

7.2.2- Ambiente meteórico freático

Quando todo espaço poroso em um sedimento ou rocha sedimentar está preenchido com água meteórica (doce), é dito que tal sedimento/rocha encontra-se no ambiente diagenético meteórico freático, ou seja, abaixo do lençol freático (Longman, 1980). Também segundo Longman (1980), o ambiente meteórico freático pode ser subdividido em três zonas: a zona subsaturada, onde os principais processos são dissolução e neomorfismo, a zona saturada ativa, distinguida pela passagem de grandes volumes de água saturada em carbonato de cálcio pelos poros do sedimento, gerando rápida cimentação dos tipos franja prismática e mosaico de calcita, e finalmente a zona estagnante com movimentação restrita de água e como consequência pouca cimentação.

Cimentos de calcita do tipo mosaico e sintaxial

Cimentação na porção superior do ambiente meteórico freático é muito comum, sendo texturalmente e mineralogicamente representada por mosaico de calcita de baixo teor de magnésio (Longman, 1980). Os primeiros cimentos deste tipo a precipitar podem nuclear sobre cristais nas superfícies dos grãos, e crescer em direção ao centro dos poros, passando de formas menores para outras mais grossas (Bathurst, 1975).

Cimento espático mosaico é um importante redutor da porosidade nas rochas aqui investigadas. Notadamente, o mesmo começa a nuclear diretamente sobre a superfície dos bioclastos e secundariamente, aparece sobrepondo cimento em franja fibrosa de origem marinha, fechando a porosidade remanescente. É observado em praticamente todas as microfácies, entretanto é mais freqüente nas microfácies VI e VII (fig. 20).

A ocorrência de bioclastos de equinóides nos carbonatos do Membro Siri faz com que ao redor destes grãos possa ser observado um cimento em continuidade ótica com os mesmos (fig. 23-2). De acordo com Longman (1980) e Tucker & Wright (1990) cimentação sintaxial forma-se mais rapidamente no ambiente freático meteórico. Graças ao grande tamanho do cristal e à ausência de crescimento competitivo, estes cimentos desenvolvem-se mais velozmente do que cimentos que crescem a partir da superfície de outros bioclastos que não os equinodermos. Tal feição é muito comum, principalmente, nas microfácies onde há maior abundância dos equinóides tais como II, VI e VII.

Neomorfismo

O termo neomorfismo (Folk, 1965) relaciona-se à transformação de minerais acontecendo em presença de soluções aquosas e inclui processos de substituição (dissolução de um mineral e formação simultânea de outro), inversão (substituição de um mineral por seu polimorfo) e recristalização (mudanças na forma, tamanho e retículo cristalino, sem mudanças na mineralogia) (Flügel, 2004).

No Membro Siri os processos neomórficos observados são a recristalização de micrita para pseudomicroespato, o qual é mais comum nas fácies ricas em micrita como a I, II, e III, e a substituição de aragonita por calcita. Neste último caso, os bioclastos mais suscetíveis a este processo são as conchas dos bivalves (fig. 22-1) e os esqueletos dos corais *Porites*, ambos originalmente aragoníticos (microfácies IV e VI) (fig. 20). Esta substituição de aragonita por calcita envolve gradual dissolução do mineral original e a precipitação de calcita no lugar, tanto que freqüentemente há preservação da forma original da concha (Flügel, 2004).

Dissolução

Na zona subsaturada do ambiente diagenético meteórico freático, a água doce que infiltra na formação passará pela zona vadosa e alcançará o ambiente freático sem tornar-se saturada em CaCO_3 . Uma vez que esta solução tenha chegado a posições abaixo do lençol freático, ela começará a dissolver a rocha e/ou sedimento carbonático até que esteja totalmente saturada e passe finalmente a precipitar CaCO_3 (Longman, 1980). Porosidades na forma de *vugs* e moldes podem ser geradas em larga escala nesta situação (Tucker & Wright, 1990).

No Membro Siri, porosidade intergranular de origem deposicional alargada por dissolução (fig. 24-3) é principalmente observada nos rudstones/grainstones a base de algas vermelhas e cracas da microfácies VII (fig. 20). Outro exemplo de dissolução seletiva na rocha é a que ocorre nos esqueletos aragoníticos de moluscos e corais, formando porosidade móldica, entretanto esta é bem menos importante que o primeiro tipo (fig. 24-2).

Dissolução não seletiva da fábrica da rocha, com o desenvolvimento de *vugs* (fig. 24-1), é outro processo relativamente freqüente nestes calcários. Nas microfácies II e III, estão os principais exemplos deste caso de alteração diagenética.

