UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOBIOLOGIA DE SEDIMENTOS MESO E
NEOPROTEROZÓICOS DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

Cristina Simonetti

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PALEOBIOLOGIA DE SEDIMENTOS MESO E
NEOPROTEROZÓICOS DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Cristina Simonetti

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. T.R.Fairchild
Examinadores:	Dr. S.Petri
	Dr. E.C.de Oliveira Filho

SÃO PAULO
1994

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005681

**PALEOBIOLOGIA DE SEDIMENTOS MESO E
NEOPROTEROZÓICOS DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

Cristina Simonetti

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
1994**

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é especialmente dedicado ao Professor Thomas Rich Fairchild, entre todos os Mestres, o primeiro. Agradeço os ensinamentos, a atenção, o estímulo e o inigualável bom humor

Ao Andrea o afeto, o amor, o interesse e a compreensão

À Maria o amor e o eterno exemplo de vontade e realização

Ao Gianfranco o amor, as oportunidades e o estímulo

À Roberta, sempre companheira, o amor, a colaboração e a incomparável vivacidade

Ao Cristiano (grande !) cuja contribuição e paciência foram fundamentais

À PETROBRÁS a oportunidade de investigar os testemunhos e todo o auxílio prestado

Ao geólogo Pedro Zálan, por ter tornado possível o intercâmbio com a PETROBRÁS

Ao Mestre, geólogo e naturalista, Oscar Paulo Gross Braun, as lições sobre a geologia, vegetação e história do Brasil Central

A Professora Célia Sant'Anna, com quem muito aprendi sobre as cianofíceas atuais

Aos professores Roland Trompette, Benjamin Bley de Brito Neves, Mario Campos Neto e Fernando Flecha de Alkmin as explicações (fundamentais) sobre a geologia da área investigada

Aos professores Setembrino Petri, Jean Pierre Ybert e Murilo Lima a contribuição em várias fases deste trabalho

Ao Jaime pelas excelentes reproduções fotográficas

À Mariselma, com quem muito aprendi sobre a amizade

Ao Zio Filippo as primeiras lições de informática

À Mimi, Annalina e Jô a amizade

Aos queridos Ellade e Ivo o afeto e carinho

Aos amigos e colaboradores, Claudio, Wilson, Fernando Coy, Alexandre, José Montagna, Marcelo, Maria José, Fresia, Estela, Cida, Ivone, Lúcia e Sônia

Ao CNPq o apoio financeiro

RESUMO

Esta dissertação, até o momento, o mais detalhado estudo paleobiológico de sedimentos de subsuperfície do Proterozóico brasileiro, apresenta os primeiros registros de microfósseis do Supergrupo Espinhaço e da Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí). Os sedimentos, meso e neoproterozóicos, foram selecionados de afloramentos e de testemunhos de subsuperfície do Brasil central (noroeste de Minas Gerais e leste de Goiás). Um total de 66 amostras —das quais, 41 microfossilíferas— foram analisadas através de técnicas palinológicas e/ou petrográficas.

Devido à intensa alteração dos afloramentos, apenas nas amostras de sílex negro, coletadas nos arredores de Unaí (possivelmente do Grupo Paranoá), foram identificados microfósseis significativos. Grande parte dos sedimentos de subsuperfície, ao contrário dos anteriores, forneceram microfósseis abundantes e, quase sempre, bem conservados; foram selecionados de testemunhos de quatro poços, perfurados na porção sul do Cráton do São Francisco (amostras cedidas pela PETROBRÁS). Nos arredores Montalvânia e Buritizeiros (MG), três dos poços recuperaram sedimentos meso e neoproterozóicos não afetados pelos dobramentos brasileiros, atribuídos, respectivamente, aos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Apenas os sedimentos do quarto poço, perfurado na região cratônica, porém dentro da zona de influência da Faixa Brasília, em Alvorada do Norte (GO), exibem evidências de deformação.

As melhores amostras fossilíferas, com microfósseis diversos e bem preservados, pertencem ao Supergrupo Espinhaço (Gr. Conselheiro Mata) da zona cratônica estável. Constituem os primeiros registros micropaleontológicos do supergrupo. Formas simples, cocóides isolados ou coloniais, com dimensões normalmente inferiores a 50 μm , e filamentos tubulares e celulares, com diâmetros variáveis entre 1 e 18 μm , dominam as assembléias fossilíferas.

Dezenove táxons distintos foram identificados nas amostras analisadas. Onze foram atribuídos às Cyanophyceae (cianofíceas ou cianobactérias): *Siphonophycus robustum*, *S. kestron*, *Paleolyngbya* sp., *Polytrichoides* sp., Nostocales 1, *Myxococcoides* sp. 1, *Myxococcoides* sp. 2, *Eosynechococcus medius*, *E. grandis*, Chroococcales 1 e Chroococcales 2. Os demais, de natureza indefinida, foram reunidos na categoria *Incertae Sedis*: *Leiosphaeridia crassa*, *L. ternata*, *Leiosphaeridia* sp. 1, *Leiosphaeridia* sp. 2, cf. *Glenobotrydion*, *Huroniospora* sp., Forma 1 e Forma 2. Todos os táxons apresentam ampla distribuição vertical no Proterozóico, sendo, por isso, pouco úteis nas questões bioestratigráficas.

A despeito de todas as limitações do registro pré-cambriano, foi possível associar à quase todas as assembléias um significado paleoambiental, a partir da comparação com microrganismos atuais, principalmente as cianofíceas.

ABSTRACT

This dissertation presents the most detailed paleobiological study to date of subsurface Proterozoic sediments from Brazil, including the first reports of microfossils from the Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup and the Neoproterozoic Lagoa do Jacaré Formation. Meso and Neoproterozoic sediments were investigated from both outcrops and subsurface of central Brazil (northwestern Minas Gerais and eastern Goiás). A total of 66 samples were analysed by palynological and/or petrographic techniques; 41 proved to be fossiliferous.

As most of the Proterozoic rock outcrops are intensely weathered, only the few silicified sediments collected near Unaí apparently from the Paranoá Group have yielded significant microfossils. On the other hand, diverse microfossils assemblages were identified in most of the subsurface samples—all furnished by PETROBRÁS—from the Southern São Francisco Craton. Near Montalvânia and Buritizeiros (MG) three wells provided sediments from the Meso and Neoproterozoic Espinhaço and São Francisco Supergroups, respectively. Only the sediments of the fourth well, drilled on the craton near Alvorada do Norte (GO) within the zone of influence of the Brasília Fold-Belt, exhibit clear evidence of the Brasiliano tectonism.

The best fossiliferous sediments—with abundant and well-preserved microfossils—are from the stable zone of the Espinhaço Supergroup (Conselheiro Mata Group). This is the first record of fossils in the sediments of that Supergroup. The assemblages are dominated by simple forms represented by isolated and colonial coccoidal microfossils smaller than 50 μm and by tubular and celular filaments 1 to 18 μm in mean diameter.

Nineteen different taxa were identified the investigated samples. Eleven are attributed to the Cyanophyceae (blue-green algae or cyanobacteria): *Siphonophycus robustum*, *S. kestron*, *Paleolyngbya* sp., *Polytrichoides* sp., Nostocales 1, *Myxococcoides* sp. 1, *Myxococcoides* sp. 2, *Eosynechococcus medius*, *E. grandis*, Chroococcales 1, and Chroococcales 2. The remaining eight, of uncertain biological affinities are considered as *Incertae Sedis*: *Leiosphaeridia crassa*, *L. ternata*, *Leiosphaeridia* sp. 1, *Leiosphaeridia* sp. 2, cf. *Glenobotrydion*, *Huroniospora* sp., Forma 1, and Forma 2. All the identified taxa exhibit a broad vertical range in the Proterozoic and thus are not very useful for biostratigraphical purposes.

Despite all the restrictions of the Precambrian paleontological record, it was possible to infer the probable depositional environment of several of the microfossiliferous samples, based on the habit of the analogous living microorganisms (mostly blue-green algae).

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. O REGISTRO MICROPALAEONTOLÓGICO DO PROTEROZÓICO	3
2.1 PRINCIPAIS EVENTOS DA EVOLUÇÃO BIOLÓGICA DURANTE O PRÉ-CAMBRIANO	3
2.2 ANTIGUIDADE E LIMITAÇÕES DO REGISTRO	5
2.3 SIGNIFICADO AMBIENTAL DAS BIOTAS PROTEROZÓICAS	7
2.4 POTENCIAL BIOESTRATIGRÁFICO DOS MICROFÓSSEIS	9
3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA INVESTIGADA	11
3.1 SUPERGRUPO ESPINHAÇO	14
3.2 GRUPO PARANOÁ	22
3.3 DEPÓSITOS ASSOCIADOS À GLACIAÇÃO PROTEROZÓICA DO BRASIL CENTRAL	28
3.3.1 Formação Jequitai	30
3.3.2 Formação Bebedouro	30
3.3.3 Formação Ibiá	31
3.3.4 Grupo Macaúbas	32
3.3.5 Ambientes de Sedimentação dos Depósitos Glaciais	37
3.4 GRUPO BAMBUÍ	39
4. MATERIAL ESTUDADO: PROVENIÊNCIA E CARACTERÍSTICAS	49
4.1 AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE	49
4.2 AMOSTRAS DE SUBSUPERFÍCIE	53
Poço 1-PSB-13-MG	55
Poço 1-MA-1-MG	59
Poço 1-RF-1-MG	63
Poço 1-RC-1-GO	68

5. METODOLOGIA: TRATAMENTO DAS AMOSTRAS	73
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	74
6.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RESÍDUOS ORGÂNICOS	74
6.2 PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA	76
6.3 ASSEMBLÉIAS MICROFOSSILÍFERAS:	
CARACTERÍSTICAS E SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL	96
6.3.1 Amostras de Superfície	96
6.3.2 Amostras de Subsuperfície	101
Poço 1-PSB-13-MG	101
Poço 1-MA-1-MG	110
Poço 1-RF-1-MG	113
Poço 1-RC-1-GO	115
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	117
8. REFERÊNCIAS CITADAS	120
ESTAMPAS	138

LISTA DE FIGURAS

Limites das Áreas Cratônicas do Brasil Central	13
Distribuição Faciológica e Estratigráfica do Supergrupo Espinhaço	15
Coluna Estratigráfica Básica do Supergrupo Espinhaço	17
Quadro Estratigráfico e Sedimentológico do Supergrupo Espinhaço	21
Distribuição Generalizada do Grupo Paranoá	23
Seções Colunares do Grupo Paranoá	26
Distribuição Esquemática dos Depósitos Glaciais Proterozóicos	29
Distribuição do Grupo Macaúbas	33
Seções Colunares do Grupo Macaúbas	35
Distribuição Generalizada do Grupo Bambuí	40
Seções Colunares do Grupo Bambuí	44/45
Roteiro dos Trabalhos de Campo	51/52
Localização Aproximada dos Poços Investigados	54
Perfil Esquemático do Poço 1-PSB-13-MG	56/57
Perfil Esquemático do Poço 1-MA-1-MG	60/61
Perfil Esquemático do Poço 1-RF-1-MG	64-66
Perfil Esquemático do Poço 1-RC-1-GO	69-71
Distribuição dos Diâmetros dos Filamentos	77
Distribuição dos Diâmetros de <i>Siphonophycus robustum</i> e <i>S. kestron</i>	78
Distribuição dos Diâmetros de Nostocales 1	81

Distribuição das Dimensões de <i>Myxococcoides</i> sp. 1 e <i>Myxococcoides</i> sp. 2	82
Distribuição das Dimensões de <i>Eosynechococcus medius</i> e <i>E. grandis</i>	84
Distribuição das Dimensões de <i>Chroococcales</i> 1	85
Distribuição das Dimensões de <i>Leiosphaeridia crassa</i>	87
Distribuição das Dimensões de <i>Leiosphaeridia</i> sp. 1 e <i>Leiosphaeridia</i> sp. 2	90
Distribuição das Dimensões de <i>Huroniospora</i> sp.	92
Distribuição dos Táxons Identificados nas Amostras de Subsuperfície	94/95
Distribuição das Dimensões dos Cocóides do Poço 1-PSB-13-MG	105/106
Médias e Barras de Erros das Dimensões dos Cocóides do Poço 1-PSB-13-MG	106
Distribuição das Dimensões dos Cocóides do Poço 1-MA-1-MG	111
Distribuição das Dimensões dos Cocóides do Poço 1-RF-1-MG	113
Distribuição das Dimensões dos Cocóides do Poço 1-RC-1-GO	115

1. INTRODUÇÃO

Até meados da década de 60, pouca atenção havia sido dispensada à investigação da vida pré-cambriana. As evidências registradas até então, em grande parte muito degradadas e de natureza indefinida, pouco informavam sobre as características da evolução biológica durante o Pré-Cambriano.

Na década anterior, TYLER & BARGHOORN (1954) haviam descrito uma microflórula relativamente diversa, com cerca de 2,0 bilhões de anos, preservada em estromatólitos silicificados da Formação Gunflint (Canadá). Entretanto, foi a partir do trabalho de J. W. Schopf, um minucioso estudo de uma biota excepcionalmente bem preservada do Neoproterozóico australiano (SCHOPF, 1968), que a paleobiologia do Pré-Cambriano conquistou seu papel de destaque no campo da Paleontologia. Desde então, muitas ocorrências significativas de microfósseis pré-cambrianos, especialmente proterozóicos, têm sido registradas em diferentes continentes, estimulando novas investigações sobre a origem e evolução inicial da vida na Terra.

A ampliação do conhecimento sobre as características biológicas do Pré-Cambriano gerou um interesse crescente pelo potencial petrolífero de rochas desse período. De fato, desde a década de 60, já foram reportados vários indícios de hidrocarbonetos gerados e/ou acumulados em estratos proterozóicos, alguns dos quais com importância econômica, como é o caso da plataforma do oeste siberiano (Bacia de Irkutsk), na região do Ural-Volga, da Bacia de Amadeus, no norte da Austrália, e das bacias de Sichuan e Bohay Bay, na China. Ainda que os processos de geração e acumulação mereçam maior investigação, estas ocorrências atestam que já existiam, no Proterozóico, condições favoráveis à formação de depósitos de hidrocarbonetos e que sedimentos antigos, não afetados por metamorfismo intenso, podem apresentar porosidade, permeabilidade e outras características propícias ao acúmulo de hidrocarbonetos.

No Brasil, o registro da ocorrência de gás inflamável em alguns poços d'água perfurados nos municípios mineiros de Montalvânia e Buritizeiros (MELLO *et al.*, 1988) despertou, ainda nos anos setentas, um tímido interesse da PETROBRÁS pelo potencial petrolífero da Bacia Proterozóica do São Francisco. Na década seguinte, com alguns dados geoquímicos já disponíveis (BABINSKI, 1986; BABINSKI & RABELO DOS SANTOS, 1987 *apud* BRAUN *et al.*, 1990), intensificaram-se as investigações.

O interesse mundial pelas reservas de hidrocarbonetos de algumas bacias proterozóicas e a identificação de novas emanções gasosas em outras localidades de Minas Gerais e Goiás estimularam a PETROBRÁS a delimitar áreas de prospecção nas proximidades dos sítios de ocorrência de gás, onde foram perfurados três poços, 1-MA-1-MG, 1-RF-1-MG, 1-RC-1-GO. De certa forma, esta iniciativa da PETROBRÁS possibilitou o estudo, pioneiro no Brasil, do conteúdo orgânico/paleontológico de sedimentos proterozóicos de subsuperfície e, portanto, livres do intemperismo. Após um primeiro contato com técnicos da Empresa, foram selecionadas amostras dos sedimentos recuperados pelos testemunhos dos três poços citados e do poço 1-PSB-13-MG, perfurado em Montalvânia pela CPRM. Além desses sedimentos, foram incluídas no trabalho, amostras de superfície potencialmente microfossilíferas, coletadas de rochas proterozóicas aflorantes no noroeste mineiro.

Assim, após exaustivas análises de lâminas palinológicas e petrográficas foi possível caracterizar e confrontar o conteúdo micropaleontológico de cada amostra selecionada. Aos conjuntos de microfósseis suficientemente bem preservados, tentou-se atribuir afinidades biológicas e, quando possível, significados paleoambientais. Em todos os casos, a comparação com microrganismos atuais, principalmente bactérias e cianofíceas (ou cianobactérias), foi fundamental. Procurou-se, por fim, associar os dados micropaleontológicos dos sedimentos investigados às informações geológicas disponíveis.

2. O REGISTRO MICROPALAEONTOLÓGICO DO PROTEROZÓICO

2.1. PRINCIPAIS EVENTOS DA EVOLUÇÃO BIOLÓGICA DURANTE O PRÉ-CAMBRIANO

O registro paleontológico do Pré-Cambriano ou de períodos posteriores representam uma mínima fração do que foi a vida primitiva na Terra. Talvez no caso do Pré-Cambriano, esta fração seja ainda menos significativa, já que os microrganismos que dominaram esse extenso período, em grande parte procariontes, não dispunham dos atributos que normalmente favorecem a fossilização (esqueletos, conchas, carapaças, etc.). Ainda assim, as várias ocorrências hoje conhecidas de microfósseis pré-cambrianos permitiram elucidar algumas das possíveis etapas iniciais —e certamente fundamentais— da evolução biológica.

O registro paleontológico do Pré-Cambriano, período que corresponde a **mais de 85%** da história biológica do planeta, é marcado por uma taxa extremamente lenta de diversificação morfológica. As mais antigas evidências, com aproximadamente 3.5 Ga¹, provêm de sedimentos do Grupo Warrawoona, da Austrália (AWRAMIK *et al.*, 1983; SCHOPF, 1992a, 1993) e do Supergrupo Swaziland na África do Sul (SCHOPF & WALTER, 1983). São formas filamentosas septadas ou não, com dimensões variadas, e raras colônias de células elipsóides. Suas dimensões e morfologia —muito simples, porém relativamente diversificada— sugerem possíveis afinidades com bactérias e, especialmente, cianofíceas.

Ainda que a simples comparação morfológica não seja definitivamente conclusiva, a semelhança com cianofíceas filamentosas atuais, predominantemente aeróbias e fotoautotróficas, pode indicar que aquelas formas primitivas, há 3,5 Ga, já dispunham de um metabolismo relativamente avançado. É pouco provável, portanto, que representem a expressão mais antiga da vida na Terra.

De fato, apesar de algumas opiniões contrárias, a hipótese mais aceita quanto ao metabolismo dos primeiros seres vivos alega que estes tenham sido heterotróficos, absorvendo nutrientes diretamente do meio rico em compostos orgânicos, do qual tiveram origem. A autotrofia, que exige maior complexidade morfológica, teria aparecido mais tarde, condicionada às variações físico-químicas da Terra primitiva. Ao que tudo indica, o surgimento da vida foi um evento precoce na história do planeta, pelo menos tão antigo quanto o próprio registro geológico (ver SCHIDLOWSKI, 1984).

¹ Bilhões de anos

O registro fossilífero sugere que os procariontes —hoje representados pelas bactérias e cianofíceas— dominaram a biosfera durante a maior parte do Pré-Cambriano. Nesse período, desenvolveram as principais vias metabólicas, herdadas, posteriormente, pelas formas de vida mais complexas (MARGULIS, 1981).

De acordo com as principais evidências conhecidas, os eucariontes, possivelmente na transição Paleo/Mesoproterozóico, passaram a dividir com os procariontes os habitats disponíveis do planeta. Acrítarcas² esféricas, preservados em sedimentos paleoproterozóicos, com 1,7 Ga (Bacia Mc Arthur, Austrália), foram interpretados, com base nas dimensões, superiores a 30 μm , como eucariontes planctônicos (PEAT *et al.*, 1978). Esteranos registrados na mesma bacia foram, da mesma forma, considerados produtos do metabolismo aeróbio de eucariontes primitivos (SUMMONS, 1988). A antiguidade do grupo é indicada, ainda, por estudos filogenéticos baseados na semelhança entre as subunidades das seqüências de RNA ribossômico de microrganismos atuais distintos (CHAPMAN, 1992).

Os primeiros eucariontes não foram, aparentemente, capazes de desenvolver a respiração aeróbia ou a fotoautotrofia (RUNNEGAR, 1992). Confirmando o papel dos procariontes na evolução metabólica, recentes estudos filogenéticos comprovaram que os cloroplastos e as mitocôndrias evoluíram, respectivamente, a partir de cianofíceas e bactérias que, por endossimbiose³, se associaram a eucariontes primitivos. A aquisição de organelas intracelulares, sítios de funções metabólicas específicas, e o desenvolvimento da mitose e meiose conferiram aos eucariontes um papel decisivo no curso de toda a evolução posterior.

Em sua longa fase inicial, a evolução biológica foi intracelular e essencialmente metabólica. Assim, foram necessários pelo menos 3,0 Ga para o estabelecimento da estrutura celular, das vias metabólicas, dos mecanismos de transmissão e controle do material genético, enfim, de todos os processos bioquímicos que permitiram a ampla diversificação morfológica posterior —característica marcante da vida fanerozóica.

² "Microfósseis de natureza desconhecida e possivelmente variada, formados por uma cavidade central envolvida por uma parede orgânica, uni ou multilamelada..." (EVITT, 1963).

³ A teoria da endossimbiose (MARGULIS, 1970) propõe que as mitocôndrias e cloroplastos evoluíram a partir da associação simbiótica entre seus ancestrais procarióticos e eucariontes primitivos. Inicialmente baseada apenas em semelhanças morfológicas, a teoria é hoje confirmada por evidências moleculares (SCHWARZ & KOSSEL, 1980 e GRAY, 1988 *apud* RUNNEGAR, 1992).

2.2. ANTIGUIDADE E LIMITAÇÕES DO REGISTRO

As significativas diferenças geológicas que conduziram à subdivisão do Pré-Cambriano, em eons Arqueano e Proterozóico, refletem-se em seus respectivos registros paleontológicos. No Arqueano (4,0 a 2,5 Ga atrás), a instabilidade ambiental, decorrente das intensas atividades tectônica, magmática e meteorítica, provavelmente restringiu a proliferação biológica, sendo responsável pela destruição de grande parte das evidências. Com efeito, os fósseis arqueanos, apesar de seu valor biológico, são muito raros e mal preservados.

No Proterozóico (2,5 a 0,57 Ga atrás), à medida que variavam as condições atmosféricas, a composição oceânica, as atividades tectônicas e os padrões sedimentação, extensos mares epicontinentais formavam-se sobre áreas cratônicas, como produtos da estabilização crustal (KNOLL, 1986). A evolução biológica prosseguia em direção a uma crescente complexidade metabólica, permitindo a ocupação de novos e variados habitats. O registro microfossilífero do Proterozóico distingue-se pelo grande número de ocorrências (cerca de 3000; SCHOPF, 1989), pela qualidade de preservação e pelo aumento progressivo da diversidade de suas biotas.

Ainda assim, a natureza e antigüidade das evidências limitam consideravelmente as interpretações biológicas, quase sempre baseadas na comparação morfológica com cianofíceas e bactérias ou, ocasionalmente, com alguns grupos de algas eucarióticas e fungos.

Como em quase todos os processos de fossilização, a preservação dos microrganismos é seletiva. Preservam-se normalmente como fósseis, apenas as estruturas mais resistentes, como bainhas externas⁴, alguns tipos de parede celular⁵ ou, mais raramente, certas inclusões, que podem representar tanto o citoplasma coalescido quanto tipos distintos de organelas intracelulares. Os processos tafonômicos (diagênese, compactação, variações térmicas) podem produzir fragmentação, escurecimento, redução de dimensões, coalescência do protoplasma e colapso de organelas e membranas (OEHLER, 1976). Até a silicificação precoce, o mais eficiente processo de preservação de microrganismos proterozóicos (KNOLL, 1985), promove, entre outras alterações, irregularidade nas margens e reticulação na superfície dos fósseis (OEHLER, *op. cit.*).

⁴ Muitas das bainhas de cianofíceas, em fase inicial de degradação, ou preservadas em estromatólitos pré-cambrianos, são formadas por complexos de polissacarídeos e proteínas (HORODYSKI *et al.*, 1992). Em quase todos os procariontes atuais, o mais externo componente da célula, conhecido como glicocálice, é constituído essencialmente por água (ca. 90 %) e por uma porcentagem reduzida de polissacarídeos ou glicoproteínas (COSTERTON *et al.*, 1981).

⁵ A parede celular das cianofíceas, rica em lipídios, apresenta uma espessa camada de mureína, um glicopeptídeo formado por cadeias paralelas de polissacarídeos unidas por pontes curtas de peptídios (BEVERIDGE, 1981 *apud* HORODYSKI *et al.*, 1992).

Nem sempre, porém, é possível distinguir as feições morfológicas originais daquelas decorrentes dos processos tafonômicos. Estes podem alterar de tal forma a morfologia original dos organismos que microfósseis diferentes podem ter, na verdade, pertencido à mesma espécie biológica; em contraposição, fósseis de microrganismos originalmente distintos (de espécies diferentes ou mesmo de outros níveis taxonômicos) podem ser incluídos no mesmo táxon paleontológico. É o caso dos acritarcas proterozóicos que podem ser interpretados como bainhas de cianofíceas, paredes de algas eucarióticas unicelulares, esporos, cistos, etc. (FAIRCHILD, 1985).

Um importante exemplo do valor da distinção entre feições originais e tafonômicas é a interpretação da natureza de grânulos internos, comuns em algumas formas cocoidais⁶ do Proterozóico. No gênero *Glenobotrydion*, do Proterozóico Superior, tais grânulos foram interpretados, após um minucioso exame ao microscópio eletrônico, como vestígios de pirenóides (OEHLER, 1977), porções diferenciadas de plastídios, organóides associados à síntese e acumulação de substâncias diversas, exclusivos dos eucariontes. Em muitas outras formas cocoidais do Proterozóico (*Gloenodiniopsis*, *Eoentophysalis*, entre outras), os grânulos são considerados como parte do material protoplasmático coalescido de células procarióticas.

Outro fator limitante na interpretação das biotas proterozóicas é a relativa complexidade da taxonomia dos microrganismos atuais, a qual requer, além dos critérios morfológicos, o conhecimento completo dos ciclos de vida e, eventualmente, das características ecofisiológicas. O polimorfismo amplia a dificuldade, já que é comumente expresso nos diferentes estágios de vida ou em situações de instabilidade ambiental. Para a classificação até o nível genérico das Cyanophyceae —grupo mais utilizado nas comparações— é fundamental o conhecimento do padrão de divisão celular, do indivíduo à colônia (KOMARÉK & ANAGNOSTIDIS, 1986, 1989; ANAGNOSTIDIS & KOMARÉK, 1985, 1988, 1990).

Todavia, o caráter braditélico (SIMPSON, 1944) da evolução dos procariontes, em particular das cianofíceas filamentosas ("hipobraditélico", segundo SCHOPF, 1987a), permite estabelecer, em certos casos, relações morfológicas diretas com os possíveis representantes atuais. É o caso, por exemplo, dos gêneros *Eosynechococcus*, *Palaeolyngbya* e *Oscillatoria*, ou de situações onde ocorre a preservação de populações com elementos em fases distintas de desenvolvimento (neste trabalho).

⁶ Células esferoidais ou elipsoidais desprovidas de apêndices

2.3. SIGNIFICADO AMBIENTAL DAS MICROBIOTAS PROTEROZÓICAS

As limitações do registro fóssilífero pré-cambriano não dizem respeito apenas à definição das afinidades biológicas dos microfósseis. A ausência de feições morfológicas diagnósticas também dificulta as interpretações paleoambientais. A simples comparação morfológica nem sempre é esclarecedora, já que grande parte dos prováveis representantes atuais (especialmente as cianofíceas) apresenta alta capacidade de adaptação fisiológica a situações ambientais bastante distintas.

As questões paleoambientais são, por isso, tratadas a partir da associação microflórula/tipo de sedimento, sempre considerando que as alterações morfológicas *post mortem* e a eliminação seletiva dos elementos mais frágeis dissimulam a diversidade original das biotas (KNOLL & GOLUBIC, 1979). À luz dos padrões atuais de distribuição dos microrganismos afins, são interpretadas como bentônicas, aquelas assembléias dominadas por formas simples, cocoidais e/ou filamentosas, com dimensões geralmente inferiores a 30 μm , preservadas *in situ*, especialmente em sedimentos estromatolíticos silicificados. Nesses casos, as microflórlulas —cuja preservação foi favorecida pelo processo precoce de silicificação— são preferencialmente estudadas através de lâminas petrográficas, que permitem observar a orientação e avaliar a organização dos microfósseis nos sedimentos. Por outro lado, microfósseis isolados, distribuídos aleatoriamente em sedimentos terrígenos finos (folhelhos, siltitos ou mesmo calcissiltitos, entre outros), são quase sempre considerados planctônicos. Assembléias desse tipo são investigadas a partir da maceração química das amostras, que concentra o resíduo orgânico.

Em certas situações, a análise da provável origem dos vários componentes das microflórlulas pode restringir a interpretação do sítio deposicional. É o caso, por exemplo, da recente proposta de BUTTERFIELD & CHANDLER (1993) para a distribuição, do litoral ao talude, de microfósseis preservados em folhelhos. De acordo com os autores, as assembléias caracterizadas por alta diversidade morfológica são típicas de águas rasas e pouco restritas do infra ou mesolitoral. Além dos diferentes acritarcas esferoidais, representantes do plâncton original, são muito comuns, emaranhados de microfósseis filamentosos, prováveis elementos autóctones preservados *in situ* ou separados de colônias bentônicas fototróficas. A diversidade é especialmente elevada em sedimentos microfossilíferos do final do Neoproterozóico (que denotam semelhante situação deposicional), onde são frequentes formas esferoidais com elementos esculturais ou ornamentação complexa. Caso os filamentos constituam os elementos dominantes, ao lado de cocóides simples e coloniais, com dimensões reduzidas (normalmente inferiores a 10 μm), é provável que a biota tenha sido predominantemente bentônica, característica do meso ou do supralitoral de águas costeiras mais restritas.

À medida que o sítio deposicional se distancia da zona litorânea, a diversidade morfológica diminui gradativamente. Elementos planctônicos tornam-se cada vez mais comuns e passam a dominar as assembléias nos limites da plataforma e no talude. Ainda segundo BUTTERFIELD & CHANDLER (1993), biotas praticamente monoespecíficas, formadas por cocóides com dimensões inferiores a 50 μm , representariam depósitos de águas muito profundas, do talude e domínio abissal. A relação bentônicos/planctônicos poderia, ainda, sugerir posições intermediárias entre o litoral raso e as águas profundas do talude.

Em todas as situações, no entanto, a comparação com comunidades atuais de microrganismos marinhos —especialmente procariontes— é essencial. Servem como exemplo, os filamentos isolados, que nem sempre devem ser considerados frações separadas de massas bentônicas. De fato, algumas espécies filamentosas atuais, com diâmetros normalmente inferiores a 5 μm e bainhas mais frágeis e finas (muitas vezes, indistintas) que aquelas das espécies bentônicas, são solitárias ou formam pequenos agregados com poucos indivíduos. Essas espécies ocorrem quase sempre dispersas sobre o substrato ou associadas a emaranhados de massas tipicamente bentônicas do meso ou supralitoral, como é o caso de *Lyngbya infixa*, *L. membranipore*, *L. nordgaardii* ou *L. pellucida* (observações pessoais de amostras de diversas localidades do litoral brasileiro).

