

A composição elementar média deste cimento é $(Ca_{99,3} Sr_{0,054} Mg_{0,8} Fe_{0,028} Mn_{0,035}) (CO_3)_{100}$. O padrão de luminescência opaca observada neste cimento é similar ao observado no mosaico *blocky* da Pedreira Carapeba. As baixas concentrações de Fe e Mn pode indicar fluidos com características oxidantes. O Sr é relativamente baixo, e a relativamente mais alta concentração de Mg pode indicar que houve condições de maior interação água-rocha (sistema fechado). A assinatura isotópica do cimento *blocky* é de 0.571 para o $\delta^{13}C$ e de - 4,48 para o $\delta^{18}O$. A figura 95 mostra a composição isotópica do mosaico *blocky* da Pedreira Catitú posicionada no campo da média do calcário marinho, próximo ao campo de cimentos precipitados no ambiente de soterramento de acordo com o esquema de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987). A assinatura isotópica mais pesada do carbono permite descartar o envolvimento de matéria orgânica nos fluidos responsáveis pela cimentação, vinda da decomposição de matéria orgânica no ambiente de soterramento ou do CO_2 do solo indicando, assim, que o carbono é derivado do calcário (calcário marinho).

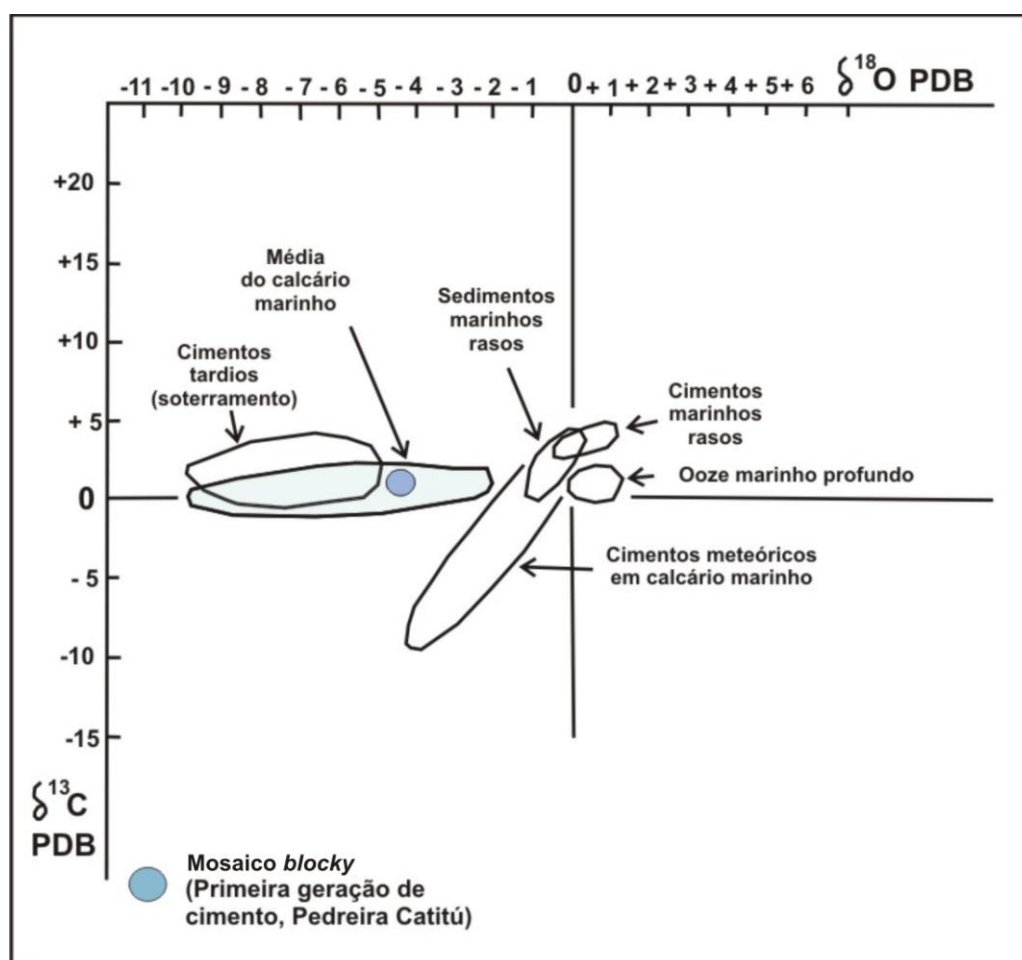


Figura 95 - Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ para carbonatos de várias origens. A figura mostra a composição isotópica do mosaico *blocky* da Pedreira Catitú.
Fonte: Modificado de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987).

A assinatura isotópica mais leve do oxigênio pode indicar condições de alta temperatura no ambiente de soterramento. Ressalta-se que a composição isotópica da água do mar na época do Cretáceo médio oscilava entre 1‰ e 3‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e variava de -2‰ a -1‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ (VEIZER et al., 1999). De acordo com Lohmann (1987), a composição isotópica da água do mar no Cretáceo médio era de 3‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e de -2‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Interpreta-se, portanto, que a rocha tenha passado do ambiente marinho para o ambiente de soterramento, com fluido de poro marinho (águas conatas).

5.2.4 Dissolução

O processo de dissolução foi posterior à compactação e cimentação e afeta total e/ou parcialmente os grãos oolíticos e o cimento tardio (mosaico *blocky*) criando porosidade secundária do tipo vugular (Figura 96).

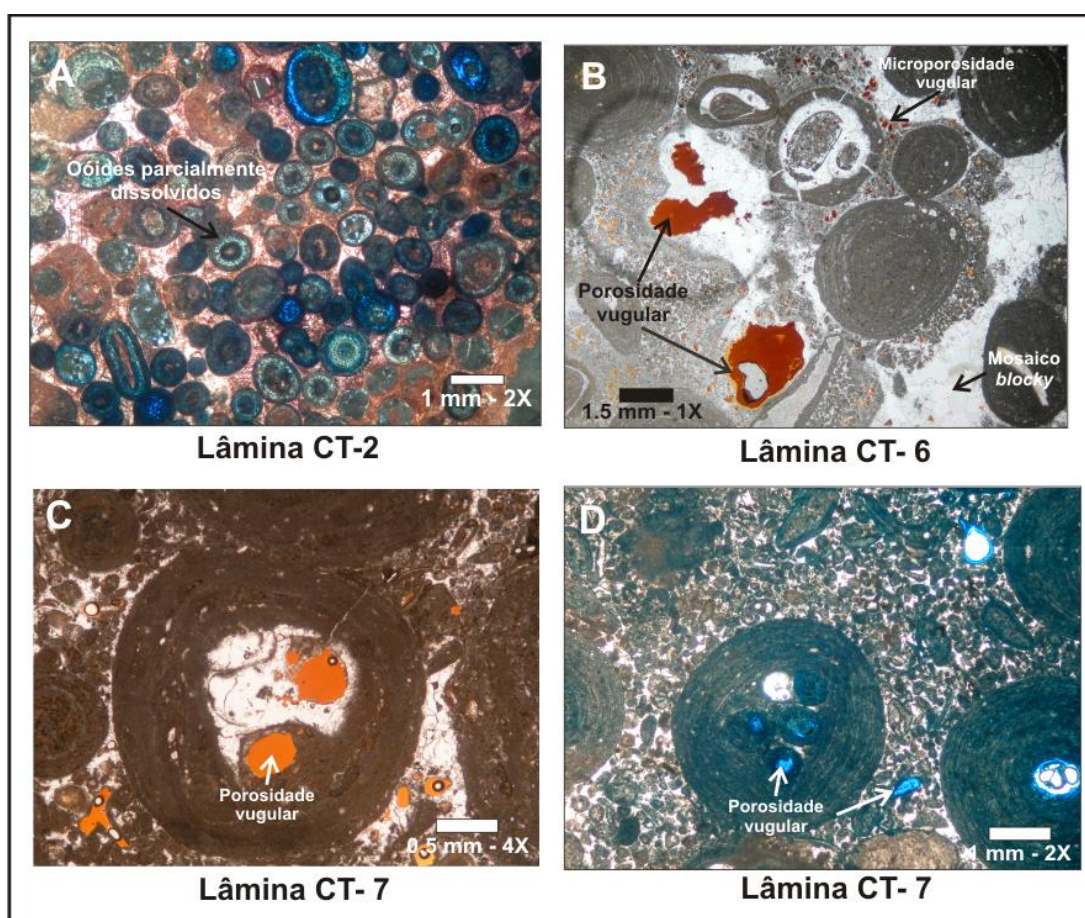


Figura 96 - Dissolução criando porosidade secundária do tipo vugular. A: Porosidade parcial de oóides (amostra tingida com ferricianeto de potássio e alizarina e com corante azul para ressaltar a porosidade); B e C: Porosidade vugular no mosaico *blocky*; D porosidade total ou parcial nos oóides (amostras tingidas com corante azul).

A dissolução nos oóides pode ser parcial ou total gerando porosidade oomóldica. No geral a percentagem da porosidade oscila entre 5 e 8% e o tamanho dos poros varia de 0.3 mm a 0.5 mm nos oóides e no cimento varia entre 0.1 e 1.5 mm. Com tudo acredita-se, que o processo de dissolução tenha ocorrido durante a telodiagênese sendo, portanto, o último evento diagenético do perfil estratigráfico descrito na Pedreira Catitú. Não se observaram processos de dolomitização nas microfácies 2 (*Grainstone* oolítico) e 5 (*Rudstone* oncolítico oolítico) da Pedreira Catitú.

5.3 Petrografia, geoquímica e diagênese das pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II

As microfácies descritas nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II se caracterizam por ter um arcabouço dominado por grãos oolíticos parcial ou totalmente dolomitizados. Observa-se que a dolomitização que afeta a rocha é mais intenso para o topo dos ciclos deposicionais (microfácies 4, *grainstone* oolítico dolomitizado) e diminui gradualmente para a base (microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado). A figura 97 mostra a sequência de produtos diagenéticos identificados nas referidas pedreiras.