7.2.3- Ambiente de mistura de águas

O limite entre os ambientes marinho freático e meteórico é marcado por soluções aquosas salobras formadas pela mistura das águas de ambos. Longman (1980) afirma que exemplos de cimentos formados nesta condição são raros devido a três fatores: estagnação da água nesta zona de mistura; pequeno volume da mesma em comparação com os outros ambientes diagenéticos e por último à mobilidade da mesma em resposta à precipitação pluviométrica, a mudanças no

nível do mar e etc. Entretanto, o processo diagenético mais importante que pode ocorrer neste contexto é a dolomitização.

Dolomitização

Apesar de ser encontrada também como cimento, na grande maioria das vezes a dolomita presente nas rochas carbonáticas originou-se por um processo de substituição (Longman, 1980).

No Membro Siri o processo de dolomitização forma dois tipos comuns de cristais: os anedrais, sem uma estrutura cristalina visível, e os euedrais com formato rômbo. Característico em todos os poços analisados é que a dolomitização foi seletiva, substituindo somente a matriz micrítica e nunca os grãos (figs. 22-4 e 24-4). Por isso, nota-se que este processo não foi tão importante ao longo da história diagenética destes calcários.

Existem diversos modelos de dolomitização na literatura, contudo, para o Membro Siri, a formação deste mineral deve estar relacionada à mistura de água salgada e doce, como previsto no modelo de dolomitização “Dorag”, descrito por Badiozamani (1973). Apesar disto, existem outros modelos de dolomitização que estão associados a ambientes carbonáticos-evaporíticos e diagenético de subsuperfície profunda, porém não parece ser o caso.

Badiozamani (1973) mostrou que misturas de 10% de água do mar com 90% de água doce podem formar uma solução levemente subsaturada em calcita e supersaturada em dolomita, favorecendo assim a substituição do primeiro pelo segundo, respectivamente.

7.2.4- Processos de subsuperfície profunda

Feições diagenéticas típicas de ambiente de subsuperfície profunda não são tão importantes no Membro Siri. Fraturamento de grãos, relacionado com intervalos não cimentados, e raros estilólitos e filmes de argila parecem ser as únicas indicações da atuação desta diagênese nestas rochas.

7.2.5- Porosidade

A porosidade nos calcários pode ser dividida em dois tipos principais: primária (deposicional) e secundária (diagenética-tectônica) (Tucker, 1991). Os tipos de porosidade primária mais comuns são aqueles relacionados a estruturas orgânicas, tais como as crostas de algas vermelhas no Membro Siri, e ao espaço intergranular em areias carbonáticas. Porosidade secundária pode ser produzida principalmente por dissolução gerando moldes e *vugs* e por movimentos tectônicos formando fraturas (Tucker, 1991; Flügel, 2004).

Os principais reservatórios encontrados no Membro Siri correspondem, notadamente, aos rudstones/grainstones da microfácies VII, onde há boa porosidade primária intergranular, que foi aumentada ou alargada por dissolução, inclusive gerando *vugs*. Dissolução não seletiva da fábrica carbonática e formação de *vugs* ocorrem também nas microfácies II, III e V.

Nas fácies III e V, na qual se tem bioconstruções de algas vermelhas, observa-se alguma porosidade no espaço entre as crostas das algas, entretanto não parece ser algo que efetivamente aumente o potencial de reservatório dos carbonatos. Porosidade móldica não é importante, sendo notada apenas nas fácies que contém bioelementos aragoníticos, tais como corais e moluscos, e mesmo assim quando não há total cimentação. Porosidade intercrystalina, em

porções dolomitizadas da rocha, pode ser observada apenas localmente e ainda assim formando poucos poros.

Como será discutido mais adiante, pode-se afirmar que nos carbonatos do Membro Siri o ambiente deposicional exerceu um forte controle e influência na distribuição dos melhores reservatórios desta unidade. Geralmente, estes foram depositados em ambientes de águas rasas e de altas energias.

7.2.6- Eventos diagenéticos

Os processos diagenéticos acima descritos podem ser colocados em uma seqüência de eventos, apresentados esquematicamente na figura 21.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	AMBIENTES DIAGENÉTICOS				POROSIDADE	
	Marinho freático	Meteórico freático	Mistura de águas	Subsuperfície	Perda	Ganho
Micritização e perfurações						
Sedimentos infiltrados						
Cimento em franja fibrosa						
Cimento mosaico e syntaxial						
Dissolução						
Neomorfismo						
Dolomitização						
Grãos fraturados						

Muito raro Raro Comum Frequente
|
|
|
|

Figura 21- Quadro de eventos diagenéticos para as rochas do Membro Siri.