2.4. POTENCIAL BIOESTRATIGRÁFICO DOS MICROFÓSSEIS

Todas as limitações à interpretação do registro fóssilífero pré-cambriano refletem-se, também, em seu potencial bioestratigráfico. Feições morfológicas diagnósticas, restrita distribuição vertical, ocorrência em litofácies distintas e ampla dispersão geográfica, atributos que normalmente transformam um determinado táxon paleontológico num instrumento para correlações estratigráficas, são raros entre os microfósseis pré-cambrianos. A simplicidade morfológica, a taxa extremamente lenta de diversificação, os problemas taxonômicos e a falta de controle geocronológico em muitas das seqüências microfossilíferas constituem os principais fatores limitantes ao emprego dos microfósseis proterozóicos nas questões estratigráficas.

A ausência de tendências morfológicas, às quais seja possível atribuir um determinado significado estratigráfico, é uma das principais características do registro dos procariontes, grupo mais abundante de fósseis pré-cambrianos. Ainda que o registro revele um lento aumento das dimensões (SCHOPF, 1977), o caráter altamente conservador da morfologia desses microfósseis, mantida em grande parte de seus representantes atuais (cianofíceas e bactérias), impede que sirvam às correlações (SCHOPF, 1992b).

Ao contrário dos microfósseis anteriores, os acritarcas⁷, com formas e dimensões mais diversificadas, apresentam importantes tendências morfológicas, em muitos casos, aplicáveis em correlações bioestratigráficas. Facilmente concentrados através da maceração química de sedimentos finos, onde são mais freqüentes, têm sido utilizados na definição de biozonas em seqüências proterozóicas da região dos Montes Urais (KELLER & YANKAUSKAS, 1982), da Escandinávia e do leste groenlandês (VIDAL & KNOLL, 1983).

O amplo registro do grupo sugere um aumento gradativo das dimensões e da complexidade morfológica, que culminou, aparentemente, com a variedade de padrões ornamentais das formas do Neoproterozóico. O Paleoproterozóico é caracterizado pelo domínio de formas esferoidais simples. Uma primeira fase de diversificação significativa ocorreu na transição Meso/Neoproterozóico, quando surgiram formas poligonais, com aberturas ou paredes duplas, sustentadas por processos cilíndricos (MENDELSON & SCHOPF, 1992). Pouco posteriores a esta fase, são os "melanocirilídeos" (*vase-shaped microfossils*), formas com morfologia peculiar, porém com afinidade biológica indefinida, associadas ao período 0,9 - 0,7 Ga atrás.

⁷ Muitos interpretados como possíveis eucariontes

Um expressivo declínio da diversidade, especialmente das formas com ornamentação complexa e dimensões superiores a 200 μm , foi aparentemente contemporâneo às glaciações do final do Neoproterozóico e à radiação morfológica dos primeiros metazoários, representada pela Fauna de Ediacara. Vários táxons distintos surgiram na transição Proterozóico/Cambriano, indicando um novo período de diversificação morfológica.

Além dessas tendências morfológicas gerais, alguns táxons, como *Octaedrixium*, *Podolina* ou *Vandalosphaeridium* (entre outros), apresentam distribuição vertical relativamente restrita no Neoproterozóico (VIDAL & KNOLL, 1983). Hoje, os acritarcas constituem os principais elementos elucidativos das questões bioestratigráficas do Neoproterozóico.

Outros grupos de fósseis proterozóicos apresentam potencial bioestratigráfico pouco restritivo e, em muitos casos, ainda questionável. É o caso dos estromatólitos⁸ (especialmente os conjuntos), utilizados em correlações entre algumas sequências pré-cambrianas do Paleo e Mesoproterozóico (SCHOPF, 1987b). Associações de macrofósseis carbonosos, cujos registros mais antigos provêm de sedimentos com aproximadamente 2,0 Ga, são ocasionalmente empregados na definição de biozonas, como *Grypania*, *Tawuia* e *Vendotaenia*, registrados em sequências meso e neoproterozóicas da América do Norte e China (HOFMANN, 1992).

Iconofósseis e impressões de metazoários —cuja ocorrência mais notável é a Fauna de Ediacara— constituem outros grupos utilizados nas correlações bioestratigráficas do limite Pré-Cambriano/Cambriano. Por fim, tal como no Fanerozóico, o padrão de variação da composição isotópica dos oceanos neoproterozóicos (C e Sr) têm servido como instrumentos auxiliares nas questões estratigráficas (KNOLL & WALTER, 1992).

⁸ Estromatólitos são estruturas bio-sedimentares normalmente laminadas, estratiformes, colunares ou esferoidais. Formam-se, atualmente, na zona fótica de determinados ambientes marinhos, através do aprisionamento de sedimentos e/ou da precipitação de carbonato por comunidades bentônicas, predominantemente procarióticas. Especialmente diversificado e abundante no Mesoproterozóico, seu registro estende-se do Arqueano ao Recente.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA INVESTIGADA

Grande parte da estrutura geológica do Brasil foi estabelecida durante a orogênese Brasileira, importante conjunto de eventos tectônicos que se desenvolveu na plataforma Sul-Americana, ao final do Neoproterozóico. No decorrer do ciclo orogênico, os *crátons*, extensas áreas plataformais limitadas por faixas ou sistemas de dobramentos, permaneceram estáveis. As porções marginais desses blocos estáveis contribuíram, como fonte de sedimentos, com o preenchimento das bacias marginais que então se formaram e evoluíram como faixas de dobramentos.

O cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977) representa a mais extensa das quatro áreas que não foram afetadas pela orogênese Brasileira. É limitado por uma série de faixas de dobramentos brasileiros: a norte, as faixas Rio Preto (NW), Riacho do Pontal (N) e Sergipana (NE), a oeste, a Faixa Brasília, a leste, a Faixa Araçuaí, e, a sudeste, a faixa Ribeira-Mantiqueira (TROMPETTE *et al.*, 1992; CHEMALE JR. *et al.*, 1992). Abrange o Estado da Bahia, em quase sua totalidade, e extensas áreas adjacentes dos Estados de Minas Gerais, Sergipe e Pernambuco.

O embasamento, de natureza granito-gnaíssica e idade arqueana a paleoproterozóica, está exposto em duas porções distintas do cráton: no extremo sul, nos arredores de Belo Horizonte, e na porção norte-nordeste, no Estado da Bahia. Nas faixas marginais e na província Paramirim, o Brasileiro promoveu, há cerca de 600 milhões de anos, a remobilização desse embasamento (TÁVORA *et al.*, 1967; CORDANI, 1973a, 1973b, 1978; INDA & BARBOSA, 1978). Com base no conseqüente rejuvenescimento isotópico do sistema K/Ar de rochas do embasamento e da seqüência metassedimentar do Mesoproterozóico da província Paramirim (Supergrupo Espinhaço), CORDANI (1973a) sugeriu a divisão do cráton do São Francisco em dois "crátons", Guanambi (parte ocidental) e Salvador (parte oriental). Esta divisão foi posteriormente contestada por ALMEIDA (1977), que questionou o significado tectônico da reativação do sistema isotópico.

No entanto, estudos recentes, geocronológicos e estruturais (UHLEIN, 1991; TROMPETTE *et al.*, 1992; CHEMALE JR. *et al.*, 1992), vêm favorecendo a subdivisão do cráton *sensu* ALMEIDA (1977). Comparando estruturas de deformação evidentes na Faixa Araçuaí e na província Paramirim, TROMPETTE *et al.* (*op. cit.*) concluíram que a última, por ter sido afetada pelos esforços brasileiros, separa o cráton *sensu* ALMEIDA (*op. cit.*) em duas partes: a oeste e sudoeste, o cráton do São Francisco *sensu stricto* e, a leste, o cráton Salvador (Fig. 3.1). De forma semelhante, CHEMALE JR *et al.* (1992) identificaram, a partir de dados gravimétricos, estruturais, litoestratigráficos e geocronológicos, dois domínios na área cratônica. Os domínios —denominados I e II— correspondem, respectivamente, aos "crátons" Guanambi e Salvador de CORDANI (1973a) e são separados por uma zona deformada durante o Brasileiro, o cinturão "ESPB" ("Espinhaço Meridional - Paramirim Block belt").

Dois conjuntos sedimentares, separados por uma discordância angular (ALMEIDA, 1977), formam a cobertura proterozóica da área cratônica. O Mesoproterozóico é constituído pelo Supergrupo Espinhaço e equivalentes, um conjunto predominantemente quartzítico de origem continental (aluvial, eólica, deltaica) e marinha, que inclui, localmente, diques e *sills* de rochas metabásicas. Aflora no cráton Salvador, na província Paramirim e na serra do Cabral, nos Estados da Bahia e Minas Gerais, mais especificamente na cadeia do Espinhaço e na Chapada Diamantina (Fig. 3.1). No cráton São Francisco *sensu stricto* e na transição para a Faixa Brasília, o Mesoproterozóico é representado pelo Grupo Paranoá, essencialmente quartzítico, correlacionado ao Supergrupo Espinhaço.

O Neoproterozóico é representado pelo Supergrupo São Francisco, formado por duas seqüências distintas, a Formação Jequitai e o Grupo Bambuí. Segundo CHEMALE JR. *et al.* (1992), ao final do ciclo Brasileiro, grande parte desses depósitos sofreu deformação e, na periferia das áreas cratônicas, constituem *fold and thrust belts*.

A Formação Jequitai ocorre de forma descontínua sobre o cráton do São Francisco *sensu stricto* e representa uma extensa glaciação que se desenvolveu no início do Neoproterozóico. É correlativa à Formação Bebedouro, que aflora no cráton Salvador, no Estado da Bahia. Nas faixas marginais, relaciona-se com a Formação Ibiá (Faixa Brasília) e com o Grupo Macaúbas (Faixa Araçuaí). Acima, ocorre o Grupo Bambuí, cujas unidades inferiores e médias, de natureza pelito-carbonática, indicam a sedimentação em ambiente marinho-raso, possivelmente restrito. É correlacionável ao Grupo Una que aflora na Bahia (cráton Salvador). Essas rochas são recobertas por arenitos, arcóseos e siltitos —prováveis molassas da orogênese brasileira— representativos de novas condições deposicionais, em ambiente deltaico e fluvial. Equivalentes estratigráficos do Grupo Bambuí, aparentemente ausentes na Faixa Araçuaí, são pouco expressivos na Faixa Brasília, limitando-se à porção oriental da transição cráton/faixa.

Figura 3.1 - LIMITES DAS ÁREAS CRATÔNICAS DO BRASIL CENTRAL:
CRATONS SÃO FRANCISCO (sensu stricto) E SALVADOR
(adaptado de TROMPETTE *et al*, 1992)

3.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço compreende uma seqüência metassedimentar de natureza essencialmente clástica e predominantemente arenosa, com intercalações de siltitos, folhelhos e conglomerados, incluindo, localmente na parte basal, rochas vulcânicas ácidas e intrusões de *sills* e diques básicos, além de pequenos corpos ultrabásicos. Aflora, de modo descontínuo, do paralelo 8°S ao 20°S, atravessando os limites da Faixa Araçuaí e da província Paramirim, onde exhibe os efeitos do ciclo Brasileiro (CABY & ARTHAUD, 1987; UHLEIN, 1991; TROMPETTE *et al.*, 1992). Na área cratônica, aflora nos Estados da Bahia e Minas Gerais (respectivamente, na Chapada Diamantina e na serra do Cabral), onde se apresenta subhorizontal e pouco metamorfozizado (Fig. 3.2). Na transição cráton - Faixa Araçuaí e nas unidades externas à faixa, o metamorfismo cresce de oeste para leste, onde atinge a fácies anfibólito.

O Supergrupo Espinhaço recobre em discordância angular rochas do embasamento granito-gnaíssico, de idade arqueana, e do Supergrupo Minas (ALMEIDA & LITWINSKI, 1984). No caso do Supergrupo Minas, os contatos, tectônicos, são caracterizados por intenso cisalhamento e filonitização que dificultam a observação das relações do supergrupo com o embasamento. Quando não encoberto por sedimentos fanerozóicos, o Espinhaço relaciona-se, ao topo, com o Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), por meio de pequena discordância angular e erosiva (UHLEIN, 1991).

Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos

No início do século passado, W. L. Von Eschwege, em sua expedição no Brasil, realizou as primeiras descrições científicas sobre a serra do Espinhaço. O termo Espinhaço foi introduzido pelo naturalista para designar a serra que se estende do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, à divisa entre os Estados da Bahia e Piauí (INDA *et al.*, 1984). Outras observações importantes são atribuídas a DERBY (1906) que estudou a cadeia do Espinhaço em várias localidades, desde Ouro Preto (MG) até Juazeiro (BA).

Figura 3.2 - DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO (Adaptado de UHLEIN, 1991)
 (1) Correlações ainda duvidosas com a porção norte (TROMPETTE, comunicação pessoal)

No entanto, foi apenas na década de vinte que o termo Espinhaço adquiriu conotação geológica, quando D. Draper se referiu ao "quartzito Espinhaço" da região de Diamantina, em Minas Gerais (INDA *et al.*, 1984). Pouco mais tarde, MORAES REGO (1931) nomeou de "série do Espinhaço", os quartzitos e conglomerados com ampla distribuição na serra homônima (à época, serra Geral), e, finalmente, em 1932, FREYBERG empregou o termo "formações Espinhaço" para os quartzitos e filitos da mesma região. A denominação Supergrupo foi adotada apenas em 1974, por BRUNI *et al.* (1974 *apud* INDA *op. cit.*), em seu trabalho de caracterização litoestratigráfica do Espinhaço no Estado da Bahia, onde relacionou os grupos Santo Onofre e Chapada Diamantina.

Desde a década de trinta, a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço tem sido alvo de numerosos trabalhos, baseados em mapeamentos de pontos distintos de sua área de ocorrência. O caráter pontual desses levantamentos e a alta diversidade faciológica do supergrupo geraram alguns problemas na nomenclatura e correlação das unidades que o compõem. Na tentativa de unificar os vários conceitos, técnicos do consórcio DNPM/PROSPEC/CPRM, em 1974, atribuíram a designação Supergrupo Espinhaço ao conjunto de rochas metassedimentares e vulcânicas do Mesoproterozóico da serra do Espinhaço (Minas Gerais e Bahia) e da Chapada Diamantina (Bahia).

Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação

A estratigrafia básica do Supergrupo Espinhaço foi elaborada por PFLUG (1968), com base em levantamentos detalhados das seqüências quartzíticas expostas na região de Diamantina (serra do Espinhaço Meridional) (Fig. 3.3). À época, o autor considerou os quartzitos como equivalentes plataformais da Série Minas e admitiu uma possível correlação com aqueles aflorantes na região do Quadrilátero Ferrífero. Esta primeira proposta litoestratigráfica foi posteriormente detalhada por SCHÖLL & FOGAÇA (1979), que substituíram o termo Série Minas por Supergrupo Espinhaço.

Figura 3.3 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA BÁSICA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO, Segundo PFLUG (1968 *apud* SCHOBENHAUS *et al*, 1984)

A complexidade estrutural que caracteriza o supergrupo na região de Diamantina (unidades externas à Faixa Araçuaí) gerou estimativas distintas de sua espessura total (ALMEIDA & LITWINSKI, 1984). Assim, enquanto PFLUG (1968) sugeriu uma espessura superior a 5000 metros, SCHÖLL & FOGAÇA (1979) propuseram, para a mesma região, um valor próximo à 2700 metros.

No seu domínio meridional, o Supergrupo Espinhaço foi subdividido, por DOSSIN *et al.* (1984), nos grupos Diamantina (inferior) e Conselheiro Mata (superior). O Grupo Diamantina, que recobre, em discordância, as rochas do embasamento (quase sempre em contato tectônico), é constituído pelas formações, da base para o topo, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

A formação basal, São João da Chapada, é composta por quartzitos de granulometria variada, intercalações de metapelitos e filitos e um nível basal com metaconglomerados lenticulares. As estruturas sedimentares mais comuns são estratificação cruzada e marcas onduladas, com indicações de paleocorrentes dominantes para sudeste e nordeste (ALVARENGA, 1982 *apud* UHLEIN, 1991). A Formação Sopa-Brumadinho ocorre em contato gradacional sobre a anterior ou diretamente sobre o embasamento. É formada por quartzitos finos a grossos, com frequentes marcas onduladas e estratificação cruzada, lentes de metaconglomerados polimíticos diamantíferos, metassiltitos, filitos (quartzosos ou grafitosos) e metabrecha diamantífera com matriz pelítica (UHLEIN, *op. cit.*). As duas unidades são cortadas por rochas metabásicas, não identificadas nas unidades inferiores, que afloram em diques e soleiras.

As constantes variações faciológicas, laterais e verticais, das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho são representativas da transição, sob condições predominantemente transgressivas, de um sistema fluvial do tipo *braided* para uma planície de maré, possivelmente deltaica (GARCIA & UHLEIN, 1987). UHLEIN (1991) interpretou a bacia de sedimentação como um *graben* parcialmente erodido, com porções tectonicamente diferenciadas e vulcanismo contemporâneo à época de deposição. O tectonismo penecontemporâneo é sugerido por sistemas de leques aluviais, com evidências de retrabalhamento em ambiente fluvial ou marinho (*fan deltas*), associados a depósitos de fluxos gravitacionais (UHLEIN, *op. cit.*). A formação Galho do Miguel, com cerca de 2000 metros de espessura, é constituída essencialmente por quartzitos puros, de granulometria fina a média, maduros e bem selecionados, com estratificação cruzada de grande e médio portes. Tais feições foram interpretadas como produtos da sedimentação eólica em ambiente litorâneo, sob condições tectônicas relativamente estáveis (DOSSIN *et al.*, 1987; GARCIA & UHLEIN, 1987; UHLEIN, 1991).

O segundo grupo, Conselheiro Mata, que recobre em contato brusco e concordante os quartzitos da Formação Galho do Miguel, aflora na margem ocidental da serra do Espinhaço Meridional e, na área cratônica, na serra do Cabral. É dividido em cinco formações: Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (PFLUG, 1968).

A formação inferior, denominada Santa Rita, compreende metassiltitos, filitos e quartzitos sericíticos lenticulares, intercalados nos pelitos. Segundo GARCIA & UHLEIN (1987), a formação teria sido depositada, sob condições transgressivas, em ambiente marinho raso, sujeito a ondas de tempestade, onde barras de plataforma seriam indicadas pelos quartzitos lenticulares. A Formação Córrego dos Borges, sobreposta em contato concordante, é constituída por quartzitos puros e micáceos com intercalações de lâminas argilosas, brechas e estratificações plano-paralelas e cruzadas. SCHOLL & FOGAÇA (1979) consideram-na como o produto da deposição rápida, por correntes de maré, na zona mesolitorânea. GARCIA & UHLEIN (1987), no entanto, salientando o caráter regressivo da unidade, julgaram os sedimentos representativos do avanço de uma frente deltaica.

A Formação Córrego da Bandeira, caracterizada por uma alternância não uniforme de quartzitos finos, filitos e metarritmitos, assenta em contato gradacional sobre a formação anterior. Nas porções basal e superior dominam ritmitos cinza-escuros e, na parte mediana, quartzitos com gradação lateral e vertical para filitos e metassiltitos. As estruturas sedimentares mais comuns são laminação e estratificação cruzada de baixo ângulo (SCHOLL & FOGAÇA, 1979). Segundo GARCIA & UHLEIN (1987), a formação teria sido depositada em ambiente marinho raso, em regime transgressivo, onde prováveis depósitos de barras de plataforma indicariam mudanças nas condições energéticas e na profundidade de sedimentação.

A Formação Córrego Pereira, constituída por quartzitos puros, feldspáticos ou sericíticos, ocorre em contato gradacional com a Formação Córrego da Bandeira. Estratificação cruzada de baixo ângulo é a estrutura mais frequente, seguida por laminação convoluta e diques de arenito, respectivamente, das partes mediana e superior da formação; vários níveis exibem *mud balls*. A associação destas feições foi interpretada por PEDREIRA (1990), como indicativa de uma planície de inundação de um sistema fluvial meandrante. GARCIA & UHLEIN (1987), entretanto, sugeriram um paleoambiente distinto, marinho raso, possivelmente uma extensa planície arenosa da zona mesolitorânea, cujos sedimentos, depositados em condições regressivas, teriam sofrido retrabalhamento por ondas.

A Formação Rio Pardo Grande, superior e concordante com a anterior, é representada por metapelitos com lentes de dolomitos, intercalações de metassiltitos e quartzitos finos, com frequentes estratificações *flaser* e lenticulares (SCHOLL & FOGAÇA, 1979). De acordo com GARCIA & UHLEIN (1987) e UHLEIN (1991), estas litologias revelariam uma última fase transgressiva na bacia, ainda em ambiente marinho raso, com deposição incipiente de carbonatos.

Próximo à Diamantina, nos arredores do povoado de Conselheiro Mata, UHLEIN (1991) identificou um intervalo quartzítico sobreposto, em discordância erosiva, aos metapelitos da Formação Rio Pardo Grande. O intervalo, anteriormente incluído no Grupo Macaúbas, foi denominado informalmente de "nível A". É constituído por quartzitos feldspáticos, finos a médios, com estratificação cruzada tangencial de pequeno e médio portes, e intercalações tabulares de metaconglomerados polimíticos (seixos e blocos de quartzo, quartzito e carbonato). Segundo o autor, estas litofácies seriam sugestivas de um sistema fluvial *braided* e apontariam uma grande regressão, aparentemente promovida por um basculamento tectônico da bacia de sedimentação (Fig. 3.4).

Relativamente próximo às áreas de prospecção de três dos poços investigados neste trabalho (1-PSB-13-MG, 1-MA-1-MG e, especialmente, 1-RF-1-MG), o Supergrupo Espinhaço está parcialmente exposto na serra do Cabral (MG), onde foi descrito e mapeado por VIVEIROS & WALDE (1976) e WALDE (1978). De acordo com as recentes definições dos limites cratônicos, a serra situa-se na região periférica do cráton, dentro do domínio dos *fold and thrust belts* (CHEMALE JR. *et al.*, 1992). WALDE (*op. cit.*) atribuiu fraco caráter metamórfico e tectonismo pouco intenso às unidades identificadas na serra do Cabral, as formações Galho do Miguel, Santa Rita e Córrego dos Borges.

Na porção setentrional da serra do Espinhaço (província Paramirim), o Supergrupo foi subdividido, da base para o topo, nos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina (INDA & BARBOSA, 1978; COSTA & INDA, 1982). Embora menos espessas, as três unidades compõem o Supergrupo Espinhaço também na área cratônica adjacente, especificamente na borda oeste da Chapada Diamantina; na borda leste, o Espinhaço está restrito à unidade superior, o Grupo Chapada Diamantina. Segundo UHLEIN (1991), esse último grupo seria cronocorrelato ao Supergrupo Espinhaço da região de Diamantina.

LEGENDA

	DOLOMITOS		ESTRAT. CRUZ. ACANALADA		ESTRAT. CRUZ. "ESPINHA DE PEIXE"
	METAPELITOS FILITOS		ESTRAT. CRUZ. TABULAR		ESTRUTURA DE CORTE E PREENCHIMENTO
	METASSILTITOS		ESTRAT. CRUZ. ACANALADA / CUNEIFORME DE GRANDE PORTE		DIQUES DE AREIA
	QUARTZITOS		ESTRAT. CRUZ. TABULAR DE GRANDE PORTE		MARCA ONDULADA
	METACONGLOMERADOS		ESTRAT. CRUZ. POR ONDAS		ESTRAT. CRUZ. SIGMOIDAL
	METABRECHAS		ESTRAT. PLANO-PARALELA		LOBOS DE FRENTE DELTAICA
	EMBASAMENTO				ESTRAT. CRUZ. DE BAIXO ÂNGULO
	FILITO HEMATÍTICO				
	DOLOMITOS COM ESTROMATÓLITOS				

Figura 3.4 - QUADRO ESTRATIGRÁFICO E SEDIMENTOLÓGICO DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO (seg. UHLEIN, 1991)

Idade

Empregando o método U/Pb em diferentes frações do zircão de metariolitos que cortam o embasamento do supergrupo aflorante na serra do Espinhaço Meridional (Conceição de Mato Dentro, MG), BRITO NEVES *et al.* (1979) obtiveram a idade 1770 Ma (milhões de anos), a qual poderia indicar o início da sedimentação da unidade. Valor semelhante (1725 Ma) foi calculado por TURPIN *et al.* (1988), que aplicaram o mesmo método em granitos da região de Lagoa Real, na Bahia.

O limite mínimo para a sedimentação poderia ser indicado pelo valor U/Pb, 906 ± 2 Ma, determinado por MACHADO *et al.* (1989) em rochas básicas intrusivas no Supergrupo Espinhaço, anteriores à deposição dos sedimentos da unidade superior, o Supergrupo São Francisco.

3.2. GRUPO PARANOÁ

O Grupo Paranoá é definido como uma seqüência metassedimentar da borda ocidental do Cráton do São Francisco (especificamente da Faixa Brasília), constituída por quartzitos, metarenitos, metapelitos, ritmitos, filitos e ardósias com lentes de calcário, dolomito e sílex, e um conglomerado basal. Aflora nos Estados de Minas Gerais e Goiás (principalmente no Distrito Federal) e, em quase toda sua área de ocorrência, encontra-se sobreposto em discordância ao Grupo Araí e recoberto pelo Grupo Bambuí (Fig. 3.5).

MARINI *et al.* (1984) sugerem que a bacia sedimentar, na qual se depositaram cerca de 2000 metros de sedimentos do Grupo Paranoá, tenha se estendido bem mais a oeste, sobre o Maciço Mediano Goiás, uma vez que sua porção ocidental, mais intensamente metamorfizada, se apresenta truncada por extensa falha de empurrão que sobrepôs unidades mais antigas do Arqueano e Paleoproterozóico à fácies carbonatada do grupo. Segundo DARDENNE (1978; 1979), o Grupo Paranoá poderia ser correlacionado ao Grupo Conselheiro Mata, unidade superior do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais (Espinhaço meridional). Para SCHOLL (1976) e SCHOLL & FOGAÇA (1980), o Paranoá estaria relacionado às formações Caboclo e Morro do Chapéu (Grupo Chapada Diamantina) que representam o topo do Supergrupo Espinhaço no Estado da Bahia.

Figura 3.5 - Distribuição generalizada do Grupo Paranoá e de parte do Grupo Bambuí na Faixa Brasília (modificado de ALMEIDA & HASUI, 1984, segundo dados de FUCK *et al.*, 1988)

(1) Fm. Três Marias. (2) Subgrupo Paraopeba. (3) Grupo Paranoá: a- Fácies argilo-carbonatadas (Fm. Minaçu), b- Fácies psamíticas. (4) Fm. Vazante. (5) Fm. Ibiá

Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos

O termo Paranoá foi introduzido em 1956 por ANDRADE RAMOS ("arenito quartzítico Paranauá"), ao definir ortoquartzitos aflorantes às margens do rio homônimo, no Distrito Federal, e atribuídos à "Série" Bambuí (RIMANN, 1917), na época considerada siluriana. Posteriormente, PARADA (1961) sugeriu que esses ortoquartzitos fossem separados da "Série" Bambuí e elevados à mesma categoria, com o nome de Série Brasília (cambriana ou pré-cambriana). Quando apresentaram a primeira proposta de divisão estratigráfica do Grupo Bambuí, COSTA & BRANCO (1961) também excluíram os metassedimentos do Paranoá.

BRAUN (1968), retomando a definição original de ANDRADE RAMOS (1956), posicionou o Paranoá ("Formação Paranoá") na base do Grupo Bambuí e reconheceu, na Chapada dos Veadeiros, em Goiás, um conglomerado sotoposto aos quartzitos. Mais tarde, DARDENNE (1978) propôs a distinção entre a seqüência pelito-carbonática do Grupo Bambuí e a unidade detrítica inferior, o Grupo Paranoá, comumente separadas por um paraconglomerado (tilito) da base do primeiro grupo. Esse nível psefítico basal, citado pelos dois autores, corresponde à Formação Ibiá, constituída por filitos e diamictitos possivelmente correlacionáveis aos metassedimentos do Grupo Macaúbas, que aflora na Faixa Araçuaí. Mais tarde, seguindo a proposta de DARDENNE (*op. cit.*), BRAUN (1980, 1981), excluiu o Paranoá do Grupo Bambuí, considerando-o parte (superior) do Supergrupo Arai.

DARDENNE (1981), sintetizando os trabalhos desenvolvidos na Faixa Brasília, elaborou a coluna estratigráfica de referência do Grupo Paranoá, na qual definiu, da base para o topo, as seguintes unidades (Fig. 3.6): (A) paraconglomerado basal, com matriz argilo-arenosa carbonatada (denominado "conglomerado São Miguel" por BARBOSA *et al.*, 1969); (B) metassiltitos carbonatados intercalados, ao topo, em quartzitos (ritmitos) com gretas de contração, marcas onduladas e diques de areia; (C) quartzitos, médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada; (D) ritmitos constituídos por níveis delgados de metassiltitos e quartzitos alternados, onde, além das estruturas observadas no nível B, ocorrem moldes de cubos de sais; (E) quartzitos, grossos a microconglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e estruturas convolutas; (F) metassiltitos e folhelhos escuros com intercalações de quartzitos finos e lentes carbonáticas, nas quais ocasionalmente se observam estromatólitos colunares do tipo *Conophyton*; (G) quartzitos grossos com estratificação cruzada acanalada; (H) metassiltitos argilosos com lentes carbonáticas.

O autor reconheceu as semelhanças faciológicas entre as unidades F, G e H e as formações pelito-carbonáticas do Grupo Bambuí, mas preferiu manter as primeiras incorporadas ao Grupo Paranoá, já que na área-tipo do grupo (região de Alto Paraíso, São João da Aliança e São Gabriel, GO) não detectou qualquer nível conglomerático que as separasse das unidades quartzíticas inferiores. Entretanto, essas camadas pelito-carbonáticas (F, G e H) foram correlacionadas às unidades superiores do Grupo Araí (BRAUN, 1980), e finalmente individualizadas, por MARINI & FUCK (1981), como Formação Minaçu, considerada uma variação faciológica do Paranoá.

