolução. Cabe ressaltar ainda a ocorrência de dolomitas barrocas em fraturas com betume (Figura 18 D) e a ausência de indícios de metamorfismo nestes calcários.

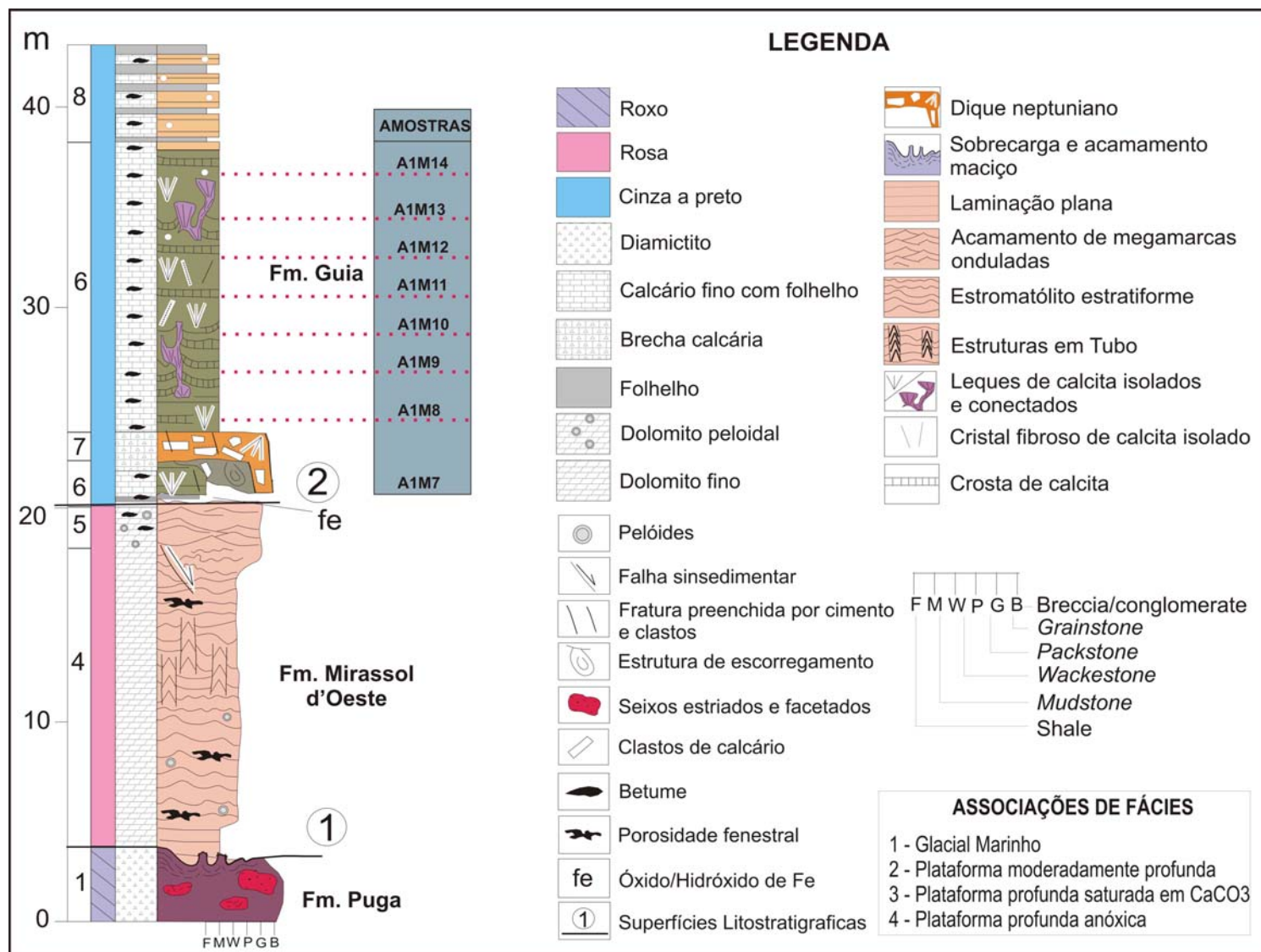


FIGURA 13 - Perfil estratigráfico do holoestratótipo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia.  
 Fonte: Modificado de Nogueira e Riccomini (2006).

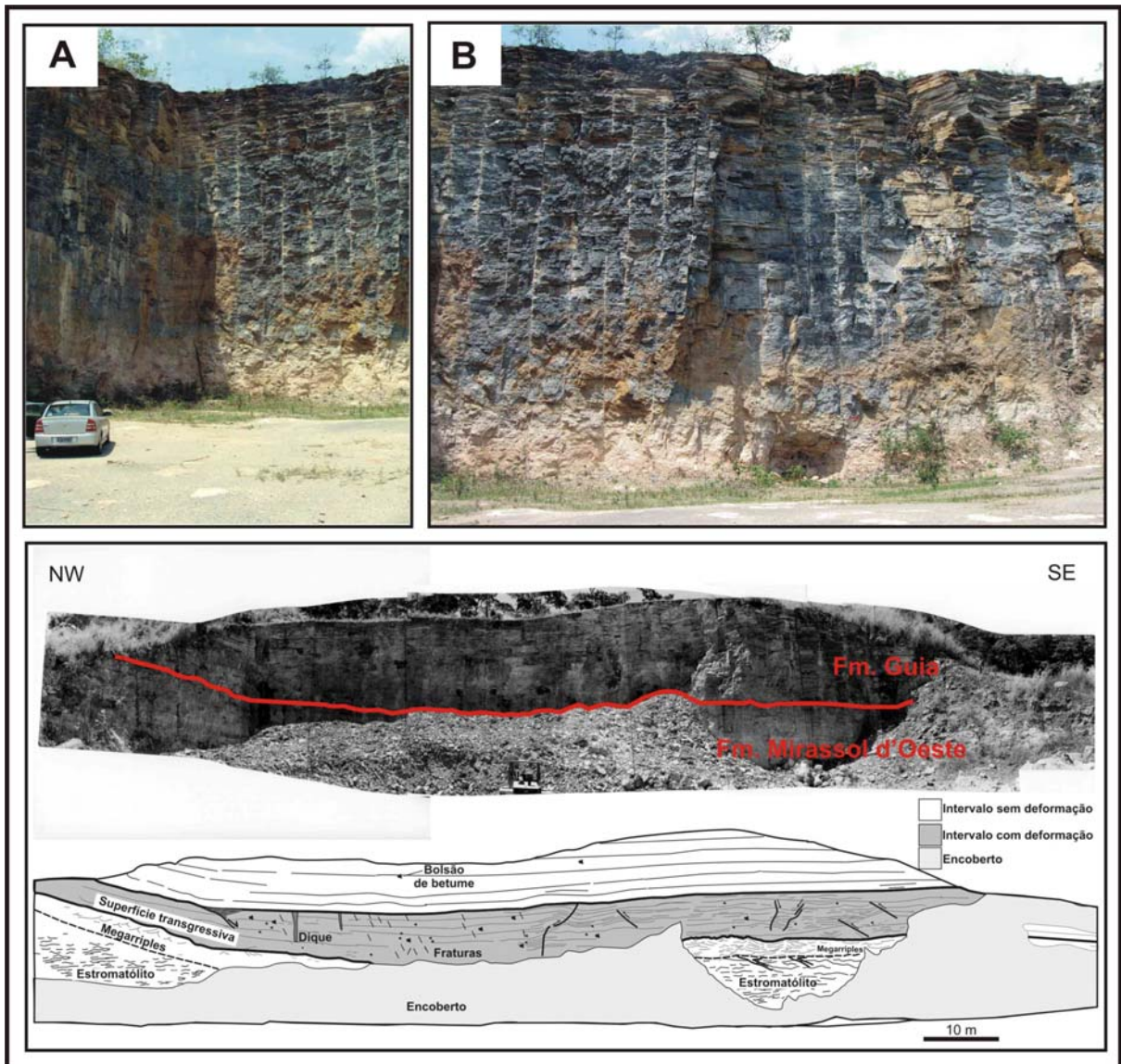


FIGURA 14 - Fotografias e seção panorâmica da frente de lavra da Mina Terconi, atualmente desativada. A linha vermelha da seção panorâmica indica a superfície transgressiva e marca o contato entre as Formações Guia e Mirassol d'Oeste.

Fonte: Seção modificada de Nogueira (2003).



FIGURA 15 - Foto de detalhe do contato entre a Formação Mirassol d'Oeste e a Formação Guia aflorantes na Mina Terconi; notar que o contato é brusco, irregular, porém sem evidência de deformação. O topo da Formação Mirassol d'Oeste encontra-se impregnado por betume.

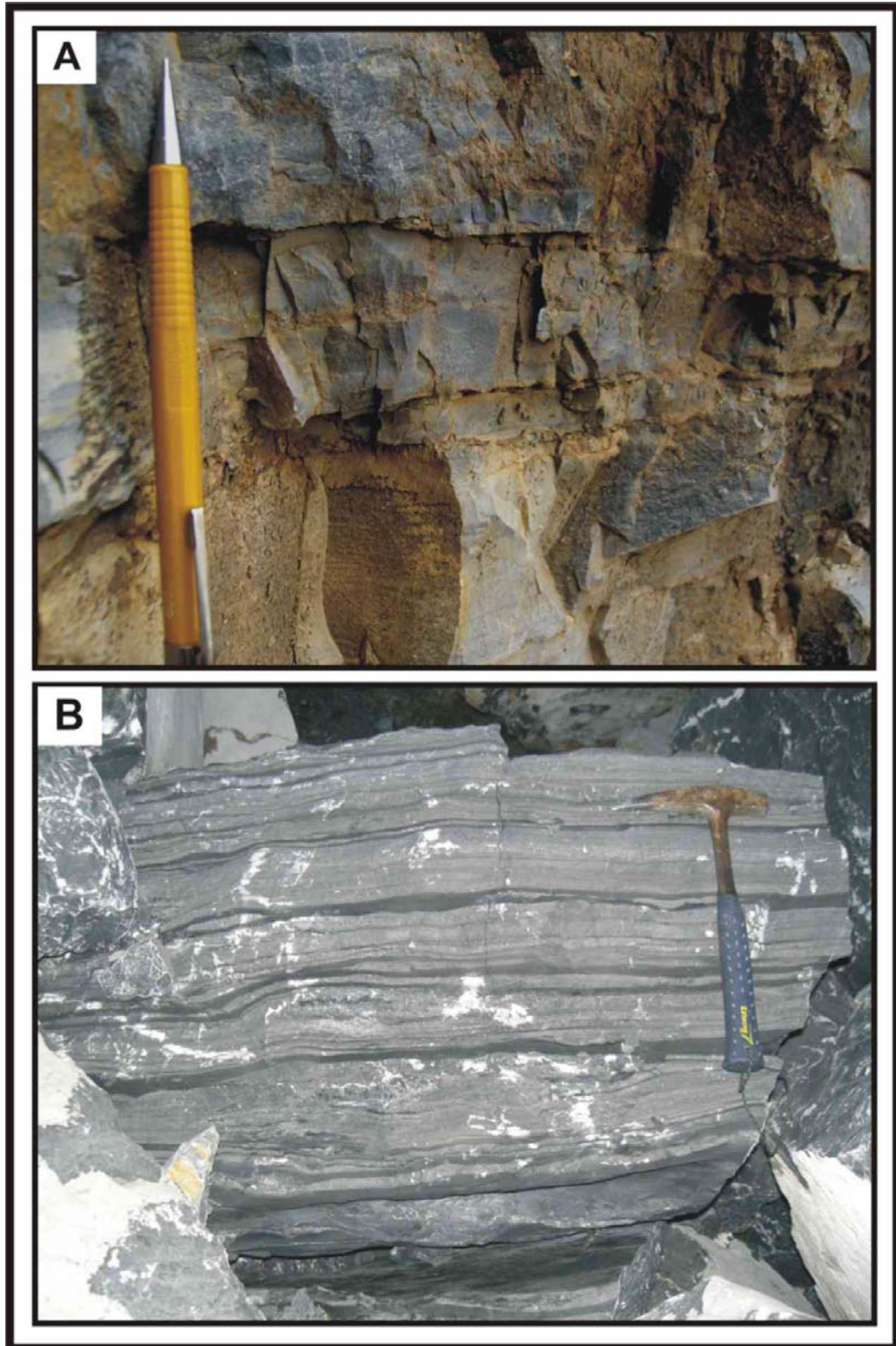


FIGURA 16 - Aspectos macroscópicos dos calcários: A) capa de intemperismo de tons amarelados sobre os calcários; B) Blocos de calcário finamente laminados da Formação Guia sem evidências de alteração intempérica. Escala: martelo de geólogo.

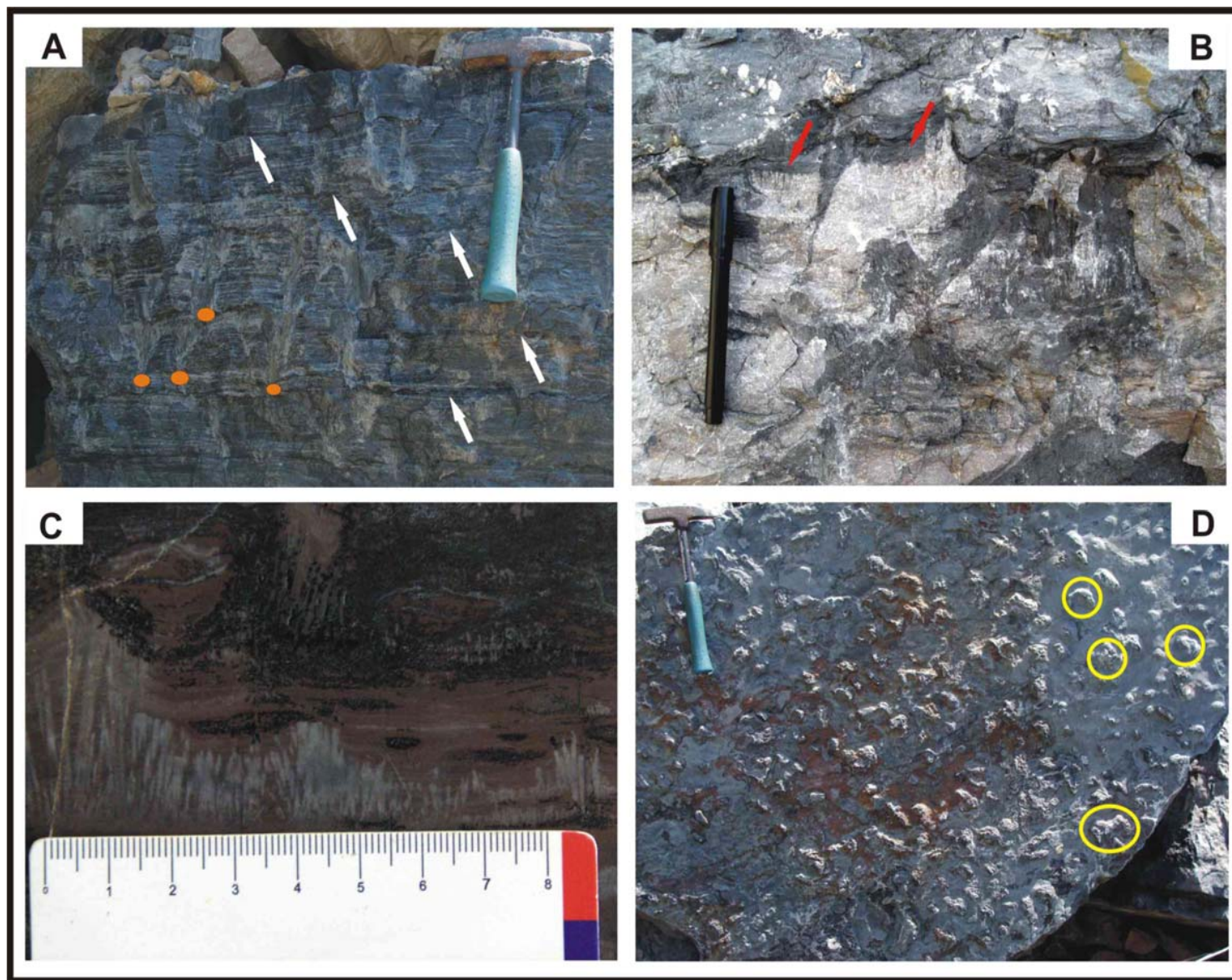


FIGURA 17 - Leques de cristais dos calcários da Formação Guia.. Em (A) as setas brancas indicam laminações de folhelho entre camadas de calcário; os círculos em laranja estão colocados na base de alguns leques de cristais. Em (B) as setas vermelhas apontam o topo dos leques de cristais, predominantemente planos com leves irregularidades. (C) é uma foto de detalhe da morfologia dos leques de cristais, dispostos de modo perpendicular em relação ao acamamento e com feixes de cristais fibrosos divergentes para o topo; a laminação dos calcários truncada pelos leques adquire suaves ondulações. (D) fotografia de um bloco de calcário com plano perpendicular ao topo dos leques; em planta, o topo dos leques apresenta formas grosseiramente circulares (círculos amarelos), o que confere à rocha um aspecto rugoso em sua superfície.

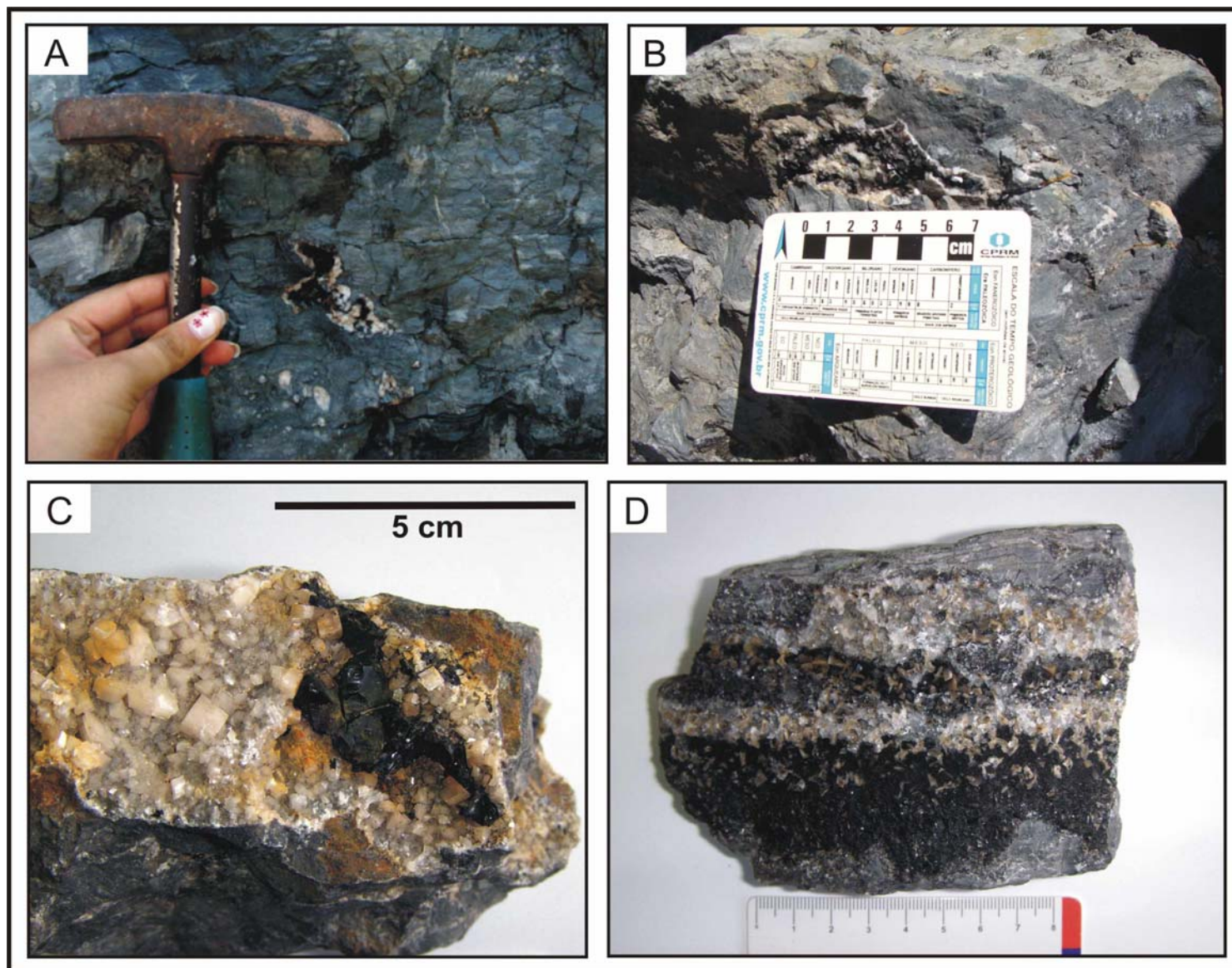


FIGURA 18 - Fotografias de bolsões de betume nos calcários: (A) e (B) mostram bolsões de calcita impregnados por betume; (C) amostra de mão com plano de fratura, apresenta cristais de calcita (?) e betume preto de brilho vítreo. Em (D) outro plano de fratura impregnado por betume associado a cristais de calcita (tons esbranquiçados) e a dolomitas em cela (tons amarronzados).

## 4 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS – MICROFÁCIES

A Formação Guia é constituída por calcários finos betuminosos que se intercalam à folhelhos ricos em pirita e matéria orgânica (betume). A petrografia de seções delgadas caracterizou e quantificou os constituintes deposicionais e diagenéticos, bem como as respectivas associações, com ênfase nos aspectos texturais dos carbonatos. Com base nas descrições de lâminas delgadas e nas classificações de Dunham (1962) e Wright (1992) foram discriminadas basicamente duas microfácies: o ***mudstone calcífero com laminação de terrígenos*** e o ***cementstone***, descritos detalhadamente nos subitens a seguir.

### 4.1 MICROFÁCIES MUDSTONE CALCÍFERO NEOMORFISADO COM LAMINAÇÃO DE TERRÍGENOS

De acordo com a classificação de Dunham (1962), o termo ***mudstone*** refere-se ao **micrito** com poucos grãos terrígenos (< 10 %). O micrito, também conhecido por **calcita microcristalina** ou **lama carbonática**, apresenta cristais afanocristalinos (inferiores a 4 µm) e são, por natureza bastante, suscetíveis às alterações diagenéticas, geralmente substituídos por um mosaico de microesparitos (5 a 30 µm) (FOLK, 1962). Esta microfácies representa cerca de 69% destes calcários e é caracterizada pela alternância entre laminações delgadas de calcita microespática (microesparitos) e laminações de grãos terrígenos (Figura 19).