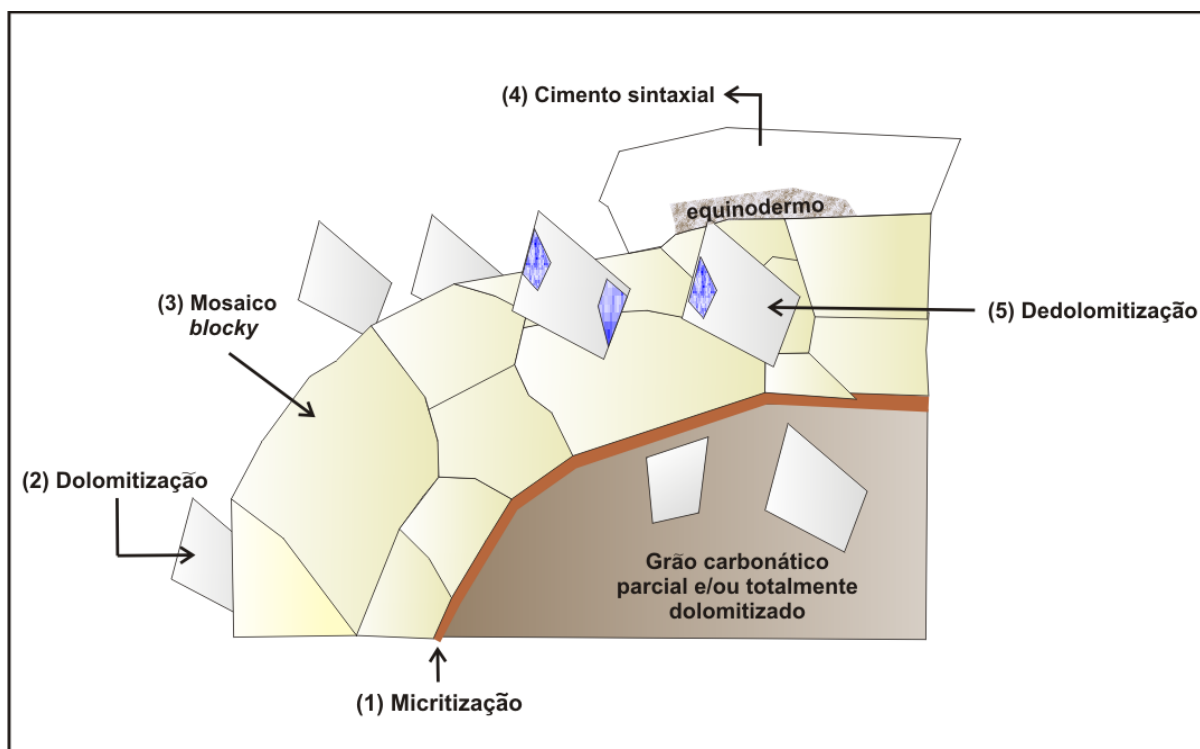


Figura 97 - Sequência de produtos diagenéticos identificados nos perfis estratigráficos descritos nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II.

5.3.1 Micritização

A micritização é intensa tanto em oóides, como em grãos esqueléticos (Figura 98). Este fenômeno mascara a microestrutura dos oóides, no entanto, preserva o contorno dos bioclastos de mineralogia instável, tais como moluscos (Figura 98 D). O alto grau de micritização indica, portanto, a intensa atividade microbiana nos estágios iniciais da diagênese (ambiente freático marinho). Sob catodoluminescência a micrita exibe uma cor laranja clara (Figura 98 B). Não se observaram processos de cimentação da fase diagenética inicial, já que grande parte do espaço intergranular nesta fácies se encontra dolomitizado. No entanto, após os processos de dolomitização e compactação mecânica se identificou um cimento diagenético tardio.

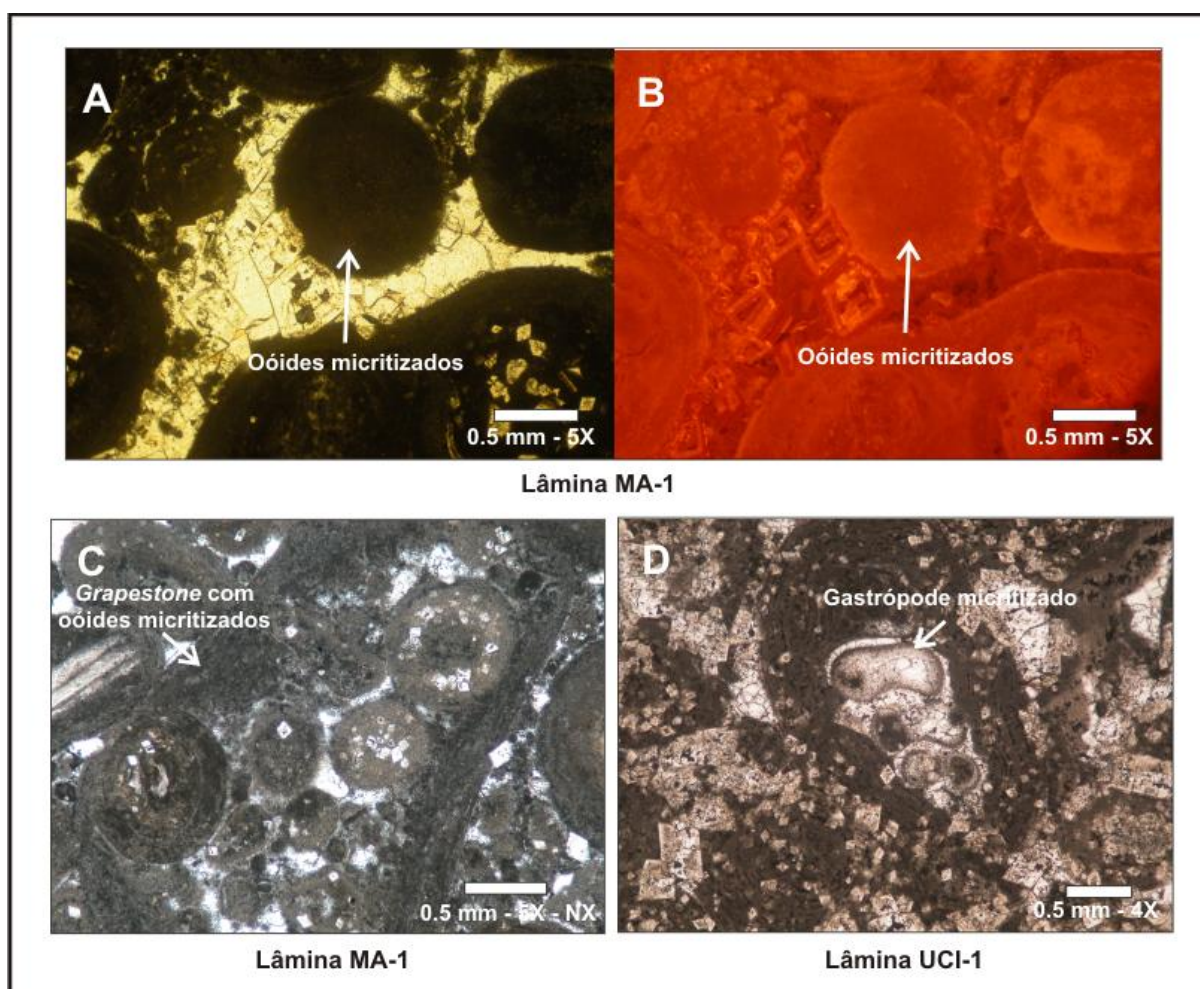


Figura 98 - Figuras A e B mostrando a micritização que mascara por sua vez a microestrutura da maioria dos oóides. Sob catodoluminescência os envelopes de micrita exibem uma cor laranja clara (Figura B). Figura C: *Grapestone* com envelopes de cianobactérias, contendo vários oóides micritizados. Figura D: Contorno micritizado de um gastrópode.

5.3.2 Dolomitização

A dolomitização observada nas colunas estratigráficas descritas nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II é parcial e/ou total (Figura 99). A dolomitização parcial afeta principalmente o espaço intergranular, que pode ter sido originalmente ocupado por cimentos dos estágios iniciais da diagênese, e foram posteriormente substituídos por dolomita. Nos oóides, também se observa um processo de dolomitização que é muito incipiente e se apresenta como cristais de dolomita dispersos nos grãos (Figura 99 A e B).