Outra subdivisão semelhante foi proposta na região de Colinas - Niquelândia (GO), onde FUCK *et al.* (1988) distinguiram cinco unidades psamíticas inferiores e quatro psamo-pelito-carbonáticas superiores, distintas das anteriores pelo seu caráter metamórfico mais intenso (Fig. 3.6): (A) metaparaconglomerado polimítico com intercalações de quartzitos, metassiltitos carbonáticos e filitos carbonosos rítmicos; (B) filito carbonoso rítmico com intercalações de quartzitos e variações para metassiltitos; (C) quartzito médio a fino, maciço ou com estratificação cruzada, variando, lateral e verticalmente, a quartzitos e filitos carbonosos intercalados; (D) filito sericítico quartzoso, localmente carbonoso e rico em magnetita; (E) quartzito claro, fino a médio, com estratificação cruzada e intercalações de filitos carbonosos rítmicos; (F) calcifilito e filito calcífero com lentes de mármore calcítico e ocasionais lentes de sílex manganífero; (G) ritmito finamente laminado, constituído por quartzitos e filitos carbonosos e freqüentes camadas métricas de quartzito maciço; (H) mármore dolomítico estromatolítico (*Conophyton*) interdigitado com quartzitos e filitos carbonosos; (I) quartzito feldspático com intercalações de metassiltitos carbonosos rítmicos.

a

Alto Paraíso (G0)

b

Niquelândia-Colina (G0)

1

2

3

4

5

6

7

8

9

Figura 3.6 - Seções colunares do Grupo Paranoá nas regiões de Alto Paraíso (BAETA *et al.*, 1978 *apud* DARDENNE, 1981) e Niquelândia - Colina (FUCK *et al.*, 1988). (1) dolomitos, (2) metassilitos, (3) quartzitos, (4) calcários, (5) filitos, (6) paraconglomerados, (7) calcifilitos/filitos calcíferos, (8) sequência rítmica de quartzitos e filitos, (9) estratificação cruzada

Ambiente de Sedimentação

Os metassedimentos do Grupo Paranoá exibem um aumento crescente de granulometria e uma variação consecutiva de fácies, desde infralitorâneas até continentais, que caracterizam, segundo DARDENNE (1981), megaciclos regressivos dentro de uma bacia epicontinental. Para o autor, os depósitos do grupo representam produtos de amplas regressões marinhas que, precedidas por rápidas e súbitas transgressões, se desenvolveram em ambiente deltaico costeiro dominado pelas marés. A sedimentação teria se iniciado em águas rasas da zona infralitorânea e, passado, através de lenta e progressiva regressão, a ambientes cada vez mais energéticos até o domínio deltaico (ALVARENGA, 1978 *apud* FERNANDEZ *et al.*, 1982). Estromatólitos colunares do infralitoral, níveis de calcário aloquímico, quartzitos puros, ritmitos de águas mais agitadas e sedimentos continentais do tipo *red beds* constituem alguns exemplos da variedade faciológica do Grupo Paranoá.

Idade

Poucos são os dados disponíveis quanto à idade do Grupo Paranoá. Estromatólitos colunares (*Conophyton metula* Kirichenko), existentes em São Gabriel (GO), são indicativos de uma faixa de tempo compreendida entre 1350 e 950 Ma (DARDENNE *et al.*, 1973). Com base em análises isotópicas Rb/Sr, indicativas da idade do metamorfismo que afetou as rochas metavulcânicas da base do Grupo Araí, TASSINARI *et al.* (1981), estabeleceram um limite máximo para o início da sedimentação do Paranoá, há cerca de 1170 Ma. HASUI & ALMEIDA (1970) determinaram a idade do metamorfismo que afetou o grupo, há cerca de 640 Ma, a partir da análise K/Ar de filitos da faixa Triângulo Mineiro - Natividade. Um valor semelhante (600 ± 50 Ma) foi obtido em filitos da região de Vazante, datados pelo método Rb/Sr por AMARAL & KAWASHITA (1967). Com base no exposto, é possível que a deposição dos sedimentos do Grupo Paranoá tenha ocorrido entre 1170 e 950 Ma.

3.3. DEPÓSITOS ASSOCIADOS À GLACIAÇÃO PROTEROZÓICA DO BRASIL CENTRAL: AS FORMAÇÕES JEQUITAIÁ, BEBEDOURO E IBIÁ E O GRUPO MACAÚBAS

Os mais antigos registros da glaciação que se desenvolveu no Brasil central ao final do Proterozóico datam do século passado. As primeiras referências são atribuídas a DERBY (1880a, 1880b), que descreveu paraconglomerados diamantíferos aflorantes nos arredores de Jequitaiá, em Minas Gerais. Sua origem glacial foi, no entanto, sugerida apenas em 1919, por BRANNER (ROCHA-CAMPOS & HASUI, 1981a). Ao descreveram a "Formação Macaúbas", uma seqüência de filitos, filitos conglomeráticos e arenitos, exposta às margens do rio homônimo (norte de Minas Gerais), na Faixa Araçuaí, MORAES & GUIMARÃES (1930) já discutiam sua possível origem glacial, com base no "aspecto dos seixos, muitos deles com forma achatada (*flat iron form*), caracter do cimento e modo de distribuição das rochas" (p. 158).

Vários trabalhos e mapeamentos posteriores deram continuidade ao registro das evidências, revelando a extensa área de distribuição dos depósitos glaciais. Sedimentos glaciais de origem continental e marinha (incluindo os produtos do retrabalhamento) foram assinalados, respectivamente, no cráton do São Francisco (*sensu* ALMEIDA, 1977) e em suas faixas marginais, numa área aproximada de 1300 quilômetros (N-S) por 700 quilômetros (W-E) (KARFUNKEL & HOPPE, 1988) (Fig. 3.7). Os depósitos cratônicos incluem as formações Jequitaiá (MG) e Bebedouro (BA); na Faixa Brasília, a glaciação é possivelmente representada pela Formação Ibiá e, na Faixa Araçuaí, pelo Grupo Macaúbas, formado por depósitos glácio-marinhos e pelo retrabalhamento de sedimentos glaciais continentais e, principalmente, marinhos. Todas as unidades, sobrepostas às rochas do embasamento arqueano (Paleoproterozóico) ou aos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico), são recobertas pelo Grupo Bambuí e equivalentes.

Figura 3.7

DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DOS DEPÓSITOS GLACIAIS PROTEROZÓICOS DO BRASIL CENTRAL (Modificado de KARFUNKEL & HOPPE, 1988)
A linha tracejada representa os limites aproximados das áreas cratônicas

3.3.1. Formação Jequitaí

A Formação Jequitaí, descrita inicialmente por DERBY (1880a), aflora sobre o cráton do São Francisco *sensu stricto*, na serra do Bicudo e ao longo de toda a borda leste e de parte da borda oeste da serra do Cabral (MG). É formada por um paraconglomerado com intercalações detríticas, espessura variável entre 2 e 50 metros e matriz quartzítica areno-argilosa que sustenta grânulos, seixos e matacões de quartzitos, quartzo, filitos, siltitos, carbonatos, granitos e gnaisses (VIVEIROS & WALDE, 1976; WALDE, 1978). A Formação, subhorizontal, repousa em discordância angular sobre os quartzitos da Formação Córrego dos Borges (Supergrupo Espinhaço) e é sobreposta, em contato aparentemente concordante, pelos sedimentos do Grupo Bambuí.

Há muito investigada, a origem glacial dos diamictitos da Formação Jequitaí é sugerida por numerosas evidências. Superfícies estriadas e polidas na Formação Córrego dos Borges (topo do Supergrupo Espinhaço na serra do Cabral), seixos estriados, facetados e polidos, metagrauvacas maciças com seixos e matacões, interpretadas como tilitos, ritmitos com seixos pingados e lentes de quartzito estratificado intercaladas no tilito (*eskers*) constituem algumas dessas evidências, registradas nos arredores de Jequitaí e na serra do Cabral (ISOTTA *et al.*, 1969; HETTICH, 1977; HETTICH & KARFUNKEL, 1978; WALDE, 1978; GRAVENOR & MONTEIRO, 1983; KARFUNKEL & HOPPE, 1988). Essas e outras características, foram interpretadas como os produtos de uma glaciação continental que se desenvolveu, durante o Neoproterozóico, na região de Jequitaí (HETTICH, *op. cit.*; KARFUNKEL & HOPPE, *op. cit.*; UHLEIN, 1991). Uma origem distinta é proposta nos trabalhos de BRAUN (1982, 1984) que apresentam a Formação Jequitaí como o conglomerado basal do Grupo Bambuí, caracterizando-a como uma seqüência irregular e pouco espessa, distinta do Grupo Macaúbas.

3.3.2. Formação Bebedouro

A Formação Bebedouro (OLIVEIRA & LEONARDOS, 1940) aflora nas bordas leste e oeste da Chapada Diamantina, no Estado da Bahia, numa área com mais de 60.000 quilômetros quadrados (MONTES *et al.*, 1985). Recobre, em discordância angular, o Grupo Chapada Diamantina e, sotoposta aos carbonatos da Formação Salitre, constitui a unidade basal do Grupo Una (correlacionável ao Grupo Bambuí).

Sua espessura, de acordo com MONTES *et al.* (*op. cit.*), varia entre 1 e 16 metros, ou é superior a 70 metros (ROCHA-CAMPOS & HASUI, 1981b). É formada da base para o topo, por ardósias estratificadas e lentes de paraconglomerados polimíticos, com seixos de gnaisses, granitos, quartzo, quartzitos, siltitos e calcários, cobertos por metassiltitos e arenitos arcoseanos. Acima, ocorrem folhelhos ferruginosos com níveis calcíferos e lentes de calcário (INDA & BARBOSA, 1978).

A Formação Bebedouro é considerada equivalente à Formação Jequitaiá. Além da posição estratigráfica, sua origem glacial é sugerida por feições sedimentológicas e texturais, registradas por diversos autores nos afloramentos da formação. Muitos dos seixos das lentes conglomeráticas, com diâmetro eventualmente superior a 50 centímetros, são facetados e levemente estriados (KARFUNKEL & HOPPE, 1988). Marcas de percussão (*chattermarks*), superfícies estriadas e polidas e metassiltitos com seixos pingados, comparados a tilitos, foram registradas por ROCHA-CAMPOS & HASUI (1981b) e MONTES *et al.* (1985). Todas estas evidências indicam que os depósitos da Formação Bebedouro foram possivelmente formados à mesma época que aqueles da Formação Jequitaiá, como resultado de uma extensa glaciação.

3.3.3. Formação Ibiá

Ao longo da Faixa Brasília, em uma área descontínua com quase 850 quilômetros de extensão norte-sul, aflora a Formação Ibiá (BARBOSA *et al.*, 1970), constituída por um nível paraconglomerático, localmente descontínuo, sotoposto a uma seqüência de metagrauvacas, com espessura superior a mil metros (CAMPOS NETO, 1979; 1984). O conglomerado basal, com espessura média aproximada de 160 metros, possui matriz clorítica e sericítica que sustenta seixos de granitos, gnaisses, quartzitos, quartzo, calcários, dolomitos, filitos e sílex (MARINI *et al.*, 1984).

A situação estratigráfica da Formação Ibiá recebeu diferentes interpretações. Enquanto BARBOSA *et al.* (1970) posicionaram a unidade na base do Grupo Canastra, MENEZES FILHO *et al.* (1977 *apud* MARINI *et al.*, 1984) consideraram-na interdigitada aos sedimentos do mesmo grupo. PAULSEN *et al.* (1974 *apud* MARINI *et al.*, *op. cit.*) e BRAUN & BAPTISTA (1978), por sua vez, sugeriram que a formação pertencesse ao Grupo Araxá e, finalmente, DARDENNE (1978) considerou, o conglomerado da base da formação, equivalente ao tilito Jequitaiá, defendendo seu caráter discordante sobre as unidades do Grupo Canastra.

Poucos são os trabalhos que discutem a origem dos depósitos da formação. Numa síntese sobre a glaciação neoproterozóica do Brasil central, KARFUNKEL & HOPPE (1988) incluíram a Formação Ibiá, interpretando as feições registradas por CARVALHO & COSTA (1968) e FARIA (1985) na região de Cristalina, em Goiás (seixos estriados e facetados e ritmitos com possíveis seixos pingados), como evidências de uma glaciação continental.

3.3.4. Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas constitui uma seqüência metassedimentar, de idade Neoproterozóica e espessura possivelmente superior a 1000 metros, que se distribui por uma extensa área no norte do Estado de Minas Gerais e recobre, em discordância angular ou erosiva, os quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Fig. 3.8). Segundo ALMEIDA (1977), representa a sedimentação geossinclinal da Faixa Araçuaí, desenvolvida na margem sudeste do cráton do São Francisco, durante o Ciclo Brasileiro.

Quase sempre através de contatos tectônicos, o Macaúbas relaciona-se ao topo com o Grupo Bambuí, depositado na borda oriental do cráton. Contudo, falhas inversas ou de empurrão inverteram a estratigrafia e, na maior parte dos contatos entre os dois grupos, o Macaúbas ocorre em níveis topográficos mais elevados que o Bambuí (DOSSIN & DARDENNE, 1984; UHLEIN, 1991).

Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos

O termo Macaúbas (Formação Macahubas) foi inicialmente utilizado por MORAES & GUIMARÃES, em 1930, na denominação de filitos, filitos conglomeráticos e arenitos, aflorantes na bacia hidrográfica do rio homônimo, à leste do rio São Francisco. Os autores posicionaram a unidade na Série Lavras (hoje, o Supergrupo Espinhaço), sobre os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa. Posteriormente, SCHÖLL (1973 *apud* UHLEIN, 1991) elevou o Macaúbas à categoria de Grupo.

Figura 3.8 - Distribuição do Grupo Macaúbas e de outras unidades pré-cambrianas do Brasil central (modificado de UHLEIN, 1991).

(1) cobertura fanerozoica; (2) Grupo Bambuí: a. Fm. Três Marias, b. Subgrupo Paraopeba, c. Fm. Jequitá; (3) Grupo Macaúbas; (4) Complexo Salinas; (5) granitóides proterozóicos; (6) Supergupo Espinhaço; (7) Sgr. Minas; (8) Sgr. Rio Paraúna - seqüência vulcano-sedimentar do Serro; (9) embasamento; (10) falha de empurrão; (11) contato; (12) contato inferido; (13) anticlinal; (14) cidade; (15) drenagem; (16) sinclinal; (17) anticlinal invertido

KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976), mapeando a porção mediana da serra do Espinhaço, entre Terra Branca e Grão Mogol (MG), identificaram uma espessa seqüência do Grupo Macaúbas e a subdividiram nas seguintes formações (Fig. 3.9A): Califorme, basal (quartzitos imaturos com intercalações de conglomerados), Terra Branca, intermediária (tilitos com intercalações de quartzitos e metassiltitos), e Carbonita, superior (quartzitos e metassiltitos com intercalações de xisto verde).

HETTICH (1977) reconheceu seis unidades litoestratigráficas no Macaúbas aflorante no vale do rio Araçuaí, entre Couto de Magalhães e Carbonita (MG), as quais denominou informalmente de unidades A, B, C, D, E e F. Da base para o topo, o autor registrou os seguintes sedimentos (Fig. 3.9B): quartzitos e metaconglomerados (A), paraconglomerados (metagrauvacas) com seixos e matacões (B), filitos, quartzitos, metassiltitos, camadas grafitosas e/ou manganíferas e ocasionais quartzitos carbonáticos e metacalcários (C), quartzitos micáceos finos a médios (D), xistos verdes (E) e quartzitos finos (F).

No norte de Minas Gerais, nos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacarias, VIVEIROS *et al.* (1978, 1979) identificaram duas formações do Grupo Macaúbas: Rio Peixe Bravo (basal), com filitos predominantes, quartzitos e filitos grafitosos subordinados, e Nova Aurora (superior), com diamictitos e quartzitos predominantes e filitos subordinados. Da última, foi individualizado o Membro Riacho das Poções, constituído por diamictitos, quartzitos e xistos hematíticos (Fig. 3.9C).

Na região da serra do Cipó, DOSSIN & DARDENNE (1984) reuniram no Supergrupo São Francisco, as seqüências argilo-arenosas e conglomeráticas do Grupo Macaúbas e os pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí. Para o Macaúbas, reconheceram duas das unidades de HETTICH (1977): os metaconglomerados polimíticos da unidade B e os metapelitos, filitos grafitosos e quartzitos da unidade C (Fig. 3.9D). Ao norte da mesma região, na barragem do rio Paraúna, KARFUNKEL *et al.* (1984) utilizaram a seguinte subdivisão estratigráfica para caracterizar o Grupo Macaúbas: Unidade Inferior, com quartzitos imaturos e filitos grafitosos subordinados, Unidade Média, com diamictitos e quartzitos lenticulares, e Unidade Superior, com quartzitos e metassiltitos interdigitados e ocasionais rochas carbonáticas (Fig. 3.9E).

Figura 3.9 - Seções colunares do Grupo Macaúbas em Minas Gerais (modificado de UHLEIN, 1991): (A) KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1976 - Terra Branca/Grão Mogol; (B) HETTICH, 1977 - Couto Magalhães/Carbonita; (C) VIVEIROS *et al.*, 1978 - vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacárias; (D) DOSSIN & DARDENNE, 1984 - serra do Cipó; (E) KARFUNKEL *et al.*, 1984 - barragem do rio Paraúna; (F) UHLEIN, 1991 - centro-leste de Minas Gerais. (1) dolomitos, (2) calcários, (3) filitos grafitosos, (4) filitos/pelitos, (5) metassiltitos, (6) quartzitos, (7) quartz hematite bandadas, (8) metaconglomerados, (9) metadiamicritos, (10) hematitas xistosas, (11) xistos verdes, (12) basaltos e tufos básicos, (13) estratificação cruzada, (14) seixo/matacão pingado

UHLEIN (1991) optou por uma subdivisão faciológica, após constatar a ampla variação vertical e lateral das fácies que compõem o Grupo Macaúbas. Definiu uma fácies rudácea, basal (eventualmente recorrente no topo), formada por metadiamicritos com intercalações subordinadas de metarritmitos psamo-pelíticos, e uma fácies psamo-pelítica, superior, com quartzitos estratificados plano-paralelamente e metarritmitos psamo-pelíticos. Registrou, ainda, a ocorrência de fácies com distribuição restrita, como quartzitos lenticulares maciços ou com estratificação cruzada, metabrechas e metaortoconglomerados (Fig. 3.9F). O autor preferiu excluir os quartzitos e conglomerados interpretados como a unidade basal do grupo por KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976; Formação Califorme), HETTICH (1977; unidade A) e KARFUNKEL *et al.* (1984; Unidade Inferior) e, considerando-os como produtos de uma regressão marinha e da sedimentação fluvial, sugeriu integrá-los ao Supergrupo Espinhaço (ver Fig. 3.4).

A análise da literatura pertinente revela certas controvérsias conceituais na nomenclatura litoestratigráfica dos diamictitos proterozóicos do Brasil central, dentre os quais aqueles atribuídos ao Macaúbas. WALDE (1978), por exemplo, atribuiu ao Macaúbas ("Tilito Macaúbas"), os diamictitos aflorantes na Serra do Cabral (na borda oriental do cráton do São Francisco), inicialmente descritos por DERBY (1880) e denominados "Conglomerado Jequitá". O termo Macaúbas foi novamente empregado na região por GRAVENOR & MONTEIRO (1983), ao registrarem evidências (*ice-thrust features*) de uma glaciação proterozóica, e por BRAUN (1984) que, destacando o caráter predominantemente conglomerático do grupo, o considerou geneticamente distinto da Formação Jequitá. UHLEIN (1991) preferiu separar os sedimentos de cobertura cratônica dos depósitos da Faixa Araçuaí, empregando, respectivamente, os termos Formação Jequitá e Grupo Macaúbas. Seguindo a sugestão de UHLEIN (*op. cit.*) e a definição original de MORAES & GUIMARÃES (1930), a designação Grupo Macaúbas, neste trabalho, é utilizada para os diamictitos da faixa dobrada.

Idade

Com base na presença de estromatólitos do tipo *Conophyton* (1600 e 850 Ma) em dolomititos sotopostos aos tilitos do Grupo Macaúbas na região de Conselheiro da Mata, em Minas Gerais, SCHÖLL (1976a) e SCHÖLL e FOGAÇA (1980), sugeriram uma idade próxima a 850 Ma para o início da sedimentação da unidade. Contudo, o potencial bioestratigráfico de estromatólitos, além de pouco restritivo, é ainda questionável (WALTER, 1983).

Uma única datação radiométrica (método K/Ar em rocha total) foi realizada nos metadiamictitos do grupo, definindo a idade do resfriamento dessas rochas, há cerca de 545 Ma, ao final do ciclo Brasileiro (SIGA JR., 1986). Na Bahia, BRITO NEVES *et al.* (1980), com base nos dados geocronológicos Rb/Sr obtidos por BONHOMME & CORDANI (1975, *apud* BRITO NEVES *et al.*, *op. cit.*), estimaram um valor de 1050 Ma para o início da sedimentação do Supergrupo São Francisco. MACHADO *et al.* (1989), datando rochas metabásicas anteriores ao Macaúbas da serra do Espinhaço Meridional determinaram um valor de 906 ± 2 Ma (U/Pb) e propuseram que este fosse considerado o limite inferior para a sedimentação do Supergrupo São Francisco. D'AGRELLA FILHO *et al.* (1990), utilizando dados paleomagnéticos, consideraram contemporâneas à formação dos extensos depósitos glaciais do Brasil central, as intrusões no embasamento do extremo leste cratônico (porção sudeste do Estado da Bahia). A posição estratigráfica desses diques intrusivos, com 1080 - 1010 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), é, no entanto, ainda discutível (TROMPETTE, comunicação pessoal). Desta forma, enquanto o início da sedimentação do grupo pode ser sugerido pela idade determinada por MACHADO *et al.* (*op. cit.*; 906 ± 2 Ma), o término é indicado pelo tectonismo brasileiro na Faixa Araçuaí, que ocorreu, possivelmente, entre 660 e 570 Ma atrás (U/Pb e Rb/Sr; SIGA JR., 1986).

3.3.5. Ambientes de Sedimentação dos Depósitos Glaciais

Diversas feições litológicas, registradas por ISOTTA *et al.* (1969) e HETTICH & KARFUNKEL (1978), foram reunidas por KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976) na tentativa de comprovar a natureza glacial dos diamictitos proterozóicos do Brasil central. Superfícies estriadas e polidas, seixos estriados, polidos ou facetados (*flat-iron shapes*), granulometria e arredondamento variáveis, má seleção, varvitos, ésqueres e sedimentos de planície de lavagem (*outwash plains*) representariam depósitos glácio-continentais ("Fácies" Jequitai), evidentes sobre o cráton. À leste, na faixa dobrada, seixos pingados e estruturas de deslizamento indicariam a sedimentação glácio-marinha (fácies Caraçatuba e Turmalina).

A ampla distribuição geográfica dos diamictitos fortaleceria a interpretação glacial, tal como foi sugerido por HETTICH (1977). Esses e outros trabalhos posteriores (WALDE, 1978; ROCHA-CAMPOS & HASUI, 1981a, 1981b; KARFUNKEL & NOCE, 1983; KARFUNKEL *et al.*, 1984, entre outros) empenharam-se em esclarecer a gênese dos diamictitos, o paleoambiente e as condições deposicionais dos sedimentos, tornando indubitável a hipótese glacial.

Proposta inicialmente por HETTICH (1975 *apud* KARFUNKEL *et al.*, 1984), a direção oeste-leste do transporte glacial dos diamictitos foi comprovada por WALDE (1978) e reforçada, entre outros, por KARFUNKEL & HOPPE (1988) ao observarem a interdigitação de fácies que passam, no sentido oeste-leste, de glácio-continentais a glácio-marinhas e a orientação de estrias e de fraturas crescentiformes (*crescentic rock fractures*). Os últimos autores reconheceram quatro ambientes distintos e transicionais de oeste para leste: (1) glácio-continental, caracterizado por tilitos (*sensu stricto*), pavimentos estriados e fraturas crescentiformes; (2) glácio-lacustre, representado por varvitos com distribuição restrita e ocasionais seixos pingados; (3) glácio-fluvial, com quartzitos e metassiltitos associados aos tilitos; (4) glácio-marinho, com sedimentos laminados de ampla distribuição e eventuais seixos pingados, subdividido em fácies proximal e distal (com rochas carbonáticas). A linha de costa teria sido mais ou menos paralela à borda oriental do Cráton do São Francisco *sensu* ALMEIDA (1977).

Sintetizando dados sedimentológicos e estruturais da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí, UHLEIN (1991) propôs um modelo para a evolução paleogeográfica da região. Segundo o autor, após a deposição dos sedimentos fluviais do topo do Supergrupo Espinhaço (nível A), a intensificação do tectonismo teria provocado uma epirogênese generalizada. A oeste e, especialmente, a leste do *graben* Espinhaço, com o desenvolvimento uma bacia sedimentar, que sofreria posteriormente um aprofundamento para leste, teriam se formado, uma plataforma continental, um talude e uma bacia marinha relativamente profunda (de oeste para leste).

Mudanças nas condições climáticas, contemporâneas à fase epirogenética, estabeleceriam, então, uma glaciação continental e a formação de geleiras de montanha, responsáveis pela deposição dos sedimentos da Formação Jequitai e, possivelmente, da Formação Bebedouro. As geleiras teriam erodido profundamente as terras altas continentais, constituídas por sedimentos do Supergrupo Espinhaço. Na plataforma continental, teriam sido depositados os sedimentos glácio-marinhos do Grupo Macaúbas que, devido ao relevo criado pelo tectonismo epirogenético, sofreriam, em parte, retrabalhamento por fluxos gravitacionais.

3.4. GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí abrange uma seqüência, com espessura total entre 800 e 900 metros, de sedimentos pelito-carbonáticos capeados por um pacote essencialmente arenoso (Formação Três Marias). Representa uma cobertura cratônica, amplamente distribuída pelos Estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, limitada, a oeste, pela Faixa Brasília e, a leste, pela Faixa Araçuaí (Fig. 3.10). Sobre o cráton do São Francisco (*sensu* ALMEIDA, 1977), o grupo se apresenta muito pouco deformado ou metamorfozizado, enquanto nas bordas, são nítidas as evidências de tectonismo.

Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos

Algumas das expedições estrangeiras que percorreram o Brasil durante o século passado trouxeram as primeiras referências às rochas carbonáticas aflorantes no vale do rio São Francisco. Entre outras, destacam-se as viagens de SPIX & MARTIUS (1823-1831) na área do divisor Tocantins/São Francisco, de ESCHWEUGE (1832) que, na região de Pirapora (MG), definiu o "Arenito Pirapora" e os "Terrenos de Transição" (calcários, arenitos e "xistos") e de GARDNER (1846) que observou litologia semelhante na Serra Geral em Goiás. Contudo, foi DERBY que, em 1880, cunhou o termo "Calcário do São Francisco" para definir a seqüência pelito-carbonática das margens do rio homônimo. Essa denominação foi modificada por RIMANN (1917) para "Série Bambuí", consagrada na literatura geológica posterior.

Às definições iniciais, seguiram-se algumas tentativas de subdividir a unidade a partir de investigações locais. FREYBERG (1932), trabalhando em Minas Gerais, propôs a separação das camadas basais e dobradas da borda da bacia ("Camadas Indaiá") daquelas superiores e muito pouco deformadas, ocorrentes no centro da bacia ("Camadas Gerais"). Na região do Distrito Federal, ANDRADE RAMOS (1956) reconheceu três unidades distintas, as quais denominou informalmente de "Ardósias Torto", "Quartzito Paranauá" e "Calcários Palmeira".

Figura 3.10 - Distribuição generalizada dos grupos Bambuí e Una (LOPES & SANTOS, 1988)
 (1) Gr. Bambuí, (2) Gr. Una, (3) cidade, (4) limite interestadual, (5) rio perene, (6) rio intemiteinte

A primeira coluna estratigráfica da Série Bambuí foi organizada por COSTA & BRANCO (1961) que, com base em observações ao longo da Rodovia Belo Horizonte-Brasília (BR 040), distinguiram as formações Carrancas, basal (conglomerado), Sete Lagoas (calcários) e Paraopeba¹, superior, subdividida nos membros Serra de Santa Helena (ardósias), Lagoa do Jacaré (siltitos com leitos de calcário), Três Marias (siltitos) e Serra da Saudade (siltitos e ardósias) (Fig. 3.11A). Esse esquema serviu de base a grande parte dos trabalhos que posteriormente vieram contribuir com o aprimoramento da litoestratigrafia do Grupo Bambuí.

OLIVEIRA (1962) observou que as unidades Carrancas, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, apesar de facilmente identificáveis na parte sul da bacia sedimentar do São Francisco, perdiam sua individualidade em direção ao norte, tornando-se confundíveis. Por isso, propôs uma subdivisão em duas unidades distintas: (1) Grupo São Francisco, inferior, constituído por calcários localmente oolíticos, com eventuais intercalações de ardósias e siltitos, subdividido nas formações Vila Chapada, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré; (2) Formação Três Marias, superior, formada por siltitos e arcóseos com ocasionais intercalações de ardósias (Fig. 3.11B).

Em 1965, BARBOSA apresentou algumas modificações na coluna de COSTA & BRANCO (1961), incluindo, na base, as formações Samburá e Paranauá. Mais tarde, admitindo que a variedade faciológica do Bambuí dificultava a utilização de uma coluna estratigráfica única, optou por uma subdivisão em fácies: Paranauá, inferior, Sete Lagoas e Indaiá, intermediárias, e Três Marias, superior (BARBOSA, 1967; Fig. 3.11C). Na ocasião, ALMEIDA (1967) sugeriu a substituição do conceito cronoestratigráfico "Série" pelo termo litoestratigráfico, Grupo Bambuí.

Na tentativa de estabelecer uma relação genética entre a evolução da bacia sedimentar e suas várias expressões litológicas, BRAUN (1968) elaborou um esquema definido pelas seguintes formações: Paranoá, inferior (conglomerado basal sotoposto a quartzitos, filitos e metassiltitos), Paraopeba (calcários e pelitos) e Três Marias, superior (arcóseos localmente calcíferos) (Fig. 3.11D).

¹ Publicada, por erro de impressão, como Rio Piracicaba (BAPTISTA *et al.*, 1984)

COSTA *et al.* (1970), buscando integrar as diversas expressões faciológicas às características tectônicas do Grupo Bambuí, aplicaram o conceito de "tectonogrupos" que associa um conjunto paragenético de fácies a uma determinada deformação tectônica. Propuseram a subdivisão em três tectonogrupos: (1) Formosa, correspondente às zonas miogeossinclinal Brasília e subgeanticlinal, com uma fácies nerítica (ortoquartzitos) e outra "mista" (intercalações cíclicas de metassiltitos, ardósias, margas, calcarenitos, ortoquartzitos, filitos, turbiditos e lamitos); (2) João Pinheiro, correspondente à zona peri-cratônica, com duas fácies (carbonatos e ardósias com raros leitos carbonáticos); (3) Sete Lagoas, também associada às zonas do miogeossinclinal Brasília, porém com rochas carbonáticas intercaladas a ardósias e metassiltitos (Fig. 3.11E). Segundo os autores, todas as designações estratigráficas propostas até a época estariam englobadas nessa subdivisão, com exceção apenas da Formação Três Marias, considerada como um grupo independente (Grupo Pirapora).

No início da década de 70, alguns levantamentos locais criaram outras propostas estratigráficas, servindo para confirmar a diversidade faciológica e ampla distribuição dos sedimentos do Grupo Bambuí. MISI (1976; 1978) observou que as colunas estratigráficas estabelecidas para o Grupo Bambuí em Minas Gerais (COSTA & BRANCO, 1961; BRAUN, 1968; e outros), apesar das variações faciológicas, estão inteiramente representadas no centro-norte da Bahia, onde concentrou seus estudos. Nesse Estado, definiu duas colunas litoestratigráficas (Fig. 3.11G): (1) no oeste do Estado, na serra do Ramalho e adjacências, reconheceu seis unidades dispostas em camadas sub-horizontais que, sobrepostas diretamente sobre o embasamento gnaíssico migmatítico, formam amplos planaltos, recobertos por sedimentos cretáceos da Formação Urucuia; (2) na região centro-norte do Estado (Chapada do Irecê) distinguiu seis unidades que assentam em discordância erosiva sobre os quartzitos do Grupo Chapada Diamantina e ocupam depressões em estruturas sinclinais.