Os calcários do Membro Siri iniciam sua história diagenética em um ambiente freático marinho onde ocorreu a ação de organismos que atacaram os grãos carbonáticos gerando perfurações e micritização em alguns deles. Cimentação em franja fibrosa e infiltração de sedimentos nas cavidades formadas pelo arcabouço da rocha também são feições comuns deste tipo de ambiente.

Com o raseamento dos sedimentos, o carbonato é exposto a um ambiente freático de água meteórica ativa onde acontece dissolução parcial da rocha e uma extensa e rápida precipitação de cimento calcítico, tipo mosaico granular, sendo sintaxial nos equinóides. Simultaneamente, nas áreas estagnadas e em menor escala, ocorre neomorfismo da micrita para pseudomicroespato.

A passagem pela zona de mistura, marcada por uma salmoura formada pela mistura de água marinha e água meteórica, antes do soterramento profundo, possivelmente gerou a fase de dolomitização, que foi restrita, haja vista que alterou apenas e ainda assim parcialmente a matriz micrítica dos carbonatos.

O último estágio seria o de diagênese em subsuperfície profunda e está relacionado com a compactação dos sedimentos. Como já descrito anteriormente, feições indicativas deste processo não são tão destacadas no Siri. Alguns grãos fraturados e poucos estilólitos e filmes de argila constituem as principais evidências da atuação da diagênese em grandes profundidades.