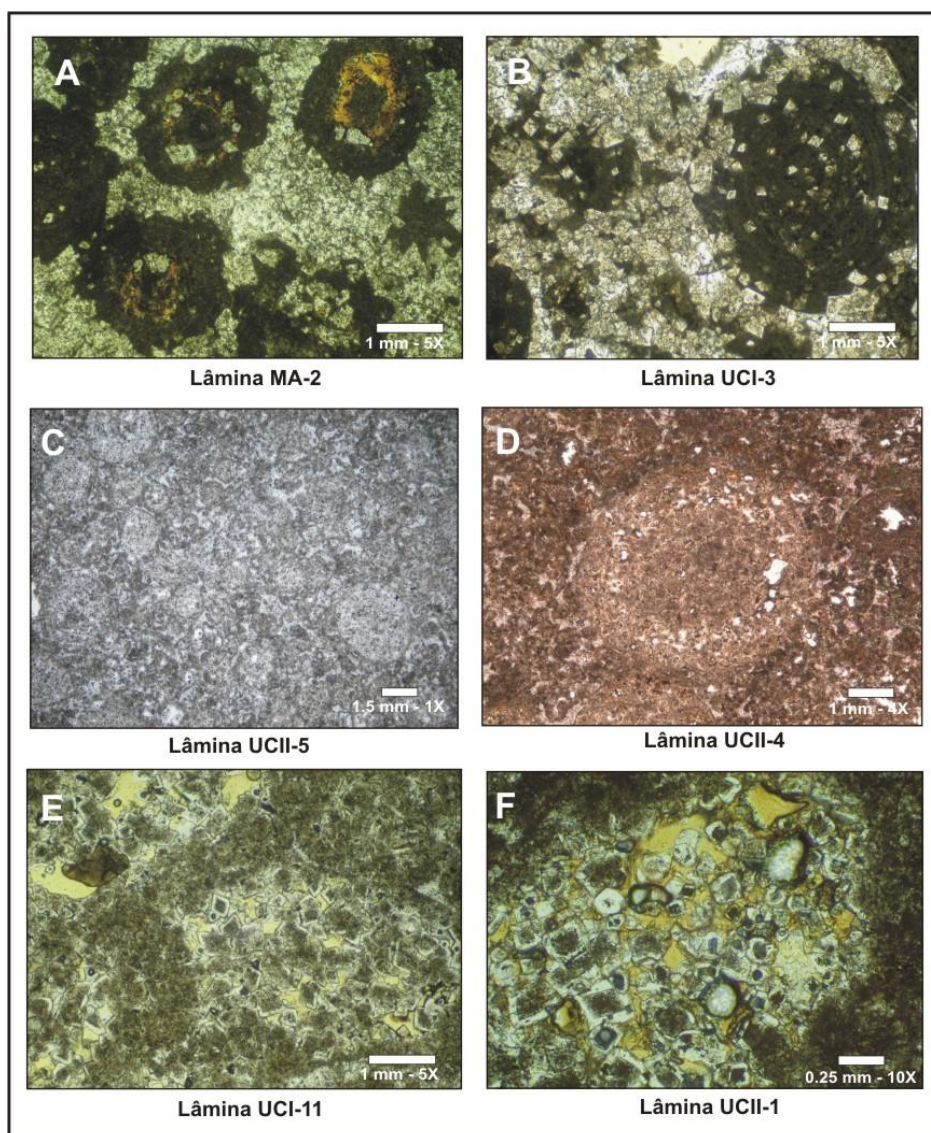


Figura 99 - *Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado (Figuras A e B) e *grainstone* oolítico dolomitizado (Figuras C, D, E e F), correspondentes às microfácies 3 e microfácies 4 respectivamente. Nas figuras C e D se observam relíquias dos grãos oolíticos que compunham o arcabouço original da rocha. As figuras E e F mostram o desenvolvimento de porosidade intercrystalina por processos tardios de dissolução. Os cristais têm aspecto muito sujo principalmente no núcleo dos mesmos (Figuras E e F).

Observa-se, ainda, que as microfácies parcialmente dolomitizadas (Microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) encontram-se posicionadas em direção à base dos ciclos deposicionais. A dolomitização total se concentra principalmente em direção ao topo dos ciclos deposicionais. Embora tenha acontecido um processo de dolomitização total (Microfácies 4, *grainstone* oolítico dolomitizado), ainda se conservam relíquias dos oóides que compunham o arcabouço original da rocha (Figura 99 C e D). A textura da dolomita apresenta cristais com tamanho polimodal, o tamanho dos cristais na Pedreira Massapé varia entre 0.2 e 0.6 mm e os cristais nas Pedreiras Inorcal I e Inorcal II têm tamanhos que oscilam entre 0.1 e 0.3 mm.

O mosaico cristalino é idiotópico e, em geral, observa-se que a maioria dos cristais exibe um aspecto muito sujo, principalmente no núcleo (Figuras 99 e 100). Segundo Warren (2000), muitas dolomitas planares (cristais euedrais) são dominadas por centros sujos que podem ter-se desenvolvido de precursores que originalmente eram constituídos de calcita baixa em Mg (*LMC*) e que agora contêm inclusões deste tipo de calcita. Sob catoluminescência as dolomitas da Pedreira Massapé mostram um leve zoneamento concêntrico, no qual se diferenciam pelo menos quatro bandas com alternância de zonas laranja claro e laranja escuro (Figura 100 B). Vale ressaltar que as dolomitas da Pedreira Massapé mostram feições de calcitização (Figuras 104 C e D, 105 C e D e 107 A e B). Os cristais de dolomita das rochas parcialmente dolomitizadas da Pedreira Inorcal I (parte basal da seção estratigráfica), também exibem feições de dedolomitização (Figuras 103 C e 107 C, D, E, F).

A análise geoquímica (assinatura isotópica e a análise elementar) das dolomitas calcitizadas das pedreiras Inorcal I e Massapé será abordada nos processos diagenéticos tardios (dedolomitização). As dolomitas das microfácies completamente dolomitizadas (microfácies 4), as quais se encontram para o topo dos ciclos deposicionais descritos nas pedreiras Inorcal I e Inorcal II se encontram relativamente pouco afetados pela calcitização e apresentam uma resposta à luminescência que varia de laranja escuro a vermelho (Figuras 100 D e F). A composição elementar média das dolomitas das microfácies 4 (*Grainstone* oolítico dolomitizado) é: $(Ca_{49,5} Mg_{50,35} Fe_{0,065} Sr_{0,027} Mn_{0,042}) (CO_3)_{100}$ e sua razão Mg/Ca é 1,02. Segundo Warren (2000), as dolomitas associadas com evaporitos são mais estequiométricas. Esta razão Mg/Ca mostra que estas dolomitas são mais estequiométricas, que as dolomitas da Pedreira Carapeba, porém as percentagens de Sr são muito baixas, indicando que o carbonato precursor da dolomita estaria composto por calcita baixa em Mg.

O Fe e o Mn têm baixas concentrações indicando que a dolomitização não teria acontecido em ambientes de soterramento profundo. Além do mais o arcabouço cristalino da dolomita está muito compactado, sugerindo que a dolomitização foi prévia ao soterramento. Observa-se também um bom desenvolvimento de porosidade intercrystalina nas fácies dolomíticas das pedreiras Inorcal I e Inorcal II (Figuras 99 E e F, 100 E e F e 101).

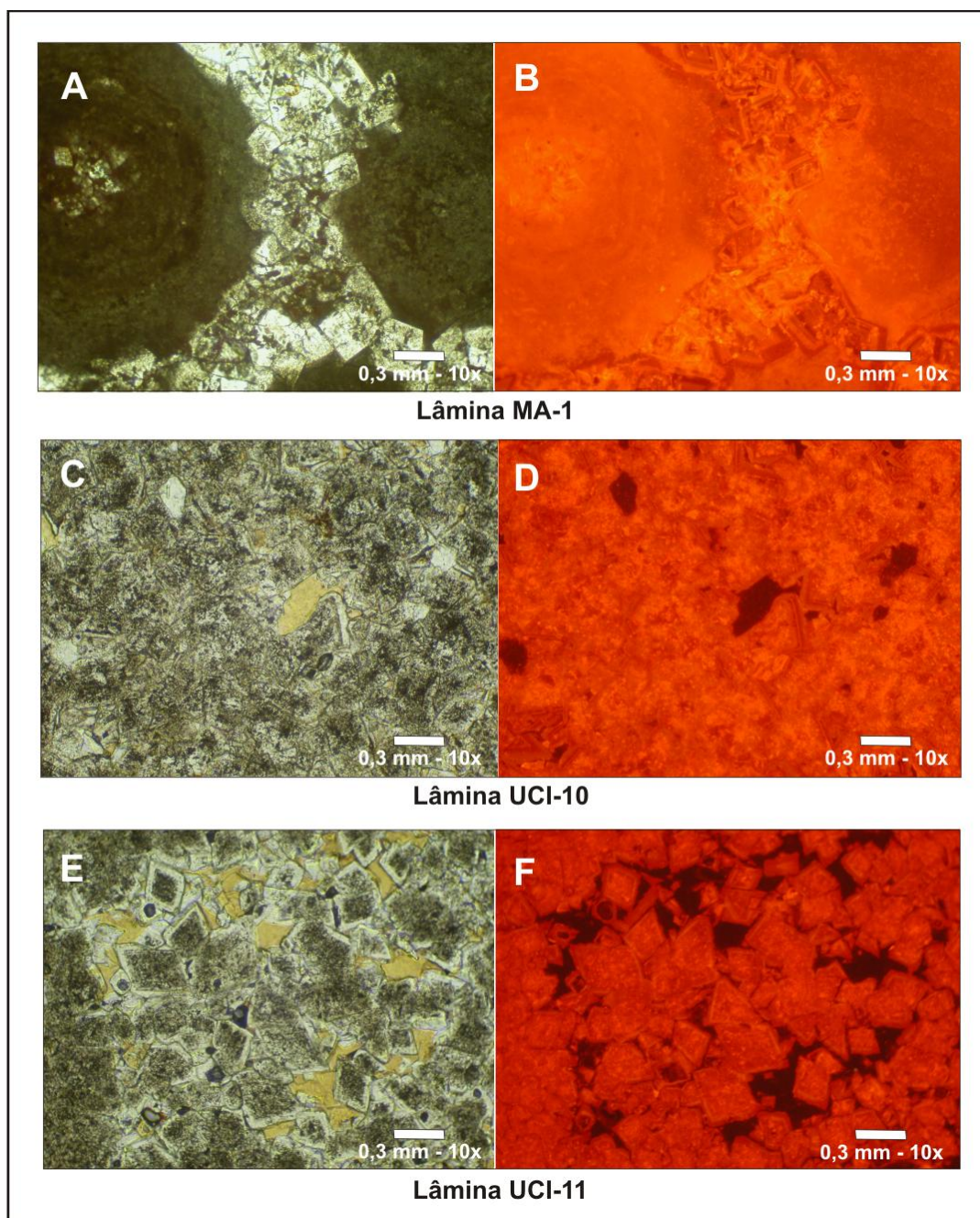


Figura 100 - As figuras A e B mostram a dolomitização na Pedreira Massapé, na figura B se observa um ligeiro zoneamento oscilatório nas dolomititas, com alternância de bandas laranja claro e laranja escuro. As figuras C e E mostram o aspecto sujo das dolomititas e as figuras D e F mostram que sob catodoluminescência as dolomititas exibem um padrão homogêneo na luminescência que varia de laranja a vermelho.

A figura 101 mostra a fábrica cristalina da dolomita da Pedreira Inorcal II sob análise com o detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE) do MEV. As imagens mostram em detalhe a textura idiomórfica da dolomita com bom desenvolvimento de porosidade intercrystalina. Alguns cristais apresentam porosidade intracrystalina e microporosidade (microvugs) (Figura 101).