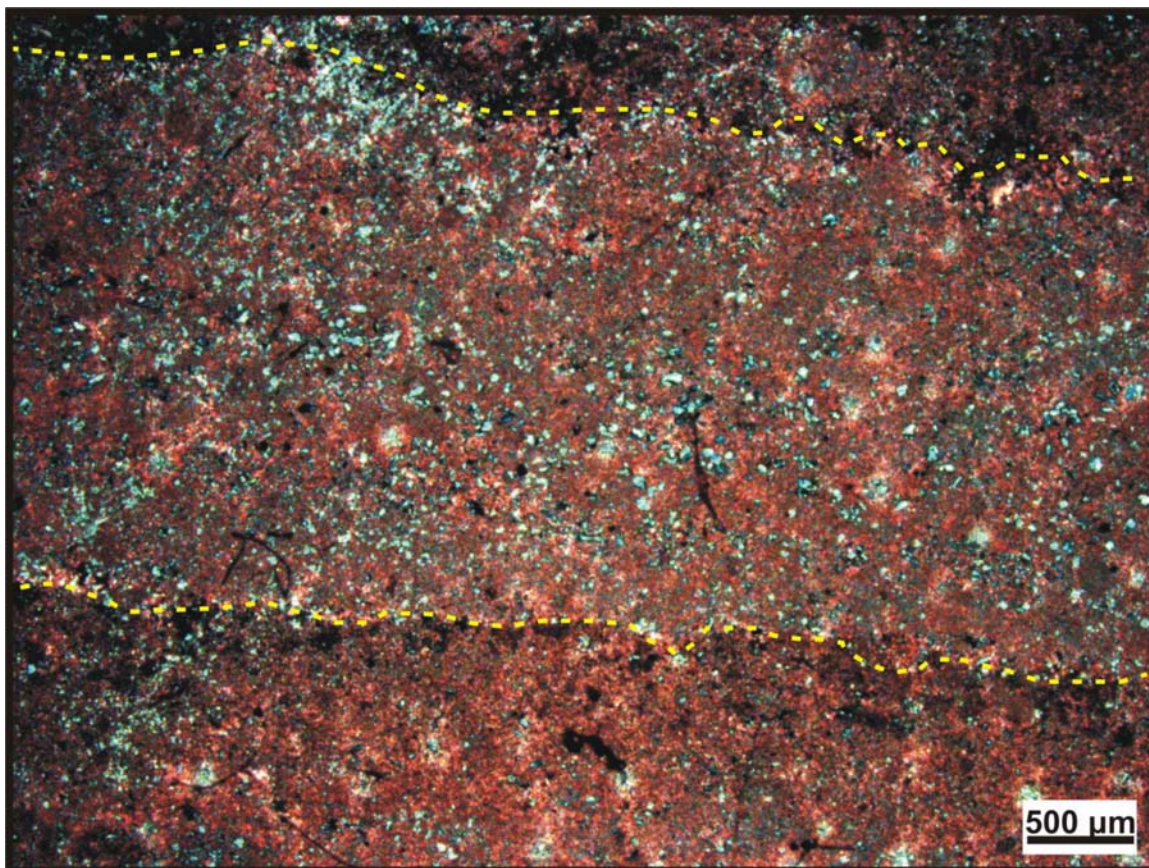


FIGURA 19 - Microfácies “mudstone neomorfisado com laminação de terrígenos”. A linha amarelada delimita as laminações.

#### 4.1.1 Calcita microespática

Os microesparitos, formados por calcita não ferrosa, estão arranjados sob textura xenotópica; apresentam aspecto sujo, são subtranslúcidos à luz transmitida e possuem diâmetro inferior a 0,031 mm (Figura 20). A laminação formada por este constituinte mostra-se de modo contínuo, com tendência ao espessamento em direção ao topo do perfil estratigráfico, com espessuras que variam entre 0,1 mm na base a 5 mm no topo.

De modo geral o conteúdo de micrito em um calcário reflete o grau de agitação do ambiente deposicional: lamas tendem a depositar-se em ambientes de baixa energia, como o fundo do mar ou bacias sedimentares; o aumento da energia no ambiente conduz a um decaimento da precipitação de micrito e a um aumento do conteúdo de grãos ou esparitos constituintes nas rochas carbonáticas (TUCKER,

1992). As lamas carbonáticas depositam-se em diversos ambientes modernos, desde planícies de maré e lagoas rasas até em taludes e assoalhos marinhos profundos; por outro lado, a sua origem ainda é assunto muito controverso: algumas sugestões para a precipitação biológica de micrito provem da desintegração de algas calcáreas, bioerosão ou quebra mecânica de grãos esqueléticos pela ação de correntes; contudo, a possibilidade de precipitação inorgânica para a formação de depósitos carbonáticos antigos (pré - cambrianos) ou até em mesmo em ambientes pobres em organismos secretores de carbonatos não pode ser ignorada (TUCKER 1992). No caso destes calcários, a carência de evidências que atestem a relação dos microfósseis encontrados nas rochas da Formação Guia com os processos biológicos de produção do micrito conduz à possibilidade de precipitação inorgânica a partir de águas supersaturadas em relação ao carbonato de cálcio, interpretação bastante aceita para os mares pré - cambrianos (GROTZINGER e JAMES, op.cit.).



FIGURA 20 - "Calcita microespática" com aspecto sujo, resultante da impregnação por betume ou oxihidróxidos de ferro nos microporos intercristalinos. Os pontos pretos são disseminações de minerais autigênicos, como a pirita e a pirrotita (?). Fotomicrografia sob nicóis paralelos.

#### 4.1.2 Grãos terrígenos

Os grãos terrígenos (quartzo, feldspato e micas) formam lâminas milimétricas ou encontram-se disseminados no arcabouço. Os grãos de quartzo possuem granulometria que varia entre 0,04 mm a 0,6 mm (fração silte grosso a areia grossa); são cristais monocristalinos, de aspecto límpido, moderadamente selecionados e com formas subangulosas a subarredondadas subordinadamente (Figura 27 A). Os grãos de feldspato possuem granulometria que varia entre 0,07 mm a 0,25 mm (fração silte grosso a areia média) e no geral, são menores que os grãos de quartzo; são bem selecionados, possuem formas subangulosas a subarredondadas e mostram-se deformados e alterados (Figura 27 B). Dentre as micas detríticas encontradas tem-se a biotita, com tons avermelhados (Figura 27 C e D), e a muscovita, incolor (Figura 27 E e F) . Estas lamelas de 0,05 mm a 0,35 mm (fração silte grosso a areia média) mostram-se por vezes contorcidas e são moderadamente selecionadas. As laminações de terrígenos são, de modo geral, contínuas e apresentam espessuras que variam entre 0,125 mm na base do perfil a 5 mm em direção ao topo do perfil estratigráfico.

Por meio da difratometria de raios – X (DRX) na amostra A1M14 foi possível identificar a mineralogia exata dos grãos terrígenos, formados por quartzo (Qz), feldspatos (ortoclásio (Or) e albita (Ab)), muscovita (Ms) e pirita (Pi) (Figura 23). Em relação à pirita identificada pela análise de DRX, diversos cristais, provavelmente autigênicos, encontram-se disseminados por todo o calcário e serão tratados separadamente no subitem 5.2 - Minerais autigênicos.

A existência de intercalações entre laminações de microesparitos e laminações de terrígenos sugere períodos em que a deposição de micrito é reduzida em função do aporte de terrígenos na água do mar: o influxo de sedimentos clásticos tende naturalmente a inibir a deposição de carbonatos finamente cristalinos, o contrário favorece a precipitação de micrito em preferência aos grãos terrígenos.

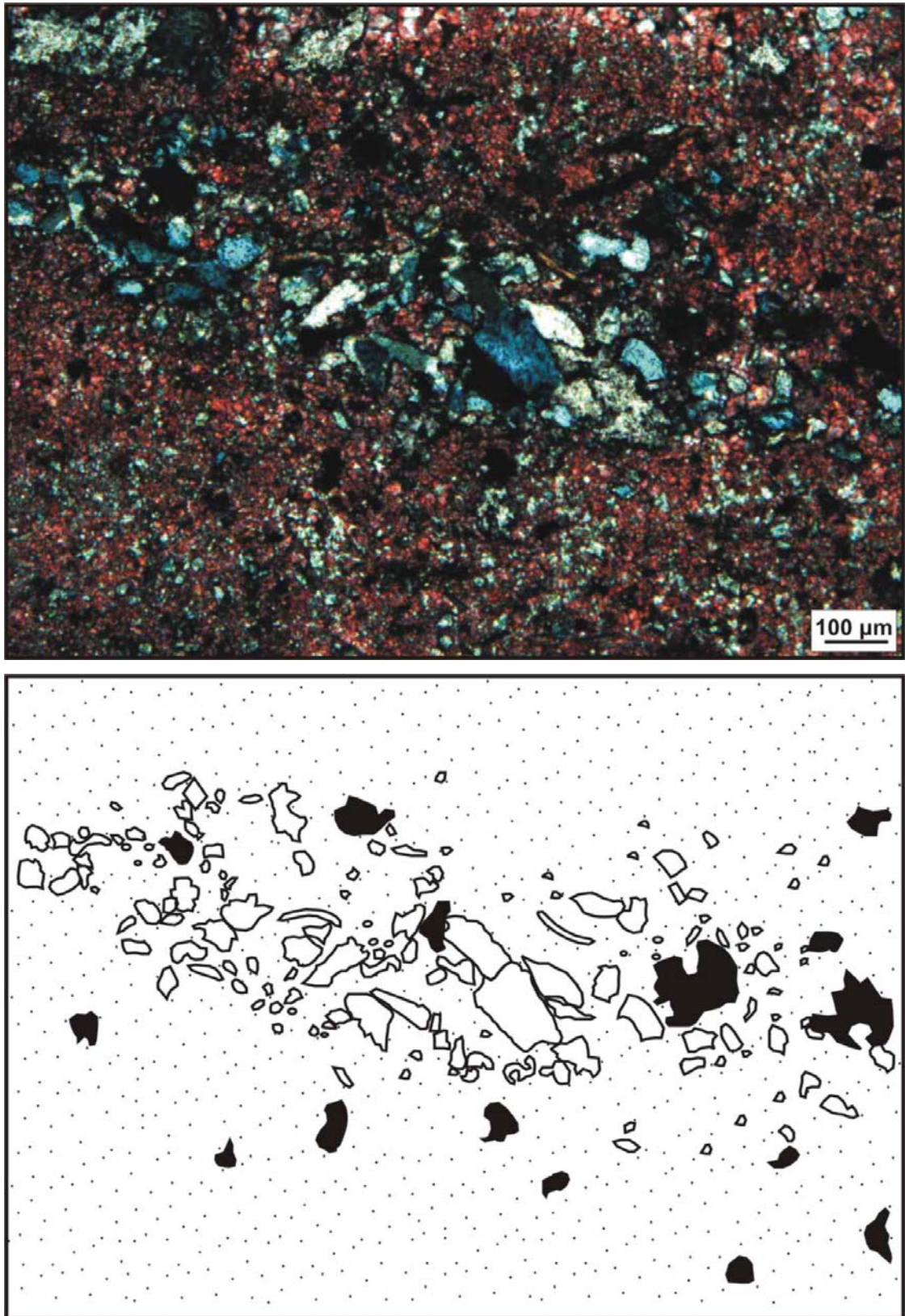


FIGURA 21 - Laminação de terrígenos em matriz microespática. Os detalhes em preto correspondem à impregnação por betume e presença de pirita.

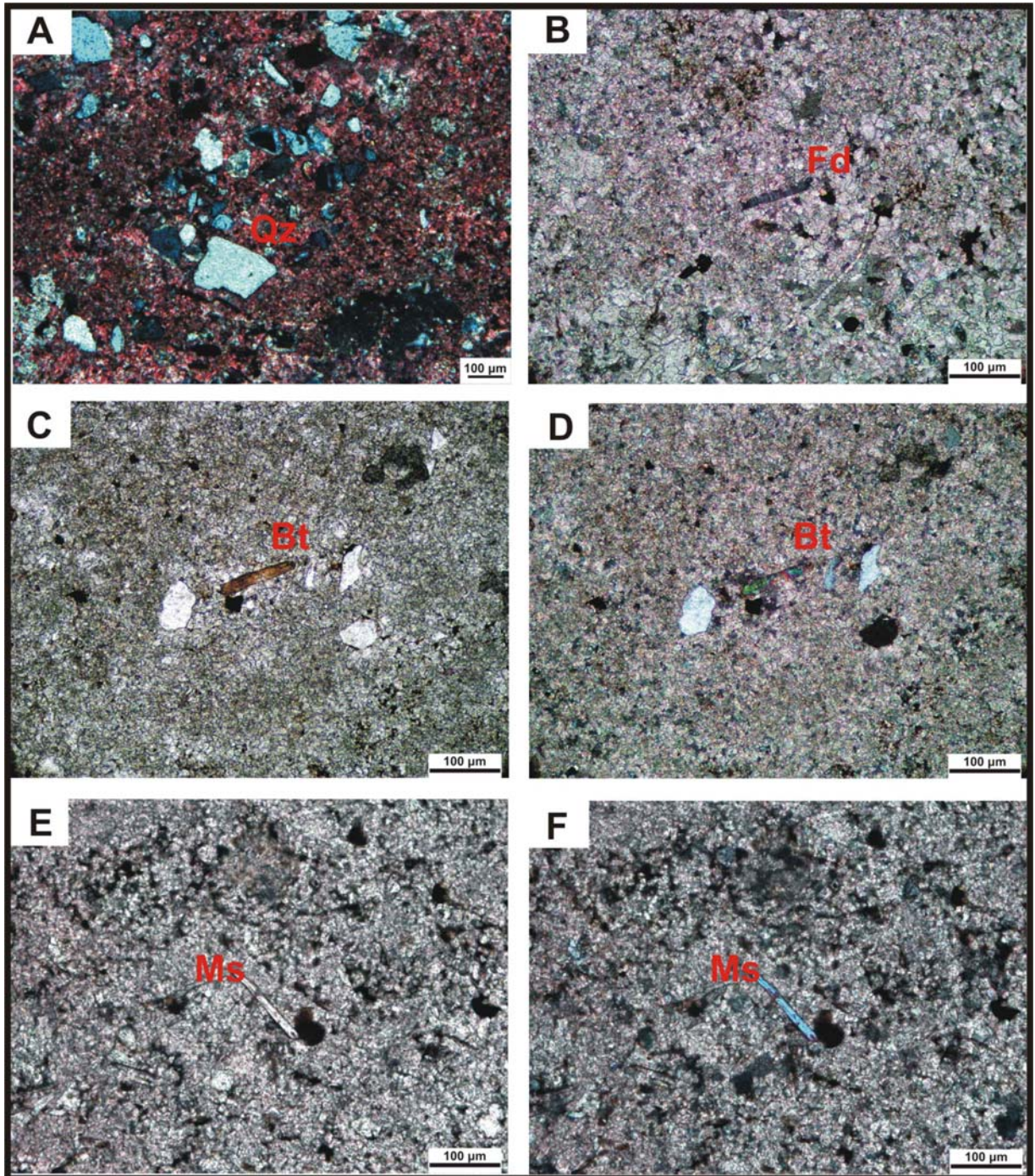


FIGURA 22 - Descrição dos terrígenos: (A) grãos de quartzo moderadamente seleccionados, predominantemente subangulosos; (B) grãos prismáticos de feldspato com maclamento albita; (C e D) lamelas de biotita avermelhada, levemente contorcida; (E e F) grãos lamelares de muscovita. Fotomicrografias A, B, D e F sob nicóis cruzados; C e E sob nicóis paralelos.

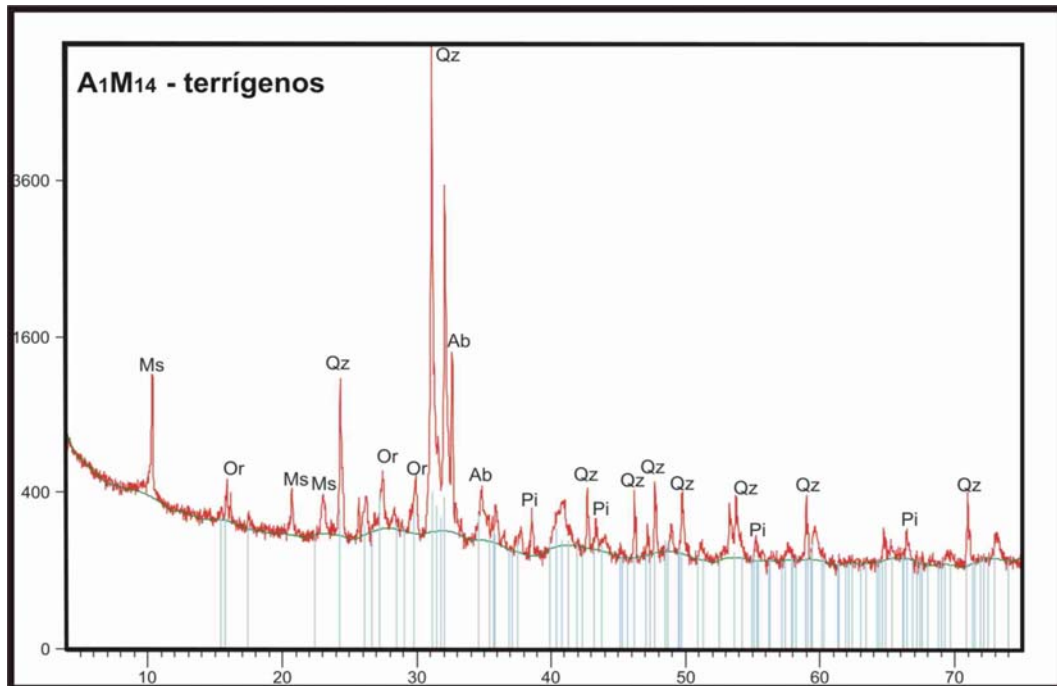


FIGURA 23 - Difratograma da Amostra A1M14 para determinação da mineralogia da fração insolúvel dos carbonatos: grãos terrígenos e minerais autigênicos. As siglas correspondentes às fases minerais identificadas nos picos do gráfico acham-se designadas no texto.

#### 4.2 MICROFÁCIES CEMENTSTONE

Segundo a proposição de Wright (1992), o termo **cementstone** refere-se à rocha cujo principal componente é o **cimento**, produto da diagênese. Este mesmo termo tem sido utilizado para caracterizar as **capas calcárias**, na qual os principais constituintes são os **cristais fibrosos isolados ou em forma de leques e crostas de calcita**, a exemplo do que ocorre no Canadá, Namíbia, Austrália, dentre outros países, inclusive no Brasil. Leques de cristais fibrosos, comumente referidos na literatura internacional como **'precipitados marinhos de fundo oceânico'**, estão amplamente difundidos em sucessões paleoproterozóicas, porém sua frequência tende a diminuir no final do Pré-Cambriano, com ocorrências restritas associadas à capas carbonáticas do término do Neoproterozóico. A descrição detalhada deste tipo de cimento proporciona o discernimento no entendimento das mudanças temporais em ambientes deposicionais e na química dos oceanos, já que apresenta conotações estritamente genéticas acerca da gênese de depósitos carbonáticos antigos (WINEFIELD, 2000). Esta microfácies representa cerca de 10% da rocha.

### 4.2.1 Leques de cristais

Os leques de cristais encontram-se associados com as laminações de microesparitos. São formados por cristais fibrosos e/ou aciculares que se desenvolveram de modo ascendente a partir de um ponto de nucleação em uma camada plana e, posteriormente, foram pervasivamente substituídos por cimento de calcita espática não ferrosa. Estes leques são radialmente divergentes em direção ao topo, com ângulos cristal – laminação próximos a  $90^\circ$  (textura geopetal ou arborescente). A dimensão de cada acícula ou fibra individual está na razão 1: 10 (largura:altura) com no máximo 9 cm de comprimento. Leques de cristais são abundantes na base destes calcários (Figura 24 A e B) e diminuem em tamanho e frequência em direção ao topo das camadas (Figura 24 C e D).

De modo geral, estes leques ou cristais fibrosos isolados exibem terminações bruscas quando recobertos por sedimentos micríticos; as terminações dos cristais fibrosos são comumente retilíneas a ligeiramente irregulares (Figura 24 C e D). O espaço entre as acículas ou entre os cristais fibrosos é comumente preenchido por microesparitos (oriundos do neomorfismo do micrito).

Leques adjacentes intersectam uns aos outros em camadas extensas, contínuas e de espessuras centimétricas. Nestas camadas onde há o crescimento de vários cristais muito próximos, as terminações divergentes dos leques são interrompidas pela presença do leque adjacente e somente cristais eretos ou perpendiculares são capazes de continuar a crescer, gerando uma camada de cristais aciculares principalmente orientados perpendicularmente ao acamamento / laminação (Figura 24).

Internamente, os cristais fibrosos ou aciculares consistem de mosaicos irregulares de límpidos, equicristalinos, subédricos e anédricos cristais de calcita espática médios a grossos, orientados de modo randômico, facilmente distinguíveis da matriz microespática (Figura 25).

Em seção perpendicular, os leques de cristais mostram formas pseudo-hexagonais dependendo da interseção entre a acícula e a superfície examinada. Geralmente estas formas são raramente preservadas devido à recristalização (fábrica destrutiva) (Figura 26).

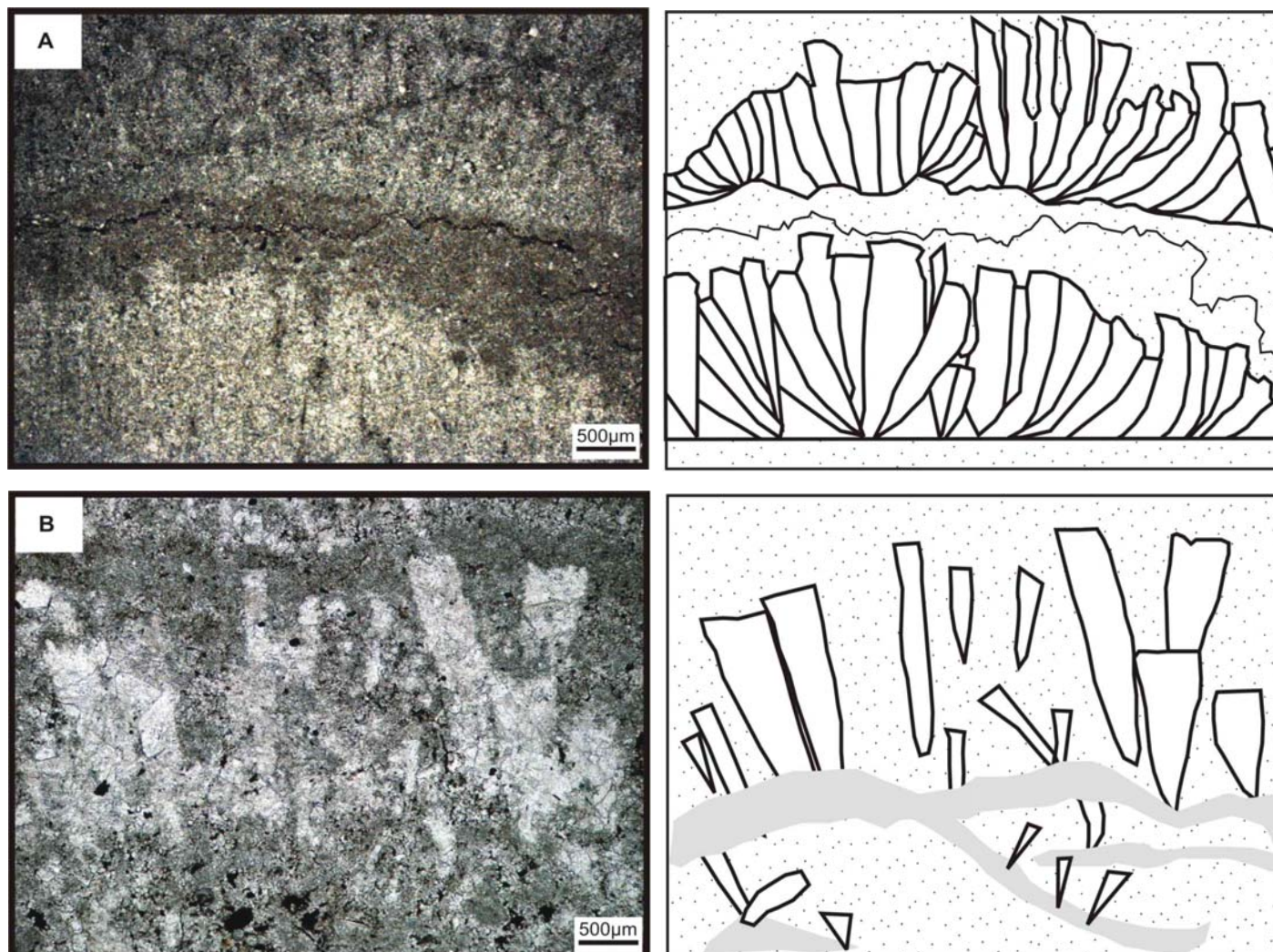


FIGURA 24 - Fotomicrografias dos leques de cristais. A) leques de calcita formados por aglomerados de cristais fibrosos e aciculares, com padrões divergentes para o topo, terminações retas à levemente irregulares e ângulos cristal – laminação aproximadamente ortogonais B) fotomicrografia de cristais fibrosos isolados e acículas individuais. Crostas de calcita constituem a base dos leques a partir do qual houve nucleação e desenvolvimento dos cristais; estas crostas mostram suave ondulação.

