

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**FACIOLOGIA E GÊNESE DOS CARBONATOS DO GRUPO BAMBUÍ
NA REGIÃO DE ARCOS, ESTADO DE MINAS GERAIS**

JANE NOBRE LOPES

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
1995**

RESUMO

A pesquisa efetuada na região de Arcos, sudoeste do estado de Minas Gerais, visou definir a faciologia e a gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí que ocorrem nessa área. A pesquisa constou basicamente de trabalhos de campo e de descrições petrográficas. Análises palinológicas e de raios x foram realizadas em casos específicos.

Os carbonatos foram caracterizados em fácies sedimentares, as quais foram agrupadas em conjuntos faciológicos, representativos de ambientes de sedimentação bem definidos. A distribuição espacial desses conjuntos e a sucessão em que ocorrem permitiram a identificação de quatro intervalos de sedimentação de caráter regressivo, os quais constituem um megaciclo regressivo.

O Intervalo 1, basal, desenvolveu-se em uma rampa carbonática, talvez do tipo distally *steepened*. Em ambiente de rampa externa, situado abaixo do nível de ação de ondas normais, mas afetados por eventos de tempestades, desenvolveu-se em sua parte mais distal, um extenso biostroma composto por calcário microbiano críptico, que apresenta intercalações de tempestitos distais (Conjunto de Fácies A1) . O Conjunto de Fácies B1 é composto por tempestitos distais, calcissiltitos, e por calcirruditos relacionados a processos gravitacionais em área de quebra da rampa. Tempestitos proximais, com variações locais de fácies, compõem o Conjunto de Fácies C1.

O Conjunto de Fácies D1 é composto por corpos arenosos, os quais constituíam baixios situados a diferentes profundidades, eram afetados pela ação de ondas normais e são o elo de ligação entre as fácies distais de rampa externa e as fácies perilitorâneas, de águas rasas. Onde os corpos arenosos constituíam barreira efetiva, talvez do tipo ilhas-barreiras, terminaram por isolar uma laguna, com planície de maré, onde se desenvolveram dolomitos estromatolíticos (Conjunto de Fácies E1). Onde os corpos arenosos estavam submersos, o ambiente apresentava maior energia, o que propiciou o

desenvolvimento de dolarenitos ooidais que ocorrem associados a estromatólitos de grande porte (Conjunto de Fácies F1). Um evento de exposição subaérea afetou as fácies de topo do Intervalo 1, e provocou dissolução, com abertura de cavidades, formação de brechas de colapso e o desenvolvimento de um possível nível de calcrete laminado.

O Intervalo 2 é eminentemente estromatolítico e tem início com rápida subida do nível do mar, que recobriu a plataforma carbonática exposta com águas rasas, em clima quente e semi-árido. Nesse novo espaço instalaram-se planícies de maré cíclicas, com predomínio de estromatólitos estratiformes, que eventualmente apresentam cristais aciculares de anidrita e de gretas de contração, indicando que o ambiente era sujeito à concentração de sais, com ressecações periódicas.

Os Intervalos 3 e 4 desenvolveram-se em plataforma carbonática do tipo *rimmed shelf* e constituem ciclos *Oolite-Grainstone*, característicos de plataformas carbonáticas amplas e de águas rasas. Biohermas estromatolíticas ocorrem em ambiente de plataforma externa (Conjuntos de Fácies G3 e G4) e de *middle shelf* (Conjuntos de Fácies H3 e H4), onde corpos oolíticos constituem baixios arenosos. No Intervalo 3, as fácies de *middle shelf* apresentam gradação para planície de maré lamosa, restrita, de baixa energia (Conjunto de Fácies F3), em direção à linha de costa, a qual guarda semelhanças com ciclos do tipo *Lime mud-Sabkha*. No Intervalo 4, a presença de corpos oolíticos é mais expressiva e os biohermas estromatolíticos são mais possantes, o que sugere para esse intervalo uma transgressão de maior amplitude.

A evolução de uma plataforma carbonática, inicialmente do tipo rampa, para plataforma com quebra de relevo em áreas proximais (*rimmed shelf*), constitui a regra geral das plataformas proterozóicas, à semelhança com o que ocorre no Fanerozóico.

Os principais aspectos diagenéticos observados referem-se à compactação, importante nos carbonatos argilosos; à dissolução, que afeta as litologias de topo do Intervalo 1 e, mais especialmente, à dolomitização, que pode estar relacionada ao

ambiente deposicional e ser precoce, ou estar relacionada à flutuação da interfácies água doce - água salobra, quando a dolomitização é tardia.

ABSTRACT

The area object of this research is located in the region, in the southwest part of the state of Minas Gerais. The purpose of the research is to understand the facies distribution and the origin of the carbonate sequences of the Bambuí Group that occur in that area. Detailed description of outcrops and petrographic analysis were the principal activities of the research. Palynologic and X-ray analyses were made in some specific cases.

The carbonate rocks were classified in sedimentary facies and assembled in facies groups representing well defined environments of sedimentation. The spatial distribution of these groups of facies and the sequence in which they permitted to identify four Intervals of regressive sedimentation, constituting a regressive, progradational megacycle.

The Interval 1 is basal and developed on a carbonatic ramp, possibly of distally steepened type. In deep ramp, below the fairweather wave base, but affected by storm events, developed a large biostrome composed of cryptical microbial limestone, which presents some distal storm layers (Facies Group A1). The Facies Group B1 is composed by distal storm deposits, specially calcisiltites, and calcirudites related to gravitational processes possible in areas of slope of the ramp. Proximal storm layers, with local facies variations, constitute the Facies Group C1.

The Facies Group D1 is composed by sand bodies that constituted shoals at various depths, affected by the action of normal waves. The sand bodies are the linking between the distal facies of the outer ramp and the back ramp facies of shoreline. In some places the sand bodies constituted effective barriers, and possibly permitted the development of a beach barrier island-lagoonal succession, with the formation of a dolomitized stromatolitic facies in the lagoon (Facies Group E1). Where the sand bodies

were subaqueous, the environment was of higher energy and propitiated the development of coidal dolostones associated to stromatolites (Facies Group F1). An event of subaerial exposure affected the top facies of the Interval 1 and was responsible for the partial dissolution of the carbonate, with the opening of cavities, development of collapse breccias and possible of a layer of laminated calcrete.

The Interval 2 is predominanty stromatolitic and begins with a rapid sea-level rise that covered the exposed carbonatic platform with shallow water, in a hot and semiarid climate. Cyclic tidal flats were installed, composed predominantly by stratiform stromatolites, which occasionally present acicular crystals of anhydrite and polygonal cracks, that indicate that the environment was subjected to salt concentration and periodic dissection.

The Intervals 3 and 4 were developed in a carbonate platform of rimmed shelf type and constituted Oolite-Grainstone Cycles, characteristic of wide shelves with shallow waters, Stromatolitic bioherms occur in external platform environment (Facies Groups G3 and G4) and in the middle shelf (Facies Groups H3 and H4), where oolite bodies constitute shoals. In the Interval 3, the middle shelf facies presents a transition to a restricted tidal flat of low energy (Facies Group F3) whose characteristics are somewhat similar to Lime mud-Sabkha Cycles. In the Interval 4, the presence of oolitic bodies is important and the stromatolitic bioherms are larger than in the Interval 3, suggesting a great sea level fluctuation for this Interval.

The evolution of a carbonate platform, initially from the ramp type to a rimmed shelf constitute a common situation in Proterozoic carbonatic platformes, as well as in Phanerozoic ones.

Compaction, dissolution and dolomitization are the principal diagenetic aspects described in the area. Compaction is significant in the argillaceous limestones, and dissolution affects the top litologies of Interval 1. Dolomitization is the principal diagenetic

aspect, and may be either related to depositional environment (an early dolomitization) or related to fluctuation of the meteoric-marine mixing zone (a late dolomitization).

AGRADECIMENTOS

A realização desse trabalho foi possível graças à colaboração e estímulo de várias pessoas e instituições. Entre as instituições cumpre ressaltar a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), o Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) - Convênio RHAÉ, o Centre Géologique et Géophysique - CGG - CNRS, da Universidade de Montpellier, a Companhia Siderúrgica Nacional - CSN e a Companhia de Mineração Minas Gerais - COMIG.

Entre as pessoas de que me auxiliaram, agradeço especialmente ao Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra, meu orientador, pela preciosa colaboração e paciência no decorrer dos trabalhos, e especialmente por todos os contratempos, que não foram poucos.

Agradeço imensamente à Doutora Janine Bertrand-Sarfati e Professor Paulo Tibana, pelo enorme apoio, boa vontade e disponibilidade, o que me ajudou imensamente. À Doutora Janine Sarfati agradeço ainda a generosa acolhida quando da minha estada em Montpellier e o apoio fundamental para o estudo da microestrutura de estromatólitos. Ao Professor Tibana, agradeço ainda a permissão e orientação, quando da obtenção de microfotografias na UNICAMP.

Ao Prof. Dr. Thomas R. Fairchild, agradeço a paciência com as discussões no início do curso de pós-graduação e a cessão de material fotográfico para a dissertação.

No âmbito da CPRM, agradeço ao geólogo Valter José Marques, à época, Superintendente de Recursos Minerais, SUREMI, por ter permitido que eu desenvolvesse o projeto de pós-graduação, ao Superintendente da SUREG/Belo Horizonte, Osvaldo Castanheira, pela boa vontade e cessão de veículos e motorista, o que foi fundamental no desenrolar dos trabalhos, bem como à secretária Valéria, por todas as gentilezas; mais especialmente, agradeço ao sr. José da Paz, excelente motorista, que me acompanhou na maior parte das etapas de campo, e cuja disposição e gentileza, tornaram o trabalho de campo extremamente eficiente e gratificante. No DEGEO, agradeço a Fátima da Conceição de Oliveira Ramos e Martim Elias Dias, pelo apoio prestado. Agradeço também ao desenhista cartógrafo Luiz Guilherme de A.

Frazão, responsável pelo setor de desenho do Centro de Cartografia, CECAR, e à sua equipe, pelo apoio, presteza e boa vontade, sem a qual não teria sido possível obter o material de desenho tão prontamente.

Na região de Arcos, no âmbito da CSN, agradeço ao Superintendente da Mina da Bocaina, Eng. Luiz Antônio Cipriani, pela facilidade de acesso, apoio logístico e gentileza, em todas as inúmeras vezes em que lá estive; agradeço ainda ao Eng. geólogo Antônio Salvador R. da Silva, pelo apoio e camaradagem no decorrer dos trabalhos, bem como a todos que, como o Eng. Vannyr, sempre me receberam com gentileza, cordialidade e interesse pelo trabalho desenvolvido. Na COMIG, agradeço a autorização para trabalhar em suas áreas de lavra, bem como a gentileza de todos os que me atenderam, em especial o sr. Li Queiroz e a secretária Carminha.

No Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Usp, sempre contei com a ajuda e gentileza da Elaine, a qual me ajudou inúmeras vezes a resolver problemas que a distância criava. Também agradeço ao Sérgio Luis Fabris de Matos pelas inúmeras vezes que resolveu problemas burocráticos em meu lugar, o que muito me ajudou. Finalmente agradeço à amiga Vera Nouer Hempel e a todos os seus pela calorosa acolhida nas inúmeras vezes que lá estive hospedada, o que foi fundamental para o bom desenrolar dos trabalhos.

A todos, muito obrigada!

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2 - GRUPO BAMBUÍ	3
2.1 - HISTÓRICO DO CONHECIMENTO	3
2.2 - ESTRATIGRAFIA	10
2.3 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	12
2.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA PESQUISADA E GEOLOGIA LOCAL	12
3 - MATERIAIS E MÉTODOS	16
4 - DESCRIÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS	20
4.1 - CARBONATOS DETRÍTICOS	20
4.1.1 - Pelóides	20
4.1.2 - Intraclastos	22
4.1.3 - Oólitos	22
4.1.4 - Oóides	23
4.1.5 - Oncólitos	23
4.1.6 - Bioclastos	25
4.2 - LAMA CARBONÁTICA	27
4.3 - BIOCONSTRUÇÕES	27
4.4 - CLASSIFICAÇÕES ADOTADAS PARA AS ROCHAS CARBONÁTICAS DETRÍTICAS	28
4.4.1 - Classificação de Folk (1959,1962)	28
4.4.2 - Classificação de Dunham (1962)	29
4.4.3 - Classificação de Embry & Klovan (1971)	32
5 - DESCRIÇÃO DE FÁCIES	33
5.1 - FÁCIES Cm - Calcário microbiano críptico	41
5.2 - FÁCIES Cs - Calcissiltitos	49
5.3 - FÁCIES Cr - Calcirruditos	52
5.4 - FÁCIES Crg - Calcirruditos/calcarenitos com gradação normal	56
5.5 - FÁCIES Crf - Calcirruditos sustentados pela matriz	60
5.6 - FÁCIES CaCrD - Calcarenitos/ calcirruditos dolomíticos com granodecrescência ascendente	62

5.7 - FÁCIES CaDz - Calcarenito dolomítico com estratificação cruzada ...	64
5.8 - FÁCIES CaDa - Calcarenito dolomítico com estratificação cruzada acanalada	67
5.9 - FÁCIES Dcc - Dolomito calcítico	69
5.10 - FÁCIES DEd - Dolomito estromatolítico com elementos dômicos de pequeno porte	71
5.11 - FÁCIES DEdc - Dolomito estromatolítico com formas dômicas e colunares associado a dolarenito ooidal	71
5.12 - FÁCIES DEcp - Dolomito estromatolítico com formas colunares a pseudocolunares	74
5.13 - FÁCIES DEb - Dolomito estromatolítico estratiforme com brecha de dissolução associada	77
5.14 - FÁCIES DI - Dolomito com laminação irregular	77
5.15 - FÁCIES DEes - Dolomitos estromatolíticos estratiformes e intercalações de dolomitos não estromatolíticos	80
5.15.1 - Dolomitos não estromatolíticos	80
5.15.2 - Dolomitos estromatolíticos estratiformes	83
5.15.3 - Dolomito laminado	94
5.16 - FÁCIES CE - Calcários estromatolíticos	94
5.17 - FÁCIES Cait - Calcarenitos intraclásticos	102
5.18 - FÁCIES Caoo - Calcarenitos oolíticos	106
5.19 - FÁCIES Can - Calcarenitos neomorfizados	114
5.20 - FÁCIES CaCl - Calcarenito com intercalações de calcilutitos	114
5.21 - FÁCIES CII - Calcilutito laminado	117
5.22 - FÁCIES Csl - Calcissiltitos laminados	117
5.23 - FÁCIES MRG - Margas	121
6 - DIAGÊNESE	123
6.1 - COMPACTAÇÃO	123
6.2 - CIMENTAÇÃO	123
6.3 - DISSOLUÇÃO	125
6.4 - NEOMORFISMO	125
6.5 - SUBSTITUIÇÃO	126
6.5.1 - Silicificação	126

6.5.2 - Dolomitização	126
7 - MODELO DEPOSICIONAL	129
7.1 - INTERVALO 1	129
7.2 - INTERVALO 2	140
7.3 - INTERVALO 3	142
7.4 - INTERVALO 4	145
7.5 - DISCUSSÃO DOS MODELOS DE PLATAFORMA ADOTADOS	148
8 - CONCLUSÕES FINAIS	150
9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - O Cráton do São Francisco e suas faixas marginais	2
Figura 2 - Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí	5
Figura 3 - Localização da área Pesquisada	13
Figura 4 - Esboço geológico da região do alto Rio São Francisco, dividido em domínio estruturais	15
Figura 5 - Classificação de Folk (1962) para rochas carbonáticas e texturas de carbonatos	30
Figura 6 - Classificações de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) para rochas carbonáticas	31
Figura 7 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares no Perfil 1, na Mina da Bocaina	38
Figura 8 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares no perfil composto pelas seções dos perfis 2 e 4, na entrada e na mina em atividade da COMIG	39
Figura 9 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares do Perfil 3, na mina abandonada da COMIG	40
Figura 10 - Detale das fácies Cr, Cs e Crg, no Perfil 2, na entrada da COMIG	57
Figura 11 - Correlação das fácies e Conjuntos Faciológicos no Intervalo 1	131
Figura 12 – rampa	132
Figura 13 - Intervalo 2.....	143
Figura 14 - Intervalo 3.....	146
Figura 15 - Intervalo 4.	

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1 - Descrição das fácies de carbonatos detríticos	35
Tabela 2 - Descrição das fácies de bioconstruções	37
Tabela 3 - Conjuntos Faciológicos	130

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - GRUPO BAMBUÍ

1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Este texto apresenta uma síntese do histórico do conhecimento do Grupo Bambuí, os principais trabalhos referentes à área estudada, materiais e métodos utilizados na pesquisa e os resultados obtidos com o levantamento da seção carbonática exposta na região de Arcos, no centro-oeste do estado de Minas Gerais.

O Grupo Bambuí insere-se na Bacia do São Francisco, ocupando uma área superior a 200.000 Km², e constitui uma cobertura de plataforma sobre o Cráton do São Francisco (Figura 1), um extenso núcleo estabilizado ao final do Ciclo Transamazônico (1,8 - 2,0 Ga), e margeado por faixas de dobramento de idade brasileira (700 - 500Ma).

Os objetivos desta pesquisa, desenvolvida a partir do estudo detalhado dos carbonatos do Grupo Bambuí aflorantes na porção sudeste da Bacia do São Francisco, são:

- 1 - o estabelecimento da seção geológica da área;
- 2 - o reconhecimento de conjuntos e sucessões faciológicas que permitam caracterizar ciclos de sedimentação;
- 3 - a identificação dos estromatólitos quanto à sua morfologia e significado ambiental;
- 4 - a reconstituição paleogeográfica da área;
- 5 - a identificação dos principais aspectos diagenéticos dos carbonatos.

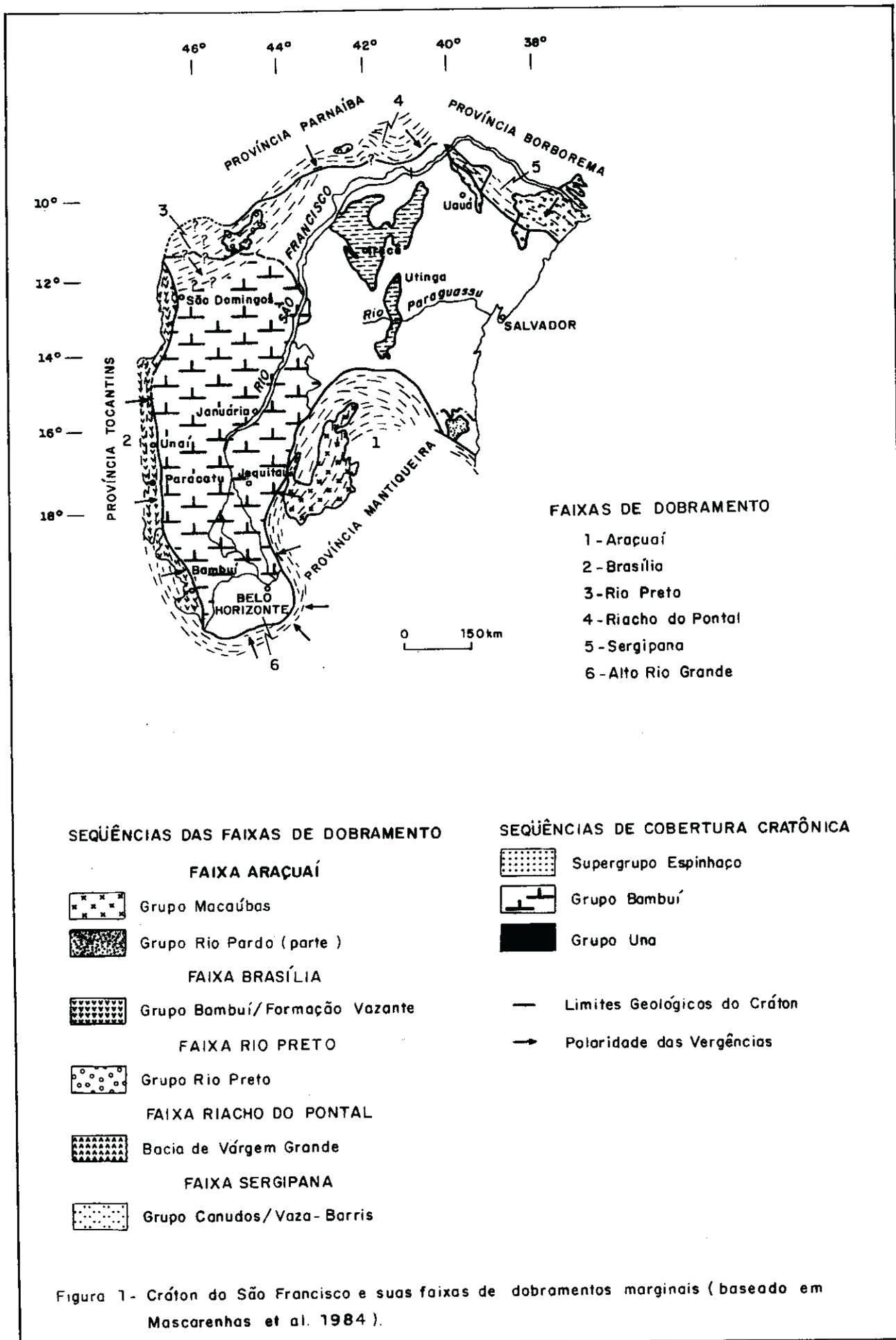


Figura 1- Cráton do São Francisco e suas faixas de dobramentos marginais (baseado em Mascarenhas et al. 1984).

2 - GRUPO BAMBUÍ

2.1 - HISTÓRICO DO CONHECIMENTO

As primeiras referências feitas à geologia da área ocupada pelo Grupo Bambuí remontam ao século dezenove. Constituem, no geral, roteiros de viagens, onde são descritos os aspectos geográficos, geológicos, botânicos e climáticos da região percorrida.

Um dos primeiros trabalhos de cunho geológico foi o de Eschwege, em 1832 (*apud Costa et al.* 1970), que descreveu na cachoeira de Pirapora, uma formação arenosa, essencialmente horizontal, superposta a xistos argilosos mais antigos, a qual denominou de "Arenito Pirapora". A seqüência de calcários, xistos e arenitos que ocorre na região foi por ele considerada como pertencente aos "Terrenos de Transição" (*Uebergansgebirge*), sendo essa a primeira designação estratigráfica aplicada ao Grupo Bambuí.

Derby (1880), em seu "Reconhecimento Geológico do Valle de São Francisco", discorre sobre a geologia e a topografia da região percorrida, descreve o *grés* exposto na cachoeira de Pirapora, a serra do Caboclo e as extensas regiões constituídas por calcários. Ainda em 1880, Derby publicou "Contribuição à Geologia do Rio São Francisco", onde descreve seqüências pelíticas e carbonáticas, fazendo referência ao Calcário do São Francisco, sem no entanto propor formalmente o termo.

Em 1917, Rimann cunhou o termo "Série Bambuí" para descrever os "xistos argilosos e argilas xistosas" sobrepostos aos "xistos cristalinos da Série Minas", que ocorrem na região da Serra da Mata da Corda, a oeste do rio São Francisco.

Rimann considerou a "Série Bambuí" de idade siluriana, embora não com certeza, baseado nos fósseis identificados por Derby (1880), nas "rochas calcárias da mesma formação em Bom Jesus da Lapa".

Freiberg, em 1932, num dos mais importantes trabalhos da época sobre a geologia e a estratigrafia da região central de Minas Gerais e em especial sobre a "Série Bambuí", distingue, seguindo idéia de Rimann, duas seqüências, que denominou Camadas Indaiá e Camadas Gerais.

Nas Camadas Indaiá, dobradas, predominam rochas argilo-arenosas, os "xistos da Série Bambuí", com lentes de calcário, às vezes de grandes proporções.

As Camadas Gerais são horizontalizadas, com predomínio de "xistos argilosos, xistos quartzíticos, quartzitos em placas", além de "quartzitos maciços ou em bancos espessos" e calcários.

Freiberg discute as várias idades aventadas para a "Série Bambuí" e, após criterioso juízo, coloca as Camadas Gerais no Devoniano.

Miranda (1951 e 1952) quando em viagens ao município de Bambuí, descreve o Conglomerado Samburá, considerado por alguns autores como a unidade basal do Grupo Bambuí.

Nos anos sessenta, começaram a surgir importantes trabalhos de cunho estratigráfico, como o de Costa & Branco (Figura 2), que em 1961, fizeram a primeira tentativa após Freiberg (1932), de estabelecer uma divisão litoestratigráfica de âmbito regional, quando da elaboração da seção estratigráfica entre Belo Horizonte e Brasília. Dividiram a "Série Bambuí" nas formações Carrancas, Sete Lagoas e Rio Paraopeba, esta última composta pelos membros Serra de Santa Helena (base), Lagoa do Jacaré, Três Marias, e no topo, Serra da Saudade. No trabalho original, a Formação Paraopeba está referida como Formação Rio Piracicaba, mas Baptista et al. (1984), constataram tratar-se de um erro de impressão.

Os autores traçaram também o primeiro esboço do ambiente deposicional dos diferentes membros da série, considerando que a sedimentação inicialmente deu-se em águas profundas e tranqüilas, passando a águas rasas, com maior turbulência no topo da seqüência, "à medida que a bacia foi se enchendo".

Consideraram os limites da série no vale do rio São Francisco como sendo de origem tectônica, ao longo de falhas de empurrão, onde as rochas apresentam-se fortemente deformadas.

Quanto à idade, acreditaram que a série não deve ser mais nova que o Cambriano.

Barbosa, em 1965, sugere nova subdivisão para a série e coloca o Conglomerado Samburá (Miranda *op. cit.*) como unidade basal, elevando-o à condição de formação. Considera-o como indicativo de uma transgressão marinha.

Oliveira (1967), trabalhando na parte sul da bacia do São Francisco, modificou a divisão da "Série Bambuí" proposta por Costa & Branco (1961), subdividindo-a nas formações Vila Chapada (composta por dois membros), Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, as quais compõem o nível estratigráfico inferior do Grupo São Francisco; a Formação Três Marias constituiria o nível estratigráfico superior.

Deve-se a Almeida (1967), a classificação da "Série Bambuí" na categoria de grupo.

Braun, em 1968, resumiu a estratigrafia do Grupo Bambuí a três formações. A formação basal foi denominada Paranoá. A intermediária é a Formação Paraopeba, composta pelas fácies Samburá (basal), Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré; a Formação Três Marias é a unidade de topo do Grupo Bambuí.

COSTA & BRANCO (1961)		BARBOSA (1965)	OLIVEIRA (1967)	BRAUN (1968)	DARDENNE (1978)	RADAMBRASIL (1982)	
Membros	Formações	Formações	Formações	Formações	Formações		Formações
Serra da Saudade	Paraopeba	Três Marias	Três Marias	Três Marias	Três Marias	S u b g r u p o P a r a o p e b a	Três Marias
Três Marias					Serra da Saudade		Serra da Saudade
Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré	Lagoa do Jacaré	Paraopeba	Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré
Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena	Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena
	Sete Lagoas	Sete Lagoas	Sete Lagoas	Paranoá	Sete Lagoas		Sete Lagoas
	Carrancas	Paranoá	Vila Chapada		Paranoá		Jequitai
		Samburá		Fácies Carrancas			

Figura 2 - Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí

Barbosa *et al.* (1970) consideraram a idade do Grupo Bambuí situada entre o Precambriano Superior e o Cambriano Inferior.

Dardenne, em 1978, procurando estabelecer correlações litoestratigráficas na bacia, buscou a uniformização da nomenclatura estratigráfica, a partir da divisão estratigráfica proposta por Costa & Branco (1961). Assim, dividiu o Grupo Bambuí nas formações Jequitai (basal), Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias .

Marini *et al.* em 1978 incluem o Conglomerado Samburá na Formação Jequitai.

Couto & Bez, em 1981, discutem a problemática da Glaciação Jequitai e sua inserção como base do Grupo Bambuí. Consideraram que a unidade portadora de tilitos deveria ser considerada como uma unidade em separado, discordante em relação ao Grupo Bambuí. Na base do grupo ficariam apenas os conglomerados descontínuos e de pequena espessura, como o Conglomerado Carrancas (Costa & Branco 1961). Os Tilitos Jequitai passariam a pertencer ao Grupo Macaúbas. Confirmam assim as observações de Oliveira (1967), que baseado em critérios estratigráficos e paleoclimáticos, considerou a Formação Jequitai como uma unidade discordante em relação ao Grupo Bambuí.

Karfunkel & Hoppe (1988) incluem o Conglomerado Samburá na Formação Ibiá (Barbosa *et al.* 1970) e a correlacionam aos grupos Macaúbas e São João Del Rey e à Formação Bebedouro, considerados como tendo sido depositados em ambiente glacial ou sob influência glacial.

Madalosso & Veronese (1978), trabalhando na região sudoeste da Bacia do São Francisco, foram os primeiros a abordar o Grupo Bambuí em detalhe, discutindo os seus aspectos litológicos e ambientes de sedimentação. Enquadraram as litologias dessa área na Formação Paraopeba (Braun 1968) e as dividiram em duas fácies, pelítica e carbonática.

A Fácies Carbonática predomina na região de Arcos e Pains, ocorrendo também nas proximidades de Lagoa da Prata e Moema. É constituída por calcários, dolomitos e margas. Essa fácies foi subdividida em 7 unidades litoestratigráficas, sendo constituída, da base para o topo, por margas, calcário plaqueado, caracterizado por um calcário preto, carbonoso, fétido, no geral micrítico. Segue-se um pacote de calcarenitos e brechas que apresentam laminações cruzadas planares de porte médio. Acima ocorre um dolomito sacaróide calcífero, de cor cinza, poroso e maciço, com porções micríticas, laminadas, onde se observam vestígios de oólitos, pelóides e intraclastos.

A seguir vem o dolomito laminado, calcífero, onde se observam estromatólitos colunares do tipo SH e LLH-C (Logan *et al.* 1964), bem como laminações algáceas, que ocasionalmente podem conter intercalações centimétricas de dolarenitos.

O calcário com estromatólitos é constituído por calcário preto, com estromatólitos do tipo SH (Logan *et al.* 1964); contém nódulos e lentes de sílex preto, bem como pequenas lentes de material silto-argiloso. O calcário de topo é de cor preta, micrítico e pode conter delgadas intercalações de material argilo-carbonoso ou níveis oolíticos. Apresenta lentes de sílex preto.

Segundo Madalosso & Veronese (1978), as rochas do Grupo Bambuí resultam de 3 ciclos regressivos após transgressões marinhas e são separados por hiato deposicional ou evento de exposição subaérea. Consideram que a deposição inicial dos carbonatos se deu sobre um alto, com a sedimentação dos sedimentos pelíticos em áreas de profundidade média e águas calmas.

Magalhães (1989) trabalhando na região centro-oeste do estado de Minas Gerais, dá ênfase ao aspecto estrutural dos sedimentos do Grupo Bambuí, mas aborda também o aspecto estratigráfico e os ambientes de sedimentação. Divide o Grupo Bambuí em quatro fácies, denominadas, da base para o topo: Conglomerática, Pelítica, Carbonática e Psamo-Pelítica.

A Fácies Conglomerática faz contato basal com as rochas do Grupo Canastra ou do embasamento gnaíssico-migmatítico.

A Fácies Pelítica é composta predominantemente por argilitos, com intercalações subordinadas de siltitos.

A Fácies Carbonática foi dividida em 6 unidades distintas:

Calcilutitos e margas constituem a unidade basal, sendo seguida por calcarenitos de coloração cinza escuro, onde são identificados níveis de brechas e níveis finamente estratificados, de aspecto plaqueado, com lâmina de argila no plano de acamamento. As brechas contém intraclastos lamelares e ocorrem tanto nos calcarenitos como nos níveis plaqueados. A seguir tem-se o calcarenito dolomítico, que corresponde ao dolomito sacaróide de Madalosso & Veronese (1978).

Os dolarenitos são de cor cinza claro, com laminações algáceas e estromatólitos do tipo SH e LLH-C (Logan *et al.* 1964). O pacote de calcarenito estromatolítico/dolarenito calcítico/calcirrudito dolomítico é de cor preta, apresenta lentes de sílex e tem, no topo, níveis com gretas de contração. Os estromatólitos são predominantemente do tipo SH.

O calcário de topo é preto e apresenta intercalações centimétricas a milimétricas de argila.

A Fácies Psamo-Pelítica contém argilitos na base, que passam a argilitos com intercalações de siltitos e, mais raramente, a arenitos no topo.

Quanto ao ambiente de sedimentação, a Fácies Conglomerática foi considerada como tendo sido depositada em ambiente subaéreo ou subaquoso, correspondendo, provavelmente, a depósitos de leques aluviais. Como o alinhamento dessas litologias (NW-SE) é paralelo a falhas transcorrentes que ocorrem na área, sua origem pode estar relacionada a falhamentos ativos durante a sedimentação.

A Fácies Pelítica indicaria ambiente de águas calmas, sem influência de ondas.

As margas e calcilitos basais da fácies carbonática teriam se depositado em zona de plataforma externa; os níveis de calcarenitos plaqueados teriam se depositado em águas calmas e relativamente profundas, como denotam as intercalações pelíticas e carbonáticas; os calcarenitos sugerem ambiente de águas rasas e agitadas, como evidenciado pelas laminações cruzadas, marcas onduladas e oóides presentes nessa unidade; a unidade de topo da Fácies Carbonática indica ambiente de águas rasas com exposição subaérea.

Segundo Magalhães (1989), as variações litológicas observadas nas diferentes unidades da Fácies Carbonática indicariam um grande ciclo de deposição progradante. Esse megaciclo pode ser dividido em ciclos menores, com mudanças no ambiente deposicional, como evidenciado pelas diferentes intercalações litológicas presentes. Os dolomitos teriam se originado através de dolomitização de carbonatos, em ambiente marinho próximo à praia, na interface água do mar/água meteórica.

A Fácies Psamo-Pelítica indicaria o afogamento da bacia em nova transgressão.

A bacia de deposição dessas litologias, à exceção dos conglomerados, teria um gradiente muito fraco e águas rasas, com um complexo de barras submersas em plataforma progradante.

Quanto ao aspecto metamórfico, os sedimentos do Grupo Bambuí são considerados por diversos autores como pouco ou nada metamorfizados, mas no geral é aceito que o grau de metamorfismo aumenta do centro para os bordos da bacia, em direção às faixas de dobramento, onde atingem a fácies xisto verde.

Scholl (1976), estudando o grau de cristalinidade das illitas nas litologias do Grupo Bambuí, verificou a ausência de metamorfismo nos sedimentos próximos ao rio São Francisco, evidenciando um aumento gradual do mesmo em direção à Serra do Espinhaço.

Bonhomme (1976), também estudando a cristalinidade das illitas nos sedimentos do Grupo Bambuí, em Minas Gerais, verificou que a influência do metamorfismo ligado ao

Ciclo Brasileiro é mais intensa do que parece quando se observa a rocha macroscopicamente. Nas regiões de João Pinheiro e Pirapora, identificou vermiculita de origem metamórfica e nos horizontes calcários da jazida de fosfato de Cedro do Abaeté encontrou "esmectita metamórfica". O autor situa em torno de 600 Ma o evento metamórfico que afetou essas rochas. De toda a área estudada, apenas a região de Januária revelou-se "isenta de qualquer evento termo-tectônico sensível".

Como se observou anteriormente, a possível idade dos terrenos atualmente relacionados ao Grupo Bambuí é discutida, baseada em diferentes critérios, desde os primeiros trabalhos, tendo se iniciado, segundo Freiberg (1932), com Liais (1872).

Bonhomme (1967) obteve, com datações Rb/Sr em calcários pretos, uma idade de cerca de 620 Ma em Januária, que corresponderia à fase principal do Ciclo Orogênico Brasileiro; seria um valor mínimo para a idade real do Grupo Bambuí, o que o coloca seguramente no Proterozóico Superior. As illitas ferromagnesianas de Cedro do Abaeté forneceram idades de 445 ± 25 Ma, o que refletiria eventos posteriores ao Ciclo Brasileiro.

Baseando-se em estromatólitos que ocorrem no município de Sete Lagoas e que foram caracterizados como sendo do tipo *Gymnosolenida*, Marchese (1974) atribuiu ao Grupo Bambuí idades entre 650 e 950 Ma, situando-o no Rifeano Superior.

Brito Neves *et al.* (1979), situam a deposição do Grupo Bambuí entre 1,2 e 1,0 Ga, tendo sofrido deformação e metamorfismo entre 650 e 500 Ma, no Ciclo Brasileiro. Definiram ainda eventos pós-brasileiros, com ajustamentos finais de blocos, com idades variando entre 500 e 400 Ma.

Couto *et al.* (1981) obtiveram através de datações Rb/Sr em rochas do Grupo Bambuí, uma seqüência de idades de 640 ± 15 , 620 ± 40 e 590 ± 40 Ma; valores esses interpretados como correspondendo a três eventos deposicionais do referido grupo.

Kawashita *et al.* (1987), utilizando das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos carbonatos, estimaram idades de 680 e 570 Ma para a deposição de rochas carbonáticas.

Babinsky (1993) em sua tese de doutorado estabeleceu os procedimentos químico-analíticos envolvidos na datação de rochas carbonáticas pela metodologia Pb/Pb e sua aplicação na determinação de idades de deposição e deformação dos carbonatos do Grupo Bambuí na porção sul da bacia do São Francisco. As litologias aflorantes no extremo sul da área estudada foram consideradas pela autora como pertencentes à Formação Sete Lagoas (Costa & Branco 1961). Amostras coletadas nas proximidades de Moema (MF-7), em rochas sem evidência de deformação mesoscópica, forneceram isócrona Pb/Pb, com idade de 686 ± 69 Ma, considerada como representando a idade mínima de deposição dos carbonatos. Amostras coletadas em Pedreira da CAMIG situada

na estrada Arcos-Pains forneceram idade de $520 \pm 53\text{Ma}$, considerada como correspondendo a uma época de rehomogeneização isotópica de Pb, provavelmente relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro. Uma idade de $872 \pm 290\text{Ma}$, obtida em calcários afetados por tectonismo na estrada Pains-Arcos, foi julgada questionável. A autora considera que embora não existam dados conclusivos sobre a idade de deposição das rochas do Grupo Bambuí, sua deposição provavelmente ocorreu no Rifeano Superior, entre 950 e 650 Ma, em concordância também com dados paleontológicos (acritarcas).

2.2 - ESTRATIGRAFIA

Estratigraficamente, o Grupo Bambuí pertence ao Supergrupo São Francisco, como definido por Pflug & Renger, em 1973.

Atualmente, duas divisões são as mais aceitas para o grupo. A estratigrafia proposta pelo Projeto RADAMBRASIL (1982), em seu relatório sobre a Folha Brasília-SD.23, formaliza modificações na divisão estratigráfica proposta por Dardenne, em 1978 (Figura 2). Exclui a Formação Jequitáí da base do Grupo Bambuí, como anteriormente sugerido por Oliveira (1967) e Couto & Bez (1981), situando-a no Grupo Macaúbas. As demais formações, à exceção da Três Marias, são reunidas sob a denominação de Subgrupo Paraopeba. Como unidade basal do Grupo Bambuí, estariam corpos conglomeráticos delgados e descontínuos, como os denominados Conglomerado Samburá (Miranda 1951) e Conglomerado Carrancas (Costa & Branco 1961), entre outros.

Schobbenhaus *et al.* (1984), baseados principalmente nos trabalhos de Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978), mantêm no Grupo Bambuí a Formação Jequitáí como unidade basal, seguida pelas formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, que constituem o Subgrupo Paraopeba; a Formação Três Marias, constitui a unidade de topo do grupo.

Neste trabalho é adotada a estratigrafia proposta pelo Projeto RADAMBRASIL (1982), por se considerar que o aspecto paleoclimático, que caracteriza a Formação Jequitáí, não é compatível com o ambiente de sedimentação característico de rochas carbonáticas.

Subgrupo Paraopeba

- Conglomerado basal - É composto por corpos descontínuos e de pequena extensão de conglomerados polimíticos, de aspecto diamictítico, e arenitos conglomeráticos. Foram

descritos em vários locais, recebendo denominações próprias, como Conglomerado Samburá (Miranda 1951), descrito na região de Bambuí, e Conglomerado Carrancas (Branco & Costa 1961), entre outros.

- Formação Sete Lagoas (Costa & Branco 1961) - É composta predominantemente por calcários e dolomitos. Margas e pelitos no geral ocorrem subordinadamente e constituem corpos lenticulares de dimensões variadas. As rochas carbonáticas ocorrem como horizontes contínuos, ou localmente, como corpos lenticulares.

- Formação Serra de Santa Helena (Costa & Branco 1961) - Constituída predominantemente por pelitos, com siltitos, argilitos, ardósias e folhelhos esverdeados; secundariamente, ocorrem intercalações lenticulares de calcário cinza escuro e margas.

- Formação Lagoa do Jacaré (Costa & Branco 1961) - É composta predominantemente por calcários pretos a cinza compondo extensos horizontes. Apresenta níveis oolíticos ricos em matéria orgânica e intercalações de margas e pelitos, no geral siltitos e folhelhos.

- Formação Serra da Saudade (Costa & Branco 1961) - Constitui a unidade de topo do Subgrupo Paraopeba, com siltitos, folhelhos e ardósias de cor esverdeada. Localmente, contém pequenas lentes de calcário cinza claro e margas.

Formação Três Marias

- Formação Três Marias (Costa & Branco 1961) - É constituída por siltitos, arcóseos e arenitos arcoseanos de cor cinza esverdeado. O contato com a formação sotoposta é concordante, freqüentemente de caráter transicional.

2.3 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

Os principais autores que tratam da evolução tectono-sedimentar da Bacia do São Francisco não são unânimes com relação ao tipo de bacia que representaria, e seu processo evolutivo.

Kiang *et al.* (1988), sugerem que a Bacia do São Francisco, pode ser comparada, em princípio, a *fold/thrust belts* e complexos de bacias *foreland*. Sugerem que na fase

distensiva inicial da evolução da bacia, no Proterozóico Médio (Rifeano), teriam se depositado as seqüências sedimentares dos grupos Paranoá/ Canastra, Supergrupo Espinhaço e talvez parte do Grupo Bambuí.

Com a mudança da polaridade, no Brasileiro (Vendiano), teria havido uma inversão do regime tectônico, com desenvolvimento de bacias *foreland*, induzidas por flexuras resultantes de reajustamento isostático. Ao menos parte, senão todo o Subgrupo Paraopeba, teria sido depositado nessa fase, em regime extensional. A Formação Três Marias constituiria o único registro sedimentar depositado em resposta à tectônica colisional.

Alkmin *et al.* (1989), não concordam inteiramente com as idéias de Kiang *et al.* (*op. cit.*). Consideram que as unidades basais do Supergrupo São Francisco, à exceção do Grupo Macaúbas, que teria sido depositado sob influência glacial, representariam expansões das bacias marginais ao Cráton do São Francisco. A inversão parcial da bacia teria se dado quando da geração das faixas de dobramento, durante o Ciclo Brasileiro.

Os autores dividem a porção sul da bacia em 4 compartimentos, com evolução estrutural distinta. Os compartimentos de leste e oeste são marginais ao cráton e sofreram influência das faixas de dobramentos, enquanto os compartimentos centrais foram poupados da deformação.

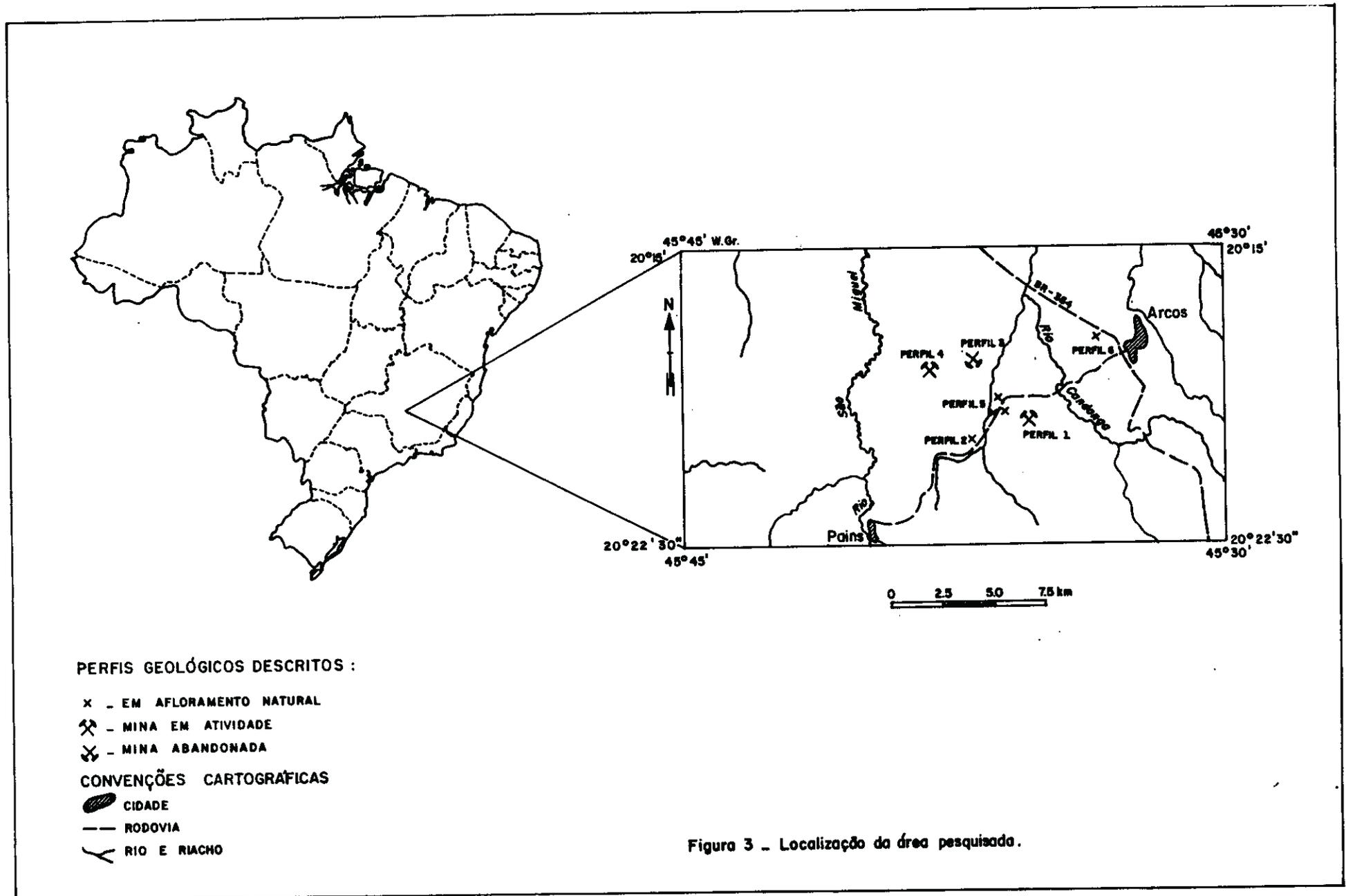
Acreditam que um possível comportamento da Bacia do São Francisco como uma bacia do tipo *foreland*, poderia estar registrado apenas pelos sedimentos da Formação Três Marias.

2.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA PESQUISADA E GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo situa-se na região do alto rio São Francisco, na porção sudoeste do estado de Minas Gerais, entre as latitudes 20° 15' e 20° 30' sul e longitudes 45° 30' e 45° 45' oeste (Figura 3).

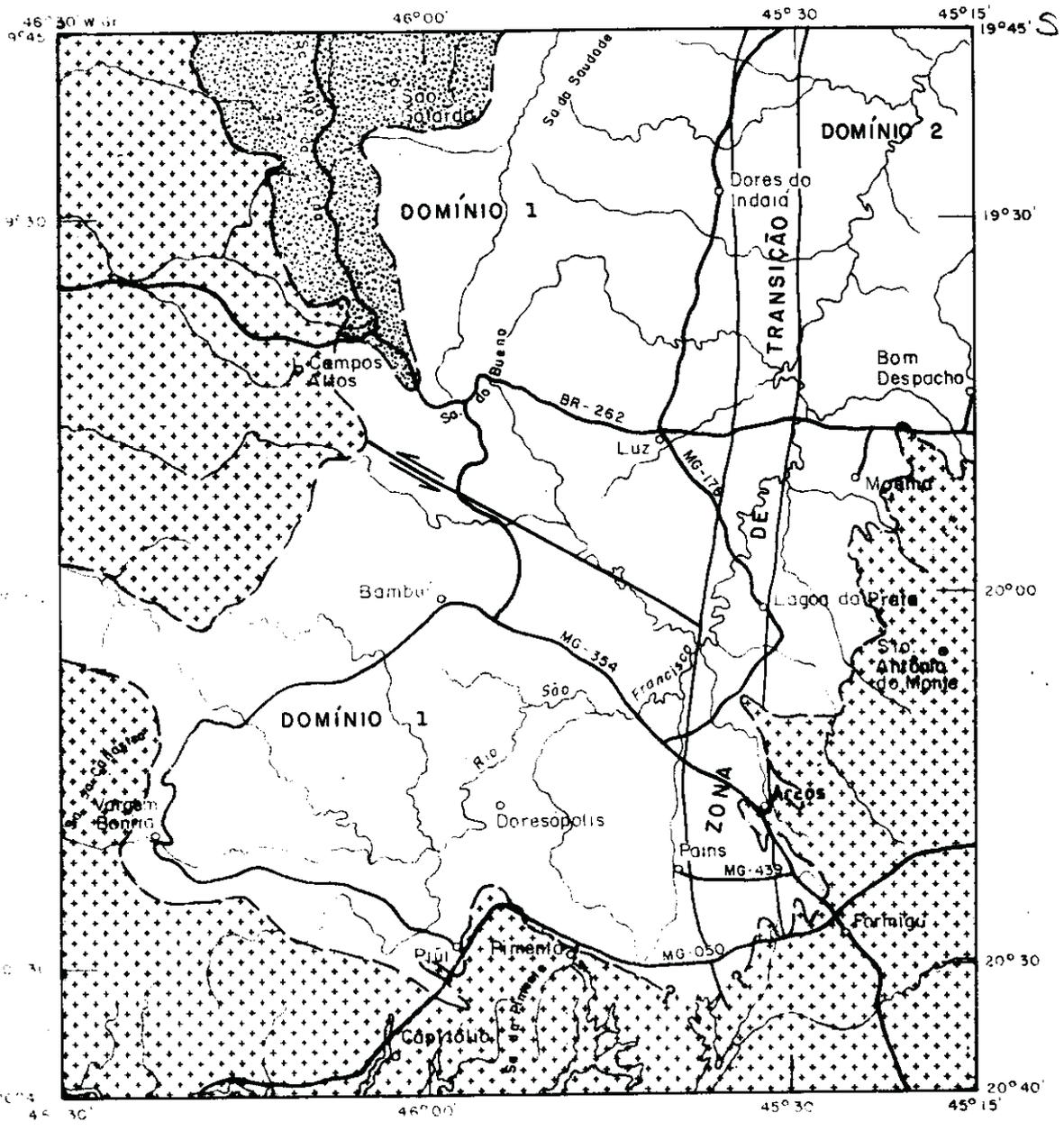
Na região de Arcos, as rochas carbonáticas prolongam-se para norte, ao longo do vale do rio São Francisco. A oeste/sudoeste os sedimentos do Grupo Bambuí são limitado pelos metassedimentos do Grupo Canastra (Barbosa 1955), do Proterozóico Médio; a sul, pela seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* de Piumhi, de idade arqueana, e por metamorfitos do Grupo Araxá (Barbosa 1955), do Proterozóico Médio; a leste, já na área trabalhada, o limite é feito com terrenos gnáissico-migmatíticos, de idade arqueana.

Estruturalmente, as rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia do São Francisco apresentam "um acervo estrutural dominado por falhas inversas/de empurrão e



de rejeito direcional", resultantes de esforços tectônicos que atuaram de oeste para leste, segundo Magalhães (1989). O autor individualiza na área os Domínios Estruturais 1 e 2, separados por uma Zona de Transição. O Domínio 1 acha-se afetado por sistemas de falhas transcorrentes; a Zona de Transição corresponde a uma faixa de direção Norte-Sul entre os domínios 1 e 2 e é caracterizada por significativo decréscimo na magnitude da deformação. No Domínio 2, as rochas no geral não são afetadas tectonicamente, observando-se apenas suaves ondulações locais.

A área estudada situa-se em parte na Zona de Transição e em parte no Domínio 2 (Figura 4).



LEGENDA

- | | | | |
|---|----------------------------|---|---------------------|
|  | Formação Mata da Corda (K) |  | Limite dos domínios |
|  | Grupo Bambuí (PS) |  | Cidade |
|  | Áreas Pré-Bambuí |  | Estrada pavimentada |
|  | Contato aproximado |  | Rio e riacho |
|  | Falha transcorrente | | |

Figura 4 - Esboço geológico da região do alto Rio São Francisco, dividido em domínios estruturais (Magalhães 1989).