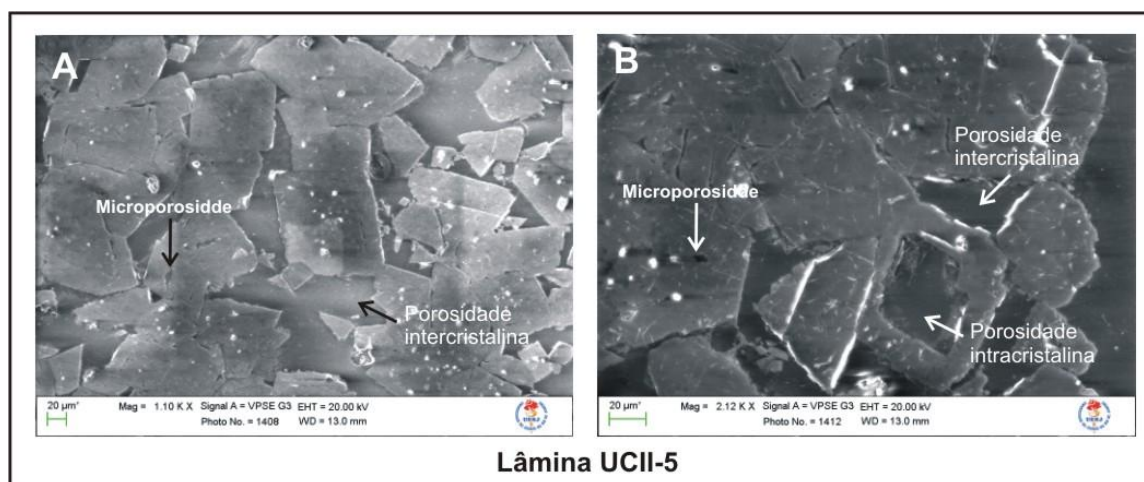


Figura 101 - Imagens da fábrica cristalina da dolomita da Pedreira Inorcal II sob análise com o detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE) do MEV. As figuras A e B mostram em detalhe a textura idiomórfica das fácies dolomíticas com desenvolvimento de porosidade intercrystalina, intracrystalina e microporosidade (microvugs).

A composição isotópica das fácies dolomíticas da Pedreira Inorcal I (microfácies 4, *grainstone* oolítico dolomitizado) é de 1,75 ‰ para o carbono e de -0,13‰ para o oxigênio. A composição isotópica das fácies dolomíticas (microfácies 4, *grainstone* oolítico dolomitizado) na Pedreira Inorcal II varia entre 2,44‰ e 2,61‰ para o carbono e oscila entre -1,61‰ e -1,86‰ para o oxigênio. Comparado com as dolomitas da Pedreira Carapeba as dolomitas das pedreiras Inorcal I e Inorcal II apresentam uma assinatura um pouco mais depletada no carbono e mais negativa para o oxigênio. Porém, os valores isotópicos para o carbono ainda estariam refletindo a assinatura isotópica do carbonato precursor (carbonato marinho). A assinatura mais negativa do oxigênio pode indicar uma posição mais afastada da salmoura fonte dos fluidos dolomitizantes. A figura 102 mostra a composição isotópica das dolomitas das microfácies 4 (amostra UCI-11 e UCII-5) das pedreiras Inorcal I e Inorcal II. As fácies dolomíticas das pedreiras Inorcal I e II, presentes para o topo das seções estratigráficas (amostras UCI-11 e UCII-5), se encontram relativamente próximas dos campos das dolomitas associadas a modelos evaporíticos (Figura 102). Estas dolomitas por sua vez são as menos afetadas por processos de calcitização.

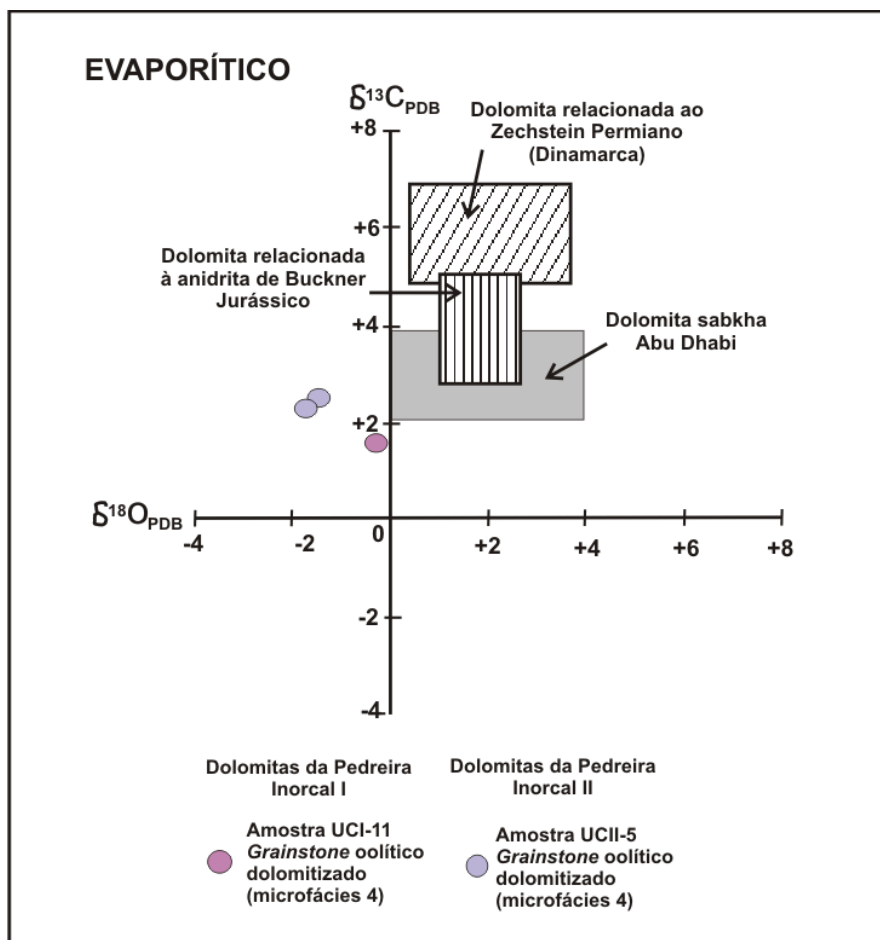


Figura 102 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Inorcal I e Inorcal II. Estas dolomitas as quais se encontram presentes para o topo dos ciclos deposicionais se encontram próximas do campo das dolomitas associadas aos modelos evaporíticos (amostras UCI-11 e UCII-5).

Fonte: Modificada de Warren (2000).

Seguindo o modelo de refluxo interpretado para a Pedreira Carapeba, conclui-se que a assinatura mais negativa do oxigênio nas pedreiras Inorcal I e Inorcal II, é devida a uma posição mais afastada da salmoura que gerou os fluidos dolomitizantes. O valor isotópico do oxigênio nas dolomitas associadas ao modelo de refluxo caracteriza-se pela tendência a ficarem mais leves quanto mais se afastam da fonte e/ou salmoura evaporítica (MOORE, 1989; WARREN, 2000).

5.3.3 Compactação mecânica

A compactação mecânica teria acontecido após a dolomitização, ocorrendo, portanto, no estágio diagenético tardio. O processo de compactação gerou um arcabouço muito empacotado na rocha, no qual foram identificados vários tipos de contatos.

Os contatos interpenetrativos entre cristais de dolomita e oóides, são os mais comuns (Figura 103 A, B e C). Também se observaram contatos pontuais, tangenciais, côncavo-convexos e suturados entre os oóides (microestilolitos) (Figura 103 B). Além do mais, a fábrica cristalina da dolomita apresenta cristais muito quebrados, sendo também muito comuns os contatos do tipo reto e interpenetrativo entre estes (Figura 103 D). Observa-se, também, que a compactação mecânica foi parcialmente limitada pela dolomitização.

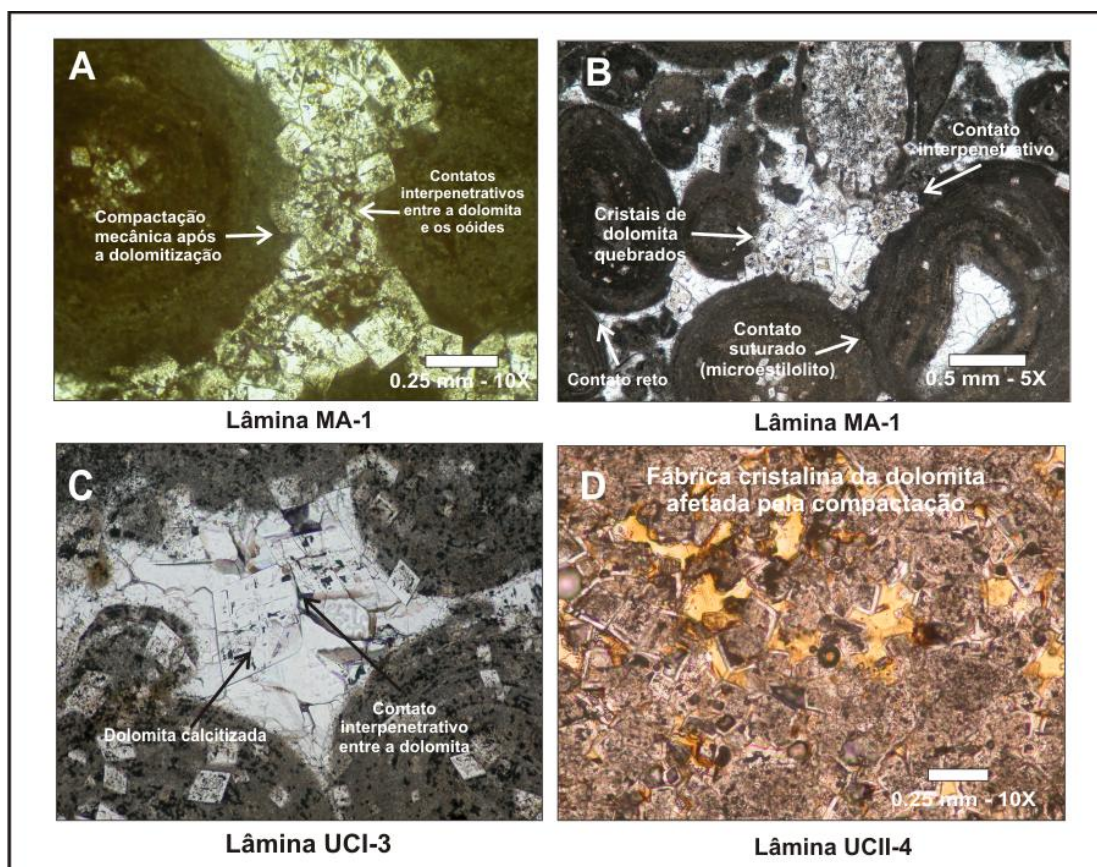


Figura 103 - Efeitos da compactação mecânica observados após a dolomitização. A: compactação física amortecida pela dolomita. Observa-se também o contato interpenetrativo entre os cristais de dolomita e os oóides; B e C: Arcabouço muito empacotado da rocha com vários tipos de contato entre os grãos e cristais; D: Fábrica cristalina da dolomita afetada pela compactação física.