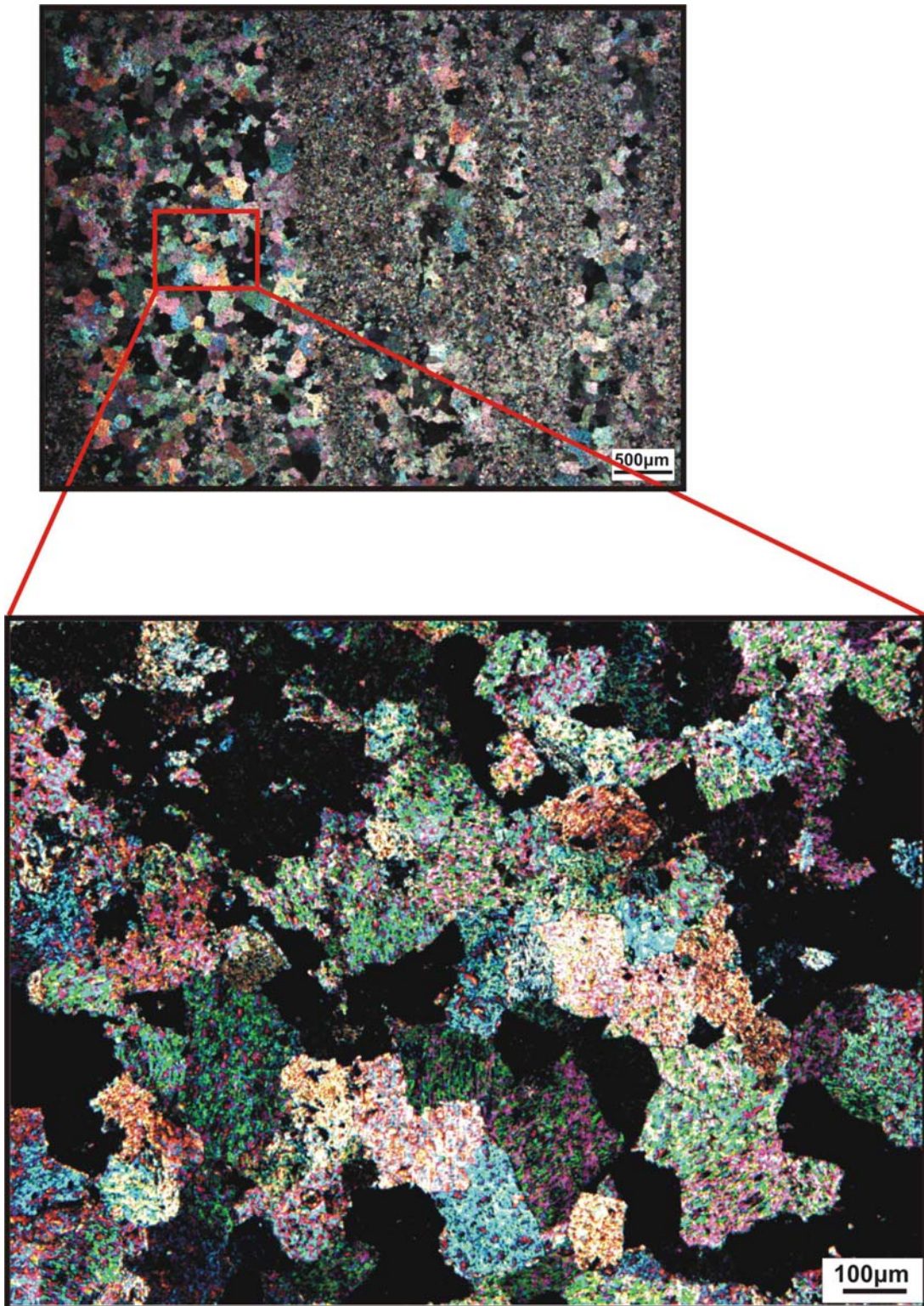


FIGURA 25 - Fotomicrografia dos “subcristais” que formam os leques de calcita; B) detalhe exibindo o cimento de calcita espática que preenche a porção interna dos cristais fibrosos. Os esparitos formam mosaicos irregulares, são predominantemente anédricos, equicristalinos e não possuem orientação uniforme dos eixos óticos. Nicóis cruzados.

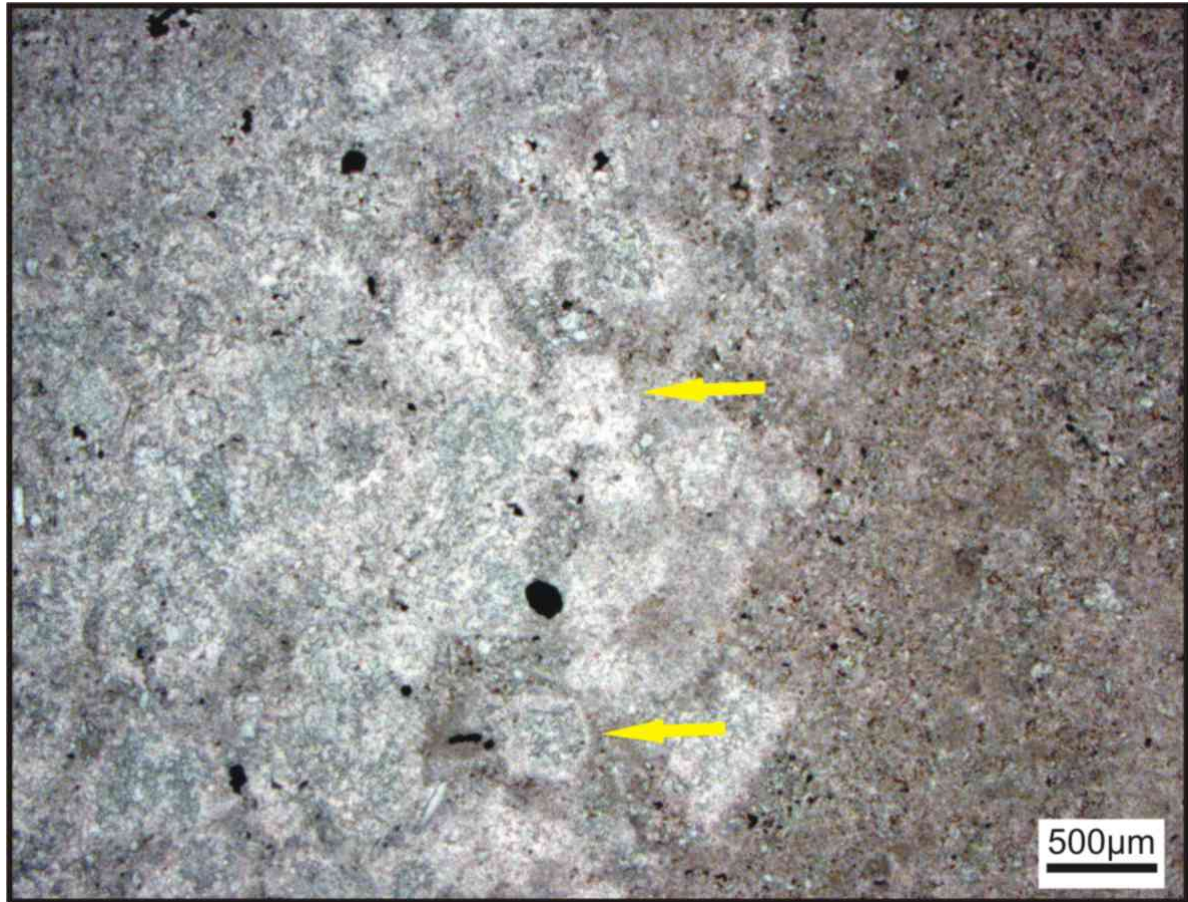


FIGURA 26 - Fotomicrografia do topo dos leques de cristais; notar a clara diferença textural entre a calcita espática que compõe os leques da calcita microespática da matriz. As setas indicam formas pseudo-hexagonais na terminação dos cristais. As demais formas grosseiramente circulares são produto da obliteração das formas pseudo-hexagonais causadas pelo neomorfismo dos leques, onde a mineralogia original foi substituída por cristais médios a grossos de calcita espática.

A morfologia radial divergente dos leques de cristais, com terminações retas ou levemente irregulares, formados internamente por mosaicos irregulares de cimento espático e com formas pseudo-hexagonais em seções perpendiculares são fortes indícios de um precursor aragonítico. Esta natureza dos cristais é típica em grandes eventos transgressivos, caracterizados por uma súbita e extensa mudança na química da água do mar ou da bacia de sedimentação durante as fases iniciais de subida do nível do mar após eventos glaciais (KENNEDY, 1996).

#### 4.2.2 Crostas de calcita

Crostas de calcita formam camadas contínuas lateralmente e, em alternância com a microfácies ***mudstone neomorfisado***, dão ao calcário um padrão visual listrado, com tonalidades claras e escuras. São constituídas por cristais médios a grossos de calcita não - ferrosa, de aspecto límpido e formas predominantemente anédricas. Essas crostas são camadas ou laminações a partir das quais ocorrem a nucleação e o crescimento dos cristais fibrosos / aciculares e leques de cristais (Figura 27); contudo há diversas crostas desprovidas de leques ou de acículas de cristais.

Existe uma variação na frequência das microfácies ao longo do perfil estratigráfico: o *cementstone* é mais abundante na base do perfil e torna-se menos freqüente a ausente no topo do perfil. O aparecimento de crostas sem leques de cristais torna-se mais freqüente em direção ao topo do perfil estratigráfico. O inverso ocorre em direção ao topo do perfil: *mudstone* com grãos terrígenos: tornam-se mais abundantes (Figura 28).

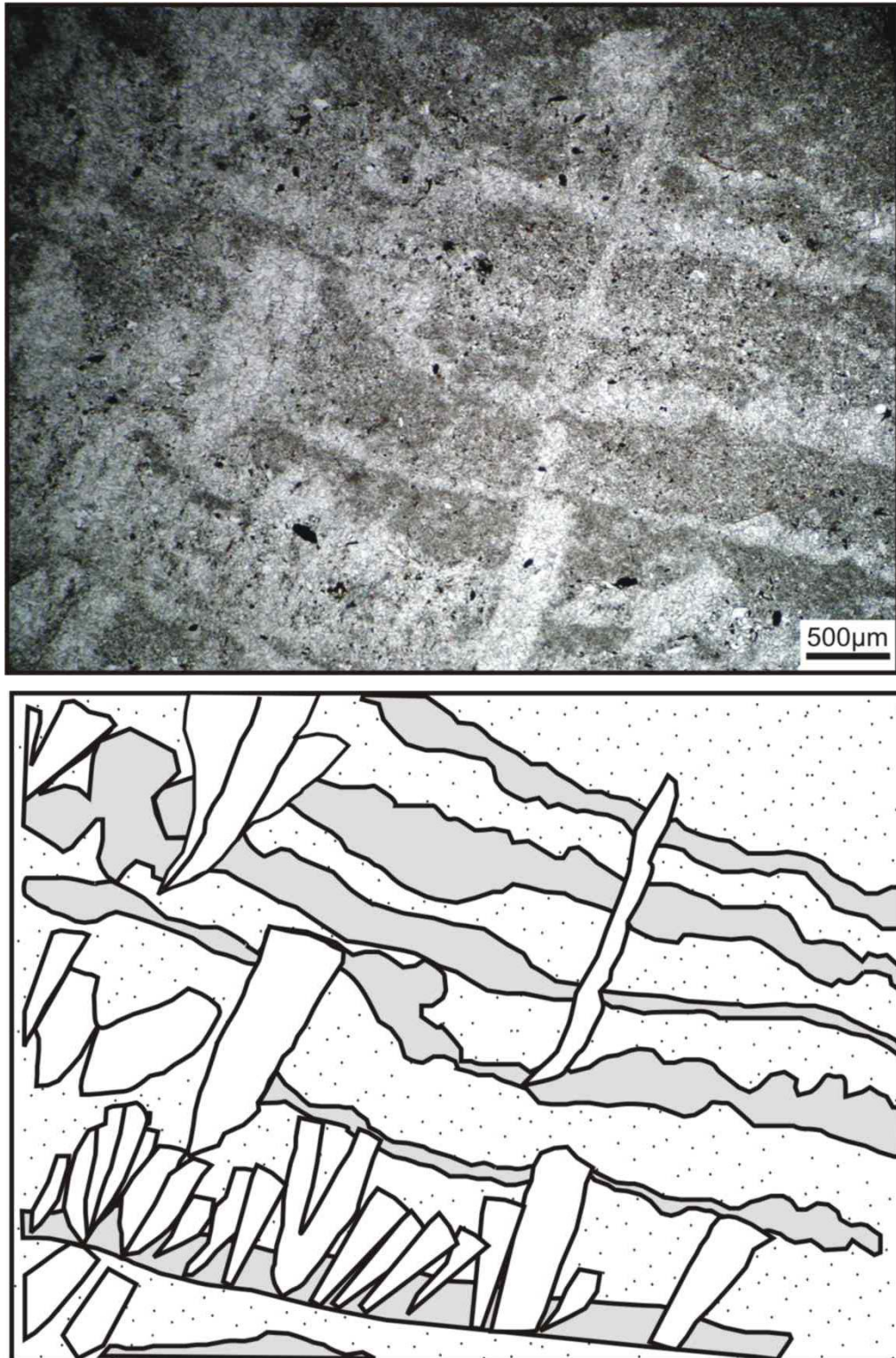


FIGURA 27 - Fotomicrografia das crostas de calcita a partir das quais se projetam verticalmente leques e cristais fibrosos isolados, com ângulos cristal - crosta aproximadamente perpendiculares; nota-se o padrão listrado dado pela alternância entre microesparitos, da microfácies **mudstone neomorfisado**, e crostas de calcita (em cinza), da microfácies **cementstone**.

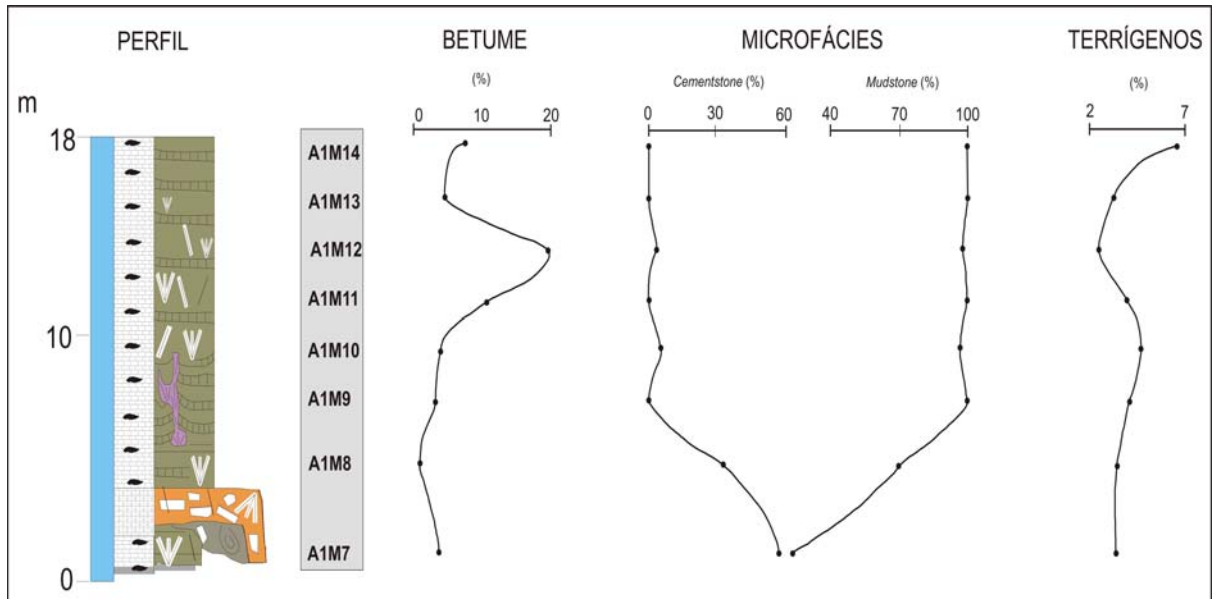


FIGURA 28 - Distribuição das microfácies a longo do perfil estratigráfico correspondente à base da Formação Guia.

#### 4.3 INTERPRETAÇÕES

Nos calcários da Formação Guia, leques de cristais fibrosos e aciculares, pseudomorfos de aragonita, provavelmente desenvolveram-se diretamente no fundo oceânico; de igual modo, crostas de calcita formaram-se por precipitação direta no assoalho de antigos mares pré-cambrianos (GROTZINGER; JAMES, 2000). Estas fácies estão associadas a processos inorgânicos em ambientes plataformais de mar aberto, abaixo da base de ondas, com águas substancialmente supersaturadas em relação ao  $\text{CaCO}_3$ , e, portanto de elevadas alcalinidades (GROTZINGER; JAMES, op.cit.). Condições de elevada alcalinidade estão relacionadas à eventos transgressivos resultantes dos efeitos pós-glaciação em baixas latitudes, como proposto para a formação de capas carbonáticas neoproterozóicas. Dados isotópicos de C e O com excursões fortemente negativas, são atribuídas à condições de estagnação e anoxia dos mares; a presença de betume e de sulfetos de ferro – pirita e pirrotita, também corroboram esta hipótese (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006 e NOGUEIRA et al., 2007).

Uma hipótese adicional para a precipitação concomitante de leques de cristais e micrito é explicada pela interação de águas profundas, anóxicas, alcalinas

e ricas em elementos inibidores de micrito com águas oxigenadas de níveis mais rasos: a atuação de elementos inibidores de micrito em águas moderadamente profundas, como o  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ , amplamente disseminados nas águas anóxicas dos mares pré-cambrianos, anulariam a formação de micrito e em consequência favoreceriam a formação de leques; em águas oxigenadas e mais rasas, a ausência destes elementos favoreceriam a precipitação do micrito (CORSETTI et al., 2004). Essa interação pode acontecer por meio do modelo de ressurgência de águas profundas, anóxicas e alcalinas ou na interface entre águas profundas e rasas em zonas moderadamente profundas (CORSETTI et al., op. cit.). A ressurgência de águas seria causada pela transgressão do mar, que conduziria a mistura de massas de águas profundas e anóxicas com as águas rasas da superfície da plataforma (CORSETTI et al., op. cit.).

A origem do micrito permanece incerta: ainda não há estudos que comprovem a relação entre os microfósseis encontrados nas capas carbonáticas com a produção de lama carbonática, fato que não descarta a possibilidade da atuação de processos inorgânicos para a precipitação do micrito.

A alternância entre microesparitos e terrígenos pode ser atribuída à intervalos alternados entre maior precipitação de micrito em virtude do menor influxo de terrígenos e vice-versa. A pequena quantidade de terrígenos presente nestes calcários (aproximadamente 4%) teria sido transportada para dentro da plataforma por meio de agentes eólicos.

Outro aspecto importante é a variação das microfácies no perfil: tomando por base a hipótese de que leques de cristais tendem a se formar em condições moderadamente profundas, sob condições anóxicas e com presença de inibidores de micrito ( $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ ), a diminuição no tamanho dos leques de cristais até seu desaparecimento no topo do perfil estudado podem ter implicações na profundidade da coluna de água e nas condições físico-químicas. Assim, as condições instáveis pós glaciação em ambientes moderadamente profundos, favoráveis para precipitação de leques, tenderiam a dar lugar para condições de estabilidade em ambientes profundos, favorecendo maior precipitação de micrito em direção ao topo do perfil.

## 5 DIAGÊNESE

A diagênese abrange um conjunto de processos responsáveis por mudanças físicas e químicas em sedimentos logo após a deposição ou em rochas sedimentares pré-existentes. Estes processos podem mascarar as informações sobre as feições primárias (contemporâneas à deposição) e deixar informações sobre a história pós-deposicional experimentadas por sedimentos e rochas sedimentares. A diagênese de carbonatos comumente envolve minerais carbonáticos como aragonita, calcita e dolomita, e outros minerais como quartzo, feldspatos, argilas, fosfatos, óxidos de ferro, sulfetos e minerais evaporíticos (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Três maiores **ambientes diagenéticos** podem ser identificados: **marinho**, **meteórico próximo à superfície** e de **soterramento** (*burial*). Em **ambiente marinho** a diagênese inicia na superfície de assoalhos marinhos, em águas profundas a rasas, onde processos deposicionais e diagenéticos ocorrem simultaneamente, bem como em zonas de intermaré e supramaré. **Diagênese meteórica** ocorre na superfície (continental e em margens plataformais), onde os sedimentos estão sob a influência de processos exógenos. O **ambiente diagenético de soterramento** compreende a zona não afetada por processos superficiais, ou seja, quaisquer alterações abaixo da zona de circulação ativa de água (zona de mistura de águas freáticas e salinas). Este ambiente pode ter dezenas a centenas de metros de profundidade até alcançar o domínio do metamorfismo incipiente de elevadas temperaturas e pressões (TUCKER; WRIGHT, op.cit.). Choquette e Pray (1970) introduziram os termos **eogenético**, **mesogenético** e **telogenético**, para alterações ocorridas próximas à superfície, em profundidade e em condições de soerguimento de rochas formadas em profundidade, respectivamente.

Neste item serão abordados os principais processos diagenéticos identificados nestes calcários, relacionando-os a ambientes diagenéticos específicos e finalizando com a evolução diagenética proposta para os calcários da Formação Guia.

## 5.1. PROCESSOS DIAGENÉTICOS

Neste subitem serão abordados os seis principais processos diagenéticos identificados nestes calcários com base nas texturas e feições diagenéticas encontradas.