3 - MATERIAIS E MÉTODOS

No decorrer das pesquisas foram desenvolvidos trabalhos de campo, de laboratório e finalmente o tratamento dos dados coletados.

Os trabalhos de campo constaram basicamente do levantamento de seções de rochas carbonáticas expostas nas proximidades da cidade de Arcos: ao longo das rodovias Arcos-Pains (1) e Arcos-Iguatama (1), em pedreiras da COMIG (3) e na Mina da Bocaina-CSN, totalizando 6 seções estudadas. A seção geológica acessível mais completa da área é a da Mina da Bocaina (CSN).

As seções foram levantadas nas escalas 1:50 e/ou 1:100, verticais. Quando possível, as seções foram medidas; nos demais casos as espessuras foram estimadas.

Na maioria das vezes, as seções foram levantadas em locais distantes entre si de até dezenas de metros, mas sempre acompanhando níveis estratigráficos de referência.

Nos levantamentos efetuados, foram identificados os diferentes tipos litológicos, as estruturas sedimentares, organossedimentares e as feições estruturais e de compactação. Variações de cor, de espessura dos estratos e os tipos de contato também foram anotados.

A seção levantada na Mina da Bocaina (Companhia Siderúrgica Nacional - CSN), é referenciada no texto como Perfil 1 (Prancha 1).

As seções geológicas em áreas da COMIG, são denominadas de Perfil 2 (área de afloramento na entrada da companhia e pequena área contígua de lavra desativada); como Perfil 3 a mina grande, abandonada e Perfil 4 a área atualmente em lavra da COMIG (Pranchas 1 e 2).

A seção geológica constituída por pequenos afloramentos descontínuos na estrada Arcos-Pains foi denominada de Perfil 5 e o pequeno afloramento de margas na BR-354, nas proximidades de Arcos, constitui o Perfil 6.

Os trabalhos de laboratório constaram basicamente de estudos petrográficos; análises palinológicas e de Raios x foram efetuadas muito subordinadamente.

Para estudo petrográfico, foram confeccionadas e analisadas cerca de 300 lâminas delgadas.

Visando a identificação de microfósseis, algumas amostras foram submetidas à preparação palinológica. As amostras analisadas pertencem às unidades basais aflorantes nos Perfis 1, 2 e 3, e foram selecionadas por apresentarem evidências de constituírem construções microbianas, passíveis de conterem microfósseis que pudessem indicar a



Foto 1 - Vista geral da Mina da Bocaina - CSN - PERFIL 1

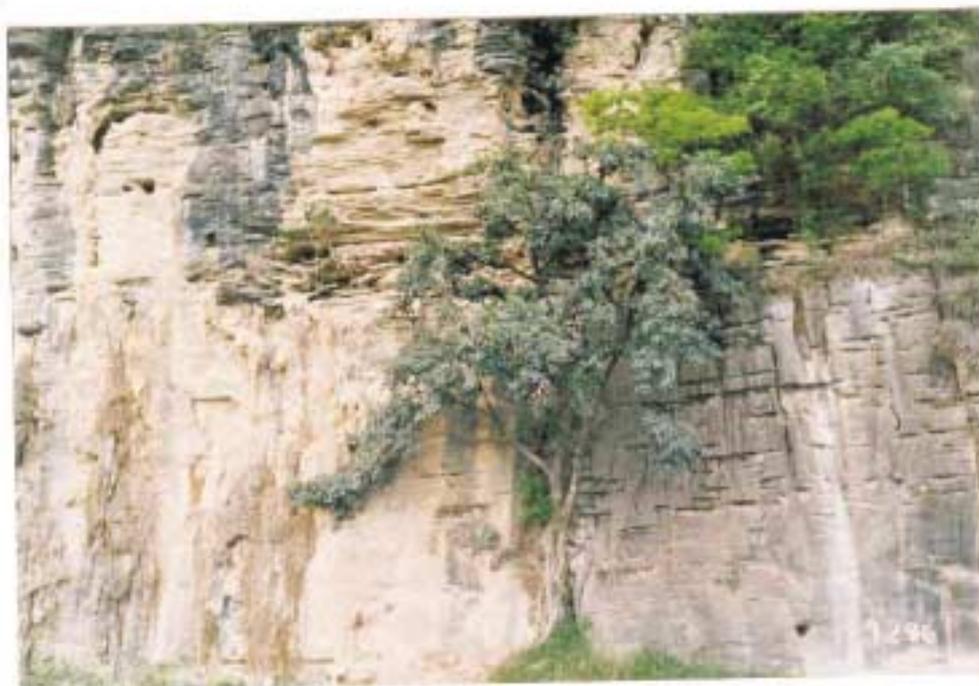


Foto 2 - Vista geral do afloramento da entrada da COMIG. - PERFIL 2

PRANCHA 1

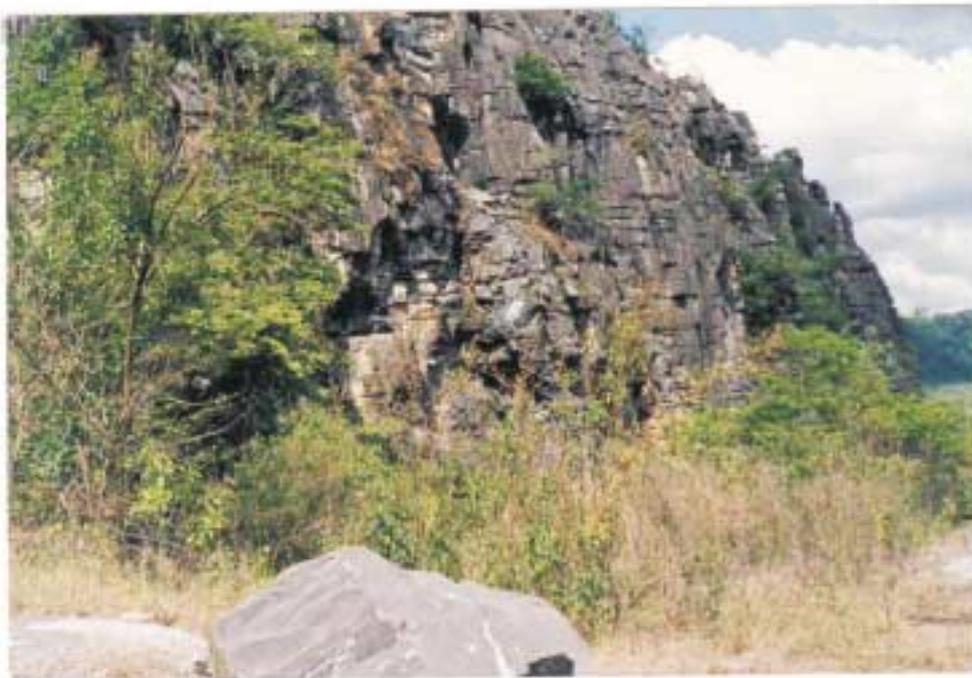


Foto 1 - Vista geral da mina abandonada da COMIG. - PERFIL 3

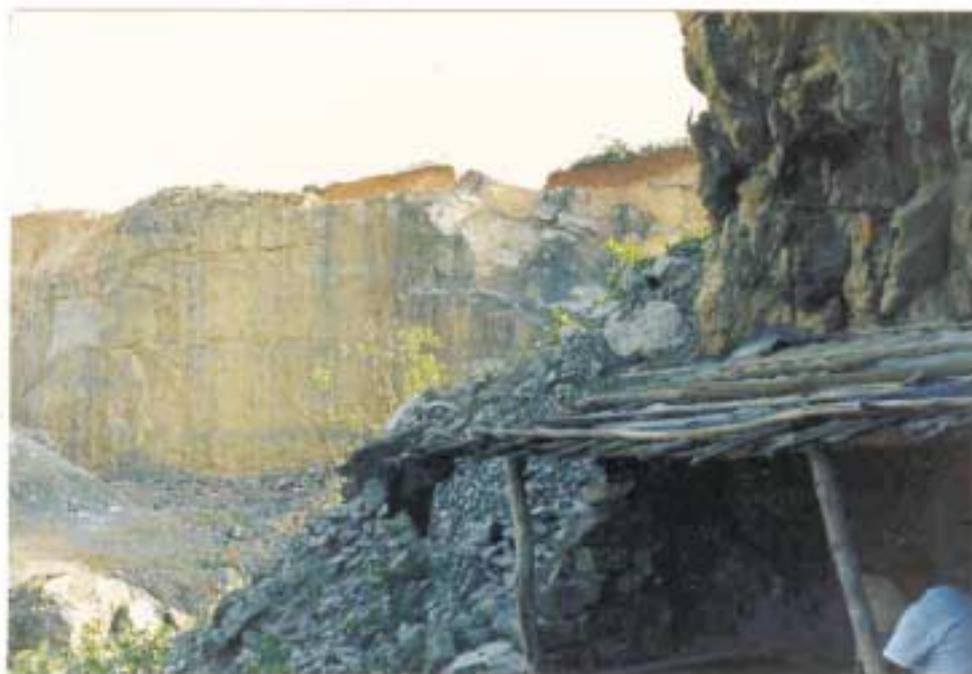


Foto 2 - Vista geral da mina em atividade da COMIG. - PERFIL 4

PRANCHA 2

idade de deposição das seções estudadas. As análises palinológicas foram efetuadas pela Dra. Norma Maria da C. Cruz.

Análises por Difractometria de Raios X foram efetuadas pelo geólogo Nelson da Silva Gondim e tiveram por objetivo a identificação dos minerais de argila presentes nos calcários silicosos da base das seções aflorantes e lentes carbonosas que ocorrem no Perfil 1.

A Dra. Norma M. da C. Cruz e o geólogo Nelson da S. Gondim são técnicos do Laboratório de Mineralogia - LAMIM, da CPRM.

Procurou-se também estudar os estromatólitos, que ocorrem em grande quantidade, sob o aspecto morfológico e de microestrutura, com vistas à identificação do ambiente onde se desenvolveram.

Com as amostras de estromatólitos, foram confeccionadas no Centre Géologique et Géophysique - CGG-CNRS, na Universidade de Montpellier II, França, seções delgadas com maior superfície de observação, o que possibilitou a realização de estudos de sua microestrutura, efetuados sob orientação da Dra. Janine Bertrand-Sarfati.

As construções microbianas não estromatolíticas também foram estudadas, com observações de campo e análise da microestrutura em lâminas delgadas.

As lâminas delgadas e os resíduos orgânicos das preparações palinológicas acham-se arquivadas na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escritório Rio de Janeiro.

Para a identificação da dolomita foi efetuado teste de coloração com Alizarina Red-S em HCl a 2%.

A freqüência de dolomita e aloquímicos em lâminas delgadas foi estimada semi-quantitativamente, através da *Comparison Chart for Visual Percentage Estimation* (Terry & Chillingar 1955 *apud* Scholle 1978).

Para a classificação granulométrica dos sedimentos foi utilizada a tabela de Udden-Wentworth, contida em Tucker (1982).

As microfotografias apresentadas foram obtidas a partir de lâminas delgadas cortadas perpendicularmente ao acamamento geral da rocha, e salvo indicação em contrário, estão em posição normal, isto é, com o topo para cima.

As legendas utilizadas nos perfis, blocos-diagramas e pranchas são as seguintes:

 - bioherma

 - biostroma

// - laminação plano-paralela

∩ - laminação plano-paralela a ondulada

 - laminação cruzada

-  - estratificação cruzada planar
 -  - estratificação cruzada por ondas
 -  - estratificação cruzada acanalada
 -  - marca ondulada
 -  - gradação normal
 -  - gradação inversa
 -  - estruturas de compactação
 -  - gretas de contração
 -  - brechas de dissolução (brechas de colapso)
 -  - evaporitos
 -  - lentes de sílex ou níveis silicificados
 -  - lentes carbonosas
- W* - wackestone; *P* - packstone; *G* - grainstone; pi -pirita
 ag - argila; st - silte; af - areia fina; am - areia média; agr - areia grossa;
 >a - granulação maior que areia
 L.N.- luz natural X.N.- luz sob nicóis cruzados P.G.- placa de gipso

4 - DESCRIÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS

4.1 - COMPONENTES DOS CARBONATOS DETRÍTICOS

De modo geral, as rochas carbonáticas detríticas são compostas por grãos aloquímicos, matriz e cimento. Neste ítem serão discutidos os grãos aloquímicos e a matriz que constituem as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. O cimento será discutido no ítem reservado à diagênese.

Entre os principais tipos de grãos aloquímicos ou partículas carbonáticas que constituem o arcabouço das rochas estudadas, estão pelóides, intraclastos, oólitos, oóides e bioclastos.

4.1.1 - Pelóides

Pelóides são corpos arredondados, esféricos a elípticos ou agregados ovóides compostos por calcita criptocristalina. Não apresentam estrutura interna e a designação abrange grãos que tenham essas características, independente de sua origem (Folk 1962, Bathurst 1975). O termo foi cunhado por McKee (*apud* Bathurst 1975) e inclui grãos situados nas faixas silte e areia. Nas frações finas, nem sempre o contorno dos grãos é nítido, devido ao tamanho reduzido dos pelóides.

Uma das dificuldades no trato com pelóides é o estabelecimento de sua origem. Podem ser derivados de intraclastos que por abrasão foram reduzidos a pelóides, podem representar microncólitos sem estrutura interna ou mesmo células de microorganismos. Grãos sem limites definidos podem ainda ser derivados de aglutinação de micrita. O fato de os carbonatos encontrarem-se freqüentemente recristalizados e compactados dificulta o estabelecimento da origem dos pelóides.

Na área estudada, os pelóides são freqüentes e nem sempre facilmente caracterizáveis, pois acham-se em grande parte neomorizados (Prancha 3, fotos 1 e 2).

Nos calcissiltitos, os pelóides freqüentemente apresentam contornos nítidos, o que sugere que talvez em parte sejam constituídos por partículas orgânicas remanejadas de níveis bioconstruídos.

Calcissiltitos e calcarenitos são ainda eventualmente constituídos por pelóides micríticos muito escuros, bem arredondados, de contornos nítidos e freqüentemente neomorizados. Poderiam ter sido originados por microorganismos, pois freqüentemente ocorrem associados a estromatólitos.

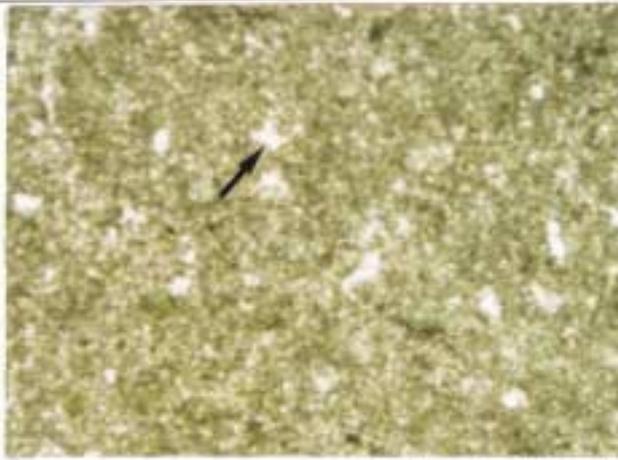


Foto 1 - Fotomicrografia de calcissiltito peloidal, onde se observa dissolução de grãos e abertura de cavidades que são preenchidas por calcita espática (seta). X.N. 30x



Foto 2 - Fotomicrografia de pelóides micríticos que estão parcialmente neomorfizados (seta). X.N. 70x

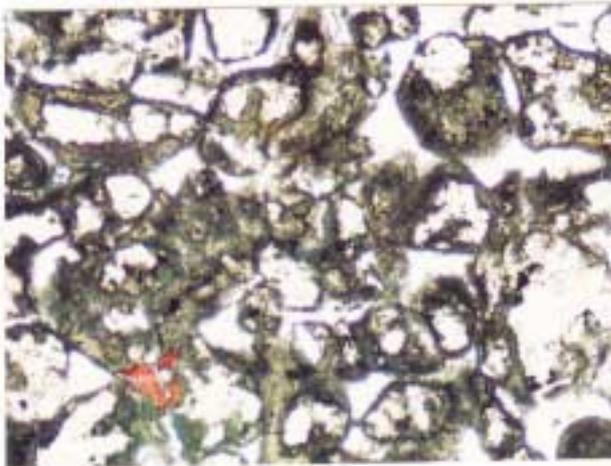


Foto 3 - Fotomicrografia de intraclasto parcialmente silicificado. A área em vermelho é calcita espática, por coloração com alizarina. L.N. 20x



Foto 4 - Fotomicrografia de intraclastos lamelares limitados por estilólitos. L.N. 10x

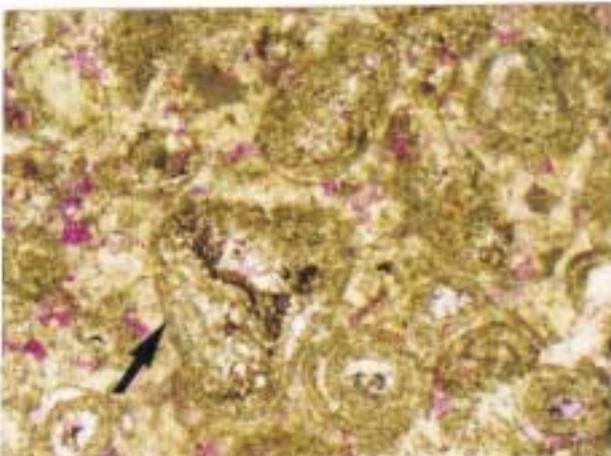


Foto 5 - Fotomicrografia de intraclastos oolíticos semelhantes a *grapestones* (seta); presença de oólitos múltiplos. P.G./L.N.30x

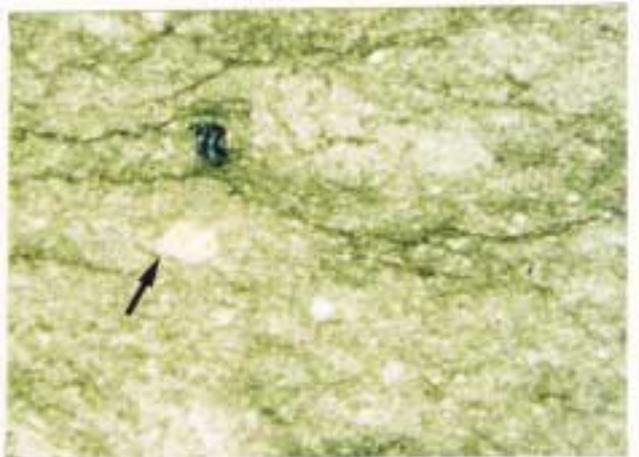


Foto 6 - Fotomicrografia de lama carbonática com estilólitos, evidenciando compactação; observa-se albita neoformada (seta). X.N. 25x

PRANCHA 3

Calcarenitos são também, em parte, constituídos por pelóides resultantes da abrasão de intraclastos.

4.1.2 - Intraclastos

Termo cunhado por Folk (1962), para descrever fragmentos de sedimentos carbonáticos penecontemporâneos, geralmente pouco consolidados, que foram erodidos de áreas adjacentes e redepositados para formar novo sedimento. Intraclastos podem se formar também sob condições mais severas, como quando sedimentos já soterrados alguns decímetros abaixo do leito oceânico são arrancados, no geral por ação de eventos de tempestades. Assim, o termo intraclasto abrange o espectro completo de sedimento contemporâneo retrabalhado, desde que não se trate de rocha consolidada.

Segundo a concepção de Folk (*op. cit.*), o termo intraclasto implica que determinado sedimento tenha sido retrabalhado e redepositado em áreas próximas. Quanto à granulometria, podem variar de areia muito fina a matacões. Podem ser calcínicos ou dolomíticos.

Um tipo especial de intraclasto é constituído por agregados do tipo *grapestones* (Illing 1954 *apud* Folk 1962), compostos por grãos aglutinados que lembram pequenos cachos de uva, origem do termo *grapestone*. Quando remobilizados e transportados, esses agregados comportam-se como intraclastos.

Os intraclastos observados não apresentam deformação plástica e são constituídos principalmente por calcissiltitos maciços ou laminados, e fragmentos de calcarenito oolítico ou intraclástico (Prancha 3, fotos 3 e 4). Alguns intraclastos apresentam-se encurvados. Ocorrem ainda intraclastos policíclicos, derivados de calcirruditos retrabalhado, bem como raros *grapestones* (Prancha 3, foto 5).

4.1.3 - Oólitos

Os oólitos são grãos aloquímicos, caracterizados por serem compostos por envelopes ou capas concêntricas, nítidas e bem definidas, de composição carbonática e núcleo de composição variável. Quanto à forma, podem ser esféricos ou elipsoidais. Não apresentam estruturas biogênicas, ou as mesmas constituem apenas uma pequena parte das camadas externas do oólito (Tucker & Wright 1990).

Alguns oólitos apresentam-se bem formados, com capas concêntricas bem desenvolvidas, outros são oólitos superficiais; podem não apresentar núcleo identificável,

ou terem o núcleo constituído por vários fragmentos. Observa-se ainda oólitos polinucleados (Prancha 3, foto 5), e podem eventualmente ser micríticos ou terem sido micritizados (Prancha 4, fotos 1 e 2).

Em alguns oólitos, o padrão de envelopes concêntricos é cortado por estrutura fibrorradiada bem desenvolvida, não apresentam núcleo diferenciado, têm microestrutura radiada e sob nicóis cruzados exibem cruz negra; são esferulitos.

Os oólitos no geral estão neomorfizados e nem sempre bem preservados; em alguns casos, observa-se apenas vestígios dos envelopes concêntricos (Prancha 4, foto 3). Podem também estar deformados, quebrados, ou terem sofrido dissolução parcial com substituição de algumas capas por sílica (Prancha 3, foto 5; Prancha 4, fotos 1 e 2).

Embora a literatura geológica de língua inglesa utilize a designação *oolite* para a rocha composta por *ooids*, o uso corrente da palavra oólito na língua portuguesa para designar a partícula, fez com que essa terminologia fosse adotada neste trabalho.

4.1.4 - Oóides

Esta terminologia foi adotada para grãos aloquímicos muito bem arredondados, de seção esférica ou ovalada, mas sem capas concêntricas observáveis, por estarem dolomitizados, ou terem sofrido dissolução, com posterior preenchimento por quartzo. Seriam oólitos presumíveis (Prancha 4, foto 4).

4.1.5 - Oncólitos

Oncólitos são grãos que exibem laminações concêntricas, freqüentemente irregulares, consideradas como de origem biológica. Foram observados muito raramente; no geral observou-se apenas vestígios de aloquímicos muito recristalizados que sugerem oncólitos.

Como no caso de oólitos, a literatura inglesa utiliza o termo *oncolite* para a rocha e *oncoids* para os grãos; mas devido ao uso generalizado, no Brasil, da palavra oncólito designando a partícula, esta terminologia será mantida.

4.1.6 - Bioclastos

Como bioclastos, foram considerados todos os fragmentos derivados de bioconstruções ou de presumível origem biológica. Embora o termo bioclasto, neste

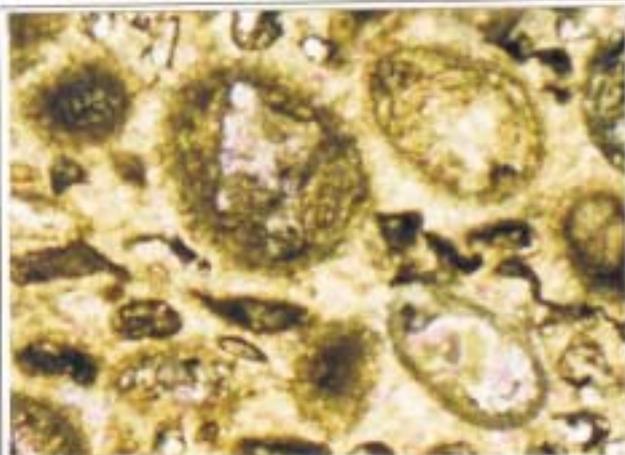


Foto 1 - Fotomicrografia de oólitos predominantemente micríticos ou micritizados, com capas irregulares; áreas com substituição por microquartzo. P.G./L.N. 25x

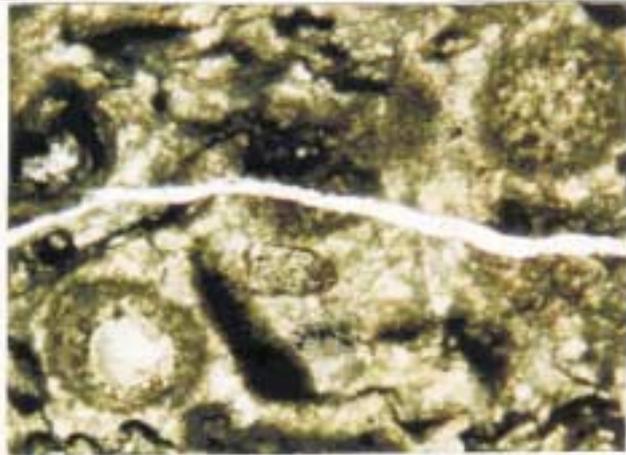


Foto 2 - Fotomicrografia de oólitos micríticos, ou que foram micritizados; deformação e fraturamento, com fratura aberta preenchida por calcita espática. L.N. 25x



Foto 3 - Fotomicrografia de oólitos neofossilizados, com vestígios das capas concêntricas. X.N. 30x

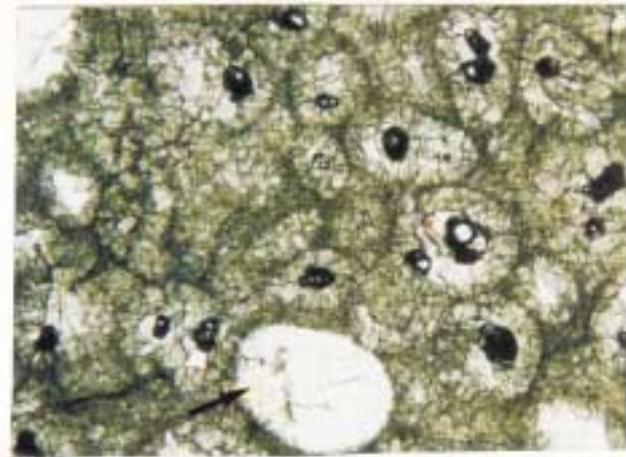


Foto 4 - Fotomicrografia de oólite; a dolomitização é responsável pela obliteração da textura original; notar silicificação parcial ou total de grãos por megaquartzo (seta). L.N. 25x



Foto 5 - Fotomicrografia de oólite micrítico. X.N. 30x

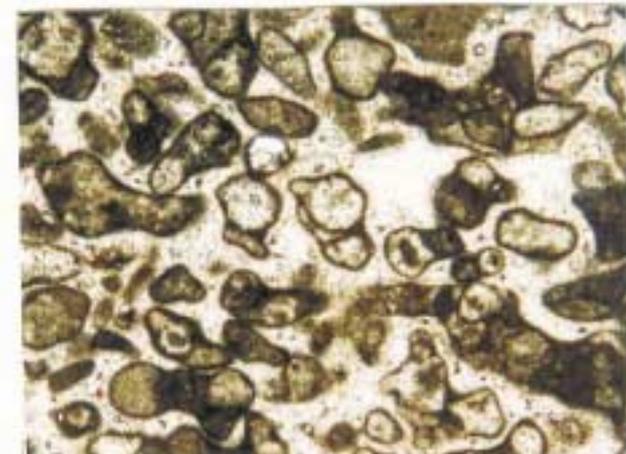


Foto 6 - Fotomicrografia de microfóssis que foram dolomitizados de forma mímica, com preservação da estrutura original dos grãos. X.N. 35x

PRANCHA 4

trabalho seja utilizado com conotação algo diferente da utilizada em rochas fanerozóicas, quando se refere a fragmentos de organismos com estrutura calcária, quitinosa ou silicosa, a sua aplicação visou distinguir componentes bioderivados, de intraclastos.

Bioclastos de calcário microbiano críptico: São bioclastos micríticos, derivados do calcário microbiano críptico, definidos por Riding (1991) como depósitos microbianos com microfábrica micrítica, grumosa, peloidal ou espática, mas sem feições macroscópicas distintivas. O autor ressalta ainda que esses calcários podem apresentar traços de filamentos e que devido à ausência de macrofábrica, devem ser interpretados em função de sua microfábrica (Prancha 5, foto 1).

Bioclastos de estromatólitos: Ocorrem muito raramente, associados a estromatólitos (Prancha 5, fotos 4 e 6).

Bioclastos a Microfitólitos: o termo Microfitólito (*Microphytolite*) foi utilizado neste trabalho segundo o conceito adotado por Swett & Knoll (1985). Originalmente o termo teria sido utilizado por paleontólogos soviéticos para designar uma grande variedade de grãos carbonáticos, alguns dos quais receberam denominação binomial, *Lineana*, e foram utilizados em bioestratigrafia; englobaria oncólitos e *Catagraphes* (Maslov 1953), como consta do glossário contido em Walter (1976). *Catagraphs* (Maslov 1953 *apud* Bertrand-Sarfati 1972) são corpúsculos carbonáticos, de dimensões diversas, globulosos, isolados ou aglutinados, que não apresentam envelopes concêntricos; são considerados como derivados de atividade algal. Tucker (1990), utiliza o termo *Catagraph* com a conotação de grãos algáceos calcificados. Apresentam dimensões variando de areia a cascalho e originalmente incluem oólitos, oncólitos, *grapestones*, *algal lumps* e outros intraclastos de origem discutível. Foram interpretados (Swett & Knoll *op. cit.*) como sendo geneticamente compostos, tendo sido gerados pela associação de processos microbianos e sedimentares, tais como o crescimento de bactérias ou cianobactérias, processos de mineralização inorgânica, de abrasão ou erosão, e neomorfismo. Na área pesquisada, microfitólitos são os principais componentes de dolarenitos que ocorrem associados a estromatólitos. Entre os microfitólitos, observa-se freqüentemente bioclastos semelhantes a *Vesicularites* Reitlinger (1959 *apud* Bertrand- Sarfati 1972), um tipo de *Catagraph*. Na descrição de Bertrand-Sarfati (1972), *Vesicularites* são grãos constituídos por pequenas vesículas subsféricas, ovais ou irregulares, que podem formar agregados (Prancha 4, foto 6; Prancha 5, fotos 2 e 3).



Foto 1 - Fotomicrografia de bioclasto de calcário microbiano críptico. X.N. 15x

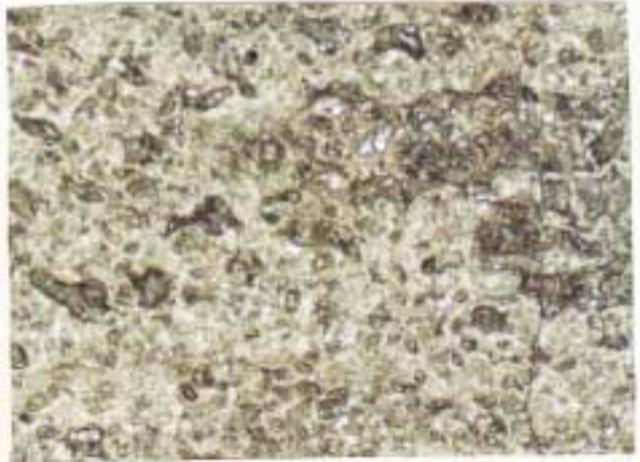


Foto 2 - Fotomicrografia de microfítólitos. L.N. 10x

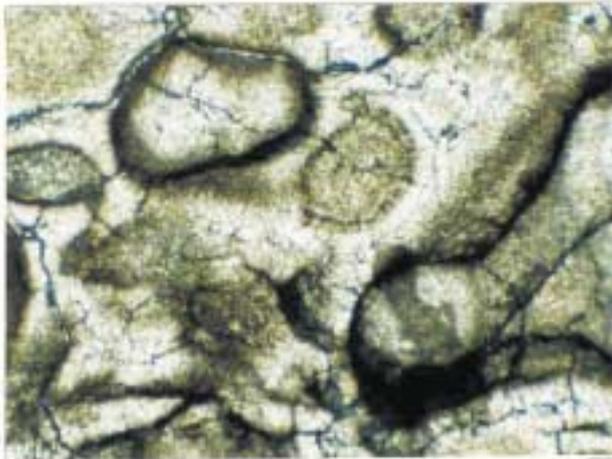


Foto 3 - Fotomicrografia de microfítólitos dolomitizados, onde se observa vestígios de franja isópaca acicular. X.N. 70x



Foto 4 - Fotomicrografia de bioclastos estromatolíticos. L.N. 4x

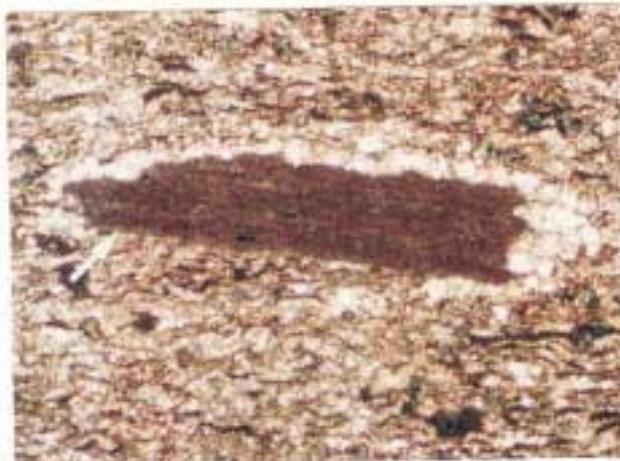


Foto 5 - Fotomicrografia de bioclasto microbiano semelhantes a *algal chips* (seta). L.N. 10x



Foto 6 - Fotomicrografia de bioclastos de estromatólitos que ocorrem associados a estromatólito ramificado.

PRANCHA 5

Em língua portuguesa, o termo fitólito é utilizado para cristais minerais, por exemplo opala, segregados por algumas plantas, e não tem nenhuma implicação com o termo microfítólito como utilizado nesta pesquisa.

4.2 - LAMA CARBONÁTICA

A lama carbonática é um dos constituintes mais comuns das rochas carbonáticas. Frequentemente, o termo é utilizado como sinônimo de micrita, mas micrita (contração de *microcrystalline calcite*) refere-se apenas a carbonato de granulação argila, composto por cristais com dimensões entre 1 μ m e 4 μ m. Considera-se que micrita pode se formar de diferentes maneiras, tais como por rápida precipitação química ou bioquímica no fundo oceânico, por segregação diagenética ou pode resultar da abrasão de carbonatos preexistentes (Folk 1962).

O termo micrita é utilizado de várias formas. Pode designar a matriz microcristalina de uma rocha, isto é, um componente; pode ser utilizado como um termo de combinação na classificação das rochas carbonáticas, por exemplo, pelmicrito (Folk *op. cit.*); pode também designar uma rocha constituída inteiramente por calcita microcristalina, quando é sinônimo de lama carbonática, de calcilutito ou de calcário afanítico.

Rochas compostas por cristais maiores que 5 μ m não devem ser denominadas micríticas; quando os cristais têm dimensões situadas entre 5 μ m e 15 μ m, utiliza-se o termo microespato (Folk 1959).

Para fins sedimentológicos, o termo lama, como usado atualmente para sedimentos modernos, abrange componentes com dimensões de até 62 μ m. Neste trabalho o termo calcilutito foi utilizado para essa faixa de granulometria. Quando foi possível identificar carbonatos detríticos de granulometria silte, os mesmos foram denominados calcissiltitos; em caso de dúvida, quando poderiam ser reflexo de processos neomórficos, foram classificados como calcilutitos (Prancha 3, foto 6).

4.3 - BIOCONSTRUÇÕES

Na área pesquisada, as bioconstruções são estromatolíticas ou crípticas (Riding 1991).

Para a descrição dos estromatólitos foram utilizados os conceitos e a classificação contida no Handbook of Stromatolites (Grey *et al.* 1992, *4th. draft*), o qual é baseado em grande parte no trabalho desenvolvido por Hofmann (1969).

Estromatólitos são estruturas organossedimentares laminadas, produzidas por trapeamento, aglutinação de sedimentos e/ou precipitação mineral, resultantes do crescimento e atividade metabólica de microorganismos (Awramick & Margulis 1974).

Na área estudada predominam estromatólitos estratiformes, mas ocorrem também elementos colunares e dômicos.

Carbonatos microbianos crípticos (Riding 1991) constituem bioconstruções que não apresentam feições macroscópicas distintivas, mas que possuem microfábrica compatível com as apresentadas por construções microbianas; pode ser classificado ainda como rocha sedimentar criptagal (Aitken 1967), microbialito (Burne & Moore 1987) ou microbolito (Riding *op. cit.*), mas essas denominações são gerais e abrangem vários tipos de construções microbianas, entre elas estromatólitos, trombólitos e calcários microbianos crípticos, entre outras.

Tanto os estromatólitos quanto as bioconstruções crípticas são derivados da interação de microorganismos bentônicos, cocoidais ou filamentosos, possivelmente cianobactéria, com o meio ambiente onde se desenvolveram.

As bioconstruções podem constituir biohermas ou biostromas. Biohermas são estruturas organossedimentares circunscritas, freqüentemente de aspecto lenticular. Biostromas são predominantemente estratiformes, e constituem bancos extensos, cuja maior dimensão é sempre muito maior que a espessura.

4.4 - CLASSIFICAÇÕES ADOTADAS PARA AS ROCHAS CARBONÁTICAS DETRÍTICAS

Os carbonatos detríticos foram classificados segundo Folk (1959, 1962), Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971).

4.4.1 - Classificação de Folk (1959, 1962)

É uma classificação litológica, baseada essencialmente nos componentes da rocha carbonática, isto é grãos aloquímicos, matriz e cimento. Identifica quatro grupos básicos, a saber: carbonatos onde os grãos aloquímicos estão cimentados por calcita espática, carbonatos com os grãos aloquímicos em matriz micrítica, carbonatos microcristalinos sem aloquímicos e estruturas orgânicas desenvolvidas *in situ*, denominados biolititos. Os dois primeiros grupos constituem as rochas aloquímicas, no terceiro estão incluídas as rochas ortoquímicas; os biolititos abrangem construções recifais e outros tipos de bioconstruções

autóctones. Os grãos aloquímicos podem ser intraclastos, oólitos, fósseis ou pelóides (Figura 5).

É uma classificação consagrada e foi utilizada sistematicamente neste trabalho, em conjunto com a classificação de Dunham.

4.4.2 - Classificação de Dunham (1962)

É baseada essencialmente na textura deposicional da rocha carbonática, e segundo o autor, três feições são especialmente úteis para classificar carbonatos que preservam sua textura deposicional (Figura 6).

1- A presença ou ausência de lama carbonática, o que permite diferenciar carbonatos lamosos, de *grainstones*, que não apresentam lama.

2- A abundância de grãos, que permite subdividir os carbonatos lamosos em *mudstones* (menos de 10% de grãos), *wackestone* (mais de 10% de grãos) e *packstones*, que embora contenham lama na matriz, são sustentados pelos clastos como os *grainstones*. *Wackestones* são rochas sustentadas pela matriz.

3 - A evidência de trapeamento de sedimentos durante a deposição do carbonato caracteriza o *boundstone*.

Rochas carbonáticas que praticamente não preservam feições deposicionais são consideradas à parte, e denominadas carbonatos cristalinos

A classificação de Dunham é extremamente prática e fornece indicações sobre a energia do meio ambiente onde se formaram as rochas carbonáticas. Sua utilização apresenta algumas limitações, especialmente em se tratando de carbonatos precambrianos, onde o neomorfismo freqüentemente mascara muitas feições primárias, deposicionais. É o caso da dificuldade que pode ocorrer, às vezes, quando se tenta diferenciar *packstone*, de *grainstone*; o mesmo acontecer diferenciação entre espato e pseudoespato.

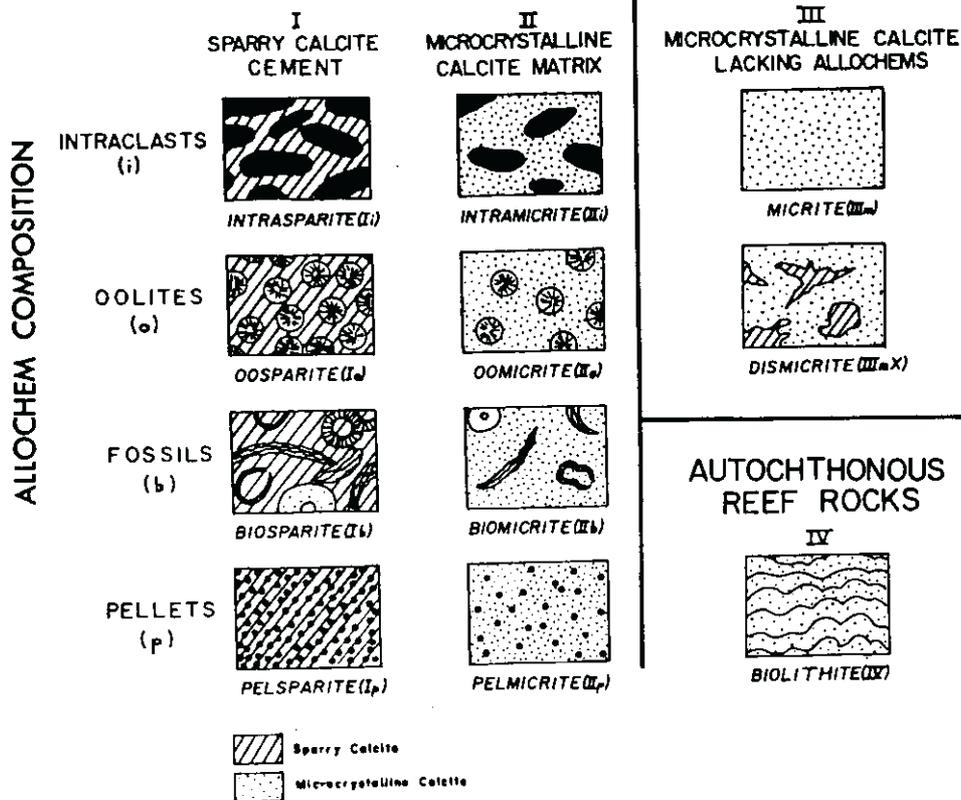
Esta classificação foi freqüentemente utilizada nesta pesquisa, com as devidas ressalvas. Os termos foram mantidos como no original em ingles, pela dificuldade de tradução e por serem de uso consagrado.

4.4.3 - Classificação de Embry & Klovan (1971)

Utiliza basicamente a classificação de Dunham (1962), com modificações e acréscimos, em especial no que se refere a calcirruditos e a bioconstruções (Figura 6).

ALLOCHEMICAL ROCKS

ORTHO-CHEMICAL ROCKS



	OVER 2/3 LIME MUD MATRIX				SUBEQUAL SPAR & LIME MUD	OVER 2/3 SPAR CEMENT		
	0-1 %	1-10 %	10-50%	OVER 50%		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED & ABRADED
Representative Rock Terms	MICRITE & DISMICRITE	FOSSILI- FEROUS MICRITE	SPARSE BIOMICRITE	PACKED BIOMICRITE	POORLY WASHED BIOSPARITE	UNSORTED BIOSPARITE	SORTED BIOSPARITE	ROUNDED BIOSPARITE
1959 Terminology	Micrite & Dismicrite	Fossiliferous Micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous Analogues	Claystone		Sandy Claystone	Clayey or Immature Sandstone	Submature Sandstone	Mature Sandstone	Supermature Sandstone	

 LIME MUD MATRIX
 SPARRY CALCITE CEMENT

Figura 5 - Classificação de Folk (1962) para rochas carbonáticas e texturas de carbonatos.

Depositional Texture recognizable					Depositional texture not recognizable
Original components not bound together during depositions				Original components were bound together during deposition... as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interstices.	
Contains mud (particles of clay and fine silt size)			Lacks mud and is grain-supported		
Mud-supported		Grain-supported			
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackstone	Packstone	Grainstone		Boundstone

Classificação de Dunham (1962)

Allochthonous limestones original components not organically bound during deposition						Autochthonous limestones original components organically bound during deposition			
Less than 10% > 2 mm components				Greater than 10% > 2 mm components		By organisms which act as baffles	By organisms which encrust and bind	By organisms which build a rigid framework	
Contains lime mud (< .03 mm)			No lime mud		Matrix supported				> 2 mm component supported
Mud supported		Grain supported							
Less than 10% grains (> .03 mm < 2 mm)	Greater than 10% grains								
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone	

Classificação de Embry & Klovan (1971)

Figura 6 - Classificações de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) para rochas carbonáticas.

Os calcirruditos possuem mais de 2% dos seus componentes com dimensões maiores que dois milímetros, e podem ser sustentados pela matriz, *floatstones*, ou ser sustentados pelos clastos, quando são denominados *rudstones*. As denominações adotadas para os calcirruditos foram mantidas em inglês. As subdivisões adotadas para carbonatos bioconstruídos, *bafflestone*, *bindstone* e *framestone*, não foram utilizadas neste trabalho.

5 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES

Foram definidas 23 fácies carbonáticas principais no Grupo Bambuí (tabelas 1 e 2). A partir da reconstrução dos conjuntos de fácies e de sua sucessão vertical, foi possível identificar 4 intervalos principais, que correspondem a ciclos de sedimentação bem definidos (Figuras 7, 8 e 9).

As fácies carbonáticas definidas no Grupo Bambuí foram codificadas de forma a indicar a sua constituição.

Os códigos utilizados foram os seguintes:

C - calcário; Ca - calcarenito; Cl - calcilito; Cr - calcirrudito; cc - calcítico

MRG - marga; D - dolomito/dolomítico; E - estromatólito/estromatolítico

d - dômicos; c - colunares; p - pseudocolunares; es - estratiformes

cp - colunares a pseudocolunares; m - microbiano críptico

it - intraclástico; od - ooidal; oo - oolítico

l - laminado/ laminação; a - estratificação cruzada acanalada;

z - estratificação cruzada; g - gradação normal; f - *floatstone*

n - neomorfizado/ neomorfismo; s - silicificado

b - brecha de dissolução/colapso

5.1 - FÁCIES Cm: Calcário microbiano críptico

Esta fácies ocorre em toda a área pesquisada e tem cerca de 15 metros de espessura aflorante. Apresenta intercalações muito subordinadas de calcarenitos e calcirruditos.

Macroscopicamente, trata-se de um calcário cinza escuro a preto, que tem como principal característica o aspecto rítmico. A ritmicidade é dada pela alternância de níveis maciços, centimétricos a decimétricos, não deformados e de níveis decimétricos, compostos por lâminas milimétricas a estratos centimétricos, fortemente afetadas por compactação (Prancha 6, foto 1).

Os estratos são subhorizontais, planares e de grande continuidade lateral, podendo ser acompanhados por dezenas de metros. Os leitos que compõem os níveis compactados apresentam adelgaçamentos freqüentes, são limitados por suturas estilolíticas ou *dissolution seams* e localmente podem ter aspecto brechóide.