Em 1973, durante o "I Simpósio do Pré-cambriano do Craton Sanfranciscano e da parte norte-oriental do Brasil", foram discutidas as definições dos termos Bambuí e São Francisco. Na ocasião, RENGGER (1973) sugeriu que o termo Supergrupo São Francisco fosse aplicado à todas as unidades crono-correlatas ou mais ou menos simultâneas ao Grupo Bambuí. Desse modo, o termo Bambuí ficaria restrito ao domínio cratônico e representaria os depósitos de plataforma, correlacionáveis aos grupos Una, Rio Pardo e Miaba, na Bahia, e Vaza Barris, em Sergipe.

Na porção sudeste da Bacia sedimentar do São Francisco, SCHÖLL (1976b) distinguiu dois horizontes carbonáticos separados por um de clásticos finos e promoveu algumas alterações na coluna proposta por COSTA & BRANCO (1961). Individualizou, na Formação Sete Lagoas (basal), as fácies Carrancas, Pedro Leopoldo e Lagoa Santa e elevou os demais

membros (Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, Três Marias) à categoria de formações (Fig. 3.11F).

INDA & BARBOSA (1978), no mapa geológico do Estado da Bahia, concluíram que o empilhamento litoestratigráfico vertical é inadequado a um grupo com alta variedade faciológica e ampla área de ocorrência. Assim, seguindo a proposta inicial de COSTA *et al.* (1970), dividiram o Grupo Una, equivalente ao Grupo Bambuí na Bahia, em duas "tectonozonas" e definiram três litofácies distintas. A primeira "tectonozona" corresponderia à bacia sedimentar do São Francisco e representaria a sedimentação em um mar epicontinental (litofácies Ramalho e Iuiú); a segunda, definida como Região de Dobramentos Rio Preto, caracterizaria uma zona de transição entre a plataforma e a faixa móvel marginal, parcialmente formada pela litofácies "Barreiras" (sic.). Dentro desse esquema, reconheceram três seqüências litológicas fundamentais, supostamente superpostas e, portanto, com caráter estratigráfico (Fig. 3.11H): Seqüência Clástica Inferior, ocorrente nas litofácies "Barreiras" e Iuiú, seria predominantemente pelítica e psamítica, com calcários e margas no topo; Seqüência Carbonático-Pelítica, intermediária, subdividida em seis unidades com variações laterais entre si, constituídas por calcários com ardósias, margas e metassiltitos subordinados, teria a maior área de ocorrência e caracterizaria as litofácies Ramalho e Iuiú; Seqüência Clástica Superior, ocorrente na litofácies Ramalho e parcialmente sobreposta à litofácies "Barreiras", seria essencialmente pelítica.

Numa síntese sobre os conhecimentos estratigráficos do Grupo Bambuí, DARDENNE (1978) retoma a definição original de COSTA & BRANCO (1961) excluindo os sedimentos detríticos (Grupo Paranoá) sotopostos ao conglomerado basal do Bambuí (denominado Formação Jequitaí) e alterando a posição estratigráfica da Formação Serra da Saudade, situando-a abaixo da Formação Três Marias (Fig. 3.11I). No relatório do Projeto Radambrasil (FERNANDEZ *et al.*, 1982), a Formação Jequitaí foi retirada do Grupo Bambuí e incluída no Grupo Macaúbas, enquanto que as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade foram reunidas no Subgrupo Paraopeba.

No noroeste do Estado da Bahia, EGYDIO DA SILVA (1987) reconheceu cinco unidades litoestruturais e elaborou uma coluna estratigráfica para o domínio cratônico ("Unidade litoestrutural 1, Grupo Bambuí"), definida pelas formações (da base para o topo): Canabrinha, São Desidério, Serra de Mamona e Riachão das Neves, respectivamente correlacionáveis com as formações Bebedouro (Bacia de Lençóis), Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Fig. 3.11J).

Figura 6.11 - Seções colunares do Grupo Bambuí (adaptado de FANTINEL, não publicado)

(1) calcário, (2) calcário oolítico, (3) calcário com intraclastos, (4) brechas e conglomerados intraformacionais calcários, (5) calcário finamente laminado, (6) calcário com níveis de sílex, (7) marga, (8) dolomito, (9) argilito/folhelho, (10) folhelho síltico, (11) folhelho/argilito calcífero, (12) siltito/metassiltito, (13) siltito argiloso ou micáceo, (14) siltito calcífero, (15) arenito/quartzito, (16) arenito arcoseano/arcóseo, (17) ortoquartzito, (18) arenito lítico, (19) conglomerado, (20) tilito, (21) ardósia, (22) filito/calcifilto, (23) estratificação cruzada planar, (24) estratificação cruzada acanalada, (25) marca ondulada, (26) laminação cruzada por migração de marca ondulada, (27) estrutura de corte e preenchimento, (28) estrutura de sobrecarga, (29) laminação convoluta, (30) estromatólito colunar, (31) estromatólito não colunar, (32) milonitização, (33) crostas e nódulos limoníticos, (34) glauconita, (35) fosfato, (36) discordância

Ambientes de Sedimentação

Embora ainda existam algumas divergências na nomenclatura e distribuição das unidades que formam o Grupo Bambuí, as opiniões a respeito de sua história deposicional parecem ser mais consensuais. A vasta extensão de suas fácies é geralmente interpretada como produto da sedimentação em condições plataformais estáveis, em um mar epicontinental, caracterizado por baixo declive, pouca profundidade, circulação restrita e salinidade alta (SHAW, 1964; IRWIN, 1965). Tal situação conduziria a gradientes relativamente uniformes de temperatura, energia, salinidade, etc., permitindo uma deposição contínua e bem definida sobre extensas áreas plataformais. Segundo MISI (1979), a interdigitação lateral e o caráter transicional de algumas das fácies do Grupo Bambuí indicam que os ambientes migraram lateralmente, acompanhando os movimentos transgressivos e regressivos do mar.

Assim, após um episódio glacial (representado pelos diamictitos da Formação Jequitai), com o aumento da temperatura e, conseqüentemente, do nível dos mares, instalou-se na área cratônica, a sedimentação pelito-carbonática do Grupo Bambuí. Para DARDENNE (1981), o grupo registra três megaciclos regressivos, associados a rápidas transgressões regionais indicadas por fácies marinhas sub a supralitorâneas, que evoluem, ao final do último megaciclo, a fácies continental e fluvial. O primeiro megaciclo, representado pela Formação Sete Lagoas, teve início com a invasão marinha de áreas continentais baixas, onde se formaram subambientes lacustrinos. A forte contribuição continental dessa fase de sedimentação é indicada, na base da seqüência, por abundantes sedimentos terrígenos e pela presença ocasional de gretas de contração e níveis dolomíticos, produtos da exposição subaérea à época de deposição. À medida que avançava a transgressão e a sedimentação passava a ser predominantemente química, depositavam-se os carbonatos da Formação Sete Lagoas. Uma subsequente regressão conduziu a águas cada vez mais rasas, resultando num processo de ampla dolomitização (FERNANDEZ *et al.*, 1982).

Uma rápida transgressão, que marca o início do segundo megaciclo, determinou a deposição dos siltitos da Formação Serra de Santa Helena em águas relativamente profundas, fora da influência de ondas e marés. Uma nova regressão marinha possibilitou a deposição da espessa seqüência carbonática da Formação Lagoa do Jacaré, onde, fácies de calcarenitos (oosparitos) com estratificação cruzada do tipo *hummocky* ocorrem alternadas a fácies de calcários argilosos escuros e laminados, refletindo a sedimentação em águas ora rasas, ora mais profundas (BRAUN, 1988).

Finalmente, o último megaciclo, também precedido por uma breve transgressão, é representado pelas formações Serra da Saudade e Três Marias. A primeira evolui de siltitos finamente laminados, depositados em águas profundas, para sedimentos mais grossos e arcoseanos, correspondentes a uma regressão do nível do mar. A passagem final para um ambiente deltaico, com fácies fluvial, é denunciada pelos siltitos e arcóseos da Formação Três Marias, onde são comuns as marcas de corrente e de onda, estratificação cruzada e outras estruturas afins (FERNANDEZ *et al.*, 1982). Por ser contemporânea à orogênese brasileira e representar, portanto, novas condições deposicionais, a Formação Três Marias poderia ser excluída do Grupo Bambuí (TROMPETTE, comunicação pessoal).

Idade

As primeiras tentativas de atribuir uma idade aos sedimentos do Grupo Bambuí basearam-se em seu suposto conteúdo fossilífero e em comparações com outras seqüências semelhantes. O grupo foi inicialmente considerado cretáceo por LIAIS (1872) e, mais tarde, atribuído ao Siluriano por DERBY (1880), com base na presença de supostos restos de *Favosites* e *Chaetetes*, que BEURLIN, em 1956, demonstrou serem inorgânicos. COSTA & BRANCO (1961) consideraram o Cambriano como o limite máximo para a deposição do grupo, a partir de comparações com sedimentos cambrianos da bacia andina.

As primeiras datações radiométricas foram realizadas por AMARAL & KAWASHITA (1967) que, utilizando filitos da região de Vazante (MG), na época conferidos à Formação Sete Lagoas, obtiveram um valor Rb/Sr de 600 ± 50 Ma, considerado como a idade da sedimentação. Tal interpretação foi posteriormente questionada por DARDENNE (1979), alegando que o metamorfismo poderia influenciar as datações. Os resultados obtidos por AMARAL & KAWASHITA (*op. cit.*) referem-se, de fato, à idade do metamorfismo que afetou os sedimentos datados, hoje atribuídos ao Grupo Paranoá (FUCK *et al.*, 1988).

O limite máximo para a deposição do Grupo Bambuí pode ser indicado pela idade de rochas metabásicas intrusivas no Supergrupo Espinhaço, estimada em 906 ± 2 Ma por MACHADO *et al.* (1989). O término da sedimentação, entre 680 e 570 Ma, foi proposto por KAWASHITA *et al.* (1987), com base na análise das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos das proximidades de Montalvânia (MG).

O estágio atual do conhecimento paleontológico do grupo não permite, ainda, o estabelecimento de uma idade mais precisa. Entretanto, a identificação provisória de vários estromatólitos colunares, tais como *Gymnosolen* ou *Boxonia*, atribuídos à Formação Sete Lagoas (MARCHESE, 1984; CAMPOS NETO, 1979) e *Jurusania* (Formação Salitre, BA; SRIVASTAVA, 1982), sugere uma idade entre 1000 e 570 Ma (Rifeano Superior a Vendiano). Algumas datações com base em estromatólitos do tipo *Conophyton* cf. *cylindricus* (MOERI, 1972) e *Conophyton* aff. *C. metula* (CLOUD & DARDENNE, 1973) presentes nas proximidades de Vazante (MG) serviram, durante algum tempo, para indicar uma idade rifeana (Rifeano Médio) a sedimentos supostamente do Grupo Bambuí, os quais hoje, no entanto, são atribuídos ao Grupo Paranoá e seus equivalentes.

A presença de possíveis microfósseis algáceos (algas unicelulares; SOMMER, 1971) e algas calcárias filamentosas (CASSEDANNE, 1982) constituiriam, não fosse a preservação muito precária, evidências sugestivas de uma idade mais próxima ao final do Neoproterozóico. Acritarcas supostamente característicos do intervalo 680 - 570 Ma foram identificados por QUADROS (1987) em sedimentos de subsuperfície da região de Montalvânia (MG), provenientes de um dos poços investigados neste trabalho (1-PSB-13-MG). O autor, no entanto, apresentou apenas um resumo de seu trabalho, sem ilustrar os microfósseis registrados. Considerando as limitações dos métodos empregados, a tendência atual é de atribuir uma idade proterozóica superior (906 - 570 Ma) aos sedimentos do Grupo Bambuí.

4. MATERIAL ESTUDADO: PROVENIÊNCIA E CARACTERÍSTICAS

Na análise paleontológica foram utilizadas, essencialmente, as litologias consideradas potencialmente microfossilíferas. Assim, nos trabalhos de campo preferiu-se coletar, quando possível, os níveis silicificados, já que os sedimentos aflorantes se apresentaram muito alterados e, quase sempre, deformados. Segundo KRYLOV & TIKHOMIROVA (1988), a silicificação precoce, através da substituição de estruturas orgânicas mais resistentes (bainhas, parede celular, etc.) por opala ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), garante a qualidade de preservação de microrganismos.

Ao contrário dos sedimentos aflorantes, aqueles de subsuperfície foram poupados do intemperismo e são, por isso, mais adequados às análises micropaleontológicas. Das amostras selecionadas de quatro testemunhos, foram separados os níveis pelíticos escuros (cinza-escuro a negro) com laminação horizontal plano-paralela e preferencialmente não carbonáticos, pois os processos diagenéticos promovem a destruição quase total da matéria orgânica preservada em carbonatos (KRYLOV & TIKHOMIROVA, 1988).

4.1. AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE

Para conhecer as características gerais (litologia, relações de contato, estruturas, etc.) das unidades proterozóicas aflorantes no centro-oeste brasileiro e amostrar sedimentos possivelmente fossilíferos, foram realizadas duas campanhas de campo na porção ocidental do Estado de Minas Gerais. Na primeira (setembro/1990), que contou com a participação do professor Dr. Thomas Rich Fairchild e do geólogo Oscar Paulo Gross Braun, da PETROBRÁS, foram observados sedimentos dos grupos Bambuí, Macaúbas e Paranoá e do Supergrupo Espinhaço, além de alguns dos respectivos contatos. A segunda campanha (julho/1991) surgiu de uma oportunidade de acompanhar novamente o geólogo Oscar P. G. Braun em um levantamento de campo para a PETROBRÁS. Restringiu-se aos arredores do Parque Nacional da Serra do Cipó, onde foram observadas, basicamente, as características do contato entre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço e a base do Supergrupo São Francisco. Devido à ausência de sedimentos potencialmente fossilíferos, não foram coletadas amostras nessa segunda etapa de campo e, portanto, a breve discussão a seguir limita-se às observações da primeira.

Partindo de Brasília, sítio da seção-tipo do Grupo Paranoá, seguiu-se em direção a Unaí, município do extremo oeste mineiro, onde afloram rochas muito intemperizadas dos grupos Paranoá e, possivelmente, Bambuí (Fig. 4.1). De alguns níveis silicificados (silex negro), identificados nesta campanha, apenas naquela região, foram coletadas as principais amostras fossilíferas de superfície (localidades 2, 3, 5, 6 e 9).

Acompanhando o roteiro anexo (Fig. 4.1), nota-se que na maior parte das 58 localidades visitadas afloram sedimentos, quase sempre muito alterados, do Grupo Bambuí. Sob a forma de arcóseos finos, a Formação Três Marias ocorre nos arredores de Pirapora (localidades 13 e 14). Na localidade 15, foram coletados calcarenitos cinza-escuro, aparentemente pertencentes à Formação Lagoa do Jacaré.

Próximo a Montes Claros, afloram possíveis sedimentos das formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, respectivamente representados, de um lado da Rodovia BR 365, por arenitos finos com estratificação plano-paralela horizontal e, do lado oposto, por calcários escuros, também coletados para análise (localidade 19). Nos arredores de Juramento (localidades 23 a 31) foram observadas as características do contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí, o qual, segundo o geólogo Oscar Braun, é muitas vezes indicado pelas próprias feições geomorfológicas. O contato entre os supergrupos São Francisco e Espinhaço foi observado nos arredores do município de Buenópolis (35 - 39) e próximo ao Parque Nacional da Serra do Cipó (57 e 58).

Com exceção dos raros níveis silicificados, constatou-se que, de modo geral, as rochas proterozóicas aflorantes em toda a área percorrida se apresentam muito alteradas para efetivamente preservar microfósseis. Por isso, foram selecionadas apenas 16 amostras, consideradas mais promissoras às investigações palinológicas.

4.2. AMOSTRAS DE SUBSUPERFÍCIE

As amostras de subsuperfície foram selecionadas de testemunhos de quatro poços perfurados na porção sul do cráton do São Francisco *sensu stricto*. Naquela região, CHEMALE JR. *et al.* (1992) reconheceram três zonas distintas. As duas primeiras são marginais e exibem, em seus depósitos neoproterozóicos de cobertura (Supergrupo São Francisco), feições estruturais associadas aos dobramentos brasileiros (as faixas Brasília e Araçuaí). Uma terceira zona, não deformada e aproximadamente central, é subdividida em duas porções e separa as anteriores.

Três dos poços investigados situam-se na zona estável e revelam que sedimentos do Mesoproterozóico (Supergrupo Espinhaço), não aflorantes na área, também foram poupados dos efeitos dos eventos brasileiros. De fato, os dois poços perfurados na região de Montalvânia (MG), 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG, atravessaram sedimentos não deformados do Meso e Neoproterozóico, pertencentes, respectivamente, aos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Fig. 4.2). O poço 1-RF-1-MG recuperou sedimentos, também com acamamento horizontal, do segundo supergrupo. Apenas os sedimentos do poço 1-RC-1-GO, perfurado na área cratônica dentro da zona de influência da Faixa Brasília (CHEMALE JR. *et al.*, 1992), exibem evidências de deformação.

LEGENDA

⊕	POÇOS INVESTIGADOS	C ₁ e C ₂	ZONAS NÃO DEFORMADAS
□	UNIDADES MESO E NEOPROTEROZOÍCAS (ver fig.3.1)	SF	CRÁTON SÃO FRANCISCO <u>sensu stricto</u>
⊗	EMBASAMENTO	S	CRÁTON SALVADOR
W	ZONA DE INFLUÊNCIA DA FAIXA BRASÍLIA	—	LIMITES DA ÁREA CRATÔNICA
E	ZONA DE INFLUÊNCIA DA FAIXA ARAÇUAÍ-RIBEIRA	—	LIMITES DAS ZONAS

Figura 4.2 - LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DOS POÇOS INVESTIGADOS
(Adaptado de CHEMALE Jr. et al, 1992) As linhas tracejadas representam limites inferidos

POÇO 1-PSB-13-MG (Montalvânia, MG)

O poço 1-PSB-13-MG constitui parte do Projeto Sondagem Bambuí em Minas Gerais que, executado pelo convênio DNPM/CPRM, teve como objetivo investigar as características estratigráficas, estruturais e paleoambientais de camadas mineralizadas atribuídas ao Grupo Bambuí. As perfurações, dezoito ao todo, foram iniciadas em meados da década de 70 e recuperaram sedimentos proterozóicos das regiões Vazante-Paracatú, Lontra-Montalvânia e Corinto-Jequitaí, revelando alta diversidade faciológica e complexidade estratigráfica.

Locada a sudeste do município de Montalvânia, a perfuração atravessou, abaixo de uma cobertura de solo arenoso com 6,5 metros de espessura, duas seqüências cratônicas distintas separadas por um nível conglomerático (Fig. 4.3).

A seqüência inferior (609,70 a 1304,75 metros), denominada informalmente de "Formação Montalvânia" (BRANDALISE, 1980), não apresenta evidências de metamorfismo e seus estratos são horizontais. É constituída por um espesso pacote arenítico, com ocasionais intercalações argilo-sílticas carbonosas, sotoposto a um nível conglomerático. Foi considerada produto da sedimentação, sob lenta e contínua subsidência, em ambiente marinho raso, onde as condições energéticas teriam sido temporariamente alteradas por rápidas e esporádicas transgressões do nível do mar, representadas pelos níveis argilo-sílticos. A tectônica atuante teria, posteriormente, modificado o padrão de sedimentação, como indicam os conglomerados do topo da seqüência (BRANDALISE, *op. cit.*). A posição estratigráfica e as características litológicas da "Formação Montalvânia" sugerem uma correlação com o Grupo Conselheiro Mata (Supergrupo Espinhaço).

O contato com a seqüência pelito-carbonática superior dá-se através de uma série de camadas rudáceas (538,50 a 546,60 metros) com aspecto ora conglomerático, ora brechóide, matriz argilosa e alguns níveis argilosos maciços. A seqüência superior (6,50 a 538,00 metros), constituída por siltitos, calcários e dolomitos, foi subdividida em quatro fácies que representariam eventuais variações físico-químicas do ambiente deposicional. Segundo BRANDALISE (1980), sob um regime de subsidência contínua e acentuada, houve uma alternância entre um ambiente marinho pouco profundo, com circulação restrita, e águas mais agitadas com livre circulação, onde a instabilidade tectônica teria promovido, ocasionalmente, a emersão e o retrabalhamento dos depósitos formados. Esta seqüência, comparada à Formação Paraopeba de BRAUN (1968), é aqui atribuída ao Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas).

Foram separados e investigados apenas os níveis pelíticos escuros de 18 amostras, todas pertencentes à seqüência quartzítica inferior (Grupo Conselheiro Mata; Tabela 4.1).

Tabela 4.1

Características litológicas das amostras selecionadas do poço 1-PSB-13-MG
Todas as amostras pertencem ao Grupo Conselheiro Mata (Supergrupo Espinhaço)

Nível amostrado (m)	Litologia
696,80	Siltito cinza-escuro, micáceo, com estratificação plano-paralela milimétrica intercalado em quartzitos cinza
718,85	Argilo-siltito cinza-escuro, com estratificação plano-paralela submilimétrica a milimétrica, intercalado em quartzito arenito com cimento carbonático
723,40	Argilo-siltito cinza-escuro a negro, com estratificação plano-paralela submilimétrica, intercalado em quartzito arenito cinza maciço
731,50	Lâminas, submilimétricas a milimétricas, alternadas de siltito negro e arenito cinza-escuro (areia muito fina)
733,60	Lâminas submilimétricas alternadas de siltito negro e arenito cinza (areia muito fina)
735,20	Lâminas submilimétricas a milimétricas de argilito com estratificação plano-paralela, intercaladas em arenito cinza-claro (areia fina a média)
927,40	Argilo-siltito negro, micáceo, com estratificação plano-paralela submilimétrica
951,70	Siltito cinza com estratificação plano-paralela submilimétrica e delgados níveis argilo-siltíticos cinza-escuro intercalados
1005,05	Siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela milimétrica e lentes de arenito cinza (areia muito fina a fina)
1008,35	Argilo-siltito cinza-escuro a negro, micáceo
1012,70	Argilo-siltito cinza-escuro, micáceo
1029,14	Lâminas e lentes milimétricas de argilo-siltito cinza-escuro em arenito cinza-claro (areia muito fina)
1140,00	Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica a milimétrica e intercalações ocasionais de lâminas e lentes de arenito cinza-claro (areia fina)
1148,00	Argilo-siltito cinza-escuro, micáceo
1154,30	Siltito cinza com estratificação plano-paralela ou, ocasionalmente, cruzada, submilimétrica
1202,30	Argilo-siltito cinza-escuro, micáceo
1239,70	Argilo-siltito negro, micáceo
1250,30	Siltito cinza-escuro com laminação plano-paralela submilimétrica a milimétrica e ocasionais intercalações laminares de siltito cinza-claro

POÇO 1-MA-1-MG (Montalvânia, MG)

O crescente interesse pelo potencial petrolífero dos depósitos proterozóicos do Brasil central, levou a PETROBRÁS a intensificar, a partir da década passada, as investigações das emanações naturais de gás registradas na área da Bacia Sedimentar do São Francisco. Para isso, foram perfurados três poços pioneiros (1-MA-1-MG, 1-RF-1-MG, 1-RC-1-GO) nas áreas de prospecção delimitadas ao redor das emanações gasosas.

O poço 1-MA-1-MG, também perfurado nas proximidades de Montalvânia (MG), atingiu 531 metros de profundidade, atravessando, em ordem descendente, uma seqüência pelito-carbonática, um nível conglomerático e parte de um pacote de sedimentos quartzíticos (Fig. 4.4).

A seqüência quartzítica inferior (355 a 531 metros), constituída por arenitos quartzosos homogêneos e intercalações subordinadas de siltitos carbonosos, foi atribuída, no Perfil Composto do poço (TOLEDO, 1988), à Formação Palmas de Monte Alto, considerada equivalente ao Grupo Macaúbas. Contudo, tanto a posição estratigráfica quanto as características litológicas da seqüência sugerem uma correspondência com o espesso pacote psamítico inferior do poço 1-PSB-13-MG (opinião compartilhada com BRAUN *et al.*, 1990), permitindo, portanto, uma correlação com o Grupo Conselheiro Mata.

Separando os quartzitos da seqüência superior, ocorre um conglomerado polimítico (348 a 355 metros) com lâminas intercaladas de pelitos e arenitos. Apesar de considerado por TOLEDO (1988) como pertencente à Formação Jequitaiá, esse nível conglomerático, sem claras evidências glaciais, é aqui interpretado como a unidade basal da seqüência superior, o Grupo Bambuí. O grupo é representado por duas formações, Sete Lagoas (105 a 348 metros), com calcarenitos e intercalações ocasionais de calcilutitos e dolomitos, e Serra de Santa Helena (0 a 105 metros), constituída por margas e níveis subordinados de argilitos.

Foram selecionadas 9 amostras pertencentes ao Grupo Bambuí e apenas duas do Supergrupo Espinhaço (Grupo Conselheiro Mata; Tabela 4.2).

Figura 4.4 - PERFIL ESQUEMÁTICO DO POÇO 1-MA-1-MG (modificado de TOLEDO, 1989)

OS NÍVEIS AMOSTRADOS ESTÃO INDICADOS À DIREITA DO PERFIL
 DENOMINADO DE "FORMAÇÃO PALMAS DE MONTE ALTO" NO PERFIL ORIGINAL
 A LEGENDA É VÁLIDA PARA OS POÇOS 1-RF-1-MG E 1-RC-1-GO (FIGURA 4.5 E 4.6)

Tabela 4.2

Características litológicas das amostras investigadas do poço 1-MA-1-MG

Nível amostrado (m)	Unidade geológica			Litologia
52,30	Supergrupo São Francisco	Grupo Bambuí	Formação Serra de Sta. Helena	Calcilutito cinza-escuro a negro, argiloso
57,10				Marga cinza-escuro, argilosa
61,00				Calcilutito cinza-escuro a negro, argiloso
62,70			Formação Sete Lagoas	Marga cinza-escuro, argilosa
67,00				Marga cinza-escuro, argilosa
105,20				Calcilutito cinza-escuro, com estratificação plano-paralela milimétrica e lâminas intercaladas de arenito cinza (areia fina)
111,65				Calcarenito cinza-escuro com estratificação plano-paralela milimétrica e intercalações laminares de argilito cinza-escuro
202,50				Calcarenito cinza-escuro com estratificação milimétrica plano-paralela e níveis intercalados de argilitos cinza-escuro
355,30	conglomerado basal			Arenito cinza-esverdeado, maciço
415,10	Supergrupo Espinhaço	Grupo Conselheiro Mata		Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica (ou plano-ondulada)
415,75				Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica (ou plano-ondulada)

POÇO 1-RF-1-MG (Buritizeiros, MG)

Em um dos remansos do rio Paracatú, próximo à confluência com o São Francisco, exsudações borbulhantes de gás, conferiram ao local o nome de Remanso do Fogo. O poço homônimo, 1-RF-1-MG, foi perfurado nos arredores do remanso, no distrito de Cachoeira da Manteiga (Buritizeiros, MG). A perfuração, que não atingiu o embasamento, recuperou, abaixo dos arenitos cretáceos da Formação Urucuia (0 a 24 metros), 1751 metros de sedimentos essencialmente pelito-carbonáticos e parte de um pacote diamictítico, separado da seqüência anterior por um nível conglomerático (1775 a 1847 metros; Fig. 4.5).

De acordo com o perfil do poço (TOLEDO, 1989a), as rochas rudáceas, constituídas por um conglomerado que grada a diamictito em direção à base do furo, pertenceriam à Formação Jequitaí. No entanto, prefere-se considerar o conglomerado como base da seqüência superior e atribuir, à Formação Jequitaí, apenas os diamictitos. Acima do nível conglomerático, ocorrem os sedimentos pelito-carbonáticos do Grupo Bambuí.

Folhelhos carbonáticos, com intercalações subordinadas de calcilutitos e calcarenitos, representam a Formação Sete Lagoas (956 a 1775 metros), sotoposta aos siltitos, com gradações locais para arenitos, pertencentes à Formação Serra de Santa Helena (673 a 956 metros). Calcarenitos com intercalações de folhelhos na base constituem a próxima unidade, a Formação Lagoa do Jacaré (307 a 673 metros). Finalmente, a Formação Serra da Saudade (24 a 307 metros) é formada por folhelhos levemente calcíferos com aspecto de ardósia na base.

Dados estruturais disponíveis no perfil do poço indicam que a seção perfurada ocorre com 2° a 4° de inclinação para SE. Ao redor de 1550 metros de profundidade, próximo à base da Formação Sete Lagoas, o perfil revela uma aparente estrutura de falha reversa, possivelmente presente no mesmo horizonte estratigráfico dos poços 1-MA-1-MG e 1-RC-1-GO (TOLEDO, 1989).

Foram selecionadas 16 amostras, todas pertencentes ao Grupo Bambuí (Tabela 4.3).

Tabela 4.3
Características litológicas das amostras investigadas do poço 1-RF-1-MG

Nível amostrado (m)	Unidade geológica			Litologia
90,70	Supergrupo São Francisco	Grupo Bambuí	Formação Serra da Saudade	Siltito cinza-esverdeado com estratificação plano-paralela milimétrica
115,20				Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela milimétrica e níveis intercalados de calcilito cinza-claro
267,30				Argilo-siltito cinza com estratificação plano-paralela submilimétrica a milimétrica e níveis intercalados de arenito cinza-claro (areia fina)
274,50				Argilo-siltito cinza-escuro com laminação plano-paralela submilimétrica e intercalações laminares de arenito cinza-claro (areia muito fina)
310,60			Formação Lagoa do Jacaré	Camadas alternadas de argilo-siltito cinza-escuro, com estratificação plano-paralela, e calci-lutito cinza-claro, maciço, com ocasionais inter-calações de lâminas de argilo-siltito cinza-escuro
315,10				Calclutito cinza com estratificação plano-paralela milimétrica
477,25				Camadas alternadas de calcissiltito cinza, maciço, e siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica
480,70				Calclutito cinza com estratificação plano-paralela milimétrica e lâminas intercaladas de siltito cinza-escuro
738,40			Formação Serra Santa Helena	Siltito cinza maciço e micáceo
951,20				Siltito cinza com estratificação plano-paralela submilimétrica
959,20			Formação Sete Lagoas	Lâminas alternadas de folhelho cinza-escuro a negro e calcilito cinza-escuro maciço
1108,10				Lâminas alternadas de folhelho cinza-escuro a negro e calcilito cinza-escuro
1113,75				Lâminas alternadas de folhelho cinza-escuro a negro e calcilito cinza-escuro, maciço
1307,50				Folhelho cinza-claro
1663,10				Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica
1666,20				Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica

POÇO 1-RC-1-GO (Alvorada do Norte, GO)

Perfurado nos arredores de Alvorada do Norte (GO), dentro da zona influenciada pelos dobramentos brasileiros (Faixa Brasília), o poço 1-RC-1-GO atravessou 1175 metros de sedimentos pelito-carbonáticos e apenas 31 metros de quartzitos, sem atingir o embasamento (Fig. 4.6). No Perfil Composto do poço (TOLEDO, 1989b), as duas seqüências foram respectivamente consideradas pertencentes aos grupos Bambuí (formações Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena e Sete Lagoas) e Paranoá.