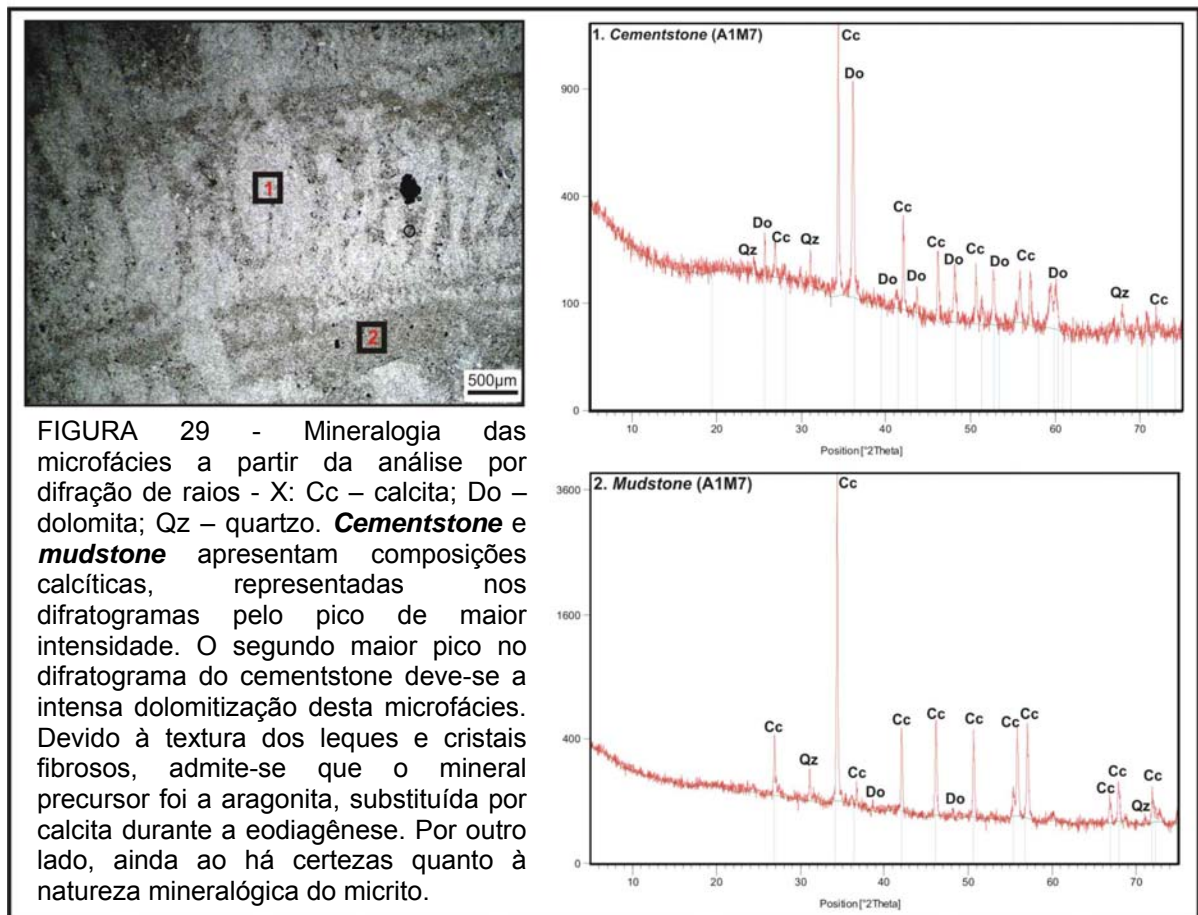
### 5.1.1 Neomorfismo

Neomorfismo é um termo usado para descrever os processos de substituição e recristalização onde há mudanças de mineralogia e /ou da fábrica do sedimento (TUCKER, 1992). Folk (1965 apud TUCKER, op.cit.) introduziu este termo para incluir todas as transformações entre um mineral pelo mesmo ou por seu polimorfo. Duas situações de neomorfismo nestes calcários foram identificadas: 1) no *mudstone* o processo neomórfico é do tipo *aggrading neomorfism*, caracterizado pelo aumento do tamanho dos cristais, gerando um mosaico de microesparitos (geralmente entre 5 a 10  $\mu\text{m}$ ) e de cristais pseudoespáticos grossos (>30  $\mu\text{m}$ ) (TUCKER; WRIGHT, 2002); e 2) nos leques de cristais da microfácies *cementstone* o processo é a substituição polimórfica da mineralogia original aragonítica para calcítica (TUCKER, op.cit.) (Figura 29).

O processo de *aggrading neomorfism* provavelmente ocorreu durante a diagênese de soterramento. Os fatores que promovem este processo ainda não são claros, porém, estudos mostram que os efeitos do *aggrading neomorfism* são mais efetivos em micritos puros, pois um expressivo conteúdo de argila em lamas carbonáticas deve inibir o efeito deste processo. A distinção entre precursores de lamas aragoníticas ou calcíticas pode ser dada por relictos de aragonita em micrito ou em microesparitos ou pela alta razão Sr/Mg em excursões isotópicas (TUCKER; WRIGHT, op. cit.). A natureza mineralógica deste micrito ainda é incerta e deverá ser tratada em trabalhos posteriores.

O processo de substituição polimórfica, em condições úmidas, de aragonita para calcita domina em ambientes com disponibilidade de água por meio de dissolução – reprecipitação. Neste contexto, o processo neomórfico pode ser

denominado Calcitização, no qual cimentos aragoníticos são substituídos por calcita. Este processo envolve a dissolução gradual do mineral original e precipitação de calcita por meio de um fino filme por onde há dissolução de aragonita de um lado e precipitação de aragonita por outro, não requerendo a intervenção de uma fase porosa.



### 5.1.2 Dolomitização

O processo de **dolomitização** afeta indiscriminadamente todas as feições primárias e secundárias (diagenéticas) destes calcários (Figura 30). O percentual de dolomitas atinge cerca de 10% da rocha. De acordo com a classificação proposta por Sibley e Gregg (1987) foi possível individualizar duas texturas principais: 1) não planar, formada por mosaicos xenotópicos e 2) planar-s, caracterizada por mosaicos subedrais (Figura 31).

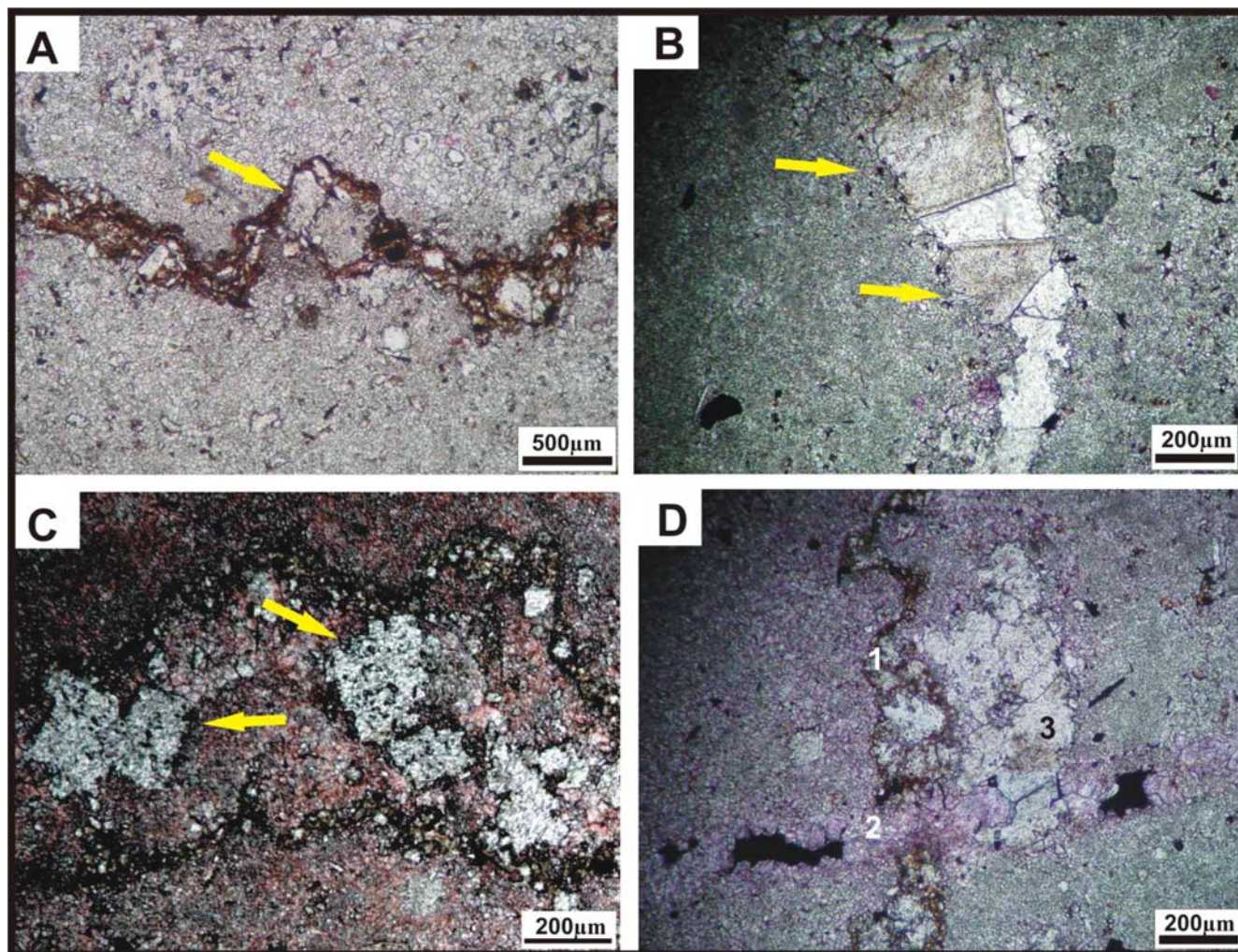


FIGURA 30 - Dolomitização nos calcários. A) cristal fraturado de dolomita (indicado pela seta) incorporado ao estilólito; B) fratura cimentada por calcita substituída por romboedros de dolomita zonada (setas amarelas); C) dolomitas anédricas desenvolvidas entre estilólitos (setas) e D) em 1. há dolomitas desenvolvidas sobre planos de estilólitos, 2. posteriormente truncados por fraturas cimentadas por calcita não ferrosa e, 3. por sobre a fratura, a presença de aglomerados de cristais anédricos de dolomita.

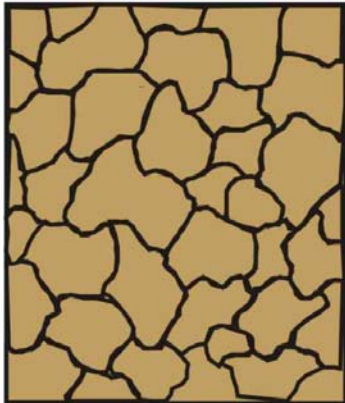
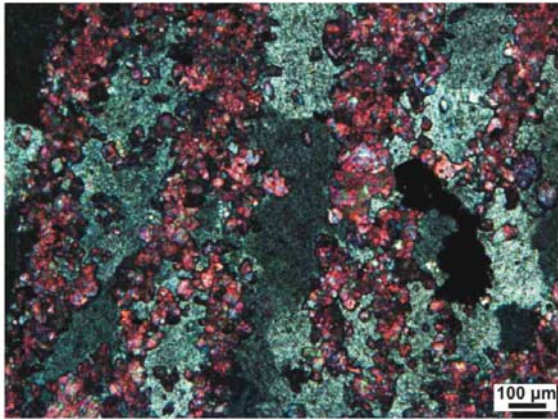
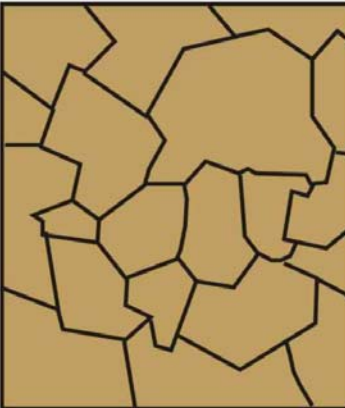
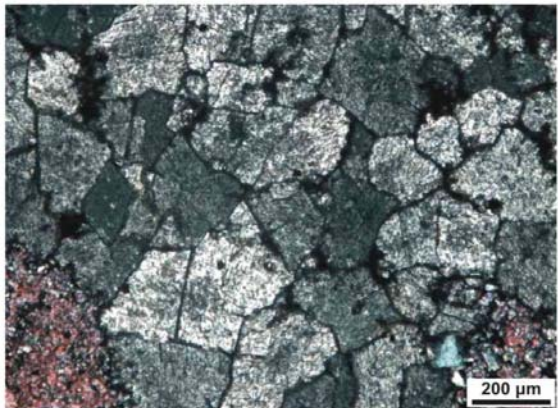
CLASSIFICAÇÃO DE TEXTURAS EM DOLOMITAS (Sibley e Gregg, 1987)		
FÁBRICA	FOTOMICROGRAFIA	DESCRIÇÃO
		<p><b>NÃO - PLANAR:</b> cristais anédricos, com limites em sua maioria curvados, lobados, serrilhados ou com qualquer outro limite intercristalino Irregular.</p> <p><b>MOSAICO XENOTÓPICO</b></p>
		<p><b>PLANAR-S (subedrais):</b> maioria dos cristais de dolomita são subédricos a anédricos, com limites de compromisso retos e muitas junções cristal - face</p> <p><b>MOSAICO HIPIDIOTÓPICO</b></p>

FIGURA 31 - Classificação textural das dolomitas encontradas nos calcários da Formação Guia.  
 Fonte: Modificado de Sibley e Gregg (1987).

Os cristais de dolomita são, no geral, médios a grossos, apresentam aspecto turvo além de várias inclusões de opacos e de calcita, típicas de dolomitas de substituição. A dolomitização é mais evidente nos *cementstones* (Figura 32).

Nos **leques de cristais**, a dolomitização ocorre nos padrões texturais **não planar** e **planar-s** (Figura 33). Estas fábricas podem também ser classificadas quanto ao grau de preservação das estruturas primárias como parcialmente destrutiva (*nonmimetic fabrics*), pois ainda é possível identificar a morfologia dos cristais fibrosos que formam os leques.

Em **crostas, micrito e fraturas**, a fábrica dominante é **não planar** e localmente encontram-se mosaicos hipidiotópicos e até mesmo romboedros euédricos isolados (Figura 34).

Em bolsões de calcita dolomitizados, a dolomita apresenta textura planar-s (Figura 35); os cristais são de composição ferrosa, tipicamente zonados, com bordas claras e centro de aspecto turvo (Figura 36). No geral, fábricas planares desenvolvem-se preferencialmente sob condições de baixa temperatura, contudo esta textura também pode refletir poucos sítios de nucleação dos cristais. Fábricas não planares, são favorecidas em temperaturas entre 50 – 100°C (SCHOLLER; ULMER -SCHOLLE, 2003). O zoneamento de dolomitas, feição comum de dolomitas de substituição, pode ser de três tipos: composicional (centro turvo rico em Fe e bordas claras pobres em Fe), por presença de inclusões minerais ou fluidas, ou ainda por sobrecrecimento de cimento (SCHOLLER; ULMER - SCHOLLE, op.cit.). O aspecto turvo ou a presença de diminutas inclusões podem ser responsáveis pelo aspecto turvo destes cristais (SCHOLLER; ULMER - SCHOLLE, op.cit.).

Outro tipo de dolomita é a **dolomita barroca**, ou “**dolomita em sela**” (*baroque dolomite* ou *saddle dolomite*); ocorre por substituição da calcita principalmente em leques de cristais, ou cristais fibrosos / acículas (Figura 37 e 38), e em bolsões (Figura 39 e 40). São ricas em Ca e Fe, reconhecidas pelas faces curvadas, aspecto turvo devido à presença de inclusões minerais e fluidas, e extinção ondulante. Este tipo de dolomita é característico de ambientes diagenéticos de soterramento e está comumente associada a hidrocarbonetos Radke e Mathis (1980) sugerem que a formação da dolomita barroca acontece dentro do campo de temperatura de formação do petróleo (60 – 150°C). Este tipo de dolomita pode ainda estar relacionada à atividade hidrotermal em subsuperfície (SCHOLLER; ULMER - SCHOLLE, 2003).

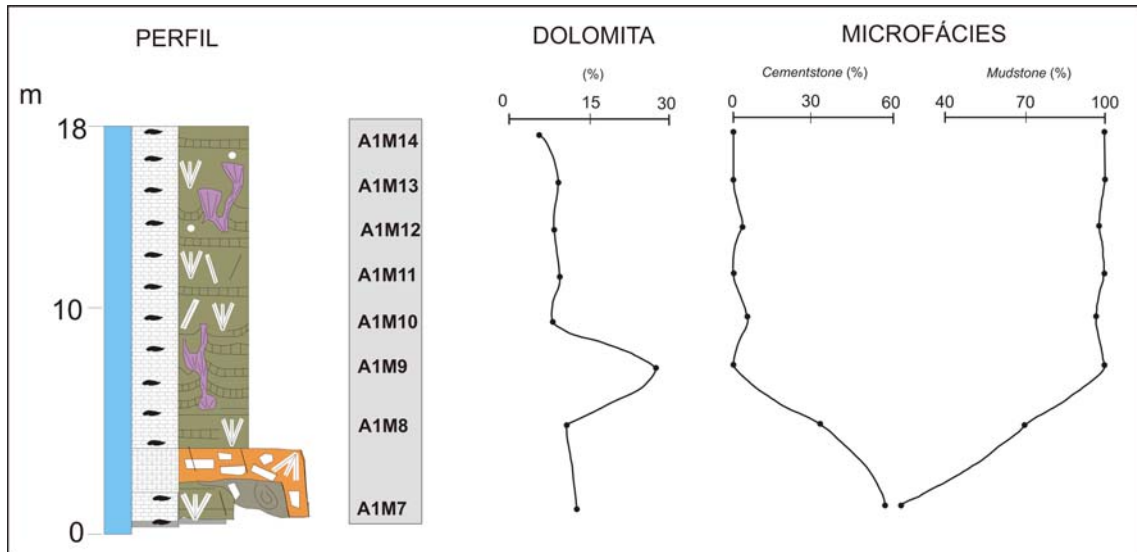


FIGURA 32 – Variação percentual de dolomitas ao longo do perfil. Note que as dolomitas estão em maior proporção onde há maior quantidade de leques de cristais.

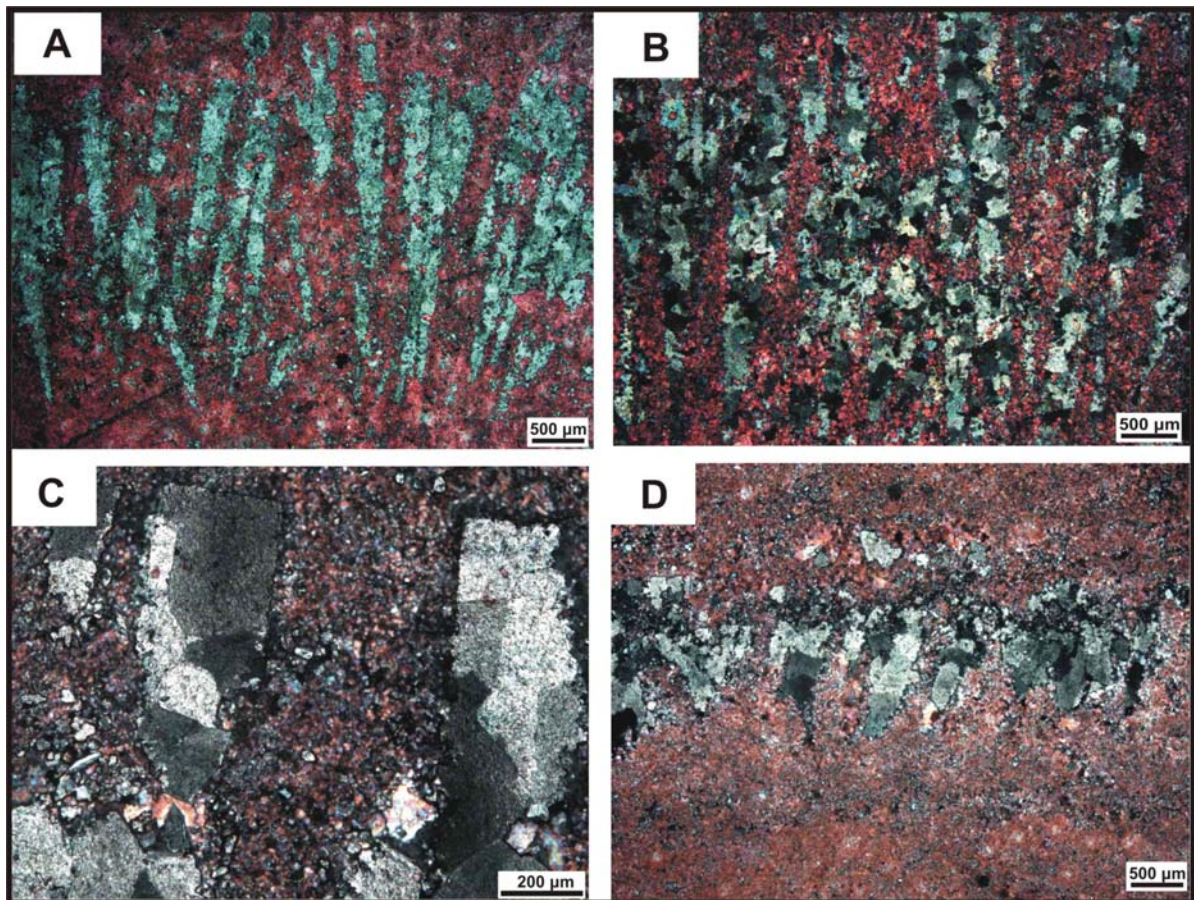


FIGURA 33 - Fotomicrografias de leques, acículas e cristais fibrosos de calcita dolomitizados. Note que o processo de dolomitização preservou a morfologia fibrosa/acicular dos cristais. A e B) dolomitas dispostas em mosaico xenotópico, fábrica não planar; C e D) dolomitas que formam mosaico hipidiotópico, característica de fábrica planar-s. Em A nicóis paralelos; B, C e D nicóis cruzados.