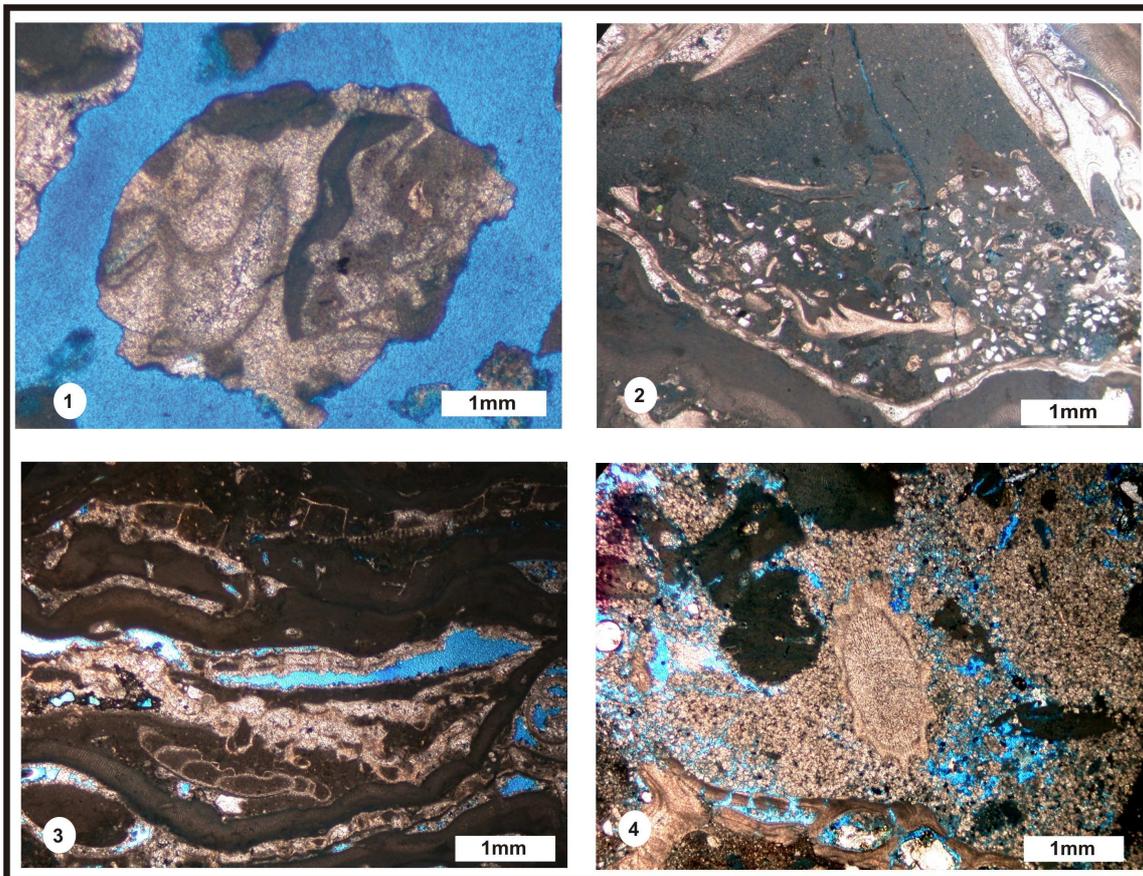


Figura 22 - 1: bioclasto de pelecípode com envelope micrítico. O bioclasto inicialmente de aragonita sofreu neomorfismo passando para calcita. Poço F, 1071 m, luz natural. 2: bioclastos formando sedimento interno no esqueleto da craca. Notar feição geopetal. Poço C, 1265,45m, luz natural. 3: crostas de algas vermelhas com cimento mosaico obliterando o espaço intercrosta. Poço C, 1262,9 m, luz natural. 4: bioclasto de equinóide com cimento fibroso de origem marinha. Matriz parcialmente dolomitizada. Poço C, 1192,75 m, luz natural.

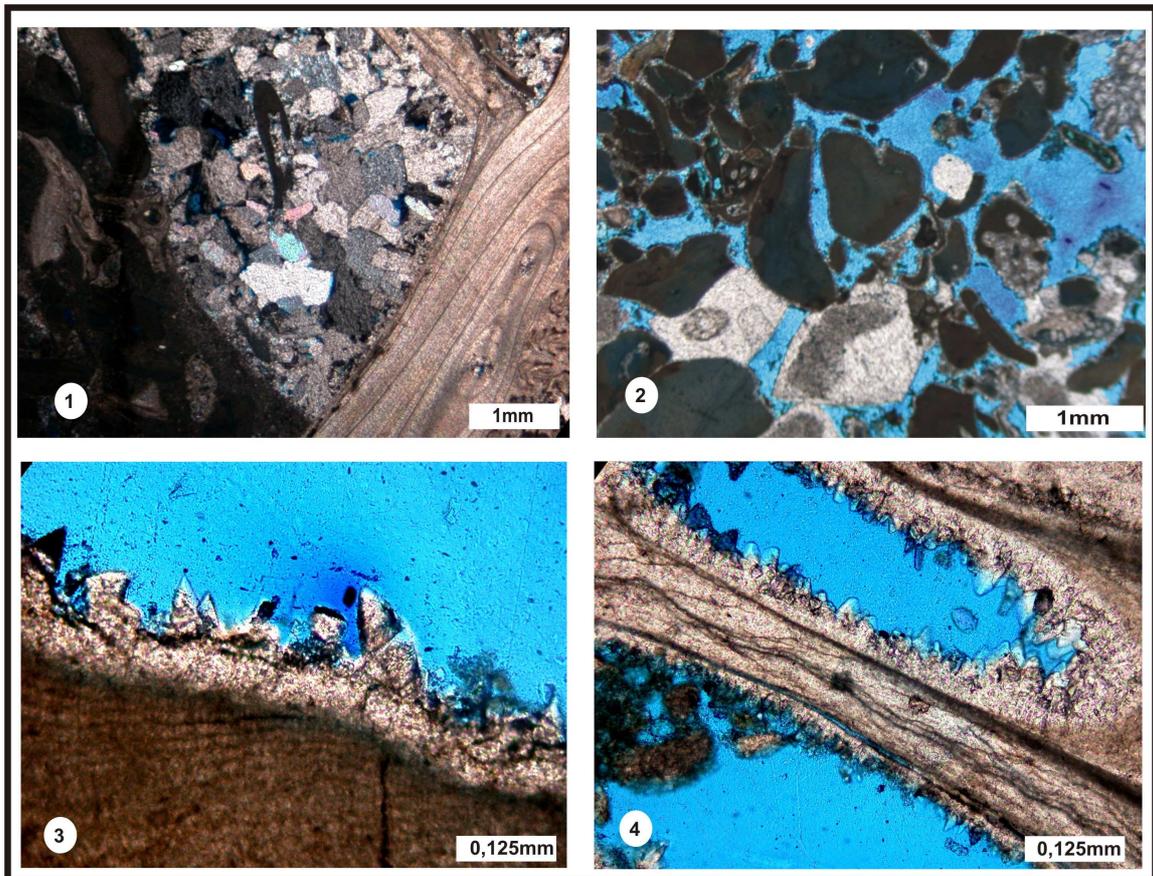


Figura 23 - 1: sedimento interno na craca formando feição geopetal. Cimento mosaico sobre a matriz geopetal. Poço C, 1265,45 m, nicóis cruzados. 2: cimentação syntaxial nos equinóides. Poço A, 1083,75 m, luz natural. 3: cimento em franja isópaca fibrosa sobre a superfície de uma alga vermelha. Cimento prismático se desenvolvendo sobre a franja fibrosa. Poço C, 1219,55 m, luz natural. 4: como na figura 3, tem-se franja fibrosa sobre a superfície da craca e cimento prismático se desenvolvendo sobre a franja. Poço C, 1187 m, luz natural.