Caracterizada, no furo, por calcilitos dolomitizados na parte superior e folhelhos levemente calcíferos na base, a Formação Sete Lagoas (691 a 1175 metros) foi interpretada como a borda de uma plataforma carbonática e a Formação Serra de Santa Helena (418 a 691 metros), com folhelhos e siltitos calcíferos, subordinados no topo, e calcilitos na base, como o talude (*shelf slope*). Sobreposta à última unidade, ocorre a Formação Lagoa do Jacaré (0 a 418 metros), constituída por calcilitos com intercalações de siltitos calcíferos, no topo, e folhelhos levemente calcíferos, a partir da porção mediana da unidade.

A seqüência atribuída ao Grupo Bambuí apresenta um mergulho regional de 1° a 2° W-SW, enquanto o pacote quartzítico subjacente (Grupo Paranoá), separado por uma discordância angular e com metamorfismo incipiente, mergulha até 10° preferencialmente para SW (TOLEDO, 1989b).

Maior parte do testemunho é constituída por sedimentos carbonosos com coloração cinza-esverdeado, pouco promissora para estudos micropaleontológicos. Por isso, foram selecionadas para análise apenas cinco amostras, todas pertencentes à seqüência pelito-carbonática (Grupo Bambuí; Tabela 4.4).

Tabela 4.4

Características litológicas das amostras investigadas do poço 1-RC-1-GO

Nível amostrado (m)	Unidade geológica			Litologia
103,60	Supergrupo São Francisco	Grupo Bambuí	Formação Lagoa do Jacaré	Calcilutito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica a milimétrica
242,30				Argilo-siltito cinza-escuro, com estratificação plano-paralela submilimétrica, levemente calcífero
431,80			Formação Serra de Sta. Helena	Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica e lâminas intercaladas de calcilutito
434,80				Argilo-siltito cinza-escuro com estratificação plano-paralela submilimétrica e intercalações laminares de calcilutito
436,70				Argilo-siltito cinza-escuro a negro com estratificação plano-paralela milimétrica e lâminas intercaladas de calcilutito

5. METODOLOGIA: TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

As amostras selecionadas —com exceção daquelas de sílex negro— foram submetidas à maceração química. Os terrígenos finos, que constituem mais de 80% dos sedimentos amostrados, foram analisados principalmente através do resíduo obtido da maceração. As amostras de sílex negro, por sua vez, foram estudadas em lâminas petrográficas; a matéria orgânica, preservada nos sedimentos silicificados graças à substituição por SiO_2 , poderia ser eliminada pelo ácido fluorídrico, empregado no processo de maceração.

Para a extração do conteúdo orgânico dos sedimentos, adotou-se o procedimento padrão de maceração química. Das amostras previamente trituradas, foram separados de 10 a 30 gramas; adicionaram-se, então, os seguintes reagentes, sempre alternados por uma série de lavagens com água destilada: (1) HCl a 10%: ataque aos carbonatos (quando necessário); (2) HF a 48 - 51%: ataque à fração silicosa; (3) HCl a 10% (à quente): eliminação dos fluorsilicatos, formados na reação anterior; (4) HNO_3 a 65%: clareação da matéria orgânica¹.

Visando preservar ao máximo as características dos resíduos orgânicos, foram introduzidas algumas variações na técnica. O avançado estágio de maturação orgânica e a conseqüente abundância de elementos frágeis, susceptíveis à fragmentação mecânica, exigiram, por exemplo, a substituição da centrifugação pela decantação natural. Por isso, para preparar dez amostras foram necessárias, aproximadamente, duas semanas. Não se empregou qualquer método para a separação dos vários componentes do resíduo final. O peneiramento pode eliminar uma fração significativa do conteúdo fossilífero, já que muitos dos microfósseis têm apenas poucos micrômetros de diâmetro. A separação por diferença de densidade utilizando o cloreto de zinco (ZnCl_2) também não foi satisfatória, pois, além de exigir centrifugação, não excluiu totalmente as partículas inorgânicas residuais.

De acordo com abundância e a qualidade de preservação dos microfósseis, foram investigadas, ao microscópio óptico, de uma a cinco lâminas palinológicas e ao menos uma petrográfica de cada amostra; grande parte das formas passíveis de descrição foram fotomicrografadas. As medidas foram obtidas diretamente ao microscópio óptico (precisão de 1 μm) e referem-se, no caso dos cocóides, à média entre os diâmetros maior e menor das formas circulares e à maior dimensão daquelas elípticas ou muito dobradas; dos filamentos determinou-se apenas o diâmetro. Formas excessivamente fragmentadas, cujas dimensões aparentes são certamente muito diferentes das reais, não foram medidas.

¹ O tempo de permanência do material nos ácidos fluorídrico e nítrico variou entre 12 e 24 horas

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS RESÍDUOS ORGÂNICOS

Ao longo da análise palinológica, constatou-se que as assembléias microfossilíferas exibem características relativamente uniformes, para as quais foi possível estabelecer empiricamente significados tafonômico, biológico e paleoecológico. Os microfósseis, de modo geral, muito simples, são essencialmente esferoidais, elipsoidais ou filamentosos e possuem diâmetros geralmente inferiores a 100 μm (a grande maioria não ultrapassa 50 μm). Ocorrem normalmente isolados, mas conjuntos —interpretados como colônias— são relativamente comuns. A cor, tanto dos microfósseis quanto da matéria orgânica amorfa, varia de cinza-claro a negra; algumas formas são translúcidas, muito poucas, porém, são completamente lisas. Uma granulação irregular, incipiente a muito intensa (até tornar as formas opacas), predomina em quase toda a matéria orgânica.

A análise dos resíduos permitiu considerar a cor e a granulação superficial como feições secundárias, adquiridas *post mortem*, por razões tão distintas como a decomposição biológica ou os processos diagenéticos. Além da cor e da textura, a fragmentação das paredes —especialmente comum nos bordos das formas com dimensões superiores a 30 ou 40 μm — foi quase sempre interpretada como um caráter secundário e, em alguns casos, atribuída ao transporte até o sítio deposicional.

A morfologia constituiu, obviamente, o principal instrumento na análise das possíveis afinidades biológicas dos microfósseis. A semelhança com cianofíceas, possibilitou, por exemplo, considerar bainhas, os filamentos tubulares e tricomas, os filamentos septados.

No caso dos cocóides, as dimensões serviram para distinguir prováveis procariontes —em geral, menores que 30 μm — de eucariontes. Inclusões celulares, importantes ferramentas na distinção entre os dois grupos, foram consideradas evidências complementares, já que normalmente não é possível, ao microscópio óptico, determinar sua natureza. A presença de bainha externa e a suposta fase do ciclo de vida (vegetativa ou reprodutiva) foram especialmente importantes na sistemática das formas cocoidais.

Nas interpretações paleoecológicas ressaltou-se a composição das assembléias microfossilíferas. Em todos os casos em que foi possível inferir um determinado ambiente deposicional, o tipo de sedimento serviu sempre para confirmar o significado paleoambiental atribuído às assembléias.

Ainda que pouco elucidativa, a comparação com o hábito de cianofíceas marinhas atuais foi inevitável. Grande parte das colônias registradas nos resíduos, principalmente aquelas associadas a supostas mucilagens, foram consideradas bentônicas e sua abundância, interpretada como evidência da deposição em ambiente litorâneo. O domínio de colônias (ou massas) formadas por filamentos permitiu, em alguns casos, restringir o sítio deposicional ao meso ou supralitoral¹. Em contraposição, o predomínio de formas isoladas, possivelmente solitárias (principalmente acritarcas), foi atribuído ao infralitoral ou, nos poucos casos em que não se registraram formas aparentemente bentônicas, ao domínio oceânico.

¹ Serão aqui adotadas as seguintes definições das regiões (ou zonas) infra, meso e supralitorâneas:

- região infralitorânea ou infralitoral: corresponde à plataforma continental e tem, como limite superior, o nível alcançado pela baixa-mar normal (= sublitoral)
- região mesolitorânea ou mesolitoral: compreendida entre os limites da preamar e da baixa-mar (= litoral, estirâncio, região entremarés)
- região supralitorânea ou supralitoral: acima do nível do mar; inicia-se próximo ao limite das marés altas

6.2. PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA

Praticamente todos os microfósseis passíveis de descrição foram classificados e agrupados em dezenove táxons paleontológicos, todos proterozóicos e com ampla distribuição vertical (do Paleo ao Neoproterozóico). Cinco táxons de formas filamentosas e seis de cocóides foram atribuídos às Cyanophyceae. Os demais, de natureza indefinida, foram reunidos na categoria *Incertae Sedis*.

FILAMENTOS¹

CYANOPHYCEAE Sachs 1874

Ordem Oscillatoriales Elenkin 1934

Gênero *Siphonophycus* Schopf 1968 emend. Knoll et al. 1991

Siphonophycus robustum Schopf 1968 emend. Knoll et al. 1991

Estampas 1 e 2

Descrição. Filamentos tubulares não ramificados, não septados, retilíneos ou pouco sinuosos, cinza-claro a negros, raramente opacos; textura superficial lisa ou com granulação incipiente; isolados ou agregados em massas com dezenas de indivíduos, comumente associadas a uma matriz orgânica amorfa (provável mucilagem); em alguns casos, filamentos com diâmetros distintos ocorrem juntos no mesmo aglomerado; filamentos com diâmetros entre 1 e 10 μm ($\times=4$; $n=314$) e algumas dezenas de micrômetros de comprimento.

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

¹ Na classificação das cianofíceas atuais, o termo filamento é empregado para definir um indivíduo, formado pelo tricoma e a bainha (externa). Além deste uso, consagrado na sistemática atual, atribuiu-se informalmente a denominação "filamento" a todas as formas filamentosas, tubulares ou celulares.

Comentário. Filamentos tubulares sem septos, ramificação ou ornamentação superficial, abundantes em várias seqüências proterozóicas mundiais, foram, durante muito tempo, separados arbitrariamente em três gêneros, distintos apenas pelas características diametrais: *Archaeotrichion*, com menos de 1 μm , *Eomycetopsis*, entre 2 e 4,5 μm , e *Siphonophycus*, com diâmetro superior a 8,3 μm (SCHOPF, 1968). Numa proposta recente, KNOLL *et al.* (1991) eliminaram *Eomycetopsis*, incluindo-o no gênero *Siphonophycus* e mantendo o diâmetro como característica principal na distinção das espécies. Seguindo a proposta de KNOLL *et al.* (*op. cit.*), foram incluídos no táxon *S. robustum*, todos os filamentos com as características acima e diâmetro entre 1 e 10 μm , com base em dois critérios: a distribuição normal das classes diametrais de todos os filamentos registrados (Fig 6.1) e o significado biológico da espécie paleontológica.

Fig 6.1

As feições morfológicas e ampla gama de dimensões de *S. robustum* sugerem uma afinidade com as cianofíceas, especialmente com as bainhas de alguns gêneros distintos da ordem Oscillatoriales (*Lyngbya*, *Oscillatoria*, *Blennothrix*, *Microcoleus*, entre outros). Os filamentos com 1 ou 2 μm de diâmetro, associados a outros maiores, podem ser, por exemplo, comparados com *Lyngbya pellucida*, espécie epifítica com dimensões semelhantes, relativamente comum no meso e supralitoral do litoral sul do Estado de São Paulo, onde ocorre normalmente associada a outros gêneros e espécies de cianofíceas filamentosas maiores (SANT'ANNA & SIMONETTI, 1992; SANT'ANNA *et al.*, 1985).

Siphonophycus kestron Schopf 1968

Estampa 3 figuras A - C

Descrição. Filamentos tubulares, isolados, não ramificados, não septados, retilíneos ou pouco sinuosos, cinza-escuro a negros, raramente opacos; textura superficial lisa ou granulada; fragmentos curtos, com poucas dezenas de micrômetros; diâmetro variável entre 11 e 18 μm ($\bar{x}$ = 14 μm ; n = 7).

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - sempre no topo do Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Comentário. Seguindo o modo de distribuição dos diâmetros de todos os filamentos não septados registrados, optou-se pela separação daqueles com dimensões superiores a 10 μm , agrupando-os na espécie *Siphonophycus kestron* (Figura 6.2). À semelhança de *S. robustum*, pode representar gêneros e espécies distintas de cianofíceas filamentosas.

Fig 6.2

Gênero *Paleolyngbya* Schopf 1968

Paleolyngbya sp.

Estampa 3 figura D

Descrição. Filamento celular unisseriado, com constrições, opaco, não ramificado, formado por células aparentemente mais largas que longas; bainha externa cinza-claro, translúcida, lisa, com bordos distintos, mais longa que o filamento celular; diâmetro médio do filamento celular igual a $2\ \mu\text{m}$, da bainha igual a $4\ \mu\text{m}$; comprimento das células entre $0,5\ \mu\text{m}$ e $1\ \mu\text{m}$.

Ocorrência. Supergrupo Espinhaço: Grupo Conselheiro Mata: apenas na amostra dos 735, 20 metros do poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. O único espécime identificado, ainda que deformado, assemelha-se a cianofíceas atuais do gênero *Lyngbya* (Oscillatoriales, Oscillatoriaceae), caracterizado pela presença obrigatória de bainha e por células discóides, mais largas que longas. Como grande parte dos gêneros do grupo, *Lyngbya* apresenta distribuição cosmopolita, em ambientes tão distintos quanto estuários, águas termais e solos úmidos.

Gênero *Polytrichoides* Hermann emend. Hermann, 1976

Polytrichoides sp.

Estampa 3 figuras E - H

Descrição. Filamentos tubulares, não ramificados, cinza-claro, pouco sinuosos, gregários e sub-paralelos; septos não claramente evidentes; textura superficial lisa a finamente granulada; agregados com 8 a 20 filamentos; diâmetro individual igual ou inferior a $1\ \mu\text{m}$ e dos agregados, entre 8 e $10\ \mu\text{m}$ ($n=2$); comprimento de algumas dezenas de micrômetros.

Ocorrência. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. Os espécimes descritos foram atribuídos a *Polytrichoides* sp. devido à disposição sub-paralela e compacta dos filamentos, característica do gênero. Os diâmetros dos filamentos, no entanto, é ligeiramente inferior àqueles registrados em outros trabalhos. Os espécimes de *P. lineatus* registrados por ZANG & WALTER (1992) têm dimensões entre 3 e $6,2\ \mu\text{m}$; JANKAUSKAS

(1989) obteve valores entre 2,5 e 6 μm , enquanto SCHOPF (1992c), numa revisão da classificação dos microfósseis proterozóicos, registrou variações entre 1,6 e 2,5 μm .

O aspecto geral dos filamentos permite uma comparação com o gênero atual *Microcoleus* (Cyanophyceae, Phormidiaceae, Microcoleidae) que apresenta, caracteristicamente, vários tricomas envolvidos por uma única bainha. Entretanto, não foi possível, ao microscópio óptico, confirmar a presença de septos nos filamentos e nem identificar qualquer vestígio de bainha externa. As dimensões dos filamentos fósseis, muito inferiores àquelas dos tricomas de *Microcoleus*, sugerem, ainda, uma interpretação alternativa, uma possível afinidade biológica com bactérias filamentosas atuais.

Ordem Nostocales (Borzi 1914) Geitler 1925

Nostocales 1

Estampa 4

Descrição. Filamentos celulares, com constrições, unisseriados, não ramificados, cinza-escuro a negros; textura superficial lisa ou finamente granulada; células elípticas a circulares, originalmente elipsoidais ou esferoidais; células elípticas mais longas que largas; diâmetro dos filamentos celulares entre 3 e 10 μm ($\bar{x}$ = 5 μm ; n = 42), comprimento entre 10 e algumas dezenas de micrômetros; um único espécime, bastante deformado, apresenta células em aparente divisão binária simples.

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Comentário. Tanto a morfologia quanto as dimensões dos filamentos descritos (Figura 6.3) permitem comparações com cianofíceas da família Nostocaceae (Nostocales), cujos tricomas, com constrições, são sempre unisseriados e sem ramificações verdadeiras e o plano de divisão é perpendicular ao eixo maior das células. A presença de heterocistos, outra importante característica da ordem, é sugerida pelo espécime ilustrado na Estampa 4 (figs. F e G).

Os representantes da família ocorrem em ambientes muito variados, como lagos glaciais, oceanos (plâncton ou bentos), diversos tipos de solos, desertos, rochas, etc. *Nostoc commune*, por exemplo, é um representante cosmopolita, que cresce sobre solos úmidos, desde a zona costeira até o topo de montanhas (MOLLENHAUER, 1985).

Fig 6.3

COCÓIDES

CYANOPHYCEAE Sachs 1874

Ordem Chroococcales Wettstein 1924

Gênero *Myxococcoides* Schopf 1968

Myxococcoides sp. 1

Estampas 5 e 6

Descrição. Células solitárias ou coloniais, circulares ou, mais raramente, elípticas, cinza-claro (translúcidas) a cinza-escuro, ocasionalmente deformadas por mútua compressão; textura superficial lisa ou finamente granulada, especialmente nas formas mais degradadas; diâmetros entre 8 e 32 μm ($\bar{x}$ = 18 μm ; n = 74); colônias formadas por dezenas de células contíguas, irregularmente dispostas; alguns espécimes em aparente divisão binária simples.

Distribuição. Grupos Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré) e Paranoá (?): amostras de superfície (Tabela 6.1). Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Myxococcoides sp. 2

Estampa 7 figura A

Descrição. Cocóides coloniais ou, mais raramente, solitários, circulares ou elípticos, eventualmente deformados por compressão mútua; textura superficial lisa ou granulada; bordos geralmente irregulares e mais escuros que o interior das formas; muitos espécimes exibem um grânulo opaco circular interno, com 1 μm de diâmetro máximo; diâmetro entre 3 e 10 μm ($\bar{x}$ = 7 μm ; n = 43); células coloniais nem sempre contíguas; formas em aparente divisão binária simples muito comuns.

Distribuição. Grupos Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré) e, possivelmente, Paranoá: amostras de superfície (Tabela 6.1). Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. A distinção entre as espécies *Myxococcoides* sp. 1 e *Myxococcoides* sp. 2 baseia-se na diferença entre as respectivas dimensões (Figura 6.4) e características dos bordos e na presença freqüente, apenas na segunda espécie, de grânulos opacos internos. É possível que maior parte dos cocóides atribuídos ao gênero representem fragmentos ou elementos isolados de comunidades bentônicas da zona litorânea, comparáveis a alguns gêneros atuais de Chroococcales (Cyanophyceae).

Fig 6.4

Gênero *Eosynechococcus* Hofmann 1976

Eosynechococcus medius Hofmann 1976

Estampa 7 figuras B - D, G

Descrição. Cocóides elípticos, coloniais, solitários ou dispostos em fileiras (pseudofilamentos) com três ou quatro indivíduos; textura superficial lisa ou levemente granulada; diâmetro menor entre 1 e 6 μm ($\bar{x}$ = 4 μm ; n = 28) e maior entre 2 e 9 μm ($\bar{x}$ = 6 μm); colônias (n = 6) sem forma definida, constituídas por dezenas de indivíduos quase sempre contíguos, às vezes deformados por compressão mútua; divisão aparentemente por fissão binária; plano de divisão perpendicular ao diâmetro maior da célula.

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13 MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Eosynechococcus grandis Hofmann 1976

Estampa 7 Figuras E e F

Descrição. Cocóides elípticos, coloniais ou isolados; textura superficial lisa ou granulada, especialmente nas formas mais degradadas; alguns espécimes são opacos; diâmetro menor entre 8 e 14 μm ($\bar{x}$ = 11 μm ; n = 17) e maior entre 11 e 18 μm ($\bar{x}$ = 14 μm); colônias relativamente raras (n = 2), sem forma definida, compostas por dezenas de indivíduos contíguos, eventualmente deformados por compressão mútua; divisão aparentemente por fissão binária; plano de divisão perpendicular ao diâmetro maior da célula.

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. Seguindo a proposta de HOFMANN (1976), a distinção entre as duas espécies do gênero baseou-se nas dimensões das formas (Figura 6.5). Tais cocóides elipsoidais são comparáveis a cianofíceas atuais do gênero *Synechococcus* (Chroococcales, Microscystaceae, Synechococcoideae), caracterizado por células cilíndricas ou ovais, solitárias, coloniais ou pseudofilamentosas, que se dividem a partir de um plano perpendicular ao seu eixo maior.

Fig 6.5

Chroococcales 1

Estampa 8

Estampa 9 figuras A - D

Descrição. Células coloniais, circulares ou elípticas, ocasionalmente deformadas por compressão mútua; textura superficial levemente granulosa, notável especialmente nas margens das formas; envelope externo comum, com diâmetro maior do que aquele da parede interna (1 a 2 μm); grânulo interno opaco e diminuto (diâmetro máximo igual a 1 μm) presente em alguns espécimes; diâmetro do envelope externo entre 15 e 39 μm ($\bar{x}$ = 25 μm ; n = 25²); colônias formadas por dezenas de indivíduos contíguos; formas em estágio inicial de divisão relativamente comuns e sempre maiores que aquelas em aparente fase vegetativa (Figura 6.6).

Distribuição. Grupo Paranoá: amostras de superfície (Tabela 6.1)

² Devido à intensa compactação de grande parte das formas, foram medidos apenas 25 indivíduos.

Comentário. As formas descritas dominam a microflórula estromatolítica preservada nas amostras de sílex negro coletado na serra da Pindaíba (MG). Comparáveis às Chroococcales atuais (Cyanophyceae), são interpretadas como comunidades bentônicas, preservadas *in situ*. Constituem, possivelmente, a bainha externa ou a bainha e a parede celular das células originais. Apesar de formas com um único plano de divisão serem relativamente comuns, apenas dois espécimes apresentam um segundo plano mais ou menos evidente. No entanto, este segundo plano é aparentemente perpendicular em um dos espécimes e oblíquo no outro (Estampa 9, fig. C), o que dificulta a comparação com as Chroococcales em níveis taxonômicos inferiores, onde é essencial o conhecimento de todas as fases de divisão celular (KOMÁREK & ANAGNOSTIDIS, 1986). Com base nas características morfológicas e no modo inferido de divisão celular, são possíveis duas comparações: **(1)** Se os planos iniciais de divisão forem considerados perpendiculares entre si: com a família Microcystaceae, especialmente as subfamílias Merismopedioideae e Microcystoideae, caracterizadas por planos perpendiculares de divisão e aumento das dimensões das células antes da próxima divisão. **(2)** Se os planos de divisão forem irregulares: com a subfamília Entophysalidoideae (Entophysalidaceae), cujas células, esféricas, possuem bainha individual e formam colônias pseudofilamentosas; com a família Xenococcaceae, caracterizada por células esferoidais ou irregulares e pela formação ocasional de nanócitos³. Outras comparações menos precisas podem ser feitas com a família Chroococcaceae, onde os planos de divisão celular são perpendiculares entre si apenas nas três primeiras gerações e cujas células-filhas não atingem a forma original antes da próxima divisão ou com a subfamília Hydrococcoideae (Hydrococcaceae), com células irregulares que formam pseudofilamentos.

Fig 6.6

³ Formados logo após a última fase da divisão celular; as "células-filhas", numerosas e contíguas, permanecem envolvidas por uma bainha externa até serem liberadas e iniciarem, individualmente, um novo ciclo reprodutivo.

Chroococcales 2
Estampa 9 figuras E - G

Descrição. Células coloniais elípticas em aparente divisão binária; colônias compactas, aproximadamente elípticas, com envelope externo; textura superficial lisa, levemente granulada nas margens das formas; diâmetro maior dos cocóides entre 10 e 15 μm ; diâmetro total das colônias entre 32 e 54 μm ($n = 3$).

Distribuição. Grupo Paranoá: amostras de superfície (Tabela 6.1). Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. Os espécimes descritos, incluídos no táxon Chroococcales 2, podem ser associados a várias famílias de Chroococcales atuais. Neste caso, também, a ausência de outras fases do ciclo de vida dificulta a comparação em níveis taxonômicos inferiores. A forma original da célula-mãe, possivelmente circular, e a presença de um envelope externo à colônia permitem compará-las às famílias Microcystaceae (especialmente as subfamílias Merismopedioidae e Microcystoidae), Chroococcaceae, Entophysalidaceae (Entophysalidoideae) e Xenococcaceae, todas caracterizadas por células essencialmente esféricas, cujas colônias apresentam, comumente, bainhas externas mucilaginosas.

INCERTAE SEDIS

Gênero *Leiosphaeridia* Eisenack 1958 emend. Downie & Sarjeant, 1963

Leiosphaeridia crassa (Naumova) emend. Jankauskas, 1989

Estampa 10

Descrição. Formas solitárias ou, mais raramente, coloniais (26 colônias observadas), elípticas ou circulares, originalmente esferoidais ou elipsoidais, cinza-claro (translúcidas) a negras, aparentemente sem qualquer tipo de mecanismo deiscente⁴; paredes relativamente finas, lisas a levemente granuladas, freqüentemente dobradas; diâmetro entre 8 e 140 μm ($\bar{x} = 29 \mu\text{m}$; $n = 396$), maioria entre 11 e 44 μm (70% dos indivíduos).

⁴ Qualquer forma espontânea de abertura; o termo é aplicado a qualquer tipo de órgão vegetal.

Distribuição. Grupo Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré), Sgr. Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG, 1-MA-1-MG, 1-RC-1-GO (Figura 6.10). Grupo Paranoá: amostra de superfície (Tabela 6.1)

Comentário. A textura superficial lisa ou finamente granulada e as dobras na parede são as únicas feições que distinguem *L. crassa* de outros acritarcas proterozóicos. Não apresentando nenhuma característica morfológica marcante, a espécie é muito comum em sequências do Proterozóico mundial. A simplicidade morfológica e ampla gama de dimensões das formas (Figura 6.7) permitem comparações com diversos procariontes e eucariontes atuais. As formas podem, por exemplo, ser interpretadas como os envelopes externos de nanócitos ou de colônias globulares e mucilaginosas, típicos de alguns gêneros de cianofíceas atuais como *Staniera* e *Chroococcidiopsis* (Chroococcales) ou *Nostoc* (Nostocales), respectivamente. A espécie paleontológica pode ser também comparada com organismos eucarióticos. É o caso dos esporos (autoesporos) da clorofícea *Ulva lacluca*, cujas dobras na parede são os produtos mais freqüentes da degradação *post mortem* (ZANG & WALTER, 1992).

Fig 6.7

Leiosphaeridia ternata (Timofeev) emend. Mikhailova & Jankauskas, 1989

Estampa 13 figura E

Descrição. Formas elípticas ou, mais raramente, circulares, originalmente elipsoidais, cinza-escuro a negras, sem qualquer tipo de mecanismo deiscente; paredes aparentemente espessas, sempre fendidas de modo mais ou menos radial, ao longo das margens da forma; diâmetro menor entre 15 e 20 μm ; diâmetro maior entre 20 e 31 μm ($\bar{x}$ = 22 μm ; n = 10).

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Comentário. A forma característica de ruptura nas margens levou à inclusão dos espécimes descritos no táxon *Leiosphaeridia ternata*. As dimensões são comparáveis àquelas das formas descritas nos trabalhos de ZANG & WALTER (1992) e de JANKAUSKAS (1989), respectivamente entre 12 e 73 μm e 30 e 70 μm . TIMOFEEV (1966), no entanto, registrou espécimes maiores, com diâmetro entre 50 e 80 μm .

Leiosphaeridia sp. 1

Estampa 11 figuras A - C

Descrição. Formas solitárias (algumas em aparente divisão binária), ou, mais raramente, coloniais; irregulares, elípticas ou, ocasionalmente, circulares, cinza-escuro a negras, aparentemente sem qualquer tipo de mecanismo deiscente; textura superficial irregular, intensamente granulosa; paredes relativamente espessas, frequentemente dobradas; formas coloniais muito raras, sempre com menos de dez indivíduos; diâmetro variável entre 9 e 91 μm ($\bar{x}$ = 34; n = 219)

Distribuição. Grupo Bambuí (Fms. Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena e Sete Lagoas), Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG, 1-MA-1-MG e 1-RC-1-GO (Figura 6.10)

Comentário. Entre as formas atribuíveis ao gênero *Leiosphaeridia*, optou-se por agrupar, num único táxon, todas aquelas com dimensões inferiores a 100 μm e aspecto superficial granuloso e

Comentário. Entre as formas atribuíveis ao gênero *Leiosphaeridia*, optou-se por agrupar, num único táxon, todas aquelas com dimensões inferiores a 100 μm e aspecto superficial granuloso e irregular. Tais características texturais são possivelmente secundárias, decorrentes da degradação *post mortem*. Como grande parte dos processos degradantes pós-deposicionais afeta indistintamente a matéria orgânica, é provável que os microfósseis incluídos no táxon *Leiosphaeridia* sp. 1 representem organismos biologicamente muito distintos. Da mesma forma que em *L. crassa*, a distribuição dos diâmetros dos espécimes reforça a provável diversidade biológica representada pelo táxon (Figura 6.8).

Leiosphaeridia sp. 2

Estampa 11 figuras D - G

Descrição. Formas solitárias, irregulares, circulares ou elípticas, opacas, cinza-escuro a negras, ocasionalmente mais claras na porção periférica; paredes aparentemente finas, sempre fragmentadas, principalmente nas margens das formas; aspecto superficial não uniforme e aparentemente secundário, variando, num mesmo espécime, de liso a granuloso e irregular; diâmetro entre 100 e 200 μm ($\bar{x}$ = 131 μm ; n = 14).

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Comentário. Os espécimes descritos distinguem-se daqueles agrupados no táxon *Leiosphaeridia* sp. 1 pelas dimensões, sempre superiores a 100 μm (Figura 6.8), e, especialmente pelas variações, aparentemente secundárias, na intensidade de granulação superficial de um mesmo indivíduo. É possível que tais microfósseis tenham sido relativamente mais danificados pela ação mecânica dos eventos *post mortem*, por apresentarem, talvez, as maiores dimensões registradas neste estudo ou pela aparente fragilidade da parede, sugerida pela intensa fragmentação marginal (Estampa 11, especialmente as figuras D e E). Como nas demais espécies atribuídas ao gênero *Leiosphaeridia*, o agrupamento é puramente artificial e não apresenta uma relação direta com a possível afinidade biológica dos espécimes. Os diâmetros, variáveis entre 100 e 200 μm , e a possível morfologia esférica original sugerem um provável hábito predominantemente planctônico. À semelhança de *Leiosphaeridia crassa*, as formas podem representar tanto envelopes externos de cianofíceas coloniais como eucariontes unicelulares, comparáveis, por exemplo, às *Chlorococcaceae* atuais (menos provável).

Fig 6.8

Gênero *Glenobotrydion* Schopf 1968

cf. *Glenobotrydion*

Estampa 13 figura A

Descrição. Cocóides elípticos ou circulares, coloniais ou isolados, translúcidos (cinza muito claro), com inclusão orgânica circular distinta e aproximadamente central; textura superficial lisa a finamente granulada; paredes aparentemente finas, freqüentemente dobradas; colônias (n= 2) sem forma definida, com menos de dez indivíduos, sempre associadas a mucilagem amorfa; diâmetro entre 12 e 19 μm ($\bar{x}$ = 16 μm ; n= 9), diâmetro das inclusões entre 3 e 5 μm .

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. Maior parte dos microfósseis proterozóicos atribuídos ao gênero *Glenobotrydion* provêm de sedimentos silicificados finamente laminados e são, por isso, normalmente considerados elementos autóctones, preservados *in situ*. Apesar de morfologicamente semelhantes a outros representantes do gênero, os microfósseis aqui classificados como cf. *Glenobotrydion* foram obtidos em sedimentos distintos, pelitos finamente laminados, não silicificados. Assim, preferiu-se apenas compará-los ao gênero, pois, por terem sido preservados em condições distintas daquelas de outros representantes do táxon, apresentam algumas feições incomuns, aparentemente secundárias (paredes fragmentadas, dobradas e com limites mal definidos) e sugestivas de transporte *post mortem*.