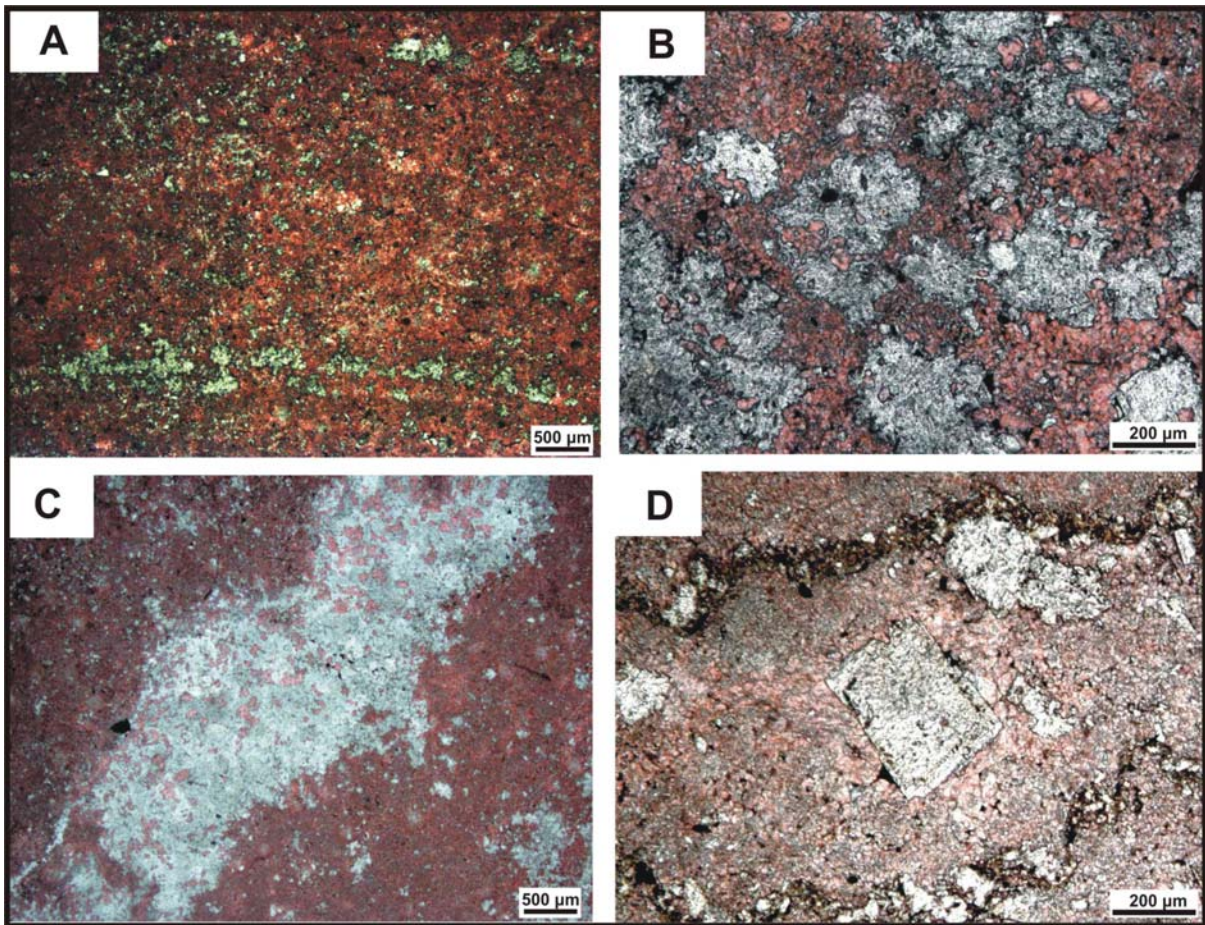


FIGURA 34 - Fotomicrografias de dolomitas na microfácies mudstone neomorfizado. A) finas crostas; B) mudstone e C) fraturas acham-se dolomitizadas por dolomitas de fábricas não-planares. D) Crescimento de romboedros euedrais de dolomita em micrito e subbedrais em estilólitos. Romboedros dispersos e cristais de dolomita ao longo de estilólitos são formas comuns de dolomita formada em ambientes de soterramento em muitos calcários (TUCKER, 1992). Fotomicrografias em nicóis paralelos.

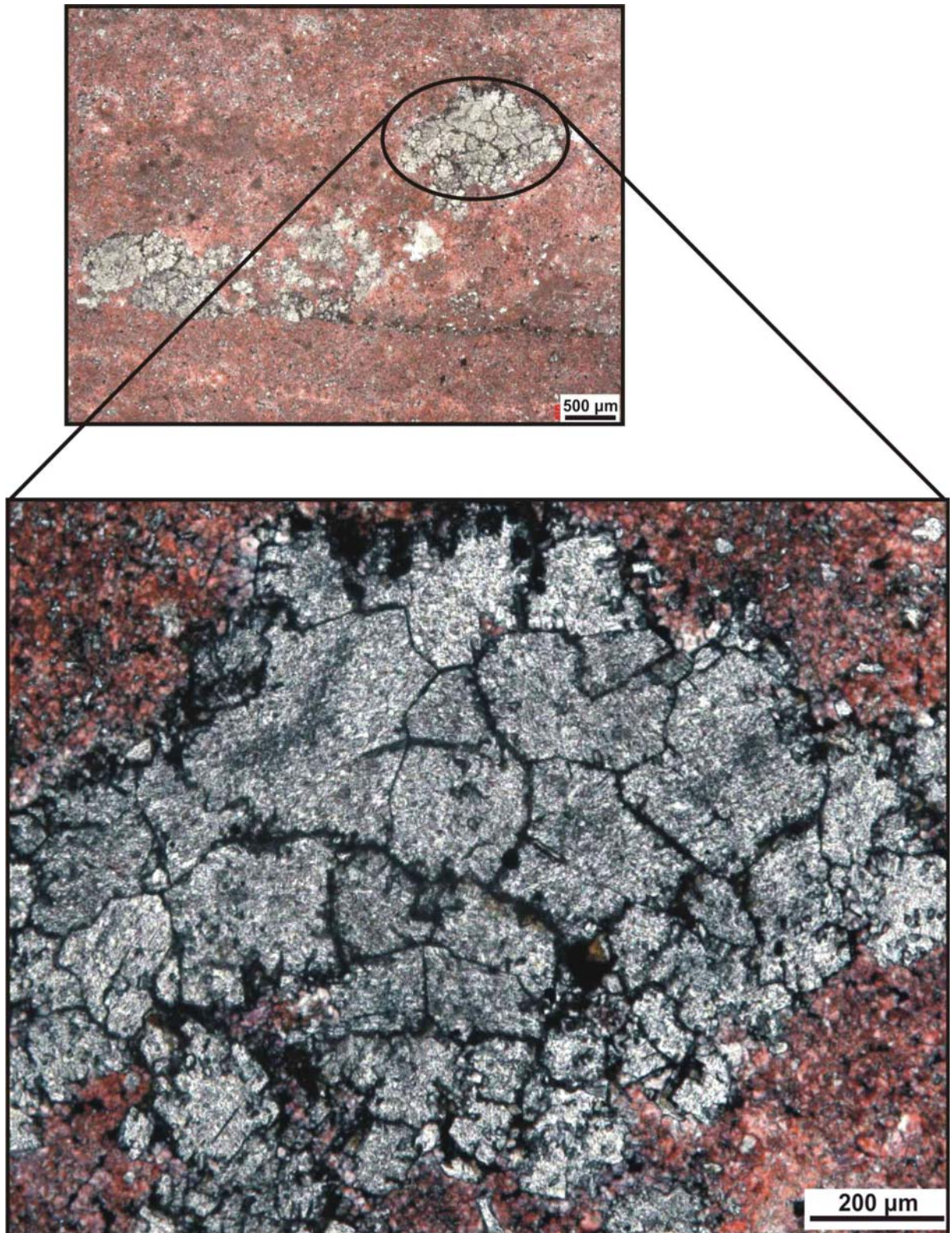


FIGURA 35 - Fotomicrografia de bolsões de calcita dolomitizados.

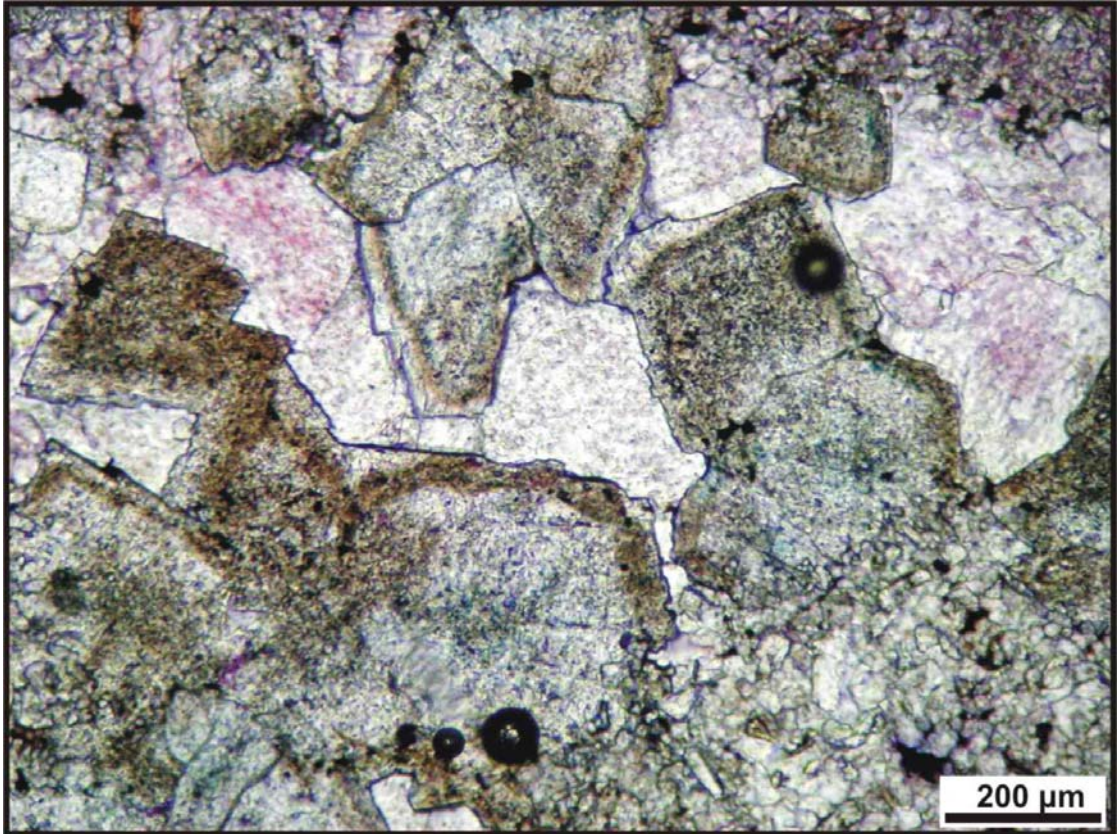


FIGURA 36 - Dolomitização de bolsões de calcita, com romboedros subedrais de dolomita característico de fábrica planar-s. Notar o zoneamento dos cristais, com bordas mais límpidas e centro com aspecto sujo, turvo. No centro dos cristais há tons levemente azulados, evidenciando a existência de dolomitas ferrosas.

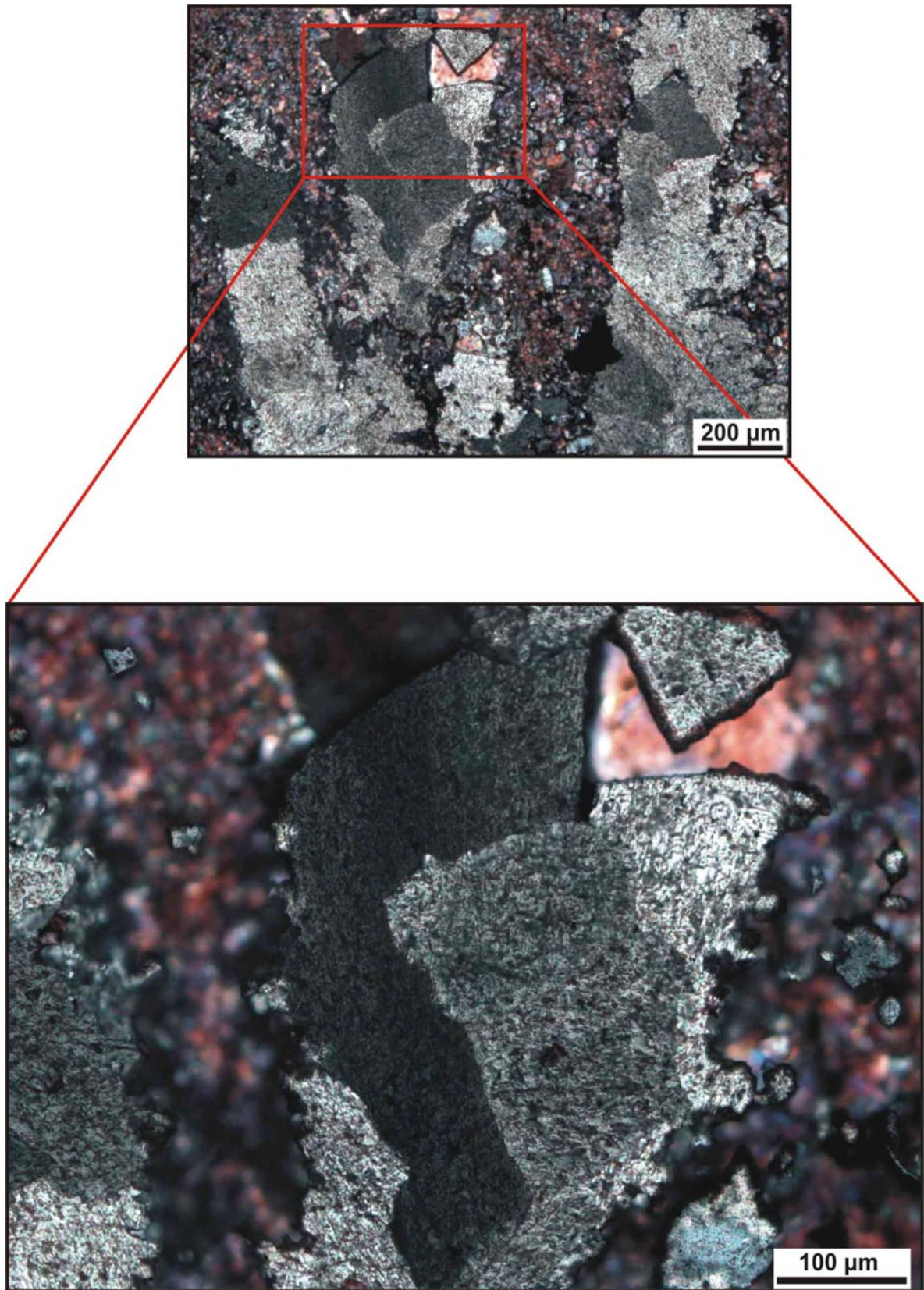


FIGURA 37 - Fotomicrografia de cristais fibrosos substituídos por dolomita barroca.

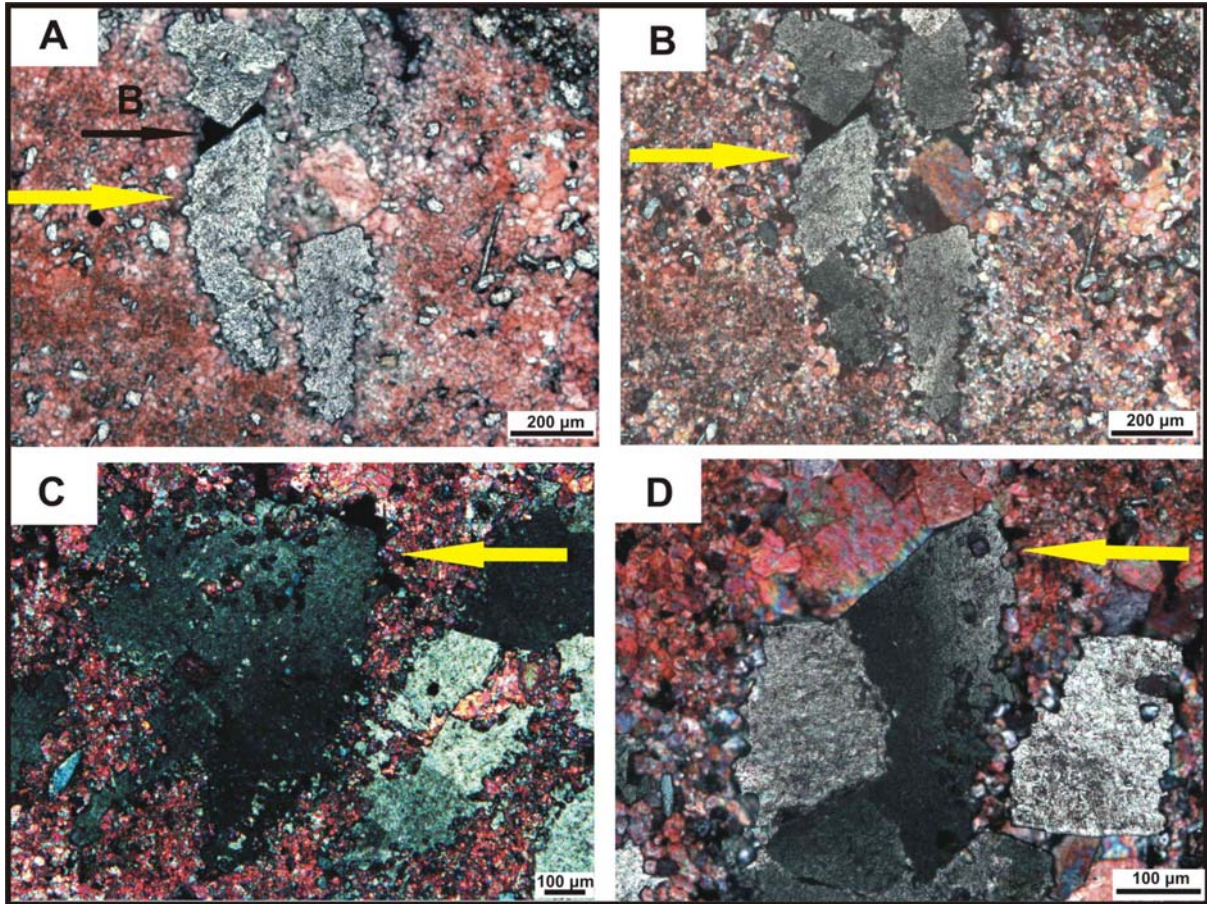


FIGURA 38 - Fotomicrografias de dolomitas barrocas anédricas e subédricas em substituição aos cristais fibrosos que formam os leques. A) A seta amarela indica a dolomita barroca; a seta preta indica o betume. B) fotomicrografia anterior sob nicóis cruzados. C e D mostram dolomitas barrocas com limites cristalinos fortemente anédricos e curvados, com extinção ondulante e inclusões de calcita. Nicóis cruzados.

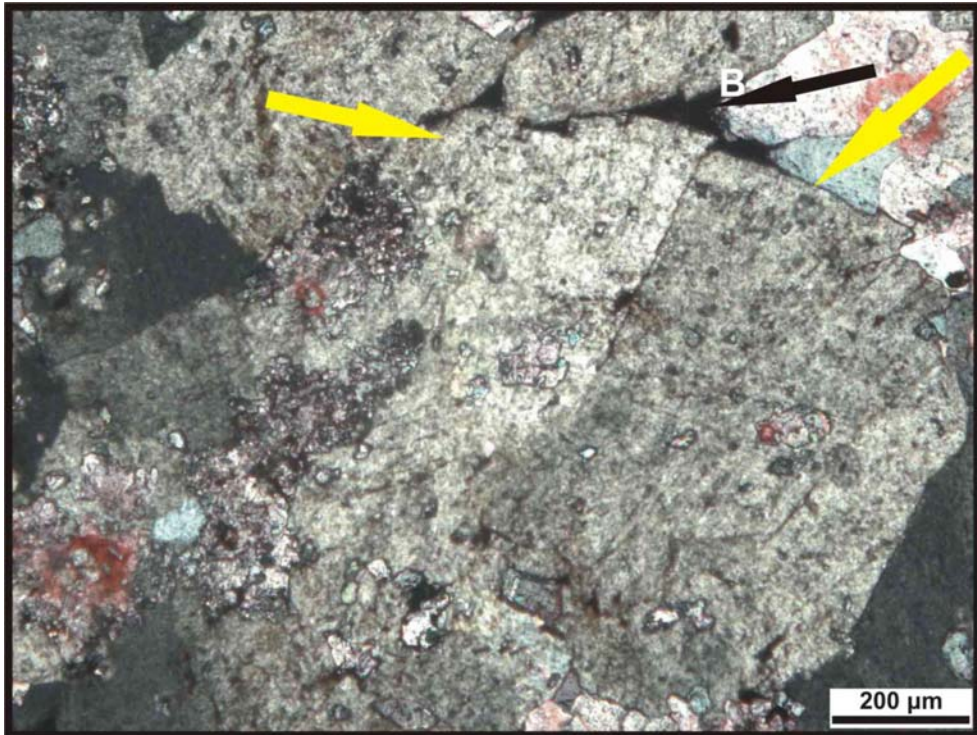


FIGURA 39 - Substituição de bolsões de calcita por romboedros curvados de dolomita barroca, indicados pela seta amarela. Notar a presença de betume indicado pela seta preta e pela letra "B".

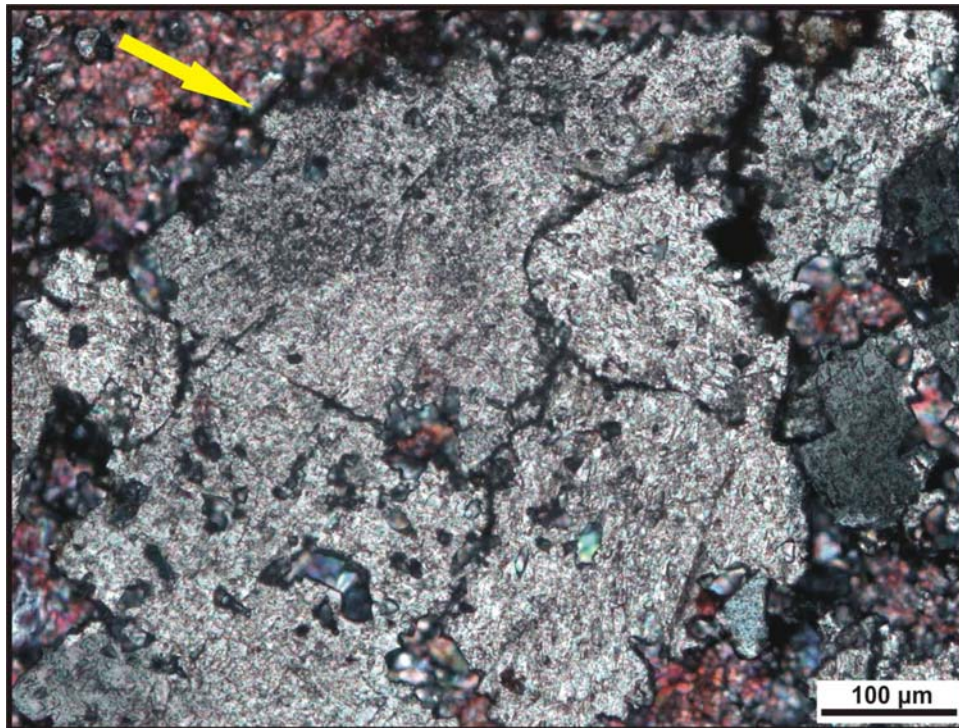


FIGURA 40 - Bolsões de calcita substituídos por cristais anédricos e curvados de dolomita barroca, indicados pela seta amarela. A presença de inclusões de calcita é a evidência principal de substituição.

Existem numerosos modelos para dolomitização, e sua origem é assunto de amplo debate (TUCKER; WRIGHT, 2002). Um dos maiores problemas é a dificuldade de se reproduzir em laboratório as condições sedimentares – diagenéticas usando águas naturais; e a determinação dos controles químicos da química do mar que favorecem a precipitação da dolomita (TUCKER; WRIGHT, op.cit.). Estes modelos se restringem a três fatores principais: uma fonte de Mg, um mecanismo para deslocamento de grandes massas de água e as condições para reduzir os efeitos da cinética que inibe a precipitação do micrito (TUCKER, 2002).

Há muita discussão acerca da dolomitização pervasiva de plataformas calcárias em ambientes diagenéticos, principalmente no que tange a fonte e migração do fluxo de  $Mg^{2+}$ . Nestas situações é muito provável que a fonte de  $Mg^{2+}$  seja a circulação de fluidos hidrotermais por meio de fraturas, juntas e falhas, as quais favorecem / permitem a formação de veios cimentados por dolomita barroca.

Alguns estudos acerca da dolomitização em ambientes marinhos tem avaliado a possibilidade da água do mar atuar como o próprio fluido de dolomitização: as águas profundas, muito mais frias que as águas mais rasas seriam subsaturadas em relação à calcita, mas supersaturadas em relação à dolomita (TUCKER, op. cit.). Além disso, estas grandes massas de águas enriquecidas em dolomita poderiam ser bombeadas de modo ascendente para níveis mais rasos como o resultado do aquecimento do embasamento, fazendo com que seja ampla a circulação destas águas por sistemas de convecção (MULLINS et al., 1984, 1985 apud TUCKER, 1992).