5.3.4 Mosaico *blocky* (cimento tardio)

Este cimento é formado por cristais subedrais médios a grossos com tamanhos que variam entre 0.5 e 1 mm e mostram diferentes tipos de limites entre os mesmos. Este cimento pode ter sido precipitado após a dolomitização e a compactação mecânica. O critério para suportar a interpretação se baseia na presença de envelopes de micrita quebrados ao redor do cimento (104 A e B).

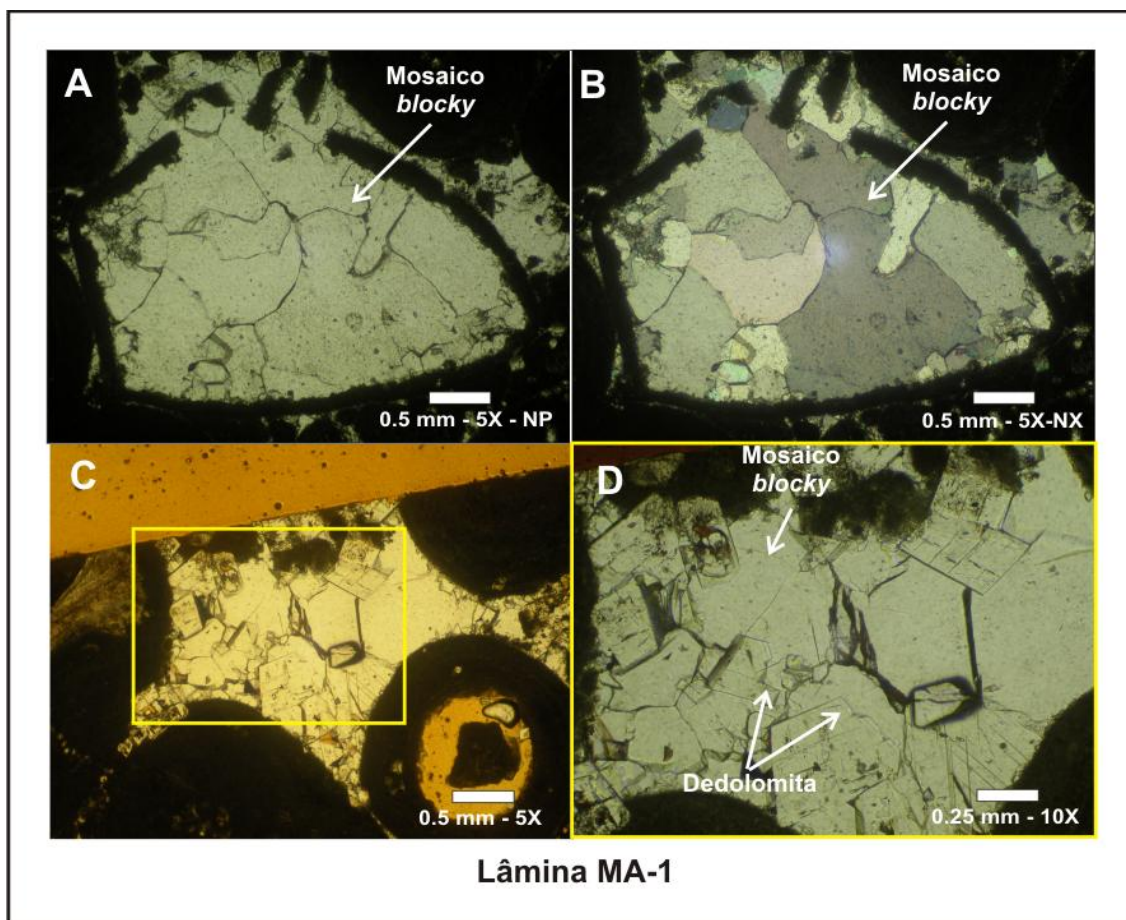


Figura 104 - Mosaico *blocky* precipitado após a compactação mecânica e dolomitização. A e B: Cristais grossos subedrais inequigranulares. Estas figuras mostram ademais os envelopes de micrita quebrados ao redor do cimento. C e D: Cristais de dolomita calcitizados, pelo processo de cimentação tardia.

Os cristais de dolomita apresentam também bordas corroídas (Figura 104 C e D), indicando que a cimentação foi posterior à dolomitização. Este cimento se encontra preenchendo parcialmente o espaço intergranular, já que grande parte do mesmo se encontra dolomitizado e também se posiciona no espaço poroso intragranular. De forma geral, observa-se que os cristais mostram um aspecto limpo de cor bege clara. As amostras tingidas com alizarina e ferricianeto de potássio indicam que o cimento é não ferroso (calcita tingida de vermelho). Vale ressaltar que não se observaram outros tipos de cimentos prévios à precipitação do cimento *blocky*, porque provavelmente teriam sido dolomitizados. A percentagem do mosaico *blocky* na microfácies é muito baixa, sendo menor a 5%. Sob catodoluminescência os cristais apresentam um zoneamento concêntrico cíclico com alternância de bandas laranja claro e laranja escuro (Figura 105 B e D), que podem estar refletindo pequenas mudanças na incorporação de elementos traço durante o desenvolvimento do cimento.

Segundo Machel e Burton (1991) o zoneamento concêntrico cíclico acontece quando um conjunto de dois ou três cores e intensidades de CL ocorre repetitivamente.

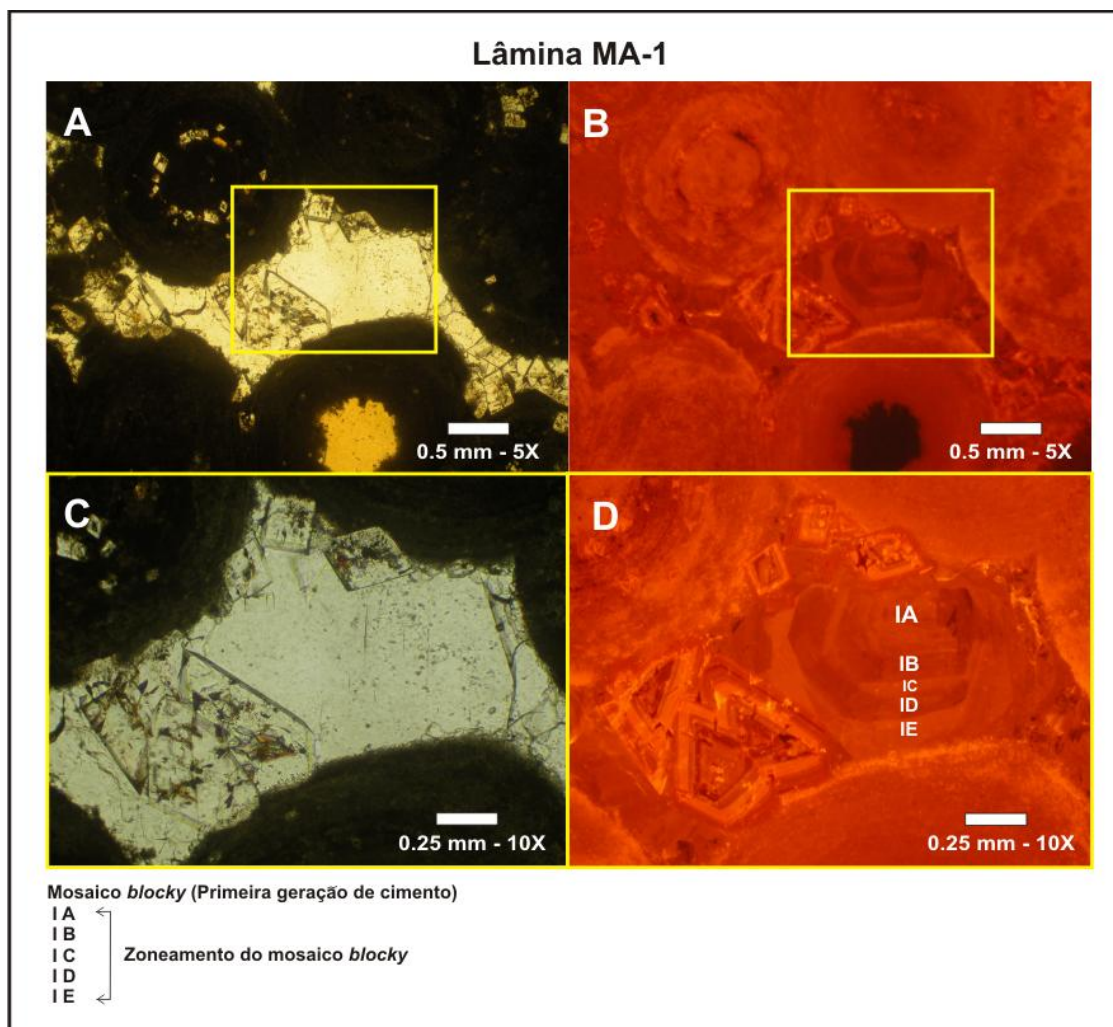


Figura 105 - Mosaico *blocky* tardio (primeira geração de cimento da Pedreira Massapé) precipitado após a dolomitização e compactação. Sob catodoluminescência se observam um zoneamento concêntrico cíclico, com alternância de bandas laranja claro-laranja escuro (figuras B e D). Observa-se também que os cristais de dolomita se encontram calcitizados.

De acordo com Machel e Burton (1991), vários fatores podem causar o zoneamento concêntrico: mudanças na composição da solução, mudanças na taxa de crescimento dos cristais e mudanças na temperatura. No zoneamento concêntrico cíclico observado no mosaico *blocky* se identificaram pelo menos cinco estágios de desenvolvimento do cimento (IA, IB, IC, ID e IE) (Figura 105). A tabela 4 mostra os resultados da análise elementar nos estágios IA, IB e IC. O fluido de poro diagenético do qual precipitou a calcita *blocky* mostra concentrações maiores de Mn do que de Fe (Tabela 4), indicando condições sub-óxicas no ambiente de precipitação do cimento que permitiram uma maior incorporação do Mn.

Mas as concentrações de Mn ainda se consideram baixas. Vale ressaltar que o ferro precisa de condições ainda mais redutoras para se incorporar na calcita. As concentrações de Sr e Mg em todos os estágios de cimentação são relativamente baixas. Contudo, interpreta-se que o cimento teria precipitado no ambiente de soterramento. Como a quantidade de cimento é muito baixa não foi possível sua amostragem para a análise isotópica.