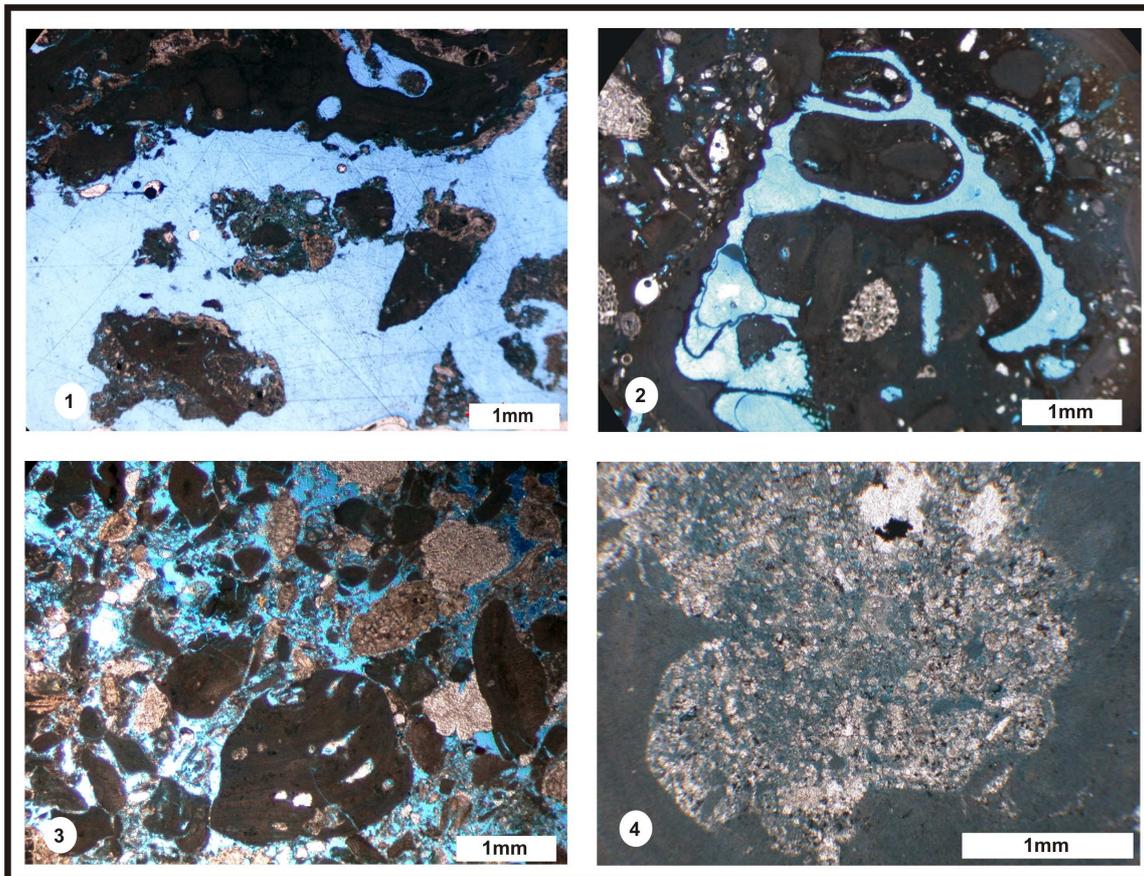


Figura 24 - 1: dissolução não seletiva e formação de porosidade do tipo *vug*. Poço C, 1191 m, luz natural. 2: dissolução da concha aragonítica de molusco gastrópode formando porosidade móldica. Poço A, 1045 m, luz natural. 3: porosidade intergranular sendo aumentada por dissolução parcial da rocha. Poço C, 1187,7 m, luz natural. 4: matriz micrítica sendo seletivamente dolomitizada. Observar que a alga vermelha não sofre dolomitização. Poço A, 1091,2 m. luz natural.

7.3- MODELO DEPOSICIONAL

Diaz (2007) e Waisman (2002) reconheceram em linhas e cubos sísmicos, respectivamente, diversas sismofácies que permitiram a caracterização do ambiente deposicional dos carbonatos do Membro Siri.

Waisman (2002) estudou estes carbonatos na área centro-sul da Bacia de Campos caracterizando três sismofácies principais ou domínios texturais. A primeira delas relaciona-se aos depósitos predominantemente siliciclásticos, que ocorrem em porções mais internas da plataforma continental. A segunda sismofácies, situada nas proximidades da borda da plataforma, possui como característica marcante o alinhamento de amplitudes positivas e negativas segundo a direção norte sul. O terceiro domínio se estende para além do sopé do talude e é constituído basicamente por folhelhos e margas depositados em ambiente profundo de bacia oceânica.