É possível ainda que a formação de dolomitas esteja relacionada à climas secos e a diminuição da profundidade da água do mar devido à eventos regressivos, ou ainda esteja relacionada à atividade metabólica de bactérias redutoras de sulfato, responsáveis pela liberação de  $Mg^{2+}$  e de  $CO_3^{2-}$  (TUCKER, op. cit.).

### **5.1.3 Cimentação**

A precipitação de cimentos em sedimentos carbonáticos é o maior processo diagenético; ocorre quando os poros estão supersaturados em fluidos enriquecidos à

mineralogia do cimento e quando não há fatores cinéticos que inibam a precipitação. Cimentação de calcários requer um enorme input de  $\text{CaCO}_3$  e um eficiente mecanismo de fluxo de fluidos para completa litificação. A fonte de  $\text{CaCO}_3$  varia com os diferentes ambientes diagenéticos: em ambiente marinho a fonte mais provável é a água do mar; em condições de soterramento a fonte do carbonato de cálcio é proveniente da dissolução dos próprios sedimentos carbonáticos (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Nestes calcários, cimentos de calcita são encontrados nos leques ou nos cristais fibrosos / aciculares, nas crostas, fraturas e em bolsões e todos apresentam cristais geralmente grossos e de aspecto límpido, típicos de cimentos formados em condições de soterramento (TUCKER, 1992).

O cimento de leques, cristais fibrosos / aciculares e de crostas são oriundos de leques precipitados primeiramente como aragonita; são de origem marinha e podem se durante a deposição ou na eodiagênese (CHOQUETTE; JAMES, 1987). A composição predominante dos cimentos calcíticos é não-ferroso, contudo, análises de DRX revelaram a presença de ankerita em crostas no topo da camada de calcários, em um nível bastante impregnado por betume (Figura 41).

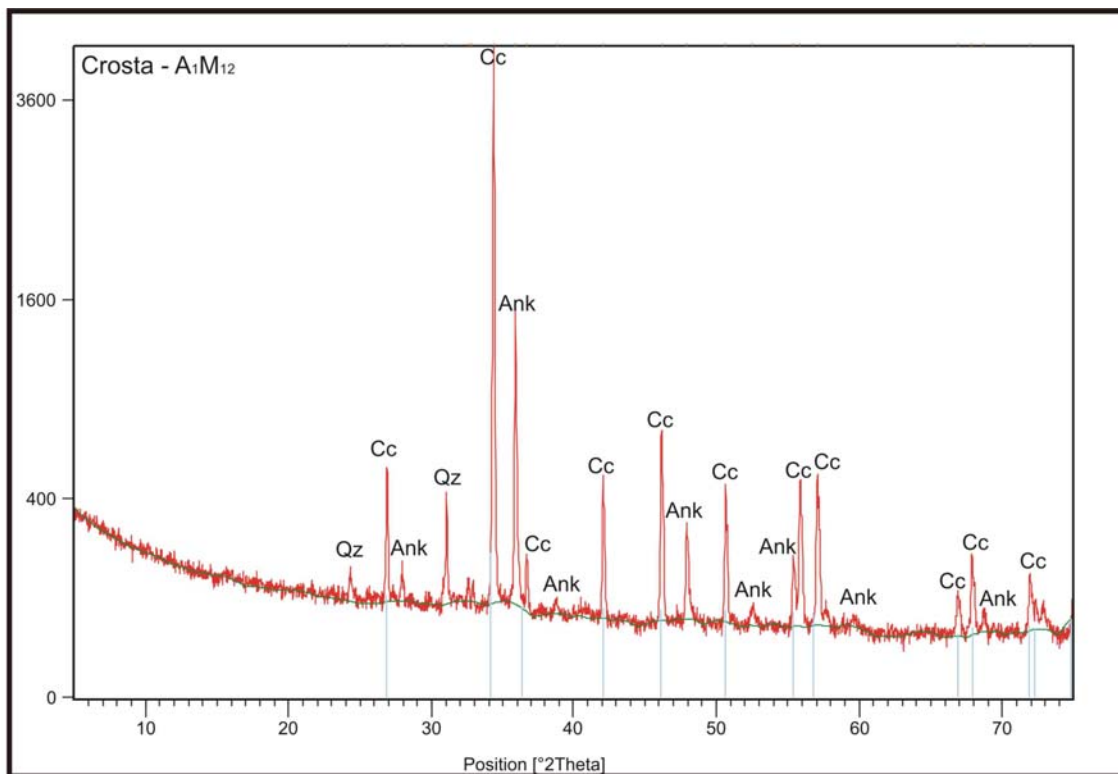


FIGURA 41 - Difratograma da amostra A<sub>1</sub>M<sub>12</sub>, caracterizada pela expressiva presença de betume. A análise revelou além de calcita (Cc) e quartzo (Qz), a presença de ankerita (Ank).

O cimento de fraturas são formados por cristais finos a grossos, na sua maioria anédricos, e mostram composições de calcita não ferrosa e ferrosa, revelados pela pigmentação levemente azulada na presença de alizarina vermelha S e ferricianeto de potássio (Figura 42).

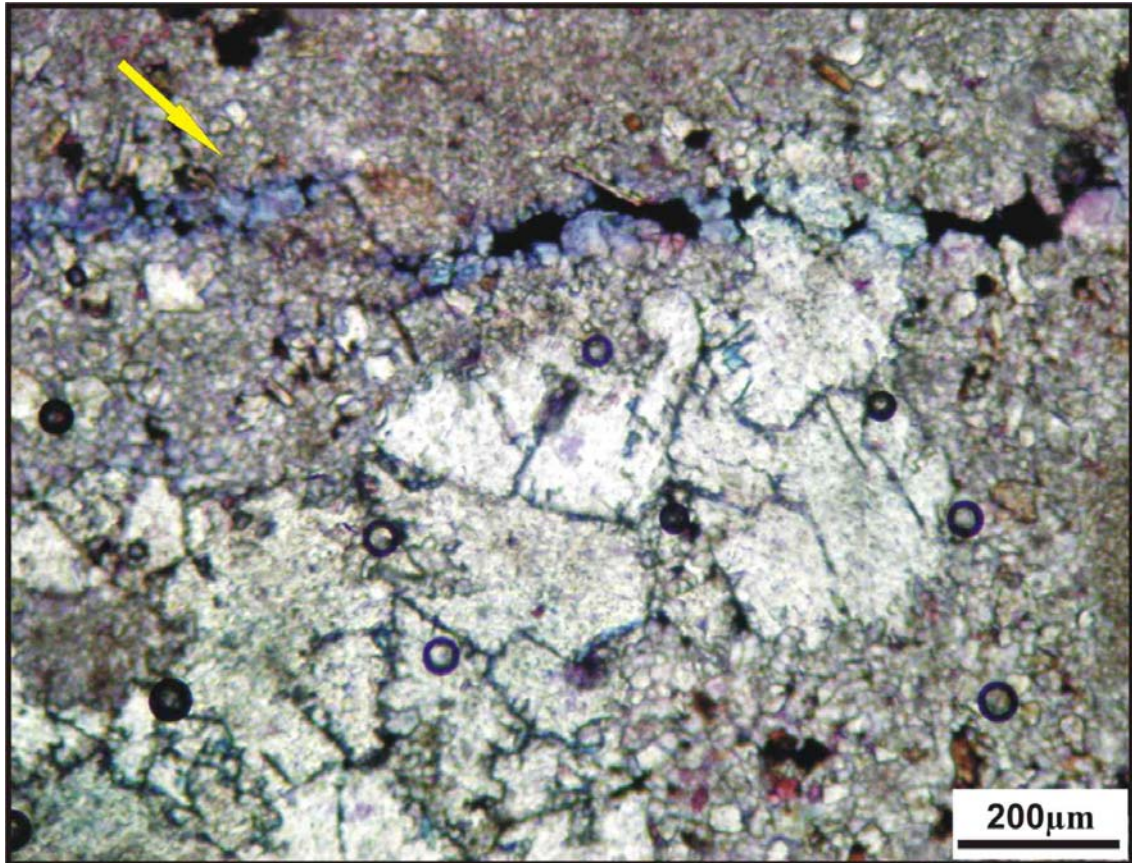


FIGURA 42 - Fotomicrografia de fratura deslocada cimentada por cristais anédricos de calcita ferrosa (tons azulados) e preenchida parcialmente por betume. Nicóis cruzados.

O cimento de bolsões, de modo semelhante às fraturas, mostra composições de calcita não ferrosa e ferrosa (Figura 43) também identificada pela pigmentação. São formados por mosaicos de cristais grossos a muito grossos, com formas subédricas a anédricas.

Cimentos originados no soterramento se comparados aos cimentos de origem marinha, são empobrecidos em Mg, Sr e Na, mas contém significantes porcentagens de Fe e Mn. Muitos dos cimentos calcíticos originados na mesodiagênese retém o ferro em sua estrutura cristalina, neste caso provavelmente derivados dos folhelhos negros ricos em pirita ou do próprio  $Fe^{2+}$  em solução nas águas sob condições redutoras (TUCKER; WRIGHT, 2002).

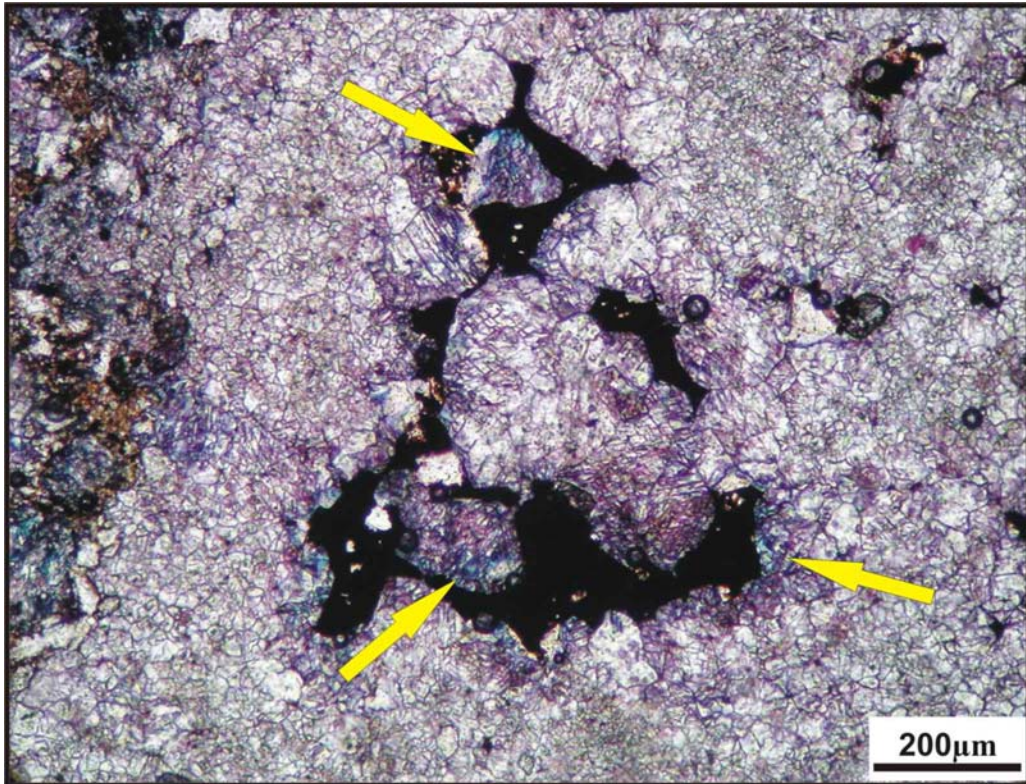


FIGURA 43 - Fotomicrografia de bolsões cimentados por calcita ferrosa (tons azulados) (seta amarela). A calcita ferrosa está sempre associada ao betume (em preto). Nicóis cruzados.

#### 5.1.4 Compactação Química

A compactação ocorre em condições de soterramento devido ao incremento de pressão exercida pelo sobrepeso das camadas subjacentes. A compactação química é uma categoria de compactação cujo desenvolvimento requer várias centenas de metros de soterramento. Este processo é resultado do aumento da solubilidade ao longo do contato entre grãos e na interface de sedimentos submetidos à esforços compressivos.

Três texturas comuns resultam da compactação química: *fitted fabric*, estilólitos e *pressure - dissolution seams* (BATHURST, 1991). Nestes calcários apenas os estilólitos foram identificados. Estilólitos são superfícies suturadas (Figura 44) que intersectam indistintamente grãos, cimentos e matriz (BATHURST, op. cit.) (Figura 45). Resíduos insolúveis da dissolução de calcário como argilas, minerais de

ferro e matéria orgânica estão usualmente concentrados nestas superfícies (Figura 46). Esta feição leva ao desenvolvimento de pseudo-acamamentos (Figura 47). Este processo pode ser responsável por liberar consideráveis quantidades de carbonato de cálcio e geralmente este processo é citado como uma das principais fontes de  $\text{CaCO}_3$  para cimentação de calcários (TUCKER, 1992).



FIGURA 44 - Fotomicrografia de estilólitos, caracterizados em perfil por linhas suturadas, e, em planta, por superfícies irregulares

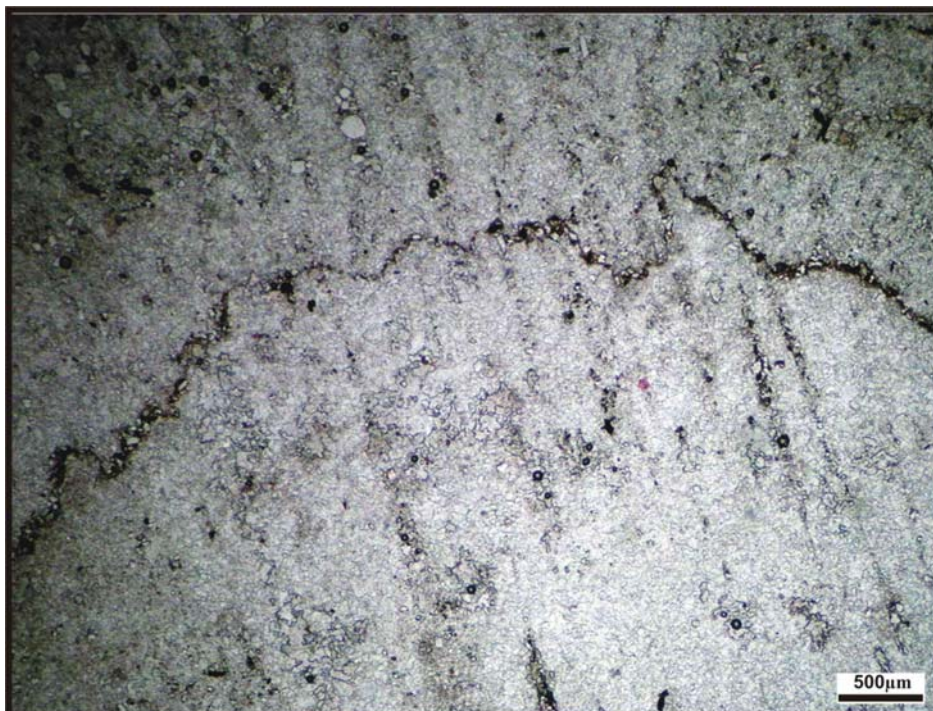


FIGURA 45 - Leques de cristais e microsparitos truncados por estilólitos.



FIGURA 46 - Concentração de grãos terrígenos, oxi-hidróxidos de ferro, minerais autigênicos e matéria orgânica em estilólitos.



FIGURA 47 - Feição de pseudoacamamentos dado pela disposição paralela dos estilólitos.

### 5.1.5 Dissolução e geração de porosidade secundária

O processo de dissolução de calcários é, em subsuperfície, o meio pelo qual a porosidade secundária pode ser criada (TUCKER; WRIGHT, 2002). A dissolução de carbonato de cálcio em condições de soterramento é comumente atribuída ao desenvolvimento de fases aquosas em poros com alta pressão de CO<sub>2</sub> devido à retirada de carboxila da matéria orgânica submetida a aumento de temperatura (descarboxilação). A formação de fluidos ácidos corrosivos pode ter origem na redução de sulfato ou durante a maturação termal de folhelhos ricos em matéria (TUCKER; WRIGHT, op. cit.).

A porosidade identificada nestes calcários é de origem essencialmente secundária, ocorrida durante a mesodiagênese, ou seja, em condições de soterramento. Três tipos básicos são identificados e classificados de acordo com a proposta de Choquette e Pray (1970): intercristalina, intracristalina e fraturas (Figura 48). A porosidade intracristalina e intercristalina pertencem à fábricas seletivas ( não trunca as texturas da rocha). Por outro lado, fraturas (Figura 49) e bolsões (Figura 50) pertencem a fábricas não-seletivas (truncam indistintamente todas as texturas primárias e diagenéticas).

A porosidade intercristalina e intracristalina encontra-se preenchida por betume; por outro lado, as fraturas mostram-se cimentadas predominantemente por calcita não ferrosa e localmente por calcita ferrosa, parcialmente preenchida por betume (Figura 50).

A porosidade mais freqüente nestes calcários é do tipo intercristalina, presente nas duas microfácies e por vezes interconectadas (Figura 51). A porosidade intracristalina é menos freqüente. É provável que a percolação de fluidos corrosivos advindos do processo de maturação da matéria orgânica tenha ocasionado a dissolução dos carbonatos e gerada a porosidade secundária intercristalina. Esta possibilidade poderá ser comprovada ou descartada mediante estudos de inclusões fluidas (TUCKER, 1992).

A porosidade média com betume está em torno de 6 %. Por outro lado, observa-se um aumento da freqüência da porosidade da base para o topo das camadas, cujo um dos níveis apresenta 20% de betume, coerente com a bioestratigrafia proposta por Hidalgo (2007) (Figuras 51 e 52).

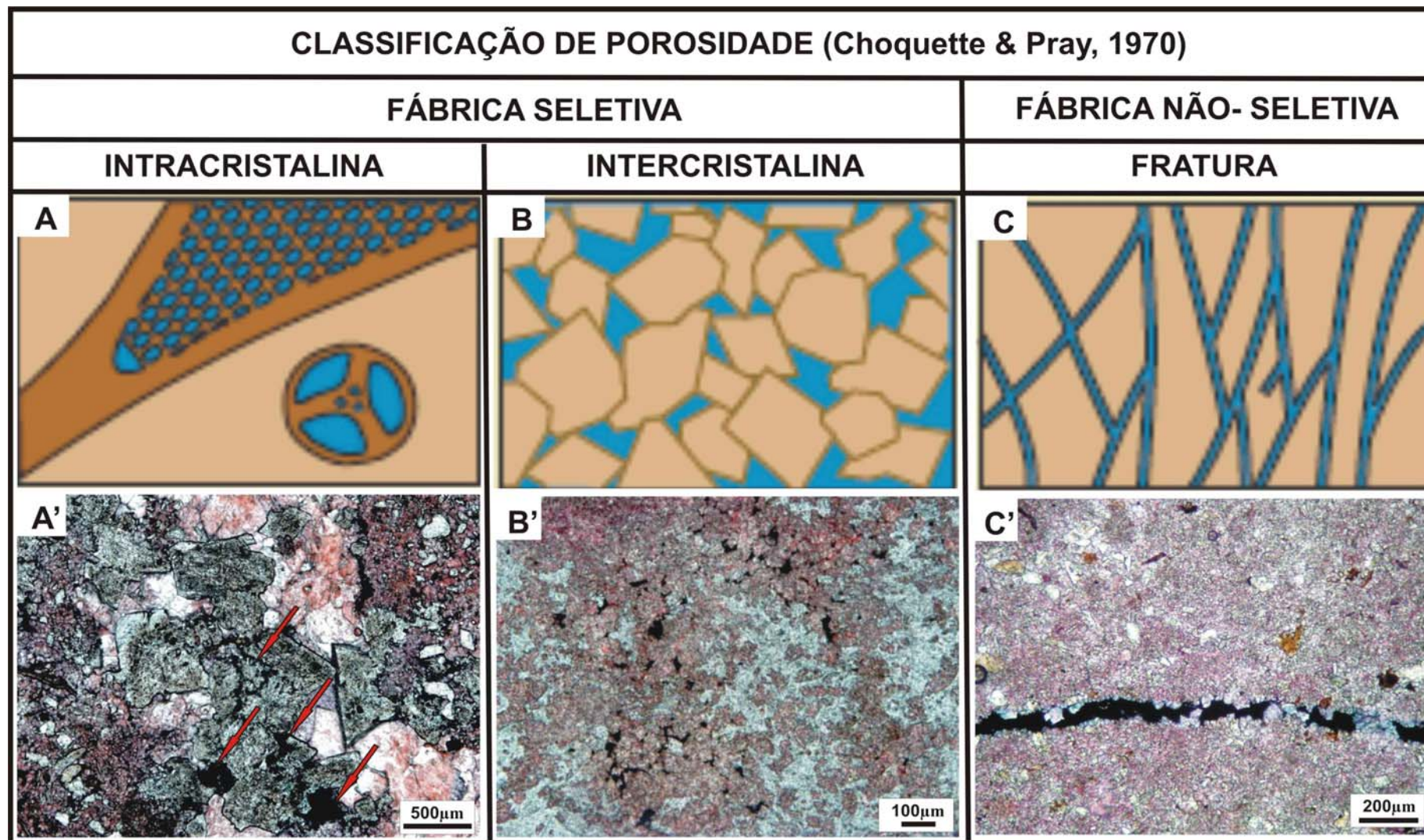


FIGURA 48 - Classificação dos tipos de porosidade identificadas nos calcários da Formação Guia.  
 Fonte: Adaptado de Choquette e Pray (1970)

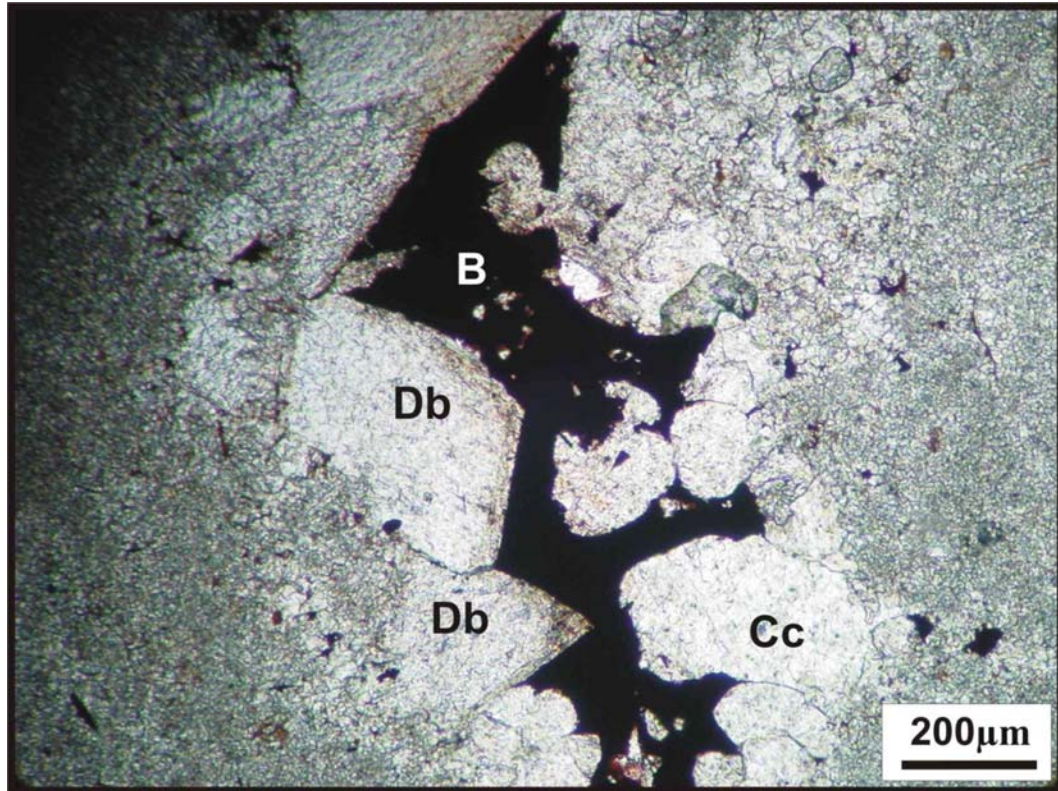


FIGURA 49 - Presença de betume (B) em fraturas cimentadas por calcita (Cc) posteriormente dolomitizadas por dolomitas barrocas (Db).