Os grânulos internos podem, às vezes, indicar uma afinidade com organismos eucarióticos. É o caso, por exemplo, dos grânulos presentes nos espécimes de *G. aenigmatis* investigados, ao microscópio eletrônico, por OEHLER (1977) e interpretados como vestígios de pirenóides, corpos proteicos presentes nos cloroplastos de algas eucarióticas.

Gênero *Huroniospora* Barghoorn 1965

Huroniospora sp.

Estampa 12

Descrição. Formas circulares ou elípticas, isoladas, em aparente reprodução ou, raramente, formando pseudofilamentos curtos, com menos de dez indivíduos; cinza a cinza-escuro, com aspecto superficial intensamente granuloso e irregular, bordos sempre irregulares; dimensões variáveis entre 3 e 21 μm ($\bar{x}$ = 10; n = 137).

Distribuição. Grupo Bambuí (Fms. Lagoa do Jacaré e, com um único espécime, Serra da Saudade): poços 1-RF-1-MG e 1-RC-1-GO (Figura 6.10)

Comentário. As formas descritas constituem os tipos morfológicos dominantes nos níveis pelíticos microfossilíferos atribuídos à Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí; Figura 6.10), amostrados dos poços 1-RF-1-MG e 1-RC-1-GO. O aspecto superficial, as dimensões (Figura 6.9) e, principalmente, o modo predominante de divisão celular, aparentemente desigual (brotamento?), levaram à inclusão das formas no gênero *Huroniospora*, definido por essas feições. O aspecto superficial granuloso e irregular, comum a todos os espécimes, é secundário, não estando associado, portanto, à morfologia original das formas.

Dois processos de divisão celular foram inferidos para as formas em reprodução: divisão desigual, produzindo mais de duas células, sempre menores que a "célula-mãe", e divisão binária simples. O primeiro, mais comum, permitiu comparar os espécimes a dois tipos muito distintos de microrganismos atuais: algas azuis e fungos. As Chamaesiphonaceae (Chroococcales) são cianofíceas, normalmente pseudofilamentosas e sésseis, caracterizadas por células heteropolares que se dividem a partir de um plano perpendicular ou oblíquo ao eixo longitudinal, porém raramente mediano. As células produzidas separam-se imediatamente ou permanecem fixas à da célula-mãe, formando pseudofilamentos sésseis. O tipo assexuado de reprodução por brotamento é relativamente comum entre os fungos unicelulares, especialmente os lêvedos. A comparação com fungos, porém, é menos precisa. Além de não ter sido observada qualquer feição que possa ser seguramente atribuída a organismos eucarióticos, as dimensões e a simplicidade morfológica dos espécimes favorecem a atribuição aos procariontes.

Fig 6.9

Forma 1

Estampa 13 figura B

Descrição. Forma dobrada, aproximadamente elíptica ($22 \times 30 \mu\text{m}$), muito fragmentada, estriada, parcialmente opaca; estrias⁵ quase paralelas; oblíquas em relação aos bordos da forma; distância entre as liras aproximadamente igual a $1 \mu\text{m}$.

⁵ O termo estria refere-se, segundo a definição de ERDTMAN (1969; p. 44), a depressões estreitas, normalmente paralelas, separadas por liras.

Ocorrência. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: na amostra dos 723,40 metros do poço 1-PSB-13-MG (Figura 6.10)

Comentário. O espécime descrito, apesar de muito fragmentado e parcialmente opaco, é o único, entre todos aqueles registrados, que apresenta ornamentação possivelmente original. O padrão estriado é característico do acritarca *Valeria lophostriata*, comum em diversas seqüências do Neoproterozóico mundial (BUTTERFIELD & CHANDLER, 1992). Contudo, tanto a disposição das estrias, quanto a distância entre as liras distinguem *V. lophostriata* do espécime descrito. Em *V. lophostriata*, as estrias, tipicamente concêntricas e delgadas, são separadas por liras com cerca de 0,25 μm (VIDAL & SIEDLECKA, 1983). Além das diferenças citadas, as dimensões da Forma 1 são significativamente inferiores àsquelas dos espécimes atribuídos a *V. lophostriata*, variáveis entre 60 e 700 μm .

Forma 2

Estampa 13 figuras C e D

Descrição. Formas isoladas, irregulares, circulares ou, mais raramente, elípticas, ocasionalmente dobradas e fragmentadas, sempre associadas a matriz orgânica com contorno aproximadamente circular (mucilagem ?); cinza-escuro a negras, com aspecto superficial granuloso e irregular; margens irregulares, fragmentadas; matriz clara, translúcida, levemente granulosa; dimensões das formas entre 11 e 40 μm ($\bar{x}$ = 25 μm ; n = 14); matriz pouco ou muito maior que as formas, com diâmetro variável entre 21 e 60 μm .

Distribuição. Supergrupo Espinhaço - Grupo Conselheiro Mata: poços 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG (Figura 6.10)

Comentário. Acritarcas algo semelhantes aos espécimes descritos foram assinalados, por YANKAUSKAS (1980), na Formação Podzinger do Neoproterozóico da ex-URSS. O autor denominou de *Pterospermopsis simicus*, formas circulares e ornamentadas, associadas a matrizes orgânicas, que exibem uma saliência equatorial e processos (ou dobras) radiais. Tais feições, no entanto, não foram observadas nos espécimes, bastante degradados, agrupados no táxon Forma 2. As formas registradas não apresentam qualquer característica que permita uma atribuição precisa a um determinado filo ou classe de microrganismos atuais. Como em outros casos, é possível apenas compará-los, genericamente, com algas eucarióticas (por exemplo, Chlorococcales) ou com cianofíceas cocoidais (Chroococcales).

Figura 6.10. Distribuição dos táxons identificados nas amostras de subsuperfície (perfis dos poços figuras 4.3 a 4.6)

6.3. ASSEMBLÉIAS MICROFOSSILÍFERAS: CARACTERÍSTICAS E SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

À cada assembléia microfossilífera, diversa e suficientemente bem preservada, tentou-se atribuir um significado paleoambiental. As interpretações fundamentaram-se na composição das assembléias, já que os sedimentos amostrados, principalmente aqueles de subsuperfície, constituem níveis delgados, intercalados em outras litologias. Em nenhum caso houve contradição entre a energia deposicional sugerida pelo tipo de sedimento e a interpretação proposta para as assembléias fossilíferas associadas.

6.3.1. Amostras de superfície

Salvo as poucas amostras de sílex negro, as demais, de natureza psamo-pelítica ou carbonática, revelaram-se estéreis (nove amostras) ou muito pobres em microfósseis, confirmando os efeitos destrutivos dos processos diagenéticos e do intemperismo na matéria orgânica preservada nessas litologias (Tabela 6.1).

A distribuição, em grande parte aleatória, dos microfósseis registrados na amostra da localidade 2, a noroeste de Unaí (MG), sugere um ambiente deposicional marinho, possivelmente mesolitorâneo (ou transicional entre o meso e o supralitoral). Os microfósseis, dispersos e isolados, são interpretados como formas alóctones, possivelmente separadas de colônias bentônicas (Estampa 8, figura C). Cocóides contíguos e numerosos, prováveis representantes de organismos epipelíticos¹ coloniais, constituem, aparentemente, as únicas formas preservadas *in situ* dentre aquelas registradas (Estampa 7, fig. A).

Outras amostras de sílex negro, coletadas na mesma seqüência e com características paleontológicas muito semelhantes àquelas dos sedimentos anteriores, foram estudadas, no final da década passada, por SIMONETTI & FAIRCHILD (1989). Cocóides isolados ou coloniais, dominantes, também, na assembléia registrada naquela primeira investigação micropaleontológica da localidade, foram interpretados, devido à sua distribuição aleatória nos sedimentos, como representantes do plâncton original.

¹ Microrganismos coloniais que se desenvolvem sobre sedimentos inconsolidados.

Apesar dos poucos microfósseis, a assembléia registrada na amostra da próxima localidade, também em Unaí (loc. 3, Pedreira Agrical), é considerada essencialmente alóctone. Nesta amostra, porém, é provável que nem todas as formas isoladas e dispersas representem organismos bentônicos. É o caso, por exemplo, de *Leiosphaeridia crassa* (Estampa 10, fig. G). Por serem registrados com maior frequência em folhelhos ou pelitos, acritarcas atribuídos a *Leiosphaeridia* spp. são comumente interpretados como planctontes. No entanto, ainda que seja possível inferir o hábito de alguns de seus componentes, a assembléia, relativamente pobre em microfósseis, pouco esclarece as condições ambientais do sítio deposicional.

A amostra da localidade 5 (a nordeste de Unaí), é formada por numerosos microfósseis relativamente bem preservados. Formas coloniais, aparentemente autóctones, são representadas por filamentos emaranhados (quase sempre muito tênues) e por poucos cocóides contíguos, atribuídos a *Myxococcoides* sp. 1. Os demais exemplares de *Myxococcoides* sp. 1, sempre dispersos e isolados (Estampa 6, fig. F), merecem duas interpretações, igualmente adequadas ao seu modo de ocorrência. Depositados aleatoriamente nos sedimentos amostrados, podem tanto representar planctontes solitários, como formas coloniais, isoladas das massas bentônicas originais.

Na amostra estromatolítica coletada na localidade 6 (próxima à anterior), também investigada por FAIRCHILD & SUBACIUS (1986), foram registrados apenas cocóides coloniais muito degradados e uma provável bainha filamentosa². Apesar de muito alterada, a colônia, associada a uma matriz orgânica (mucilagem), é considerada autóctone e bentônica. A preservação da provável mucilagem sugere um ambiente deposicional pouco energético, tal como proposto por FAIRCHILD & SUBACIUS (*op. cit.*), com base em outras evidências, como a ausência de intraclastos e de sedimentos arenosos entre os estromatólitos. Os estromatólitos, dômicos, podem ser atribuídos, a partir da comparação morfológica com massas algáceas atuais (*microbial mats*), ao meso ou ao infralitoral (BAULD *et al.*, 1992).

Nas amostras coletadas na serra da Pindaíba, próximo à rodovia BR 251 (Km 116; localidade 9), registraram-se os melhores exemplares de microfósseis bentônicos, preservados *in situ*, dentre todos aqueles analisados. Cocóides coloniais contíguos, muitos formados por bainha (externa) e parede celular (Estampas 8 e 9), constituem os únicos morfotipos identificados nesses sedimentos estromatolíticos. Abundantes e bem preservados, representam, aparentemente, os organismos responsáveis pela própria estrutura bio-sedimentar. A ausência de outros tipos de microfósseis pode ser conferida à baixa diversidade original da biota, possivelmente decorrente de limitações físicas do ambiente deposicional.

² FAIRCHILD & SUBACIUS (1986) não registraram bainhas filamentosas em suas amostras da mesma localidade.

As colônias, atribuídas à ordem Chroococcales, são muito semelhantes a formas bentônicas atuais. Muitas Chroococcales marinhas são, de fato, abundantes na zona supralitorânea, onde formam massas contínuas sobre substratos rochosos periodicamente expostos (SANT'ANNA *et al.*, 1985; BAETA NEVES, 1988; SANT'ANNA & SIMONETTI, 1992, entre outros). Ao contrário das bainhas de espécies filamentosas, mais espessas nos representantes terrestres ou de ambientes sujeitos à ressecção, aquelas de algumas formas cocoidais tornam-se aparentemente mais finas quanto expostas. É o caso de *Gloeocapsa montana* (Microcystaceae) cuja bainha "multilamelada" é característica dos espécimes que se desenvolvem sobre solos úmidos³. Segundo ECONOMOU-AMILLI *et al.* (1984), a espécie, em épocas secas do ano ou nas culturas *in vitro*, apresenta uma bainha delgada e sem estratificação.

Nas amostras coletadas nas localidades 15 e 19 (arredores de Jequitaiá, MG) foram registradas as únicas assembléias fossilíferas preservadas em calcarenitos e calcários (respectivamente), sedimentos que normalmente não favorecem a preservação orgânica. Os microfósseis, de fato muito raros e degradados, foram considerados elementos mais resistentes aos eventos tafonômicos, selecionados pelo processo de fossilização.

³ Atribuídos, por alguns autores, a *G. polydermatica*.

Tabela 6.1 - Localização, litologia e características dos resíduos orgânicos das amostras de superfície. Localidades indicadas no roteiro de campo (Fig. 4.1)

Loc. (nº)	Localização aproximada	Litologia	Unidade geológica	Principais características micropaleontológicas e táxons identificados
2	BR 251 - cerca de 12,5 km a NW de Unaí (MG)	Calcarenito mal selecionado, silicificado, com intraclastos (alguns com matéria orgânica); amostra coletada na mesma sequência dolomítica investigada por SIMONETTI & FAIRCHILD (1989)	Gr. Paranoá ?	Matéria orgânica comum; predominantemente amorfa, granulada, opaca e negra. Microfósseis muito raros: filamentos isolados (diâmetros entre 3 e 5 μm), cocóides isolados (15 - 30 μm) ou agrupados em possíveis colônias (5 - 20 μm). Táxons: <i>Myxococcoides</i> sp. 1, <i>Myxococcoides</i> sp. 2, <i>Chroococcales</i> 1
3	Unaí - pedreira St. Inácio (Agrical) - próximo à BR 251	Calcário dolomítico, finamente laminado e parcialmente silicificado (laminação com possível origem microbiana); presença de nódulos e lentes de sílex negro	Gr. Paranoá ?	Matéria orgânica pouco comum; essencialmente amorfa, granulada e negra. Microfósseis muito raros: cocóides coloniais (8 - 11 μm), cocóides isolados e comumente dobrados (14 - 30 μm) e uma possível bainha filamentosa (4 μm). Táxons: <i>Myxococcoides</i> sp. 1, <i>Myxococcoides</i> sp. 2, <i>Leiosphaeridia crassa</i>
5	10 km a NE de Unaí (em direção a Arinos)	Calcário estromatolítico silicificado (estromatólitos colunares)	Gr. Paranoá ?	Matéria orgânica comum; amorfa predominante; lisa a granulada, castanho-escuro a negra. Microfósseis comuns; os mais frequentes são cocóides isolados ou em aparente divisão binária (10 - 35 μm); ocorrem, ainda, bainhas filamentosas isoladas ou emaranhadas (2 - 8 μm) e um possível tricoma (28 μm). Táxon: <i>Myxococcoides</i> sp. 1
6	14 km a NE de Unaí (em direção a Arinos)	Estromatólito dômico silicificado (<i>Stratifera undata</i> ; FAIRCHILD & SUBACIUS, 1986)	Gr. Paranoá ?	Matéria orgânica pouco comum; essencialmente amorfa, granulada e negra. Microfósseis muito raros; foram identificados apenas uma provável colônia constituída por cocóides dispersos sobre uma matriz orgânica (< 10 μm) e uma bainha filamentosa (4 μm). Táxon: <i>Myxococcoides</i> sp. 2
7	cerca de 1 km distante da localidade anterior	arenito avermelhado	Gr. Bambuí (Fm. Três Marias)	Estéril
8	Unaí - margens do rio Preto	Quartzitos e metapelitos alternados; marcas onduladas nos metapelitos; alto grau de intemperismo e deformação	Gr. Paranoá	Estéril
9	BR 251 - km 116 (Unaí - Paracatu) serra da Pindaíba	Calcário dolomítico silicificado, (1) estromatolítico (estromatólitos dômicos, pouco alongados e interligados) ou (2) com laminação de origem microbiana, irregular e ocasionalmente interrompida	Gr. Paranoá	Matéria orgânica comum; cor variável entre castanho-claro e cinza-escuro. Microfósseis frequentes: colônias constituídas por formas cocoidais (7,5 - 43 μm); ocasionalmente apresentando, além da bainha externa, a parede celular; colônias normalmente associadas a matriz orgânica (mucilagem). Táxons: <i>Chroococcales</i> 1 (muito comum), <i>Chroococcales</i> 2, <i>Myxococcoides</i> sp. 1

Tabela 6.1 - continuação

Loc. (nº)	Localização aproximada	Litologia	Unidade geológica	Principais características micropaleontológicas e táxons identificados
11	BR 040 - Brasília - Belo Horizonte - km 137,5 (pedr. Fer Franco)	Calcário calcítico dobrado e falhado; presença de níveis grafitosos	Gr. Bambuí	Estéril
15	BR 365 - sentido Montes Claros (MG) - km 115,2	Calcarenito cinza-escuro (analisado) intercalado a folhelho esverdeado; presença de nódulos de calcita	Gr. Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré)	Matéria orgânica comum; cor variável entre cinza-escuro e negra; essencialmente amorfa e granulosa. Microfósseis muito raros: cocóides isolados (8 - 12 μm) com margens sempre irregulares. Táxons: <i>Myxococcoides</i> sp. 1, <i>Myxococcoides</i> sp. 2
17	BR 365 - km 90 - arredores de Jequitaiá (MG)	Diamictito polimítico com seixos de sílex negro estromatolítico	Fm. Jequitaiá	Estéril
19	BR - 365 - km 6 - arredores de Jequitaiá (MG)	Contato: arenito fino muito alterado, com estratificação plano-paralela/calcário calcítico cinza-escuro (analisado)	Gr. Bambuí (Fms. Serra S. Helena/ Lagoa do Jacaré)	Matéria orgânica comum; cor variável entre cinza e negra; essencialmente amorfa, opaca e granulosa. Microfósseis muito raros: cocóides (8 - 13 μm) com bordos quase sempre mais escuros que a porção central. Táxons: <i>Myxococcoides</i> sp. 1, <i>Myxococcoides</i> sp. 2
20	Br 365 - km 4,5 - arredores de Mtes. Claros (MG)	Carbonatos, argilas carbonáceas e pelitos, alternados em camadas milimétricas e verticais	Gr. Bambuí (Fm. Serra da Saudade)	Estéril
23	Serra do Espinhaço - Juramento (MG)	Conglomerado com abundantes seixos de carbonato	Gr. Macaúbas	Estéril
24	S. do Espinhaço - Juramento (MG)	Metaconglomerado com matriz filítica	Gr. Macaúbas	Estéril
32	BR 135 - Belo Horizonte - Buenópolis (MG)	Calcários cinza-escuro associados a brecha	Gr. Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré)	Estéril
42	BR 259 - km 530 - sentido Diamantina (MG)	Calcário cinza-escuro com estratificação cruzada, oólitos provável laminação algácea	Gr. Bambuí (Fm. Lagoa do Jacaré)	Estéril

6.3.2. Amostras de subsuperfície

Contrastando com as amostras anteriores, grande parte dos sedimentos de subsuperfície —poupados do intemperismo— produziram resíduos ricos em microfósseis e matéria orgânica amorfa.

POÇO 1-PSB-13-MG (Montalvânia, MG)

Foram registrados microfósseis em todas as 18 amostras investigadas. A composição e qualidade de preservação das assembléias, apesar de comparáveis, variam de amostra para amostra, sem revelar, porém, qualquer tendência clara em relação à profundidade (Figuras 6.11 e 6.12). As características de cada resíduo orgânico, incluindo os tipos morfológicos dominantes, os táxons e o provável significado paleoambiental das assembléias, são sintetizadas na Tabela 6.2.

O domínio de formas isoladas, muitas planctônicas (*Leiosphaeridia* spp.), e a escassez de elementos coloniais, que caracterizam as amostras 696,80 e 718,85 metros, foram consideradas evidências da deposição em ambiente marinho, aparentemente infralitorâneo.

A relativa proximidade da costa é sugerida pela presença de filamentos emaranhados, prováveis fragmentos de colônias bentônicas. Com efeito, esses emaranhados assemelham-se muito a cianofíceas filamentosas atuais (e.g. *Oscillatoriales*) que formam massas contínuas sobre substratos rochosos ou arenosos do meso e supralitoral. Neste caso, os filamentos isolados, relativamente freqüentes em ambas as amostras, poderiam ser interpretados como bainhas que, separadas das bordas das colônias, pela ação de ondas e marés, foram transportadas por correntes marinhas e depositadas, junto com elementos planctônicos, no infralitoral.

Além dos fragmentos de massas algáceas, foram registrados alguns táxons freqüentemente associados a sedimentos estromatolíticos e, por isso, considerados essencialmente bentônicos, como *Eosynechococcus medius*, *E. grandis* e *Myxococcoides* spp. (isolados ou formando conjuntos com poucos indivíduos; Estampa 7, figs. D e G).

Apesar do domínio de acritarcas, fragmentos de colônias bentônicas, especialmente daquelas representadas por filamentos emaranhados, são muito comuns na amostra dos 723,40 metros, sugerindo a deposição no mesolitoral ou na transição meso/infralitoral. É possível que nesses ambientes, muitos dos planctontes esferoidais —representados por acritarcas— tenham sido relativamente mais danificados pela ação constante das ondas e oscilações da maré. Tal situação deposicional pode explicar a escassez de acritarcas com dimensões superiores a 40 μm (Figura 6.11) e o alto grau de fragmentação de seus bordos (Estampa 10, figs. H e J). A presença de *Siphonophycus kestron*, cujas dimensões poderiam indicar uma maior resistência à exposição subaérea e, portanto, um hábito epilítico (ou epipelítico) no supralitoral, e de *Myxococcoides* sp. 2, aparentemente colonial, serviriam como evidências adicionais a um ambiente deposicional relativamente mais próximo ao litoral.

Ainda que ligeiramente mais degradadas e pobres em microfósseis, as assembléias das amostras 731,50 e 733,60 metros são, em termos de composição, semelhantes à anterior. Dominadas por acritarcas com diâmetros inferiores a 40 μm (Figura 6.11) e com muitos fragmentos de colônias bentônicas, foram também consideradas produtos da deposição em ambiente mesolitorâneo ou na transição meso/infralitoral.

Dentre todas as amostras investigadas (incluindo os outros três poços), aquela dos 735,20 metros apresenta a melhor qualidade relativa de preservação e o maior número de microfósseis registrados. Na amostra, predominam formas isoladas, especialmente cocóides menores que 40 μm (Figura 6.11), seguidas por fragmentos de colônias. Vários desses fragmentos, especialmente os emaranhados de filamentos (bainhas), estão associados a uma matriz orgânica, provável resquício da mucilagem secretada pelos próprios microrganismos bentônicos. Em muitos casos, filamentos com diâmetros distintos ocorrem associados numa mesma massa (Estampa 1, fig. E), à semelhança de colônias de cianofíceas atuais, onde, sobre as espécies epilíticas ou epipelíticas, proliferam formas epifíticas, em geral menores e dispersas (observações pessoais de comunidades marinhas de várias localidades da costa brasileira). Outros emaranhados exibem pequenos cocóides espalhados sobre os filamentos que, de acordo com o diâmetro, podem representar tanto células do tricoma como formas epifíticas (Estampa 1, figs. C e D). Com efeito, nesta amostra foi registrada a única bainha filamentosa com tricoma interno preservado (*Paleolyngbya* sp.; Estampa 3, fig. D).

A preservação de fragmentos, relativamente íntegros, de colônias com mucilagem, vestígios do tricoma ou formas epifíticas sugere que estes tenham sido depositados muito próximo ao ambiente de vida ou, mesmo, se desenvolvido *in situ* (elementos autóctones). Nas seções delgadas da amostra, alguns fragmentos de colônias, formados por filamentos numerosos, parecem ter se desenvolvido sobre os grãos (Estampa 1, fig. F).

Assim, permite-se concluir que os sedimentos da amostra 735,20 metros foram depositados em ambiente relativamente pouco energético, possivelmente na zona intermarés (mesolitoral) de uma planície de maré. De fato, mesmo os acritarcas (*Leiosphaeridia* spp.), supostamente mais susceptíveis à degradação mecânica, são quase sempre íntegros e formam, em muitos casos, pequenas colônias (figs. A a C da Estampa 10).

A transição meso/infralitoral proposta para as seis amostras anteriores, coletadas de níveis relativamente próximos (dos 735,20 aos 696,80 metros), revela um possível evento transgressivo na bacia de sedimentação. Tal evento é também sugerido na própria interpretação do testemunho, onde esses níveis, argilo-silticos intercalados no espesso pacote arenítico, são considerados produtos de transgressões marinhas (BRANDALISE, 1980).

O aparente domínio de formas bentônicas e a presença de filamentos celulares — prováveis tricomas — distinguem a próxima amostra, dos 927,40 metros, das anteriores. Enquanto as formas cocoidais com diâmetro maior que 20 μm (Figs. 6.11 e 6.12) são relativamente raras, fragmentos de colônias bentônicas são muito comuns e ocorrem, ocasionalmente, associados a mucilagens (Estampa 2, fig. B). Destaca-se, nesta amostra, a abundância de filamentos celulares (tricomas), atribuídos à ordem Nostocales (Nostocales 1; Estampa 4, figs. A, C, F e G).

A assembléia merece, de acordo com suas características, duas interpretações paleoambientais:

1 - Nostocales 1 representaria partes isoladas de tricomas comparáveis àqueles das "*Nostoc-balls*", colônias globosas, formadas por uma bainha externa, esferoidal e resistente, que envolve longos e numerosos tricomas. Tais colônias são atualmente comuns em ambientes supralitorâneos sujeitos à exposição subaérea.

2 - Nostocales 1 representaria tricomas planctônicos semelhantes a algumas espécies do gênero *Anabaena*. Ao lado de representantes dos gêneros *Nodularia* e *Aphanizomenon*, tricomas isolados dessas espécies de *Anabaena* ocorrem preferencialmente em ambientes marinhos restritos, como lagunas e estuários (águas salobras), sendo especialmente favorecidas pelo processo de eutrofização (FOGG, 1987).

A segunda suposição é mais coerente com as condições deposicionais sugeridas pelos argilo-siltitos finamente laminados, que não registram qualquer evidência de exposição subaérea (Tabela 4.1). Prefere-se, desta forma, atribuir a amostra 927,40 metros a um ambiente marinho restrito, mesolitorâneo, talvez lagunar.

Caracterizada por fragmentos amorfos, quase sempre granulosos ou opacos, e por raros microfósseis, a assembléia microfossilífera do nível 951,70 metros, não permite inferências paleoambientais. As mesmas condições de alta degradação orgânica são observadas nas assembléias dos níveis 1029,14, 1148,00, 1154,30 e 1202,30 metros, para as quais também não foi possível interpretar o significado ambiental.

Aos sedimentos dos 1005,05 metros, cuja qualidade de preservação orgânica é ligeiramente superior àquela das últimas amostras citadas, atribuiu-se uma origem marinha, dentro da província nerítica. A assembléia, dominada por acritarcas, é composta por menos de 30 microfósseis, o que, de fato, dificulta o esclarecimento do ambiente deposicional.

Por ser dominada por acritarcas relativamente diversos, muitos com diâmetro superior a 100 μm (Figs. 6.11 e 6.12; Estampa 11, figs. E e F), a assembléia microfossilífera do nível 1008,35 metros foi atribuída ao infralitoral. Além da relativa abundância de elementos planctônicos, as formas coloniais e mesmo os fragmentos de filamentos são muito raros, o que reforça a origem nerítica —algo distante da linha de costa— dos sedimentos investigados. A mesma interpretação foi conferida à amostra dos 1012,70 metros, onde não ocorrem, porém, acritarcas maiores que 100 μm .

Apesar do predomínio de acritarcas, elementos coloniais e aparentemente bentônicos são relativamente comuns na amostra 1140,00 metros, sugerindo uma maior proximidade do litoral. A baixa qualidade de preservação, entretanto, permite apenas conferir ao infralitoral, os sedimentos amostrados.

Ao contrário de maior parte das outras amostras, naquela dos 1239,70 metros prevalecem as formas supostamente bentônicas, representadas, principalmente, por filamentos isolados ou emaranhados, sempre associados a mucilagens (Estampa 2, figs. D e E). Tais características indicam um ambiente marinho mesolitorâneo, talvez restrito, devido à ausência de acritarcas com diâmetro maior que 40 μm .

Finalmente, na última amostra desse poço, dos 1250,30 metros, foram registrados poucos e mal preservados microfósseis. Por isso, a ausência de colônias e o aparente domínio de elementos alóctones podem sugerir, mas não confirmar, um sítio deposicional infralitorâneo.

Figura 6.11
Distribuição dos diâmetros das formas cocoidais identificadas nas amostras do poço 1-PSB-13-MG
(apenas amostras com mais de 20 indivíduos)⁴

⁴ Não foram considerados os raros elementos com diâmetro superior a 100 µm.

Figura 6.11 (continuação)

Figura 6.12 - Médias e barras de erros das dimensões dos cocóides identificados nas amostras do poço 1-PSB-13-MG (mesmas da Figura 6.11)

Tabela 6.2 - Características gerais e significado paleoambiental das assembléias microfossilíferas das amostras do poço 1 - PSB-13 - MG.