Embora o calcário seja argiloso, não se observou níveis argilosos ou margosos individualizados. Possui, no entanto, entre os estratos, filmes constituídos por material

Tabela 1

**DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DE
CARBONATOS DETRÍTICOS**

FÁCIES	LITOLOGIA	TEXTURA	FEIÇÕES DIAGENÉTICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	CONJUNTO FACIOLÓGICO
Cs	Calcissiltitos		Dissolução de grãos; cavidades preenchidas por calcita espática; neomorfismo	Laminação plano-paralela. Gradação normal	B1 Tempestitos distais de rampa externa
Cr	Calcirruditos	Sustentado pelos clastos	Dolomitização parcial da matriz em alguns níveis	Calcirruditos não organizados - maciços; raros com gradação normal	B1 Processos gravitacionais associados a fluxos gerados por tempestades, talvez do tipo <i>debris flow</i> , em rampa externa
Crg	Calcirruditos / calcarenitos / calcissiltitos	Calcirruditos sustentados pelos clastos	Dolomitização parcial da matriz. Clastos menores em alguns níveis	Gradação normal incipiente. Laminação cruzada	C1 Tempestitos proximais de rampa externa
CaCrd	Calcarenitos / calcissiltitos / calcirruditos	Calcirruditos sustentados pelos clastos	Parcialmente dolomitizados	Laminação plano-paralela, cruzada por ondas, marcas onduladas. Gradação normal	C1 Tempestitos proximais de rampa externa
Crf	Calcirruditos	Calcirruditos sustentados pela matriz		Leitos rudáceos com limites difusos. Gradação normal e marcas onduladas são raras	C1 Processos gravitacionais associados a fluxos gerados por tempestades em rampa externa
CaDz	Calcarenitos		Cimentação precoce, dolomitização, dissolução parcial, neomorfismo	Estratificação cruzada planar de médio porte. Marcas onduladas	D1 Corpos arenosos (<i>shoals</i>) de rampa interna
CaDa	Calcarenitos			Estratificação cruzada por ondas; estratificação acanalada de pequeno porte	D1 Corpos arenosos (<i>shoals</i>) de rampa interna
Dcc	Dolomito calcítico	Cristalina	Dolomitização. Dissolução	Vestígios de estratificação cruzada, níveis granulares e estromatólitos	D1-F1 Barreira arenosa de rampa interna (D1) Laguna de plataforma (E1) e ambiente perilitorâneo (F1)
DEdc	Dolarenito ooidal		Dolomitização, dissolução, silicificação		F1 Ambiente perilitorâneo de alta energia
DI	Dolomito com laminações irregulares		Dolomitização	Dolomitização	Exposição subaérea
DEes Intercalações de dolomitos não estromatolíticos	Dolarenito constituído por microfítolitos		Franja isópaca acicular. Dolomitização precoce	Estratificação cruzada por ondas. Marcas onduladas	F2 Ambiente de águas rasas e levemente agitadas em inframaré
	Dolarenito composto por microfítolitos		Dolomitização	Estratificação cruzada por ondas. Marcas onduladas	F2 Inframaré
	Dolarenito com bioclastos, oóides, agregados e intraclastos		Franja isópaca acicular		F2 Depósito de tempestade em águas rasas

Tabela 1 (continuação)

**DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DE
CARBONATOS DETRÍTICOS**

FÁCIES	LITOLOGIA	TEXTURA	FEIÇÕES DIAGENÉTICAS	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	CONJUNTO FACIOLÓGICO
DEes	Dolorrudito	Sustentada pelos clastos lamelares		Gradação normal	F2 Depósito de tempestade em águas rasas
CaIt	Calcarenitos intraclásticos		Franja isópaca, silicificação parcial, pirita disseminada	Estratificação cruzada por ondas; marcas onduladas; gradação normal	G3,4 Depósito de plataforma externa
Caoo	Calcarenitos oolíticos		Neomorfismo, dissolução de algumas capas, silicificação	Estratificação cruzada por ondas; marcas onduladas	H3,4 Corpos arenosos oolíticos (<i>shoal</i>) de <i>Middle Shelf</i>
Can	Calcarenitos e calcilitos		Neomorfismo. Calcita palissádica	Estratificação cruzada por ondas; marcas onduladas	H3,4 Depósitos de <i>Middle Shelf</i>
CaCl	Calcarenitos e calcilitos		Neomorfismo. Nódulos de sílex	Laminações cruzadas por ondas; acamamento <i>flaser</i> e <i>wavy</i>	H3 Depósitos de <i>middle shelf</i>
CII	Calcilitos		Pirita disseminada	Laminação plano-paralela	F3 Depósitos de planície de maré restrita - inframaré
Csl	Calcissilitos		Neomorfismo; cristais de anidrita	Laminações cruzadas por ondas; gretas de contração	F3 Depósitos de planície de maré restrita
MRG	Margas		Neomorfismo	Laminações cruzadas por ondas, <i>drapes</i> , acamamento lenticular, laminação plano-paralela a ondulada	F3 Depósito de planície de maré restrita

Tabela 2

DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DE BIOCONSTRUÇÕES

FÁCIES	LITOLOGIA	MORFOLOGIA	ESTRUTURA	FEIÇÕES MICROSCÓPICAS / DIAGENÉTICAS	CONJUNTO FACIOLÓGICO
Cm	Calcário argiloso, micrítico, de microfábrica peloidal a grumosa	Calcário microbiano críptico, sem estruturas macroscópicas	Biostroma	Pobrememente a não laminados; inúmeras cavidades preenchidas por calcita espática; dolomita barroca associada a estilólitos; nódulos de silicificação de diagênese tardia; estruturas de compactação	A Rampa externa, abaixo do nível de ação de ondas normais
DEcp	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos colunares de pequeno porte, associados a estromatólitos estratiformes	Biohermas	Níveis lamosos e granulares; cavidades abertas por dissolução forradas por franja isópaca neomorfsada e contendo calcita espática; cristais aciculares de anidrita	E1 Ambiente lagunar
DEd	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos dômicos de pequeno porte e relevo alto	Bioherma	Laminação fenestral; dissolução/cimentação por calcita espática; duas gerações de dolomita	F1 Ambiente perilitorâneo
DEdc	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos dômicos e colunares de grande porte e relevo alto, associados a dolarenito ooidal	Biohermas	Ocorrem associados a dolarenito ooidal	F1 Ambiente perilitorâneo
DEb	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes	Biostroma	Brechas de dissolução no topo do biostroma	F1 Ambiente perilitorâneo
DEes	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos em maciços arborescentes, colunares a pseudocolunares	Bioherma	Ausência de laminação fenestral, de material lamoso ou de evidências de ressecção; material granular entre as colunas e nas laminações	F2 Planície de maré Inframaré a intermaré
	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes com pequenas colunas esparsas (766 metros)	Biostroma	Formas colunares da base apresentam lâminas fortemente assimétricas com parede lateral formada por bioclastos; Presença de cristais de anidrita; Lateralmente à coluna, <i>grainstone</i> a microfítólito; Topo do biostroma exibe laminação fenestral e evidências de ressecção	F2 Planície de maré Inframaré a intermaré
	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes a pseudo-colunares com formas dômicas e colunares esparsas (767,5 metros)	Biostroma	Aportes irregulares de grãos, que ficam presos nas laminações estromatolíticas; Laminação fenestral e feições de diagênese vadosa	F2 Planície de maré Inframaré a intermaré
	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes com intercalação de dolarenito contendo bioclastos de estromatólitos imbricados (770 metros)	Biostroma	Laminação fenestral; níveis granulares contendo um pouco de lama; franja isópaca acicular ao redor dos aloquímicos	F2 Planície de maré Inframaré a intermaré

Tabela 2 (continuação)

**DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DE
BIOCONSTRUÇÕES**

FÁCIES	LITOLOGIA	MORFOLOGIA	ESTRUTURA	FEIÇÕES MICROSCÓPICAS / DIAGENÉTICAS	CONJUNTO FACIOLÓGICO
DEes	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes a pseudocolunares (cota 770,5 metros).	Biostroma	Níveis lamosos contendo pelóides esparsos; nível bioconstruído fragmentado (<i>packstone</i>); laminação fenestral, e presença de cristais de anidrita.	F2 Planície de maré Inframaré a intermaré
	Dolomito estromatolítico	Estromatólitos estratiformes, pseudocolunares, com formas colunares e dômicas esparsas. Pequenas formas ramificadas no topo da fácies.	Biostroma	Na base, espesso pacote granular seguido por estromatólitos estratiformes com nódulos de sílex	F2 Planície de maré
CE	Calcário estromatolítico	Pseudocolunares com formas colunares e dômicas associadas frequentemente	Biohermas semelhantes a <i>patch reefs</i>	No geral, estão neomorfisados e as formas colunares e dômicas apresentam relevo alto, indicando que cresceram livres dos sedimentos adjacentes; exceção apenas para os pequenos biohermas do topo da fácies, no Intervalo 3.	G3 - Biohermas em plataforma externa e H3 - Biohermas em ambiente de <i>middle shelf</i> G4 - Biohermas em plataforma externa

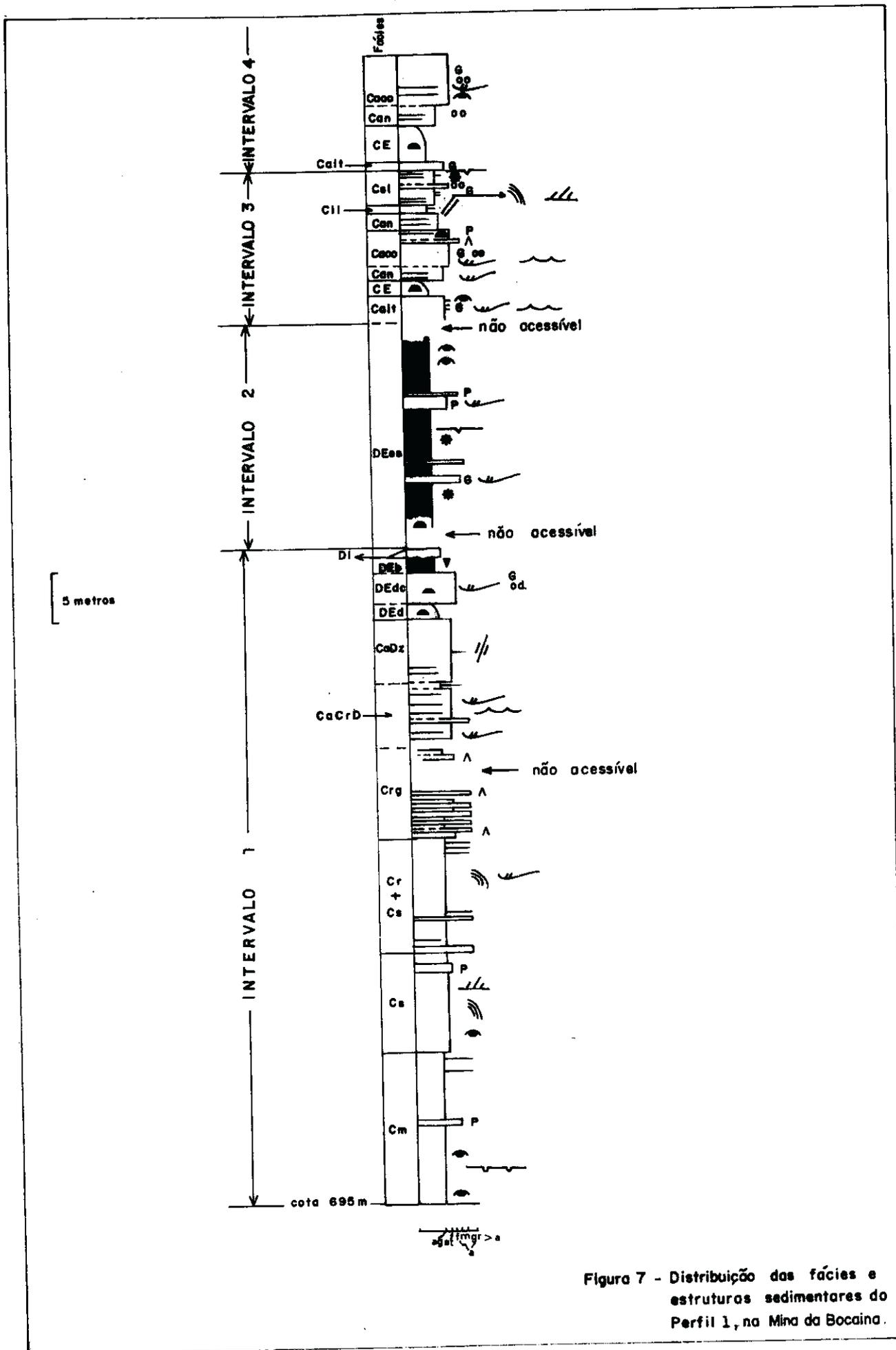


Figura 7 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares do Perfil 1, na Mina da Bocaína.

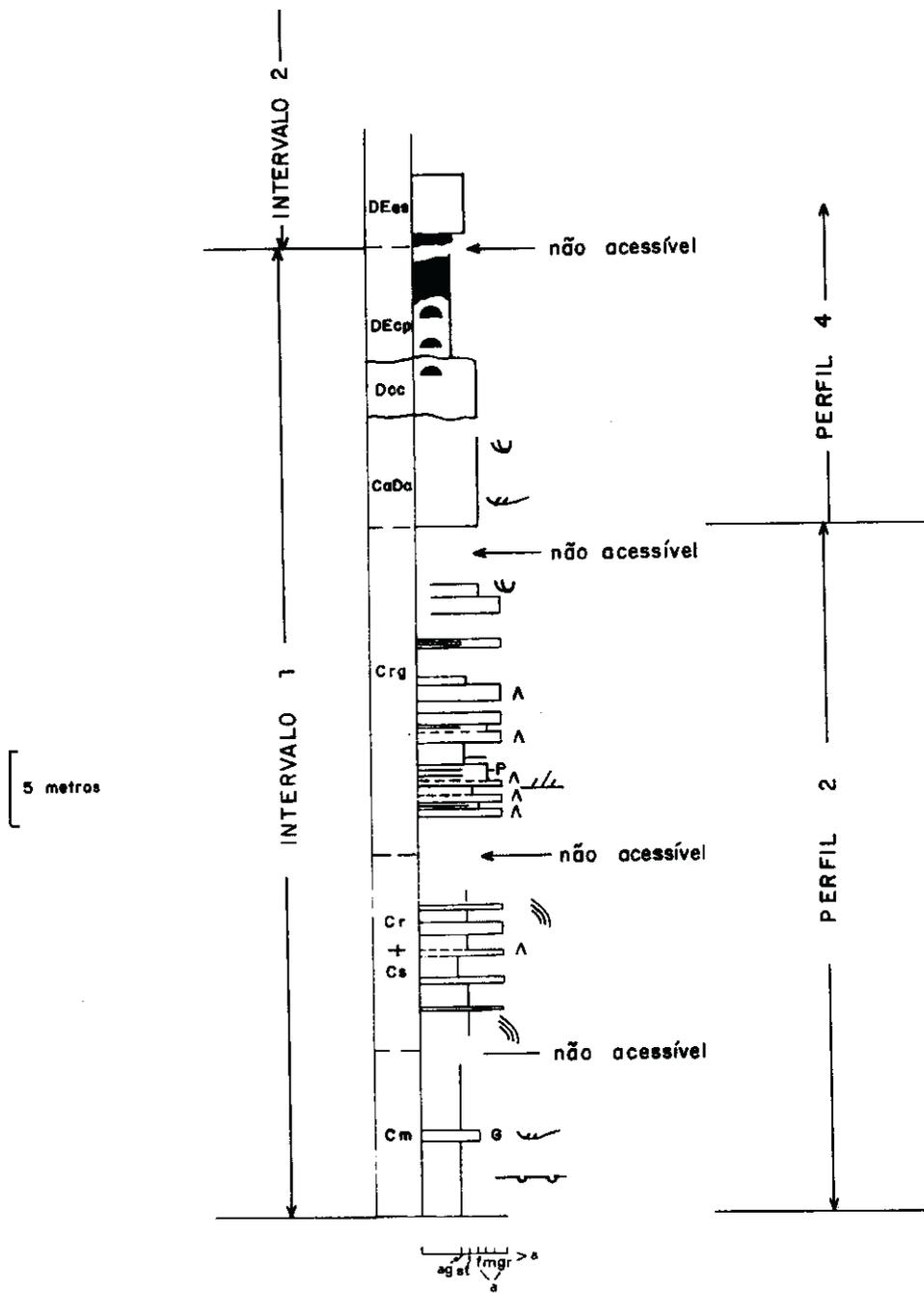


Figura 8 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares no perfil composto pelos perfis 2 (entrada da COMIG) e 4 (mina em atividade da COMIG).

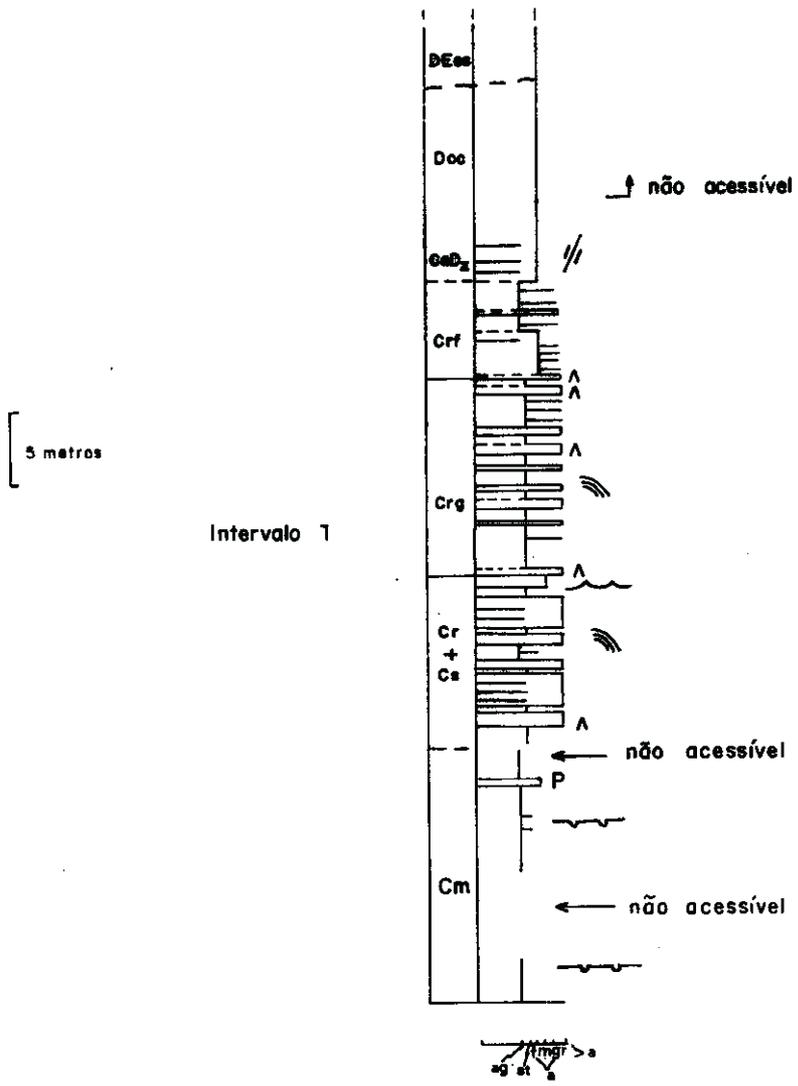


Figura 9 - Distribuição das fácies e estruturas sedimentares do Perfil 3, na mina abandonada da COMIG.

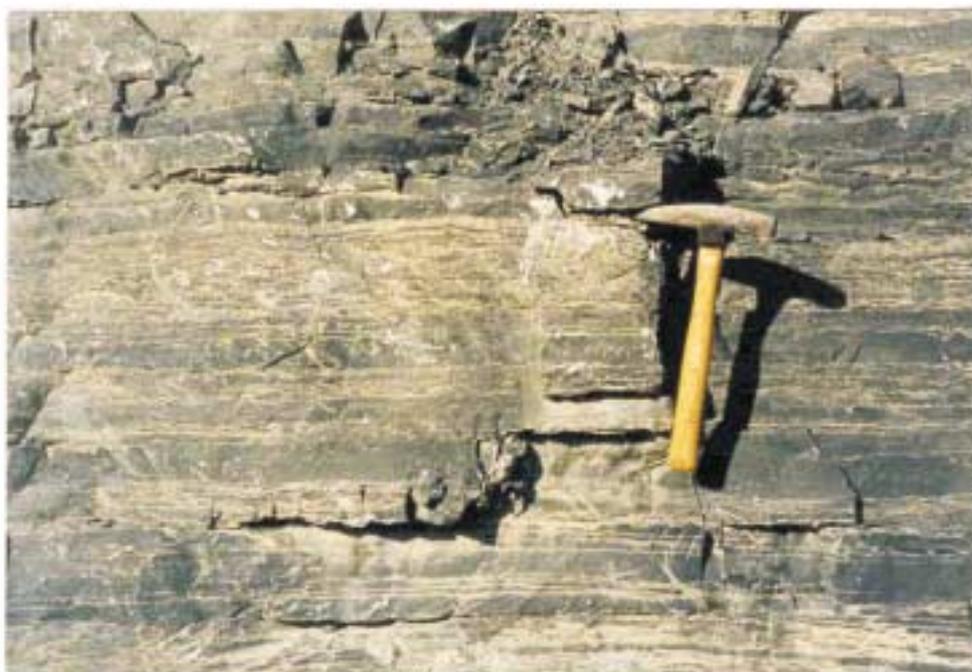


Foto 1 - Detalhe de exposição do calcário microbiano críptico, onde pode ser observada a alternância de níveis maciços e compactados (Fácies Cm). Mina da Bocaina, Perfil 1. Cota 700 metros.

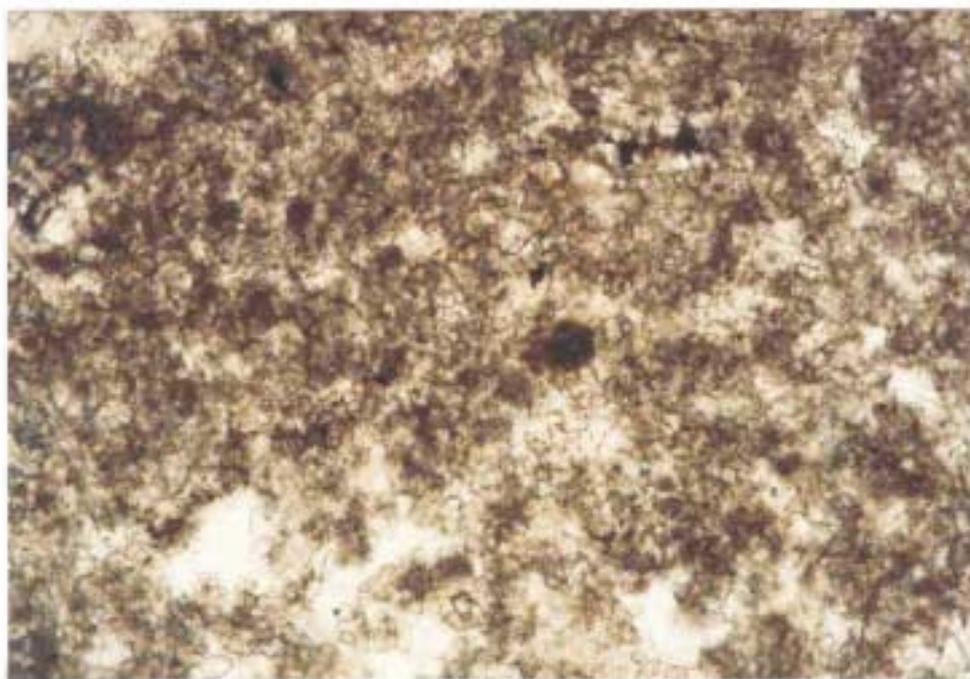


Foto 2 - Fotomicrografia de calcário microbiano críptico (Fácies Cm), com microestrutura semelhante à *Porostromata*. L.N. 65x

argiloso associado à matéria carbonosa, que quando alterados formam uma película esbranquiçada. Análise por Difractometria de Raios X, identificou nesse material residual os seguintes argilominerais: illita, esmectita, camada mista irregular de illita-esmectita e caolinita. No calcário foram encontrados os mesmos argilominerais mais a presença de clorita, enquanto desaparece a caolinita.

Macroscopicamente, o calcário apresenta textura muito fina e não exhibe estruturas organossedimentares.

Petrograficamente observa-se que tanto os níveis compactados quanto os maciços apresentam laminação incipiente, ou não são laminados. Quando o carbonato tem aspecto laminar, é resultante da alternância de níveis com laminação fenestral, isto é, da recorrência de leitos com inúmeras cavidades em rede alinhadas paralelamente do calcário, o que caracteriza, segundo Monty (1976) uma *laminoid fenestral fabric*, e não pode ser caracterizada como uma laminação, a exemplo do que se observa nos estromatólitos. A alternância de níveis que apresentam laminação fenestral com níveis maciços ou com poucas cavidades ou lamosos, também dá ao calcário um aspecto laminar (Prancha 8 foto 2).

As cavidades no geral são alongadas ou irregulares, pequenas; algumas cavidades possuem teto digitado, base plana e apresentam semelhanças com *stromatactis*, embora sejam feições microscópicas (Prancha 7). Em nenhum caso as cavidades apresentam sedimento interno, sendo cimentadas por calcita espática (Prancha 6, foto 2; Pranchas 7 e 8).

Quanto à microestrutura, o calcário microbiano críptico apresenta padrões variados, primários, pois não mostram evidências de resultarem de processos mecânicos e são semelhantes às encontradas em bioconstruções criptalgais (Aitken 1967) de águas rasas, com microfábrica micrítica, peloidal ou grumosa e cimentação precoce, sinsedimentar.

Em algumas lâminas delgadas, observa-se um aglomerado de grãos globulosos e de contorno micrítico, com diâmetros variando entre 30µm e 50µm, que mostram semelhança com a microestrutura *Porostromata* (Pia 1929 *apud* Monty 1981), em especial com a descrita por Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine (1983), em Gourma, na África (Prancha 6, foto 2), o que poderia caracterizar uma biofábrica celular (Hofmann 1969).

Freqüentemente, observa-se que a microestrutura é constituída por "grãos" micríticos ou de contorno micrítico, de seção subcircular, alongada ou irregular; eventualmente os diâmetros das seções alongadas são compatíveis com as seções subcirculares (70µm a 100µm), o que poderia indicar a presença de microorganismos filamentosos (Prancha 8, foto 1). Esses "grãos" podem ainda formar agregados semelhantes a *clusters* ou apresentar vaga semelhança com formas descritas como *Renalcis* Vologdin, consideradas



Foto 1 - Fotomicrografia de cavidade semelhante a *stromatactis*, de base plana e teto digitado, preenchida por calcita espática (seta), em calcário microbiano críptico associado a calcissiltito peloidal (Fácies Cs). L.N. 20x



Foto 2 - Fotomicrografia mostrando detalhes da foto 1. X.N. 60x

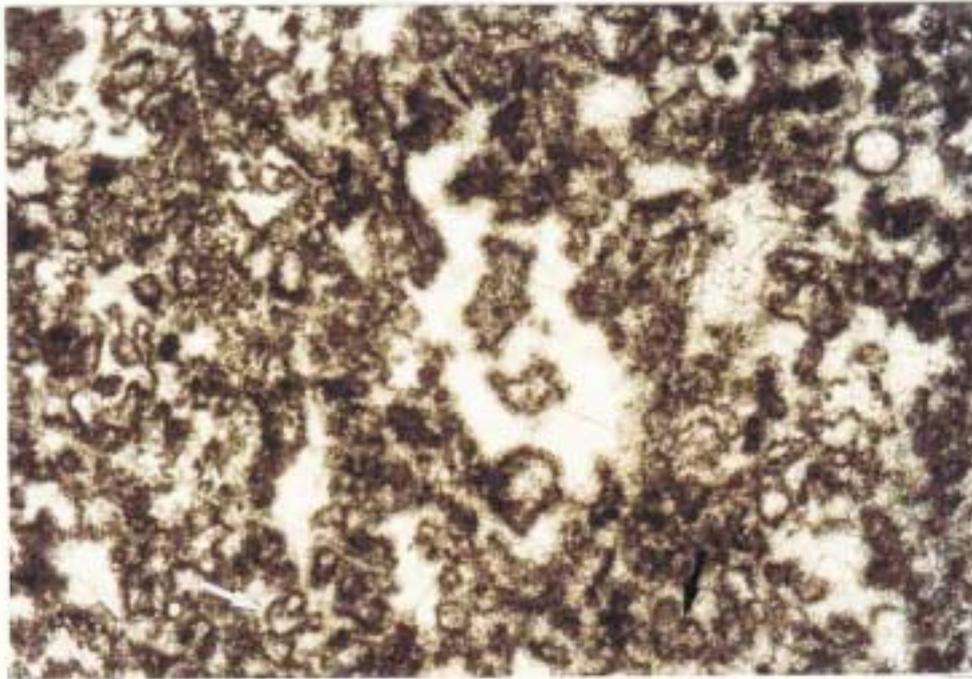


Foto 1 - Fotomicrografia de calcário microbiano críptico (Fácies Cm), que apresenta microestrutura grumosa a peloidal; observa-se ainda grãos bem arredondados e de contorno micrítico, preenchidos por calcita espática, bem como formas vagamente semelhantes a *Renalcis* (seta). L.N. 25x

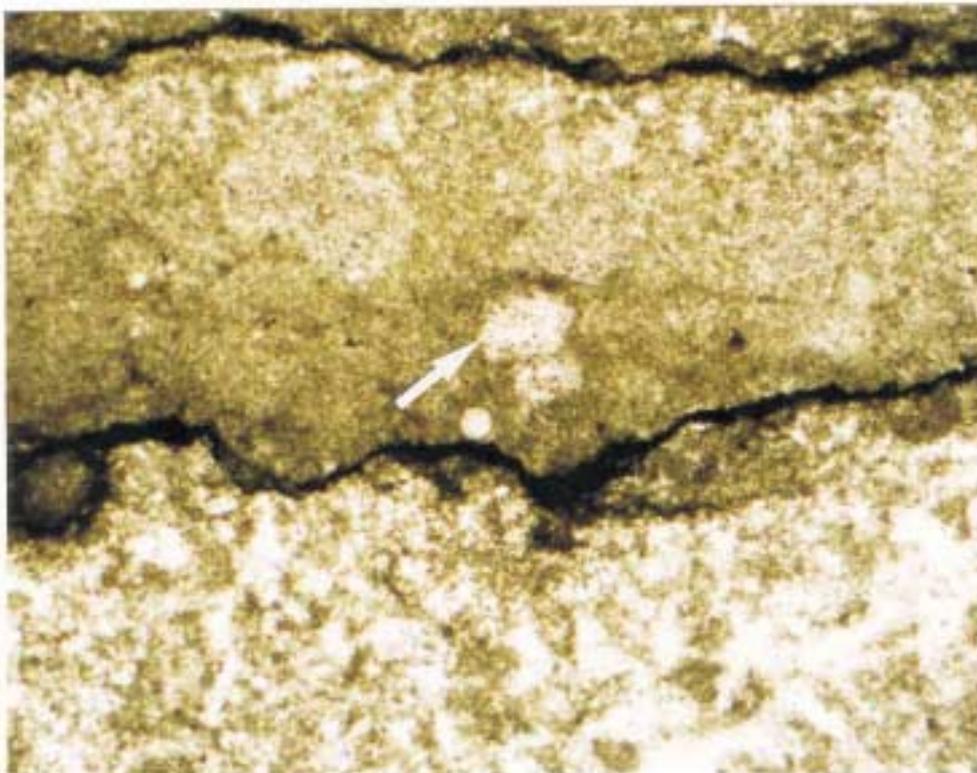


Foto 2 - Fotomicrografia de calcário microbiano críptico (Fácies Cm), onde se observa alternância de leitos com inúmeras cavidades e leitos lamosos; grão de contorno micrítico preenchido por calcita espática; silicificação (seta) em pequena área. P.G./L.N. 20x

por Riding (1991) como prováveis cianobactérias calcitizadas, ou por Pratt (1984) como microfósseis diagenéticos, formados a partir da calcificação de células cocoidais, relacionadas a cianobactérias, em estágios diversos de decomposição.

Observa-se ainda, dispersos nos níveis microbianos, "grãos" de seção circular a subcircular, micríticos ou de contorno micrítico, preenchidos por calcita espática. Apresentam diâmetro variando entre 100µm e 185µm, existindo, no entanto raros "grãos" com até 320µm de diâmetro. No geral não estão deformados, mas não são raros os casos em que isso acontece. Não foram encontradas evidências de que possam representar estruturas tubulares ou microorganismos filamentosos. Poderiam representar microorganismos cocoidais (Prancha 8, fotos 1 e 2).

Lentes decimétricas, isoladas, de sílex preto são observadas em alguns horizontes; pequenas concreções constituídas por microquartzo ocorrem principalmente nos níveis lamosos, ricos em argilominerais.

Não foram observadas feições que sugerissem compactação sinsedimentar.

Dolomitização ocorre de modo muito incipiente, mas esporadicamente observa-se pequenas cavidades contendo dolomita barroca, limitadas por estilólitos.

Análises palinológicas efetuadas em níveis argilosos compactados, identificaram exemplares de acritarcas, pertencentes aos gêneros *Kildinosphaera* e *Stictosphaeridium* (Prancha 13).

Intercalados no calcário microbiano críptico ocorrem diversos níveis de calcarenitos e calcirruditos. Os calcirruditos constituem lentes descontínuas, de espessura centimétrica. São sustentados pelos clastos e foram observados apenas no Perfil 1. Os clastos são lamelares, milimétricos a centimétricos, e são constituídos por bioclastos de calcário microbiano críptico e intraclastos de calcissiltitos, calcilitos e subordinadamente calcarenitos peloidais. Os clastos não apresentam deformação interna, e podem estar fortemente compactados, às vezes com contatos por suturas estilolíticas, ou imersos em matriz residual (Prancha 9).

As intercalações de calcarenitos apresentam espessuras centimétricas a métrica. Quando os calcarenitos constituem níveis delgados, são *packstones* e *wackestones* compostos por pelóides e bioclastos de calcário microbiano críptico de granulação fina a média. O pacote mais espesso de calcarenito ocorre no Perfil 2, na entrada da COMIG e tem cerca de um metro e meio de espessura. Dispõe-se em ciclos decimétricos, que apresentam a seguinte sucessão de estruturas sedimentares, da base para o topo: laminações cruzadas por ondas, laminações onduladas de pequena amplitude e laminações plano-paralelas a onduladas, com discordâncias internas de baixo ângulo.



Foto 1 - Delgado nível brechóide intercalado no calcário microbiano críptico (Fácies Cm). Mina da Bocaina. Perfil 1.



Foto 2 - Fotomicrografia do nível de calcirrudito observado na foto 1, onde intraclastos, frequentemente limitados por suturas estilolíticas, estão imersos em matriz residual. L.N. 4x.

Observa-se ainda truncamentos por ondulações de grande comprimento de onda. Petrograficamente, são *grainstones* a *packstones*, compostos por intraclastos de calcissiltitos e bioclastos de calcário microbiano críptico, de granulação fina a média; ocorrem ainda bioclastos representados pelos grãos de contorno micrítico, subcirculares ou deformados, preenchidos por calcita espática. Os calcarenitos têm arcabouço aberto e sofreram cimentação precoce (Prancha 10).

5.2 - FÁCIES Cs: Calcissiltitos

Os calcissiltitos foram observados em todas as seções, mas estão melhor representados na Mina da Bocaina (CSN)- Perfil 1, onde podem atingir cerca de 18 metros de espessura.

Regionalmente, os calcissiltitos apresentam intercalações freqüentes de calcirruditos não organizados (Fácies Cr) e ocorrem sobrepostos ao calcário microbiano críptico (Fácies Cm), em contato nítido, não gradacional. Exibem ainda delgadas intercalações de calcarenitos e de calcário microbiano críptico.

São de cor cinza escuro a preto e constituem níveis centimétricos a decimétricos, subhorizontais. Em sua porção basal, na Mina da Bocaina, são argilosos (cerca de dois metros) e exibem padrões de compactação semelhantes aos calcários microbianos crípticos; os contatos são ondulados, irregulares e contêm película de alteração esbranquiçada, constituída por argilominerais e matéria carbonosa residuais. Gradativamente, a proporção de minerais argilosos vai diminuindo e os níveis superiores apresentam contatos regulares, com superfície plana a ondulada.

Os calcissiltitos podem ser laminados, com laminações plano-paralelas a onduladas; laminações cruzadas ocorrem secundariamente e *climbing ripples*, não definidas se por onda ou corrente, foram observadas localmente em apenas um nível. Ocorrem ainda níveis de calcissiltitos maciços, não laminados (Pranchas 11 e 12).

Petrograficamente, observa-se que os calcissiltitos são peloidais, pelmicritos. Quando laminados, apresentam bandeamento milimétrico a submilimétrico, contato basal nítido e podem apresentar granodecrescência ascendente (Prancha 12, foto 1). Como estruturas de compactação, observa-se apenas raros estilólitos paralelos ao acamamento. Exibem pequenas cavidades preenchidas por calcita espática, originadas da dissolução de grãos, o que pode indicar presença de aloquímicos de composições diferentes (Prancha 12, foto 2).

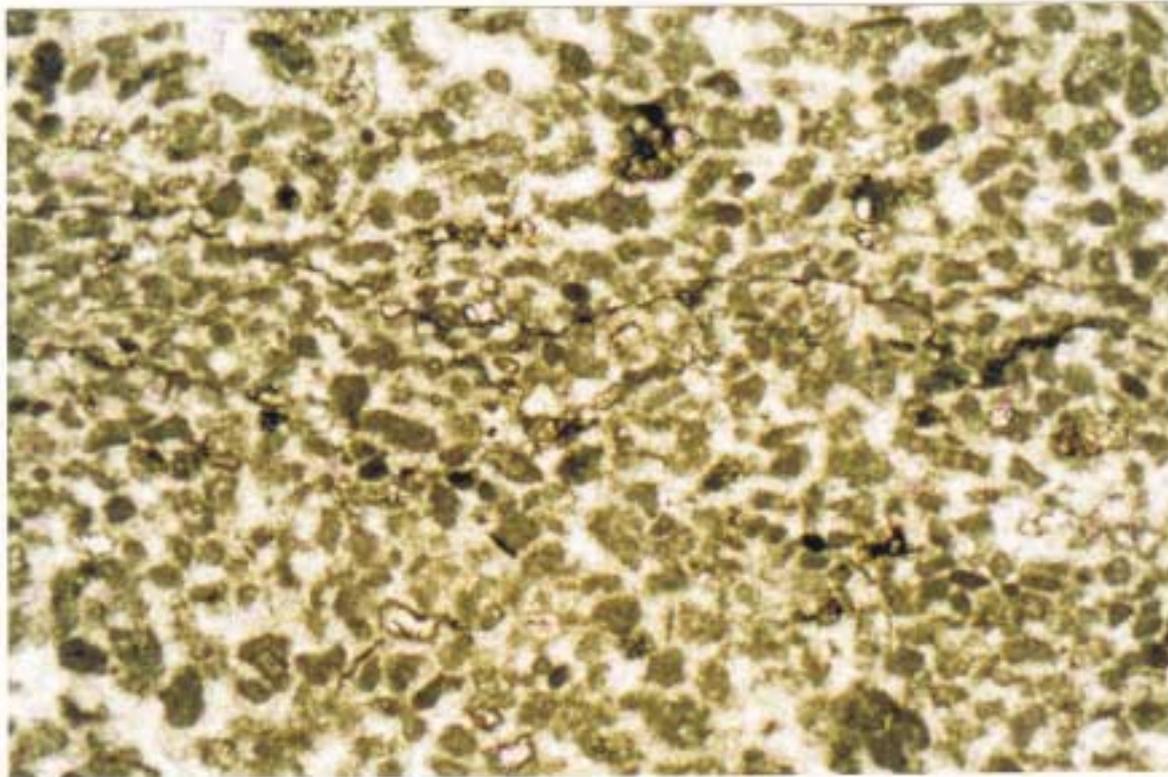


Foto 1 - Fotomicrografia de *grainstone* a *packstone* que ocorre associado ao calcário microbiano críptico (Fácies Cm), no Perfil 2, na entrada da COMIG. P.G./X.N. 35x

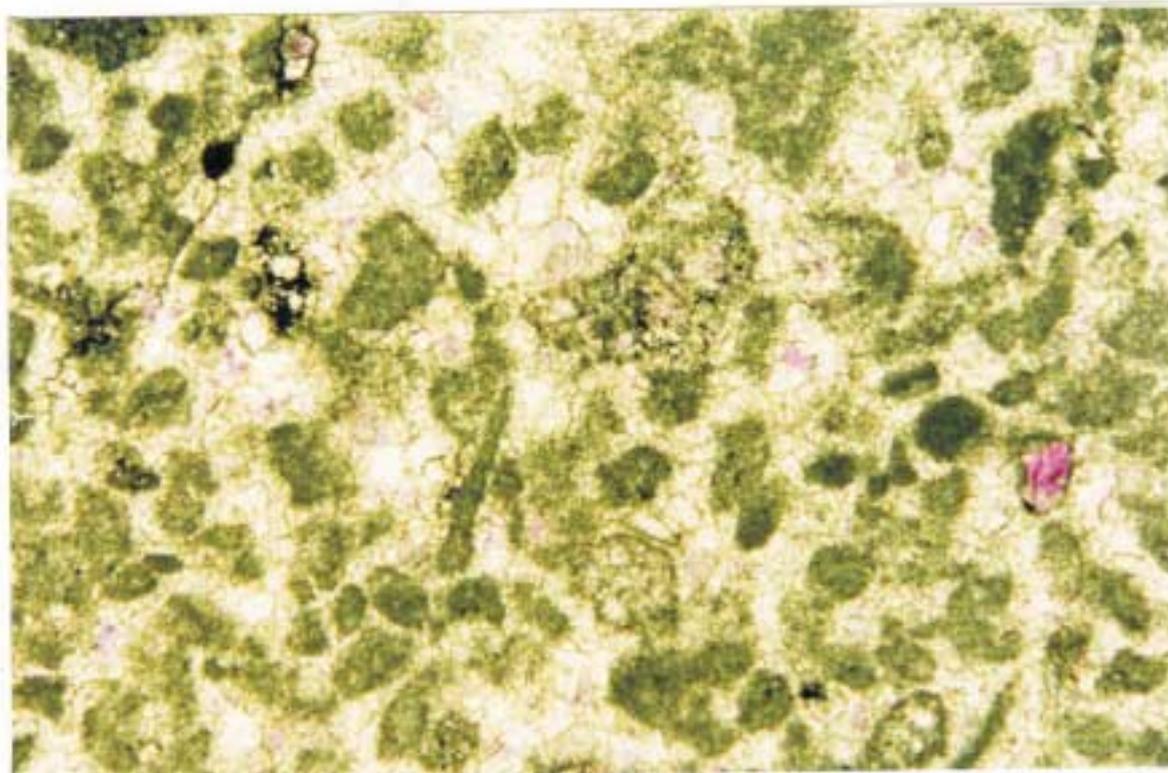


Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe da foto acima, com bioclastos de calcário microbiano críptico e intraclastos de calcissiltitos. P.G./X.N. 65x



Foto 1 - Afloramento calcissiltito onde se observa laminação cruzada e granodecrescência ascendente (Fácies Cs). Mina da Bocaina, Perfil 1.



Foto 2 - Calcarenitos com estratificação cruzada por ondas truncadas por marcas onduladas de grande comprimento de onda (Fácies Cs). Perfil 1, Mina da Bocaina.

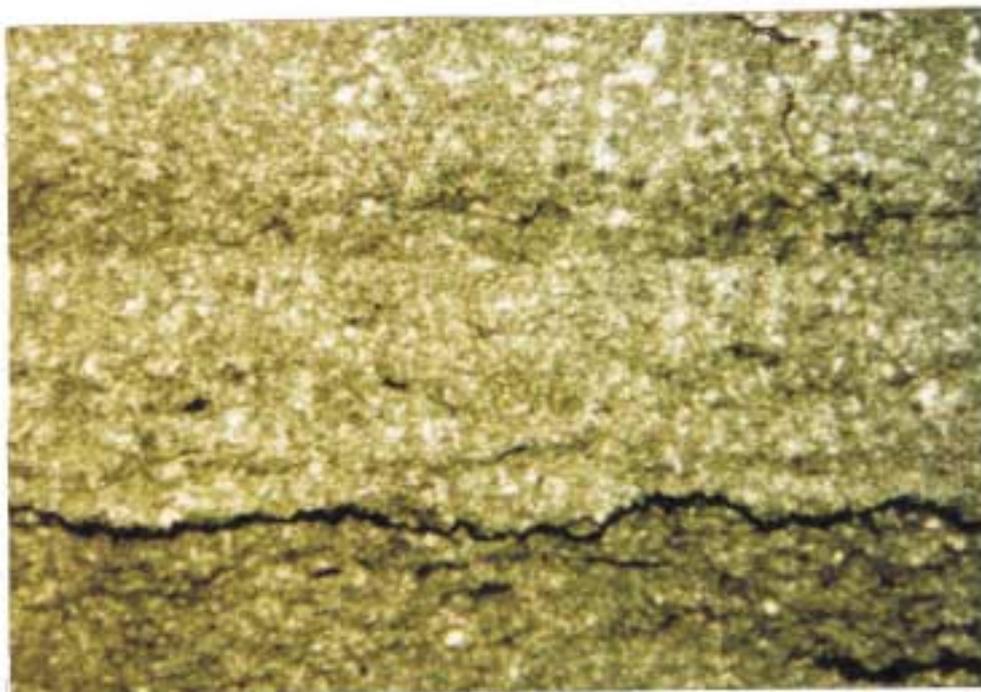


Foto 1 - Fotomicrografia de calcissiltito peloidal (pelmicrito), com laminação plano-paralela (Fácies Cs). Mina da Bocaina. Perfil 1. X.N. 30x

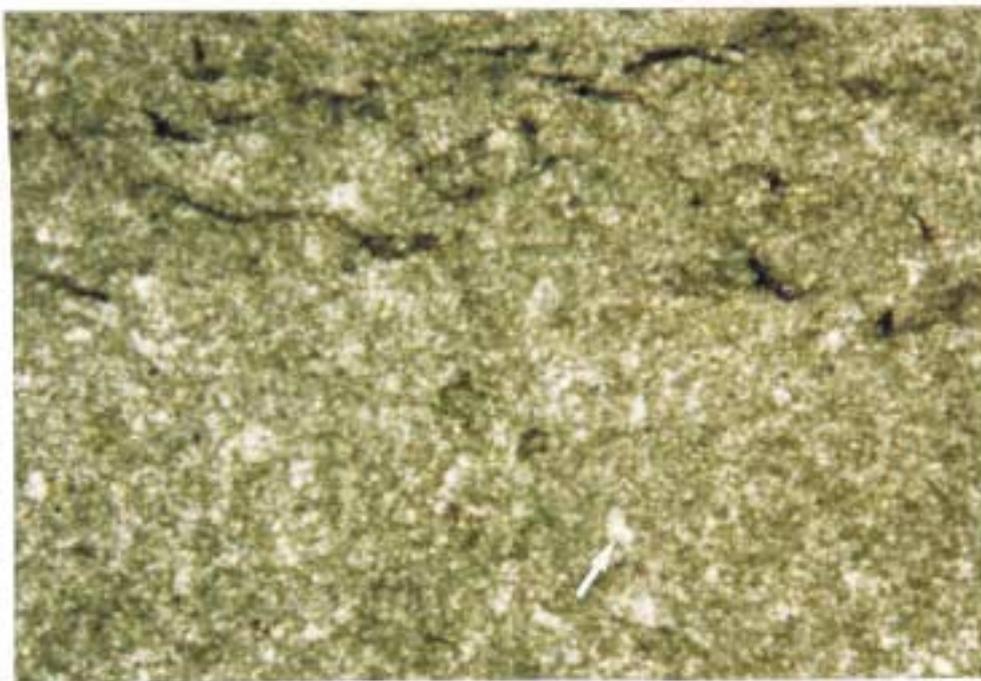


Foto 2 - Fotomicrografia de calcissiltito maciço (pelmicrito); observar dissolução de grãos, com preenchimento das cavidades por calcita espática (seta). Presença de *dissolution seams* descontínuos e delgados (Fácies Cs). Mina da Bocaina. X.N. 50x

Os níveis de calcissiltitos maciços, não laminados, são de granulação mais fina, mais argilosos, e contêm mais matéria orgânica; como estruturas de compactação exibem inúmeros e delgados *dissolution seams* anastomosados e descontínuos; podem apresentar albite neoformada.

Os calcarenitos que ocorrem intercalados nos calcissiltitos constituem leitos delgados e são compostos por intraclastos de calcissiltitos e bioclastos de calcário microbiano críptico. Texturalmente são *packstones*, de granulação fina a média, mal selecionados. Calcarenitos finos, com estratificação cruzada e truncamentos por ondas de grande comprimento de onda (cerca de 1 metro), foram observados em blocos rolados (Prancha 11, foto 2).

Ainda intercalados nos calcissiltitos, sempre em contato nítido, são freqüentemente encontrados delgados níveis de calcário microbiano críptico.

Lentes decimétricas de sílex preto ocorrem nos níveis mais argilosos que ocorrem próximos à base da fácies.

Análises palinológicas efetuadas nos níveis basais, mais argilosos, dos calcissiltitos, identificaram *Acritarchae* (Prancha 13), pertencentes aos gêneros *Kildinosphaera*, *Trachysphaeridium*, *Stictosphaeridium* e *Protosphaeridium*, além de espécimes em forma de vaso, filiados provavelmente a protistas heterotróficos. Ocorrem ainda formas com ornamentação em forma de apêndices, que não foram identificadas taxonomicamente.

5.3 - FÁCIES Cr: Calcirruditos

Regionalmente, os calcirruditos são caracterizados por ocorrerem intercalados nos calcissiltitos, compondo pares de contato nítido, não gradacional (Pranchas 14 e 15). No geral constituem camadas com espessura variando desde poucos centímetros até um metro. Alguns níveis basais constituem corpos tabulares extensos, podendo ser seguidos por até 100 metros.

Os calcirruditos apresentam também apresentar importante variação lateral como se observa no Perfil 1, na Mina da Bocaina, onde espesso pacote de calcirruditos com intercalações subordinadas de calcissiltitos grada a calcissiltitos com raras intercalações lenticulares de calcirruditos.

Os níveis rudáceos apresentam contato basal abrupto, planar ou ligeiramente irregular. Marcas de sola, *gutter casts* centimétricas, foram observadas apenas na base de uma camada no Perfil 2.



Gênero *Stictosphaeridium* Timofeev 1966

Gênero *Trachysphaeridium* Timofeev (1966) 1969



Gênero *Protosphaeridium* Timofeev 1966



Gênero *Kildinosphaera* Vidal 1983



Grupo *Acritarcha* Evitt 1963

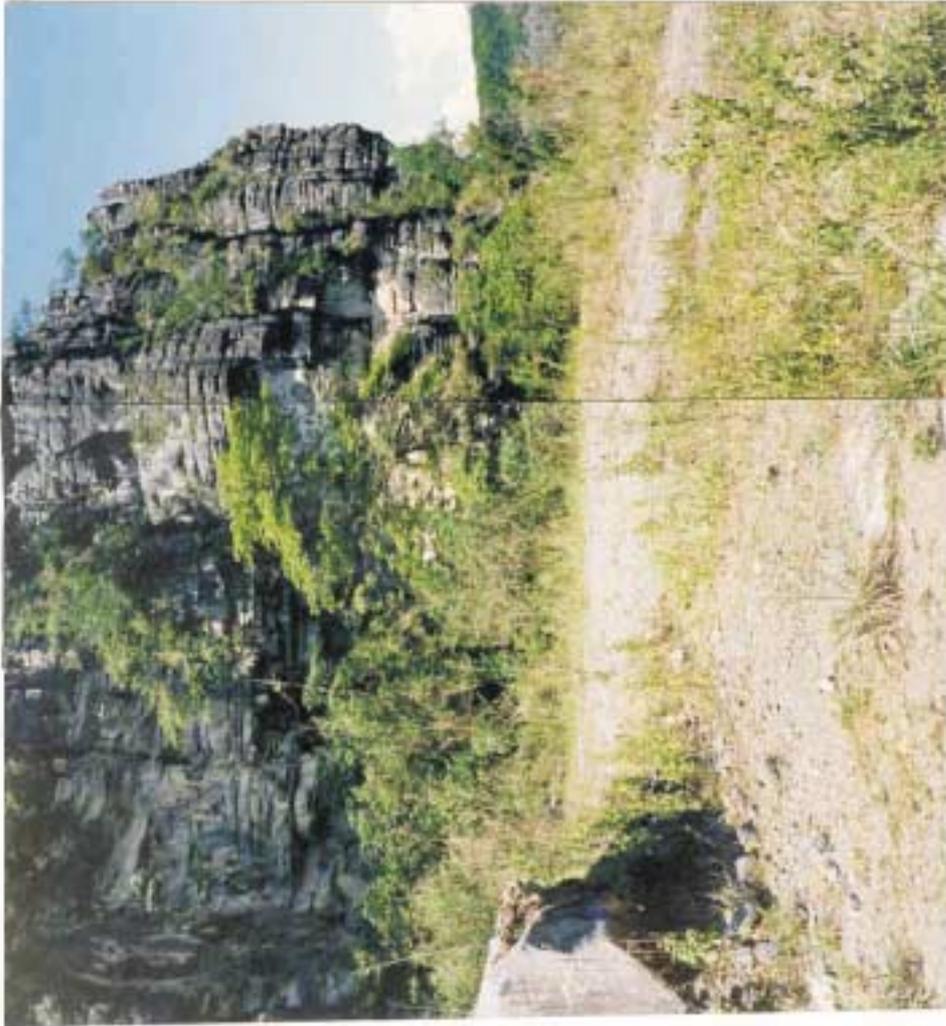


Foto 1 - Vista geral do Perfil 3, onde são acessíveis as fácies Cm, Cs, Cr, Crf e parte da fácies CaDz. Mina abandonada da COMIG.



Foto 2 - Vista geral da parte superior do Perfil 2, na entrada da COMIG, onde afloram as litologias das fácies Cr e Crg.



Foto 1 - Bloco de calcirrudito não organizado (Fácies Cr), em contato nítido com calcissiltitos da Fácies Cs, na Mina da Bocaina, Perfil 1.

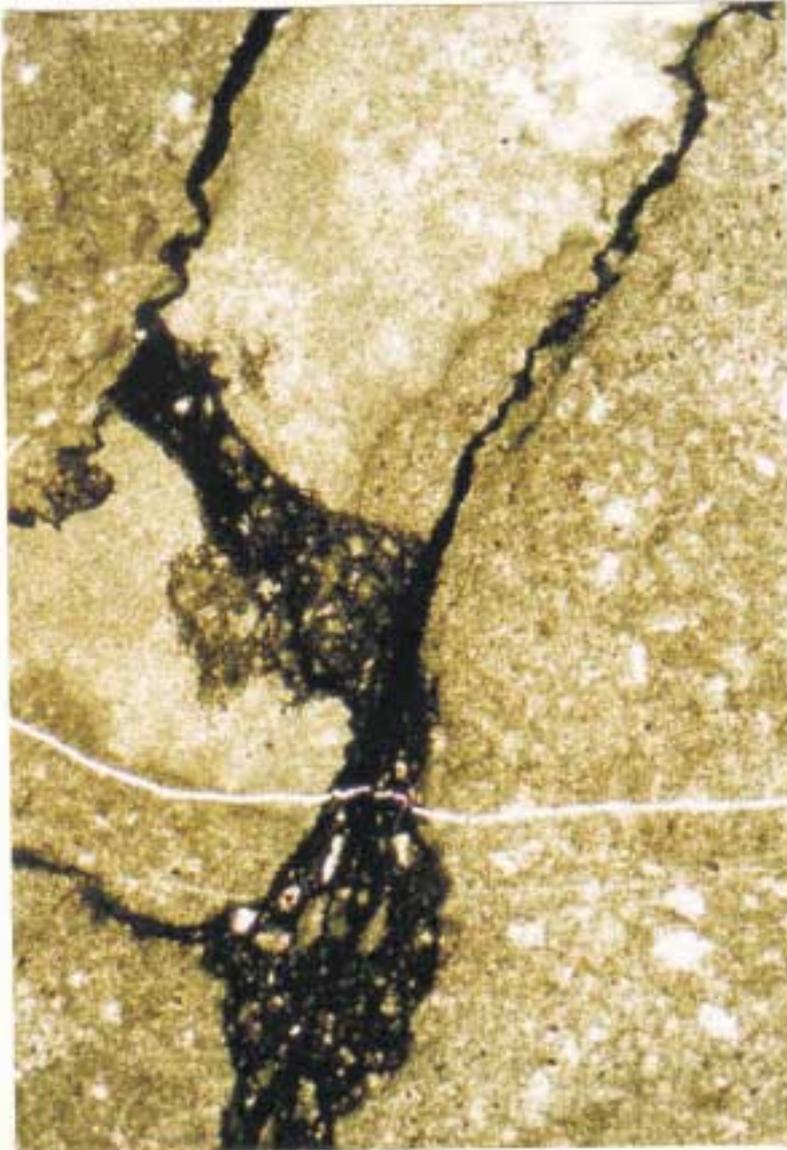


Foto 2 - Fotomicrografia de calcirrudito da Fácies Cr, com intraclastos de calcissiltitos maciços e bioclastos de calcário microbiano críptico, limitados por suturas estilolíticas em matriz residual. P.G./X.N. 30x

Os calcirruditos são maciços, não organizados e estão sustentados pelos clastos. São *rudstones*. Os níveis mais delgados tendem a ter clastos menores. Raramente exibem gradação normal.

Os clastos são exclusivamente carbonáticos, sendo compostos predominantemente por intraclastos de calcissiltitos, maciços ou laminados e bioclastos de calcário microbiano críptico (Prancha 14, foto 2). Muito subordinadamente ocorrem intraclastos de *packstones* peloidais. Quanto à forma, são placóides, ovalados ou irregulares, subangulares a bem arredondados e apresentam dimensões variando de alguns milímetros a decímetros.

A matriz é arenosa, polimodal, de natureza intraclástica e bioclástica, ou lamosa. Certos níveis conglomeráticos praticamente não apresentam matriz. Estão fortemente compactados, com os intraclastos e bioclastos em contatos suturados por estilólitos; exibem ainda extensas áreas com *dissolution seams* que eventualmente contêm fragmentos submilimétricos de rocha carbonática fragmentada. Não se observou deformação plástica nos intraclastos.

Alguns níveis mais espessos de calcirruditos podem apresentar dolomitização parcial da matriz e eventualmente dos clastos menores.