Apoiado no dado sísmico e também em investigações petrográficas Waisman (2002) identifica no ambiente de borda de plataforma (segundo domínio textural ou sismofácies), a existência de bioconstruções de algas vermelhas e de barras bioclásticas, estas últimas formadas por rudstones/grainstones de algas vermelhas e macroforaminíferos.

Segundo Diaz (2007) estas fácies compostas por rudstones ou grainstones bioclásticos formariam um complexo de bancos carbonáticos na margem da plataforma e uma fácies mais proximal, possivelmente lagunar, seria composta por wackestones bioclásticos e material siliciclástico vindo do continente. Para este autor, a reativação tectônica de estruturas geradas na fase rifte da Bacia de Campos, teria controlado a distribuição das fácies e o estabelecimento de acumulações orgânicas, enquanto que subsidência diferencial local seria a principal responsável pelas variações laterais no padrão de empilhamento

sedimentar sobre a plataforma. Paralelamente, esta subsidência local também teria contribuído na configuração das fácies formadas em ambientes mais restritos da plataforma interna.

Com base na descrição de lâminas petrográficas de amostras de calha e de testemunhos, realizou-se pesquisa visando à caracterização paleoambiental do Membro Siri, apoiando-se também nos trabalhos prévios de Waisman (2002) e Diaz (2007). Adicionalmente, será usado o modelo paleoambiental de Hallock & Glenn (1986) para distribuição de rochas carbonáticas cenozóicas ricas em macroforaminíferos.

Hallock & Glenn (1986) propuseram um modelo de distribuição de macroforaminíferos em carbonatos do Cenozóico, sendo o mesmo um suplemento ao modelo clássico de fácies carbonáticas de Wilson (1975). Observações sobre a ecologia de formas modernas forneceram as bases teóricas para que estes autores propusessem um modelo paleoecológico acerca da distribuição destes organismos em estratos do Terciário.

Diversas variáveis paleoecológicas foram utilizadas por Hallock & Glenn (1986) para propor a existência de três grupos de foraminíferos ambientalmente indicativos:

Grupo I – Macrorotalídeos com testas ovóides ou de sabida afinidade com água rasa. Exemplos são os *Amphisteginas*, numulídeos ovóides e miogipsinídeos.

Grupo II – Foraminíferos planctônicos, macroforaminíferos com forma plana e macroforaminíferos característicos de águas mais profundas, como lepidociclinídeos, *Cycloclypeus* e *Operculina*.

Grupo III – Rotaliídeos menores e foraminíferos porcelânicos incluindo soritídeos, peneroplídeos, alveolinídeos e miliolídeos.

Segundo Hallock & Glenn (1986) as proporções destes três grupos devem indicar com alguma segurança o posicionamento de determinada fácies de acordo com o esquema de Wilson (1975) (fig. 25).

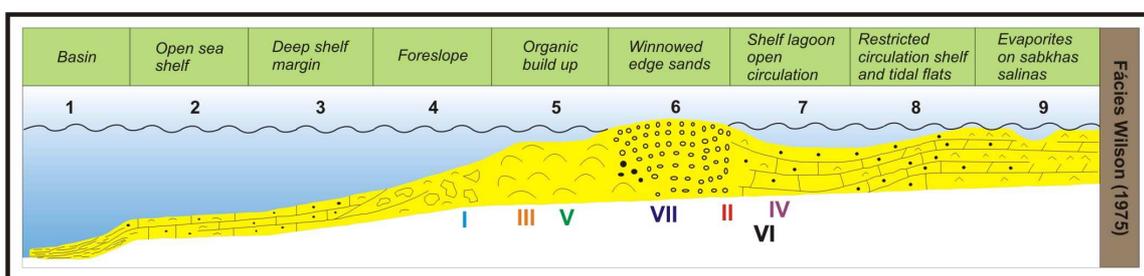


Figura 25- Modelo de fácies carbonáticas de plataformas com borda de Wilson (1975). O posicionamento das microfácies do Membro Siri está indicado. Modificado de Wilson (1975).

Nos poços aqui investigados, os calcários do Membro Siri são representados por sete diferentes fácies, cujos bioelementos mais destacados são as algas vermelhas coralináceas, os macroforaminíferos e as cracas.