Tabela 4 - Composição química do cimento *blocky* e do cimento sintaxial, correspondente a primeira e segunda geração de cimento respectivamente (cimentos I e II). Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA).

CIMENTO	CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato)					Textura	Características CL
	SrCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	CaCO ₃		
IA	0,036	0,34	0,029	0,076	99,5	Mosaico <i>blocky</i>	Laranja claro
IB	0,054	0,45	0,06	0,038	99,7		Laranja escuro (opaco)
IC	0,047	0,43	0,00	0,061	99,5		Laranja claro
II	0,037	0,39	0,12	0,081	99,3	Cimento sintaxial	Marrom opaco

5.3.5 Cimento sintaxial (cimento tardio)

Os sobrecrescimentos sintaxiais são controlados pelo substrato e, geralmente, ocorrem ao redor de fragmentos de equinodermos, cuja composição é de calcita alta em Mg (*HMC, high magnesium calcite*). O sobrecrescimento pode ocorrer no ambiente marinho próximo à superfície, ou no ambiente meteórico freático. Nestes ambientes os sobrecrescimentos mostram um aspecto sujo e apresentam inclusões. Os sobrecrescimentos sintaxiais em ambientes de soterramento têm um aspecto claro (FLÜGEL, 2004). Neste caso a cimentação sintaxial ao redor de restos de equinodermos teria precipitado na fase da diagênese tardia (estágio mesogenético). Este cimento sintaxial mostra um aspecto claro com tons esbranquiçados (Figura 106 A e B). O cimento sintaxial tem um tamanho de aproximadamente 2 mm e sua percentagem na rocha é muito baixa, sendo menor a 5%. Na análise com CL, o cimento sintaxial mostra um comportamento homogêneo, sendo a intensidade da luminescência muito baixa (marrom opaco) (Figura 106 D e F). A composição elementar do cimento é (Ca_{99,3} Sr_{0,037} Mg_{0,39} Fe_{0,12} Mn_{0,081}) (CO₃)₁₀₀.

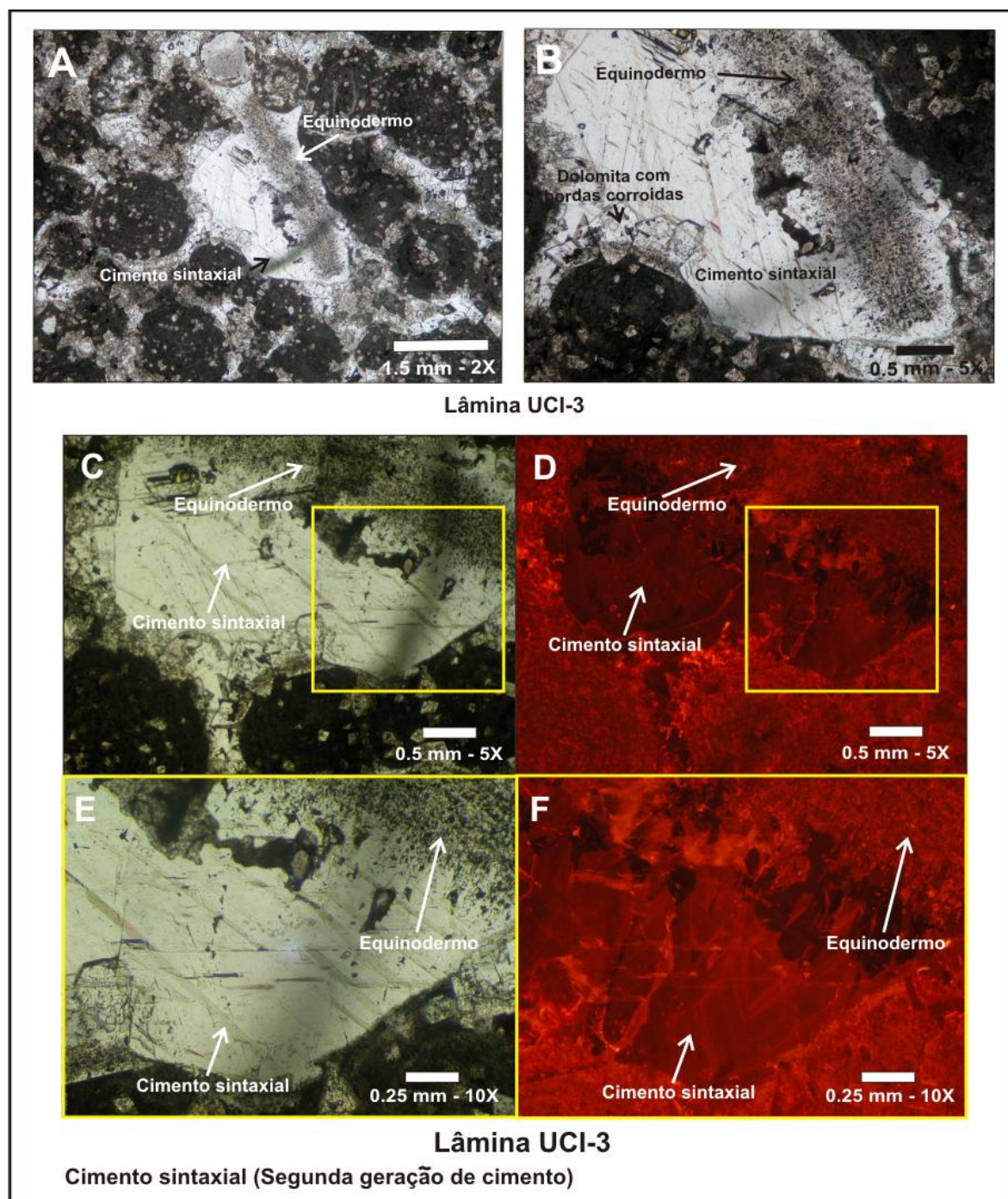


Figura 106 - Cimento sintaxial sobrecrescido sobre um fragmento de equinodermo (Figuras A e B). Este cimento sintaxial tardio mostra uma luminescência opaca sob análise com CL (Figuras D e F). A luminescência neste cimento foi inibida pelas altas concentrações de Fe observadas no cimento.

Destaca-se a relativamente alta concentração de Fe e que foi suficiente para inibir a luminescência, e que indicam por sua vez condições ligeiramente redutoras no ambiente de precipitação (Eh, negativo). As concentrações de Mn, no entanto, são baixas e as concentrações de Mg e Sr são também relativamente baixas.

Interpreta-se que esse cimento precipitou durante o estágio mesogenético (ambiente de soterramento). A tabela 4 mostra a composição elementar do cimento sintaxial (cimento II), correspondente a segunda geração de cimento. Não se realizaram análises isotópicas no cimento sintaxial pelo fato da quantidade e tamanho dos mesmos serem muito pequenos, dificultando assim o processo de microperfuração.

5.3.6 Dedolomitização

A calcitização foi observada principalmente nas microfácies parcialmente dolomitizadas (microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) das pedreiras Massapé e Inorcal I (Figura 107). A dedolomitização é evidenciada pela presença de cristais de dolomita levemente corroídos por causa da precipitação de cimentos tardios. A dolomita também foi parcialmente dissolvida criando microporosidade intracristalina (Figura 107 A). A composição elementar média das dolomitas calcitizadas das microfácies parcialmente dolomitizadas (microfácies 3) na Pedreira Massapé é:

Núcleo da dolomita: $(\text{Ca}_{54,3} \text{Mg}_{45,1} \text{Fe}_{0,26} \text{Sr}_{0,07} \text{Mn}_{0,085}) (\text{CO}_3)_{100}$ – razão Mg/Ca: 0.83

Bandas externas: $(\text{Ca}_{55,03} \text{Mg}_{44,7} \text{Fe}_{0,023} \text{Sr}_{0,035} \text{Mn}_{0,047}) (\text{CO}_3)_{100}$ – razão Mg/Ca: 0.81

Observa-se que as dolomitas têm uma razão Mg/Ca menor que 1, indicando que estas são calcíticas (dolomitas não estequiométricas). As percentagens originais de Mg e Ca podem ter sido afetadas pela dedolomitização. Observa-se que a percentagem de Fe e Mn é maior no núcleo das dolomitas do que nas bordas, porém, as porcentagens de Fe e Mn são relativamente baixas. Sob catodoluminescência, se observa que o núcleo tem uma intensidade na luminescência mais baixa (opaca), como indicado pela maior quantidade de Fe, inibidor da luminescência (Figura 107 B). Nas bordas a dolomita tem uma luminescência laranja clara, refletindo a menor quantidade de Fe em relação ao Mn, o ativador da luminescência (Figura 107 B). A composição elementar média das dolomitas calcitizadas das microfácies parcialmente dolomitizadas (microfácies 3) na Pedreira Inorcal I é: $(\text{Ca}_{54,8} \text{Mg}_{44,8} \text{Fe}_{0,064} \text{Sr}_{0,057} \text{Mn}_{0,056}) (\text{CO}_3)_{100}$ e sua razão Mg/Ca é 0.81. As dolomitas apresentam uma razão Mg/Ca menor que 1, sendo assim dolomitas não estequiométricas. As percentagens de Fe e Mn são relativamente baixas, no entanto, há uma maior quantidade de Fe em relação ao Mn, fato que inibe a luminescência das dolomitas (Figura 107 F).