5.4 - FÁCIES Crg: Calcirruditos/ calcarenitos com gradação normal

Estas rochas são mais expressivas no Perfil 2 (afloramento da entrada da COMIG), com cerca de 12 metros de espessura estimada (Figura 10) e nos perfis 3 (mina abandonada da COMIG) e 5 (estrada Arcos-Pains). Na Mina da Bocaina, esta fácies compõe um pacote de aproximadamente seis metros de espessura.

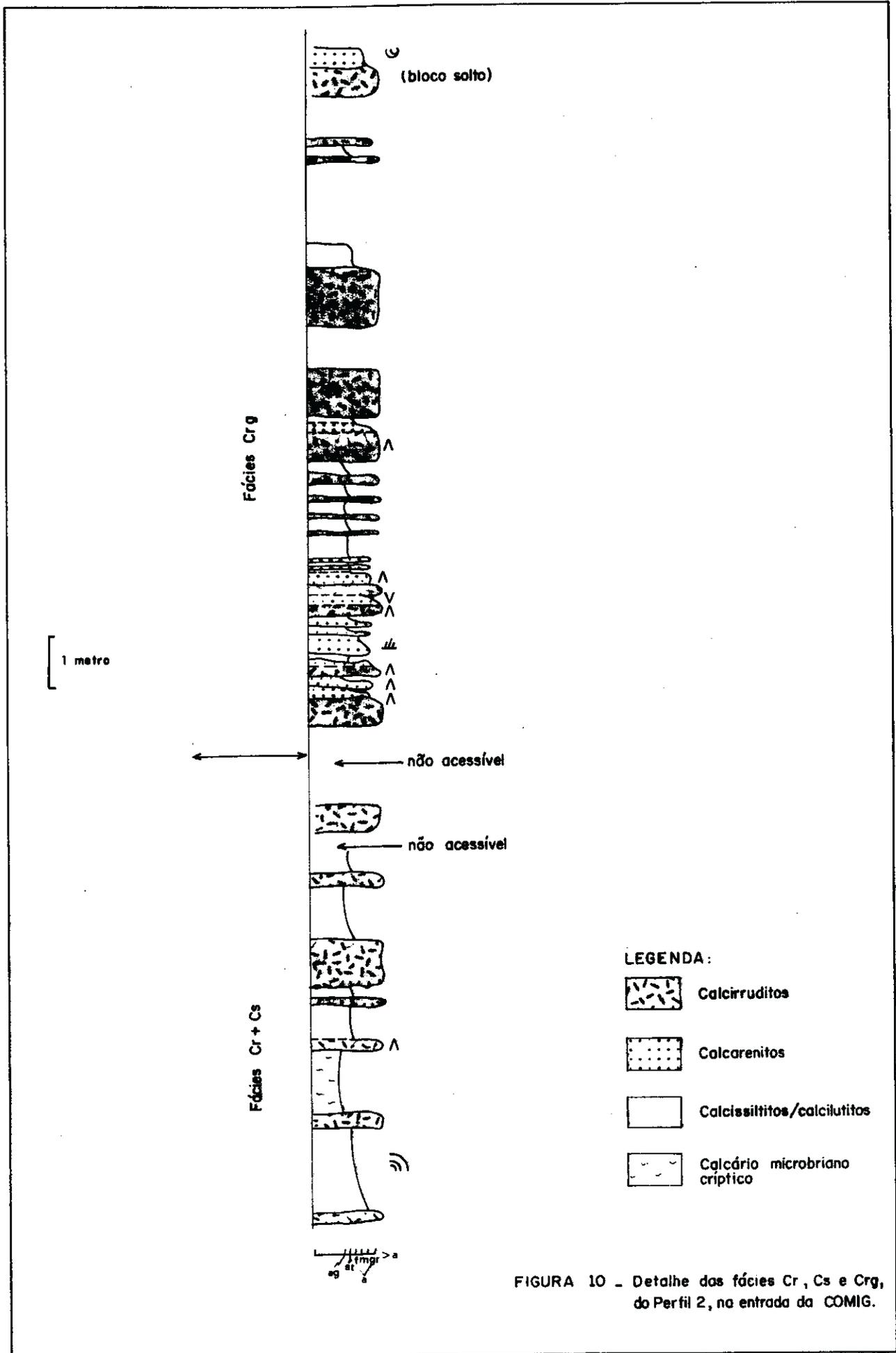
A Fácies Crg apresenta contato gradacional tanto com as fácies Cr, e Cs, subjacentes, como CaCrD e Crf, de topo.

Os calcirruditos/calcarenitos exibem variação lateral de espessura e constituem ciclos decimétricos com granodecrescência ascendente; o contato basal de cada ciclo é abrupto, de natureza erosiva (Prancha 16, foto 1).

Internamente, os diversos ciclos desenvolvem os seguintes tipos de sucessão:

1) níveis com gradação normal; na base ocorrem conglomerados não organizados que gradam para calcissiltitos com laminação plano-paralela a ondulada no topo. Gradações inversas são raras, mas podem ocorrer, associadas a gradações normais.

2) níveis com granodecrescência ascendente, onde calcirruditos maciços gradam a calcissiltitos com laminação plano-paralela, sem que haja uma diminuição significativa nas



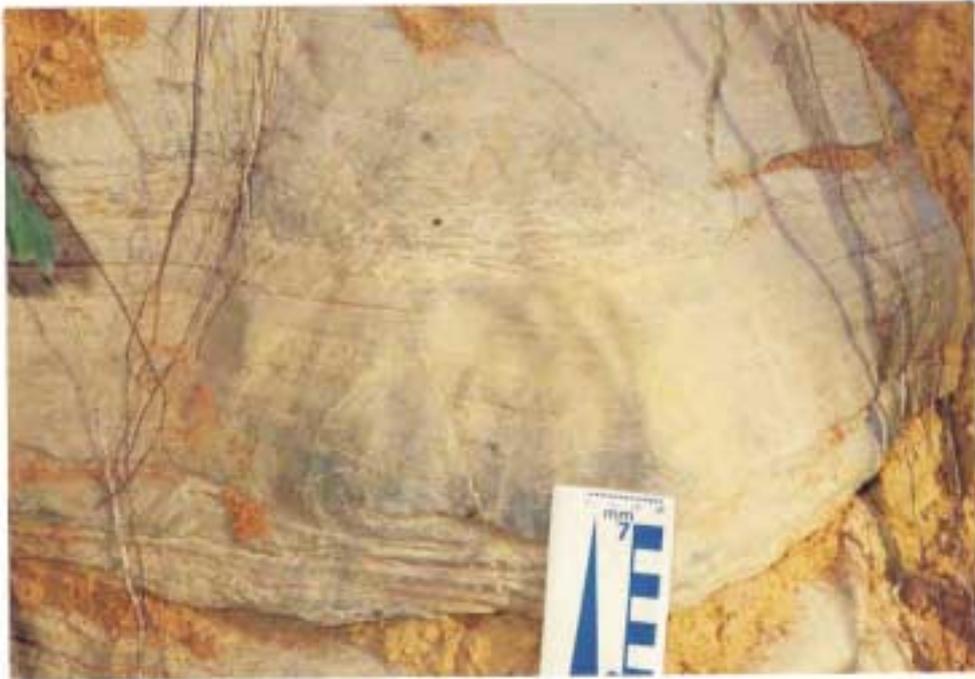


Foto 1 - Afloramento, no Perfil 5, de calcirudito com gradação normal (Fácies Crg). Estrada Arcos-Pains.

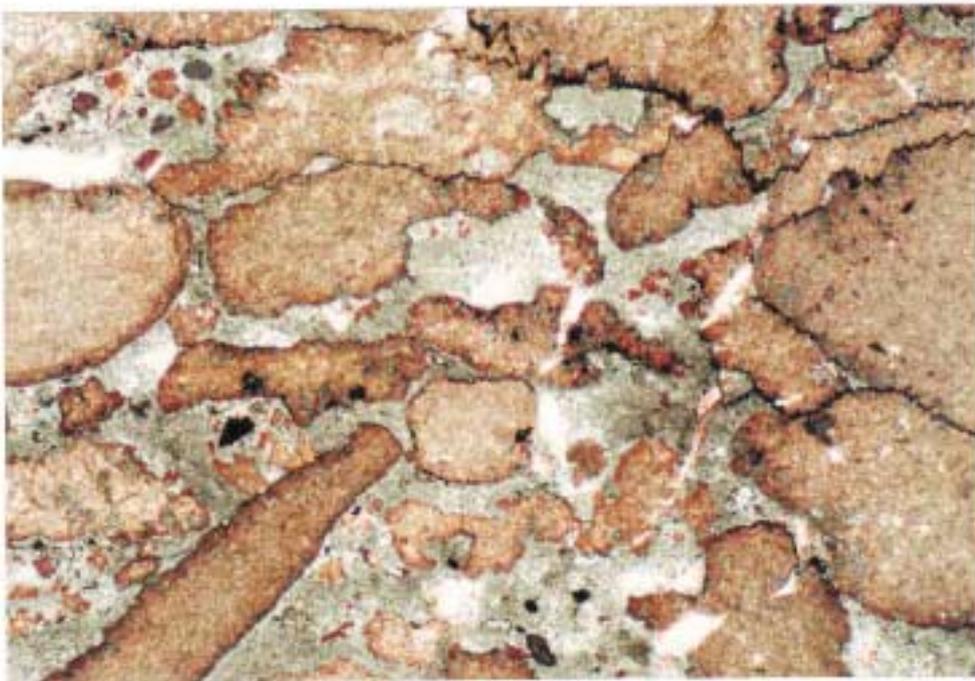


Foto 2 - Fotomicrografia de calcirudito da Fácies Crg, com dolomitização parcial da matriz e dos clastos menores. A dolomitização pode alterar o contorno dos clastos, no geral limitados por suturas estilolíticas. Coloração por Alizarina. Perfil 2 - Afloramento da entrada da COMIG. X.N. 10x

dimensões dos intraclastos, que apenas se tornam mais escassos à medida que aumenta a proporção de finos. Neste caso, ocorrem alguns *floatstones*.

3) níveis com granodecrescência ascendente, compostos por leitos distintamente segregados em função da granulometria dos aloquímicos que os compõem. Na base dos ciclos geralmente ocorrem conglomerados com grânulos ou calcarenitos de granulação grossa, que passam a calcarenitos de granulação fina a muito fina, com laminações cruzadas, e a calcissiltitos com laminações plano-paralelas a onduladas com discordâncias internas de baixo ângulo.

Ocorrem ainda, subordinadamente, níveis de calcarenitos com pequenas marcas onduladas que gradam a calcissiltitos com laminações plano-paralelas a onduladas e, eventualmente laminações cruzadas de baixo ângulo.

Os calcirruditos são conglomerados intraformacionais sustentados pelos clastos, que são milimétricos a decimétricos, arredondados; podem ser lamelares ou irregulares e alguns estão encurvados.

Os níveis rudáceos com grânulos, possuem clastos maiores subordinados, têm entre 10 centímetros e 30 centímetros de espessura e eventualmente ocorrem associados aos níveis de calcirruditos mais possantes e de granulação mais grossa.

Petrograficamente, os calcirruditos são compostos por intraclastos e bioclastos de composição carbonática. Podem apresentar arcabouço aberto, com matriz de granulação areia, polimodal, intraclástica a bioclástica, ou arcabouço fechado, quando os clastos apresentam contatos suturados, no geral por estilólitos. Os clastos são mais heterogêneos que na Fácies Cr, embora a maioria deles ainda seja derivada das litologias adjacentes. Predominam os intraclastos de calcissiltitos e subordinadamente os bioclastos de calcário microbiano (Prancha 16, foto 2). Observa-se no entanto um ligeiro aumento na proporção de clastos de *packstones* peloidais, e aparecem agora clastos policíclicos de calcirruditos.

Embora as seções descritas apresentem feições comuns, exibem também particularidades próprias.

Assim, na Mina da Bocaina (Perfil 1), predominam as sucessões descritas como tipos 1 e 2, com lama no topo dos ciclos.

No Perfil 2, na entrada da COMIG, são freqüentes os ciclos do tipo 3, com conglomerados com grânulos na base; para o topo da fácies os níveis de calcirruditos são mais espessos e de granulação mais grossa; alguns níveis de calcirruditos apresentam dolomitização parcial dos clastos e da matriz (Prancha 16, foto 2).

O Perfil 5 possui ciclos do tipo 1, com níveis de calcirruditos mais espessos e de granulação mais grossa para o topo da fácies.

No Perfil 3, na mina abandonada da COMIG, não foram observadas laminações cruzadas por ondas, apenas pequenas e raras marcas onduladas próximo ao topo da unidade, quando ocorrem sedimentos finos. Os níveis conglomeráticos aí se distribuem de modo regular, sem grandes variações de espessura.

Delgados níveis de calcário microbiano críptico podem ocorrer intercalados entre as sucessões descritas.

Nos perfis 2 e 5, em blocos soltos, observa-se espessas camadas de calcirrudito não organizado, contendo intraclastos encurvados, sendo recobertas, em contato nítido, por calcarenitos com estratificação acanalada de médio porte (cerca de 30 centímetros).

5.5 - FÁCIES Crf: Calcirruditos sustentados pela matriz

Esta fácies apresenta cerca de 6 metros de espessura e ocorre apenas no Perfil 3, na mina abandonada da COMIG, em contato gradacional com as fácies Crg e CaDz.

Tem como principal característica a ocorrência de delgados níveis de calcirruditos sustentados pela matriz, que pode ser calcarenítica ou calcilutítica (Prancha 17).

Os níveis brechóides são subhorizontais, centimétricos a decimétricos, e têm limites difusos. Podem ocorrer associados a níveis de calcirruditos mais espessos e de base erosiva, sustentados pelos clastos e com gradação normal, sendo semelhantes aos descritos na Fácies Crg; nesse caso ocorrem *floatstones* na parte superior do nível.

Nos dois metros basais, os níveis brechóides ocorrem associados a calcarenito ou calcirrudito com grânulos, maciços; para o topo, o calcário torna-se mais escuro, de granulação fina, e os intraclastos estão imersos em matriz carbonática lamosa.

Próximo ao topo da fácies, diminuem as intercalações brechóides e a matriz, composta por calcilutito, apresenta delgadas lentes arenosas com laminações cruzadas por ondas. Progressivamente passa a predominar a fração areia, com raras lentes de lama carbonática, gradando para o calcarenito dolomítico subjacente (Fácies CaDz).

No geral, tanto o calcarenito quanto o calcilutito onde se inserem os níveis brechóides têm aspecto maciço. Muito raramente, observam-se laminações cruzadas ou pequenas marcas onduladas.

Petrograficamente, observa-se que os calcirruditos são constituídos por intraclastos de calcissiltitos e de calcarenito peloidal; mais raramente, ocorrem intraclastos policíclicos de calcirruditos.



Foto 1 - Níveis difusos de calcirruditos em calcilito da Fácies Crf. Mina abandonada da COMIG, Perfil 3.



Foto 2 - Bloco rolado contendo níveis brechóides sustentados pela matriz (Fácies Crf). Mina abandonada da COMIG.

Os calcirruditos sustentados pelos clastos podem ou não conter matriz; se presente, a matriz é arenosa, polimodal; na ausência de matriz, os intraclastos apresentam contatos suturados por estilólitos. Não se observou dolomitização nos clastos ou na matriz.

Os calcirruditos na fração grânulos são maciços e mal selecionados. Os clastos são placóides, irregulares, alguns extremamente delgados, e podem ser subangulares a subarredondados; são compostos por intraclastos de calcissiltitos, calcilutitos, calcarenito peloidal e bioclastos de calcário microbiano críptico.

O calcarenito é um *packstone* mal selecionado, composto por aloquímicos micríticos, arredondados a subarredondados.

Os calcilutitos apresentam-se fortemente neomorfisados e podem gradar para *wackestones*.

5.6 - FÁCIES CaCrD: Calcarenitos/calcirruditos dolomíticos com granodecrescência ascendente

Esta fácies apresenta contato gradativo com as fácies Crg e CaDz na Mina da Bocaina (Perfil 1), onde tem cerca de 10 metros de espessura; aflora ainda na estrada Arcos-Pains (Perfil 5), em cortes isolados.

Os níveis de calcarenitos e/ou calcirruditos dolomíticos têm espessura centimétrica a decimétrica, são amalgamados e exibem granodecrescência ascendente. Apresentam contato basal brusco, de natureza erosiva, e compõem ciclos que têm na base calcarenitos grossos ou calcirruditos, que gradativamente passam a calcarenitos de granulação mais fina e eventualmente a calcissiltitos

A seqüência típica de estratificação nesses níveis é de laminação plano-paralela, laminação ondulada cruzada por ondas, laminação ondulada e laminação plano-paralela a ondulada quando existe material lamoso no topo do nível. Essa sucessão raramente é completa, pois os ciclos estão freqüentemente truncados.

Embora as sucessões observadas sejam similares, ocorrem variações locais. Assim, na estrada Arcos-Pains (Perfil 5) é freqüente a presença de níveis conglomeráticos com gradação normal que passam a calcarenitos com laminação plano-paralela; raramente se observa o nível com laminações cruzadas por onda (Prancha 18, foto 1). Para o topo da seção ocorrem camadas espessas (decimétricas a métricas) de conglomerados caóticos, não organizados, com intraclastos placóides, alguns encurvados, decimétricos a centimétricos, subarredondados a arredondados.



Foto 1 - Afloramento das Fácies CaCrD no Perfil 5, na estrada Arcos - Pains, onde calcirruditos apresentam graduação normal a calcarenitos com laminação plano-paralela, e são truncados por nova sucessão que apresenta calcirruditos na base.



Foto 2 - Vista geral da Fácies CaCrD na Mina da Bocaina, Perfil 1. Observar amalgamação dos níveis. Cota 730 metros.

Na Mina da Bocaina é possível observar a amalgamação dos níveis, que são frequentemente truncados por marcas onduladas (Prancha 18, foto 2). De modo geral os ciclos iniciam-se com calcarenitos de granulação grossa ou conglomerados na fração grânulos com estratificação cruzada por ondas, e gradam para calcarenitos mais finos com laminação cruzada por onda, e eventualmente marcas onduladas centimétricas; no topo do ciclo pode ocorrer calcissiltito com laminação plano-paralela a ondulada. Não se observam para o topo da fácies os espessos níveis conglomeráticos que ocorrem na estrada Arcos-Pains (Perfil 5), havendo gradação para os calcarenitos da Fácies CaDz através de níveis de calcissiltitos com laminações cruzadas por onda e plano-paralelas, truncadas por marcas onduladas.

Os calcarenitos são predominantemente *packstones* mal selecionados, compostos por pelóides e bioclastos de calcário microbiano críptico; subordinadamente, ocorrem *wackestones*.

Por toda a fácies, mas em especial nos horizontes de granulação mais fina, ocorrem inúmeros pelóides micríticos, ovalados ou arredondados, de granulação areia fina, que estão parcial ou totalmente neomorfizados.

5.7 - FÁCIES CaDz: Calcarenito dolomítico com estratificação cruzada

Os calcarenitos dolomíticos com estratificação cruzada constituem um pacote de aproximadamente sete metros de espessura na Mina da Bocaina (Perfil 1), em contato transicional com a Fácies CaCrD; na mina abandonada da COMIG (Perfil 3), transicionam com a Fácies Crf e têm cerca de seis metros de espessura.

Na Mina da Bocaina (Perfil 1), a fácies inicia-se com o predomínio de calcarenitos dolomíticos sobre os sedimentos da Fácies CaCrD. No Perfil 3, recobre os calcilutitos com níveis brechóides da Fácies Crf. Como estruturas sedimentares, apresenta, na base, estratificação cruzada por ondas e marcas onduladas decimétricas a métricas. Pequenas lentes de lama carbonática ocorrem na parte basal da fácies (Prancha 19).

Para o topo predominam estratificações cruzadas planares, com *sets* tabulares, centimétricos a decimétricos. A porção superior da fácies apresenta estratificação cruzada por onda, de baixo ângulo, finamente laminada, e ondulações suaves, que em perfil, apresentam comprimento de onda de cerca de 1 metro.

Os principais tipos texturais presentes nos perfis 1 e 3 são *packstones* e *grainstones*; subordinadamente ocorrem *wackestones* (Prancha 20). Calcissiltitos dolomíticos ocorrem muito subordinadamente na porção basal da fácies.



Foto 2



Foto 3



Foto 1 - Vista geral da Fácies CaDz na Mina da Bocaina. Observar limite inferior do dolomito calcítico e seu padrão de quebraimento em lascas.

Foto 2 - Foto de detalhes da base da Fácies CaDz.

Foto 3 - Estratificação cruzada planar observada abaixo do nível de dolomito calcítico, na Mina da Bocaina, Perfil 1.

PRANCHA 19



Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito dolomítico da Fácies CaDz; observar a diferença de dolomitização entre *packstone* e *wackestone*, na Mina da Bocaina, Perfil 1. X.N. 30x.

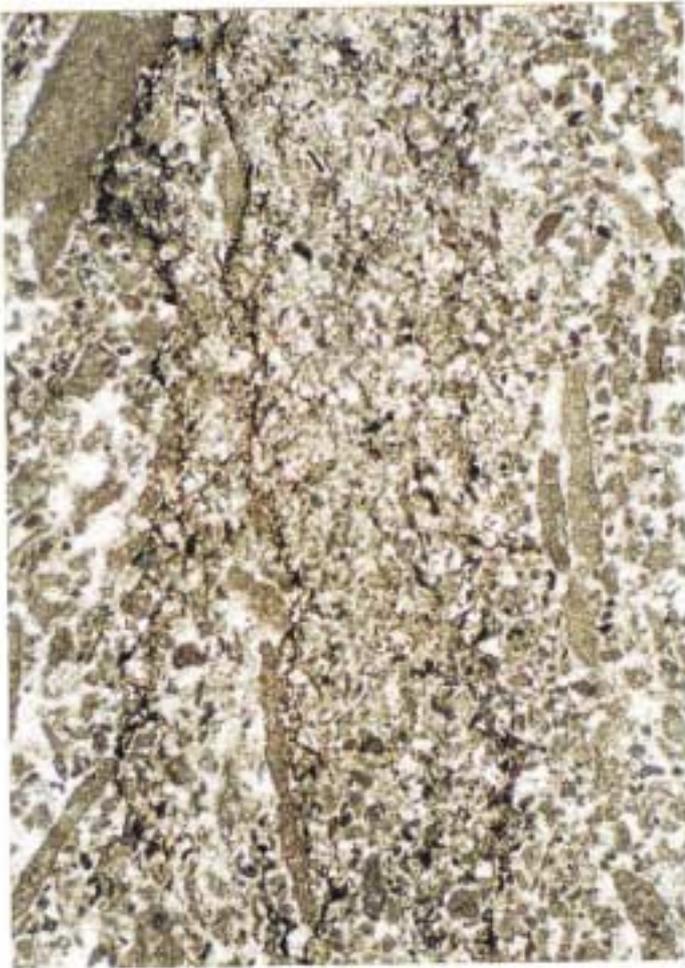


Foto 2 - Fotomicrografia de *grainstone* com estratificação cruzada, composto por pelóides, intraclastos lamelares e ainda bioclastos de calcário microbiano críptico da Fácies CaDz. Mina da Bocaina, Perfil 1. L.N. 10x

Os calcarenitos dolomíticos são de granulação areia fina ou média e frequentemente contém grânulos (até 5%). Os grãos aloquímicos são intraclastos micríticos e bioclastos de calcário microbiano críptico, que podem ser irregulares, placóides ou ovalados quanto à forma, subangulares ou arredondados.

Os *wackestones* apresentam pelóides bem arredondados de granulação areia fina ou intraclastos placóides com dimensões de areia grossa e grânulos. Apresentam evidências de compactação com estilólitos em rede, o que não se observa nos *grainstones* e *packstones* adjacentes. Mais raramente observa-se calcilutitos fortemente compactados e dolomitizados.

Os calcissiltitos podem ser maciços ou apresentar laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo.

A dolomitização não afeta de modo homogêneo os diferentes tipos texturais. Os níveis de *grainstones* adjacentes a *wackestones* praticamente não são afetados pela dolomitização, ao passo que os *packstones* e *wackestones* apresentam de 20% a 40% de dolomita. O calcissilito é pouco dolomitizado (cerca de 10%).

5.8 - FÁCIES CaDa: Calcarenito dolomítico com estratificação cruzada acanalada

Ocorre no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG, têm cerca de sete metros de espessura; o contato com a litologia subjacente não é observado. Embora o calcarenito dolomítico descrito na fácies CaDz apresente semelhanças com o da Fácies CaDa, observa-se que exibem algumas diferenças entre si, em especial no que se refere às estruturas sedimentares.

Na mina em exploração da COMIG, o calcarenito dolomítico constitui um pacote com cerca de 3 metros de espessura observável; estratificação cruzada truncada por ondas (Prancha 21, foto 1) e estratificação cruzada acanalada de pequeno porte são as principais estruturas sedimentares observadas.

Na base do afloramento, as estratificações cruzadas por onda são finamente laminadas, e apresentam truncamentos por ondulações de baixa amplitude; em direção ao topo da fácies, as ondulações apresentam comprimento de onda progressivamente menor e são cortadas esporadicamente por pequenos canais (*scours*) preenchidos por cruzadas acanaladas (centimétricas).

Observa-se ainda, intercalados nos calcarenitos, delgados níveis de conglomerados com grânulos que apresentam gradação normal e superfície basal erosiva.



Foto 1 - Estratificações cruzadas truncadas por ondas, em afloramentos da Fácies CaDa. Perfil 4, na mina em atividade da COMIG.

Foto 2 - Calcarenito dolomítico da Fácies CaDa, no Perfil 4. X.N. 40x.

Foto 3 - Calcarenito dolomítico com aloquímicos bem arredondados. Fácies CaDa, na mina em atividade da COMIG. X.N. 30x.

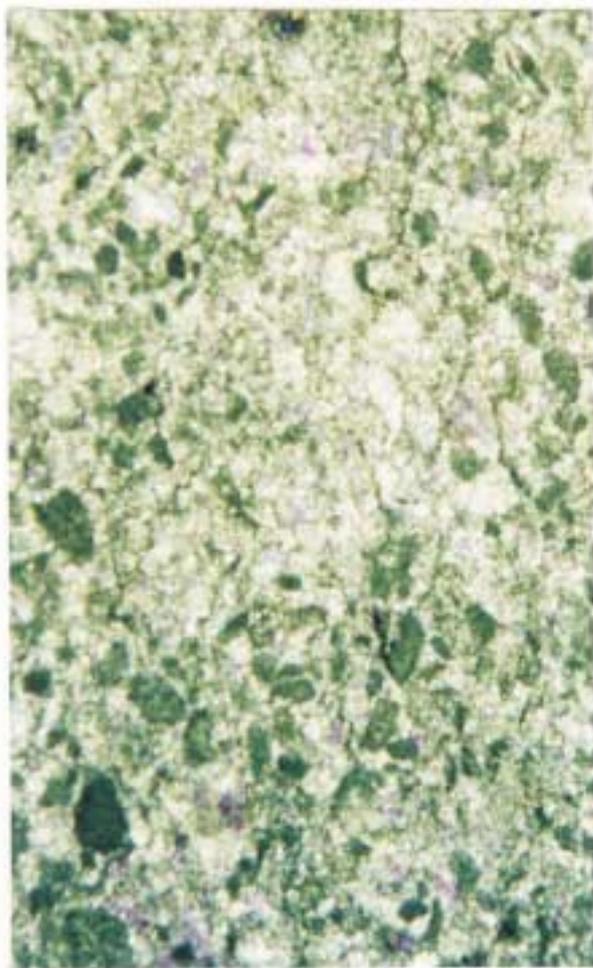


Foto 2

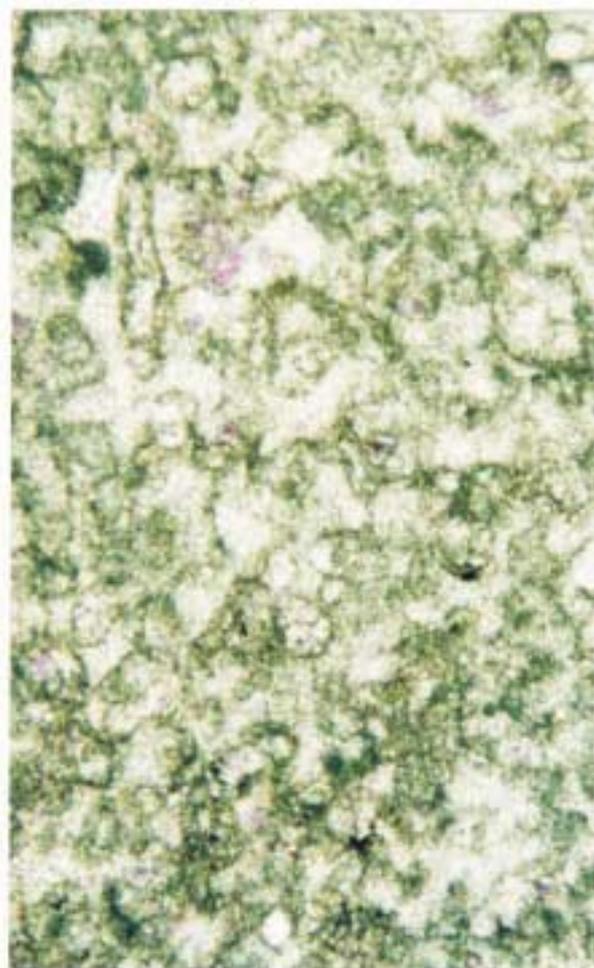


Foto 3

PRANCHA 21

Petrograficamente, o calcarenito dolomítico é constituído por *grainstones* a *packstones* de arcabouço aberto, sem evidências de compactação. São compostos por bioclastos e intraclastos micríticos, de granulação areia fina a média, e apresentam vestígios de franja isópaca, originalmente aragonítica que foi posteriormente dolomitizada. Frequentemente os cloquímicos são mal selecionados, tendo cerca de 5% dos grãos nas frações areia grossa e grânulos, podendo atingir 10% nos *grainstones* que compõem as cruzadas acanaladas. Os grãos são subarredondados a arredondados, ovalados a esféricos, placóides ou irregulares (Prancha 21, foto 2).

Ainda em lâmina delgada, foi observado um nível de *grainstone* composto por aloquímicos extremamente bem arredondados, ovalados, irregulares ou alongados, de contorno micrítico nítido, mas sem estrutura interna preservada; os grãos são mal selecionados, com mistura de grãos areia fina a média e grossa e mostram semelhanças com microfitólitos (Prancha 21, foto 3).

Não se observa, em todo o pacote, a presença de sedimentos finos.

Frequentemente, na parte superior da fácies, ocorre dissolução parcial ou total de grãos, com posterior preenchimento por calcita espática.

Em geral os calcarenitos apresentam cerca de 20% a 30% de dolomita, mas nos níveis basais essa porcentagem não ultrapassa 10%.

Todo o pacote de calcarenito dolomítico é truncado, próximo ao topo da fácies, por uma superfície irregular que representa a base do dolomito calcítico (Fácies Dcc). Os calcarenitos situados acima dessa superfície estão fortemente dolomitizados, sem preservação da textura original da rocha (Prancha 22).

5.9 - FÁCIES Dcc: Dolomito calcítico

Frequentemente ocupa o topo das várias elevações da área, e exhibe feições cársticas, geralmente em *lapiez*. Apresenta limites basal e de topo nítidos e irregulares (Prancha 22, foto 1), tem espessura variável entre três e cinco metros, é de cor cinza bem mais claro que as litologias vizinhas, e quebra em lascas, padrão facilmente identificável no campo. Corresponde ao dolomito sacaróide de Madalosso & Veronese (1978).

Na Mina da Bocaina (Perfil 1), embora em afloramento se identifique o nível de dolomito calcítico, quase sempre é possível reconhecer petrograficamente a textura original da rocha (Prancha 4, foto 4) embora afetada em maior ou menor grau pela dolomitização.



Foto 1 - Vista geral do limite superior do dolomito calcítico (Fácies Dcc), em contato com dolomitos estromatolíticos no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG.

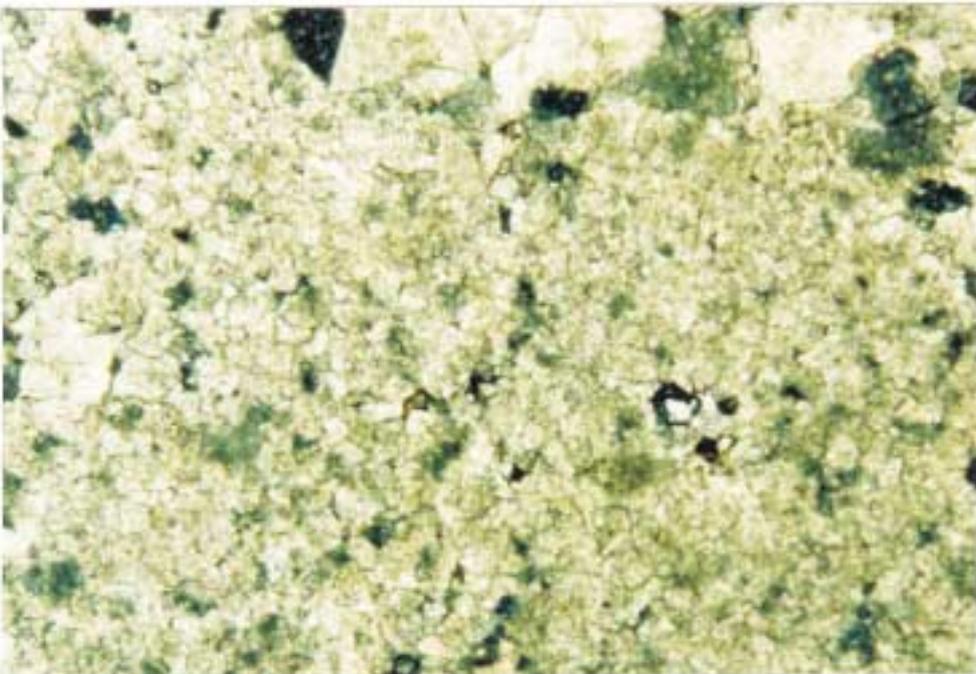


Foto 2 - Fotomicrografia do dolomito calcítico (Fácies Dcc), onde se observa apenas um dolomito cristalino. Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. X.N. 65x

Nos perfis 3 e 4 a dolomitização é mais intensa, e em lâmina delgada observa-se apenas um dolomito cristalino (Prancha 22, foto 2), com raros vestígios de aloquímicos ou de laminações. Eventualmente observa-se grãos bem arredondados, ovalados, de contorno difuso, com vestígios de envelopes micríticos concêntricos; alguns grãos parecem ser polinucleados e são de granulação areia muito grossa. Próximo ao topo do pacote dolomítico, um nível com cerca de 1 metro de espessura parece conter estromatólitos estratiformes com formas colunares associadas.

5.10 - FÁCIES DEd: Dolomito estromatolítico com elementos dômicos de pequeno porte

Ocorre apenas na Mina da Bocaina, onde constitui um bioherma de aspecto lenticular, com espessura máxima de três metros e cerca de cinco metros de extensão; é composto predominantemente por pequenos estromatólitos dômicos (Prancha 23, foto 1), sobrepostos aos calcarenitos dolomíticos da Fácies CaDz. Na base do bioherma, observa-se estromatólitos estratiformes e pequenos cumulados assimétricos assentados sobre delgados níveis micríticos, ou níveis de intraclastos micríticos com raros bioclastos semelhantes a *algal chips* (Prancha 5, foto 5).

Os estromatólitos dômicos freqüentemente são contíguos, mas podem apresentar espaçamento centimétrico. Possuem diâmetro subcircular de até 50 centímetros e altura média de 30 centímetros. São ligeiramente assimétricos, e em alguns estromatólitos observa-se a presença de parede externa praticamente vertical, o que sugere que possuíam relevo, tendo se desenvolvido livres dos sedimentos adjacentes. Apresentam laminações convexas, com alternância de lâminas claras e escuras, lisas, sem ondulações e grau de herança médio a alto. Podem ocorrer discontinuidades, em especial nas lâminas mais externas. Não foram observadas feições de ressecção.

Os estromatólitos estão fortemente dolomitizados, mas em lâmina delgada ainda são visíveis delgados níveis micríticos, contínuos, alternados com níveis espessos, de cor mais clara que contém vestígios de aloquímicos. Exibem laminação fenestral e evidências de terem sofrido dissolução parcial, com abertura de cavidades, pois apresentam fragmentos de suas paredes cimentados por calcita espática.



Foto 1 - Vista geral do bioherma estromatolítico da Fácies DEd. Mina da Bocaina.



Foto 2 - Bloco caído de estromatólito dômico (Fácies DEdc); ocorre associado a dolarenito ooidal. Mina da Bocaina, Perfil 1.

5.11 - FÁCIES DE_{dc}: Dolomito estromatolítico com formas dômicas e colunares associado a dolarenito ooidal

Esta fácies foi registrada apenas na Mina da Bocaina, e na maior parte das vezes, os estromatólitos foram observados em blocos soltos (Prancha 23, foto 2 e Prancha 24).

Em afloramento observou-se estromatólitos dômicos, de cerca de um metro de altura, em contato lateral com dolarenito ooidal que apresenta estratificação cruzada por onda. Em blocos rolados, observou-se que esses estromatólitos têm seção subcircular e diâmetro variando de 20 centímetros a 70 centímetros e podem ser coalescentes. Apresentam laminações convexas, lisas, que englobam intraclastos milimétricos e apresentam alguns truncamentos.

Estromatólitos aparentemente colunares, e de seção ovalada, com diâmetros variando entre 30 centímetros e 1 metro, também foram encontrados em blocos soltos. Os estromatólitos no geral são paralelos e apresentam pequeno espaçamento entre si ou são coalescentes (Prancha 24). São finamente laminados, com lâminas lisas, de 1 a 2 milímetros de espessura, e exibem descontinuidades. Apresentam relevo alto e provavelmente cresceram livres dos sedimentos adjacentes.

O dolarenito ooidal é um *grainstone* dolomitizado, bem selecionado, de arcabouço fechado e compactado. Os grãos são bem arredondados, de granulação grossa a muito grossa, ovalados a esféricos, e o contato entre eles é normal ou côncavo-convexo; alguns grãos sofreram dissolução e estão parcialmente silicificados (Prancha 25, foto 1). Os oóides não apresentam vestígios de capas concêntricas, e provavelmente representam oólitos que foram dolomitizados de forma não mímica, sem preservação de sua estrutura interna original.

5.12 - FÁCIES DE_{cp}: Dolomito estromatolítico com formas colunares a pseudocolunares.

Constitui um nível bioconstruído, estromatolítico, observado no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. É predominantemente composto por estromatólitos decimétricos a centimétricos, colunares a pseudocolunares.

Em lâmina delgada observa-se que pequeno estromatólito colunar apresenta grau de herança regular, com as laminações exibindo várias descontinuidades (Prancha 26, foto 1). Como microestrutura, apresenta níveis lamosos contendo grãos ooidais e microfítólitos dispersos, filmes micríticos contínuos e paralelos, o que sugere terem sido construídos

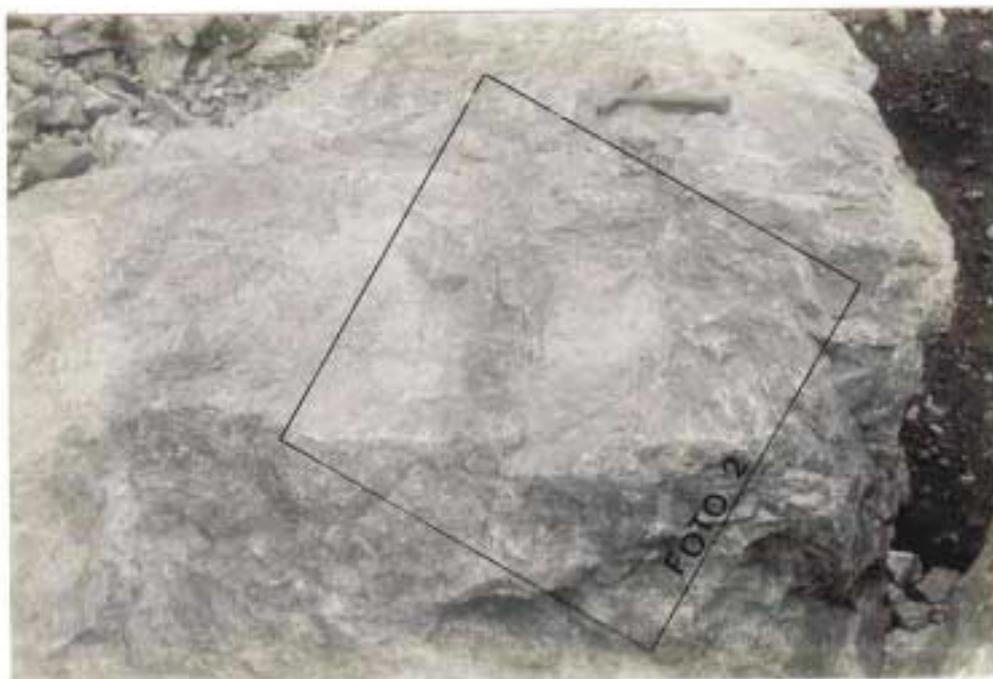


Foto 1 - Bloco caído composto por dolomito estromatolítico, com estromatólitos de grande porte (Fácies DEdc). Mina da Bocaina. Cota 755 metros.



Foto 2 - Detalhe dos estromatólitos da foto 1; observar que os estromatólitos dispõem-se paralelamente e são coalescentes.

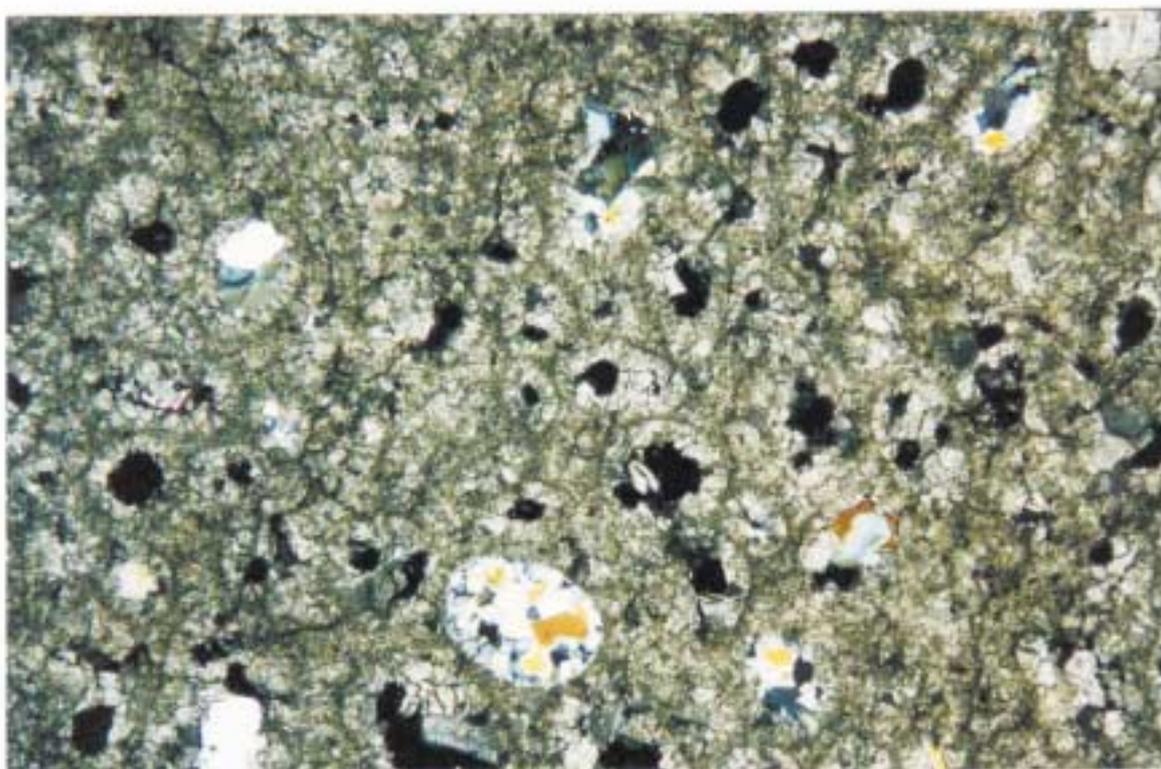


Foto 1 - Fotomicrografia do dolarenito ooidal (Fácies DEdc); a dolomitização acarreta a perda das características originais dos grãos, os quais apresentam evidências de dissolução, com preenchimento posterior das cavidades por megaquartzo. Perfil 1. Mina da Bocaina. X.N. 25x

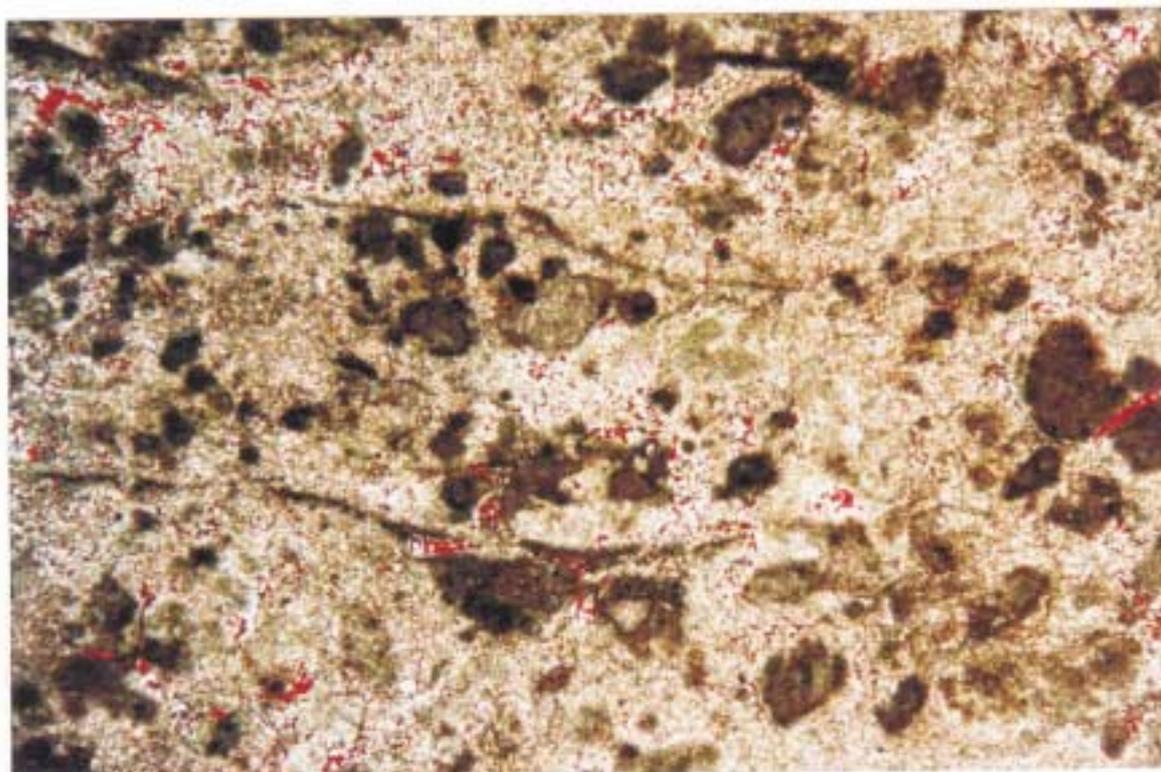


Foto 2 - Fotomicrografia de dolomito granular, com pelóides esparsos, irregulares e vestígios de filmes micríticos. Coloração da calcita por alizarina. Perfil 1, Mina da Bocaina. X.N. 30x



Foto 1 - Fotomicrografia de pequena coluna estromatolítica que apresenta grau de herança regular e onde se observa que as laminações apresentam descontinuidades. Parte basal da fácies DEcp, no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. L.N. 2,5x

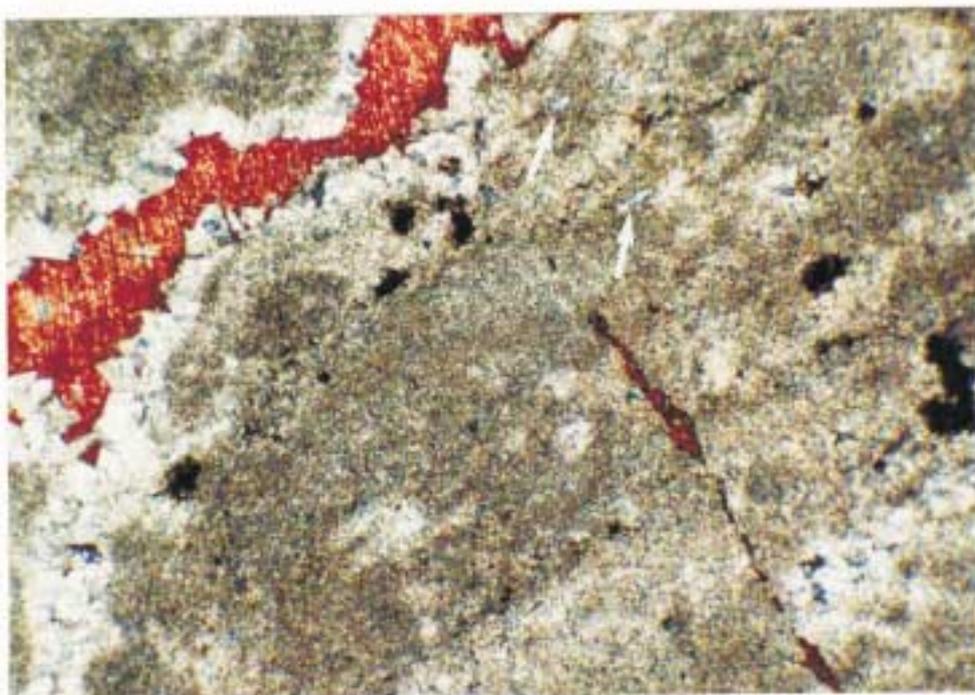


Foto 2 - Fotomicrografia mostrando detalhes da foto anterior, onde as cavidades apresentam franja dolomítica, e têm o centro preenchido por calcita espática (vermelho, por coloração com alizarina); presença de cristais aciculares de anidrita (seta). X.N. 70x

paulatinamente por microorganismos e lâminas espessas de micrita escura, grumosa, com raros microfítolitos, pelóides, e inúmeros cristais prismáticos, aciculares de anidrita, que apresentam cores de interferência de segunda ordem características (Prancha 26, foto 2). Observa-se ainda cavidades forradas por franja isópaca, dolomítica, preenchidas por mosaico de calcita espática (Prancha 26, foto 2), que no geral são concordantes com a laminação; observa-se também pequenas fraturas preenchidas por calcita espática, mas sem cimento em franja. Frequentemente a calcita espática apresenta deformação, com maclas retorcidas e onduladas.

Para o topo, observa-se pequenos estromatólitos colunares, dispersos em meio a estromatólitos planares de laminações finíssimas. Pequena coluna estromatolítica amostrada (Prancha 27, foto 1), apresenta espessas lâminas granulares, composta por grãos micríticos e microfítolitos, e lâminas escuras, micríticas, de aspecto grumoso (Prancha 27, foto 2). Observa-se pequenas fraturas preenchidas por calcita espática, talvez resultantes de processos de ressecção e evidência de laminação fenestral.

5.13 - FÁCIES DEb: Dolomito estromatolítico estratiforme com brecha de dissolução associada

Ocorre na Mina da Bocaina (cota 755 metros), tem cerca de um metro e meio de espessura e continuidade lateral observada por cerca de 10 metros.

É constituído predominantemente por estromatólitos estratiformes, de laminação ondulada, e pseudocolunares; apresenta ainda alguns cumulos esparsos, centimétricos a decimétricos (Prancha 28, foto 1).

O topo desse nível estromatolítico é nítido e irregular, com desníveis centimétricos.

Os estromatólitos estão fortemente dolomitizados, observando-se em lâmina delgada apenas delgados níveis de micrita escura e cavidades semelhantes a *fenestrae* preenchidas por calcita espática. O dolomito estromatolítico, no topo do biostroma, apresenta evidência de dissolução, com formação de brechas de colapso. Alguns fragmentos exibem franja isópaca, dolomítica, e estão cimentados por calcita espática (Prancha 28, foto 2).