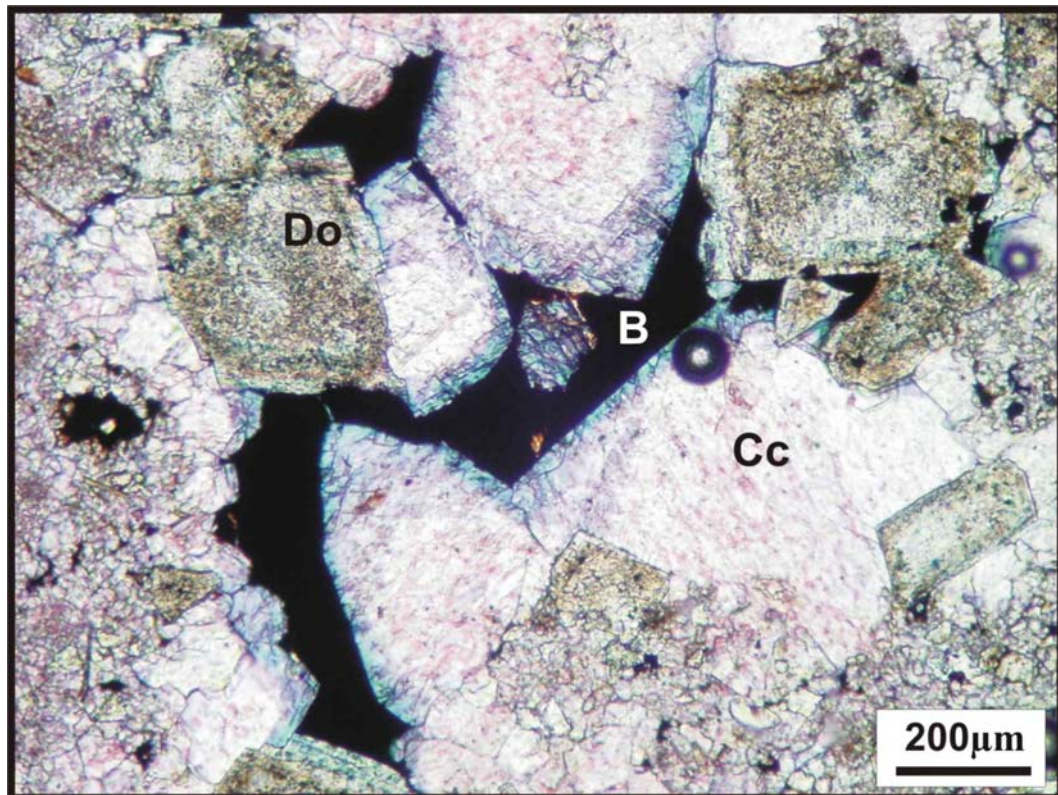


FIGURA 50 - Presença de betume (B) em bolsões cimentados por calcita (Cc) posteriormente dolomitizadas por dolomitas ferrosas (Do), identificadas pelos nos levemente azulados devido à pigmentação.

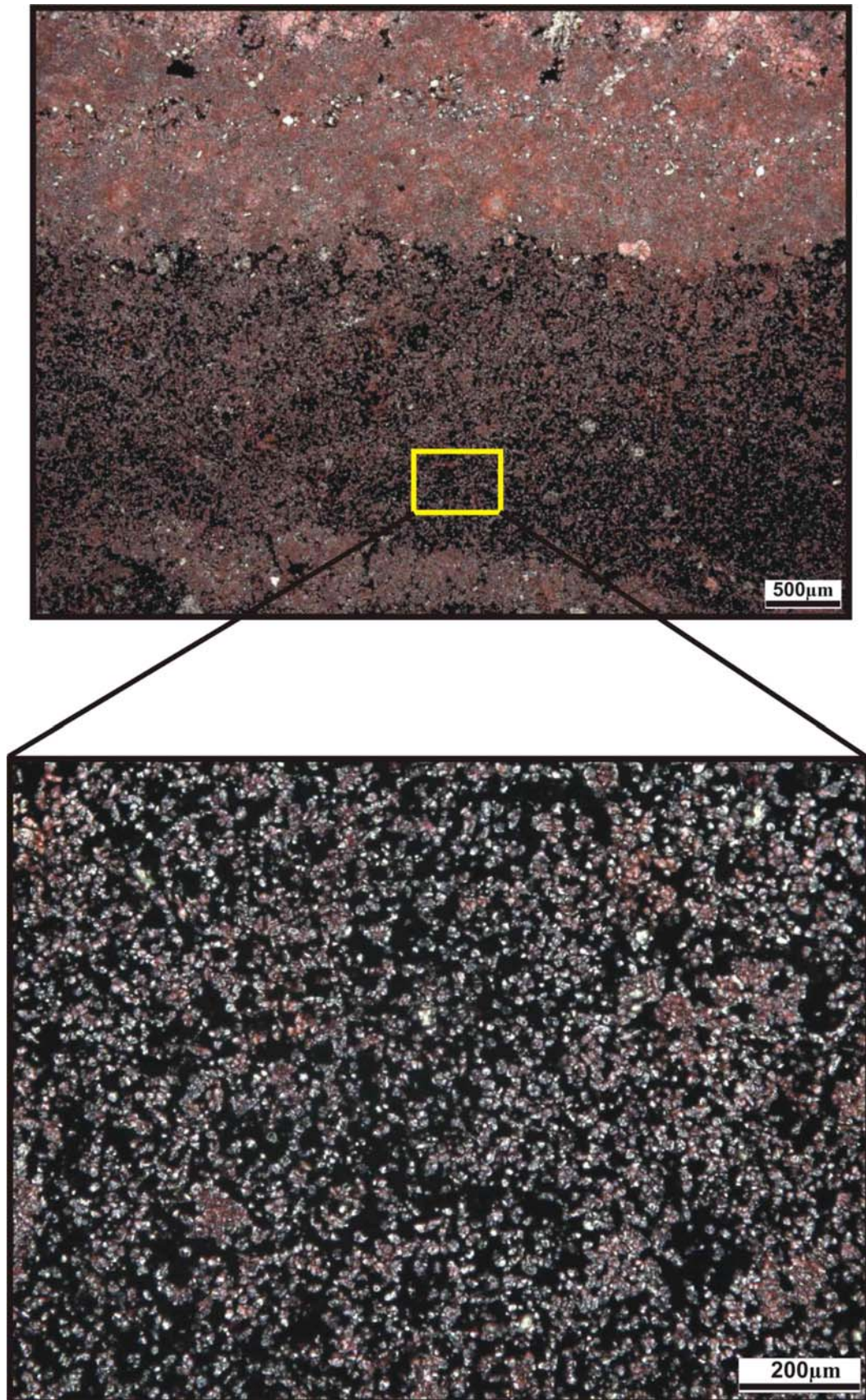


FIGURA 51 - Fotomicrografia dos calcários ricos em betume do topo da capa calcária pertencente à base da Formação Guia, correspondente à amostra A1M12. A porção em preto corresponde ao betume presente na porosidade intercristalina.

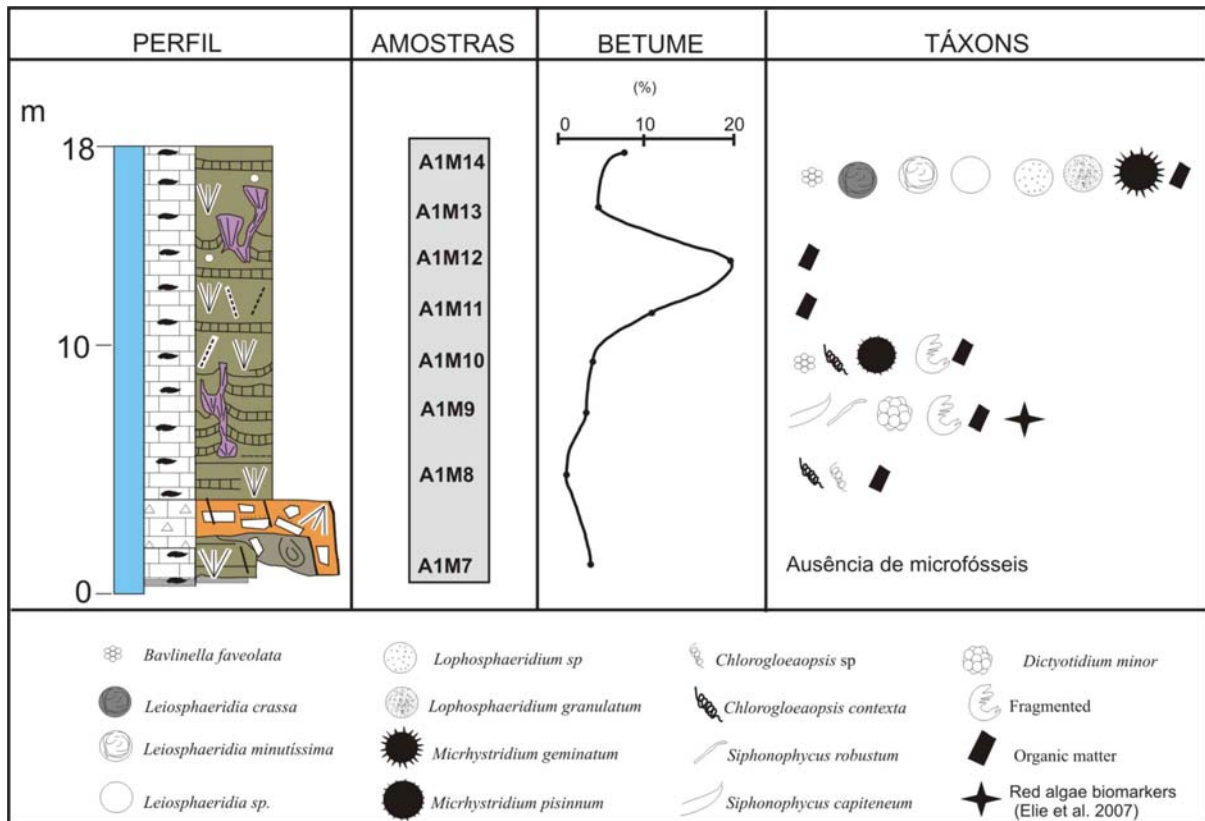


FIGURA 52 - Variação vertical da freqüência de porosidade com betume associado ao perfil bioestratigráfico dos calcários Guia. Note que a maior quantidade de betume identificada no exame petrográfico coincide com o nível de matéria orgânica amorfa sem microfósseis (A1M11 e A1M12) individualizada na coluna dos táxons de Hidalgo (2007).

### 6.1.6 Migração de Hidrocarbonetos

O betume presente nos calcários da Formação Guia está intrinsecamente associado à porosidade intercrystalina, estilólitos, fraturas, bolsões e a cristais isolados de dolomita eudral (Figura 53). Aparentemente, romboedros de dolomita desenvolveram-se concomitantemente à maturação termal do betume a grandes profundidades de soterramento, situado em uma faixa de temperatura que varia entre 60 a 150 °C, que caracteriza a janela termal de formação do óleo (RADKE; MATHIS, op. cit.). Observações de campo realizadas nos depósitos do Grupo Araras indicam que o betume está restrito aos estratos da Formação Guia e ao topo da Formação Mirassol d'Oeste e que, portanto, a migração dos hidrocarbonetos não ultrapassou para as formações superiores: Serra do Quilombo e Nobres.

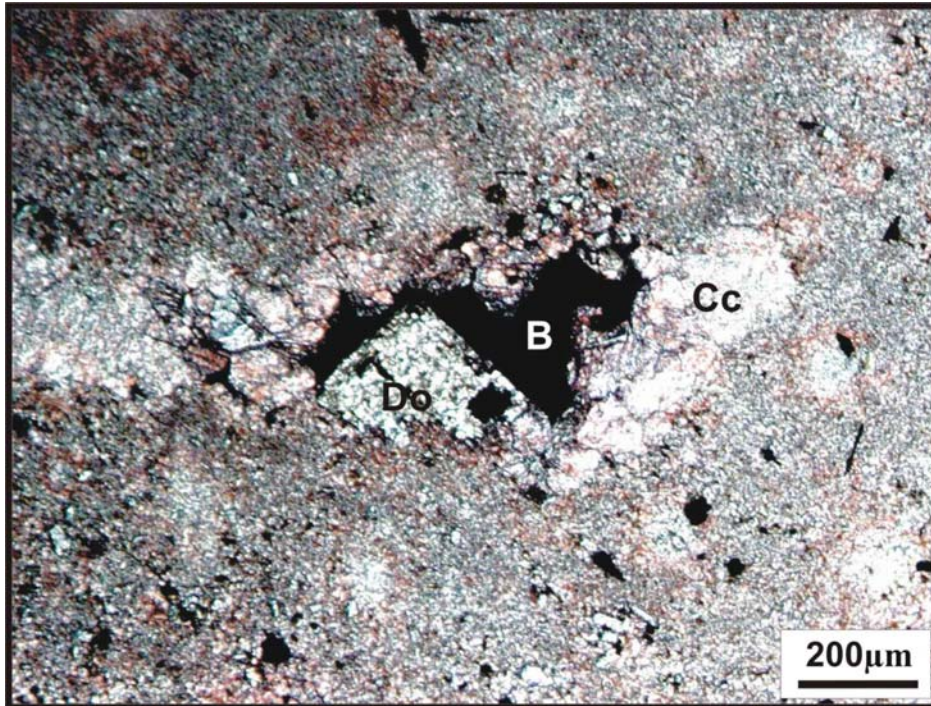


FIGURA 53 - Romboedro euedral de dolomita associado ao betume. O betume presente no interior da dolomita mostra que seu desenvolvimento se deu após a percolação do betume no bolsão de calcita.

Estudos realizados por Elie et al. (2007) identificaram fósseis moleculares (biomarcadores) a partir do betume situado no topo da Formação Mirassol d'Oeste por meio de solventes orgânicos. A análise da matéria orgânica revelou que a formação do betume provavelmente se deu em ambientes marinhos enriquecidos em sulfatos, em condições redutoras devido à baixa solubilidade do oxigênio em função das altas temperaturas dos oceanos pós-glaciação e da proliferação de algas vermelhas, responsáveis pelo grande consumo do pouco oxigênio dissolvido.

Análises preliminares em duas amostras de calcário foram realizadas no CENPES – PETROBRÁS para a determinação do Carbono Orgânico Total – COT (quantificação da matéria orgânica), e do tipo de matéria orgânica (pirólise Rock-Eval). Os valores médios obtidos foram: **COT** = 1,17%; **S2** (pico correspondente aos hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio, neste caso em cerca de 443,5 °C) = 2,58 mg / g rocha e **IH** (índice de hidrogênio = mg de hidrocarboneto / g COT) = 224,035 mg / g COT. Esses resultados caracterizam estes calcários como **rocha geradora** constituída por **querogênio tipo II**, com alto grau de evolução térmica e alguma biodegradação.

## 5.2 MINERAIS AUTIGÊNICOS

Os minerais autigênicos perfazem cerca de 1% da rocha, estão disseminados principalmente na matriz microespática destes calcários (microfácies *mudstone* neomorfizado – Figura 20), ocorrem como inclusões em aglomerados anédricos de dolomita ferrosa (Figura 54) e mostram associação com o betume. Os cristais são médios a grossos e mostram hábitos variados, desde prismáticos, aciculares até formas hexagonais e aparentemente geminadas (Figura 55). Análise por DRX do resíduo insolúvel revelou somente a presença de pirita (Figura 23). Adicionalmente, estudos realizados por Font (2005), durante sua tese, mostraram por meio de microscopia eletrônica que os calcários betuminosos da Formação Guia são ricos em pirita e em menor quantidade aparecem a pirrotita e a magnetita (Figura 56). Diversas são as hipóteses para a formação destes minerais autigênicos.

De acordo com Font (op. cit.) é provável que a presença de hidrocarbonetos contidos na rocha associados à natureza calcária desta Formação influenciaria na nucleação de minerais autigênicos, como os supracitados. A geração desses minerais estaria condicionada a dois fatores: à maturação de hidrocarbonetos, responsáveis pela liberação de ácidos orgânicos ricos em enxofre (BROTHERS et al., 1996 apud FONT, op. cit.), e às altas temperaturas que possibilitaram a intensa diagênese de argilominerais (transformação esmectita – illita.), e a conseqüente liberação de ferro destes argilominerais (ELMORE et al., 1993; HIRT et al., 1993; KATZ et al., 2000; GILL et al., 2002 apud FONT, op. cit.). O processo de liberação destes ácidos orgânicos é chamado de **enriquecimento epigênico de enxofre**, causada pela maturação termal dos hidrocarbonetos sob a influência de atividade bacteriana em ambiente anaeróbico, onde a mistura de águas e moléculas orgânicas com ferro ou enxofre poderia produzir condições redox favoráveis para a formação de sulfetos de ferro e magnetita (WEAVER et al., 2002; OTOFUJI et al., 2003; ZWING et al., 2005 apud FONT, op. cit.).

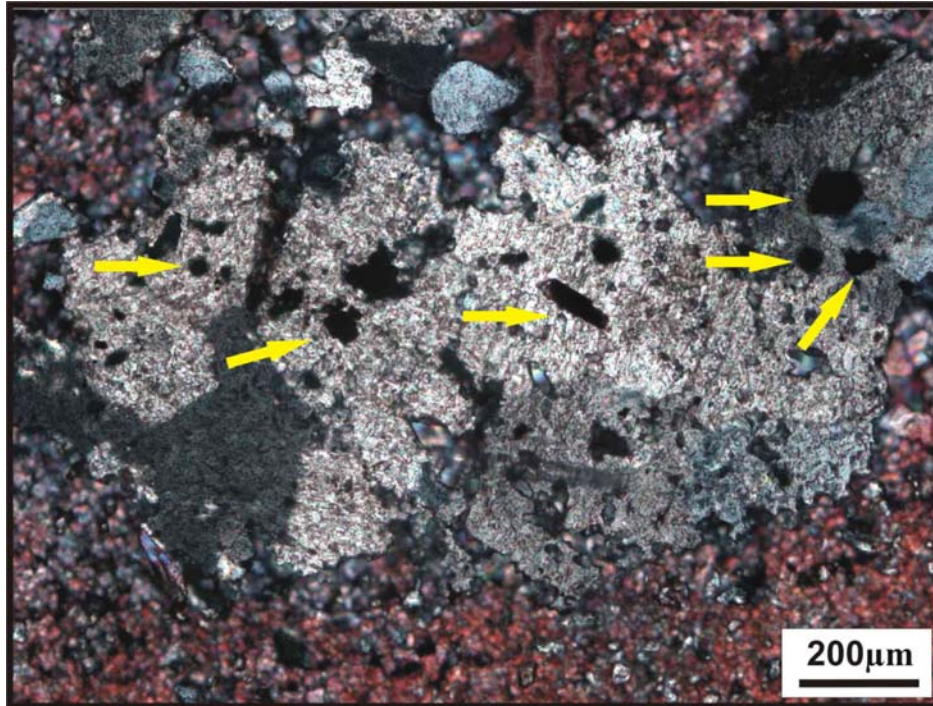


FIGURA 54 - Cristais anédricos de dolomita ferrosa com inclusões de minerais autigênicos, indicados pelas setas amarelas.