A microfácies I representada por packstones de rodolitos e bioclastos de algas vermelhas coralináceas e macroforaminíferos do tipo lepidociclinídeos pode ser considerada como provável pertencente à fácies 4 do modelo de Wilson (1975) para plataformas carbonáticas com borda. Esta fácies corresponde a um ambiente de *forereef* ou *reef margin* abaixo do nível de base das ondas (fig. 25).

Haynes (1965) em trabalho clássico sobre paleoecologia de foraminíferos propôs que a forma das testas dos macroforaminíferos é provavelmente um

produto de fatores hidrodinâmicos e de processos metabólicos relativos à simbiose com as algas. Ele sugeriu que testas robustas, de máxima esfericidade, devem indicar ambientes recifais de mais alta energia, enquanto que testas finas, discóides, com razões máximas superfície/volume, seriam encontradas em ambientes calmos, com pouca iluminação (fig. 26).

Os lepidociclinídeos do Membro Siri freqüentemente possuem testas com altas razões superfície/volume, indicando desta forma a sua afinidade com ambientes mais calmos, de maior batimetria, assim como indicado acima.

Outros bioelementos que corroboram esta suposição são os foraminíferos planctônicos globigeriniformes que geralmente são mais comuns em estratos depositados em ambientes de talude e bacia oceânica e que são encontrados em maior quantidade na microfácies I (ver anexos). Os grainstones observados pontualmente podem ter sido depositados em ambiente com parcial ação de ondas, talvez mais próximos da borda rasa da plataforma.

Macroforaminíferos do tipo miogipsinídeos e amphisteginídeos são freqüentemente descritos na microfácies II (anexos). Tais macroforaminíferos têm testas robustas, com formatos ovóides, apresentando razões superfície/volume menores que os lepidociclinídeos.

Haynes (1965) e Hallock & Glenn (1986) citam em suas respectivas publicações que estas formas são notadamente comuns em ambientes deposicionais mais rasos e de maior energia, apesar de que nos carbonatos do Membro Siri, não é raro a associação dos mesmos com matriz micrítica. Hallock & Glenn (1985) registraram, nas Filipinas, a existência de bancos miocênicos formados na margem da plataforma, dominados por miogipsinídeos.

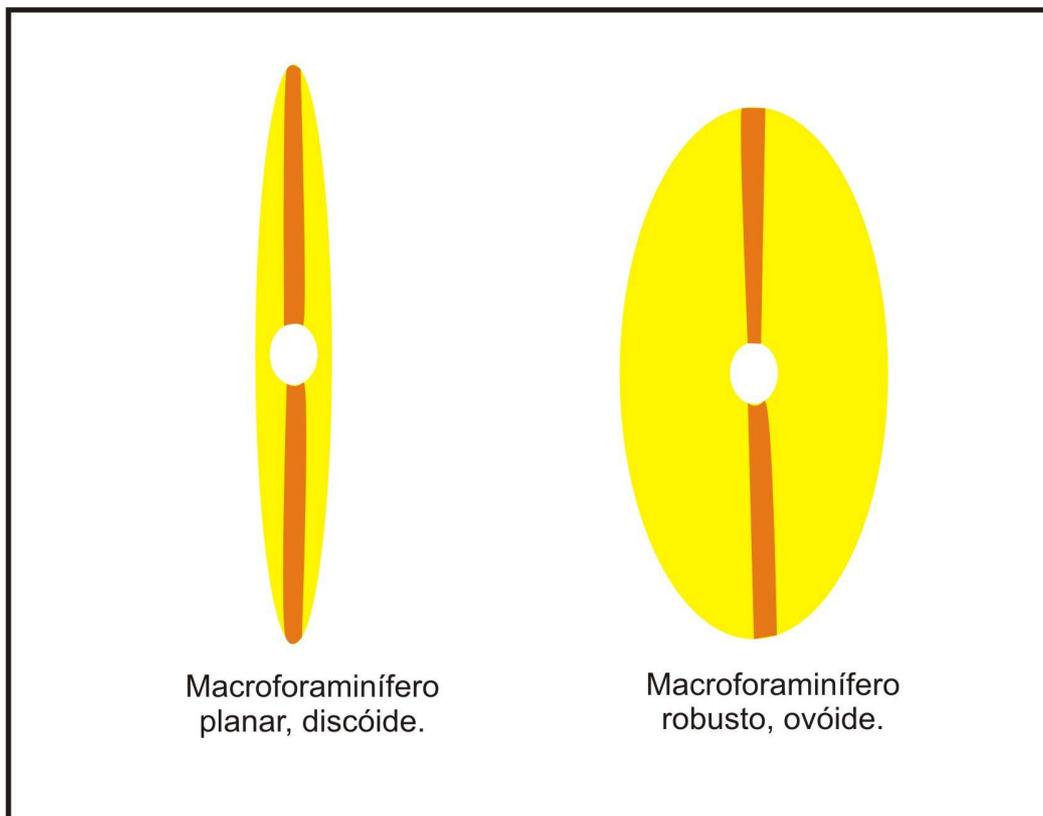


Figura 26- Desenho esquemático mostrando as distintas formas que os macroforaminíferos podem assumir.