5.14 - FÁCIES DI: Dolomito com laminação irregular

Ainda no Perfil 1, na Mina da Bocaina, no nível 757 metros, ocorre uma camada de cerca de 80 centímetros de espessura de dolomito aparentemente granular, com



Foto 1 - Fotomicrografia composta de pequena coluna estromatolítica observada no topo da Fácies DEcp, no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. L.N. 5x

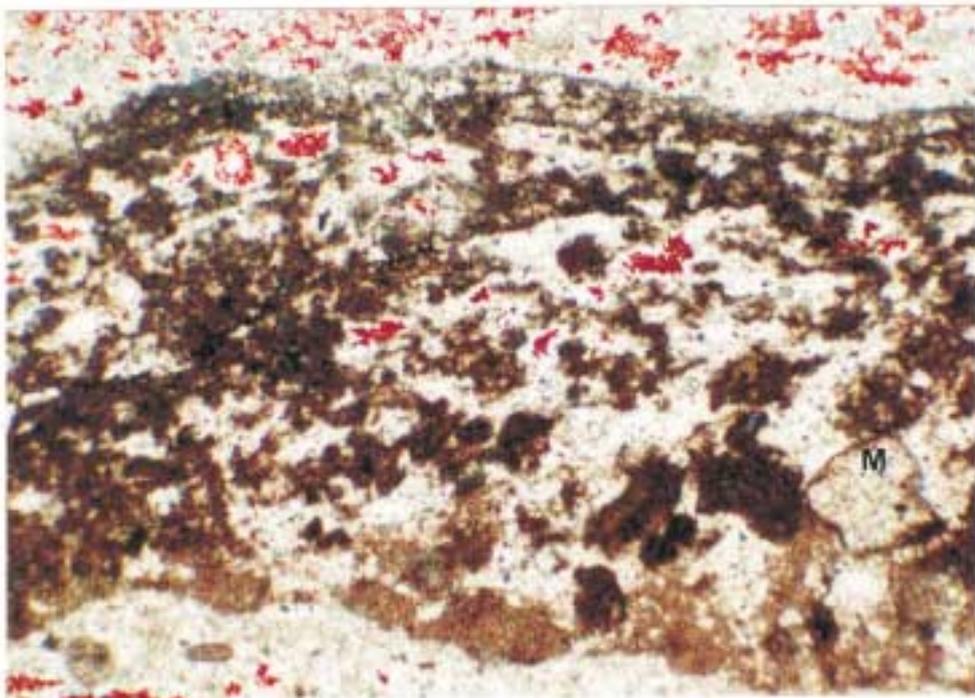


Foto 2 - Detalhe da foto anterior, onde se observa lâmina micrítica com microfábrica grumosa. Presença de microfitólito (M). Coloração da calcita por alizarina. X.N. 35x



Foto 1 - Dolomito estromatolítico (Fácies DEb), que apresenta no topo brechas de colapso. Acima situa-se a Fácies DI. Mina da Bocaina, Perfil 1.

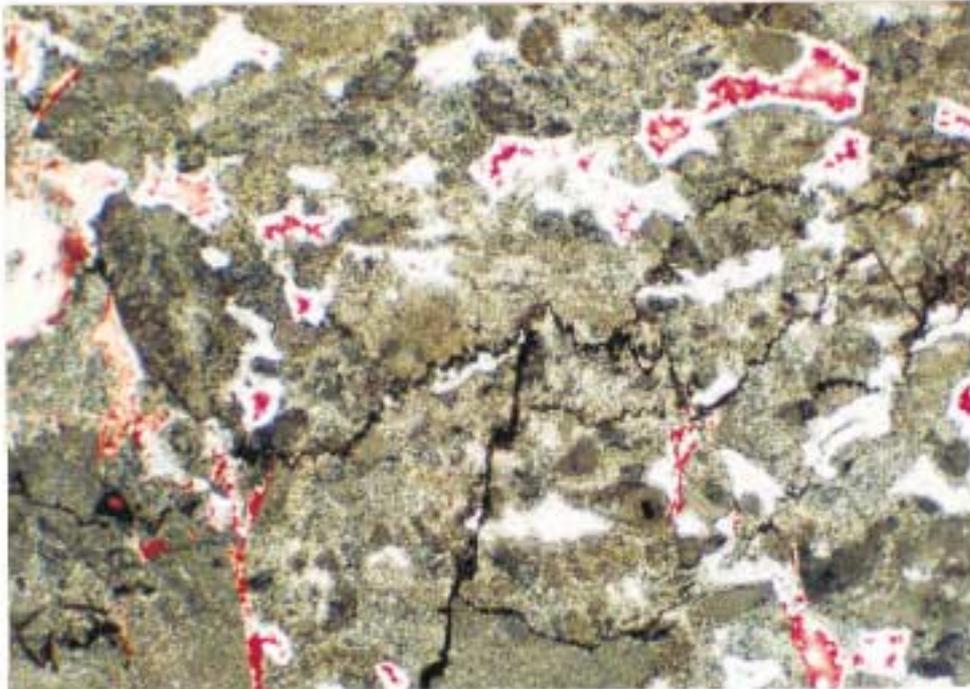


Foto 2 - Fotomicrografia das brechas de colapso que ocorrem no topo da Fácies DEb. As cavidades e fragmentos apresentam franja dolomítica e as cavidades estão preenchidas por calcita espática. Coloração da calcita por alizarina. Perfil 1, Mina da Bocaina. L.N. 20x

laminações irregulares. Em lâmina delgada, observa-se apenas pelóides esparsos de granulação areia fina ou áreas micríticas irregulares, contendo pequenos pelóides em meio a um mosaico de dolomita microcristalina (Prancha 25, foto 2).

5.15 - FÁCIES DEEs: Dolomitos estromatolíticos estratiformes e intercalações de dolomitos não estromatolíticos

Essa fácies está bem representada no Perfil 1, na Mina da Bocaina, com cerca de 20 metros de espessura, embora também seja observada no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. No Perfil 3, na mina abandonada da COMIG, apresenta grande espessura, mas é acessível apenas em blocos rolados (Figuras 7, 8, e 9).

Os diversos níveis estromatolíticos descritos na Mina da Bocaina, serão referenciados pela cota (altitude) em que foram observados; a base aflorante da Mina da Bocaina situa-se em torno de 695 metros.

A Fácies DEEs é predominantemente composta por estromatólitos estratiformes, sendo bastante homogênea quanto ao aspecto macroscópico (Prancha 29). Feições que permitissem caracterizar o ambiente de desenvolvimento dos estromatólitos com maior segurança foram obtidas através da microestrutura dos estromatólitos.

A maioria das estruturas estromatolíticas estudadas é constituída por dolomitos finamente cristalinos e desenvolveu-se em ambiente de baixa energia, com intercalações de lâminas e leitos granulares ou placóides. Níveis bioconstruídos, mas não estromatolíticos, constituem esteiras microbianas e atuaram como estabilizadoras dos sedimentos.

5.15.1 - Dolomitos não estromatolíticos

Os dolomitos não estromatolíticos constituem delgados níveis ou camadas granulares, e são compostos por microfítólitos, pelóides e intraclastos.

Os níveis mais espessos podem apresentar, na base, laminação plana a ondulada, seguida por estratificação cruzada por ondas; marcas onduladas observadas em perfil, apresentam comprimento de onda de até 1 metro. Os níveis mais delgados tendem a apresentar gradação normal.

Na cota 766,5 metros (Mina da Bocaina), ocorre um nível de dolarenito, com cerca de 70 centímetros de espessura. Apresenta um leito basal com laminação plana a ondulada, seguido por estratificação cruzada por ondas compondo *sets* centimétricos a decimétricos, truncados por grandes ondulações (Prancha 30, topo da foto 1).

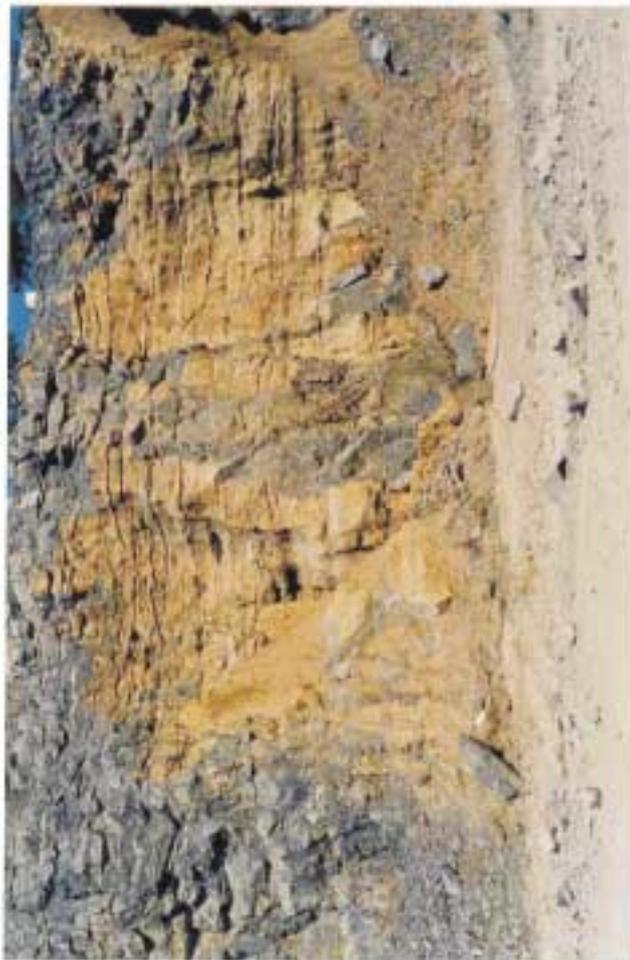


Foto 1 - Vista geral do nível 770 a 780 metros, na Mina da Bocaina. Fácies DEes.



Foto 2

Foto 2 - Detalhe da foto anterior, onde se observa, na parte basal (771 metros) espesso nível de *packstone*, limitado no topo por uma superfície ondulada. Acima predominam estromatólitos estratiformes com lentes de silix. A escala da foto corresponde a sete centímetros.



Foto 1 - Afloramento da Fácies DEes, no Perfil 1, na Mina da Bocaina. na base ocorre um dolomito estromatolítico, que é cortado no topo por uma superfície ondulada, sobre a qual se depositou o dolarenito constituído por microfítólitos, com estratificação cruzada por ondas (cota 766,5 metros).



Foto 2 - Fotomicrografia do dolarenito com microfítólitos. Observar a grande variedade morfológica dos grãos. Topo da foto 1. L.N. 10x

Texturalmente, constitui um *grainstone* de granulação grossa a muito grossa, composto por microfítólitos de formas variadas (Prancha 30, foto 2). O arcabouço da rocha é aberto e os bioclastos exibem delgada franja isópaca acicular, originalmente aragonítica, que foi posteriormente dolomitizada de forma mímica, isto é, sem perda de suas características originais. É um dolarenito que praticamente não apresenta deformação; observa-se apenas silicificação incipiente em pequenas áreas, geralmente no núcleo dos bioclastos.

No nível 771 metros ocorre um nível arenoso, com cerca de um metro e meio de espessura, que apresenta estratificação cruzada por ondas e pequenas marcas onduladas. Litologicamente, é um dolarenito de granulação muito grossa, mal selecionado, texturalmente um *packstone*, de arcabouço aberto. É composto por microfítólitos, de granulação muito fina a fina e areia grossa a grânulos, que apresentam vestígios de franja isópaca acicular (Prancha 31, foto 1).

Sobre esse dolarenito, assenta-se, através de marcas onduladas, um nível granular, de espessura decimétrica; texturalmente é um *packstone* extremamente mal selecionado. Contém grãos nas frações areia fina a média (dominante), areia muito grossa e ainda grânulos. A composição dos aloquímicos é extremamente variável, com microfítólitos, oóides de granulação areia média, pelóides, oólitos superficiais (granulação areia fina), agregados de aspecto botrioidal (grânulos) e intraclastos laminados e micríticos (Prancha 31, foto 2).

Entre as intercalações rudáceas, tem-se, na Mina da Bocaina (cota 767 metros), um delgado nível de dolorrudito que constitui uma brecha sustentada pelos clastos, fracamente gradada e composta por intraclastos centimétricos, lamelares, eventualmente encurvados.

5.15.2 - Dolomitos estromatolíticos estratiformes

Os dolomitos estromatolíticos estratiformes foram observados nos perfis 1 e 4, mas os dados apresentados referem-se especialmente à Mina da Bocaina (Perfil 1), onde são mais facilmente acessíveis.

Os estromatólitos compõem biostromas, são estratiformes a pseudocolunares, de laminação plana a ondulada e eventualmente apresentam pequenas formas colunares ou dômicas muito subordinadas.

Os biostromas apresentam truncamentos por ondas, intercalações de material granular e/ou placóide, níveis com gretas de contração e cristais de evaporitos,

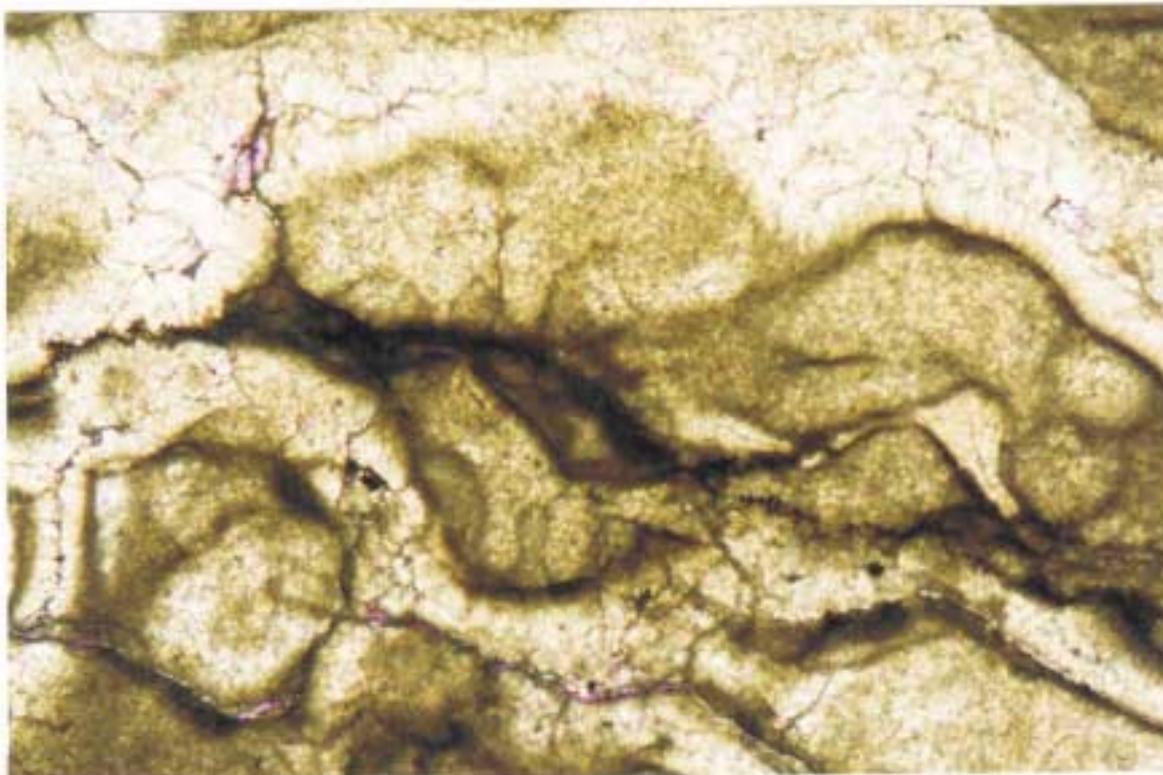


Foto 1 - Fotomicrografia de detalhe de microfitólito da foto 2, Prancha 30. Observar vestígios de franja isópaca acicular originalmente aragonítica, ao redor dos grãos. P.G./X.N. 100x

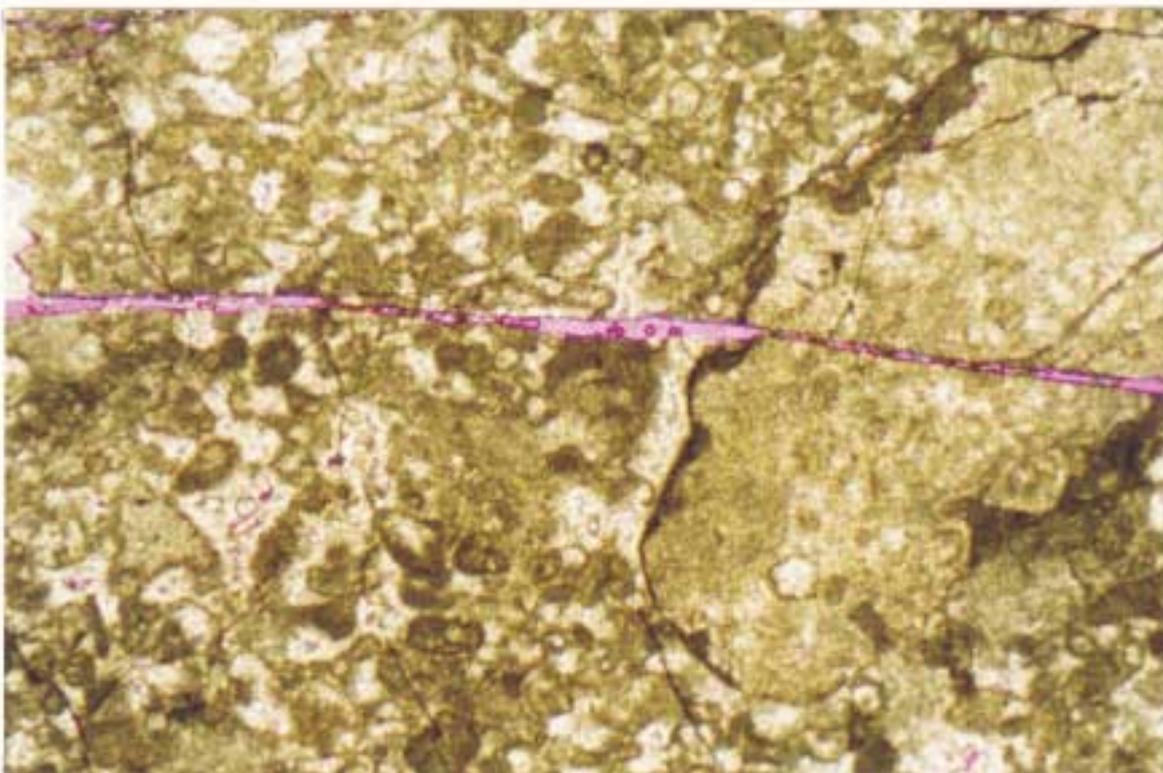


Foto 2 - Fotomicrografia de *packstone* mal selecionado (Fácies DEes), no Perfil 1, na Mina da Bocaina. P.G./X.N.25x

especialmente anidrita. Esses elementos no geral indicam os limites naturais dos biostromas e sugerem a ação de fluxos de tempestades ou ligeiras flutuações do nível do mar.

A Fácies DEes apresenta, na Mina da Bocaina, próximo à base (cota 765 metros), um bioherma estromatolítico, com cerca de 1 metro de espessura, composto por maciços estromatolíticos de aspecto arborescente, constituídos por estromatólitos pseudocolunares a colunares (Prancha 32), que apresentam espaçamento variável entre si de meio a um metro. Lateralmente aos maciços estromatolíticos, as estruturas são menos proeminentes, os estromatólitos são estratiformes, e as laminações apresentam espessuras variadas, com intercalações importantes de material granular.

Os estromatólitos têm em média 80 centímetros de altura e seção ovalada, cujo diâmetro maior pode atingir 75 centímetros. Macroscopicamente, as laminações são milimétricas, têm perfil convexo a plano e apresentam pequenas discontinuidades. A base dos maciços estromatolíticos é sempre constituída por domos ou colunas centimétricas, onde se nota a presença de parede lateral, que desaparece em direção ao topo do estromatólito.

Em lâmina delgada observa-se que os domos e colunas apresentam relevo positivo, tendo crescido livres dos sedimentos adjacentes. Apresentam laminações muito espessas e de baixo grau de herança, pois observa-se superposição de três ou quatro lâminas, e então ocorrem discontinuidades que são devidas ao desenvolvimento do estromatólito, e não a processos de erosão (Prancha 33, foto 1).

As laminações são bastante características com limites nítidos entre si. Foram observados 3 tipos principais de microestrutura: lâminas de microespato dolomitizado contendo grãos, espessas lâminas micríticas dolomitizadas e filmes micríticos.

- As lâminas de microespato dolomitizado com grãos são de cor cinza claro e apresentam relevo; os grãos são peloidais e sua distribuição nas lâminas é irregular não se concentrando na base das mesmas.

- As lâminas micríticas são espessas e podem às vezes constituir uma lâmina composta (espessura de até quatro milímetros), onde se observa níveis internos mais claros, raros grãos e vestígios de estruturas filamentosas, em especial na base e topo da laminação (Prancha 33, foto 2). É um nível de origem microbiana, praticamente sem aporte de material externo.

- Os delgados filmes micríticos dolomitizados são nítidos, extensos e regulares; capeiam as lâminas com grãos.



Foto 1 - Afloramento com estromatólitos em "maciços arborescentes" na Mina da Bocaina, Perfil 1. Fácies DEes.



Foto 2 - Estromatólitos em "maciços arborescentes" visto em planta. Perfil 1, Mina da Bocaina.



Foto 1 - Fotomicrografia de dolomito estromatolítico da Fácies DEes, onde se alternam lâminas granulares e lâminas micríticas, microbianas. Próximo ao topo, parece existir vestígios de estruturas semelhantes a filamentosos. Perfil 1, Mina da Bocaína. L.N. 10x



Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe da área que apresenta textura que lembra filamentos eretos, com material granular. X.N. 60x

Acima dos estromatólitos em “maciços arborescentes” os estromatólitos são predominantemente estratiformes a pseudocolunares, com formas colunares esparsas (cota 766 metros) e compõem um biostroma. São capeados pelo nível de *grainstone* composto por microfítólitos com estratificação cruzada por ondas (Prancha 30, parte superior da foto 1).

Os estromatólitos colunares são assimétricos, com colunas decimétricas ligeiramente oblíquas, que apresentam parede lateral (Prancha 34, foto 1); ocorrem ainda pequenas formas dômicas esparsas.

Lâmina delgada de pequena coluna estromatolítica apresenta as seguintes microestruturas:

- Tapete micrítico espesso, de cor cinza claro; é constituído por microespato dolomitizado, e contém pequenos grãos micríticos esparsamente distribuídos.

- Filmes micríticos, delgados e contínuos, de cor cinza escuro.

- Nível micrítico dolomitizado de cor escura, irregular, com limite superior e continuidade pouco nítidos; esse nível parece exibir internamente delgados filmes micríticos, que poderiam ser microbianos quanto à origem. Observa-se ainda, inúmeros cristais aciculares de anidrita.

A parede lateral do estromatólito apresenta-se como um nível à parte, sendo constituída por microfítólitos, que podem se apresentar aglutinados verticalmente, formando parte da parede (Prancha 34, foto 1). Lateralmente ao estromatólito, os microfítólitos constituem um *grainstone*, e apresentam delgada franja isópaca acicular (Prancha 34, foto 2).

Acima do nível de dolarenito, os estromatólitos são estratiformes, de laminação plana, com raras formas dômicas esparsas, centimétricas. Exibem laminação fenestral e evidências de ressecção esporádica, com tapetes microbianos litificados, fraturados e gretas de ressecção (Prancha 35). São recobertos pelo nível de dolorrudito que ocorre na cota 767 metros.

Acima desse nível brechóide reaparecem estromatólitos estratiformes de laminação plana com pequenas formas dômicas esparsas, mas com microestrutura diferente da apresentada dos estromatólitos situados abaixo do dolorrudito. As laminações são muito espessas, devido ao aprisionamento de grãos em grande quantidade, e apresentam inúmeras descontinuidades (Prancha 36, foto 1). As principais microestruturas observadas constituem pares, formados por lâminas espessas e irregulares, granulares, compostas por microfítólitos e pelóides e lâminas micríticas, possivelmente de origem microbiana. Alguns dos níveis granulares constituem verdadeiros *grainstones* estabilizados por tapetes



Foto 1 - Fotomicrografia de coluna estromatolítica que apresenta parede lateral, a qual é em grande parte constituída por microfítolitos. Lateralmente ao estromatólito ocorre um *grainstone* a microfítolitos. Perfil 1, Mina da Bocaina. L.N. 5x

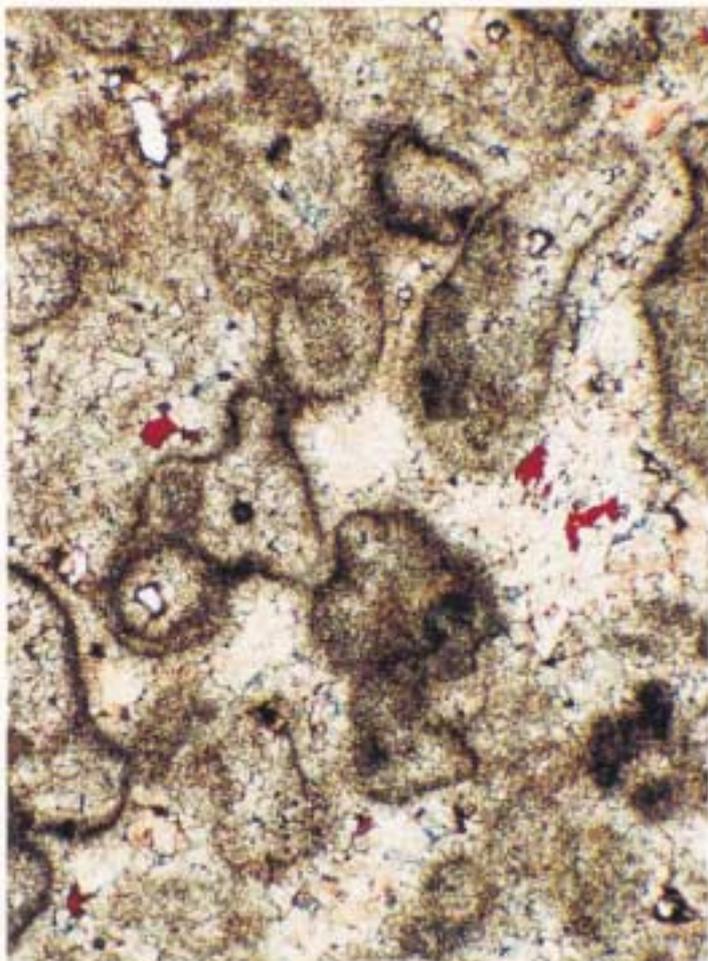


Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe dos microfítolitos que compõem um *grainstone*, lateralmente ao estromatólito. Observar vestígios de franja isópaca. X.N. 60x



Foto 1 - Fotomicrografia de estromatólitos de laminação plana, que apresentam evidência de ressecção esporádica, com níveis microbianos litificados e fraturados. Perfil 1, Mina da Bocaína. L.N. 5x

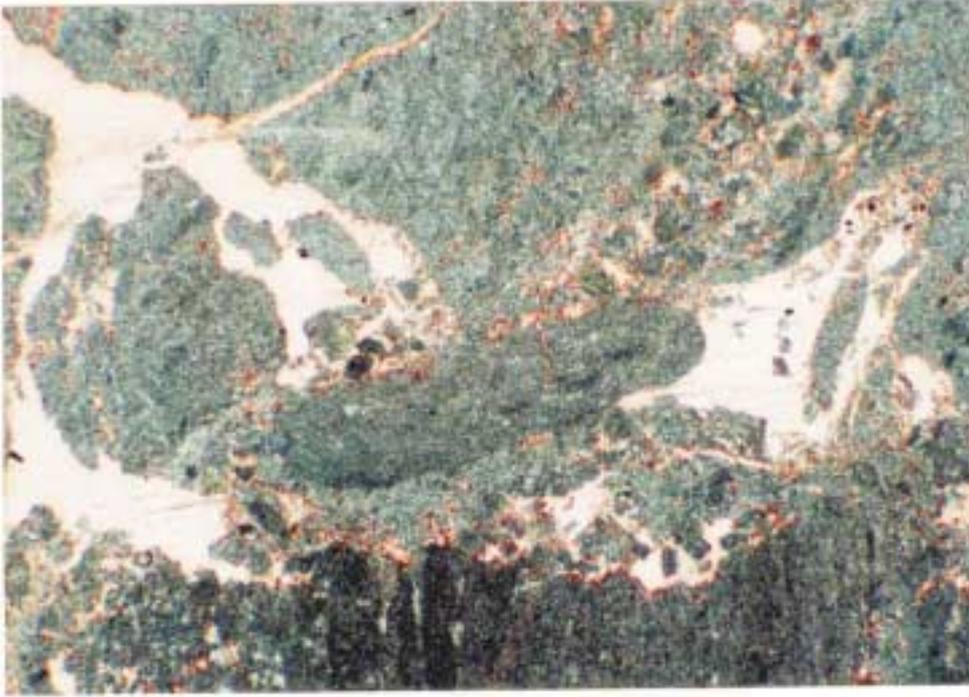


Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe da foto anterior, onde se observa níveis com gretas de ressecção, que são em parte preenchidas por sedimentos, e cimentadas por calcita espática. Coloração rósea da calcita por alizarina. X.N. 30x



Foto 1 - Fotomicrografia de estromatólito planar que apresenta espessos níveis granulares, inúmeras discontinuidades e feições de diagênese vadosa. Perfil 1, Mina da Bocaína. L.N. 5x

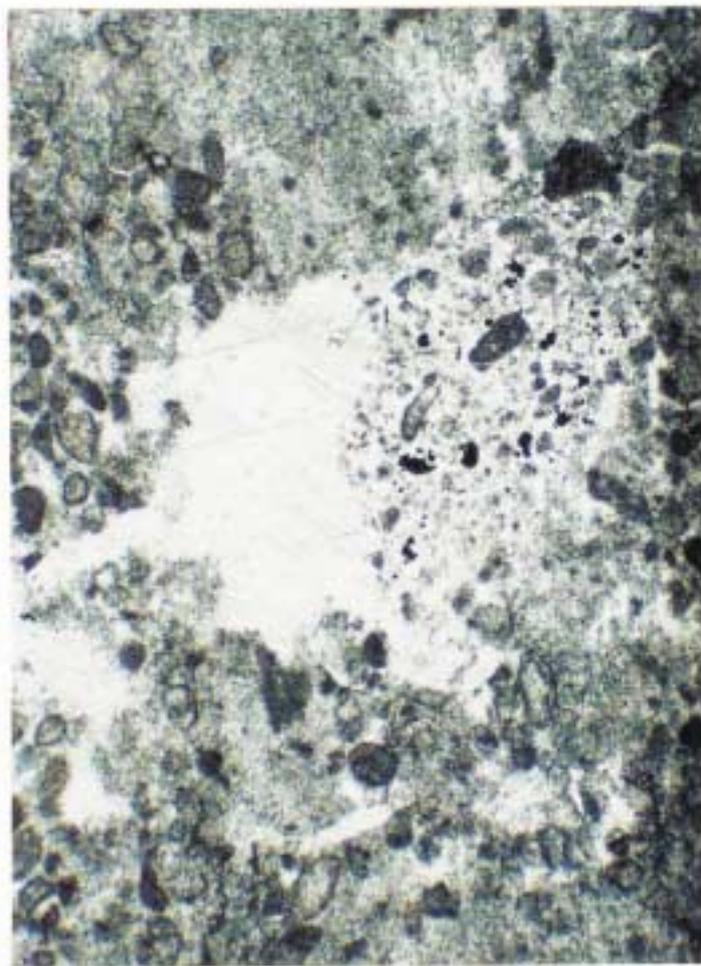


Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe da foto 1, onde se observa cavidade parcialmente preenchida por sedimentos e cimentada por calcita espática, uma feição de diagênese vadosa. X.N. 40x

microbianos. As lâminas micríticas eventualmente apresentam grãos peloidais e microfitólitos, semelhantes aos que compõem os níveis granulares. Nota-se ainda laminação fenestral, pequenas fraturas e feições de diagênese vadosa, como cavidades com preenchimento parcial por sedimento, caracterizando feição geopetal (Prancha 36, foto 2).

Para o topo, continuam a predominar estromatólitos de laminações planas, mas as formas pseudocolunares e colunares que ocorrem esparsas podem apresentar desenvolvimento quase horizontal (cota 768,5 metros). Laminações estromatolíticas milimétricas e gretas de contração são observadas um metro acima, ainda em estromatólitos estratiformes.

Na cota 770 metros, os estromatólitos estratiformes, apresentam intercalações centimétricas de dolarenitos, constituídos por pequenos clastos imbricados. O dolarenito é um *packstone* a *grainstone*, composto por intraclastos micríticos, microfitólitos e bioclastos de estromatólitos; os aloquímicos são mal selecionados, apresentam delgada franja isópaca acicular e pequenas cavidades, originadas por dissolução, preenchidas por calcita espática. Os estromatólitos são constituídos por níveis micríticos, onde se observa pelóides esparsos e laminação fenestral, e por níveis granulares mal selecionados que contêm um pouco de lama.

Na cota 770,5 metros, sobre uma superfície de truncamento, com ondulação ampla, instalaram-se estromatólitos estratiformes de laminação plana a ondulada, com alguns elementos pseudocolunares associados. Petrograficamente, observa-se que os estromatólitos são constituídos por níveis lamosos, que contêm pelóides e raros oóides dispersos. Não foram observadas feições de ressecção, nem laminação fenestral.

Sobre esses estromatólitos, ocorre um nível decimétrico de dolarenito, constituído essencialmente por bioclastos irregulares, onde ainda se nota material lamoso e restos de filmes orgânicos dispersos (Prancha 37). Observa-se também a presença de bioclastos esféricos, de contorno micrítico, que podem exibir vestígios de silicificação. Esse dolarenito possivelmente representa níveis microbianos, contínuos, e com pouca coesão, que sofreram desagregação.

Estromatólitos estratiformes, situados acima desse nível de dolarenito, apresentam pouca laminação fenestral e cristais esparsos de anidrita. Observa-se ainda intercalações granulares mal selecionadas, que são estabilizadas por filmes microbianos e no geral contêm sempre um pouco de lama.

Esses estromatólitos apresentam-se truncados por uma superfície ondulada, sobre a qual se depositaram os *packstones* com microfitólitos (cota 771 metros), que foram

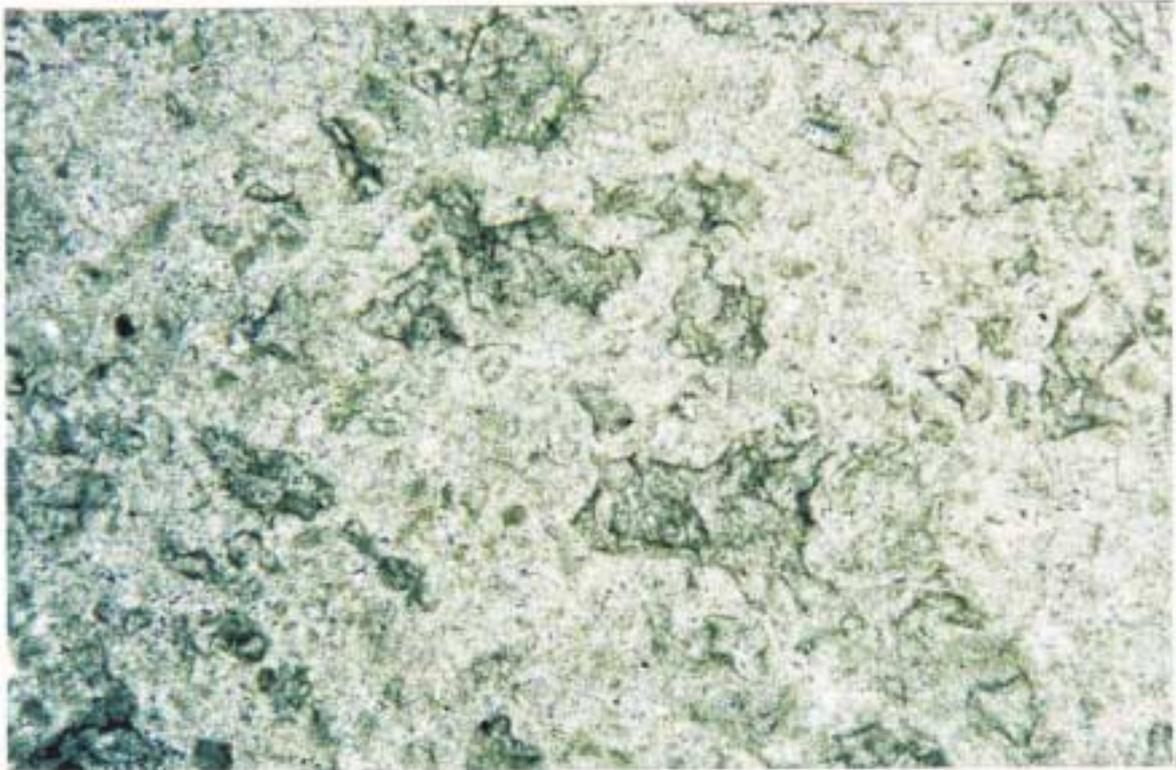


Foto 1 - Fotomicrografia de nível bioconstruído que sofreu desagregação (Fácies DEes) Mina da Bocaina. X.N. 30x

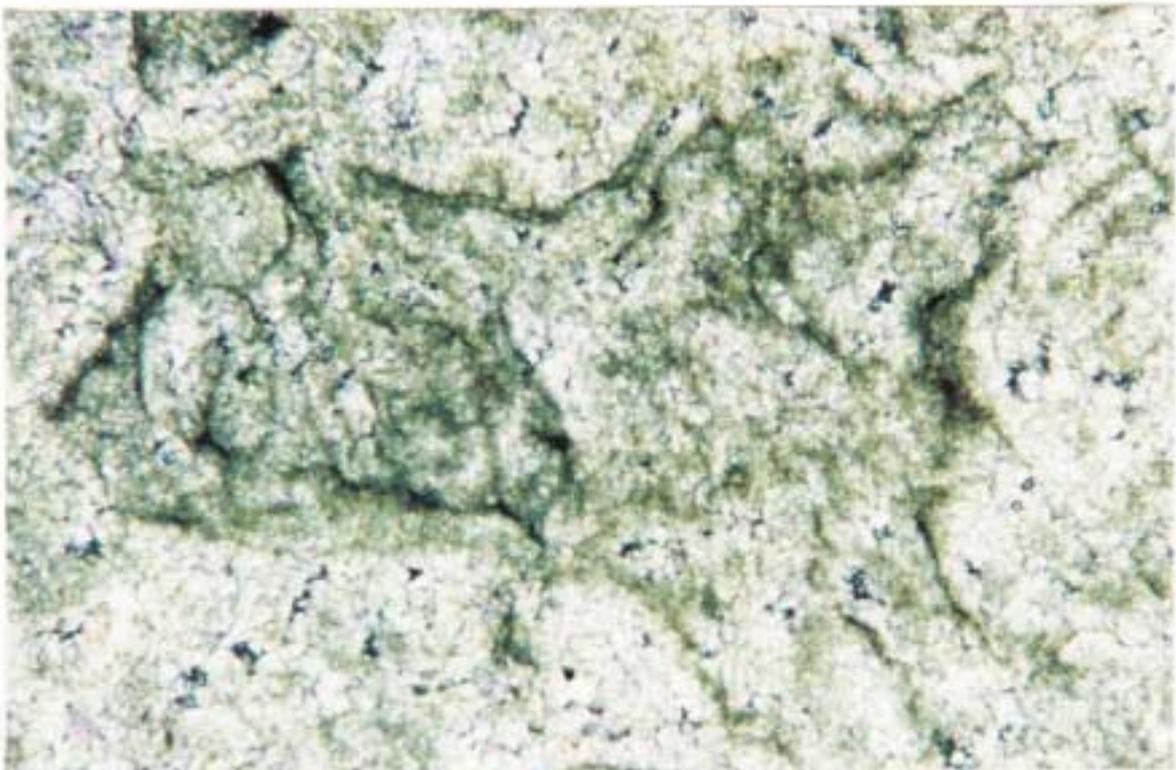


Foto 2 - Fotomicrografia de detalhe da foto anterior, onde se observa restos de filmes orgânicos na matriz. X.N. 100x

PRANCHA 37

colonizados por estromatólitos estratiformes, os quais não apresentam laminação fenestral ou evidências de ressecção.

A partir desse nível, os estromatólitos estratiformes a pseudocolunares de laminação plana a ondulada continuam a ser predominantes, mas não são acessíveis à observação direta.

Próximo ao topo da fácies, parece ocorrer pequenos estromatólitos ramificados e delgados níveis argilosos de cor avermelhada. Lentes de sílex são freqüentes na porção média-superior da fácies, e em lâmina delgada exibem agregados e grãos ooidais, sendo vários deles esferulíticos.

5.15.3 - Dolomito laminado

Ocorre na mina em atividade da COMIG (Perfil 4) e tem cerca de 3 metros de espessura. É constituído por um dolomito que apresenta laminações muito variáveis quanto à espessura e pouca regularidade de estruturas sedimentares, tais como laminações cruzadas.

Em lâmina delgada, observa-se que são as laminações representam níveis granulares, *packstones*, compostos por microfitólitos e pelóides, recobertos por níveis micríticos delgados e contínuos, possivelmente de origem microbiana (Prancha 38).

Observa-se aporte cíclico de grãos e de lama carbonática, a qual permanece como pequenas lentes. Não se observou evidências de ressecção.

5.16 - FÁCIES CE: Calcários estromatolíticos

Foram observados apenas na Mina da Bocaina e ocorrem nos intervalos 3 e 4, sempre instalados sobre uma superfície planar. Os biohermas que ocorrem no Intervalo 4 e os biohermas basais do Intervalo 3 estão instalados sobre calcarenitos intraclásticos (Fácies Cait), em meio aos calcalcarenitos neomorfizados (Fácies Can); Os biohermas de topo do Intervalo 3 estão associados a calcarenitos que apresentam intercalações de calcilitos (Fácies CaCl).

Os biohermas basais do Intervalo 3 constituem corpos estromatolíticos lenticulares, com cerca de um metro e meio de altura e extensão observada de dois metros (Prancha 39, foto 1). Na base dos biohermas predominam estromatólitos estratiformes, de laminação ondulada, que gradam a formas pseudocolunares, com alguns elementos colunares e dômicos, decimétricos a centimétricos, associados. As formas colunares são assimétricas,

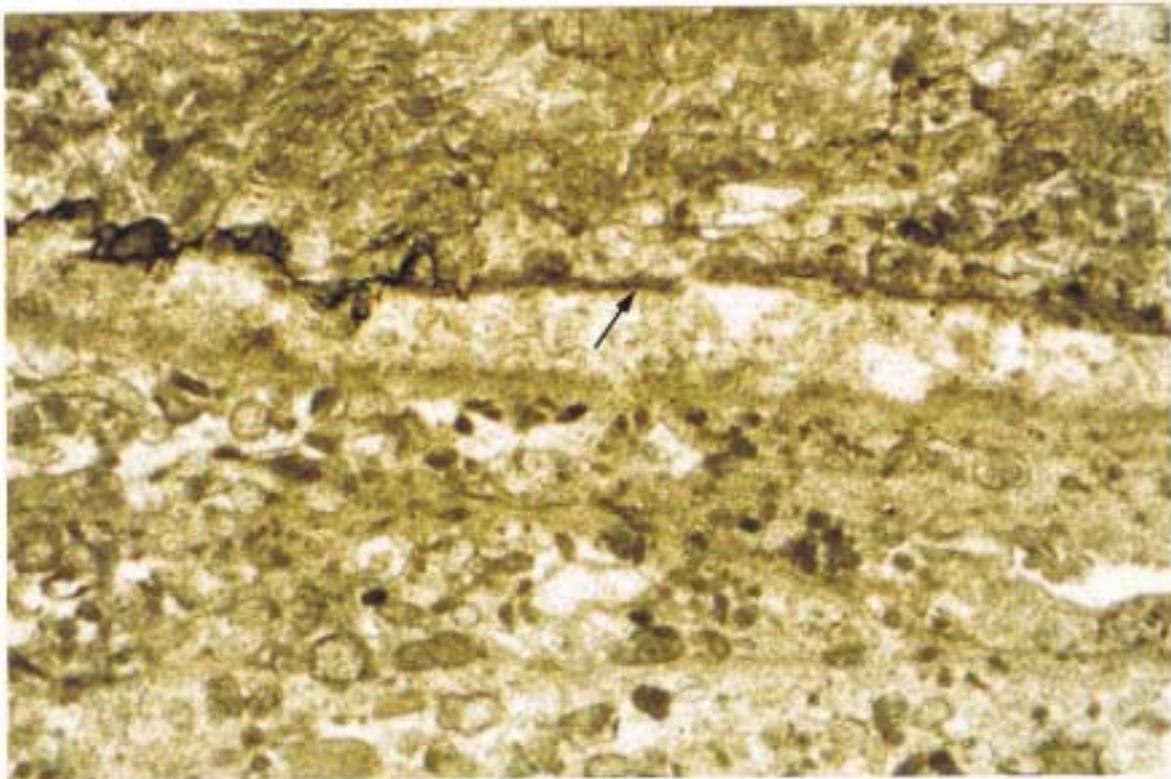


Foto 1 - Fotomicrografia do dolomito laminado que ocorre no Perfil 4, na mina em atividade da COMIG. Observar níveis granulares, *packstones*, estabilizados por delgados níveis micríticos (seta) P.G./X.N. 25x

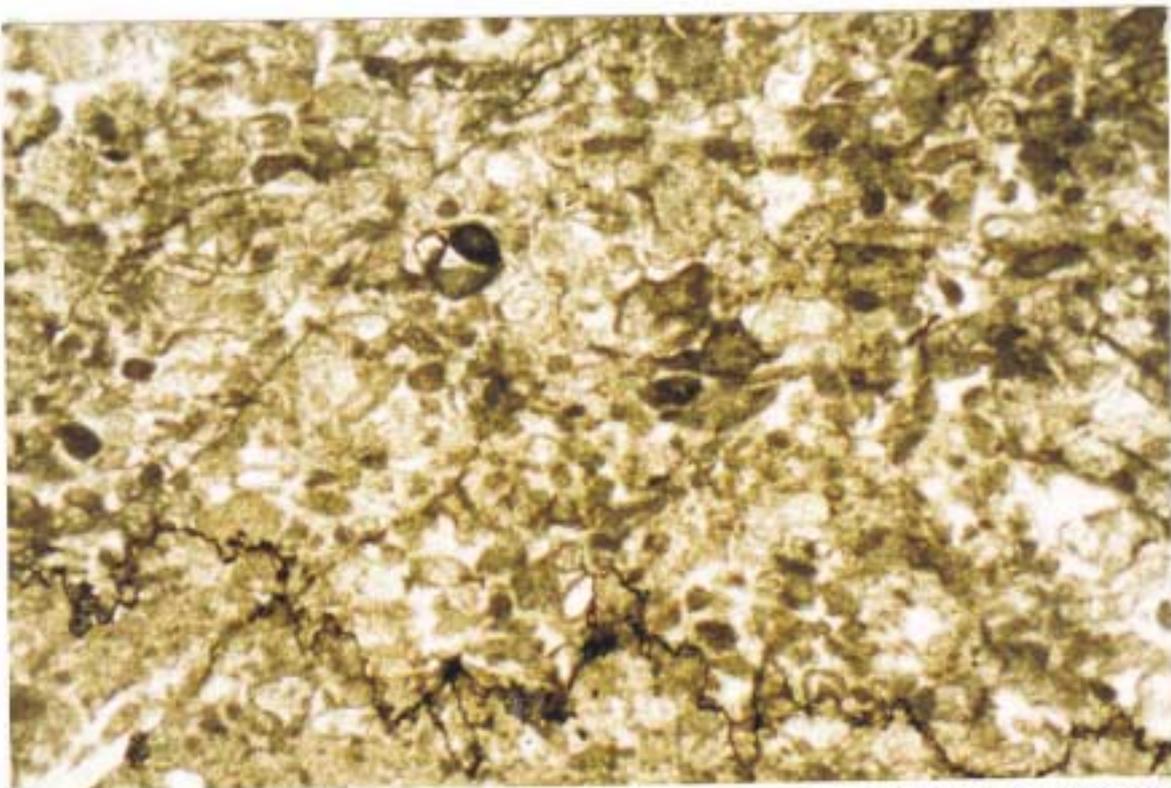


Foto 2 - Detalhe da foto anterior, onde se observa um nível granular composto por microfótilitos e pelóides. X.N. 25x.



Foto 1 - Bioherma de calcário estromatolítico da Fácies CE, no Intervalo 3, assentado sobre calcarenitos intraclásticos - Fácies Cait. Mina da Bocaina, Perfil 1.



Foto 2 - Bloco rolado, onde se observa fragmentos de estromatólitos junto a estromatólitos ramificados. Perfil 1, Mina da Bocaina.

e no geral possuem parede lateral e relevo alto, o que indica que cresceram livres dos sedimentos adjacentes. Os estromatólitos dômicos também são ligeiramente assimétricos (Prancha 40).

Em lâmina delgada observa-se que os estromatólitos apresentam níveis construídos, microbianos, de textura grumosa com grãos peloidais esparsos, e níveis granulares, resultantes de aportes externos, cimentados por microespato. Observa-se rara laminação fenestral, com pequenas cavidades.

Em bloco rolado, observou-se pequeno estromatólito colunar ramificado associado à brecha caótica, composta por bioclastos de estromatólitos.

Os biohermas que ocorrem associados aos carbonatos da Fácies CaCl são métricos (cerca de um metro de altura e mais de dois metros de comprimento), apresentam espaçamento médio de um metro, e se tornam progressivamente menores (10 centímetros de altura e 30 centímetros de comprimento em média) e mais escassos em direção ao topo da fácies (Prancha 41).

Os biohermas que ocorrem na parte basal da Fácies CaCl são compostos por estromatólitos pseudocolunares, com raros elementos colunares associados, formando uma massa compacta (Prancha 41, foto 2) e apresentam-se inteiramente recobertos por lama carbonática de cor avermelhada. Estão fortemente neomorfizados, mas em lâmina delgada ainda se observa lâminas micríticas que contém filmes escuros, delgadas lentes ou níveis lamosos e bolsões ou níveis granulares compostos por pelóides (Prancha 42). Os pequenos biohermas de topo são constituídos por estromatólitos estratiformes, de laminação plana a ondulada. Muito raramente ocorrem elementos colunares, que não apresentam parede lateral, o que sugere que não apresentavam relevo em relação aos sedimentos adjacentes (Prancha 41, foto 1).

Os biohermas estromatolíticos presentes no Intervalo 4 têm cerca de dois metros e meio de altura e três metros de extensão observada, e são constituídos por estromatólitos predominantemente pseudocolunares, com formas dômicas e colunares associadas (Prancha 43).

Em lâmina delgada, observa-se pequenos estromatólitos colunares que apresentam conexões entre as colunas. A microestrutura é difusa (Hofmann 1969), pode-se reconhecer as laminações, mas seus limites não são nítidos (Prancha 44). No espaço intercolunar ocorrem bioclastos escuros, micríticos, ou de contorno micrítico, que constituem um *grainstone* a microfitólitos. Não se observou a presença de material lamoso nas laminações estromatolíticas, nem no material contido no espaço intercolunar.



Foto 1 - Afloramento de bioherma estromatolítico onde se observa pequenas colunas, em meio a estromatólitos estratiformes e pseudocolunares. Bioherma basal da Fácies CE, no Intervalo 3. Mina da Bocaina, Perfil 1.



Foto 2 - Detalhe do bioherma estromatolítico da foto anterior, onde se nota formas colunares associadas a estromatólitos pseudocolunares.



Foto 1 - Pequenos biohermas de calcário estromatolítico, eventualmente associados a lentes de sílex (seta). Os estromatólitos são predominantemente estratiformes, com raras formas colunares. Mina da Bocaina, Fácies CE, Intervalo 3.



Foto 2 - Bioherma estromatolítico com formas pseudocolunares a colunares. Assenta-se sobre o nível de calcirrudito associado à Fácies Caoo, Intervalo 3, e foi totalmente recoberto por material lamoso. Fácies CE. Mina da Bocaina.



Fotomicrografia composta de pequena coluna estromatolítica da Fácies CE, muito neomorfizada. Observa-se ainda alguns filmes micríticos, e material granular lateralmente ao estromatólito. Perfil 1, Mina da Bocaína L.N. 5x



Foto 1 - Vista geral das fácies que afloram no topo da Mina da Bocaina, Perfil 1 (Intervalo 4) com cerca de 15 metros de altura.



Foto 2 - Bloco roiado de bioherma estromatolítico composto por elementos pseudocolunares a colunares. Fácies CE, Intervalo 4. Mina da Bocaina.



Fotomicrografia composta de estromatólito da fácies CE, intervalo 4, onde pequena coluna estromatolítica apresenta lâminas cuja microestrutura é caracterizada por microfábrica difusa, sem limites nítidos, e está recrystalizada. Lateralmente às colunas observa-se *grainstone* composto por microfítolitos. Perfil 1, Mina da Bocaína. L.N. 5x

5.17 - FÁCIES Cait: Calcarenitos intraclásticos

Ocorrem nos intervalos 3 e 4 e foram observados no Perfil 1, na Mina da Bocaina. São de cor cinza escuro, mal selecionados e compostos por clastos de grande diversidade textural, embora todos sejam carbonáticos. No geral estão fortemente neomorfixados e salvo em níveis silicificados, pouco se pode observar. Mas como petrograficamente foi possível identificar algumas características importantes, não foram incluídos nos calcarenitos neomorfixados (Fácies Can).