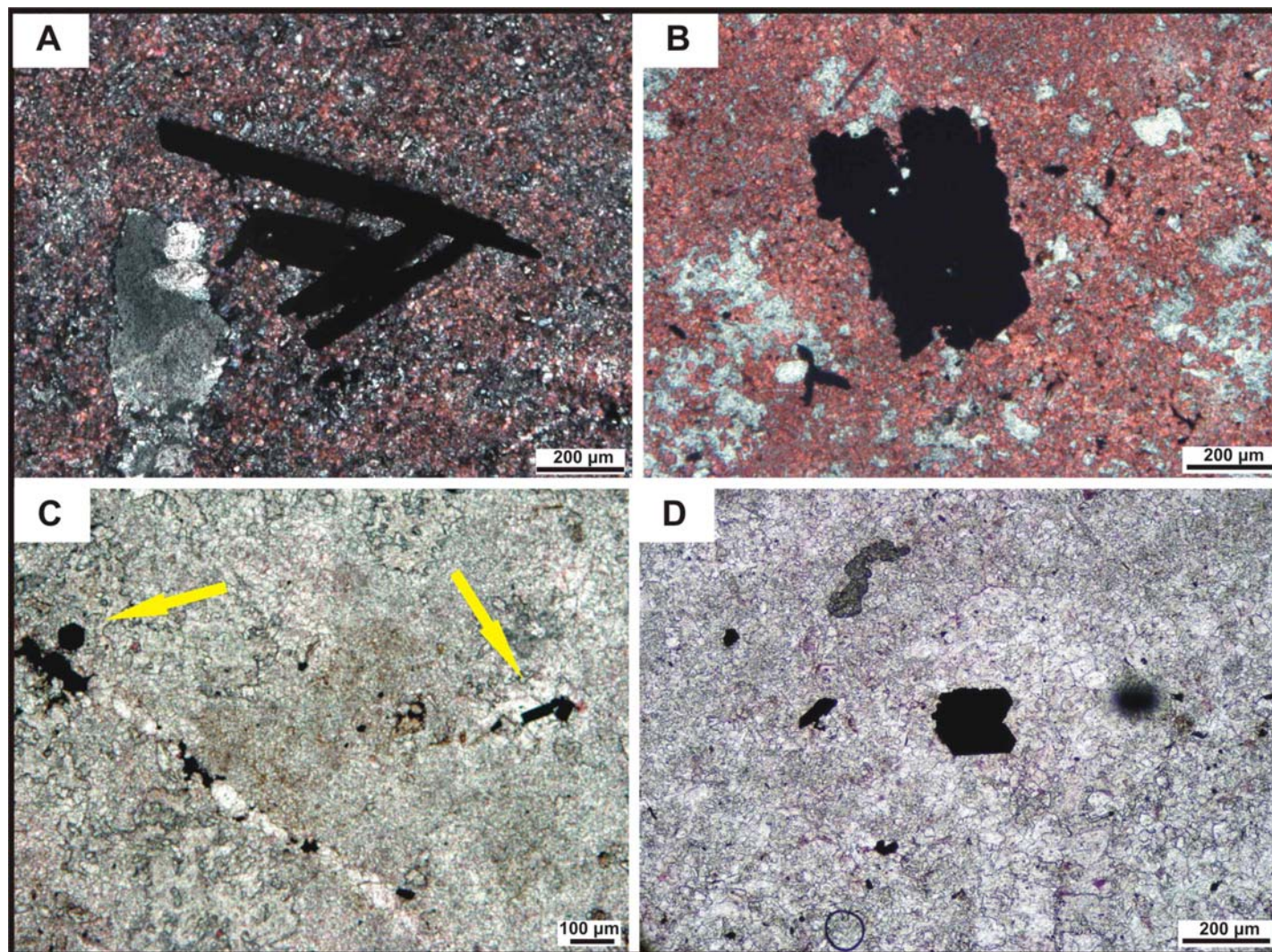
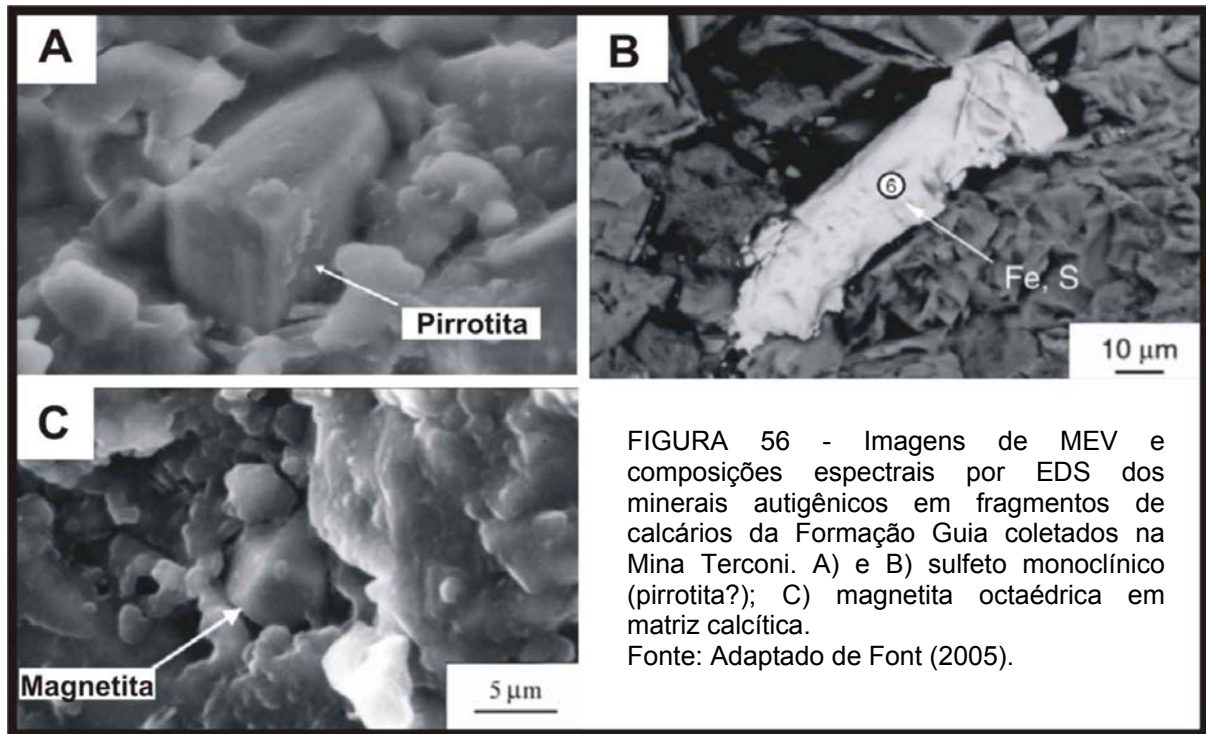


FIGURA 55 - Fotomicrografias de minerais autigênicos nos calcários Guia. A) cristais aciculares (pirrotita?), B) prismáticos (pirita e/ou pirrotita?), (C) hexagonais (seção basal da pirrotita?), tabulares (pirita) e D) formas aparentemente geminadas de mineralogia desconhecida.



### 5.3 AMBIENTES DIAGENÉTICOS

Por meio da identificação das feições diagenéticas e da caracterização dos processos diagenéticos, é possível determinar dois ambientes diagenéticos para os calcários Guia: ambiente marinho (***Marine diagenesis***) e ambiente de soterramento (***Burial diagenesis***).

#### 5.3.1 Marinho (*Marine diagenesis*)

Em baixas latitudes, os processos diagenéticos no fundo de plataformas rasas são caracterizados pela precipitação de cimento e por micritização oriunda de atividade microbial; situação que não ocorre em médias e altas latitudes. Carbonatos de plataforma rasa nestas latitudes são raramente cimentados devido à baixa

concentração de carbonato de cálcio, o que favorece os processos de dissolução (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Um aspecto inerente aos ambientes marinhos é a precipitação de cimentos. Uma ampla variedade de morfologias de cimento está presente em recifes atuais, mas duas mineralogias são comuns: a aragonita e a calcita magnesiana (TUCKER; WRIGHT, op. cit.). Um tipo comum de cimento, encontrado nos carbonatos plataformais do grupo Araras, é de natureza aragonítica. Este cimento consiste de leques com cristais fibrosos alongados paralelamente ao eixo c, comumente geminados, o que lhes conferem formas pseudo-hexagonais. (TUCKER; WRIGHT, 2002).

Para ocorrer o desenvolvimento de cimentos marinhos é necessário ter algumas condições: baixa ou nula ação de erosão mecânica, supersaturação da água do mar em relação ao  $\text{CaCO}_3$ , ampla circulação de grandes massas de água, presença de oxigênio e longos intervalos de tempo. Em mares modernos, cimentos aragoníticos formados por precipitação são favorecidos pela presença de  $\text{Mg}^{2+}$  e sulfatos em solução; esses fatores retardam ou impedem a precipitação de calcita. Temperaturas mais elevadas, típicas de mares tropicais, também favorecem a precipitação da aragonita ao invés da calcita.

Outro controle químico que pode explicar a mineralogia destes cimentos é a taxa de suprimento de ions  $\text{CO}_3^{2-}$ : Altas taxas favorecem a precipitação de aragonita em relação à calcita. O crescimento de cimentos aciculares ocorre individualmente ou com poucos centros de nucleação em condições de rápida taxa de crescimento do cristal em relação à taxa de nucleação. Em cimentos micríticos a situação é oposta: as taxas de nucleação são muito mais elevadas se comparadas às taxas de crescimento dos cristais (TUCKER; WRIGHT, op. cit.).

Antigos cimentos aragoníticos não são comumente preservados no registro geológico e somente evidências petrográficas e geoquímicas podem identificar a sua mineralogia original. Atualmente estes cimentos mostram composição calcítica em diversos calcários. Estes cimentos foram especialmente comuns durante o Neoproterozóico. Dentre as feições comuns presentes nestes cimentos marinhos pode - se citar: 1) é a primeira geração de cimento; 2) mostram hábitos fibrosos (aciculares ou colunares); 3) são substituídos por calcita espática e 4) cristais mostram composição não-ferrosa (TUCKER; WRIGHT, 2002).

### 5.3.2 Soterramento (Burial diagenesis)

Este é um dos maiores ambientes de diagênese no qual a maioria dos carbonatos antigos passou centenas a milhares de anos (TUCKER; WRIGHT, op cit.). Os efeitos da diagênese são progressivos, o que torna difícil relacionar os produtos da diagênese de soterramento a determinadas profundidades. Processos típicos deste ambiente são a cimentação, a dolomitização e a compactação química (TUCKER, op. cit.).

Em ambientes diagenéticos de soterramento, muitos cimentos aragoníticos foram substituídos por calcita espática em um processo denominado **calcitização**, onde por um meio de um fino filme de substituição há a preservação da textura original; no caso de um precursor de natureza aragonítica, o hábito fibroso / acicular dos cristais e leques é preservado. O desenvolvimento de cristais equidimensionais que formam os cimentos é favorecido nas condições de soterramento devido às baixas taxas de suprimento de carbonatos. Neste contexto, a formação de microesparitos a partir do micrito é comum em condições de soterramento, ainda em estágios iniciais (TUCKER; WRIGHT, op cit.).

A maturação termal da matéria orgânica presente em sedimentos também ocorre neste ambiente diagenético. Os efeitos da temperatura e pressão causados pelo aumento da profundidade de soterramento são os principais fatores para a formação do betume (TUCKER; WRIGHT, 2002). Associados geneticamente ao betume ocorrem minerais autigênicos e romboedros de dolomita barroca.

A porosidade secundária encontrada nestes calcários desenvolveu-se em estágios mesodiagenéticos e sua origem é atribuída principalmente à percolação de fluidos corrosivos oriundos do processo de maturação da matéria orgânica. A migração do betume pode também ter tido alguma contribuição nos processos de dissolução de cristais e deste modo também ter gerado porosidade. A frequência percentual da porosidade quantificada nestes calcários corresponde à porosidade média encontrada em rochas carbonáticas antigas, situada entre 0 e 10% (TUCKER; WRIGHT, op. cit.).

#### 5.4 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A partir deste estudo petrográfico foi possível separar claramente os constituintes deposicionais e diagenéticos, bem como os processos envolvidos durante toda a formação dos calcários. Os constituintes deposicionais identificados são o micrito, os cristais fibrosos / aciculares individuais e leques de cristais pseudomorfos a partir da aragonita, crostas de calcita espática e grãos terrígenos, formados a partir da precipitação inorgânica de carbonato de cálcio e deposição a partir de sedimentos clásticos transportados, respectivamente. Paralelamente a estes processos, é provável que a matéria orgânica que gerou o betume tenha se depositado por decantação, acumulando-se nos calcários e folhelhos da Formação Guia. A seqüência diagenética e o tempo de formação das feições diagenéticas presentes na rocha estão sintetizados na Figura 57.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	TEMPO DE FORMAÇÃO (Choquette e Pray, 1970)	
	Eodiagênese	Mesodiagênese
1. <b>NEOMORFISMO</b> : formação de microesparitos a partir do micrito ( <i>aggrading neomorfism</i> ); leques de cristais pseudomorfos de aragonita (substituição de aragonita por calcita = <b>Calcitização</b> )	██████████	
2. <b>MATURAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA</b>		██████████
3. <b>FORMAÇÃO DE MINERAIS AUTIGÊNICOS</b> : pirita, pirrotita (?)		██████████
4. <b>DOLOMITIZAÇÃO</b> ( <i>mudstone e cementstone</i> )		██████████
5. <b>COMPACTAÇÃO QUÍMICA</b> : estilólitos		██████████
6. <b>FRATURAMENTO</b>		██████████
7. <b>CIMENTAÇÃO</b> : fraturas e bolsões preenchidos por calcita espática		██████████
8. <b>DOLOMITIZAÇÃO de fraturas e bolsões</b>		██████████
9. <b>DISSOLUÇÃO e GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA</b>		██████████
10. <b>MIGRAÇÃO DO BETUME</b>		██████████
11. <b>FORMAÇÃO DE DOLOMITA EUÉDRICA EM BOLSÕES COM BETUME</b>		██████████

FIGURA 57 - Seqüência de eventos diagenéticos dos calcários da Formação Guia. Os termos referentes aos “**tempos de formação**” das feições diagenéticas foram propostos por Choquette e Pray (1970).

## 6 O POTENCIAL DA FORMAÇÃO GUIA COMO ROCHA GERADORA

A avaliação paleoambiental e diagenética da base da Formação Guia permitiu indicar informações acerca da sua potencialidade como rocha geradora. Folhelhos e carbonatos betuminosos de plataforma profunda, extensos por mais de 400 km ao longo do sul do cráton Amazônico e Faixa Paraguai posicionam esta unidade como candidata a rocha geradora do “Sistema Petrolífero Araras”.

A natureza indígena do betume é indicada pela sua restrição aos estratos da Formação Guia, e sua remobilização parece não ter ultrapassado os limites desta unidade, salvo o topo da Formação Mirassol d’Oeste subjacente, onde ocorrem estromatólitos com porosidade fenestrais preenchidas por betume. Até o momento não foram notificados ocorrências de hidrocarbonetos nos dolomitos sobrejacentes da Formação Serra do Quilombo, considerado aqui neste trabalho como rocha selante.

Embora este trabalho esteja restrito aos depósitos neoproterozóicos da Plataforma Araras, a proximidade destes com a Bacia do Parecis, ao norte da área estudada, possivelmente indicam que a Formação Guia pode ainda contribuir com o sistema petrolífero, também como rocha geradora, desta bacia, atualmente incluída na 10ª rodada de licitações da ANP e um dos prospectos alvos da Petrobrás.

A priori, a matéria orgânica presente nos calcários estudados é mais frequente no topo da capa calcária, aonde chega a preencher cerca de 20% da porosidade intercrystalina. Este é um nível mais deformado sindeposicionalmente e que desenvolveu porosidade suficiente para a acumulação de hidrocarbonetos. O betume é a matéria orgânica degradada e neste sistema petrolífero ainda se desconhece sua extensão. O estudo desenvolvido aqui apesar de pontual fornece indicações importantes que no futuro poderão ser ampliados para confirmar esta potencialidade. Estas necessidades evocam o desenvolvimento de novos estudos que complementem o entendimento acerca da maturação e migração dos hidrocarbonetos referentes ao “Sistema Petrolífero Araras”.

## 7 CONCLUSÕES

A porção basal da Formação Guia, pertencente ao Grupo Araras, formada por calcários finos e betuminosos, é caracterizada por apresentar texturas peculiares típicas de capas carbonáticas oriundas da última glaciação do Criogeniano, depositadas sobre depósitos glaciogênicos durante eventos de glaciações globais.

A presença de leques de cristais pseudomorfos a partir de aragonita são feições anômalas e anacrônicas ao Neoproterozoico, e seu significado genético é coerente com processos de precipitação de cimentos marinhos de origem inorgânica a partir de mares supersaturados em  $\text{CaCO}_3$ , característica singular dos mares pré-cambrianos, em ambientes de plataforma aberta durante períodos de transgressão causada pelo degelo das coberturas glaciais. A existência concomitante de leques de cristais e micrito é um aspecto intrigante, cujas interpretações remetem à precipitação em condições moderadamente profundas, na interface entre massas de águas profundas, anóxicas e ricas em elementos inibidores de micrito ( $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ ) com águas oxidadas e ricas em  $\text{Ca}^{2+}$  de níveis mais rasos, ou ainda, durante processos de ressurgência de águas profundas, anóxicas e alcalinas, responsáveis pela mistura de águas oxidadas com águas anóxicas profundas, processo este coerente com a hipótese de rápidas e súbitas transgressões pós-glaciação.

Durante os estágios iniciais da diagênese, em condições de soterramento, cimentos aragoníticos, crostas e micrito sofreram transformações neomórficas, identificados por mudanças texturais e mineralógicas. Com o incremento da profundidade e, por conseqüência, dos fatores como pressão e temperatura, esses calcários passaram por processos de compactação química.

De igual modo, o aumento de pressão e temperatura à grandes profundidades de soterramento promoveu a maturação térmica da matéria orgânica, transformando-a em betume. Nestas circunstâncias, soluções corrosivas de ácidos orgânicos enriquecidas em ferro, conseqüentemente liberadas pela ação destes processos, foram os prováveis responsáveis pela intensa dolomitização e geração de porosidade secundária nestes calcários cujos espaços vazios foram cimentados por calcita ou preenchidos por betume.

## REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E, MACKENZIE, W.S., GUILFORD, C. **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. London: Longman, 1987. Low priced edition.
- ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. Assembling west Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, v. 29, p.319 - 322, 2001.
- ALLEN, P.A.; HOFFMAN, P.F. Extreme winds and waves in the aftermath of a neoproterozoic glaciation. **Nature**, v. 433, p.123 - 127, 2004.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Centro – Oeste matogrossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, v. 219, p. 1 - 53, 1964.
- \_\_\_\_\_. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro: DNPM, v. 241, 36 p., 1967.
- \_\_\_\_\_. Sistema tectônico marginal do cráton Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974, v. 4, p. 11 - 17.
- \_\_\_\_\_. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coords.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, p. 265 - 281, 1984.
- ALVARENGA, C.J.S; TROMPETTE, R. Evolução tectônica brasileira da faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 23, n. 1, p. 18 - 30, 1993.
- \_\_\_\_\_ et al. Paraguay and Araguaia belts. In: CORDANI, U.G. et al. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 31, 2000. p. 183 – 193.
- \_\_\_\_\_ et al. Isotope stratigraphy of neoproterozoic cap carbonates in the Araras group, Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, p. 469 - 479, 2008.

BARROS, A.M. et al. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SD-21Cuiabá**. Rio de Janeiro: MME, 1982. p. 25 - 132. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).

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**. Berlim: Springer – Verlager, 1991. p 450 – 463.

CALVER, C.R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. **Precambrian Research**, v. 100, p. 121 - 150, 2000.

CHOQUETTE, P. W.; L. C. PRAY. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, p. 207 - 250, 1970.

CHOQUETTE, P. W.; N. P. JAMES. Diagenesis in limestones: The deep burial environment. **Geoscience Canada**, v. 14, p. 3 - 35, 1987.

CORSETTI, F.A., LORENTZ, N.J, PRUSS, S.B. **Formely – aragonite seafloor fans from Neoproterozoic strata, Death Valley and southeastern Idaho, United States**: implications for “cap carbonate” formation and Snowball Earth. [S.l:s.n], 2004. The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry and Climate Geophysical, 146 (monograph, series).

CORSETTI, F.A.; KIDDER, D.L.; MARENKO, P.J. Trends in oolite dolomitization across the Neoproterozoic – Cambrian boundary: a case study from Death Valley, California. **Sedimentary Geology**, 16 p, 2006.

CORSETTI, F.A.; LORENTZ, N.J. On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. In: XIAO, S.; KAUFMAN, A.J. (Eds.). **Neoproterozoic geobiology and paleobiology**. New York: Springer, 2006. v.27, p. 273 - 294.

CRAIG, J., et al. Snowball earth and global neoproterozoic petroleum systems. 2006. In: SNOWBALL EARTH CONFERENCE, 2006, Ascona, Switzerland. **Abstracts**, v.1, p. 25, 2006.

DUNHAM, R.J.. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. **Am. Ass. Petrol. Geol.**, p.108 - 121, 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.

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

EVANS, J.W. The geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. **Quart. J. Geol. Soc. London**, v. 2, p. 85 - 104, 1894.

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

FONT, E.C. **Paleomagnetismo dos carbonatos de capa do cráton amazônico (Brasil)**: implicações para as glaciações do Neoproterozóico. 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.

GROTZINGER, J.P.; JAMES, N.P. Precambrian carbonates: evolution of understanding. **Society for sedimentary geology** – SEPM, v. 67, 2000. (special publication).

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

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação Pré - Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 12, p. 7- 31, 1992.

HIDALGO, R.L.L. **Vida após as glaciações globais neoproterozóicas**: 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.

HIDALGO, R. L. ; PETRI, S. ; NOGUEIRA, A. C. R. **Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonate sequences in Brazil**. In: 26<sup>th</sup> IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, 2008, Bochum. 26th IAS Meeting of Sedimentology, 2008.

HYDE, W.T. et al. Neoproterozoic 'snowball earth' simulations with a coupled climate / ice -sheet model. **Nature**, v. 405, p. 425 - 429, 2000.

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

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

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Banco de dados estatísticos e geográficos**. Disponível em <[http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2009/POP2009\\_DOU.pdf](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2009/POP2009_DOU.pdf)>, <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>>. Acesso em: 26 jan. 2010.

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.**, v. 38, p.1229 - 1262, 2001.

KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. Neoproterozoic variations in the C - isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Res.** v. 49, p. 301 - 327. 1995.

KENNEDY, M.J. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, <sup>13</sup>C excursions, and carbonate precipitation. **J. Sediment. Res.**, v. 66, p.1050 - 1064, 1996.

\_\_\_\_\_; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L.E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals?. **Geology**, v. 29, p. 443 - 446, 2001.

KIRSCHVINK, J.L. **Late Proterozoic low - latitude global glaciation; the Snowball Earth, in the Proterozoic Biosphere; a multidisciplinary study**. Cambridge: Cambridge Press, 1992. 138 p.

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

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

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

MATTES, B.W.; CONWAY-MORRIS, S. **Carbonate / evaporite deposition in the Late Precambrian - Early Cambrian Ara formation of southern Oman**. Geological Society of London, v. 49, p. 617 - 636, 1990. (Special publication).

NOGUEIRA, A.C.R. et al. Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai basin, Mato Grosso, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n.3, 2001.

NOGUEIRA, A.C.R. **A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico**. 2003. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

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-greenhouse transition in Snowball Earth. **Geology**, v. 31, p. 613 - 616, 2003.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. O grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da faixa Paraguai e sul do cráton amazônico, Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 36, n. 4, p. 623 - 640, 2006.

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.

OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. **Geologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola, 1943. 813 p. (Série Didática, 2).

PERYT, T.M. et al. Late proterozoic aragonitic cement crusts, Bambui group, Minas Gerais, Brazil. **Sedimentology**, v. 37, p. 279 - 286, 1990.

PLOTNIKOVA, I.N. Nonconventional hydrocarbon targets in the crystalline basement, and the problem of the recent replenishment of hydrocarbon reserves. **Journal of Geochemical Exploration**, v.89, issues 1-3, p. 335 - 338, 2006.

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

RIEU, R. et al. A neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and 'atypical' cap carbonate associated with bedrock palaeovalleys, Mirbat area, southern Oman. **Basin Research**, v. 18, p. 471 - 496, 2006.

SANTOS, V.R.; ALVARENGA, C.J.S. de; DANTAS, E.L. Stratigraphy and stable isotope geochemistry of the carbonate sequence from the Paraguay belt.. *Revista Comunicaciones*, v.15, **abbreviated abstracts**, p. 115, 2001. (Special issue).

SCHOLLE, P.A.; ULMER - SCHOLLE, D.S. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grain, textures, porosity, diagenesis. **Am. Ass. Petrol. Geol.**, 2003. 461 p. (Memoir 77).

SCHRAG, D.P.; HOFFMAN, P.F. Life, geology and Snowball Earth. **Nature**, v. 409, p.306, 2001.

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

SILVA, G.G. et al. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SB-22 Araguaia e partes da Folha SC-22 Tocantins**. Rio de Janeiro: MME, 1974. p. 22 - 131. (*Levantamento de Recursos Naturais*, 4).

SUMMONS, R.E. et al. Distinctive hydrocarbon biomarkers from fossiliferous sediment of the late proterozoic Walcott member, Chuar group, Grand Canyon, Arizona. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 52, n. 11, p. 2625 – 2637.1988.

SUMNER, D.Y.; GROTZINGER, J.P. Late archean aragonite precipitation: petrography, facies associations and environmental significance. **SEPM**, v. 67, p. 123 – 144, 2000. (Special Publication).

TROMPETTE, R. Gondwana evolution; its assembly at around 600 M.a. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets. **Earth and Planetary Sciences**, v. 330, p. 305 - 315. 2000.

TUCKER, M.E. Formely aragonitic limestones associated with tilites in the late Proterozoic of Death valley, California. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 56, p. 818 - 830, 1986.

TUCKER, M.E. **Sedimentary petrology**: an introduction. 2. ed. London: Blackwell Scientific Publications, 1992. 260p.

TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. **Carbonate sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 496 p.

XIAO, S. et al. The Neoproterozoic Quruqtagh in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post – Marinoan glaciation. **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.

WINEFIELD, P.R. Development of late paleoproterozoic aragonitic seafloor cements in the McArthur group, Northern Australia. **SEPM**, v. 67, p. 145 - 158, 2000. (Special publication).

WRIGHT, V.P. A Revised classification of limestones. **Sedimentary Geology**, v. 76, p. 177 - 185, 1992.