Essa microfácies é interpretada como sendo o resultado da deposição carbonática sobre uma borda de plataforma estabilizada por algas vermelhas coralináceas, provavelmente em lâmina d'água rasa (<10m) (Hallock & Glenn, 1986). Acredita-se ainda que estes carbonatos possam ter encontrado um sítio de deposição entre os bancos de algas vermelhas, haja vista o aparecimento, por vezes, de numulítídeos do gênero *Heterostegina*, que segundo Geel (2000) e Chaproniere (1975), procura locais protegidos na margem da plataforma para habitar.

Durante os períodos de ausência de retrabalhamento, esse ambiente tornou-se calmo o suficiente para que a lama carbonática fosse depositada, formando os packstones. Por outro lado, em épocas com maior ação de ondas e marés, os grãos muito finos entraram em suspensão, possibilitando a formação dos grainstones.

As microfácies III e V são constituídas basicamente por bindstones de algas vermelhas coralináceas. Waisman (2002) afirma que estas rochas representam bioconstruções [fácies 5 de Wilson (1975)] localizadas na borda da plataforma carbonática terciária da Bacia de Campos (fig. 25).

Entretanto, a microfácies V apresenta uma característica particular em relação à microfácies III, que são as cracas, as quais aparecem incrustando e colonizando a superfície das algas vermelhas. Estes artrópodes são vistos na forma de esqueletos inteiros ou quase inteiros, geralmente posicionados entre as crostas das algas, utilizando o substrato rígido formado por elas para desenvolverem-se.

A ampla ocorrência de cracas na microfácies V indica uma deposição em ambiente muito raso, possivelmente com ampla influência de maré, haja vista a estreita relação de cracas com este tipo de ambiente (Kamp *et al.*, 1988; Távora & Pontes, 2002).

Em associação com estes bindstones de algas vermelhas e cracas encontram-se (ver anexos) rudstones/grainstones de bioclastos de cracas e rodólitos e bioclastos de algas vermelhas. Estes sedimentos pertencem a microfácies VII que parece ter sido depositada em ambiente mais raso que a microfácies V, sendo considerada, portanto, como o produto do retrabalhamento desta última sob regime hidrodinâmico de maior energia.

Dentre as fácies amostradas no conjunto deste trabalho, a microfácies VII representa o carbonato depositado em ambiente de maior energia e sob menor lâmina d'água. Por isso não é surpresa que a mesma seja responsável pela melhor porosidade observada no Membro Siri, tendo sido ajudada ainda por dissolução parcial dos grãos, que provocou o alargamento do espaço intergranular, gerando boas condições de permo-porosidade.

Somente nos poços A e F (anexo) foi identificada a microfácies VI constituída por grainstones bioclásticos, normalmente apresentando boa seleção e arredondamento. Além do aspecto textural, estes grainstones mostram uma diferenciação com relação às assembléiasossilíferas das demais microfácies. Aqui os bivalves são bem mais abundantes do que nas outras fácies mencionadas anteriormente.

Adicionalmente, pode-se afirmar que os foraminíferos porcelânicos (miliolídeos), apesar de não estarem entre os bioelementos mais importantes, também ocorrem em maior número na microfácies VI.

Este maior número de bivalves e miliolídeos pode ser evidência de um ambiente lagunar (Chaproniere, 1975; Ghose, 1977; Hallock & Glenn, 1986; Geel, 2000; Flügel, 2004) com salinidade um pouco acima do normal, possivelmente correlacionável a fácies 7 de Wilson (1975). A microfácies VI deve representar areias do *backbank* depositadas em lagunas rasas de circulação aberta (fig. 25).

A única fácies onde se observou a presença de corais foi na microfácies IV. Corais *Porites*, algas vermelhas coralináceas e cracas, são os principais grãos do arcabouço destas bioconstruções, as quais foram descritas apenas no poço A, ao longo de poucos metros de rocha.

De acordo com Waisman (2002) *patch reefs* (recifes isolados sobre a plataforma) podem ter se formado no ambiente deposicional dos calcários Siri. Com base nisto e na associação desta microfácies com a microfácies VI pode-se sugerir a existência de recifes coralgais atrás do complexo de bancos de margem de plataforma, mais precisamente numa laguna rasa.