Macroscopicamente, observa-se que os calcarenitos intraclásticos constituem níveis decimétricos que se adelgaçam para o topo, quando apresentam um delgado horizonte planar, levemente ondulado e de aspecto maciço. Sobre esse nível se instalam biohermas estromatolíticas da Fácies CE.

No Intervalo 3, o calcarenito intraclástico é constituído por camadas centimétricas a decimétricas de granulações contrastantes, média e grossa a muito grossa; alguns níveis (centimétricos) de calcarenito grosso a muito grosso estão parcial ou totalmente silicificados (Prancha 45). Os calcarenitos apresentam laminações cruzadas por ondas (menores nos calcarenitos mais finos) e são truncadas por ondulações não paralelas, que em perfil, apresentam comprimento de onda de cerca de 50 centímetros. Granodecrescência ascendente é observada nos níveis de granulação mais grossa.

Para o topo da fácies ocorre adelgaçamento das camadas e observam-se laminações cruzadas por onda de baixo ângulo a plano-paralelas, que são truncadas por ondulações amplas e de muito baixa amplitude.

Petrograficamente, os calcarenitos de granulação grossa, silicificados, constituem *packstones* a *grainstones* compostos por oóides, agregados, fragmentos de calcarenito oolítico, pelóides e raros microfítolitos, bem arredondados, predominantemente ovalados a irregulares, eventualmente botrioidais (Prancha 46). Alguns aloquímicos são quase negros por apresentarem grande quantidade de pirita disseminada.

As feições originais dos níveis de calcarenito não silicificado encontram-se pouco preservados. Observa-se vestígios de aloquímicos de granulação areia média, e grãos esparsos, de granulação areia grossa a muito grossa, semelhante a agregados, com algumas capas concêntricas, fortemente deformados, em matriz lamosa.

Os calcarenitos intraclásticos que ocorrem no Intervalo 4 são muito semelhantes aos observados no Intervalo 3. Na base apresentam níveis decimétricos de calcário maciço, escuro, com ondulações locais de grande amplitude, possivelmente de origem tectônica,

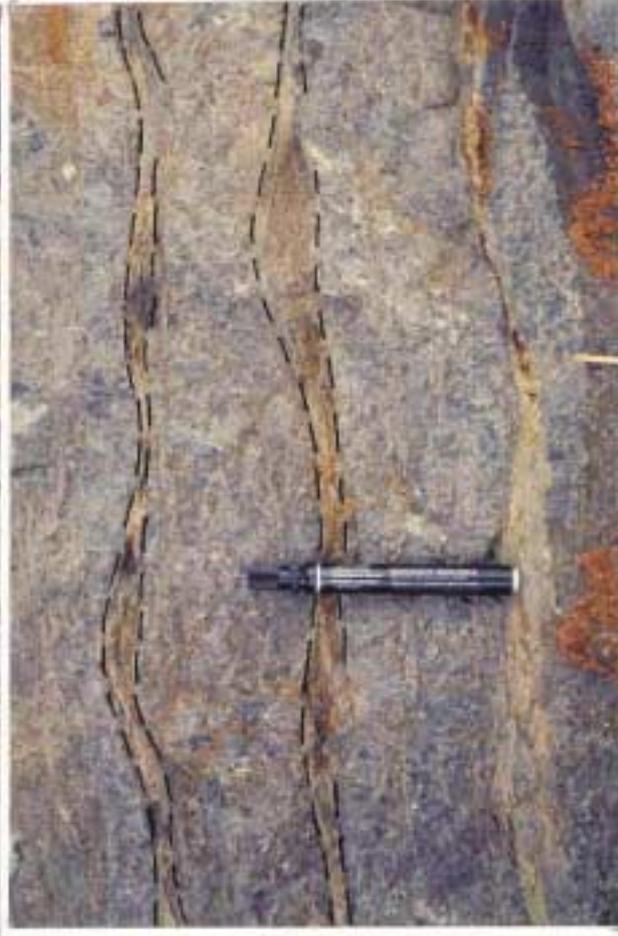
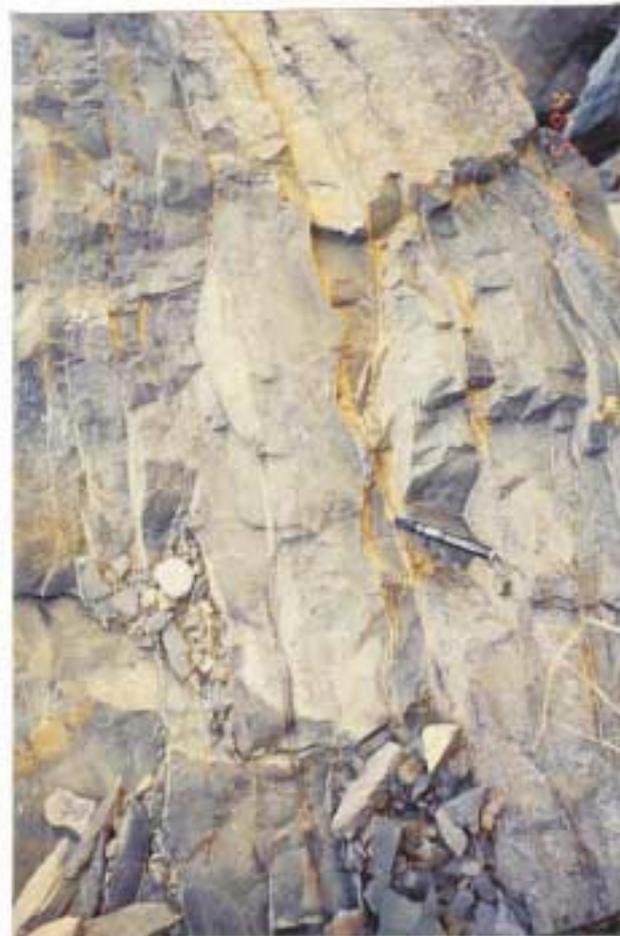


Foto 1 - Vista geral do afloramento da Mina da Bocaina (cota 780 m), onde foram descritas no Intervalo 3, as fácies Cait, Can, Caoo e CE (parcial). A altura da área de exposição, que tem cerca de 50 metros de extensão, varia entre seis e dez metros.

Foto 2 - Acima, à direita, vista geral dos calcarenitos intraclásticos da Fácies Cait.

Foto 3 - À direita, abaixo, níveis de calcarenito intraclástico com níveis silificados (delimitados na foto), os quais apresentam estratificação cruzada por ondas e marcas onduladas.

PRANCHA 45

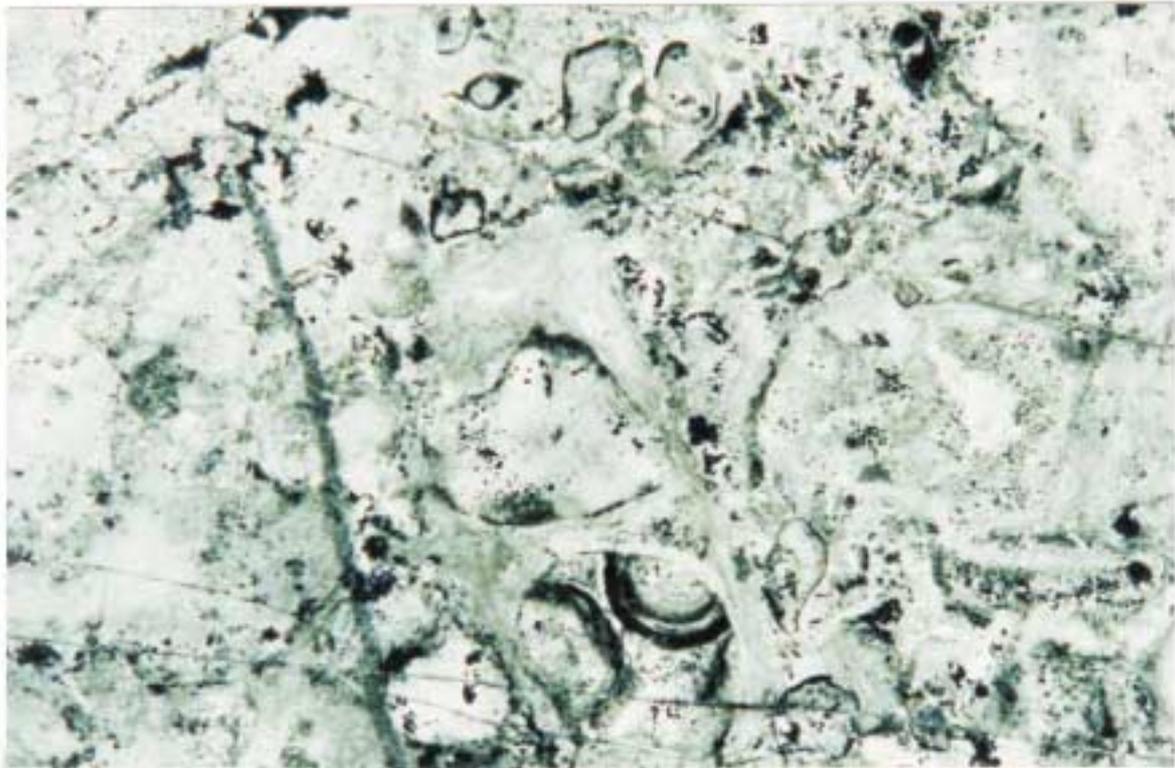


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito intraclástico silicificado (Fácies Cait) do Intervalo 3. Observar intraclasto composto por oólitos. Perfil 1, Mina da Bocaina. L.N. 60x

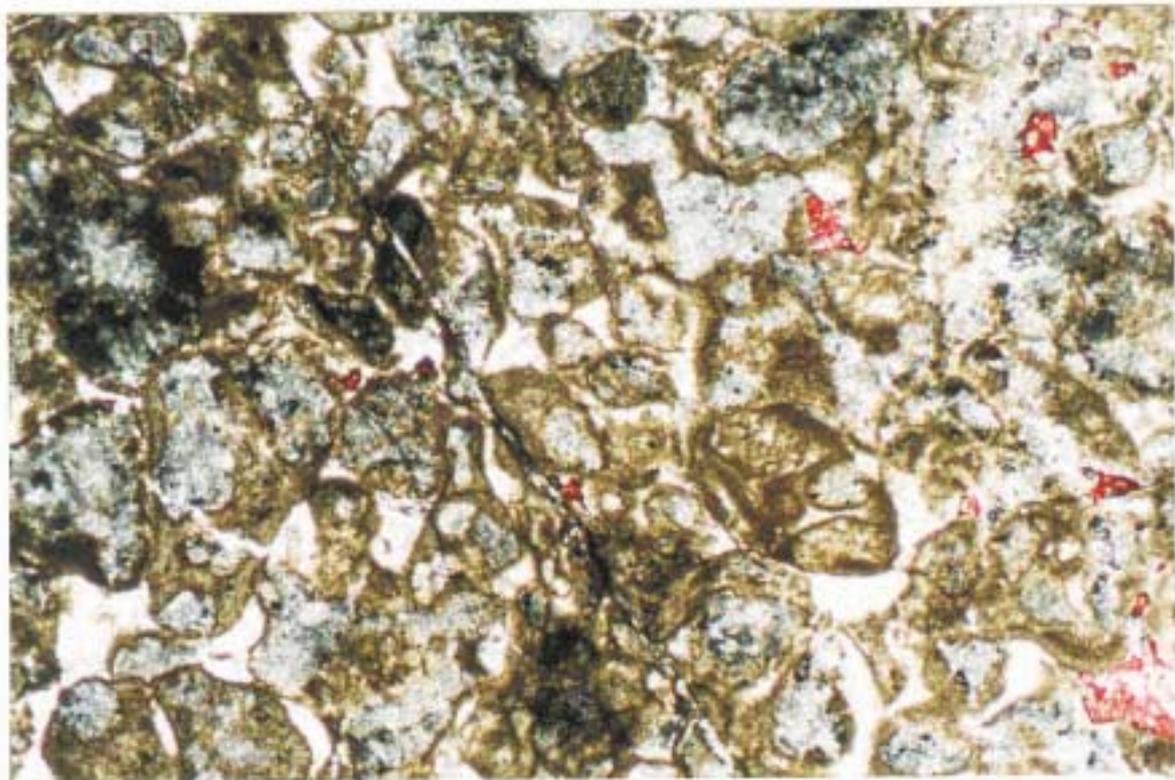


Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito intraclástico da Fácies Cait, no Intervalo 3. Observar silicificação parcial dos clastos. Mina da Bocaina. P.G./X.N. 30x

pois a área é afetada por falhamento transcorrente. Como no intervalo precedente, as camadas tornam-se gradativamente mais delgadas em direção ao topo da fácies.

Petrograficamente, observa-se, na maioria das vezes, apenas vestígios de aloquímicos em mosaico de pseudoespato. Mas em algumas lâminas é possível observar um calcarenito de arcabouço aberto, composto por grãos texturalmente heterogêneos, de cor escura, onde predominam agregados, fragmentos de calcarenito oolítico, intraclastos micríticos, oólitos, fragmentos de oólitos e oóides, constituindo um *grainstone* intraclástico (Prancha 47). Os aloquímicos são mal selecionados, com a granulação variando de areia fina a grânulos; são irregulares a ovalados quanto à forma, subarredondados a arredondados; em alguns aloquímicos é possível observar vestígios de franja isópaca, talvez originalmente aragonítica que sofreu inversão para calcita e silicificação incipiente. Vários grãos apresentam-se fraturados, após a deposição do cimento em franja isópaca. É comum a presença de cristais de pirita disseminada nos grãos.

5.18 - FÁCIES Caoo: Calcarenitos oolíticos

Os calcarenitos oolíticos foram observados no Perfil 1, na Mina da Bocaina. Ocorrem frequentemente nos intervalos 3 e 4, e não foram observados no Intervalo 2; no Intervalo 1, os dolarenitos ooidais poderiam representar calcarenitos oolíticos que foram dolomitizados.

No Intervalo 3, os calcarenitos oolíticos constituem um pacote de cerca de dois metros e meio de espessura, em contato nítido e ondulado com a litologia subjacente (Fácies Can). Apresentam estratificação cruzada por ondas que são truncadas por ondulações decimétricas. Na base da fácies, as estratificações cruzadas por ondas são maiores e eventualmente podem compor pequenos ciclos, onde estratificações cruzadas gradam a marcas onduladas e a laminações plano-paralelas. Para o topo as estratificações cruzadas por ondas são menores, as marcas onduladas são suaves e o calcarenito oolítico contém delgadas lentes de material fino intercalado.

Petrograficamente, observa-se que os oólitos são esféricos ou ovalados, heterogêneos, frequentemente micríticos, às vezes sem capas concêntricas observáveis. Alguns oólitos são bem formados, com capas nítidas, enquanto outros são superficiais; podem ter o núcleo constituído por vários fragmentos aglutinados ou não apresentar núcleo individualizado, eventualmente com estrutura radial, sendo semelhantes a esferulitos, mas sem cruz negra sob nicóis cruzados. Certos grãos lembram oncólitos, com os envoltórios apresentando descontinuidades e irregularidades internas; ocorrem

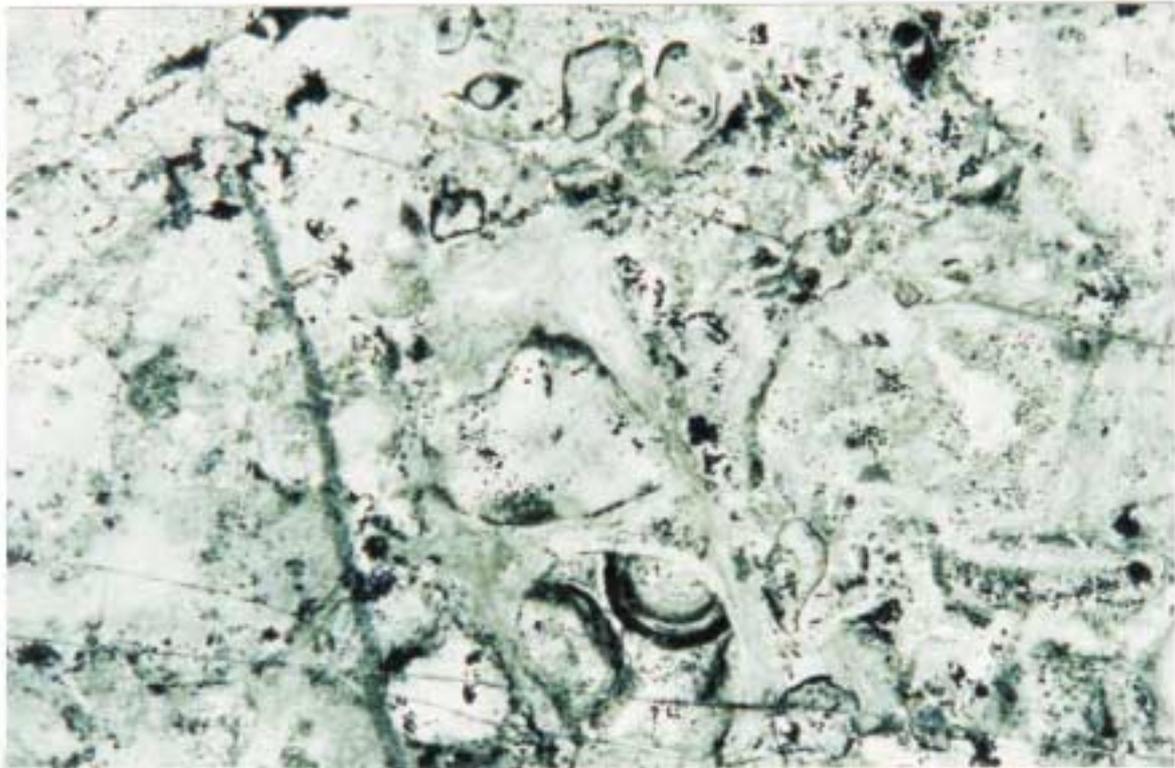


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito intraclástico silicificado (Fácies Cait) do Intervalo 3. Observar intraclasto composto por oólitos. Perfil 1, Mina da Bocaina. L.N. 60x

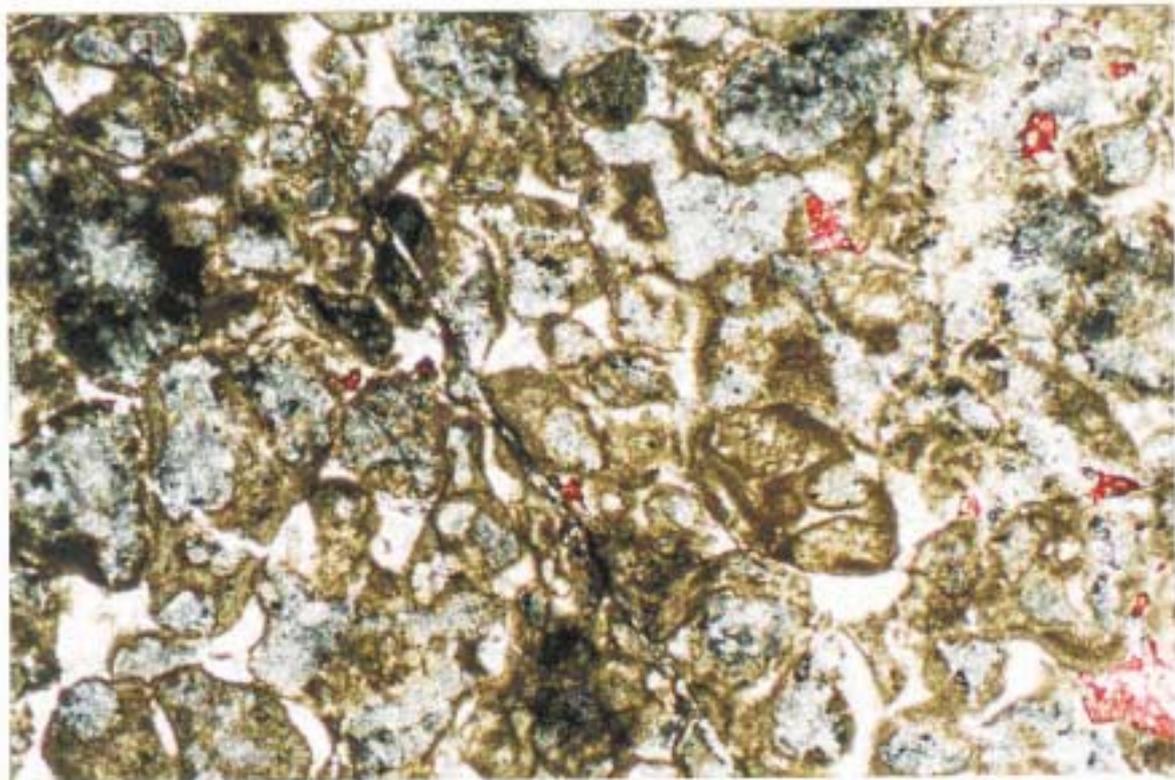


Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito intraclástico da Fácies Cait, no Intervalo 3. Observar silicificação parcial dos clastos. Mina da Bocaina. P.G./X.N. 30x

predominantemente associados a oólitos micríticos. Na maioria das vezes, devido ao neomorfismo, os oólitos guardam apenas vestígios das capas concêntricas originais; podem eventualmente apresentar o centro e/ou algumas capas substituídas por sílex (Prancha 48, foto 1).

Texturalmente, os calcarenitos oolíticos variam de *grainstone* a *packstone* e são de granulação grossa a muito grossa; o grau de seleção é melhor na base que no topo do pacote. Franja isópaca acicular pode ser observada ao redor de oólitos, que podem apresentar cristais esparsos de pirita. Associados aos oólitos podem ocorrer aloquímicos de granulação areia média a fina, que no geral estão muito neomorfizados e são difíceis de serem definidos. São arredondados a bem arredondados, ovalados esféricos ou irregulares; alguns sugerem oólitos, pois apresentam vestígios de delgadas capas concêntricas, mas outros não.

Freqüentemente, o calcarenito oolítico apresenta deformação, no geral, paralela ao acamamento; os grãos micríticos estão mais deformados, com desenvolvimento de textura semelhante à espastolítica (Prancha 48, foto 2), enquanto os oólitos com vestígios de capas concêntricas são mais afetados por quebraamento.

Sobre o calcarenito oolítico assenta-se um nível de calcirrudito (cerca de 30 centímetros de espessura), com contato basal nítido e planar. Constitui um conglomerado sustentado pela matriz, com gradação normal, e tem no topo pequenas marcas onduladas que gradam a laminação ondulada a plano-paralela. Na base ocorrem clastos lamelares, centimétricos, subangulares a arredondados, de calcilitos ou de calcarenito com estratificação cruzada, que podem estar encurvados. Texturalmente, a matriz do conglomerado é um *grainstone* bimodal, de arcabouço aberto e composto por oólitos de granulação grossa a muito grossa e grãos neomorfizados, alguns possivelmente oolíticos, ovalados a irregulares quanto à forma, bem arredondados, de granulação areia fina a muito fina (Prancha 49, foto 1). Filmes micríticos, possivelmente de origem microbiana, estabilizam os sedimentos de topo do calcirrudito (Prancha 49, foto 2). Acima desse nível estabelecem-se os biohermas estromatolíticos basais relacionados à Fácies CaCl.

Os calcarenitos oolíticos que ocorrem no Intervalo 4, apresentam cerca de três metros e meio de espessura e possuem características algo diferentes das observadas no Intervalo 3. Na parte basal da fácies, os calcarenitos oolíticos apresentam estratificação cruzada por ondas de baixo ângulo e ondulações amplas. Como se trata de uma região afetada por falhamentos, as ondulações podem não corresponder a marcas onduladas, mas serem de origem tectônica (Prancha 50). Observam-se nesse pacote lentes decimétricas de sílex.

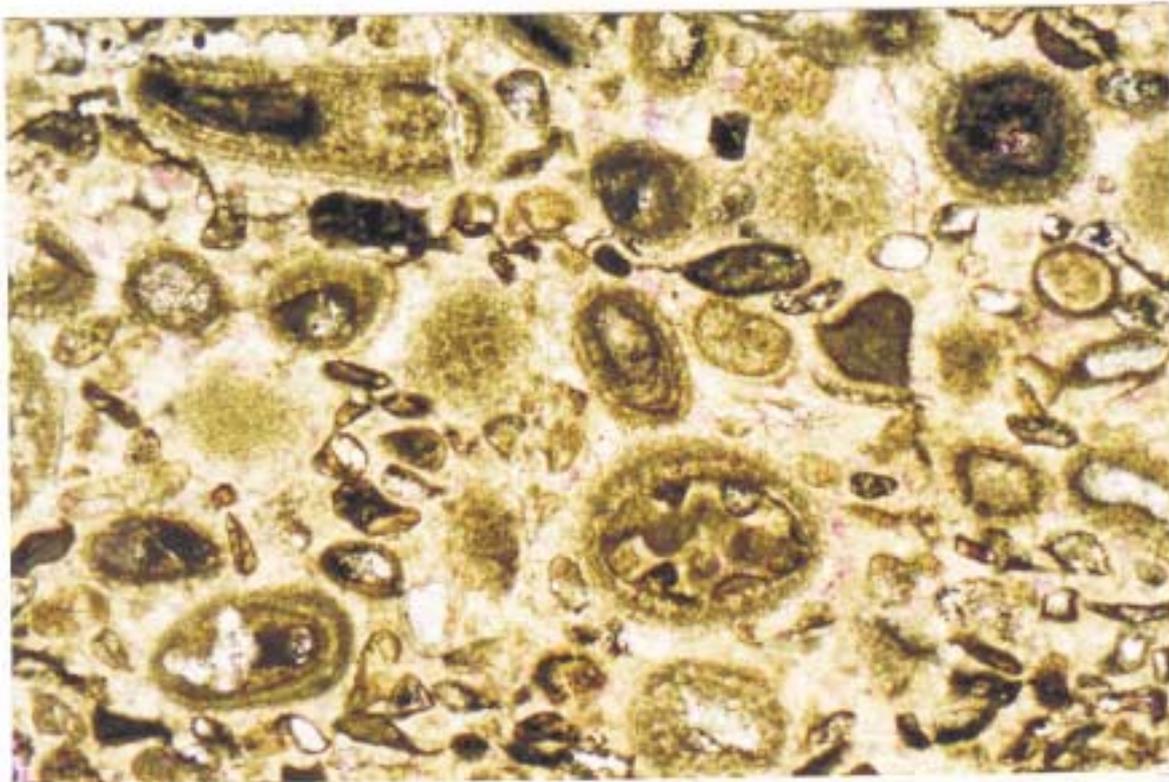


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito oolítico parcialmente silicificado, observar presença de oólitos micríticos ou micritizados (Fácies Caoo). Intervalo 3. Mina da Bocaina, P.G./X.N. 30x



Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito oolítico onde se observa deformação da rocha, com desenvolvimento de textura semelhante à espastolítica e fraturamento de grãos. Fácies Caoo, Intervalo 3. Perfil 1, na Mina da Bocaina. L.N. 30x

PRANCHA 48

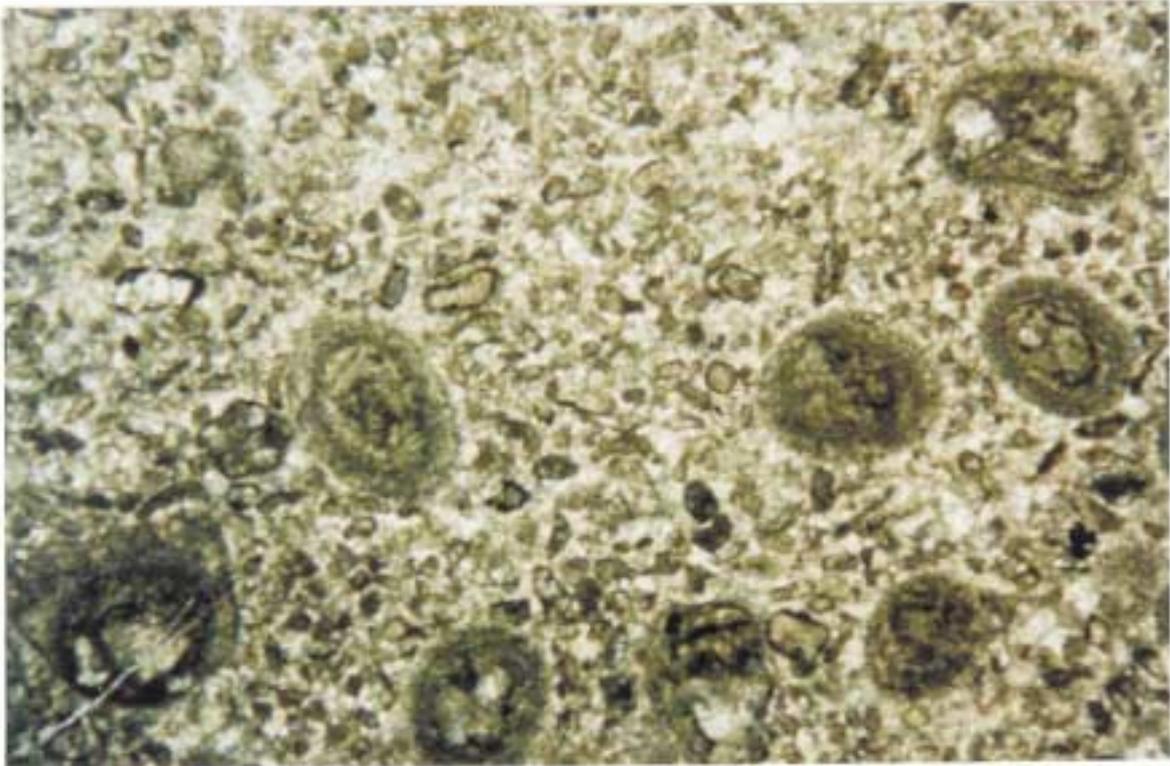


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito parcialmente oolítico; constitui a matriz do calcirrudito com granodecrescência ascendente que ocorre associado à Fácies Caoo, no Intervalo 3. Mina da Bocaína. L.N. 25x

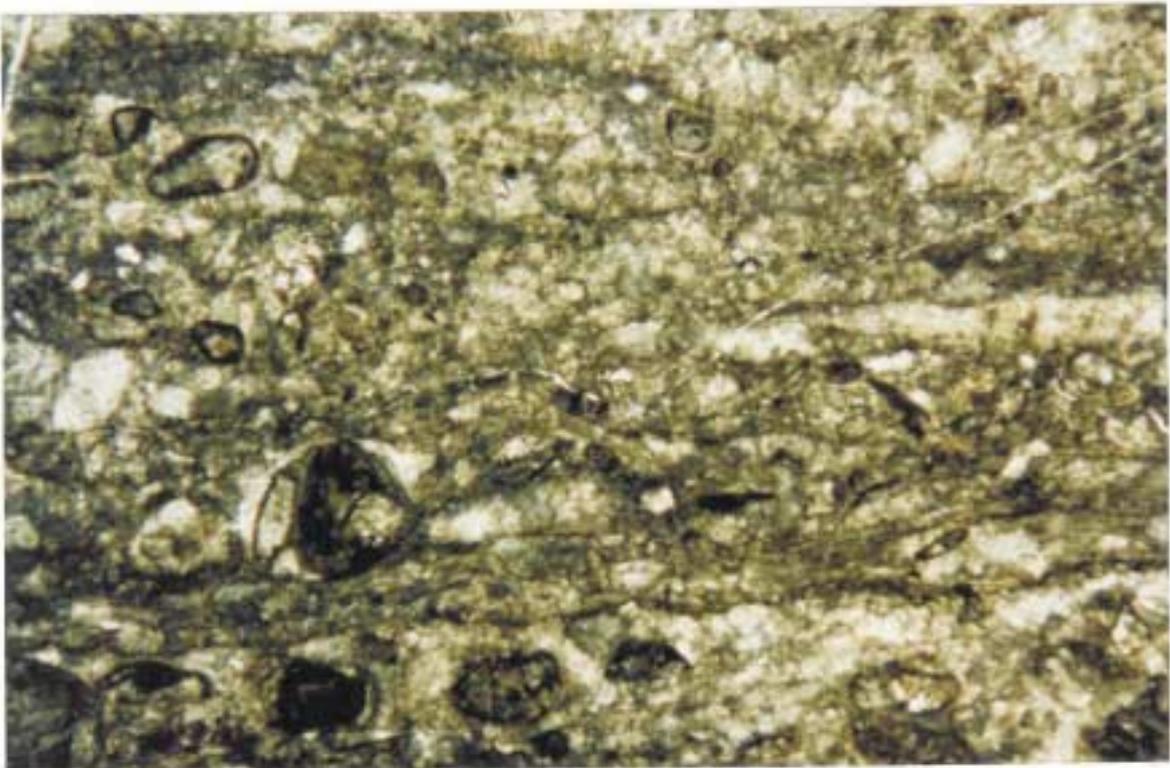


Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito parcialmente oolítico (Fácies Caoo), estabilizado por por filmes microbianos; constitui a base sobre a qual se assentam alguns dos biohermas superiores da Fácies CE. Intervalo 3, Perfil 1, Mina da Bocaína. L.N. 25x



Foto 1 - Vista geral dos calcarenitos de topo do Perfil 1, na Mina da Bocaina. Intervalo 4. A altura do afloramento é de quatro metros.



Foto 2 - Detalhe da parte inferior da foto ao lado, onde se observa ondulações tectônicas pós-deposicionais, em calcarenitos colúnicos da Fácies Caço, na Mina da Bocaina.

Em lâmina delgada observa-se um *grainstone* parcialmente oolítico, de arcabouço aberto, mal selecionado, com grãos areia muito grossa (oolitos) misturados a areia fina; secundariamente, ocorrem grãos de várias frações arenosas. Os oolitos são esféricos a ovalados e apresentam vestígios de capas oolíticas concêntricas; alguns grãos têm algumas capas substituídas por sílica e raros grãos são policompostos (Prancha 51, foto 1 e Prancha 52). Os grãos aloquímicos, areia fina a média podem, em parte, ser identificados como oolitos, mas a maioria deles, embora seja bem arredondada, não guarda resquícios de capas concêntricas, estando fortemente neomorfizada.

O calcarenito de topo da fácies é um *grainstone* oolítico, de granulação grossa e arcabouço aberto (Prancha 51, foto 2), composto por grãos com vestígios de franja isópaca fortemente neomorfizada. Os oolitos possuem capas concêntricas bem desenvolvidas, mas aparentemente não apresentam núcleo diferenciado; raros grãos são policompostos e constituem *grapestones*, de granulação areia muito grossa ou grânulos. Estão fortemente afetados pelo neomorfismo, e em alguns casos ocorre silicificação de algumas capas, ou de todo o oólito.

5.19 - FÁCIES Can: Calcarenitos neomorfizados

Os calcarenitos neomorfizados ocorrem na Mina da Bocaina, nos intervalos 3 e 4, associados a calcarenitos oolíticos. No geral exibem intercalações delgadas de calcilitos.

No Intervalo 3, observa-se níveis centimétricos de calcarenitos, com intercalações delgadas de calcilitos, que exibem laminações cruzadas por ondas e pequenas marcas onduladas.

Em lâmina delgada observa-se que o calcarenito é fortemente neomorfizado, com obliteração parcial da textura original da rocha. Observa-se vestígios de grãos bem arredondados, ovalados, irregulares ou esféricos, mal selecionados, de granulação areia fina a grossa.

Os níveis de calcilito também estão fortemente afetados pelo neomorfismo, e podem apresentar calcita palissádica preenchendo pequenos espaços, no contato entre o calcilito e o calcarenito (Prancha 53, foto 1). Silicificação incipiente e grãos esparsos de pirita, ocorrem tanto nos níveis granulares, quanto nos lamosos.

No Intervalo 4, os calcarenitos neomorfizados compõem um pacote carbonático de cerca de dois metros de espessura, com estratos centimétricos, onde se observa grandes ondulações, irregulares. Apresentam variação lateral de espessura e de cores. Em lâminas delgadas observa-se calcário finamente granular em contato com calcilito finamente

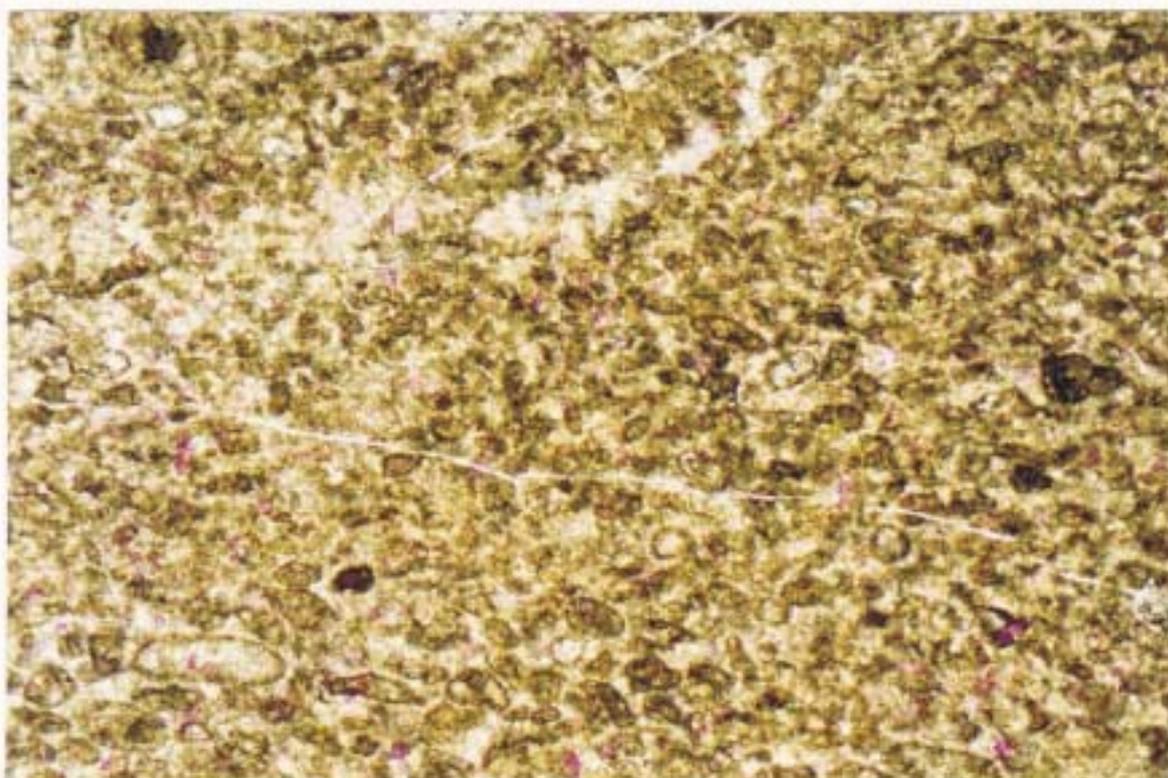


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito parcialmente oolítico intensamente neomorfizado e parcialmente silicificado, Fácies Caoo, Intervalo 4, Mina da Bocaina. P.G./X.N. 30x

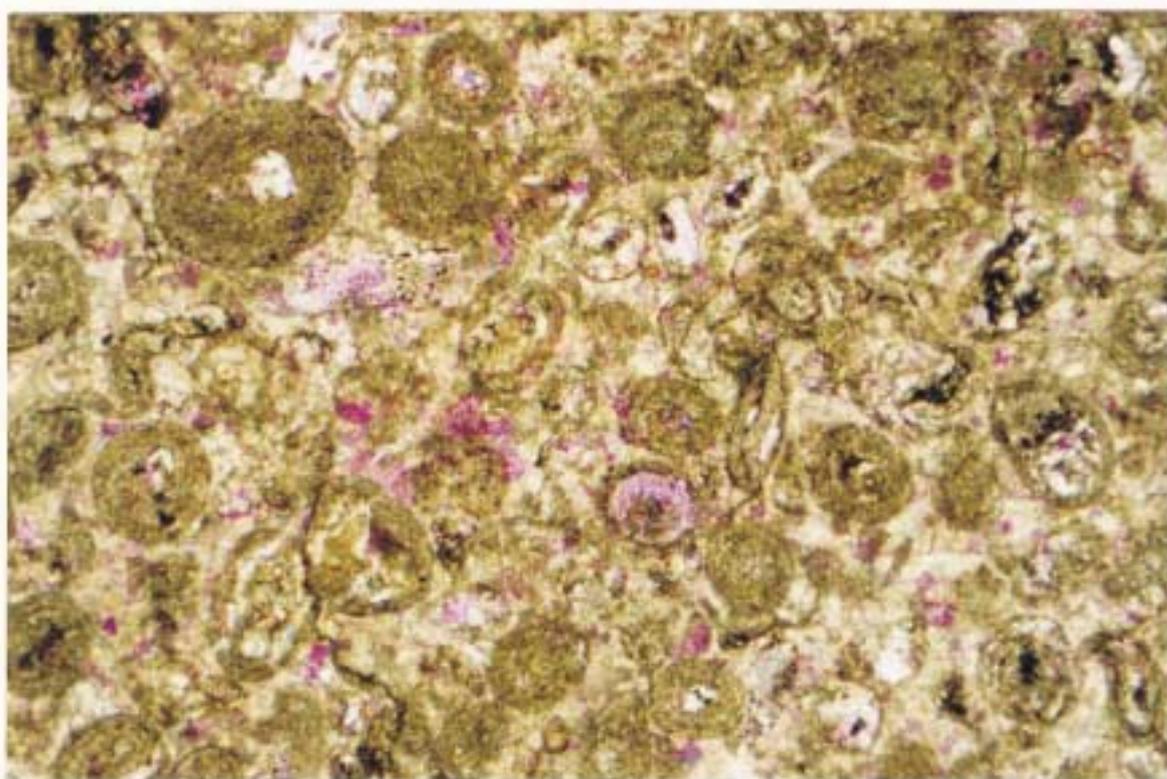


Foto 2 - Fotomicrografia do calcário oolítico do topo da seção aflorante na Mina da Bocaina. Observar que os oólitos estão neomorfizados, são bem formados, com capas concêntricas bem desenvolvidas; apresentam dissolução de algumas capas ou do núcleo, que foram substituídos por microquartzo. Fácies Caoo, Intervalo 4. P.G./X.N. 30x

PRANCHA 51

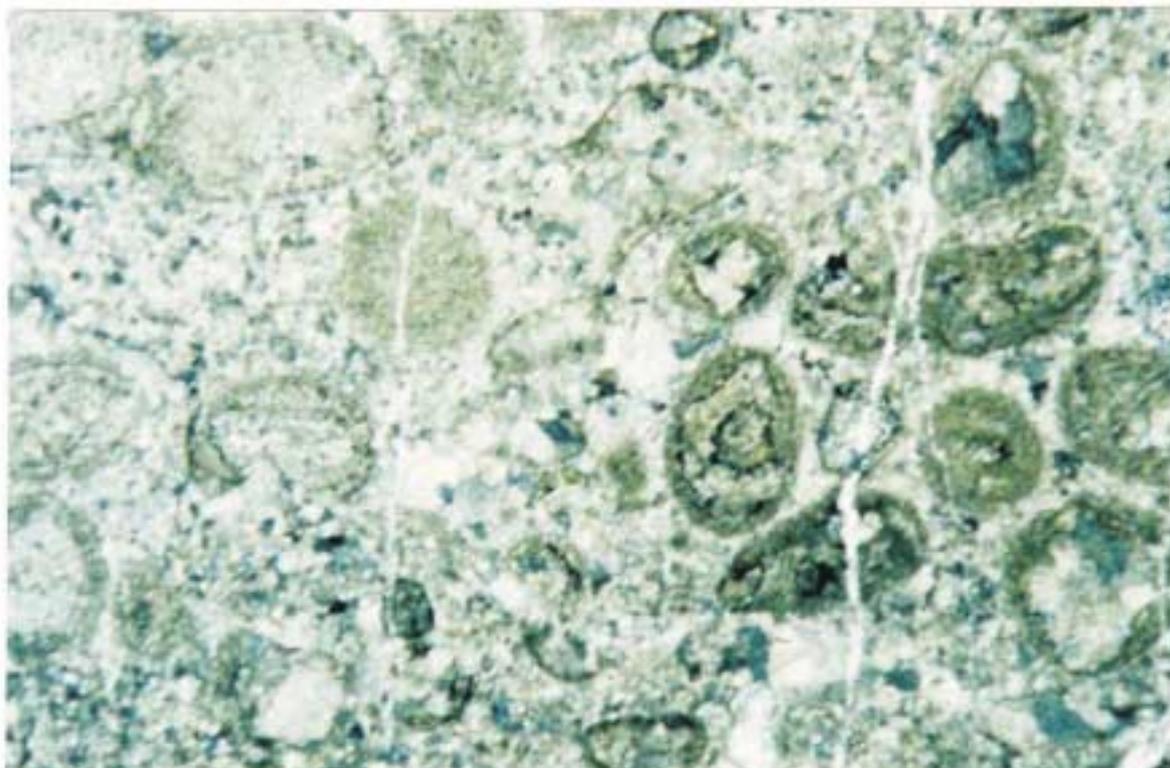


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito parcialmente oolítico, fortemente neomorfizado; às vezes observa-se apenas vestígios das camadas concêntricas. Fácies Caoo. Intervalo 4. Mina da Bocaina. X.N. 30x

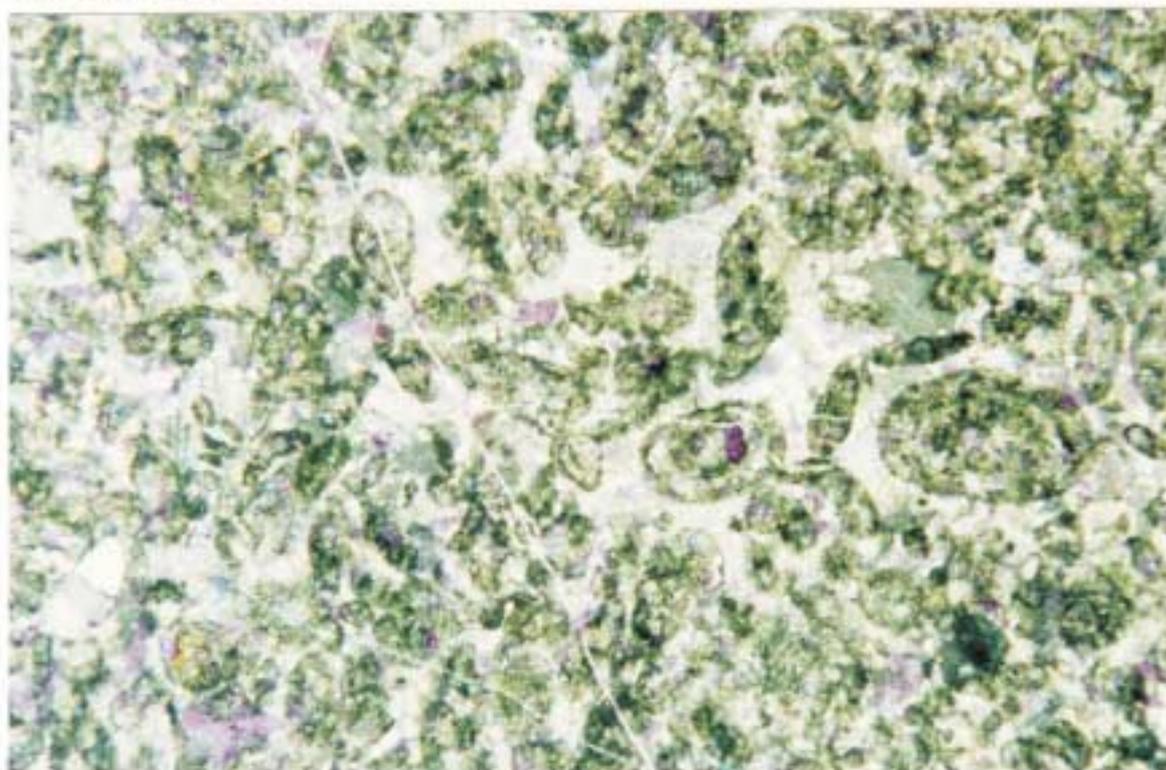


Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito oolítico da Fácies Caoo, muito neomorfizado. Intervalo 4, na Mina da Bocaina. Perfil 1. X.N. 30x

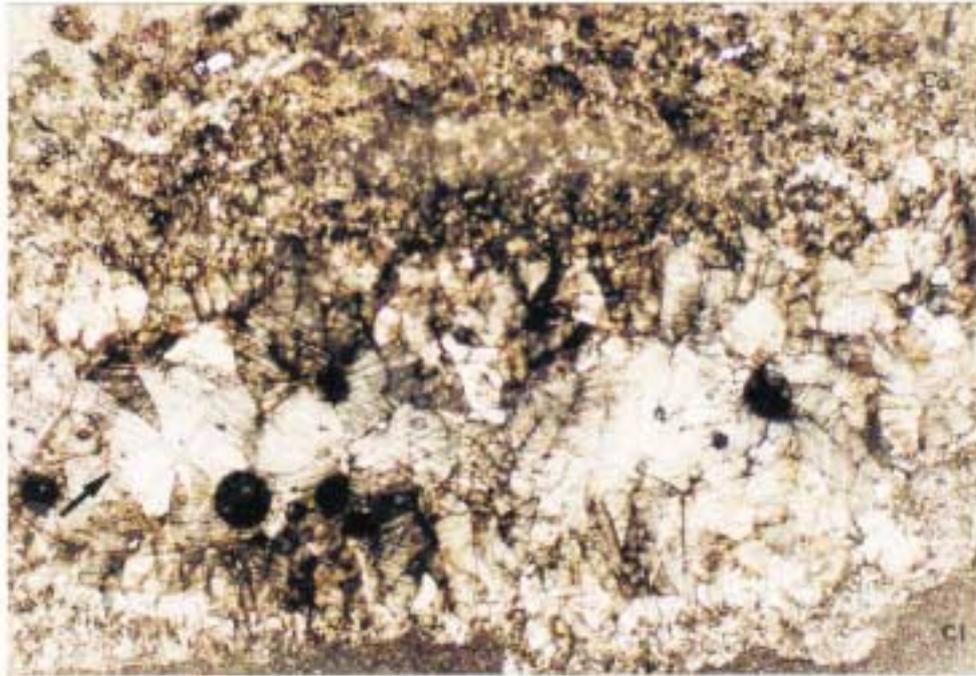


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito neomorfizado (Fácies Can), em contato com calcilutito, através de calcita palissádica (seta). Intervalo 3, Mina da Bocaina. L.N. 10x

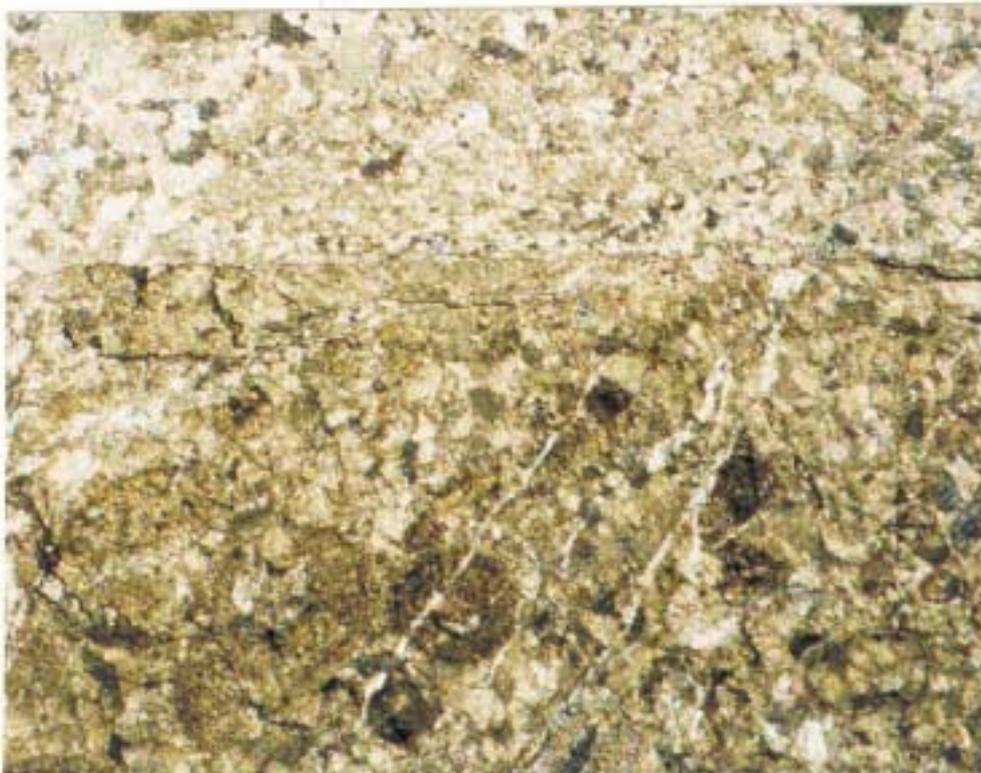


Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito parcialmente oolítico, em contato com nível lamoso, fortemente neomorfizados. Fácies CaCl, Intervalo 3, na Mina da Bocaina. X.N. 30x

laminado (Prancha 54, foto 1) ou um mosaico de pseudoespato contendo vestígios de aloquímicos (Prancha 54, foto 2).