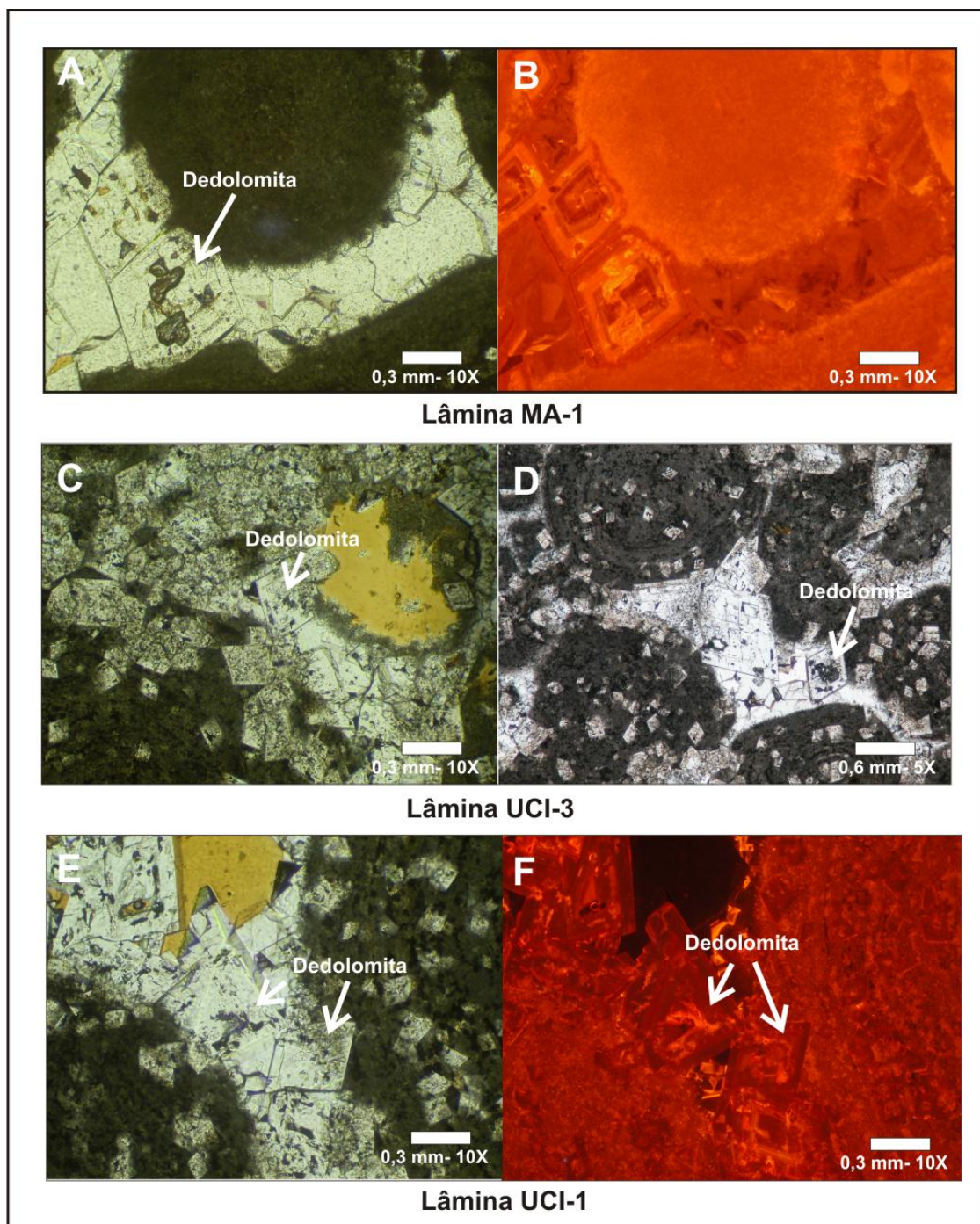


Figura 107 - Dolomitas calcitizadas exibindo microporosidade intracristalina e bordas ligeiramente corroídas pela precipitação de cimentos tardios.

Observa-se que a luminescência das dedolomitas da Pedreira Inorcal I é vermelha opaca com zonas luminescentes que podem ser produto da calcitização (Figura 107 F). As concentrações de Sr são relativamente baixas. A composição isotópica das dolomitas das microfácies parcialmente dolomitizadas na Pedreira Massapé (microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) é de 3,8‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -2,4‰ para o $\delta^{18}\text{O}$.

Os valores isotópicos das dolomitas das microfácies 3 (*grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) da Pedreira Inorcal I são de 0,8‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e de -1,61‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 108).

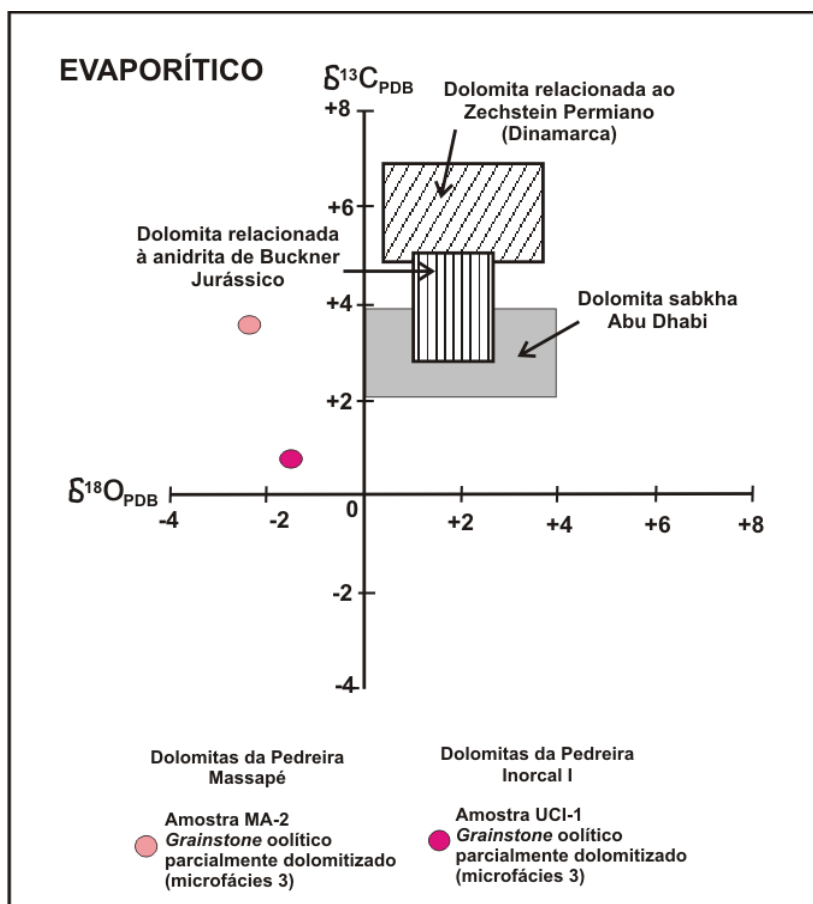


Figura 108 - Composição isotópica das dolomitas das microfácies parcialmente dolomitizadas (microfácies 3) das pedreiras Massapé e Inorcal I. A microfácies 3 (*Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado), se encontra para a base dos ciclos deposicionais. A assinatura isotópica dos cristais de dolomita que estão dolomitizando parcialmente a rocha, se encontra afastada do campo das dolomitas associadas aos modelos evaporíticos (amostras MA-2 e UCI-1), porque sua assinatura original teria sido afetada pelos processos diagenéticos tardios associados à dedolomitização.

Fonte: Modificada de Warren (2000).

Em geral observa-se que os cristais de dolomita nas referidas pedreiras têm uma assinatura isotópica mais depletada em oxigênio do que em carbono (Figura 108). Vale anotar que a assinatura isotópica do carbono é pouco afetada pela temperatura e pelos processos diagenéticos tardios, retendo assim a assinatura isotópica do carbonato precursor (TUCKER e WRIGHT, 1990; WARREN, 2000). Já o valor isotópico do oxigênio se encontra mais depletado (Figura 108), indicando a alteração da sua assinatura isotópica original.

Na figura 108 se observou, ademais, que estas dolomitas se encontram mais afastadas do campo das dolomitas associadas a modelos evaporíticos, se comparadas com as dolomitas das microfácies 4 (*Grainstone* oolítico dolomitizado) das Pedreiras Inorcal I e Inorcal II (Figura 102).

Os fenômenos de cimentação tardia seriam os responsáveis, portanto, pela alteração da assinatura isotópica original das dolomitas das microfácies 3 (*Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado). As figuras 104, 105 e 107 mostram as dedolomitas das microfácies 3. Contudo, interpreta-se que a calcitização das dolomitas nas pedreiras Massapé e Inorcal I teria acontecido, assim, em um ambiente de soterramento por causa da precipitação do mosaico *blocky* tardio.

Como foi referido antes, as dolomitas das microfácies totalmente dolomitizadas (microfácies 4) não teriam sofrido processos muito fortes de calcitização já que de acordo com a análise geoquímica são dolomitas estequiométricas e não reagem ao tingimento com ferricianeto de potássio e alizarina. Além do mais, a assinatura isotópica do carbono e do oxigênio não é muito negativa (Figura 102).

5.3.7 Dissolução

A dissolução gerou porosidade secundária em uma percentagem aproximada de 5%. A porosidade é do tipo *vug* e afeta só os oóides, sendo parcial (afetando só o núcleo dos grãos, figura 109 A e B) ou total (porosidade oomóldica) (figura 109 C). Observa-se também que alguns oóides mostram uma espécie de microporosidade, onde é possível ainda identificar a microestrutura tangencial original do grão.

O tamanho dos poros oscila entre 0.5 e 1 mm de diâmetro. As rochas com dolomitização total também apresentam porosidade vugular (Figura 109 D). O tamanho dos poros é igual ou menor a 0.1 mm e a percentagem de porosidade é de aproximadamente 8%. No geral a dissolução compreende o último evento diagenético, sugerindo que a dissolução como tal aconteceu no estágio telogenético.