5.20 - FÁCIES CaCl: Calcarenito com intercalações de calcilitos

Esta fácies tem cerca de dois metros de espessura e foi observada na Mina da Bocaina. Constitui um pacote de calcarenito frequentemente oolítico, que para o topo da fácies, apresenta intercalações cada vez mais importantes de calcilitos. Como estruturas sedimentares, observa-se laminações cruzadas por ondas, que gradativamente, passam a apresentar intercalações de sedimentos de granulação fina, compondo acamamento *flaser* e *wavy*. Podem apresentar nódulos de sílex associados (Prancha 53, foto 2).

Em lâmina delgada, observa-se que os calcarenitos são compostos por aloquímicos fortemente neomorfizados, oolíticos ou não; os sedimentos finos são constituídos por calcilitos e calcissiltos grossos, que apresentam laminação plano-paralela, silicificação incipiente, e contêm cristais esparsos de pirita.

5.21 - FÁCIES CII: Calcilito laminado

Constitui um pacote de cerca de um metro de espessura, é de cor cinza escuro a preto, e apresenta intercalações milimétricas de calcissiltos e/ou calcarenitos de granulação muito fina. O calcilito é micrítico, finamente laminado, com laminações submilimétricas, plano-paralelas.

Os calcissiltos ou calcarenitos são de cor cinza claro, apresentam granodecrescência ascendente e laminações cruzadas por ondas. Em lâmina delgada observa-se vestígios de aloquímicos micríticos ou micritizados, de granulação areia muito fina a silte muito grosso e grande quantidade de pirita disseminada (Prancha 55, foto 1).

5.22 - FÁCIES Csl: Calcissiltos laminados

Os calcissiltos laminados constituem níveis amalgamados e apresentam filmes de matéria carbonosa associada a argilominerais, nos planos de acamamento.

Subordinadamente, são observadas intercalações de calcarenitos e lentes de matéria carbonosa. Próximo ao topo da fácies, observa-se intercalações cada vez mais frequentes de níveis lamosos de cor clara, contendo argilominerais, que constituem

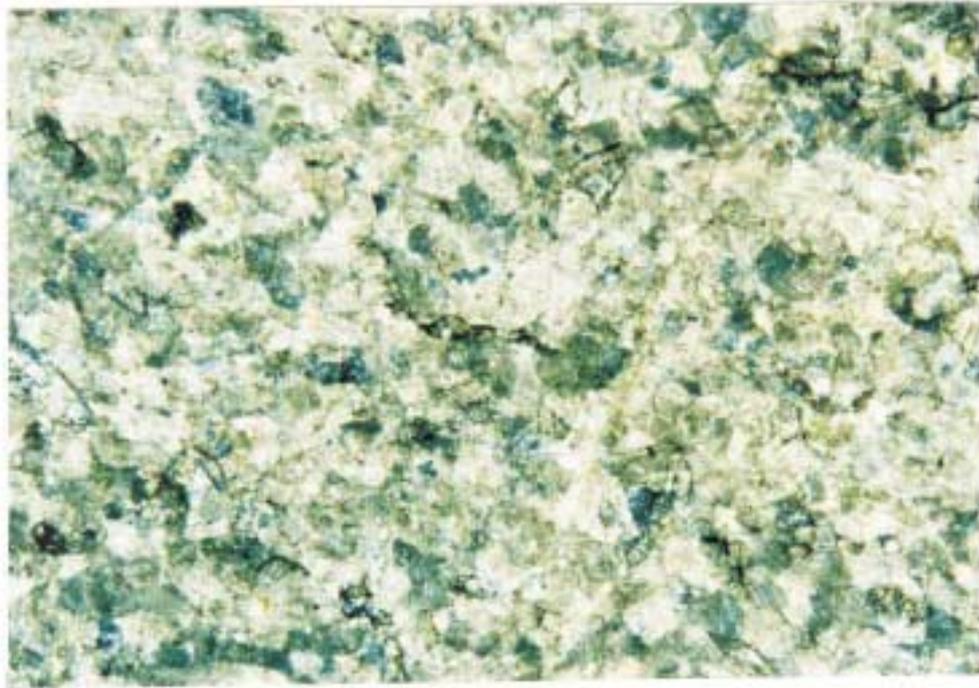


Foto 1 - Fotomicrografia de calcarenito intensamente neomorfizado, onde observa-se apenas vestígios de aloquímicos. Fácies Can, no Intervalo 4, Perfil 1, Mina da Bocaina. X.N. 70x



Foto 2 - Fotomicrografia de calcarenito neomorfizado e tectonizado, em contato com nível de calcilutito. Fácies Can, Intervalo 4. Mina da Bocaina. P.G./X.N. 20x

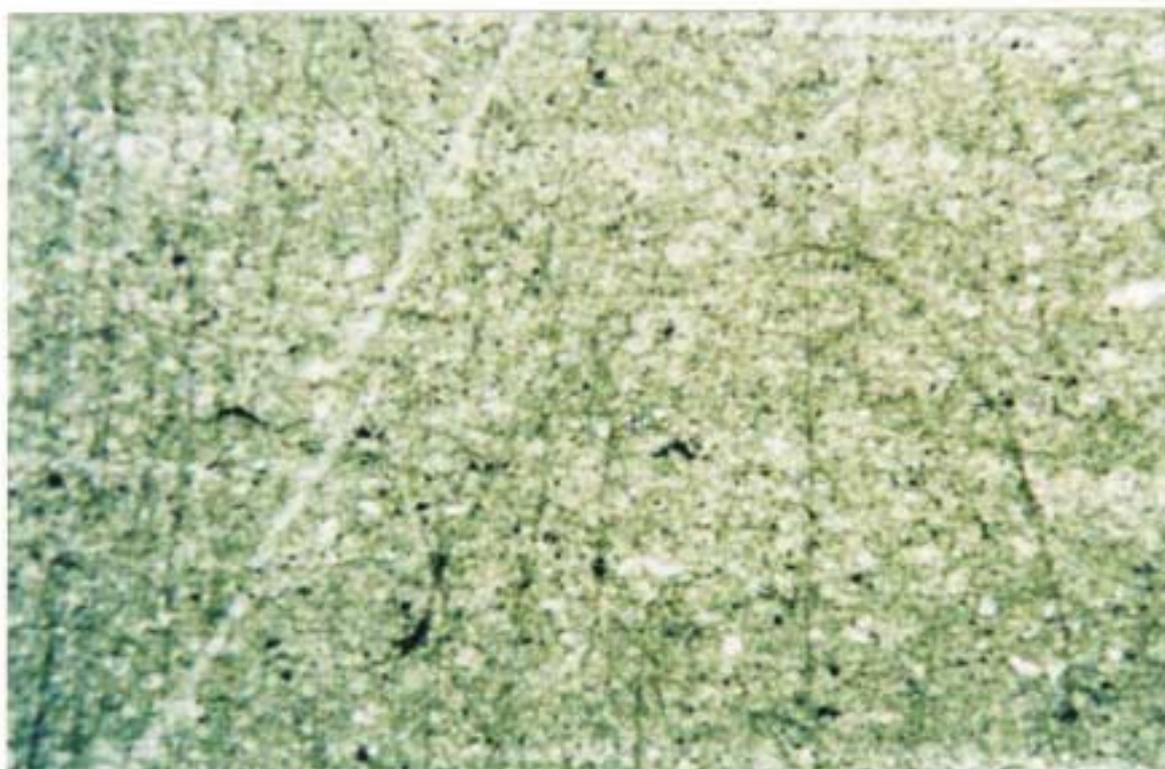


Foto 1 - Fotomicrografia de calcilutito laminado, parcialmente neomorfizado; observar a presença de pirita. Fácies CII. Mina da Bocaína. X.N. 20x

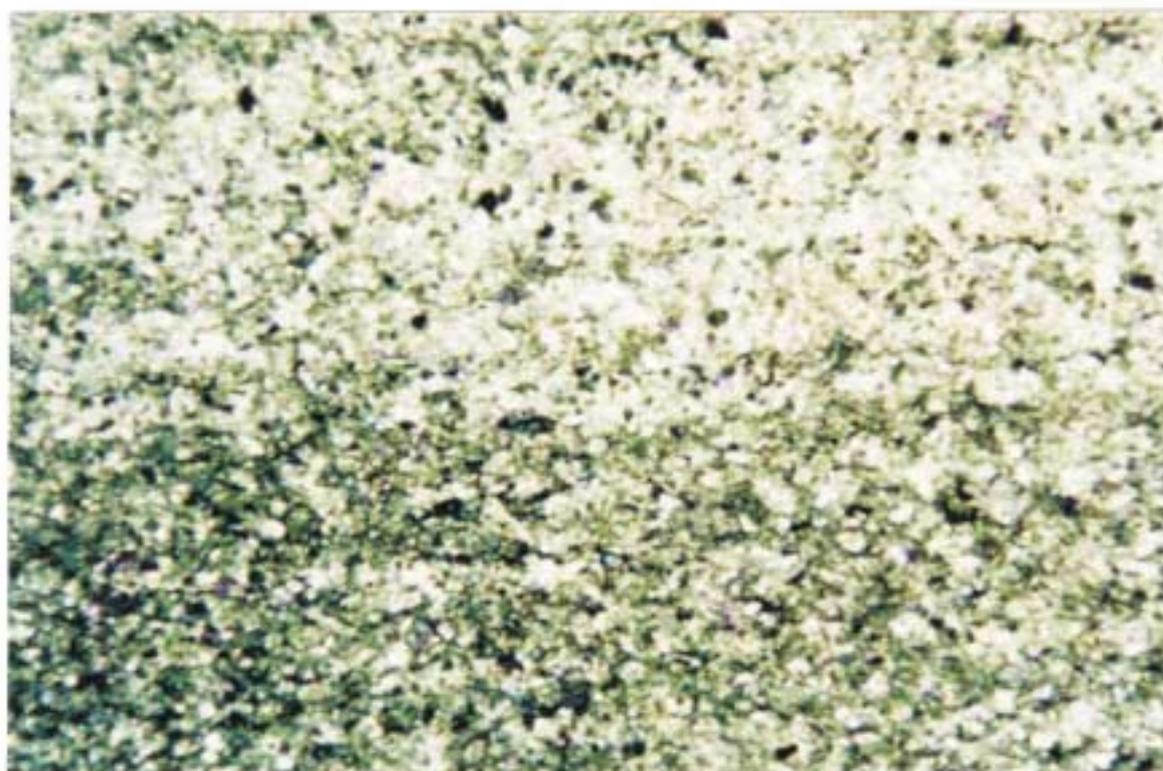


Foto 2 - Fotomicrografia de calcissiltito laminado, peloidal e intensamente neomorfizado. Presença de pirita. Fácies CIs. Mina da Bocaína. X.N. 30x

acamamento *flaser*. Nessa faixa, o carbonato apresenta aspecto listrado, com alternâncias de bandas claras e escuras. Pequenas gretas de contração, preenchidas por calcita espática, são observadas nos níveis lamosos. Também intercaladas no topo da fácies, ocorrem calcarenitos grossos que apresentam gradação normal. Todo o pacote apresenta cerca de quatro metros de espessura (Prancha 57).

Os calcissiltitos são peloidais (Prancha 55, foto 2 e Prancha 56, foto 1), finamente laminados, e podem apresentar delgadas laminações cruzadas por ondas de baixo ângulo, truncadas por suaves marcas onduladas. Os calcissiltitos de topo exibem alguns cristais de anidrita e raros grãos arredondados de quartzo detrítico.

Os calcarenitos, de granulação muito fina a média, são constituídos por pelóides muito escuros, que eventualmente podem estar neomorfizados; apresentam granodecrescência ascendente, geralmente com lama carbonática no topo, laminações cruzadas por ondas e marcas onduladas decimétricas. Observa-se também calcarenito oolítico, *grainstone*, de granulação média, bem selecionado, de arcaçouço aberto. É composto por oólitos ovalados a esféricos, neomorfizados, que apresentam vestígios de capas concêntricas, com silicificação incipiente no centro dos grãos; raramente se observam oólitos micríticos (Prancha 56, foto 2). Acima do calcarenito oolítico, o calcissiltito é de cor mais clara e contém delgadas intercalações lamosas (Prancha 58, foto 1).

As lentes carbonosas são finamente laminadas e têm espessura média de 20 centímetros e cerca de três metros de comprimento observado. Análise de um desses níveis por difração de Raio x, identificou os seguintes minerais: quartzo, calcita, clorita, mineral do grupo das micas, pirita, esmectita e traços de feldspato, bem como a presença de matéria orgânica. O nível é afossilífero, segundo análise palinológica efetuada.

5.23 - FÁCIES MRG: Margas

Margas foram observadas apenas no Perfil 6, na BR-354, nas proximidades de Arcos (Prancha 58, foto 2). São subhorizontais, de cor cinza claro com intercalações esverdeadas e rosadas. O plano de estratificação é planar ou ligeiramente ondulado.

Laminação plano-paralela a ondulada, *drapes*, acamamento lenticular, laminações cruzadas por ondas de baixo ângulo, milimétricas e pequenas marcas onduladas são as principais estruturas sedimentares observadas. Sobre alguns níveis mais argilosos, observa-se pequenas massas esféricas de calcita, que talvez possam representar pseudomorfos de evaporitos.

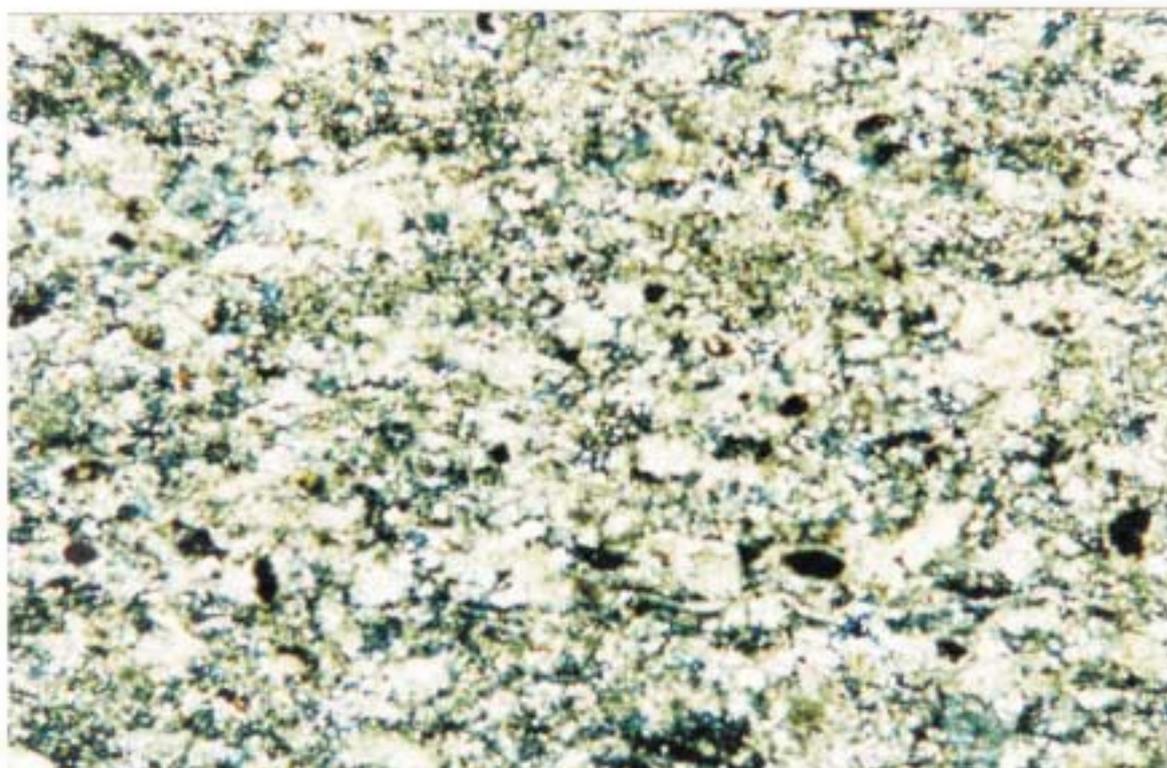


Foto 1 - Fotomicrografia de calcissiltito peloidal, laminado e parcialmente neomorfizado; Fácies Csl. Perfil 1, na Mina da Bocaina. X.N. 50x

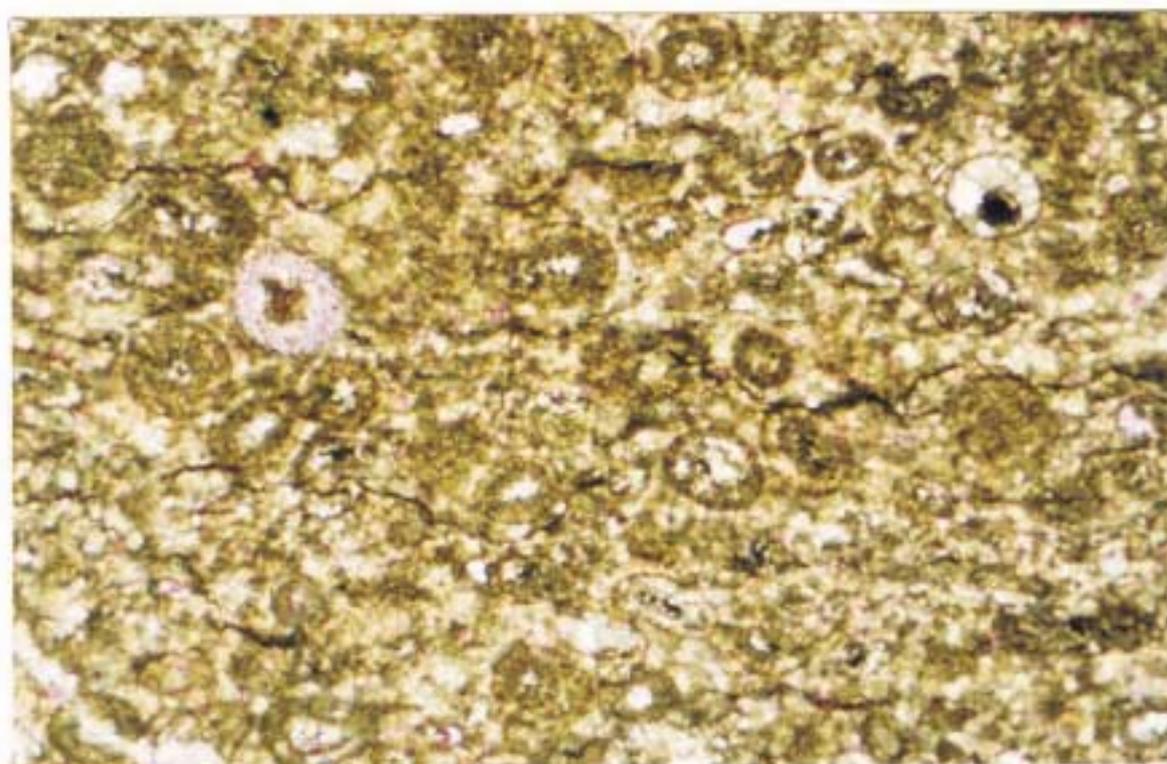


Foto 2 - Fotomicrografia de delgado nível de calcarenito oolítico em calcissiltito laminado. P.G./X.N. 20x



foto 1 - Vista da parte basal da exposição das Fácies CII e Csl, na Mina da Bocaina. Espessura de três metros.



Foto 2 - Calcarenitos com graduação normal, associados a calcilutitos argilosos. Fácies Csl, próximo ao topo da Fácies Csl. Mina da Bocaina, Perfil 1.



Foto 1 - Vista do topo da Fácies Csl, na Mina da Bocaina, onde apresenta intercalações de calcilutitos argilosos de cor clara. A espessura do afloramento é de cerca de 3 metros.



Foto 2 - Pequeno afloramento de margas, no Perfil 6, na estrada BR-354, nas proximidades de Arcos.

6 - DIAGÊNESE

6.1 - COMPACTAÇÃO

Os processos de compactação são freqüentes em rochas carbonáticas e podem ser subdivididos em 2 categorias, mecânicos ou físicos, e químicos (Bathurst 1976). A compactação mecânica começa a atuar logo após a deposição do sedimento, enquanto a compactação química ocorre sob condições de soterramento profundo (*deep burial*).

A compactação mecânica produz, entre outros efeitos, empacotamento, fraturamento e rotação de grãos, além de impor uma redução considerável de espessura em sedimentos lamosos, por perda de água, com redução de porosidade.

A compactação química e a dissolução por pressão ocorrem sob soterramento de várias centenas de metros e as feições mais comuns são *dissolution seams* (Bathurst 1987), estilólitos e os contatos interpenetrativos de grãos, entre outros. Feições de compactação química, em especial *dissolution seams*, são proeminentes nos sedimentos lamosos do Intervalo 1, em especial nos níveis mais argilosos do calcário microbiano, onde desenvolve, ao menos parcialmente, bandeamento diagenético. Estilólitos ocorrem praticamente em todas as litologias, mas quando ocorrem em sedimentos lamosos, apresentam uma película de material argilo-carbonoso associado (Prancha 3, foto 6 e Prancha 59, foto 1).

6.2 - CIMENTAÇÃO

É um dos principais processos diagenéticos que afetam as rochas carbonáticas e ocorre a partir da precipitação química em cavidades preexistentes nos sedimentos ou rocha (Bathurst 1976, Harris *et al.* 1985, Tucker e Wright 1990). Aragonita, calcita magnesiana (*high magnesium calcite*), calcita com baixo teor de magnésio (*low magnesium calcite*) e dolomita são os principais minerais que se depositam como cimento. No caso das rochas estudadas, devido ao forte neomorfismo e à utilização apenas de microscópio petrográfico comum, não serão feitas maiores considerações sobre a mineralogia original, mas sim sobre a morfologia do cimento e que ambiente diagenético representa.

A caracterização dos ambientes diagenéticos de superfície foi baseado no esquema de Longman (1980), que os define como: vadoso; freático de água doce; freático marinho; misto de água doce e marinho.



Foto 1 - Fotomicrografia de calcário microbiano críptico onde se observa como estruturas de compactação, estiólitos e *dissolution seams*. L.N. 10x



Foto 2 - Fotomicrografia de dolarenito composto por microfítolitos que exibem vestígios de franja isópaca acicular, originalmente aragonítica. X.N. 80x



Foto 3 - Fotomicrografia mostrando dissolução, abertura de cavidades e posterior preenchimento. L.N. 4x



Foto 4 - Fotomicrografia de carbonato neomorfizado, onde se observa apenas vestígios de aloquímicos. X.N. 30x



Foto 5 - Fotomicrografia de uma lente de sílex em estromatólito estratiforme onde se observa silicificação precoce por microquartz; o grão do centro é esferulítico. X.N. 25x

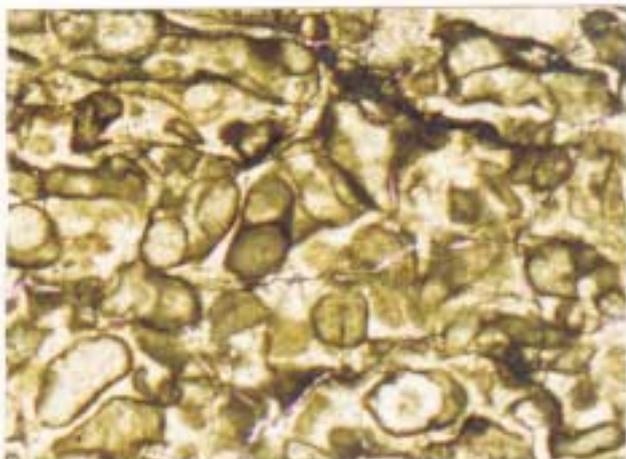


Foto 6 - Fotomicrografia de dolarenito composto por microfítolitos que apresentam dolomitização precoce, com preservação da textura original. X.N. 40x

Em ambiente vadoso, o cimento pode ser do tipo menisco ou gravitacional, também denominado de microestalactítico, e foi raramente observado, em fácies de planície de marés.

Em ambiente diagenético freático de água doce pode não ocorrer cimentação, se o sedimento ou rocha estiver na zona de dissolução; se estiver na zona de circulação ativa de água, o cimento será calcítico, do tipo franja isópaca prismática e mosaico granular.

O ambiente freático marinho apresenta duas zonas distintas, uma com circulação de água intensa, por ondas, marés ou correntes e outra de estagnação. Na zona de circulação ocorre a maior parte da cimentação, em franja isópaca, no geral acicular, por deposição de aragonita ou calcita magnésiana (Prancha 59, foto 2). *Grainstones* e *packstones* com vestígios de franja isópaca, pouco compactados, evidenciam cimentação precoce, em ambiente marinho franco, com circulação intensa de água.

Na zona estagnada, onde existe pouca circulação de água nos sedimentos, praticamente não ocorre cimentação, como se observa na Fácies CII, no Intervalo 3.

Em ambiente misto, de águas salobras, praticamente não ocorre cimentação, sendo mais freqüente ocorrer dolomitização

Em ambiente diagenético de soterramento profundo também pode ocorrer cimentação relacionada a processos de dissolução e reprecipitação. Dolomita euhedral finamente cristalina a microcristalina ocorre dispersa em *dissolution seams* nas fácies basais do Intervalo 1, e pode representar processo diagenético tardio relacionado a dissolução por pressão (Wanless 1979).

6.3 - DISSOLUÇÃO

Dissolução ocorre preferencialmente nas fácies de ambientes perilitorâneos relacionados ao Intervalo 1. Propiciou a abertura de cavidades amplas (Prancha 59, foto 3) e a formação de brechas de colapso, em ambiente vadoso, na zona de dissolução (Prancha 28, foto 2).

6.4 - NEOMORFISMO

Termo introduzido por Folk (1965), abrange os processos de inversão (de aragonita para calcita), recristalização (de calcita para calcita) e recristalização por pressão.

Como recristalização, o caso mais comum é o da matriz carbonática, micrítica, que recristaliza para microespato e pseudoespato.

Observa-se na Fácies CII, do Intervalo 3, grãos micríticos neomorfizados (Prancha 59, foto 4), o que também ocorre em grãos contidos nas laminações de estromatólitos do Intervalo 3.

6.5 - SUBSTITUIÇÃO

Substituição é um processo pelo qual um mineral é substituído por outro, de composição química diferente. Nos carbonatos pesquisados os processos de substituição predominantes são dolomitização, que ocorre de modo expressivo em uma faixa bem delimitada, e silicificação, que ocorre de modo esparso, relacionada a diagênese tardia, ou precoce, em ambiente de planície de marés.

6.5.1 - Silicificação

A substituição de carbonatos por microquartzo, com desenvolvimento de nódulos e/ou lentes de sílex, foi observada nas fácies Cm (Intervalo 1), DEes no Intervalo 2, e Cait e CaCl, no Intervalo 3. Nas fácies Cm e Cait, a silicificação é um processo de diagênese tardia, pois oblitera alguns estilólitos e não preserva as feições originais dos sedimentos. A silicificação que afeta os sedimentos gerados em planícies de maré (Fácies DEes), especialmente em ambiente intermarés, preserva a textura original da rocha (Prancha 59, foto 5) e é de diagênese precoce. Na Fácies DEdc, a dissolução parcial ou total dos oóides, é pós dolomitização e gerou porosidade móldica, a qual foi posteriormente preenchida por megaquartzo (Prancha 25, foto 1).

6.5.2 - Dolomitização

A dolomitização na área estudada apresenta-se sob dois tipos principais:

Tipo 1 - A dolomita é finamente cristalina a criptocristalina e preserva a textura original da rocha, o que caracteriza a substituição mímica dos aloquímicos. Esse tipo de dolomitização afeta de modo característico as litologias desenvolvidas em ambientes perilitorâneos (Prancha 59, foto 6).

Assim, a dolomitização que afeta as fácies estromatolíticas, desenvolvidas em ambiente lagunar e de planície de maré dos Intervalos 1 e 2 constitui um mosaico xenotópico, finamente a criptocristalino, e é precoce, sinsedimentar. Possivelmente está relacionada à concentração de sais, por evaporação, em ambiente de águas rasas e com

pouca circulação. O clima seria semi-árido, o que permitiria a concentração de sais, como denota a presença freqüente de anidrita, embora em pequena quantidade. Foi considerada uma dolomitização do tipo evaporativo (*in* Tucker 1990).

Tipo 2 - A dolomita é de cristalinidade média a grossa e no geral oblitera a textura original do carbonato. Eventualmente, preserva a forma, mas não a estrutura dos aloquímicos. Afeta as fácies de topo do Intervalo 1, e é representada pelo nível de dolomito calcítico - Fácies Dcc (Prancha 22, foto 2).

Petrograficamente, o dolomito calcítico apresenta-se como um dolomito cristalino, composto por um mosaico xenotópico a hipidiotópico, com cristais anhedrais a subedrais de dolomita de cristalinidade fina a média. Dispersos nesse mosaico, observam-se cristais esparsos ou compeço pequenos bolsões de dolomita euhedral de cristalinidade grossa a muito grossa. No geral a dolomitização por cristais maiores parece estar relacionada à substituição não mímica de aloquímicos.

Uma mesma litologia pode ter sido duplamente afetada pela dolomitização. Assim, nos dolomitos estromatolíticos da Fácies DEd, do Intervalo 1, os níveis micríticos apresentam-se fortemente dolomitizados, com dolomita finamente cristalina compeço um mosaico xenotópico, com cristais anhedrais a subedrais e não apresentam calcita espática no espaço intercrystalino (dolomita do Tipo 1). Os níveis mais claros, com vestígios de aloquímicos, não sofreram dolomitização mímica e apresentam dolomita de cristalinidade média a grossa, em cristais euhedrais a subedrais, freqüentemente zonados, com calcita espática no espaço intercrystalino (dolomitização do Tipo 2). As áreas com laminação fenestral apresentam dolomita de cristalinidade grossa que afeta os níveis finamente cristalinos. Após a dolomitização houve dissolução parcial da rocha, como se observa pelas cavidades que apresenta parte de sua parede cimentada por calcita espática.

Os dolomitos estromatolíticos que compõem a Fácies DEb, com brechas de colapso no topo, apresentam-se dolomitizados, com mosaico xenotópico a hipidiotópico, micro a criptocristalino (dolomitização do Tipo 1). Dolomita como cimento ocorre forrando as cavidades e ao redor dos fragmentos das brechas de colapso. Calcita espática ocorre nos espaços intercrystalinos e preenchendo as cavidades provenientes da dissolução parcial do dolomito.

Essa dolomitização obliterante é secundária, pós-litificação da rocha, e poderia caracterizar dolomitização por processo do tipo *Mixed Water* (*in* Tucker 1990), relacionada à posição das lentes de água doce e salgada, à migração e/ou flutuação da interfácies entre essas duas massas de água, a denominada zona mista, durante evento de flutuação do nível do mar. No caso em questão, a variação da interfácies entre as massas de água

estaria relacionada à transgressão que originou o Intervalo 2, após o evento de exposição subaérea que afetou as fácies de topo do Intervalo 1. Esse modelo permitiria explicar a ocorrência de níveis regionais de dolomitos estratiformes, não associados a evaporitos, de cristalinidade média a grossa. O processo de dolomitização é claramente posterior à diagênese precoce do calcário, e acarreta a perda das características texturais originais da rocha.

Fora desse contexto, a dolomitização é pouco importante, e está relacionada à diagênese tardia, pós soterramento, dos calcários. A dolomita, neste caso, ocorre associada a estruturas de compactação, *dissolutions seams* e estilólitos, sob a forma de cristais euhedrais polimodais, frequentemente de cristalinidade muito fina, ou como massas de dolomita barroca limitada por estilólitos, em especial nas fácies basais do Intervalo 1.

7 - MODELO DEPOSICIONAL

Os carbonatos da região de Arcos foram descritos segundo fácies sedimentares, as quais foram agrupadas em conjuntos faciológicos (Figura 11). Cada conjunto faciológico é composto por fácies características ou sugestivas de determinado ambiente, o que permitiu a reconstituição dos modelos deposicionais (Tabela 3).

A partir da sucessão vertical em que os conjuntos de fácies ocorrem e aplicando-se a Lei de Walther, concluiu-se que as litologias do Grupo Bambuí, na área estudada, registram um grande ciclo regressivo, composto por quatro intervalos, também regressivos, que se estabeleceram após rápidas transgressões marinhas.

Embora as transgressões tenham intensidades variadas, é possível detectar uma tendência a ambientes de águas progressivamente mais rasas em direção ao topo do megaciclo, quando comparados com o ciclo basal. Observa-se ainda que nos sedimentos perilitorâneos podem ser observadas evidências de flutuações menores do nível do mar.

7.1 - INTERVALO 1

As sucessões de fácies observadas no Intervalo 1 foram interpretadas como constituindo um ciclo regressivo (*shoaling upward*), com sedimentos de águas mais profundas na base e mais rasas no topo, e permitem visualizar como modelo deposicional para o Intervalo 1, o de uma plataforma carbonática do tipo *unrimmed shelf* (James & Kendall 1992), composta por uma rampa, talvez do tipo *distally steepened* (Read 1982), que grada a ambientes perilitorâneos lateralmente diferenciados e bem definidos (Figura 12).

Um diastema de natureza erosiva, com evento de exposição subaérea, limita o Intervalo 1.

Nesse intervalo foram caracterizados cinco conjuntos faciológicos. Os conjuntos de fácies **A1**- Calcário microbiano críptico associado a tempestitos distais (Fácies Cm), **B1**- Tempestitos distais (Fácies Cs) e depósitos rudáceos distais (Fácies Cr) e **C1**- Tempestitos proximais (Fácies Crg, Crf e CaCrD), situam-se em rampa externa. O Conjunto de Fácies **D1** representa corpos arenosos de rampa interna (fácies Cadz e CaDa), e os Conjuntos de Fácies **E1** (fácies Dcc e DEcp) e **F1** (fácies DEd, DEod e DEb) representam bioconstruções desenvolvidas em ambientes perilitorâneos.

A sucessão de fácies reportada abaixo, registra os eventos geológicos em ordem cronológica, do mais antigo para o mais novo.

Tabela 3

CONJUNTOS FACIOLÓGICOS

CONJUNTOS FACIOLÓGICOS	FÁCIES	AMBIENTE
A1	Cm	Ambiente distal de rampa externa abaixo do nível de ação de ondas normais
B1	Cs + Cr	Tempestitos distais e depósitos de gravidade em rampa externa
C1	Crg + Crf + CaCrD	Tempestitos proximais - rampa externa abaixo do nível de ação de ondas normais
D1	CaDz + CaDa	Corpos arenosos (<i>shoals</i>) - rampa interna, situados acima do nível de base da ação de ondas normais
E1	Dcc + DEcp	Dolomitos estromatolíticos de laguna de plataforma - biohermas Ambiente perilitorâneo
F1	DEd + DEdc + DEb	Dolomitos estromatolíticos e não estromatolíticos. Biohermas e biostromas de ambiente perilitorâneo de águas agitadas.
	DI	Calcrete laminado - exposição subaérea
F2	DEes	Dolomitos estromatolíticos de planícies de marés cíclicas. Biostromas e intercalações de dolomitos não estromatolíticos. Inframaré a intermaré alta
G3	Cait + CE	Calcarenitos intraclásticos e biohermas estromatolíticas semelhantes a <i>patch reef</i> de plataforma externa
H3	Caoo + CE + Can + CaCl	Biohermas estromatolíticas tipo <i>patch reef</i> e intercalações de calcarenitos e calcilitos de <i>middle shelf</i> . <i>Barreira arenosa, oolítica (shoal)</i> Tempestitos proximais de águas rasas
F3	CII + Csl + MRG	Calcilitos escuros e calcissilitos de planície de maré restrita; calcissilitos com intercalações de calcilitos argilosos e depósitos de tempestade; margas em ambiente de intermaré
G4	Cait + CE	Calcarenitos intraclásticos, biohermas estromatolíticas semelhantes a <i>patch reef</i> e calcarenitos neomorfizados de plataforma externa
H4	Can + Caoo	Calcarenitos neomorfizados e barreiras arenosas, oolíticas (<i>shoal</i>) em <i>Middle Shelf</i>

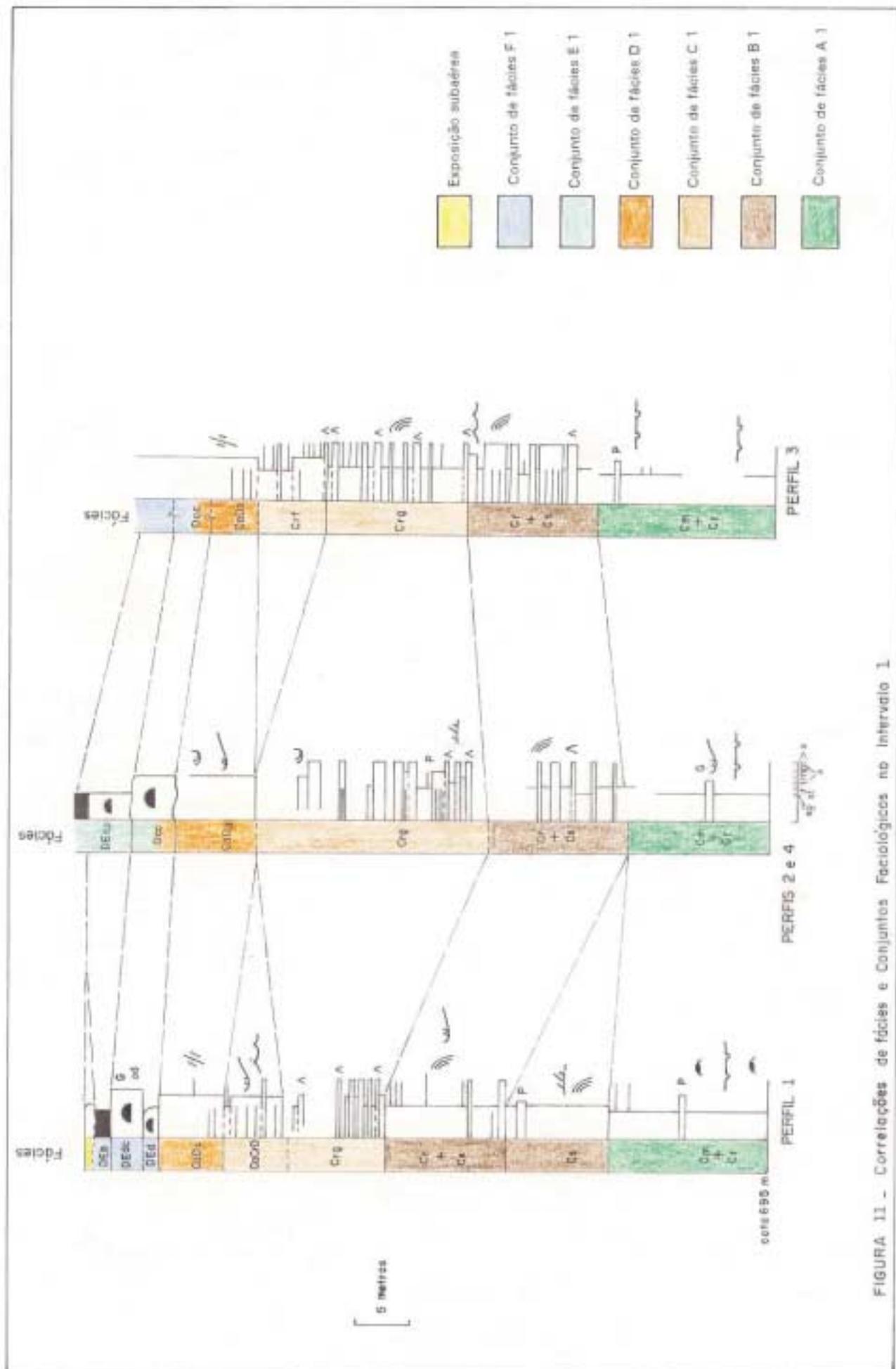


FIGURA 11 - Correlações de fácies e Conjuntos Faciológicos no Intervalo 1.

A Fácies Cm, basal, é a mais distal, tendo se desenvolvido em ambiente de águas profundas, distante da linha de costa, mas com luminosidade suficiente para permitir o desenvolvimento de vida (fotossíntese). Constitui extenso biostroma formado leito a leito, a partir do traqueamento de sedimentos e/ou precipitação mineral, em grande parte biologicamente controladas por microorganismos bentônicos, possivelmente cianobactérias. O fato de o calcário apresentar microfábrica compatível com construções microbianas, com vestígios de microfósseis, mas sem feições macroscópicas distintivas, permite classifica-lo como calcário microbiano críptico (Riding 1991).

O fato de apresentarem *laminoid fenestral fabric* (Monty 1976), com laminação fenestral, microfábrica micrítica, grumosa ou peloidal, associado à litificação precoce, sinsedimentar, é indicativo que esses carbonatos sejam ao menos em parte construídos por microorganismos; a presença de microestruturas semelhantes às observadas em carbonatos microbianos de águas rasas (Aitken 1967), e de formas que lembram vagamente *Renalcis*, reforçam essa hipótese.

O aspecto planar que o calcário microbiano críptico apresenta, poderia ser explicado a partir da proposição de Pratt (1982) para a formação de *mud-mounds* com estrutura laminar (*laminar framework*). Segundo o autor, a estrutura laminar, com níveis planares, se desenvolveria a partir da existência de tapetes microbianos lateralmente extensos, que eram periodicamente soterrados devido ao aporte de sedimentos associados a fluxos episódicos. Assim que o ambiente se normalizava, os níveis microbianos voltavam a crescer, com rápida cimentação, em ambiente de inframaré com baixa taxa de sedimentação. Processos semelhantes poderiam ter atuado durante a formação dos níveis de calcário microbiano críptico, pois os mesmos constituem leitões planares mais ou menos extensos, com cimentação precoce e desenvolveram-se em ambiente distal com baixa taxa de sedimentação, mas que recebia aportes esporádicos de material lamoso. Esse material fino provocaria o soterramento ou a contaminação das construções microbianas, dificultando seu desenvolvimento; aportes frequentes de material externo resultariam nos delgados leitões microbianos com material lamoso associado ou nos níveis lamosos; em épocas normais, com baixa taxa de sedimentação e sem aporte de argilominerais, os níveis microbianos se desenvolveriam mais facilmente e originariam os níveis com laminação fenestral, mais espessos e de maior continuidade lateral quando comparados aos delgados leitões que compõem os níveis mais argilosos. O ambiente apresentaria sempre alguma circulação de água, pois as cavidades não apresentam sedimento interno, estão cimentadas por calcita espática, o que presume circulação de água nas cavidades e muito raramente se observa a presença de cristais de pirita.

Quanto ao tipo de estrutura que representariam, os calcários microbianos crípticos apresentam algumas semelhanças com *mud-mounds*, embora não possam ser considerados estritamente como tais. Como fatores comuns, tem-se o fato de que ambos se situam em posição distal na plataforma carbonática e são lamosos; possuem ainda aspectos texturais e microestrutura comuns, como laminação fenestral, associado ao fato de ambos apresentarem características de carbonatos criptalgais (Aitken 1967). Mas o calcário microbiano críptico não apresenta *stromatactis*, embora possua cavidades que se assemelham, mas estas são microscópicas e não macroscópicas; o acamamento é horizontal, à excessão do Perfil 3 onde no geral se observa mergulhos da ordem de 10^0 que gradativamente passam a subhorizontais em direção ao topo da fácies, o que não é característico de *mud-mounds* onde as camadas no geral apresentam altos ângulos de mergulhos; *mud-mounds* apresentam ainda relevo expressivo, com espessuras da ordem de dezenas a poucas centenas de metros, constituindo biohermas, ao contrário do que se observa no calcário microbiano, cuja extensão areal é muito maior que a espessura observada.

Embora distante da linha de costa, esporadicamente a Fácies Cm era atingida por fluxos decorrentes de tempestades muito fortes ou de longa duração, que aportavam sedimentos, bem como arrancavam e remobilizavam fragmentos do assoalho marinho. O fato de os calcários microbianos terem atuado como fonte de intraclastos para os calcarenitos e calcirruditos adjacentes, indica que foram esporadicamente afetados por correntes e/ou ondas geradas por tempestades.

Os calcarenitos e calcirruditos que ocorrem nos perfis 1 e 3, constituem depósitos distais de tempestades, como descritos por Aigner (1985), com delgados níveis intraclásticos em meio a sedimentos de águas profundas. Os calcarenitos encontrados no Perfil 2 também são reflexo de tempestades, mas representam ou o registro de eventos episódicos múltiplos, ou de um único evento de alta intensidade ou longa duração, pois apresentam características de depósitos proximais de tempestades, como laminações cruzadas por ondas e marcas onduladas truncantes de baixa amplitude e grande comprimento de onda, em meio a calcários argilosos de ambiente distal. Essas características, comuns em tempestitos proximais, são pouco frequentes em tempestitos distais.

Lateralmente aos calcários microbianos crípticos, depositaram-se em águas progressivamente mais rasas, os sedimentos que compõem o Conjunto de Fácies **B1**, onde tempestitos distais (Fácies Cs) e depósitos rudáceos distais (Fácies Cr) gradam lateralmente a tempestitos proximais, representados pelo Conjunto de Fácies **C1** (fácies

Crg, Crf e CaCrD). O modo característico de sedimentação dessas fácies é o de eventos episódicos, caracterizado pelo afluxo súbito de sedimentos, com rápida deposição, em rampa externa.

Na Fácies Cs predominam calcissiltitos com laminações plano-paralelas a onduladas, e cruzadas. Sua deposição se deu em águas profundas, durante fases de abrandamento das tempestades. Segundo Kreisa e Bambach (1982), sedimentos finos, granulação silte e areia, são transportados durante a fase de alta energia das tempestades e depositados à medida que os fluxos perdem energia. A laminação paralela por si só indica deposição a partir de uma densa suspensão; as laminações cruzadas seriam causadas por rápida deposição, também a partir de suspensões.

Quanto ao grau de proximalidade desses tempestitos, a baixa relação calcarenito/calcissiltito observada nessa fácies é indicativa de depósitos distais de tempestades, pois segundo Aigner (1985), a proporção de finos aumenta consideravelmente à medida que se afasta da linha de costa. A presença de argilominerais na porção basal da fácies corrobora a deposição em ambiente distal, situado abaixo do nível de ação de ondas normais.

A Fácies Cr, composta por calcirruditos em contato nítido com calcissiltitos e calcário microbiano críptico, foi considerada como tendo sido depositada em ambiente distal, de águas claras, com baixa taxa de sedimentação, abaixo do nível de ação de ondas normais. Seu desenvolvimento poderia estar estaria relacionado à ação de fluxos turbulentos, possivelmente decorrentes de eventos de tempestades, em áreas de quebra de relêvo da rampa, o que resultaria em depósitos gerados por processos gravitacionais, talvez do tipo *debris flow*.

No geral, depósitos gerados por fluxos gravitacionais apresentam contato basal planar, com raras marcas de sola e contato superior nítido, não gradacional. Internamente são mal selecionados e no geral não são organizados (Enos & Moore 1983; Coniglio & Dix 1992). Os calcirruditos podem ser sustentados pela matriz (*floatstones*) ou pelos clastos (*rudstones*), mas é importante ressaltar que a matriz é passível de sofrer modificações pela formação de estilólitos, o que provoca alterações na textura deposicional e pode resultar em clastos condensados ou com contatos interpenetrativos por estilólitos. Todas as características acima descritas são de depósitos relacionados a fluxos gravitacionais do tipo *debris flow* e são semelhantes às descritas na Fácies Cr

No caso de uma rampa *distally steepened*, o fato de a quebra de relêvo ocorrer a muitos quilômetros da linha de costa, faz com que os intraclastos que compõem os calcirruditos de zona de quebra da rampa sejam derivados das litologias adjacentes, sem

mistura com materiais gerados em ambientes costeiros (Read 1982); isso explicaria a presença de calcirruditos compostos por intraclastos derivados de fácies distais, como calcissiltitos e calcário microbiano críptico, os quais foram erodidos e originaram clastos que foram redepositados nas proximidades das áreas-fonte, com pequeno transporte lateral.

O fato de os calcirruditos e calcissiltitos constituírem pares, sempre em contato nítido, não gradacional, indica que os níveis brechóides estiveram expostos, por algum tempo, no assoalho oceânico, antes da deposição dos calcissiltitos, o que é sugestivo de ambiente com baixa taxa de sedimentação.

A colonização dos calcirruditos e calcissiltitos por tapetes microbianos, indica presença de águas claras, com luminosidade suficiente para permitir o desenvolvimento de bioconstruções, e reforça a evidência de ambiente com baixa taxa de sedimentação. Os níveis microbianos se desenvolveriam em épocas de calmaria, quando a baixa taxa de sedimentação e a ausência de movimentação dos sedimentos de fundo, permitiriam a colonização do leito oceânico por microorganismos, com rápida litificação.

Lateralmente aos depósitos distais, situa-se o Conjunto de Fácies **C1**, constituído por tempestitos proximais. A Fácies Crg, composta por níveis rudáceos com granodecrescência ascendente, apresenta características de tempestitos proximais tais como variação lateral de espessura, gradação normal e laminações cruzadas. A maior heterogeneidade dos intraclastos, em termos texturais e a ocorrência de clastos policíclicos, embora raros, são também indicativos de ambientes proximais.

Os níveis com gradação normal, constituem depósitos gerados por eventos de alta energia, no caso, tempestades; a gradação ocorre devido à suspensão diferencial de seus componentes nos fluxos, os quais, nas fases de abrandamento, com perda gradual de intensidade, depositam sedimentos cada vez mais finos.

As sucessões com granodecrescência ascendente, compostas por leitões distintamente segregados em função de sua granulometria e com limites abruptos, são descritas por Kreiza & Bambach (1982), e também consideradas como produto de eventos de tempestades.

Nessa fácies observa-se que os depósitos de tempestade exibem variações, talvez em função da paleogeografia local, pois nos perfis 2 e 5, a presença de níveis mais espessos e com clastos maiores, amalgamados, em direção ao topo da fácies, poderia sugerir uma situação semelhante aos *offbank spillover lobes* (Aigner 1985), onde depósitos proximais de tempestades fazem contato, em direção ao topo, com corpos arenosos de águas rasas (Fácies CaDa), e para a base, com sedimentos de águas profundas (Fácies

Cr e Cs). Na Mina da Bocaina, a Fácies Crg possivelmente teria sido depositada em águas mais profundas, pois grada para a Fácies CaCrD, com características de tempestitos proximais clássicos.

A Fácies Crf ocorre de modo localizado no Perfil 3 e grada no topo para corpos arenosos de águas mais rasas, sem que se observe aí os clássicos níveis proximais de tempestades. Os depósitos encontrados nessa fácies têm como característica principal a presença de níveis brechóides que flutuam em matriz arenosa ou lamosa. Eventualmente, ocorrem associados a níveis conglomeráticos de base erosiva e com granodecrescência ascendente. Essas características são semelhantes às descritas por Fairchild (1988), para o *Type C beds*, onde faz referência a leitos de textura diamictítica, com clastos boiando em matriz lamosa. O autor considera que esses leitos representam áreas localizadas, onde ocorre intenso retrabalhamento dos sedimentos, com transportes rápidos e de curta duração, sob a forma de fluxos gravitacionais com alta densidade de sedimentos, e os associa à ação de tempestades. Segundo Einsele (1991), em alguns casos, fluxos de gravidade carregados de sedimentos podem ocorrer em áreas com mergulho tão suave quanto $0,1^{\circ}$ a 1° , o que torna possível sua ocorrência em condições de baixa declividade, como em uma rampa. Como os conglomerados e níveis brechóides da Fácies Crf também ocorrem associados a tempestitos e apresentam algumas características de fluxos de sedimentos por gravidade, como serem sustentados por matriz de granulação fina a média e terem os clastos, de dimensões variáveis, "flutuando" nessa matriz, foram considerados como tendo sido gerados por fluxos gravitacionais relacionados a processos de tempestades.

A Fácies CaCrD, a mais proximal do Conjunto de Fácies **C1**, foi depositada abaixo do nível de ação de ondas normais. A presença de níveis intensamente amalgamados, compondo ciclos com granodecrescência ascendente, é indicativa de leitos proximais de tempestade, e embora não se tenha definido estratificação cruzada *hummocky* (HCS), os demais indicadores utilizados para proximalidade em tempestitos (Aigner 1982 e 1985, Einsele & Seilacher 1982, Seilacher & Aigner 1991, entre outros), também convergem para uma posição proximal. Os diversos níveis apresentam base erosiva, são predominantemente arenosos e internamente apresentam a seqüência clássica, embora raramente completa, de estruturas sedimentares presentes em tempestitos proximais: laminações plano-paralelas, laminações cruzadas por ondas, marcas onduladas, eventualmente contendo laminações plano-paralelas no topo, quando ocorre material fino fechando o ciclo. Essa sucessão resulta, segundo Aigner (1985), da ação de fluxos

combinados em fase de perda de energia (*waning combined flow*), onde o componente de corrente perde energia mais rapidamente que a componente de onda.

A presença de intraclastos carbonáticos texturalmente heterogêneos, com clastos policíclicos, também é indicativa de depósitos proximais de tempestades, bem como a maior frequência de laminação cruzada por onda e marcas onduladas.

A presença, em blocos rolados, de espessos níveis brechóides, em contato nítido por calcarenitos com estratificação cruzada acanalada de médio porte, sugere a existência local de canais, embora não se tenha observado indicação de fluxos unidirecionais em afloramentos.

Em ambiente de rampa interna, situado acima do nível de ação de ondas normais, depositaram-se as fácies CaDz e CaDa (Conjunto de Fácies **D1**), as quais constituem corpos carbonáticos arenosos dispostos paralelamente à linha de costa (*nearshore sand belt*), e constituem um modelo de barreira regressiva.

No Perfil 4, na mina em atividade da COMIG, os corpos arenosos da Fácies CaDa, constituíam barreira efetiva, talvez emergentes, do tipo ilha-barreira (*beach barrier*). As estratificações cruzadas por ondas, com truncamentos suaves e de grande amplitude, clássicas de antepraia (*shoreface*), são cortadas próximo ao topo, por cruzadas acanaladas de pequeno porte. Essas características indicam variação de ambiente de águas mais profundas, de antepraia, para águas mais rasas, na zona intermarés. O conglomerado com gradação normal poderia representar o registro proximal de um depósito de tempestade.

No Perfil 1, na Mina da Bocaina, o corpo arenoso, representado pela Fácies CaDz, constituía um banco submerso; a presença de estratificações cruzadas por onda e cruzadas planares em sets tabulares decimétricos sugere deposição como *sand waves* marinhas ou uma série de *megaripples* formando corpos arenosos.

No Perfil 3, como a seção acessível é pequena, não é possível fazer inferências quanto à posição da barreira arenosa em relação ao nível do mar. A parte observável, no entanto, apresenta em sua porção basal, características semelhantes às que ocorrem no Perfil 1, com estratificações cruzadas planares.

A presença de barreiras arenosas situadas a diferentes profundidades, levou à individualização de ambientes de sedimentação lateralmente diferenciados em relação à linha de costa.

No Perfil 4, os estromatólitos basais da Fácies DEcp desenvolveram-se em uma laguna rasa, em ambiente de inframaré de baixa energia, como atestam a presença de lama carbonática, a pouca laminação fenestral observada nos estromatólitos e a ausência

de feições de ressecção. Os estromatólitos de topo apresentam características de intermaré, com níveis fraturados, possivelmente por ressecção, e laminação fenestral.

Na Mina da Bocaina (Perfil 1), os calcarenitos dolomíticos, por constituírem um corpo submerso, permitiram o desenvolvimento de fácies de ambiente perilitorâneo de alta energia (Conjunto de Fácies **F1**), com estromatólitos métricos associados a dolarenito ooidal. O bioherma estromatolítico com formas dômicas de pequeno porte (Fácies Ded) desenvolveu-se em área protegida da ação de ondas, atrás da barreira arenosa (Fácies CaDz), em ambiente de inframaré. A existência, na base do bioherma, de delgados níveis micríticos ondulados, e de intraclastos micríticos, derivados de tapetes microbianos semelhantes a *algal chips*, paralelamente acamadados, indicam que o ambiente não era sujeito à ação de ondas fortes. Essa proteção gerou um ambiente de águas calmas, o que permitiu a colonização do substrato por microorganismos.

Em ambiente de águas rasas e agitadas, desenvolveram-se os estromatólitos dômicos de grande porte, associados a dolarenitos ooidais (Fácies DEdc). Segundo Hoffman (1976), o relevo das estruturas estromatolíticas é proporcional à intensidade da ação das ondas. Estromatólitos de grandes dimensões e relevo alto se desenvolvem atualmente em ambientes de alta energia, expostos à ação de ondas, em área de inframaré a intermaré baixa. A ação de ondas evita a acumulação dos sedimentos entre as colunas permitindo que tenham relevo. Colunas alongadas e coalescentes, indicam áreas mais internas, mais próximas à costa, sob ação de ondas mais fracas. Assim, os estromatólitos dômicos de grande porte, teriam se desenvolvido em ambiente de inframaré, possivelmente em águas rasas e agitadas como indica a presença de ooides, e sujeitos à ação de fluxos gerados por tempestades, com intraclastos aprisionados nas laminações estromatolíticas. Os estromatólitos alongados, coalescentes, se situariam mais próximos à costa, em áreas de inframaré a intermaré baixa e sofreriam a ação de ondas mais fracas.

A presença de estromatólitos associados a dolarenitos ooidais, característicos de ambiente de águas rasas e agitadas, exclui a presença de ambiente lagunar em direção à linha de costa e confirma que a barreira formada pelos calcarenitos dolomíticos, na Mina da Bocaina, não era emergente, e não afetava de modo significativo o regime local de alta energia. Se os calcarenitos da Fácies CaDz formassem uma barreira emergente, efetiva, não existiriam condições de águas rasas e agitadas, necessárias para o desenvolvimento de grãos ooidais.

Lateralmente aos estromatólitos que ocorrem associados dolarenitos ooidais, desenvolveu-se a Fácies DEb, composta predominantemente por estromatólitos

estratiformes possivelmente em área de intermaré média a alta. Estromatólitos estratiformes no geral desenvolvem-se em áreas onde a ação de ondas e os efeitos das marés são fracos, permitindo a colonização de areias soltas por esteiras microbianas (Hoffman 1976).

Com relação ao clima, a presença subordinada de cristais de evaporitos sugere que o clima era preferencialmente semi-árido.

O dolomito com laminações irregulares (Fácies DI) ocorre imediatamente acima da zona que contém as brechas de dissolução ou de colapso na Fácies DEb . Não apresenta características marcantes de ação de ondas e está fortemente dolomitizado, com obliteração da textura original da rocha. Talvez possa representar um nível de calcrete laminado, resultante de processos pedogenéticos relacionados ao evento de exposição subaérea que afetou a plataforma carbonática.

O evento de exposição subaérea afetou as fácies de topo do Intervalo 1 e produziu, além do possível nível de calcrete laminado, a dissolução de grãos, a abertura de cavidades, e a formação de brechas de colapso.

7.2 - INTERVALO 2

É predominantemente estromatolítico, sendo composto em sua maioria por dolomitos estromatolíticos que constituem biostromas e apresentam intercalações granulares, não estromatolíticas (Figura 13). Constitui o registro de um ciclo regressivo, composto por várias sucessões menores, também regressivas, em ampla plataforma carbonática de baixa declividade. Registra a acreção vertical e lateral de uma planície de maré que se estabeleceu após transgressão marinha de pequena amplitude, que se seguiu ao evento de exposição subaérea.

Os biostromas constituem sucessões regressivas métricas, onde se observam pequenas flutuações do nível do mar, com desenvolvimento de pequenos ciclos de sedimentação, que apresentam águas mais profundas na base e mais rasas no topo.

A transgressão inicial que propiciou a instalação do Intervalo 2, levou ao estabelecimento de ambiente de águas não muito profundas, claras e agitadas, com desenvolvimento de planícies de maré em direção à linha de costa. O clima seria semi-árido, como demonstra a presença de evaporitos.

Em ambiente de inframaré, com águas claras e agitadas, sem aporte de lama, mas com aportes esporádicos de grãos, possivelmente associados a tempestades ou marés de maior energia, teriam se desenvolvido os estromatólitos em "maciços arborescentes", os

quais talvez constituíssem construções recifais, o que resultou em ambiente mais protegido, onde se desenvolveram os estromatólitos estratiformes a pseudocolunares que os recobrem (cota 766 metros), em águas mais rasas e sujeitas a concentração de sais, como evidenciado pela presença de anidrita.

O dolarenito constituído por microfítolitos, com estratificações cruzadas por ondas, formou-se em ambiente de águas rasas e algo agitadas, em condições de energia intermediária: nem tão alta que propiciasse o desenvolvimento de oólitos, nem tão baixa, que permitisse a colonização dos sedimentos por esteiras microbianas, como sugerem Swett & Knoll (1985).

Lateralmente, em ambiente de intermaré, atingindo intermaré alta, teriam se desenvolvido os estromatólitos estratiformes que apresentam laminação fenestral e gretas de ressecção.

O nível de calcirrudito provavelmente representa o registro de ligeira flutuação do nível do mar, pois os estromatólitos situados acima (cota 767,5), apresentam características ainda de intermaré, mas algo diferentes das que se observa nos estromatólitos situados abaixo dessa cota. Desaparecem as evidências de ressecção nos estromatólitos, e observa-se a presença de feições geopetais, diagênese vadosa, o que associado à ausência de dissecação, é sugestivo de ambiente intermaré, de baixa energia. Os estromatólitos estratiformes constituiriam esteiras microbianas, desenvolvidas em uma planície de maré calma.

Na cota 770 metros, os estromatólitos possuem características sugestivas de ambiente de intermaré, talvez intermaré alta, de maior energia que os níveis anteriores. Exibem laminação fenestral e níveis compostos por bioclastos estromatolíticos imbricados, de texturas diversas, estabilizados por tapetes microbianos. Representam a parte superior de uma sucessão regressiva.

Os estromatólitos observados na cota 770,5 metros desenvolveram-se em ambiente de águas calmas, em ambiente de inframaré a intermaré. Não apresentam feições de ressecção, nem laminação fenestral, e exibem aportes freqüentes de grãos e lama, que são estabilizados por níveis microbianos. Caracterizam a parte basal de um novo ciclo.

O espesso pacote de *packstone* (cota 771 metros) com estratificação cruzada por ondas foi depositado em ambiente de inframaré. O delgado nível de *packstone* mal selecionado, possivelmente representa um depósito de tempestade.

Para o topo do intervalo, embora as unidades não sejam observáveis a curta distância, a permanência do estilo de sedimentação, com estromatólitos predominantemente estratiformes, é indicativa de planícies de maré.

No Perfil 4, os dolomitos laminados desenvolveram-se em inframaré, em ambiente de águas calmas, onde níveis arenosos, possivelmente relacionados a fluxos gerados por tempestades, foram estabilizados por tapetes microbianos. Como a influência do meio ambiente era preponderante, as esteiras microbianas atuaram mais como estabilizadoras dos sedimentos do que como construtoras, pois não se observa aí a presença de estromatólitos. Os dolomitos laminados são correlacionáveis aos biostromas basais que ocorrem no Perfil 1.

No Intervalo 2, embora tenham sido descritas várias sucessões menores, indicativas de oscilações do nível do mar, não se conseguiu reproduzir o padrão característico de uma sucessão regressiva assimétrica do tipo inframaré, intermaré e supramaré (Pratt *et al.* 1992). As sucessões apresentam sempre tendência regressiva, mas em alguns casos, como se observa nos estromatólitos que ocorrem acima do nível de dolorrudito (cota 767,5 metros), percebe-se que houve mudança no meio ambiente, com ligeira flutuação do nível do mar, mas o ambiente continua a ser intermaré, sem que se tenha observado a fase de inframaré. Também nas sucessões onde foi possível investigar com maior detalhe, não se observou a presença de sedimentos característicos de supramaré, apenas de intermaré alta.

7.3 - INTERVALO 3

Foi considerado como tendo sido depositado em uma plataforma carbonática progradante, possivelmente do tipo *rimmed shelf* (Figura 14). Constitui um ciclo regressivo e apresenta semelhanças com ciclos *Oolite Grainstones* e *Lime mud- Sabkha* (Wilson 1975), característicos de períodos de sedimentação puramente carbonática em plataformas cratônicas rasas e amplas.

Ciclos *Oolite Grainstone* apresentam no topo, ou próximo ao topo, uma fácies principal composta por um *grainstone* freqüentemente oolítico, que pode passar para fácies lagunares, eventualmente com gradação lateral, em direção à linha de costa, para ciclos de tipo *Lime mud- Sabkha*. Ciclos deste último tipo são característicos de ambientes de baixa energia, têm no topo carbonatos finamente laminados de planície de maré ou *sabkhas* evaporíticas e não apresentam evidências de exposição aérea prolongada, sendo recobertos por leitos marinho-franco, que constituem a base do intervalo subsequente.

No Intervalo 3 foram identificados 3 conjuntos de fácies, que indicam ambientes deposicionais de: Plataforma Externa – Conjunto de Fácies **G3** (Fácies Cait e CE); de

Middle Shelf - Conjunto de Fácies **H3** (Fácies Can, Caoo, CE e CaCl); o Conjunto de Fácies **F3** (Fácies Cll, Csl e MRG), representa depósitos de plataforma interna.

No Conjunto de Fácies **G3**, a Fácies Cait constitui a parte basal, transgressiva, do ciclo *Oolite Grainstone*. Representa a fase de inundação extensiva da plataforma carbonática. A redução gradual da espessura das camadas basais em direção ao topo e o limite entre ciclos por superfícies de erosão, no caso provocadas por ondas, seriam características da fase transgressiva dos ciclos e ocorreriam abaixo do limite da ação de ondas normais (Wilson 1975.).

O fato de os biohermas estromatolíticos terem se desenvolvido sobre sedimentos arenosos, sugere águas não muito agitadas, sem revolvimento constante da areia, possivelmente abaixo do nível de ação de ondas normais e/ou a presença de crosta estável, litificada, do tipo *hardground*, que talvez pudesse estar representada pela delgada superfície de topo da Fácies Cait. Ambas as situações permitiriam a colonização da superfície por estromatólitos, com desenvolvimento de biohermas.

Os biohermas estromatolíticos dispersos próximo à borda da plataforma constituíam pequenas construções recifais semelhantes a *patch reefs* e desenvolveram-se em ambiente de inframaré, como se deduz pela ausência de feições de ressecção nos estromatólitos.

Eventualmente, eram afetados por fluxos gerados por tempestades, que aportavam material granular, parte do qual ficou aprisionada nas laminações estromatolíticas; também quebravam os estromatólitos, gerando brechas constituídas por seus bioclastos, que podem ter sido depositadas *in situ*.

Em ambientes ainda de inframaré, de águas calmas, teriam se depositado os calcarenitos neomorfixados da Fácies Can.

Os *grainstones* oolíticos da Fácies Caoo, constituem um corpo arenoso, desenvolvido em ambiente marinho de águas rasas e agitadas, e corresponderiam ao corpo principal nos ciclos *Oolite Grainstone*

A ocorrência de delgadas intercalações lamosas associadas ao fato de os *grainstones* oolíticos passarem a *packstones* parcialmente oolíticos indicam perda de energia no ambiente (Fácies CaCl) e gradação para uma laguna de plataforma, devido à barreira formada pelo corpo oolítico.

O calcirrudito, com granodecrescência ascendente, marcas onduladas e laminação ondulada a plano-paralela no topo, representa um depósito de tempestade em águas rasas, e serviu de substrato para o desenvolvimento dos biohermas estromatolíticos. Os estromatólitos que se estabeleceram sobre o calcirrudito não apresentam intercalações de lama carbonática, o que indica que o ambiente ainda apresentava certa agitação.

A distribuição e dimensões dos biohermas estromatolíticos da Fácies CE, ilustram de modo exemplar a mudança de ambiente, de águas agitadas de plataforma externa, para águas calmas de laguna de plataforma. Os biohermas basais são maiores e apresentam morfologias predominantemente pseudocolunares, com alguns elementos colunares esparsos; não apresentam lama, mas sim de grãos e possuíam relevo, o que indica condições de águas claras e agitadas. Após o corpo oolítico, em direção à linha de costa, com a perda gradual de energia, começam a ocorrer intercalações lamosas; os estromatólitos passam a ser predominantemente estratiformes, de laminações planas e relevo dado pela superfície do bioherma, o que indica ambiente desfavorável ao seu desenvolvimento, devido ao aporte de material fino. Quando começam a predominar os sedimentos finos de planície de maré restrita, os estromatólitos desaparecem.

Em uma planície de maré restrita, foram depositados os calcilutitos laminados (Fácies CII) e parte dos calcissiltitos laminados (Fácies Csl); em ambiente de intermaré, talvez atingindo intermaré alta, foram depositadas as margas e os calcissiltitos laminados com intercalações de calcilutito argiloso, que para o topo apresentam gretas de contração.

Aportes periódicos de grãos, por tempestades ou marés muito fortes, geraram os delgados níveis de calcarenitos, inclusive o calcarenito oolítico.

Como semelhanças entre as fácies de planície de maré restrita e os ciclos do tipo *lime mud-sabka*, tem-se o fato de que as fácies CII, Csl e MRG são predominantemente compostas por sedimento micrítico, de cor escura, com delgadas intercalações peloidais, e de para o topo apresentarem sedimentos finamente laminados de planície de maré com cristais esparsos de evaporitos, o que indica condições de evaporação, com concentração de sais. Também como ocorre em ciclos *lime mud-sabkha*, os sedimentos de ambiente restrito não apresentam evidências de erosão ou exposição subaérea prolongada, apenas leitos gretados e apresentam contato superior com leitos marinho-franco, na base do intervalo subsequente, o que se observa no caso (Fácies Cait do Intervalo 4).

7.4 - INTERVALO 4

Os carbonatos que constituem o Intervalo 4 apresentam características que permitem considera-los como tendo sido depositados em uma plataforma carbonática progradante, ampla e rasa, possivelmente do tipo *rimmed shelf* (Figura 17).

Apresenta grandes semelhanças com o intervalo anterior e também constitui um ciclo regressivo do tipo *Oolite Grainstone* (Wilson 1975), caracterizado pela presença de

espesso pacote de calcarenito oolítico. Esse tipo de ciclo tende a se multiplicar em áreas tectonicamente estáveis, o que ocorre na área. A presença de camadas fraturadas, com ondulações amplas e variações bruscas de mergulho representa um evento tectônico pós deposicional, e afeta os carbonatos apenas localmente.

Neste intervalo foram identificados os seguintes conjuntos faciológicos: Conjunto de Fácies **G4**, composto pelas fácies Cait e CE, de plataforma externa; as Fácies Can e Caoo, compõe o Conjunto de Fácies **H4**, depositado em *middle shelf*

No Conjunto Faciológico **G4**, o *grainstone* intraclástico (Fácies Cait), representaria a fase de inundação extensiva da plataforma, tendo sido depositado em ambiente situado abaixo do nível de ação de ondas normais.

O desenvolvimento de biohermas estromatolíticas sobre sedimentos arenosos ou talvez *hardgrounds*, sugere águas não muito agitadas e/ou baixa taxa de sedimentação, pois a fixação e desenvolvimento dos estromatólitos não seria possível se o substrato tivesse alta mobilidade. Os biohermas estromatolíticos (Fácies CE) constituíam barreiras recifais semelhantes a *patch reefs* e desenvolveram-se próximo à borda da plataforma carbonática, em inframaré. Como não se observa lama carbonática nas laminações estromatolíticas e existe material arenoso entre as colunas, o ambiente deveria apresentar águas algo agitadas

O Conjunto de Fácies **H4**, composto pelas fácies Can e Caoo, foi depositado em ambiente de *middle shelf*.

A Fácies Can representaria ambiente situado possivelmente abaixo do nível de ação de ondas normais, o que teria permitido a deposição de calcilutitos.

O pacote de calcarenito oolítico (Fácies Caoo), representa um importante corpo arenoso (*shoal*), desenvolvido em águas rasas e agitadas, com oólitos bem formados e com envelopes concêntricos bem desenvolvidos. São característicos de ciclos *Oolite Grainstone* e possivelmente isolaram uma laguna de plataforma, não restrita, como se observa pela presença de agregados do tipo *grapestones* em calcarenito oolítico, no topo da fácies.

O Intervalo 4, embora extremamente semelhante ao intervalo precedente, representa uma transgressão que instalou um regime de águas mais profundas que no Intervalo 3, pois apresenta biohermas estromatolíticas possantes, maiores que os encontrados no intervalo anterior, bem como um corpo arenoso, oolítico, é muito mais espesso.

7.5 - DISCUSSÃO DOS MODELOS DE PLATAFORMA ADOTADOS

O modelo de evolução da plataforma carbonática adotado para as rochas do Grupo Bambuí na região de Arcos, foi o de uma rampa carbonática, que evoluiu para plataforma do tipo *rimmed shelf*. Segundo Read (1982) esses tipos de plataforma carbonática são característicos de margens continentais passivas (extensionais) e podem ser definidos pela geometria de seus componentes e perfil de transição da plataforma para a área bacinal.

O Intervalo 1 foi considerado como tendo se desenvolvido em uma plataforma carbonática em rampa, talvez do tipo *distally steepened*. Rampas, segundo Read (*op. cit.*), apresentam mergulho muito baixo, menos de 1° por quilometro, apresentam fácies de águas agitadas próximo à linha de costa que passam, sem variação expressiva de mergulho, para fácies de águas profundas, de baixa energia. Assim, observa-se que depósitos cíclicos, perilitorâneos, lagunares ou de planícies de maré, gradam a complexos de baixios arenosos (*shoals*) de alta energia, eventualmente com desenvolvimento de ilhas-barreiras em rampa interna, e passam para carbonatos argilosos, depositados em ambientes distais. A variação de fácies descrita para uma plataforma carbonática do tipo rampa, se enquadra perfeitamente no que foi observado no intervalo basal, que pode assim ser caracterizado. Rampas podem ainda ser homoclinais, isto é, não possuem quebra de relevo ou *distally steepened*, que apresentam quebra de relevo em regiões distais, situadas a muitos quilômetros da linha de costa. Em rampas homoclinais, depósitos de sedimentos por fluxos de gravidade são raros ou mesmo ausentes; em rampas do tipo *distally steepened*, devido à quebra de relevo, depósitos por fluxos de gravidade são abundantes, com brechas de “talude”, escorregamentos e turbiditos, os quais são sempre compostos por clastos autóctones, sem contaminação por clastos de ambientes costeiros. A preferência pelo modelo de rampa com quebra de relevo em porções distais (*distally steepened*) é decorrente da presença, na área pesquisada, de freqüentes níveis de calcirruditos maciços, compostos por intraclastos autóctones (Fácies Cr), sem evidências de fácies de águas rasas, irregularmente distribuídos em meio a calcissiltitos de ambiente distal, o que sugere tratar-se de depósitos gerados por fluxos gravitacionais, possivelmente do tipo *debris flow*, relacionados a eventos de tempestades, em regiões de quebra da rampa.

O Intervalo 2 possivelmente representa ainda uma plataforma carbonática em rampa, quando ligeira subida do nível do mar instalou um regime de águas rasas, após evento de exposição subaérea que afetou as fácies perilitorâneas do Intervalo 1.

Os intervalos 3 e 4 foram caracterizados como plataformas carbonáticas do tipo *rimmed shelf*, isto é, que apresentam quebra de relevo em regiões proximais.

As principais feições de plataformas com quebra de relevo em regiões proximais são, segundo Read (1982): a presença, em ambiente perilitorâneo, de carbonatos gerados, no geral em planícies de marés, onde compõem pequenas sucessões regressivas e a presença em ambiente de plataforma externa e de *middle shelf*, de areias oolíticas com estratificação cruzadas, *patch reefs*, e de bancos lamosos relacionados a lagunas de plataforma. A presença nos intervalos 3 e 4 das características clássicas de plataformas do tipo *rimmed shelf*, permite considerá-los como tendo se desenvolvido em plataformas desse tipo. O fato de apresentarem características de ciclos *Oolite Grainstone* e *Lime mud-sabkha*, como descrito nos itens 7.3 e 7.4, também reforçam essa assertiva,

A evolução de uma plataforma carbonática no geral também é compatível com o que se observa na área; rampas no geral são precursoras de *rimmed shelves*, pois se desenvolvem inicialmente em uma superfície de baixa declividade, onde a grande produção de carbonato na área de alta energia cria um contraste com a região distal, onde a produção de carbonato é muito mais baixa, o que gera um primeiro desnível, uma quebra na rampa, que pode evoluir então para uma plataforma *rimmed*.

Grotzinger (1989) considera que as plataformas carbonáticas proterozóicas, por se desenvolverem em ambientes cratônicos estáveis e amplos, estiveram sujeitas ao mesmo tipo de controle tectônico que regulou a periodicidade e crescimento das plataformas fanerozóicas.

8 - CONCLUSÕES FINAIS

1 - Com base nos conjuntos faciológicos descritos e na sua sucessão vertical, concluiu-se que as rochas do Grupo Bambuí na área estudada registram um grande ciclo regressivo, composto por quatro ciclos regressivos menores, denominados Intervalos, que se estabeleceram após rápidas transgressões marinhas.

2 - O Intervalo 1, basal, apresenta na base condições de águas profundas, de ambiente distal, mas com luminosidade suficiente para permitir a fotossíntese, e termina com uma superfície de exposição subaérea, onde se observam zonas de dissolução e talvez um nível de calcrite laminado. Foi considerado como representando um modelo de Plataforma Carbonática do tipo *unrimmed shelf*, composta em sua parte distal por uma rampa, talvez do tipo *distally steepened*, que grada através de uma barreira arenosa regressiva a ambientes perilitorâneos de diferentes níveis de energia, a depender da profundidade em que se encontravam os corpos arenosos. Onde as barreiras eram emergentes, isolaram uma laguna de circulação restrita, onde se desenvolveram estromatólitos de pequeno porte, colunares a pseudocolunares, que grada a uma planície de maré de baixa energia; onde as barreiras se situavam a maior profundidade, formaram-se corpos arenosos ooidais, de ambiente de alta energia, associados a estromatólitos dômicos e colunares de grande porte, que gradam a biostromas estromatolíticos, desenvolvidos em ambiente de intermaré.

As unidades estromatolíticas que se desenvolveram em ambiente perilitorâneo estão dolomitizadas e mostram evidências de exposição subaérea, com dissolução de grãos, abertura de cavidades e formação de brechas de colapso que apresentam clastos com franja isópaca de dolomita e estão cimentados por calcita espática.

3 - O Intervalo 2 representa a inundação de uma ampla área afetada por processos subaéreos, e a instalação de uma plataforma carbonática progradante, de águas rasas, com planícies de maré em direção à linha de costa. Observa-se nesse intervalo, a existência de várias sucessões regressivas menores, indicativas de oscilações do nível do mar e características de planícies de marés.

Em um regime de águas quentes, com concentração de sais, possivelmente em clima semi-árido, proliferaram estromatólitos estratiformes, com formas dômicas e colunares subordinadas e pouco desenvolvidas. Constituiu um ambiente altamente propício ao desenvolvimento de vida, pois é basicamente estromatolítico, e não apresenta aportes

importantes de material externo, uma vez que o principal material granular é constituído por microfítólitos, que possuem uma participação orgânica importante na sua formação.

4 - O Intervalo 3 inicia-se com uma transgressão marinha que instalou um regime de águas mais profundas, em uma plataforma carbonática possivelmente do tipo *rimmed shelf*. Biohermas estromatolíticas desenvolveram-se próximo à borda da plataforma, e atrás de barras arenosas oolíticas, em ambiente lagunar. Gradativamente o ambiente se torna cada vez mais restrito, passando a uma planície de maré lamosa, de baixa energia. As intercalações arenosas que ocorrem nos sedimentos de planície de maré constituem depósitos proximais de tempestades; os calcilitos de topo, com intercalações de material argiloso de cor creme atestam contaminação por terrígenos, em ambiente sujeito a ressecções, com gretas de contração.

As fácies basais do Intervalo 3 constituem um ciclo regressivo do tipo *Oolite Grainstone* (Wilson 1976), que gradam, em direção à linha de costa, a ambientes restritos que guardam semelhanças com ciclos do tipo *Lime Mud-Sabkha*.

5 - O Intervalo 4 também constitui um ciclo *Oolite Grainstone*, extremamente semelhante ao Intervalo 3. Representa uma transgressão com águas mais profundas que o ciclo anterior, como se observa pelas dimensões dos biohermas estromatolíticos que são muito maiores que as do Intervalo 3, bem como a espessura do corpo oolítico é significativamente maior. Segundo Wilson (1976), esses ciclos são característicos de plataformas cratônicas rasas e amplas e tendem a se repetir em áreas tectonicamente estáveis, compondo uma seqüência estratigráfica maior, de caráter regressivo, o que se confirma na área pesquisada para os intervalos 3 e 4.

6 - A evolução da plataforma carbonática observada na região de Arcos, considerada como constituindo uma rampa no Intervalo 1 e plataformas do tipo *rimmed shelf* nos intervalos 3 e 4, é bastante comum em rochas carbonáticas proterozóicas. Como ocorre em plataformas carbonáticas fanerozóicas, rampas proterozóicas são importantes precursoras no desenvolvimento de plataformas do tipo *rimmed shelf*, e apresentam zoneamento bem definido de fácies, que gradam de rampa externa a fácies de rampa interna, atingindo depósitos de intermarés, o que é facilmente identificável no Intervalo 1. *Rimmed shelves* proterozóicas apresentam desenvolvimento de recifes estromatolíticos que formam uma barreira linear na borda da plataforma e podem apresentar barreiras oolíticas, que eventualmente levam ao desenvolvimento de uma laguna restrita de

plataforma; essas características são observadas nos intervalos 3 e 4, o que confirma a interpretação adotada.

7 - Quanto ao aspecto climático, todo o megaciclo desenvolveu-se em ambiente quente e possivelmente semi-árido como atesta a presença de cristais de evaporitos encontrados em todos os intervalos.

8 - As feições diagenéticas mais importantes observadas nos carbonatos da região de Arcos foram: compactação, cimentação, substituição - dolomitização e neomorfismo. A compactação, especialmente a compactação química, afeta especialmente os carbonatos basais, mais lamosos, que ocorrem no Intervalo 1; observa-se estilólitos, *dissolution seams* e no calcário microbiano críptico, bandeamento diagenético, não deposicional.

Cimentação precoce, sinsedimentar, com desenvolvimento de franja isópaca, é observada praticamente em todos os corpos arenosos, e em todos os intervalos; calcita espática ocorre ainda compondo mosaico, também em cavidades.

A dolomitização pode ser de dois tipos. 1- Precoce, sinsedimentar, com cristais de dolomita finamente a criptocristalina compondo um mosaico xenotópico, e preserva a textura original do carbonato; está relacionada à concentração de sais em águas rasas e poderia ser considerada uma dolomitização do tipo evaporativo. 2- Tardia, com cristais de dolomita de cristalinidade média a grossa, que oblitera a textura deposicional dos carbonatos. Eventualmente preserva a forma, mas não a estrutura dos aloquímicos e está representada na área pelo nível regional de dolomito calcítico. Esse tipo de dolomitização pós litificação da rocha, permite a formação de níveis regionais de dolomitos estratiformes, está relacionada à flutuação da interfácies existente entre águas doce e salgada e poderia caracterizar dolomitização por processo do tipo Dorag ou *Mixed Water*. No caso, a flutuação da cunha de água doce-salgada, estaria relacionada à transgressão que permitiu a instalação do Intervalo 2, após evento de exposição subaérea.

Processos neomórficos afetam a quase totalidade dos carbonatos estudados e freqüentemente destroem ou mascaram características primárias das rochas.

9 - A idade do Grupo Bambuí ainda é discutível, os dados são preliminares, mas continua sendo objeto de discussões e controvérsias, sem que tenha até o momento, resultados conclusivos a respeito. Seguramente sua deposição deu-se no Proterozóico, podendo talvez ter atingido o limite Precambriano/Cambriano. De modo geral, os dados disponíveis sugerem 680 Ma como a idade mínima para a deposição do grupo.

Considerações sobre a idade do grupo com base em estromatólitos, *Gymnosolenidae*, que ocorrem fora da área estudada, pois não se encontrou formas estromatolítica com valor bioestratigráfico, coloca-o no Rifeano Superior (Marchese 1974). Microfósseis plantônicos, *Acritarchae*, identificados por análise palinológica - gêneros *Kildinosphaera*, *Trachysphaeridium*, *Stictosphaeridium* e *Protosphaeridium*, apresentam ampla distribuição geográfica, pequena ocorrência estratigráfica no Proterozóico Superior e sugerem idade Rifeano Superior/ Vendiano (Cruz & Lopes 1992). Uma forma com ornamentos encontrada em calcissiltitos (Fácies Cs) e que não foi identificada taxonomicamente, é de ocorrência mais comum no Cambriano, e poderia sugerir para o grupo uma idade mais próxima do limite Precambriano-Cambriano; a presença de formas que lembram vagamente *Renalcis* poderia corroborar uma idade mais próxima ao Cambriano, pois são características desse período, mas a identificação não é segura.

Dados obtidos por Babinsky (1993) indicam, embora também de modo não conclusivo, uma idade isocrônica Pb/Pb de 686 ± 69 Ma, considerada uma idade mínima de deposição para a Formação Sete Lagoas, o que situaria o Grupo Bambuí no mínimo no Rifeano Superior e corroboraria os dados de Bonhomme (1967) e parcialmente os de Kawashita *et al.* (1987). Babinsky (*op. cit.*) obteve também idade isocrônica Pb/Pb da ordem de 520 Ma em carbonatos da Formação Sete Lagoas a qual corresponderia a uma época de homogeneização isotópica, provavelmente relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro.

10 - O espesso pacote de rochas carbonáticas que representam depósitos de tempestades, ocorre apenas no Intervalo 1 e poderia eventualmente ser utilizado como guia estratigráfico regional, o que possibilitaria correlacionar unidades sem continuidade física. As fácies de topo do Intervalo 1, onde se observa feições marcantes de dissolução, com brechas de colapso, abertura de cavidades e outras feições indicativas de exposição subaérea também pode servir como guia estratigráfico regional, em associação com o nível de dolomito calcítico, desde que se leve em conta que essa superfície só poderá ser reconhecida em ambientes proximais, de águas rasas, não devendo ser encontrada como tal em ambientes mais distais.

11 - Quanto à inserção da área pesquisada na estratigrafia formal do Grupo Bambuí, existem vários aspectos a serem discutidos e o resultado não é conclusivo. Em primeiro lugar, o Grupo Bambuí ocorre em vasta área, é pouco conhecido, apresenta variações regionais importantes e não se tem estudos sobre a evolução da sedimentação na Bacia

do São Francisco. À excessão das intercalações pelíticas, representadas pelas formações Serra de Santa Helena e Serra da Saudade, não existem níveis definidos que possam ser utilizados como guias para correlação estratigráfica intrabacinal; mas essas intercalações não estão presentes em toda a bacia e a definição das formações é bastante vaga. As seções-tipo descritas no trabalho de Costa & Branco (1961) e tradicionalmente aceitas (Dardenne 1978) situam-se distantes da área estudada e não apresentam as mesmas características em toda a bacia.

Mas, mesmo com as limitações discutidas, pode-se aventar algumas hipóteses, para situar a área pesquisada na estratigrafia adotada para o Grupo Bambuí. Se, por exemplo, considerarmos como obrigatória a presença de um pacote pelítico (Formação Serra de Santa Helena), acima da unidade carbonática basal (Formação Sete Lagoas), os carbonatos da região de Arcos pertenceriam exclusivamente à Formação Sete Lagoas, pois não se observa intercalação de sedimentos detríticos, não carbonáticos, em toda a área. Mas pela descrição da Formação Sete Lagoas (Costa & Branco *op. cit.* e Dardenne *op. cit.*), apenas os intervalos 1 e 2 estariam bem caracterizados, e dificilmente os intervalos 3 e 4 poderiam ser incluídos, por serem predominantemente oolíticos, embora não se possa esquecer que diferentes fácies podem ocorrer em um mesmo horizonte, assim como fácies distintas ocorrem em diferentes horizontes.

Se por outro lado, considerarmos que o que caracteriza a Formação Lagoa do Jacaré, sobreposta à Formação Santa Helena, é a presença de calcários oolíticos, pouco representados, teoricamente, na Formação Sete Lagoas, então os intervalos 3 e 4 poderiam representar essa formação, embora os calcários encontrados na área pesquisada não sejam pretos, nem fétidos. Nesse último caso, os Intervalos 1 e 2 representariam a Formação Sete Lagoas, e não teria havido a deposição da Formação Santa Helena.

Em realidade, para que se possa ter uma definição estratigráfica da Bacia do São Francisco, é preciso antes trabalhar a bacia como um todo, inclusive com definição de horizontes estratigráficos regionais, o que permitiria efetuar correlações interbaciais, e possibilitaria a compreensão da evolução da bacia. A partir daí seria possível inserir as diferentes unidades na estratigrafia formal adotada.

9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. (1984) **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. 2. ed. Harlow, Longman. 104p.
- AIGNER, T. (1982) Calcareous Tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). In: EINSELE, G. R.; SEILACHER, A. (eds.) **Cyclic and Event Stratification**. Berlin, Springer. p.108-198.
- AIGNER, T. (1985) **Storm deposicional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences**. In: FRIEDMAN, G.M., NEUGEBAUER, H.J.; SEILACHER, A. (eds.) Berlin, Springer. 174p. (Lecture notes in Earth Sciences)
- AITKEN, J. D. (1967) Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, n.4, p. 1163-1187.
- AISSAOUI, D. M. (1990) Botryoidal aragonite and its diagenesis. In: TUCKER, M. E.; BATHURST, R. G. C. (eds.) **Carbonate Diagenesis**. Oxford, Blackwell. p. 135-151.
- ALKMIN, F. F.; CHEMALE JR. F.; BACELLAR, L. A. P.; OLIVEIRA, J. R. P.; MAGALHÃES, P. M. (1989) Arcabouço estrutural da porção sul da bacia do São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO DE MINAS GERAIS, 5., SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO BRASÍLIA,1., Belo Horizonte,1989. **Anais**. Belo Horizonte, SBG - Núcleo de Minas Gerais. p. 289-293 (Boletim n. 10).
- ALLEN, J. R. L. (1984) **Sedimentary structures - their character and physical basis**. 2. ed. Amsterdam, Elsevier, 663 p. (Developments in Sedimentology, 30).
- ALMEIDA, F. F. M. de (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, n. 241, p.1-36.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1977) O Craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364.

- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, 7, p. 45-80.
- AMARAL, G.; KAMASHITA, K. (1967) Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1967. Curitiba. **Anais**. Curitiba, SBG. p. 214-217.
- AWRAMICK, S. M.; MARGULIS, L. (1974) Definition of stromatolites. **Stromatolite Newsletter**, n.2, p.5. Inédito.
- BABBINSKY, M. (1993) **Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco**. São Paulo, 133p. (tese de Doutorado-Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares/USP).
- BAPTISTA, M.B., BRAUN, O.P.G., CAMPOS, D. de A. (1984) Léxico Estratigráfico do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Convênio DNPM/CPRM**. Rio de Janeiro. 560p.
- BARBOSA, O. (1955) Noticiário da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9., 1955, Araxá. **Guia das Excursões**. Araxá, SBG. n.3, p. 3-5.
- BARBOSA, O. (1965) Série Bambuí. Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19., 1965. **Publicação Avulsa**. Rio de Janeiro, SBG.15p.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. R. (1970) Geologia do Triângulo Mineiro. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM**, n.136, 140 p.
- BATHURST, R. G. C. (1975) **Carbonate sediments and their diagenesis**. 2. ed. Amsterdam, Elsevier. 658p. (Developments in Sedimentology,12).

- BATHURST, R. G. C. (1980) Stromatactis - Origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds. **Geology**, v. 8, p. 131- 134.
- BATHURST, R. G. C. (1987) Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compactation. **Sedimentology**, v. 34, p. 749-779.
- BERTRAND-SARFATI, J. (1972) Stromatolites columnaires du Precambrien Superieur, Sahara nord-occidental. Inventaire, morphologie et microstructure des laminations, correlations stratigraphiques. Centre de Recherches sur les zones arides. **Série Géologie**, n.14, p. 1-245.
- BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. (1983) Platform to basin facies evolution: the carbonates of Late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 53, n. 1, p. 275-293.
- BONHOMME, M. G. (1976) Mineralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le Groupe Bambuí, Minas Gerais, Brésil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo. v.6, n.4, p. 211-222.
- BRASIL - Departamento Nacional da Produção Mineral. (1982) **Projeto RADAMBRASIL**, Folha SD.23, Brasília. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro. v. 29, p. 1-660.
- BRAUN, O. P. G. (1968) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., 1968. Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. p. 155-166.
- BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. (1979) A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 1, p. 71-85.
- BURNE, R. V.; MOORE, L. S. (1987) Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaios**, v. 2, p.241-254.

- CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 54, n. 2, p. 207-250.
- CLOUD, P. E.; DARDENNE, M. A. (1973) Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 84, n. 5, p. 1673-1676.
- CONIGLIO, M.; DIX, G.R. (1992) Carbonate slopes. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. St. John's, Geological Association of Canada. p.349-374.
- CORDANI, U. G. (1973) A Geologia do Pré-Cambriano do nordeste da Bahia-oeste de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973. Aracaju. **Anais**. Aracaju, SBG. v. 2, p. 151-158.
- COSTA, M. T.; BRANCO, J. J. R. (1961) Introdução. In: BRANCO, J.J.R. Ed. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., 1961. Belo Horizonte. **Instituto de Pesquisas Radioativas da Universidade Federal de Minas Gerais**. n. 15, p. 1-119.
- COSTA, L. A. M. da; ANGEIRAS, A. G.; VALENÇA, J. G.; STEVENAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. **Boletim de Geologia do Instituto de Geociências**, n. 5, p. 3-34.
- COUTO, J. G. P.; BEZ, L. (1981) A Glaciação Jequitaiá. Um guia estratigráfico para o Precambriano superior no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.11, n. 1, p. 17-21.
- COUTO, J. G. P.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; IYER, S. S.; MORAES, N. M. P. (1981) Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 5-16.

- DARDENNE, M. A. (1978) Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. **Anais**. Recife, SBG. v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M. A.; WALDE, D. H. G. (1979) A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1., 1979. Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. p. 43-45.
- DELLA FAVERA, J. C. (1990) **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre, p. 1243. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências / Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- DERBY, O. A. (1879) Contribuição para o estudo da geologia do valle do São Francisco. **Arquivo do Museu Nacional**, Rio de Janeiro. n. 4, p. 87-119.
- DERBY, O. A. (1880) Reconhecimento geológico do valle do São Francisco. In: Brasil **Comissão Hidrographica do Rio São Francisco. Relatório...**, Rio de Janeiro. Anexo 1, p. 1-24.
- DERBY, O. A. (1880) Geology of the rio São Francisco, Brazil. **American Journal of Science**, v. 19, n. 11, p. 236.
- DUNHAM, R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. **Memoir AAPG**, n.1, p.108-121.
- EINSELE, G. (1991) Submarine mass deposits and turbidites. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin, Springer. p.313-339.
- EINSELE, G.; SEILACHER, A. (1982) Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In: EINSELE, G.; SEILACHER, A. (eds.) **Cyclic and Event Stratification**. Berlin, Springer. p. 531-536.

- EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. (1971) Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Canadian Petrology and Geology Bulletin**, v.19,p.730-781.
- ENOS, P.; MOORE, C. H. (1983) Fore-reef slope. In: SCHOLLE, P. A.; BEBOUT, D. G.; MOORE, C. H. (eds.) Carbonate Depositional Environments. **Memoir AAPG**, n. 33, p. 507-538.
- FAIRCHILD, I. J.; HERRINGTON, P. (1989) A Tempestite - Stromatolite - Evaporite Association (Late Vendian, east Greenland); a shoreface lagoon model. **Precambrian Research**, v. 43, p. 101-127.
- FOLK, R. L. (1959) Pratical petrographic classification of limestones. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 43, n. 1, p. 1-38.
- FOLK, R. L. (1962) Spectral subdivision in limestone type. **Memoir AAPG**, n.1, p. 62-84.
- FOLK, R. L. (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: PRAY, L.C., MURRAY, R.C. (eds.) **Dolomitization and Limestone Diagenesis, a Symposium**. Tulsa,SEPM. p.14-48 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 13).
- FOLK, R. L. (1980) **Petrology of Sedimentary rocks**. 2. ed. Austin, Hemphill's. 170 p.
- FREIBERG, B. von (1932) Resultados das pesquisas geológicas em Minas Gerais - Brasil. Tradução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 19., 1965. Rio de Janeiro. **Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas do Brasil**. SBG. 222 p.
- GEBELEIN, C.D. (1974) Biologic control of stromatolite microstructure: implications for Precambrian time stratigraphy. **American Journal of Science**, v. 274, p. 575-598.
- GREY, C.; AWRAMICK, S. M.; BERTRAND-SARFATI, J.; HOFMANN, H. J.; PRATT, B. R.; WALTER, M. R.; SHIXING, Z. (1992) **Handbook for the study of stromatolites and related structures**. 4th draft. Inédito.

- GROTZINGER, J. P. (1986) Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canadá. **Bulletin of Geological Society of America**, v. 97, n. 10, p. 1208-1231.
- GROTZINGER, J. P. (1989) Facies and evolution of the Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In CREVELLO, P. D.; WILSON, J. L.; SARG, J. F.; READ, J. F.; (eds.) **Controls on Carbonate Platform and Basin Development**. Tulsa, SEPM. p.79-106. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 44).
- HALLEY, R.B. (1976) Textural variations within Great Salt Lake algal mounds In: WALTER, M.R. (ed.) **Stromatolites**. Amsterdam, Elsevier. p. 435-446. (Developments in Sedimentology, 20).
- HARRIS, P. M.; KENDAL, C. G. St. C.; LERCHE, I. (1985) Carbonate cementation: a brief review. In: SCHNEIDERMAN, N. R.; HARRIS, P. M. (eds.) **Carbonate Cements**: based on a symposium sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, SEPM. p. 79-95. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 36).
- HOFFMAN, P. (1976) Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, western Australia. In: WALTER, M.R. (ed.) **Stromatolites**. Amsterdam, Elsevier. p. 262-271. (Developments in Sedimentology, 20).
- HOFMANN, H. J. (1969) **Attributes of stromatolites**. Paper 69-39. Ottawa, Geological Survey of Canada. p. 1-58.
- IRWIN, M. L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 49, n. 4, p. 445-459.
- JAMES, N. P.; BOURQUE, P. A. (1992) Reefs and Mounds. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. St. John's, Geological Association of Canada. p. 323-348.

- JAMES, N. P.; KENDALL, A. C. (1992) Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. St. John's, Geological Association of Canada. p.265-276.
- JONES, B.; DESROCHERS, A. (1992) Shallow Platforms Carbonate. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. St. John's, Geological Association of Canada. p. 277-302.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. (1988) Late Proterozoic glatiation in central - eastern Brazil: synthesis and model. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.65, n. 1/2, p. 1-21.
- KAWASHITA, K.; MIZUZAKI, A. M. P.; KIANG,C.H. (1987) Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG): In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., Porto Alegre, 1987. **Anais**. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geoquímica. v. 1, p. 133-137.
- KIANG, C. H.; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIN, F. F. (1988) Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. **Anais**. Belém, SBG. v.5, p. 2076-2090.
- KREIZA, R. D.; BAMBACH, R. K. (1982) The role of storm process in generating shell beds in paleozoic shelf environments. In: EISENLE, G.; SEILACHER, A. (eds.) **Cyclic and Event Stratification**. Berlin, Springer. p. 200 -207.
- LOGAN, B. W.; REZACK, R.; GINSBURG, R. N. (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. **Journal of Geology**, v.72, p. 68-83.
- McCROSSAN, R. G. (1958) Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 28, n. 3, p. 316-320.
- MADALOSSO, A.; VERONESE, V. F. (1978) Considerações sobre a estratigrafia das rochas carbonatadas do Grupo Bambuí na região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata

- (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. **Anais**. Recife, SBG. v. 2, p. 635-648.
- MAGALHÃES, L. (1988) **Análise estrutural qualitativa nos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó)**. Ouro Preto, p. 1-109. (Tese de Mestrado - Departamento de Geologia da Escola de Minas / Universidade Federal de Ouro Preto).
- MAGALHÃES, P. M. (1989) **Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia do São Francisco**. Ouro Preto, p. 1-100. (Tese de Mestrado - Departamento de Geologia da Escola de Minas / Universidade Federal de Ouro Preto).
- MARCHESE, H. G. (1974) Estromatolitos Gymnosolenides en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, n.4, p. 257-271.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J.C. M.; DARDENNE, M. A.; LOGUÉRCIO, S. O. C.; RAMALHO, R. (1984) As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM. p.251 - 303.
- MIRANDA, J. (1952) Estado de Minas Gerais. **Relatório Anual do Diretor. Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, 1951, p.30 - 34.
- MIRANDA, J. (1953) Folha de Bambuí. **Relatório Anual do Diretor. Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, 1952, p.25-27.
- MONTY, C. L. V. (1967) Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Islands, Bahamas. **Annales de la Société Géologique de Belgique**, v. 90, n. 3, p. 1-99.

- MONTY, C. L. V. (1976) The Origin and development of cryptalgal fabrics. In: WALTER, M.R. (ed.) **Stromatolites**. Amsterdam, Elsevier, p. 193-249.
- MONTY, C. (1981) *Spongiostromate vs. Porostromate* stromatolites and oncolites. In: MONTY, c. (ed.) **Phanerozoic Stromatolites - Case Histories**. Berlin, Springer. p. 1-4. (International Symposium on Fossil Algae).
- OLIVEIRA, M. A. M. (1967) Contribuição à geologia da parte sul do São Francisco e áreas adjacentes. **Ciência, Técnica e Petróleo**, n. 3, p.71-105.
- PFLUG, R.; RENGER, F. E. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973. Aracaju. **Anais**. Aracaju, SBG. v. 2, p. 5-19.
- PLAYFORD, P. E.; COCKBAIN, A. E. (1976) Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: WALTER, M.R. (ed.) **Stromatolites**. Amsterdam, Elsevier. p.389-412.
- PRATT, B. R. (1982) Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n. 4, p. 1203-1227.
- PRATT, B. R. (1982a) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization - Discussion and examples of compaction in carbonate sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n. 1, p. 323-334a.
- PRATT, B. R. (1984) Epiphyton and Renalcis - diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue - green algae. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, n. 3, p. 948-971.
- PRATT, B. R.; JAMES, N. P. (1986) The Saint George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. **Sedimentology**, n. 33, p.313-343.

- PRATT, B. R.; JAMES, N. P.; COWAN, C. A. (1992) Peritidal Carbonates. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.) **Facies Models - Response to Sea Level Change**. St. John's, Geological Association of Canada. p. 303-322.
- RAGOT, J.P. (1976) Evolution du degré d'organisation des particules carbonées disseminées dans les roches. **Bulletin du Centre de Recherches de Pau**, v.10, n.1, p.221-251.
- READ, J.F. (1982) Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. **Tectonophysics**, v.81, p.195-212.
- RICKEN, W.; EDER, W. (1991) Diagenetic modifications of calcareous beds - an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin, Springer, p. 430-449.
- RIDING, R. (1991) Classification of microbial carbonates. In: RIDING, R. (ed.) **Calcareous Algae and Stromatolites**. Berlin, Springer. p. 21-52.
- RIMANN, E. (1917) A Kimberlita no Brasil. **Anais da Escola de Minas**. Ouro Preto, v. 15, p. 27-32.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (1984) **Geologia do Brasil**: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM. (Mapa composto por 4 partes).
- SCHOLL, W. U. (1976) Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí, na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976. Ouro Preto. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. v. 2, p. 207-231.
- SCHOLLE, P. A. (1978) A Color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. **Memoir AAPG**, n.27, p.1-241.
- SCHOLLE, P. A.; BEBOUT, D. G.; MOORE, C. H. (eds.) (1983) Carbonate Depositional Environments. **Memoir AAPG**, n. 33, p.1-708.

- SEILACHER, A.; AIGNER, T. (1991) Storm deposition at the bed, facies and basin scale: the geologic perspective. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin, Springer. p.249-312.
- SWETT, K.; KNOLL, A. H. (1985) Stromatolitic bioherms and microphytolites from Late Proterozoic Draken Conglomerate formation, Spitsbergen. **Precambrian Research**, v. 28, p.327-347.
- TUCKER, M. E. (1982) **The Field description of sedimentary rocks**. Milton Keynes, Open University Press. 112p. (Geological Society of London Handbook).
- TUCKER, M. E. (1990) Dolomites and dolomitization models. In: TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. (eds.) **Carbonate sedimentology**. 1. ed. Oxford, Blackwell. p. 365-400.
- TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. (1990) **Carbonate sedimentology**. 1. ed. Oxford, Blackwell. 482 p.
- WANLESS, H. R. (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 49, n. 2, p. 437-462.
- WHISONANT, R.C. (1987) Paleocurrent and petrographic analysis of imbricated intraclast in shallow-marine carbonates, Upper Cambrian, southwestern Virginia. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n. 6, p.983-994.
- WILSON, J. L. (1975) **Carbonate facies in geologic history**. 7. ed. New York, Springer. 471p.
- WILSON, J.L.; JORDAN, C. (1983) Middle shelf environment. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G.; MOORE, C.H (eds.) Carbonate depositional environments. **Memoir AAPG**, n. 33, p.298-343.