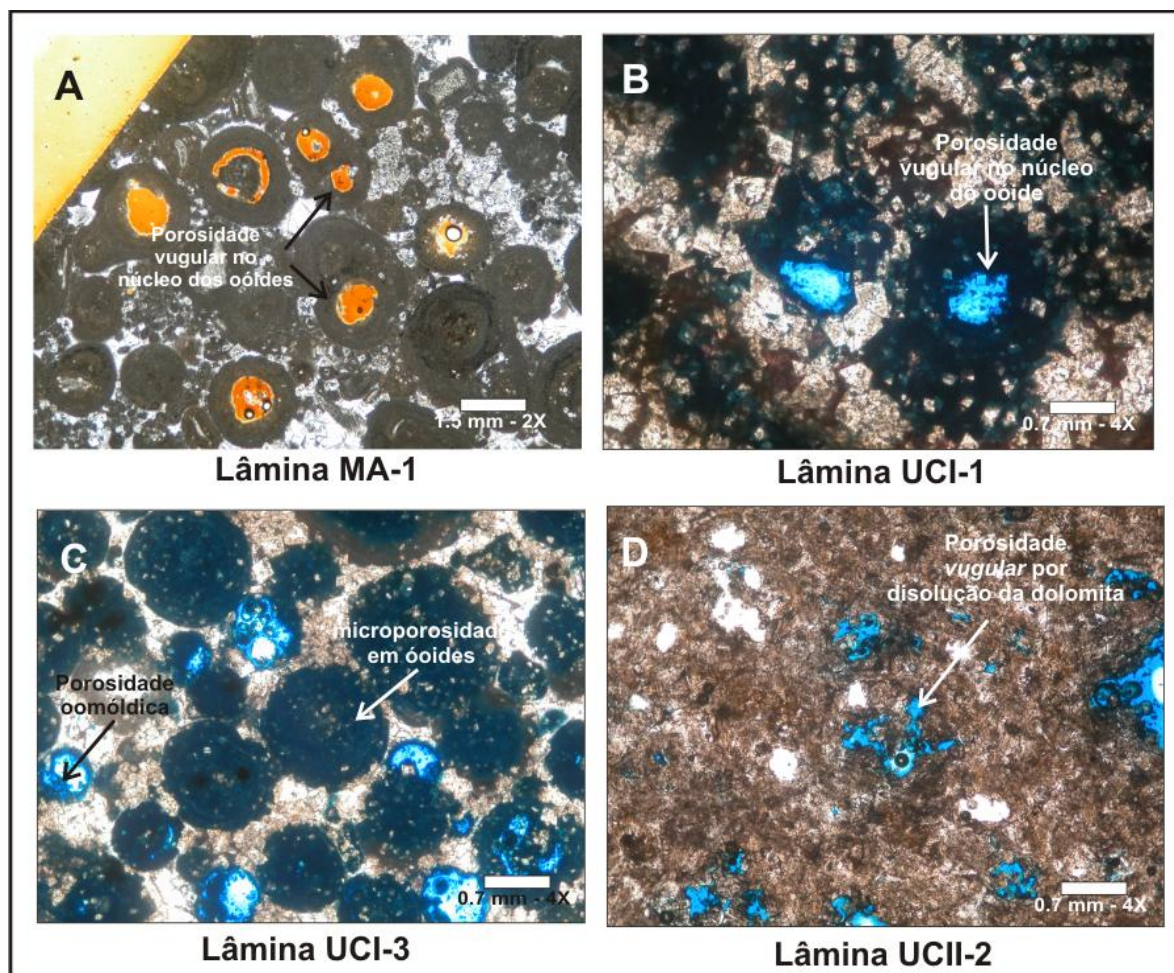


Figura 109 - Dissolução gerando porosidade secundária. A: porosidade vugular no núcleo dos oóides. B e C: Porosidade parcial e total dos oóides gerando microporosidade e porosidade oomóldica respectivamente. D: Dissolução da fábrica cristalina da dolomita criando porosidade vugular.

5.4 Petrografia, geoquímica e diagênese das pedreiras Inhumas e Santo Antônio

As microfácies descritas nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio se caracterizam por apresentarem um arcabouço composto principalmente por oncóides, oóides e pelóides. As figuras 58, 60 e 64, ilustram as microfácies compostas por *rudstone* oncolítico oolítico, *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado e *rudstone* dolomitizado, respectivamente.

A dolomitização compreende um dos principais produtos diagenéticos destas microfácies, sendo mais intensa para o topo e diminuindo gradualmente para a base dos ciclos deposicionais. A figura 110 mostra a sequência diagenética identificada nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

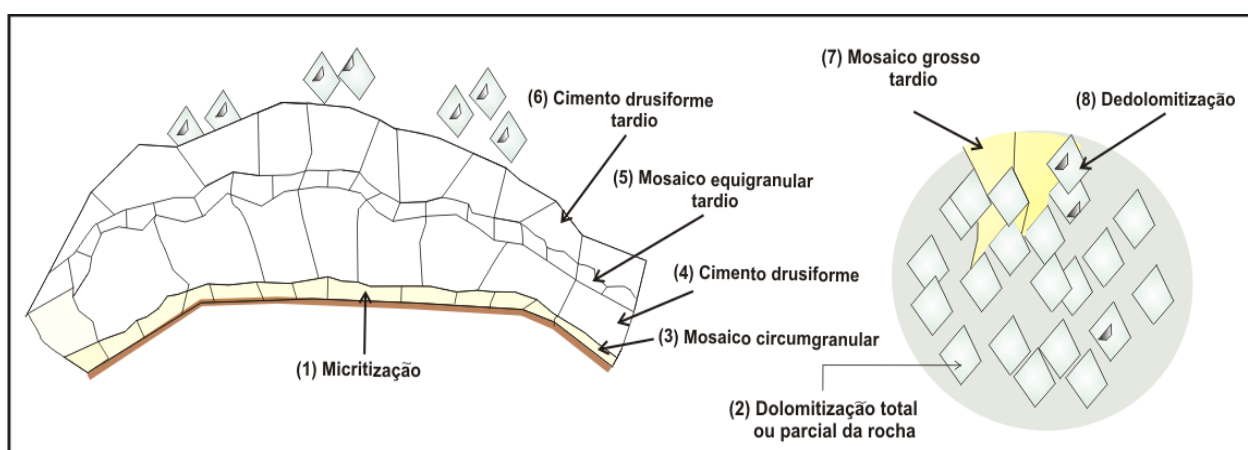


Figura 110 - Sequência diagenética identificada nos perfis estratigráficos descritos nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

5.4.1 Micritização

Os envelopes micríticos se encontram ao redor de todos os grãos que compõem a rocha e representam os processos diagenéticos iniciais ocorridos no ambiente marinho (Figura 111). Os restos esqueléticos de calcita magnésiana tais como equinodermos, conservam sua textura original, mas o contorno dos mesmos se encontra completamente afetado pela micritização (Figura 111 A). Os grãos aragoníticos tais como algas verdes e gastrópodes foram dissolvidos e posteriormente preenchidos por cimento, porém o contorno dos mesmos foi parcialmente preservado pelos envelopes micríticos (Figuras 111 C, D, E e F).

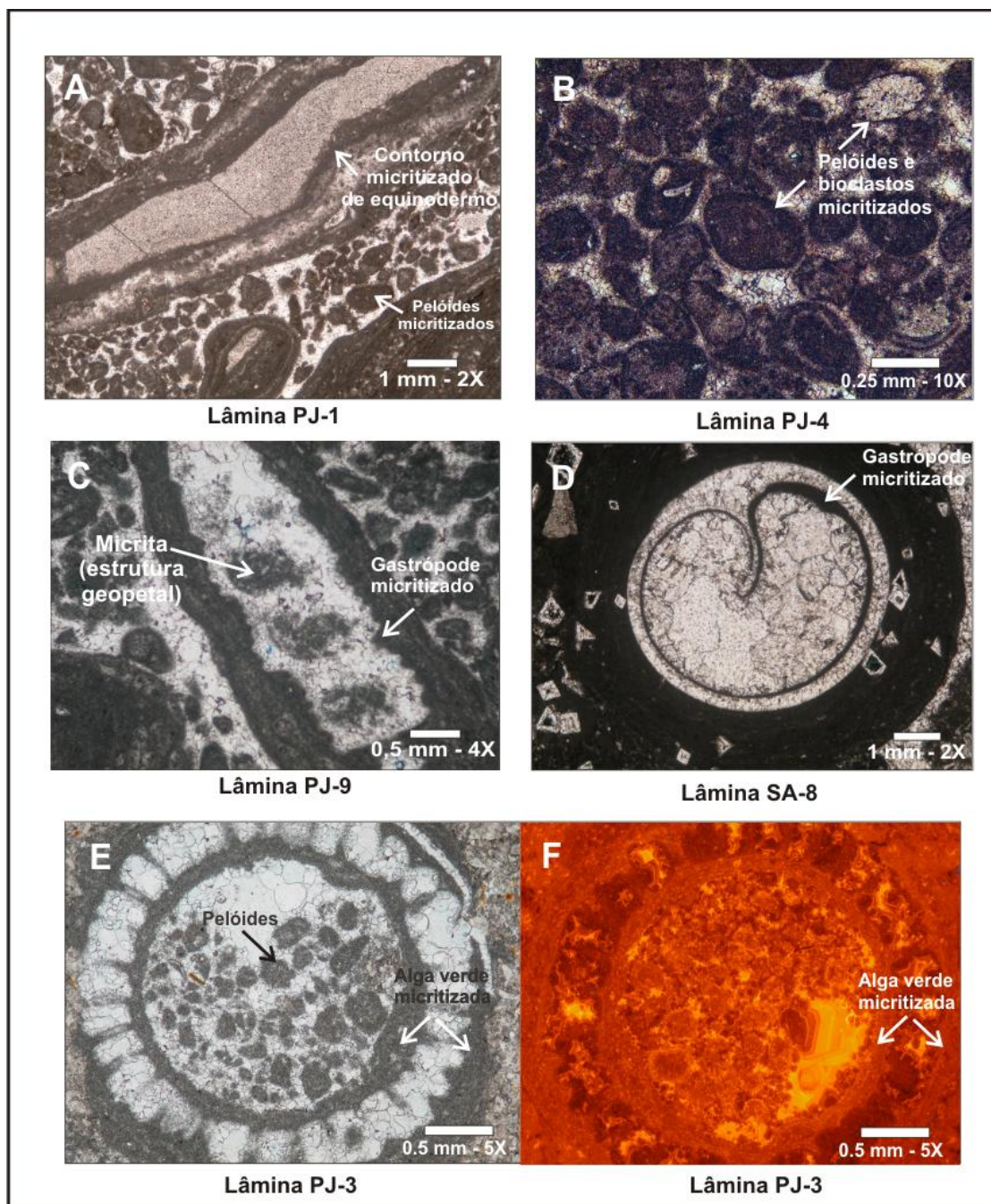


Figura 111 - Envelopes micríticos cobrindo todos os grãos, indicando intensa atividade microbial. A: Equinodermo com envelopes de micrita. B: Pelóides e bioclastos micritizados. C, D, E e F: Gastrópodes e algas verdes com contorno micritizado. Os gastrópodes das figuras C e D se encontram por sua vez formando o núcleo de oncóides. O gastrópode da figura C se encontra parcialmente preenchido por micrita, formando uma estrutura geopetal. Sob catodoluminescência os envelopes micríticos exibem uma cor laranja clara (Figura F).

Os oncóides, oóides e pelóides também estão cobertos por camadas micríticas, tornando difícil identificar a sua microestrutura original no caso dos oóides e a natureza original dos grãos no caso dos pelóides (Figura 111 B). Não se observaram cimentos associados à zona eogenética.