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo.)	Microfósseis						Táxons ¹	Provável significado paleoambiental
		Formas isoladas			Formas coloniais				
		Cocóides isolados ou em divisão	Fragmentos de bainhas filamentosas	Fragmentos de tricomas	Cocóides	Baciliformes	Bainhas filamentosas		
696,80	Mo. abundante, cinza-claro a negra; fragmentos opacos comuns; mo. amorfa essencialmente granulada (intensidade variável). Microfósseis comuns; predominantemente lisos; predominam formas isoladas; colônias raras	81 (3 - 100 μm)	24 (2 - 14 μm)	1 (?) (5 μm)	2 (1 - 26 μm)	1 (8 μm)	2 (2 - 3 μm)	12; 1; 14; 6, 8; 2, 13; 9, 19	Marinho - infralitoral
718,85	Mo. abundante, cinza-claro a negra; fragmentos opacos comuns; mo. amorfa muito particulada, lisa a granulada. Microfósseis comuns; lisos ou granulados; predominam formas isoladas; colônias comuns	59 (5 - 100 μm)	7 (2 - 10 μm)	-	5 (8 - 22 μm)	1 (12,5 μm)	2 (2 - 3 μm)	12; 14; 1; 15; 6, 8, 9, 13	Marinho - infralitoral
723,40	Mo. abundante, cinza-claro a negra; fragmentos opacos ou muito granulados pouco comuns; mo. amorfa lisa a granulada. Microfósseis comuns; essencialmente lisos ou levemente granulados; domínio de formas isoladas, colônias muito comuns (especialmente de filamentos)	59 (5 - 120 μm)	18 (1 - 11 μm)	-	7 (6 - 30 μm)	-	22 (1 - 8 μm)	1; 12; 14; 7; 19; 2, 13, 18	Marinho - infra- mesolitoral
731,50	Mo. abundante, cinza a negra; predominantemente opaca e granulosa; mo. amorfa muito particulada. Microfósseis pouco comuns; lisos ou granulados; predominam formas isoladas; colônias raras	58 (6 - 50 μm)	13 (2 - 10 μm)	-	1 (18 μm)	-	3 (2 - 3 μm)	12; 1; 14; 6; 9; 2, 7, 19	Marinho - infra- mesolitoral
733,60	Mo. abundante, essencialmente granulada e/ou opaca; mo. amorfa mto. particulada. Microfósseis pouco comuns; lisos a granulados; domínio de formas isoladas	29 (10 - 70 μm)	16 (2 - 10 μm)	2 (2 e 8 μm)	4 (11 - 17 μm)	-	5 (2 - 4 μm)	1; 12; 14; 9	Marinho - infra- mesolitoral

¹ Os números, organizados em ordem decrescente de frequência relativa, referem-se aos seguintes táxons:

(1) *Siphonophycus robustum* (2) *Siphonophycus kestron* (3) *Paleolyngbya* sp. (4) *Polytrichoides* sp. (5) Nostocales 1 (6) *Myxococcoides* sp. 1 (7) *Myxococcoides* sp. 2 (8) *Eosynechococcus medius* (9) *Eosynechococcus grandis* (10) Chroococcales 1 (11) Chroococcales 2 (12) *Leiosphaeridia crassa* (13) *Leiosphaeridia ternata* (14) *Leiosphaeridia* sp. 1 (15) *Leiosphaeridia* sp. 2 (16) cf. *Glenobotrydion* (17) *Huroniospora* sp. (18) Forma 1 (19) Forma 2
Táxons separados por vírgula apresentam frequências semelhantes

Tabela 6.2 (continuação)

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo.)	Microfósseis						Táxons	Provável significado paleoambiental
		Formas isoladas			Formas coloniais				
		Cocóides isolados ou em divisão	Fragmentos de bainhas filamentosas	Fragmentos de tricomas	Cocóides	Baciliformes	Bainhas filamentosas		
735,20	Mo. abundante, cinza-claro a negra; lisa a granulada. Microfósseis abundantes; predominantemente lisos; poucos granulados; predominam formas isoladas; colônias muito comuns (especialmente de filamentos); muitas das colônias são formadas por filamentos com dimensões distintas ou por filamentos e formas cocoidais (prováveis células dos tricomas)	86 (3 - 100 μm)	29 (2 - 16 μm)	-	26 (5 - 40 μm)	4 (2 - 6 μm)	46 (1 - 10 μm)	1; 12; 14; 8; 16; 6, 15, 19, 3	Marinho - mesolitoral (planície de maré)
927,40	Mo. abundante, cinza a negra; essencialmente granulada, poucos fragmentos lisos. Microfósseis comuns; lisos (maior parte) a granulados; domínio de formas isoladas; colônias muito comuns (especialmente de filamentos); tricomas freqüentes	33 (5 - 65 μm)	12 (2 - 10 μm)	8 (4 - 12 μm)	4 (6 - 14 μm)	-	8 (2 - 6 μm)	1; 12; 5; 14; 7; 4, 16	Marinho - mesolitoral restrito (lagunar?)
951,70	Mo. comum; essencialmente amorfa, opaca e/ou granulada; muito particulada. Microfósseis raros; lisos a granulados; apenas formas isoladas	7 (15 - 85 μm)	4 (4 - 5 μm)	-	-	-	-	12; 1; 14	-
1005,05	Mo. comum; essencialmente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis pouco comuns; predominantemente granulados; predomínio de formas isoladas	12 (7 - 46 μm)	13 (3 - 8 μm)	-	2 (6 - 16 μm)	-	1 (2 μm)	1; 14; 7, 12, 16	Marinho (província nerítica)
1008,35	Mo. abundante; predominantemente amorfa, granulada e opaca. Microfósseis comuns, quase sempre granulados; formas lisas comuns; domínio de formas isoladas; colônias muito raras	51 (7 - 200 μm)	12 (1 - 10 μm)	2 (4 e 5 μm)	4 (7 - 28 μm)	-	-	12; 14; 1; 15; 7; 4, 8, 9, 16	Marinho - infralitoral
1012,70	Mo. abundante; essencialmente amorfa, granulada e opaca. Microfósseis comuns; lisos a granulados; predominam formas isoladas (especialmente cocóides); filamentos e colônias raros	43 (8 - 91 μm)	7 (3 - 9 μm)	-	3 (12 - 28 μm)	-	-	12; 14; 1; 7	Marinho - província nerítica (infralitoral)

Tabela 6.2 (continuação)

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo.)	Microfósseis						Táxons	Provável significado paleoambiental
		Formas isoladas			Formas coloniais				
		Cocóides isolados ou em divisão	Fragmentos de bainhas filamentosas	Fragmentos de tricomas	Cocóides	Baciliformes	Bainhas filamentosas		
1029,14	Mo. comum; essencialmente amorfa, granulada e opaca. Microfósseis pouco comuns; predominantemente granulosos; predominam formas isoladas; uma única colônia registrada	10 (12 - 70 μm)	9 (3 - 9 μm)	-	-	-	1 (5 μm)	1; 12; 14	-
1140,00	Mo. comum; predominantemente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis pouco comuns; quase sempre granulosos; predomínio de formas isoladas (especialmente cocóides); colônias raras	37 (6 - 200 μm)	6 (3 - 5 μm)	-	3 (8 - 24 μm)	-	1 (2 μm)	12; 14; 1; 9; 7, 8, 15, 19	Marinho - infralitoral
1148,00	Mo. comum; predominantemente amorfa e opaca; poucos fragmentos granulosos. Microfósseis raros; lisos a granulados; apenas formas isoladas	8 (15 - 58 μm)	3 (3 - 4 μm)	-	-	-	-	1, 12, 14; 9	-
1154,30	Mo. comum; essencialmente amorfa e opaca; poucos fragmentos granulosos. Microfósseis raros; predominantemente granulosos e/ou opacos; apenas formas isoladas	4 (20 - 75 μm)	1 (5 μm)	-	-	-	-	12, 14; 1	-
1202,30	Mo. comum; predominantemente amorfa e opaca. Microfósseis raros; sempre granulosos; apenas formas isoladas	10 (12 - 66 μm)	1 (4 μm)	-	-	-	-	12; 14; 1, 13	-
1239,70	Mo. abundante; essencialmente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis pouco comuns; lisos ou levemente granulados; formas isoladas e coloniais igualmente significativas	6 (3 - 36 μm)	7 (4 - 10 μm)	-	-	-	5 (2 - 6 μm)	1; 12; 7; 14	Marinho - mesolitoral
1250,30	Mo. comum; predominantemente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis raros; lisos a granulados; apenas formas isoladas	15 (11 - 85 μm)	9 (3 - 10 μm)	-	-	-	-	1; 14; 12; 9; 19	Marinho (infralitoral ?)

POÇO 1-MA-1-MG (Montalvânia, MG)

Das 11 amostras selecionadas para análise —uma delas estéril— apenas três apresentaram microfósseis (Tabela 6.3). À semelhança do poço 1-PSB-13-MG, as amostras caracterizadas por melhor qualidade de preservação orgânica e com maior número de microfósseis pertencem ao Grupo Conselheiro Mata. Na seqüência superior, atribuída ao Grupo Bambuí, registrou-se uma única amostra fossilífera (202,50 metros), com raros e mal preservados microfósseis. Tais resultados contrariam as informações da PETROBRÁS, onde nos 200 metros superiores da seqüência (Grupo Bambuí) foram identificados acritarcas do gênero *Kildinosphaera* (QUADROS, 1987; TOLEDO, 1988)⁵.

As poucas formas cocoidais isoladas que compõem a assembléia da amostra 202,50 metros, atribuída à Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), não permitiram determinar a natureza do ambiente em que foram depositadas. Em virtude da alta degradação da matéria orgânica, interpretaram-se os elementos preservados, como formas mais resistentes aos processos tafonômicos.

As assembléias das duas únicas amostras do Grupo Conselheiro Mata (415,10 e 415,75 metros), dominadas por cocóides isolados e com numerosos fragmentos de tricomas (Estampa 4, figs. B, D e E), receberam a mesma interpretação paleoambiental. Da mesma forma que na amostra dos 927,40 metros do poço 1-PSB-13-MG, onde tricomas são também muito comuns, pode-se atribuir as seguintes origens às assembléias microfossilíferas: (1) Devido às dimensões compatíveis (o que não ocorre na amostra citada do poço 1-PSB-13-MG), *Nostocales* 1 representaria tricomas isolados das bainhas filamentosas (Tabela 6.3). Por não terem sido registrados filamentos associados a tricomas, não foi possível confirmar esta suposição. (2) *Nostocales* 1 representaria tricomas isolados comparáveis àqueles das "*Nostoc-balls*", típicas da zona supralitorânea, ou (3) formas planctônicas, com tricomas relativamente curtos, semelhantes a algumas espécies do gênero *Anabaena*.

⁵ Para confirmar a disparidade entre os primeiros resultados obtidos e as informações da PETROBRÁS, todas as amostras pertencentes ao Grupo Bambuí foram novamente submetidas ao processo de maceração química. Em nenhuma das duas análises foram registrados microfósseis do gênero *Kildinosphaera*.

Como na amostra citada do poço 1-PSB-13-MG, optou-se pela terceira hipótese, já que, além de não apresentarem qualquer indício sugestivo da exposição subaérea, os argilo-siltitos indicam condições deposicionais pouco energéticas. Acrescentam-se a estas evidências, a ocorrência de formas supostamente bentônicas do supra e mesolitoral, como *Siphonophycus robustum*, *S. kestron* e *Eosynechococcus medius* (os dois últimos, apenas na amostra 415,75 metros), e a escassez de cocóides maiores que 50 μm (figura 6.13). Conclui-se, desta forma, que os sedimentos das amostras 415,10 e 415,75 metros foram depositados em ambiente marinho mesolitorâneo, talvez lagunar.

Figura 6.13

Tabela 6.3 - Características gerais e significado paleoambiental das assembléias microfossilíferas das amostras do poço 1-MA-1-MG

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo.)	Microfósseis					Táxons ¹	Provável significado paleoambiental
		Formas isoladas			Formas coloniais			
		Cocóides isolados ou em divisão	Fragmentos de bainhas filamentosas	Fragmentos de tricomas	Cocóides	Bainhas filamentosas		
52,30	Mo. rara; essencialmente amorfa, opaca ou granulada. Não foram registrados microfósseis	-		-	-	-	-	-
57,10	Mo. pouco comum; essencialmente amorfa, opaca ou granulada. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
61,00	Mo. pouco comum; sempre amorfa, opaca ou granulada. Não foram registrados microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
62,70	Mo. rara; predominantemente amorfa, opaca ou granulada. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
67,00	Mo. pouco comum; sempre amorfa, opaca ou granulada. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
105,20	Mo. rara; amorfa, opaca ou granulada. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
111,65	Mo. pouco comum; sempre amorfa, opaca ou granulada. Não foram registrados microfósseis	-	-	-	-	-	-	-
202,50	Mo. comum; predominantemente amorfa e granulada. Microfósseis raros; sempre granulados (alguns opacos); apenas formas isoladas	11 (5 - 22 μm)	-	-	-	-	14; 8	-
355,30	Não contém matéria orgânica	-	-	-	-	-	-	-
415,10	Mo. abundante, predominantemente amorfa e granulada; fragmentos lisos ou opacos comuns. Microfósseis comuns; quase sempre lisos (poucas formas granuladas); domínio de formas isoladas; colônias muito raras	23 (8 - 100 μm)	7 (3 - 10 μm)	21 (1 - 6 μm)	3 (10 - 19 μm)	1 (4 μm)	5; 12; 1; 4; 13; 19	Marinho - mesolitoral (talvez lagunar)
415,75	Mo. abundante; predominantemente amorfa e granulada; fragmentos lisos ou opacos comuns. Microfósseis comuns; quase sempre lisos (algumas formas granuladas); domínio de formas isoladas; colônias muito raras	80 (4 - 120 μm)	18 (3 - 16 μm)	17 (4 - 19 μm)	5 (8 - 20 μm)	1 (2 μm)	12; 14; 1; 5; 15; 8; 2; 13; 19	Marinho - mesolitoral (talvez lagunar)

¹ Os números, organizados em ordem decrescente de frequência relativa, referem-se aos seguintes táxons:

(1) *Siphonophycus robustum* (2) *Siphonophycus kestron* (3) *Paleolyngbya* sp. (4) *Polytrichoides* sp. (5) *Nostocales* 1 (6) *Myxococcoides* sp. 1 (7) *Myxococcoides* sp. 2 (8) *Eosynechococcus medius* (9) *Eosynechococcus grandis* (10) *Chroococcales* 1 (11) *Chroococcales* 2 (12) *Leiosphaeridia crassa* (13) *Leiosphaeridia ternata* (14) *Leiosphaeridia* sp. 1 (15) *Leiosphaeridia* sp. 2 (16) cf. *Glenobotrydion* (17) *Huroniospora* sp. (18) Forma 1 (19) Forma 2

Táxons separados por vírgula apresentam frequências semelhantes

POÇO 1-RF-1-MG (Buritizeiros, MG)

Das 16 amostras selecionadas do poço 1-RF-1-MG, três são estéreis, nove contêm microfósseis e as demais, apenas matéria orgânica amorfa (Tabela 6.4). Em todos os resíduos predominam fragmentos amorfos, sempre granuloso ou opacos, indicando o alto grau de degradação que caracteriza a matéria orgânica analisada; microfósseis são, via de regra, raros, morfológicamente simples e sempre muito degradados. Por isso, apenas no caso da amostra dos 480,70 metros, onde foram identificadas algumas dezenas de formas cocoidais, tentou-se interpretar o possível significado paleoambiental da assembléia microfossilífera.

Com as mesmas feições que indicam alto grau de degradação nos demais resíduos, a amostra é dominada por cocóides menores que 20 μm (figura 6.14), isolados ou em divisão (Estampa 12, figs. B - E, H), quase todos atribuídos a *Huroniospora* sp. Frente à baixíssima diversidade da assembléia, são propostas duas interpretações alternativas para o provável ambiente deposicional: (1) A composição da assembléia, muito distinta da original, não pode ser associada a uma determinada situação deposicional. A intensa degradação da matéria orgânica indicaria, neste caso, que os microfósseis representam os elementos mais resistentes aos processos tafonômicos (preservação seletiva da matéria orgânica original). (2) A baixa variedade morfológica é uma característica original da biota preservada nos sedimentos. Nas comunidades atuais de microrganismos marinhos, a baixa diversidade e o amplo domínio de poucas espécies (ou de uma única) estão sempre associados a certas limitações físicas do ambiente, como baixa concentração de nutrientes, alta salinidade, entre outras. A alta degradação dos microfósseis favorece a primeira hipótese.

Figura 6.14

Tabela 6.4 - Características gerais e significado paleoambiental das assembléias microfossilíferas das amostras do poço 1-RF-1-MG

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo)	Microfósseis		Táxons	Provável significado paleoambiental
		Cocóides isolados ou em divisão	Fragmentos de bainhas filamentosas		
90,70	Estéril	-	-	-	-
115,20	Mo. pouco comum; essencialmente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis muito raros e sempre granulados; foram registradas apenas duas formas isoladas	2 (18 - 20 μm)	-	-	-
267,30	Mo. pouco comum; sempre amorfa, granulada ou opaca. Não foram registrados microfósseis	-	-	-	-
274,50	Mo. pouco comum, amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis muito raros e sempre granulados; ocorrem apenas formas isoladas	6 (6 - 12 μm)	-	<i>Huroniospora</i> sp.	-
310,60	Mo. pouco comum, amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis mto. raros sempre intensamente granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	4 (12 - 21 μm)	-	<i>Huroniospora</i> sp.	-
315,10	Mo. comum; essencialmente amorfa, granulada ou opaca. Microfósseis raros, quase sempre granulados (poucos lisos ou opacos); apenas formas isoladas	6 (5 - 24 μm)	2 (3 - 4 μm)	<i>Huroniospora</i> sp.	-
477,25	Mo. pouco comum; sempre amorfa ou opaca. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-
480,70	Mo. abundante; predominantemente amorfa, granulada ou opaca; raros fragmentos lisos e claros. Microfósseis comuns, quase sempre granulados; ocorrem apenas formas isoladas (a maioria cocóides, em divisão desigual)	30 (5 - 19 μm)	2 (4 - 7 μm)	<i>Huroniospora</i> sp.	Marinho (distante da costa ?)
738,40	Estéril	-	-	-	-
951,20	Mo. ocasional, sempre amorfa e opaca. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-
959,40	Mo. pouco comum; predominantemente amorfa e granulada. Microfósseis muito raros, sempre granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	4 (12 - 35 μm)	-	-	-
1108,10	Mo. pouco comum; quase sempre amorfa e opaca. Microfósseis muito raros e sempre granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	7 (9 - 13 μm)	-	-	-
1113,75	Mo. pouco comum; sempre amorfa, granulada ou opaca. Não ocorrem microfósseis	-	-	-	-
1307,50	Estéril	-	-	-	-
1663,10	Mo. comum; predominantemente amorfa e granulada; poucos fragmentos translúcidos e lisos e, raros, opacos. Microfósseis muito raros, sempre granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	4 (8 - 25 μm)	-	-	-
1666,20	Mo. comum; quase sempre amorfa e granulada; alguns fragmentos lisos e translúcidos e, raros, opacos. Microfósseis muito raros, sempre granulados; apenas formas isoladas	5 (9 - 20 μm)	1 (?) (6 μm)	-	-

POÇO 1-RC-1-GO (Alvorada do Norte, GO)

À semelhança do testemunho anterior, as cinco amostras selecionadas para análise do poço 1-RC-1-GO são caracterizadas pela alta degradação de suas respectivas frações orgânicas. Dominadas por fragmentos amorfos, sempre muito granulados, são, salvo a amostra dos 242,30 metros, relativamente pobres em microfósseis (Tabela 6.5).

A abundância de cocóides com dimensões inferiores a $20\ \mu\text{m}$ (figura 6.15), isolados ou em reprodução desigual (*Huroniospora* sp.; Estampa 12, figs. A, F, I, J), permite comparar a assembléia do nível 242,30 metros àquela dos 480,70 metros do poço 1-RF-1-MG, também atribuída à Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí). Seus respectivos extratos orgânicos apresentam as mesmas feições resultantes da alteração *post mortem*. Da mesma forma que a amostra do poço anterior, a assembléia dos 242,30 merece duas interpretações: (1) Constitui o produto da preservação seletiva de elementos mais resistentes aos processos tafonômicos. Sua composição, distinta da original, não revela, portanto, a possível origem paleoambiental dos microfósseis. (2) A baixíssima diversidade de tipos morfológicos indicaria que as características físicas do ambiente original tenham sido restritivas à proliferação de outras formas de vida. Pelos mesmas razões que na amostra citada do poço anterior, julga-se mais plausível, a primeira interpretação.

Apesar dos escassos e mal preservados microfósseis registrados na amostra dos 431,80 metros, tentou-se conferir à assembléia, um possível significado paleoambiental. Como em outras amostras dominadas por acritarcas (*Leiosphaeridia* spp.), atribuiu-se ao conjunto de microfósseis uma origem marinha, possivelmente infralitorânea.

Figura 6.15

Tabela 6.5 - Características gerais e significado paleoambiental das amostras do poço 1-RC-1-GO

Amostra (m)	Principais características da matéria orgânica (mo.)	Microfósseis	Táxons ¹	Provável significado paleoambiental
		Cocóides isolados ou em divisão		
103,60	Mo. pouco comum; essencialmente amorfa e granulada. Microfósseis muito raros, granulados ou opacos; cocóides isolados ou em divisão binária desigual	4 (7 - 15 μm)	<i>Huroniospora</i> sp.	-
242,30	Mo. comum; quase sempre amorfa e granulada; fragmentos opacos comuns. Microfósseis comuns, essencialmente granulados; cocóides isolados, em aparente divisão desigual ou formando pseudofilamentos (com menos de cinco indivíduos)	85 (4 - 30 μm)	<i>Huroniospora</i> sp.; <i>Leiosphaeridia</i> sp.1; <i>Leiosphaeridia crassa</i>	Marinho (distante da costa ?)
431,80	Mo. pouco comum; predominantemente amorfa e opaca. Microfósseis raros, sempre granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	27 (24 - 100 μm)	<i>Leiosphaeridia</i> sp.1; <i>Leiosphaeridia crassa</i>	Marinho (infralitoral ?)
434,80	Mo. pouco comum; quase sempre amorfa e granulada. Microfósseis muito raros, sempre granulados; ocorrem apenas cocóides isolados	3 (10 - 24 μm)	<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1	
436,70	Mo. pouco comum; essencialmente amorfa e opaca. Não foram registrados microfósseis	-	-	-

¹ Organizados em ordem decrescente de frequência

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A despeito de todas as limitações do estudo micropaleontológico de rochas pré-cambrianas, os resultados aqui obtidos demonstraram que é possível obter informações importantes de sedimentos daquele período —poupados, obviamente, do intemperismo e de deformação intensa—, adotando metodologias simples e acessíveis: a microscopia óptica e a análise comparativa de microbiotas fósseis e atuais. Foram, portanto, fundamentais na interpretação das assembléias microfossilíferas, a familiarização com as características dos resíduos orgânicos e o conhecimento de aspectos da biologia de microrganismos atuais, especialmente das cianofíceas, os mais prováveis descendentes de grande parte dos fósseis registrados.

Conforme enfatizado em vários momentos anteriores, o predomínio de sedimentos silicificados, entre as amostras fossilíferas de superfície, comprovou o importante papel da silicificação precoce na preservação de microrganismos proterozóicos. De fato, todas as amostras silicificadas preservaram, em ótimas condições, organismos bentônicos, muitos coloniais e em divisão. Surpreendentemente, em duas das amostras de calcário foram registrados microfósseis, porém raros e muito degradados.

Contrastando os sedimentos anteriores, aqueles de subsuperfície, recuperados, em grande parte, das áreas cratônicas mais estáveis, foram poupados do intemperismo. Por isso, muitos dos pelitos escuros selecionados —finamente laminados e não silicificados— forneceram assembléias abundantes, diversas e relativamente bem preservadas.

As variações registradas na qualidade de preservação e na abundância relativa de microfósseis, principalmente entre as amostras de subsuperfície, foram sempre coerentes com a proposta de CHEMALE JR. *et al.* (1992) de subdivisão do cráton do São Francisco em porções estáveis e influenciadas pelos dobramentos brasileiros. Com efeito, o maior número de amostras fossilíferas, com assembléias ricas e bem preservadas, foi registrado nos poços perfurados na zona cratônica central, cujos depósitos de cobertura não sofreram os efeitos tectônicos do Brasileiro.

Dos três poços locados na zona estável, destacam-se aqueles de Montalvânia (MG), 1-PSB-13-MG e 1-MA-1-MG, em especial, os sedimentos mesoproterozóicos (Grupo Conselheiro Mata), relativamente ricos em microfósseis. Amplia-se, desta forma, o registro microfossilífero do Pré-Cambriano brasileiro, através da identificação pioneira de microrganismos preservados em rochas do Supergrupo Espinhaço.

Todos os táxons identificados exibem ampla distribuição vertical no Proterozóico. Em nenhuma das amostras estudadas, foram assinaladas formas ornamentadas ou gêneros característicos do final do Neoproterozóico, o que, mais uma vez, favorece a atribuição das assembléias ao Mesoproterozóico ou ao início da era posterior.

Nos dois poços de Montalvânia foi possível, a partir da composição das assembléias, relacionar três dos níveis argilo-silticos investigados (927,40 metros do primeiro poço, 1-PSB-13-MG, e 415,10 e 415,75 metros do segundo). Somente nestas três amostras, cujas assembléias são dominadas por formas supostamente bentônicas, foram registrados tricomas abundantes, todos atribuídos a *Nostocales* 1. Além da composição e qualidade de preservação semelhantes, os três conjuntos de microfósseis foram preservados no mesmo tipo de sedimento, o que possibilita, portanto, a comparação (sem caráter cronológico) desses níveis atribuídos ao Grupo Conselheiro Mata.

Ainda no poço 1-PSB-13-MG, as interpretações sugeridas para os ambientes deposicionais das seis amostras coletadas de profundidades muito próximas, entre os 735 e os 696 metros, permitiram identificar uma possível transgressão do nível do mar. A transição do meso ao infralitoral é sugerida pela variação na composição das assembléias. Dominadas, nos níveis mais profundos, por fragmentos relativamente íntegros de comunidades bentônicas, passam a ser constituídas, nas amostras superiores, por planctontes isolados e por raros elementos bentônicos, supostamente separados das colônias originais.

O terceiro poço perfurado na zona não deformada, 1-RF-1-MG, recuperou apenas sedimentos essencialmente carbonáticos do Supergrupo São Francisco, de modo geral, pouco favoráveis à preservação orgânica. De fato, em apenas uma amostra foram registrados mais de dez microfósseis e, em todas elas, o alto grau de degradação impossibilitou qualquer interpretação das respectivas assembléias.

O menor número de amostras fossilíferas e, talvez, o mais alto grau relativo de degradação caracterizam o quarto e último poço, 1-RC-1-GO, locado também sobre o cráton, porém dentro da zona de influência das deformações brasileiras.

Duas amostras dos poços 1-RF-1-MG e 1-RC-1-GO (respectivamente, os níveis 480,70 e 242,30 metros) apresentam conjuntos semelhantes de microfósseis. As assembléias, ambas preservadas em pelitos escuros da Formação Lagoa do Jacaré (Gr. Bambuí), são caracterizadas por baixa diversidade, alto grau de degradação e pelo domínio de cocóides isolados, atribuídos ao gênero proterozóico *Huroniospora*. A preservação precária sugere que os microfósseis tenham sido, nos dois casos, selecionados pelo processo de fossilização.

De modo geral, a qualidade de preservação da matéria orgânica —abundante em quase todas as amostras— permitiu interpretar, com certa segurança, o hábito provável de maior parte dos microfósseis e de seus respectivos ambientes deposicionais. Espera-se que a associação proposta entre as características das assembléias microfossilíferas e os sedimentos nos quais foram preservadas, possa servir como referência para outros estudos, já que os resultados apresentados são os primeiros, no Brasil, obtidos em rochas proterozóicas de subsuperfície.

8. REFERÊNCIAS CITADAS

- ALMEIDA, F. F. M. (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM (Divisão de Geologia e Mineralogia) **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia**, (241): 1 - 36.
- ALMEIDA, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências** 7 (4): 349 - 364.
- ALMEIDA, F. F. M. & LITWINSKI, N. (1984) Província Mantiqueira. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher, p. 282 - 307
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. **Atas** (Boletim do Núcleo Nordeste/SBG, v. 6), p. 363 - 391.
- AMARAL, G. & KAWASHITA, K. (1967) Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. **Anais** Curitiba, SBG. p. 214 - 217.
- ANAGNOSTIDIS, K. & KOMÁREK, J. (1985) Modern approach to the classification system of cyanophytes 1 - Introduction. **Archv Fur Hydrobiologie Supplement-Band (Algological Studies 38 - 39)**, 70 (1-2): 291 - 302.
- ANAGNOSTIDIS, K. & KOMÁREK, J. (1988) Modern approach to the classification system of cyanophytes 3 - Oscillatoriales. **Archv Fur Hydrobiologie Supplement-Band (Algological Studies 50 - 53)**, 80 (1-4): 327 - 472.
- ANAGNOSTIDIS, K. & KOMÁREK, J. (1990) Modern approach to the classification system of cyanophytes 5 - Stigonematales. **Archv Fur Hydrobiologie Supplement-Band (Algological Studies 59)**, 86: 1 - 73.
- ANDRADE RAMOS, J. R. (1956) Folha geológica da nova capital. **Relatório Anual do Diretor. Divisão de Geologia e Mineralogia**, p. 40 - 44.
- BABINSKI, N. A. (1986) Origem e detecção de hidrocarbonetos na superfície. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, 29 (4): 271 - 276.

- BABINSKI, N. A. & RABELO DOS SANTOS, R. C. R. (1987) Caracterização geoquímica das exsudações de Buritizeiros - MG - Bacia do São Francisco. Avaliação Preliminar. Rio de Janeiro, **CENPES/PETROBRÁS (Relatório Interno)**.
- BAETA JR., J. D. A.; MARTINS, E. G.; LEITE, E. A.; RAMOS, J. B.; SÁ, J. A. G.; RIBEIRO, M. B.; PIRES, P. R. O. (1978) Projeto Manganês no centro-sul de Goiás. Rio de Janeiro, **DNPM/CPRM (Relatório Final)**, 7v.
- BAETA-NEVES, M. H. C. (1988) **Étude des cyanophycées marines de la region de Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brésil). Taxonomie et essai d'interprétation écologique**. Paris, 154 p. (These Doct., Université Paris)
- BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G. & CAMPOS, D. A. (1984) **Lexico Estratigráfico do Brasil**. CPRM/DNPM, Brasília, 560p.
- BARBOSA, O. (1965) Série Bambuí. Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19, Rio de Janeiro, 1965. **Publicação Avulsa**, 15p.
- BARBOSA, O. (1967) Projeto Chaminés. Rio de Janeiro, **Relatório PROSPEC/DNPM**, 87p.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C. & COTTA, J. C. (1969) Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. Rio de Janeiro, **Relatório PROSPEC/DNPM**, 225p.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C. & CUNHA, C. A. B. R. (1970) Geologia da região do Triângulo Mineiro. **Boletim da Divisão de Fomento à Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral**. nº 4, 97 p.
- BAULD, J.; D'AMELIO, E. & FARMER, J. D. (1992) Modern microbial mats. In: SCHOPF, J. W. & KLEIN, K. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A multidisciplinary study**. p. 261 - 269
- BEURLIN, K. (1956) Die angeblichen palaeozoischen orogenesen auf dem brasilianischen schild. **Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie**, Monatshefte, **12**: 535 - 542.

- BRANDALISE, L. A. (1980) **Projeto Sondagem Bambuí em Minas Gerais. Relatório Final**. Rio de Janeiro (Convênio DNPM/CPRM), 277p.
- BRAUN, O. P. G. (1968) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, 1968. **Anais** Belo Horizonte, SBG. p. 155 -166.
- BRAUN, O. P. G. (1980) Revisão estratigráfica na área central de Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camborúí, 1980. **Anais** Camboriú, SBG. v. 2: 705 - 719.
- BRAUN, O. P. G. (1981) Uma discussão sobre alguns aspectos geotectônicos e estratigráficos das sequências pré-cambrianas do centro-leste de Goiás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. **Ata. Geologia do Pré-Cambriano**, p. 9-29
- BRAUN, O. P. G. (1982) Novas contribuições à estratigrafia e aos limites do Grupo Bambuí. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais** 1: 260 - 268.
- BRAUN, O. P. G. (1984) Alguns aspectos estratigráficos e faciológicos do Grupo Macaúbas no norte de Minas Gerais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**
- BRAUN, O. P. G. (1988) Mapeamento de semi-detalle em uma área para prospecção de hidrocarbonetos na Bacia Proterozóica do Bambuí, no centro leste de Goiás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais** Belém, SBG. v.2: 673 - 687.
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. B. (1978) Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte de região centro-oeste do Brasil. *In*: REUNIÃO PREPARATÓRIA PARA O SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1977. **Publicação Especial do Núcleo Bahia da Sociedade Brasileira de Geologia** (3): 225 - 338.
- BRAUN, O. P. G.; MELLO, U. & DELLA PIAZZA, H. (1990) Bacias proterozóicas brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos. *In*: PEDERNEIRAS, G.; GABAGLIA, R. & MILANI, E. J. (eds.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**, Publicação Interna da PETROBRÁS, p. 115 -132.

- BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. & DELHAL, J. (1979) A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. **Revista Brasileira de Geociências** 9: 71 - 85
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. & TORQUATO, J. R. F. (1980) Evolução geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. & DUARTE, F. B. (orgs.) **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos**. Salvador, SME/CPM. v. 3:1 - 101.
- BUTTERFIELD, N. J. & CHANDLER, F. W. (1992) Palaeoenvironmental distribution of Proterozoic microfossils, with an example from the Agu Bay Formation, Baffin Island. **Palaeontology** 35 (4): 943 - 957.
- CABY, R. & ARTHAUD, M. (1987) Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências** 17 (4): 636
- CAMPOS NETO, M. C. (1979) **Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'état de Minas Gerais (Brasil)**. Paris, 155p. (These de 3^e cycle. Université Pierre et Marie Curie).
- CAMPOS NETO, M. C. (1984) Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante - Lagamar, MG). **Revista Brasileira de Geociências** 14 (2): 81 - 91
- CARDOSO, R. N. (1973) Nota sobre a geologia do Grupo Bambuí na região de Buenópolis (Minas Gerais). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1973. **Resumo das Comunicações** Aracajú, SBG. v.1: 109 -111
- CARVALHO, R. T. & COSTA, L. A. M. (1968) Indícios da glaciação em Cristalina, Goiás. **Mineralogia e Metalurgia** 48: 73 - 75.
- CASSEDANNE, J. P. (1982) Structures organiques des carrieres du Riacho do Campo (Inhaúma - Minas Gerais). **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 54: 185 - 186
- CHAPMAN, D. J. (1992) Origin and Divergence of Protists. In: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 477 - 483

- CHEMALE JR., F.; ALKMIM, F. F. & ENDO, I. (1992) Late Proterozoic tectonism in the interior of the São Francisco craton. In: GONDWANNA SYMPOSIUM, 5, 1992. **Annals**
- CLOUD, P. & DARDENNE, M. (1973) Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, **84**: 1673 - 1676.
- CORDANI, U. G. (1973a) **Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória**. São Paulo, 98p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo)
- CORDANI, U. G. (1973b) Definição e caracterização do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1973. **Anais**, **2**: 143 - 145
- CORDANI, U. G. (1978) Comentários filosóficos sobre a evolução geológica pré-cambriana. Sociedade Brasileira de Geologia, **Publicação Especial** (3): 33 - 65
- COSTA, M. T. & BRANCO, J. J. R. (1961) Roteiro para excursão Belo Horizonte - Brasília (Contribuição ao XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA). **Publicação do Instituto de Pesquisas Radioativas**, (15): 1 - 119.
- COSTA, L. A. M. & INDA, H. A. V. (1982) O aulacógeno do Espinhaço. **Ciências da Terra** (2): 13 - 18
- COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G.; VALENÇA, J. G. & STEVENAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. **Boletim de Geologia** (Rio de Janeiro), **5**: 3 - 34.
- COSTERTON, J. W.; IRVIN, R. T. & CHENG, K. J. (1981) The bacterial glycocalyx in nature and disease. **Annual Review of Microbiology** **35**: 229 - 324.
- D'AGRELLA FILHO, M. S.; PACCA, I. G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T. C. & RENNE, P. R. (1990) Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neo- Proterozoic glaciogenic rocks in central-eastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** **80**: 255 - 265
- DARDENNE, M. A. (1978) Síntese sobre a estratigrafia do Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais** Recife, SBG. v. **2**, p. 597 - 610.

- DARDENNE, M. A. (1979) **Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du proterozoic superieur dans le Brésil Central**. Paris, 251p. (These de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie)
- DARDENNE, M. A. (1981) Os grupos Bambuí e Paranoá na faixa dobrada Brasília. *In*: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1979. **Anais** Salvador, SBG. p. 140 - 157.
- DARDENNE, M. A.; ANDRADE, G. F. & FARIA, A. (1973) Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel (Goiás). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. **Resumo das Comunicações** Aracaju, SBG. p. 139 - 141. (Boletim nº 1)
- DERBY, O. A. (1880a) Contribuição para o estudo da geologia do Vale do Rio São Francisco. **Arquivos do Museu Nacional**. 4: 89 - 119.
- DERBY, O. A. (1880b) Reconhecimento geológico do Vale do São Francisco. **Relatório de Comunicações Hydrológicas do São Francisco** (Anexo). Rio de Janeiro, 241p.
- DERBY, O. A. (1906) The Serra do Espinhaço, Brazil. **Journal of Geology** 14 (5): 314 - 401
- DOSSIN, I. A. & DARDENNE, M. A. (1984) Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, MG (área do Inhamé). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais** Rio de Janeiro, SBG. v. 7: 3104 -3117.
- DOSSIN, I. A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T. M. (1984) Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional - MG. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais** 7: 3118 - 3132
- DOSSIN, I. A.; GARCIA, A. J. V.; UHLEIN, A.; DARDENNE, M. A. & DOSSIN, T. M. (1987) Fácies eólica na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). *In*: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987. **Anais**, p.85 -96

- ECONOMOU-AMILLI, A.; ANAGNOSTIDIS, K. & ROUSSO-MOUSTAKAKI, M. (1984). Structural aspects of the adaptation of some blue-green algae and diatoms to dessication. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ADAPTATIONS TO THE TERRESTRIAL ENVIRONMENT*, Halkidiki, Grecia, 1982. **Proceedings. Being alive on land**, p. 103 - 114.
- EGYDIO da SILVA, M. (1987) **O sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco**. São Paulo, 141p. (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP)
- ERDTMAN, G. (1969) **Handbook of Palynology**. Hafner Publishing Co. New York, 486 p.
- ESCHWEGE, W. L. (1832) **Beitrage zur gebirgekunde Bresilien; mit vier petrographischen geognostischen karten und profilurshnilten**. Berlin, 488p.
- EVITT, W. R. (1963) A discussion and proposals concerning fossil dinoflagelates, hystrichospheres, and acritarchs. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, **49**: 158 - 164.
- FAIRCHILD, T. R. (1985) Size as criterion for distinguishing probable eukaryotic unicells in silicified precambrian microfloras. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 8, 1985. **Anais**, p.1 - 8.
- FAIRCHILD, T. R. & SUBACIUS, S. M. R. (1986) Microfossils associated with silicified *Stratifera undata* KOMAR 1966 from the late Proterozoic Bambui Group, south-central Brazil. **Precambrian Research**, **33**: 323 - 339.
- FARIA, A. (1985) Geologia do domo de Cristalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências** **15**: 231 - 240.
- FERNANDEZ, P. E. C. A.; MONTES, M. L.; BRAZ, E. R. C.; MONTES, A. S. L.; SILVA, L. L.; OLIVEIRA, F. L. L.; GHIGNONE, J. I.; SIGA JR., O. & CASTRO, H. E. F. (1982) **Geologia. Projeto RADAMBRASIL (Folha SD 23 - Brasília)** **29**: 25 - 204.
- FREYBERG, B. (1932) Ergebnisse e geologischer Forschungen in Minas Gerais (Brasilien). **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie**, **2**: 1 - 401.

- FOGG, G.E. (1987) Marine planktonic cyanobacteria. *In*: FAY, P. & VAN BAALEN, C. (eds.) **The Cyanobacteria**. Elsevier Scientific Publishers B. V. (Biomedical Division), p. 393 - 414.
- FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; DARDENNE, M. A. & FIGUEIREDO, A. N. (1988) Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os Grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, **18** (1): 54 - 62.
- GARCIA, A. J. V. & UHLEIN, A. (1987) Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *In*: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987. **Anais**, p. **32 -41**.
- GARDNER, G. (1846) **Travels in the interior of Brazil, principally through the northern provinces and the gold and the diamond districts during the years 1836 - 1841**. London, Reeve-Brothers, 526p.
- GRAVENOR, C. P. & MONTEIRO, R. L. B. P. (1983) Ice-thrust features and a possible intertillite pavement in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaiá area, Minas Gerais, Brazil. **Journal of Geology**, **91** (1): 113 - 116.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. (1970) Geocronologia do centro-oeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, **19**: 5 - 26.
- HETTICH, M. (1977) A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, **7** (2): 87 - 101.
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. (1978) Um ésker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. **Revista da Escola de Minas de Ouro Preto**, **34** (2): 5 - 8.
- HOFFMAN, P. (1976) Environmental diversity of middle Precambrian stromatolites. *In*: WALTER, M. R. (ed.) **Stromatolites**. Elsevier, Amsterdam. p. 599 - 611.
- HOFMANN, H. J. (1987) Precambrian biostratigraphy. **Geoscience Canada** **14** (3): 135 - 154.
- HOFMANN, H. J. (1992) Summary: current status of Proterozoic biostratigraphy. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 513 - 514.

- HORODYSKI, R. J.; BAULD, J.; LIPPS, J. H. & MENDELSON, C. V. (1992) Preservation of Prokaryotes and Organic-walled and Calcareous and Siliceous Protists. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 185 - 193.
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. F. (1978) **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**. Salvador, SME/CPM. 137p. Escala 1:1.000.000
- INDA, H. A. V.; SCHORSCHER, H. D.; DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N. L. E.; BRANCO, P. C. A. & RAMALHO, R. (1984) O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuai. *In*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (coordenadores) **Geologia do Brasil**. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral, p.193 - 248
- IRWIN, M. L. (1965) General Theory of epeiric clear water sedimentation. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, **49**: 445 - 459.
- ISOTTA, C. A. L.; ROCHA CAMPOS, A. C. & YOSHIDA, R. (1969) Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil. **Nature**, **222** (5192): 466 - 468.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988) Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **65** (1-2):1 - 21.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1976) Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço - MG. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais** Ouro Preto, SBG. v. **2**: 179 - 188.
- KARFUNKEL, J. & NOCE, C. M. (1983) Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano Superior da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. **Anais** Belo Horizonte, SBG. v. **3**: 16 - 29. (Boletim nº 3)
- KARFUNKEL, J.; MOREIRA, P. C. H.; RIBEIRO, M. C. & FRANCO, A. L. C. (1984) Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais** Rio de Janeiro, SBG. v. **7**: 3091 - 3103.

- KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, 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: 133 - 137.
- KELLER, B. M. & YANKAUSKAS, T. V. (1982) Microfossils in the Riphean stratotype section in the Southern Urals. **International Geology Review** 24 (8): 925 - 933.
- KNOLL, A. H. (1985) Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. **Philosophical Transactions. Royal Society of London. Ser. B** (311): 111 - 122.
- KNOLL, A. H. (1986) Geological evidence for early evolution. **Treballs de la Societat Catalana de Biologia**, 39: 113 - 141.
- KNOLL, A. H. & GOLUBIC, S. (1979) Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite. **Precambrian Research**, 10: 115 - 151.
- KNOLL, A. H. & WALTER, M. R. (1992) Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. **Nature** 356: 673 - 678.
- KNOLL, A. H.; SWETT, K. & MARK, J. (1991) Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen. **Journal of Paleontology** 65 (4): 531 - 570.
- KOMÁREK, J. & ANAGNOSTIDIS, K. (1986) Modern approach to the classification system of cyanophytes 2 - Chroococcales. **Archiv Fur Hydrobiologie Supplement-Band. (Algological Studies 43)**, 73 (2): 157 - 226.
- KOMÁREK, J. & ANAGNOSTIDIS, K. (1989) Modern approach to the classification system of cyanophytes 4 - Nostocales. **Archiv Fur Hydrobiologie Supplement-Band (Algological Studies 56)**, 82 (3): 247 - 345.
- KRYLOV, I. N. & TIKHOMIROVA, N. S. (1988) On the formation of siliceous microfossils. **Paleontological Journal**, 22 (3): 1 - 8.

- LIAIS, E. (1872) **Climats, géologie, faune et geographie botanique du Brésil**. Paris, George Chamerot, 640p.
- LOPES, J. N. & SANTOS, M. E. C. M. (1988) **Planejamento multidisciplinar para a Bacia Bambuí**. Rio de Janeiro, CPRM (Relatório Preliminar) 62p.
- MACEDO, M. H. F. & BONHOMME, M. G. (1981) Datações Rb-Sr e K-Ar das Formações Bebedouro e Caboclo na Chapada Diamantina. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. **Anais** Salvador, SBG/CPM. p. 98 - 99.
- MACEDO, M. H. F. & BONHOMME, M. G. (1984) Contribuição à cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA), pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. **Revista Brasileira de Geociências**, **14** (3): 153 - 163.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G. & ALMEIDA ABREU, P. A. (1989) Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO MINAS GERAIS, 5 - SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte. **Anais** Belo Horizonte, SBG. v. **10**: 171 - 174. (Boletim nº 10)
- MARCHESE, H. G. (1974) Estromatólitos "Gymnosolenides" en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **4** (4): 257 - 271.
- MARGULIS, L. (1970) **Origin of Eukaryotic Cells**. Yale University Press, 349 p.
- MARGULIS, L. (1981) **Symbiosis in cell evolution. Life and its environment on the early Earth**. San Francisco, W. H. Freeman. 419p.
- MARINI, O. J. & FUCK, R. A. (1981) A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. **Atas** Goiânia, SBG. p. 716 - 745.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A. & DANNI, J. C. M. (1984) Província Tocantins. Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (coordenadores) **O Pré-cambriano no Brasil**. Editora Edgard Blucher, São Paulo, p. 205 - 264

- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENNE, M. A.; LOGUERCIO, 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. (coordenadores) **Geologia do Brasil**. DNPM, Brasília, p. 251 - 303
- MENDELSON, C. V. & SCHOPF, J. W. (1992) Proterozoic and early Cambrian acritarchs. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 219 - 232.
- MELLO, U.; DELLA PIAZZA, H. & BRAUN, O. P. G. (1988) Possibilidades petrolíferas da Bacia Proterozóica do São Francisco. **Mineração Metalurgia**, **52** (499): 48 - 52.
- MISI, A. (1976) **As seqüências Bambuí no Estado da Bahia e as mineralizações de chumbo-zinco associadas**. Bahia, 80p. (Tese de Livre Docência - Universidade Federal da Bahia)
- MISI, A. (1978) Ciclos de sedimentação e mineralizações de chumbo-zinco nas seqüências Bambuí (Supergrupo São Francisco), Estado da Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais Recife, SBG**. v. **6**, p. 2548 - 2561.
- MISI, A. (1979) O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. *In*: INDA, H. A. V. (org.) **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos**. SME/CPM p. 120 - 154.
- MOERI, E. (1972) On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambui Group of Central Brazil. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, **65** (1): 185 - 195.
- MOLLENHAUER, D. (1985) Blaualgen der Gattung *Nostoc* - ihre Rolle in Forschung und Wissenschaftsgeschichte, I. **Natur u Museum** **115** (10): 305 - 319.
- MORAES REGO, L. F. (1931) As estruturas antigas do Brasil. Escola de Minas de Ouro Preto. **Anais** (22): 27 - 85
- MORAES, L. J. & GUIMARÃES, D. (1930) Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **2**: 153 - 156.
- OEHLER, D. Z. (1976) Transmission electron microscopy of organic microfossils from the Late Precambrian Bitter Springs Formation of Australia: techniques and survey of preserved ultrastructure. **Journal of Paleontology**, **50** (1): 90 - 106.

- OEHLER, D. Z. (1977) Pyrenoid-like structures in Late Precambrian algae from the Bitter Springs Formation of Australia. **Journal of Paleontology**, **51** (5): 885 - 901.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H. (1940) **Geologia do Brasil**. Com. Bras. Centenário Portugal. Rio de Janeiro, 472 p.
- OLIVEIRA, M. A. M. (1962) Reconhecimento geológico na parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRÁS (**Relatório interno da PETROBRÁS 240**), p. 74 - 105.
- PARADA, J. M. (1961) Carta geológica da Quadricula de Brasília. Divisão de Geologia e Mineralogia Rio de Janeiro, DNPM. (**Relatório Anual do Diretor**), p. 157 - 159.
- PARENTI COUTO, J. G.; TEIXEIRA, W. & CORDANI, U. G. (1983) Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do cráton do São Francisco, com base em datações K - Ar de rochas básicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. **Anais** Belo Horizonte, SBG. p. 38 - 49. (Boletim n.3)
- PEAT, C. J.; MUIR, M. D.; PLUMB, K. A.; McKIRDY, D. M. & NORVICK, M. S. (1978) Proterozoic microfossils from the Roper Group, Northern Territory, Australia. **Bureau of Mineral Resources. Journal of Australian Geology and Geophysics** 3: 1 - 17.
- PEDREIRA, A. J. (1990) **Supergrupo Espinhaço: estratigrafia formal vs. genética**. Seminário da Disciplina Estratigrafia e Sedimentação (Instituto de Geociências/USP), 40 p. (inédito)
- PFLUG, R. (1968) Observação sobre a estratigrafia da série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM - Divisão de Geologia e Mineralogia. **Notas Preliminares e Estudos**, nº 142, 20 p.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1973. **Anais** Aracajú, SBG. v. **2**, p. 5 - 19.
- QUADROS, L. P. (1987) Ocorrência de *Acritarchae* (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS** **1** (2): 239

- RENGER, F. (1973) A geologia do Pré-Cambriano no norte da Bahia - oeste de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1973. **Anais** Aracajú, SBG. v. **2**, p. 151 - 156.
- RIMANN, E. (1917) A Kimberlita no Brasil. **Anais da Escola de Minas, Ouro Preto**, **15**: 27 - 32.
- ROCHA CAMPOS, A. C. & HASUI, Y. (1981a) Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M. J. *et al.*, eds.) **Earth's pre-Pleistocene glacial record**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 842 - 852.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. & HASUI, Y. (1981b) The Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M. J. *et al.*, eds.) **Earth's pre-Pleistocene glacial record**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 924 - 927.
- RUNNEGAR, B. N. (1992) The Tree of Life. In: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 471 - 475.
- SANT'ANNA, C. L.; CORDEIRO-MARINO, M.; BRAGA, M. R. A. & GUIMARÃES, S. M. P. B. (1985) Cianofíceas marinhas bentônicas das Praias de Peruíbe e dos Sonhos, Município de Itanhaém, SP, Brasil. **Rickia** **12**: 89 - 112.
- SANT'ANNA, C. L. & SIMONETTI, C. (1992) Cianofíceas marinhas bentônicas das Praias de Peruíbe e dos Sonhos, Município de Itanhaém, SP, II: espécies epilíticas e epizóicas. **Revista Brasileira de Biologia** **52** (3): 515 - 523.
- SCHIDLOWISKI, M. (1984) Sedimentary organic matter: 3.8 billion years isotopic fingerprints of life. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27, Moscow, 1984. **Proceedings** Moscow, VNU Science Press. p. 229 - 246. (Comparative Planetology)
- SCHÖLL, W. U. (1976a) Estromatólitos (*Conophyton*) em dolomitos do Grupo Macaúbas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais** Ouro Preto, SBG. v. **2**, p. 67 - 73.
- SCHÖLL, W. U. (1976b) Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais** Ouro Preto, SBG. v. **2**, p. 207 - 231.

- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. (1979) Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. **Atas** (Boletim nº 1 - SBG/Núcleo MG), p. 55 - 73
- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, C. A. C. (1980) Estromatólitos em dolomitos do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco) na região de Conselheiro da Mata, MG. **Boletim IG/USP**, **11**: 40 - 42.
- SCHOPF, J. W. (1968) Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. **Journal of Paleontology**, **42** (3): 651 - 688.
- SCHOPF, J. W. (1977) Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbiotas: a preliminary analysis. **Precambrian Research** 5: 143 - 173.
- SCHOPF, J. W. (1987a) "Hypobryozoa": comparison of rates of Precambrian and Phanerozoic evolution. **Journal of Vertebrate Paleontology** (Supplement) **7** (3): 25a.
- SCHOPF, J. W. (1987b) Precambrian Prokaryotes and Protists. *In*: LIPPS, J. H. (ed.) **Fossil Prokaryotes and Protists. Notes for a short course**. University of Tennessee. **Studies in Geology** **18**: 20 - 33.
- SCHOPF, J. W. (1989) Diversification and extinction in the Proterozoic biosphere. **Origins of Life and evolution of the biosphere**, **19** (3 - 5): 445 - 446.
- SCHOPF, J. W. (1992a) Paleobiology of the Archean. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. Cambridge University Press, p. 25 - 39.
- SCHOPF, J. W. (1992b) Proterozoic Prokaryotes: Affinities, Geologic Distribution, and Evolutionary Trends. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. Cambridge University Press, p. 195 - 218.
- SCHOPF, J. W. (1992c) Informal revised classification of Proterozoic microfossils. *In*: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. Cambridge University Press, p. 1120 - 1167.

- SCHOPF, J. W. (1993) Microfossils of the Early Archean Apex Chert: new evidence of the antiquity of life. **Science** **260**, p. 640 - 646
- SCHOPF, J. W. & WALTER, M. R. (1983) Archean microfossils: new evidence of ancient microbes. In: SCHOPF, J. W. (1983) **Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution**. Princeton University Press, p. 214 - 239.
- SHAW, A. B. (1964) **Time in stratigraphy**. New York, Mc Graw Hill. 365p.
- SIGA JR, O. (1986) **A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas**. São Paulo, 140p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP)
- SIMONETTI, C. & FAIRCHILD, T. R. (1989). Paleobiologia de uma nova microflórula silicificada do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) da região de Unaí, MG. **Boletim IG-USP. Publicação Especial n. 7 (Paleobotânica e Palinologia na América do Sul)**, p. 1 - 25
- SIMPSON, G. G. (1944) **Tempo and Mode in Evolution**. New York, Columbia University Press. 373p.
- SOMMER, F. W. (1971) Microfósseis do calcário Bambuí, de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **43** (1): 135 - 139.
- SPIX, J. B. & MARTIUS, C. F. P. (1823/1831) **Reise in Brasilien in 1817 bis 1820 gemacht und beschriebew. Atlas in folio gedruckt Bei M. Lindaner, München. Através da Bahia. exceptos da obra Reise in Brasilien**. Salvador, Imprensa Oficial do Estado da Bahia (1916), 230p.
- SRIVASTAVA, N. K. (1982) Algumas observações sobre os estromatólitos dos Grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), Nordeste do Brasil. **Ciências da Terra**, **3**: 7 - 11.
- SUMMONS, R. E. (1988) Biomarkers: molecular fossils. In: **Molecular evolution and the fossil record. (Short Courses in Paleontology)**, **1**: 98 - 113.
- TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr., O. & TEIXEIRA, W. (1981) Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. **Ata Goiânia, SBG**. p. 93 - 116.

- TAVORA, F. I.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. (1967) Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Aracaju, 1967. **Anais** p. 214 - 224
- TIMOFEEV, B. V. (1966) **Mikropaleofitologicheskoe Issledovanie Drevnikh Svit** (Investigação micropaleontológica de formações antigas). Izvestiya Akademiyi Nauk SSSR, 145 p.
- TOLEDO, M. A. S. (1988) Perfil Composto do poço 1-MA-1-MG (Montalvânia n.1). Rio de Janeiro, **PETROBRÁS/DEPEX/DEXES (Relatório Interno)** (inédito).
- TOLEDO, M. A. S. (1989a) Perfil Composto do poço 1-RF-1-MG (Remanso do Fogo n.1). Rio de Janeiro, **PETROBRÁS/DEPEX/DEXES (Relatório Interno)** (inédito).
- TOLEDO, M. A. S. (1989b) Perfil Composto do poço 1-RC-1-GO (Rio Corrente n.1). Rio de Janeiro, **PETROBRÁS/DEPEX/DEXES (Relatório Interno)** (inédito).
- TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; da SILVA, M. E. & KARMANN, I. (1992) The Brasiliano São Francisco craton revisited (central Brazil). **Journal of South American Earth Sciences** 6 (1/2): 49 - 57.
- TYLER, S. A. & BARGHOORN, E. S. (1954) Occurrence of structurally preserved plants in pre-Cambrian rocks of the Canadian Shield. **Science**, 119: 606 - 608.
- UHLEIN, A. (1991) **Transição cráton - faixa dobrada: exemplo do cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais**. São Paulo, 295p.(Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP)
- VIDAL, G. & KNOLL, A. H. (1983) Proterozoic Plankton. **Memoir. Geological Society of America** (161): 265 - 277.
- VIVEIROS, J. F. M. & WALDE, D. (1976) Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. **Forsh. Geol. Palaontol.** (38/39): 15 - 27

- VIVEIROS, J. F. M.; SÁ, E. L.; VILELA, O. V.; SANTOS, O. M. & MOREIRA, J. M. P. (1978) Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais** Recife, SBG. v. **1**, p. 243 - 251.
- VIVEIROS, J. F. M.; SÁ, E. L.; VILELA, O. V.; SANTOS, O. M.; MOREIRA, J. M. P.; HOLDER NETO, F. & VIEIRA, W. S. (1979) Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacarias, norte de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, Belo Horizonte, 1979. **Atas** Belo Horizonte, SBG. p. 75 - 87. (Boletim nº 1)
- WALDE, D. H. G. (1978) Desenvolvimento faciológico do Precambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudoeste da Serra do Espinhaço, Minas Gerais). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais** Recife SBG. v. **2**, p. 711 - 725.
- WALTER, M. R. (1983) Archean stromatolites: evidence of the earth's earliest benthos. In: SCHOPF, J. W. (ed.) **Earth's Earliest Biosphere. Its origin and evolution**. Princeton, Princeton University Press, p. 187 - 213.
- WALTER, M. R. (1992) Stratigraphic distribution of stromatolites and allied structures. In: SCHOPF, J. W. & KLEIN, C. (eds.) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. p. 507 - 509.
- YANKAUSKAS, T. V. (1980) Shishenyakskaya mikrobiota vekhnegorifeya yuzhnogo Urala (A microbiota do Rifeano Superior de Shishenyak, sul dos montes Urais). **Doklady Akademii Nauk SSSR** **251**: 190 - 192.
- YANKAUSKAS, T. V. (ed.) (1989) **Mikrofossilii Dokembriya SSSR** (Microfósseis pré-cambrianos da URSS). Trudy Institut Geologii ee Geokhronologii SSSR Akademii Nauk, Leningrad, 191 p.
- ZANG, W. & WALTER, M. R. (1992) Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, Central-Eastern China. **Precambrian Research** **57** (3/4): 243 - 323.

ESTAMPAS

Estampa 1

Siphonophycus robustum - amostra dos 735,20 metros do poço 1-PSB-13-MG. **A - E:** lâminas palinológicas; observar em **D** (detalhe de **C**) prováveis células isoladas do tricoma e, em **E**, a mucilagem associada aos filamentos. **F:** filamentos identificados na seção delgada da amostra. Escalas - 10 μm , salvo em **F** (20 μm); em **A**, válida para **D**; em **B**, para **C** e **E**

Estampa 2

Siphonophycus robustum - lâminas palinológicas de amostras do poço 1-PSB-13-MG. **A** e **C**: 735,20 m, **B**: 927,40 m, **D** e **E** (detalhe): 1239,70 m. Escala em **A** - 10 μm ; válida para todas as figuras, exceto **E** (20 μm); em **D** - 20 μm

Estampa 3

A - C: *Siphonophycus kestron*. **D:** *Paleolyngbya* sp. **E - H:** *Polytrichoides* sp. Lâminas palinológicas dos poços 1-PSB-13-MG (**B - D:** 735,20 m; **E,F:** 1008,35 m; **G,H:** 927,40 m) e 1-MA-1-MG (**A:** 415,10 m). Escalas - 10 μ m; em **A** válida para **C, D, F e H**, em **E**, para **G**

Estampa 4

Nostocales 1. Lâminas palinológicas dos poços 1-PSB-13-MG (927,40 m; A, C, F e G) e 1-MA-1-MG (415,10 m; B, D e E). As setas indicam, em **E**, o plano de divisão celular e, em **F**, uma célula, aparentemente terminal, semelhante a um heterocisto (heterocistos apicais são típicos dos gêneros atuais de cianofíceas, *Cylindrospermum*, *Cylindrospermopsis* e *Richelia*). Escalas - 10 μ m; em **A** válida para **D** e **E** e, em **B**, para **C** e **G**

Estampa 5

Myxococcoides sp. 1. Seções delgadas dos estromatólitos silicificados da localidade 9. As duas figuras ilustram porções distintas da mesma colônia. Escala - 20 μm

Estampa 6

Myxococcoides sp. 1. **A - F**: seções delgadas das localidades 5 (**F**) e 9 (demais figuras). **G e H**: lâminas palinológicas da amostra 735,20 m do poço 1-PSB-1-MG. Observar, em **A e F**, células em divisão. Escala - 10 μm , válida para todas as figuras, exceto **H** (=20 μm)

Estampa 7

A: *Myxococcoides* sp. 2. **B - D, G:** *Eosynechococcus medius*. **E e F:** *Eosynechococcus grandis*. **A:** Seção delgada dos calcarenitos silicificados da localidade 2. **B - G:** Lâminas palinológicas de amostras do poço 1-PSB-13-MG - **B e C** (detalhe): 735,20 m; **D:** 696,80m; **E e F:** 1140,00m; **G:** 718,85m. Escalas - 10 μ m; em **A** válida para **B**; em **E** para as demais figuras

Estampa 8

Chroococcales 1. Seções delgadas dos calcarenitos e dos estromatólitos silicificados respectivamente coletados nas localidades 2 (C) e 9 (demais figuras). Formas coloniais, muitas em divisão (B, D e E). Escala em A - 50 μm ; em B - 10 μm , válida para as demais figuras

Estampa 9

A - D: Chroococcales 1. **E - G:** Chroococcales 2. Seções delgadas dos calcarenitos silicificados da localidade 9, salvo **G**, lâmina palinológica dos 1012,70 metros do poço 1-PSB-13-MG. Células das figs. **A** e **B** apresentam parede e bainha celular. Em **C** e **D**, as setas indicam os planos de divisão; observar que, em **C**, os planos indicados de um dos espécimes não são perpendiculares. Escala em **A** - 10 μm , válida para todas as figuras, exceto **C** e **D** (=20 μm)

Estampa 10

Leiosphaeridia crassa. Lâminas palinológicas das amostras de subsuperfície de Montalvânia (MG). 1-PSB-13-MG - **A, B e F**: 735,20 m; **H e J**: 723,40 m; **I**: 1008,35 m; **K**: 718,85 m. 1-MA-1-MG - **D e E**: 415,10 m. **C e G**: seções delgadas das amostras 735,20 m (poço 1-PSB-13-MG) e dos calcários parcialmente silicificados da localidade 3 (respectivamente). Escalas em **A e E** - 10 μ m; em **A** válida para **B, D e G**; em **E**, para **K**. Escala em **F** - 20 μ m, válida para **C, H - J**

Estampa 11

A - C: *Leiosphaeridia* sp. 1. **D - G:** *Leiosphaeridia* sp. 2. Lâminas palinológicas de amostras dos poços de Montalvânia (MG). 1-PSB-13-MG - **A:** 1024,14 m; **C, D:** 1140,00 m; **E, F:** 1008,35 m; **G:** 718,85 m. 1-MA-1-MG - **B:** 415,75 m. Observar a "textura" irregular das formas, produto de eventos *post mortem*. Escalas - 20 μ m; em **A** válida para todas as figuras, salvo **E**

Estampa 12

Huroniospora sp. Lâminas palinológicas de amostras de subsuperfície. Poço 1-RF-1-MG - **B - E, H**: 480,70 m; **G**: 274,50 m. 1-RC-1-GO - **A, F, I, J**: 242,30 m. Formas isoladas, em diferentes fases de divisão celular. Salvo a fig. **D**, as demais ilustram espécimes em divisão desigual ("brotamento"); alguns espécimes formam pseudofilamentos (**I, J**). Escala em **A** - 10 μ m válida para todas as figuras.

Estampa 13

A: cf. *Glenobotrydion*. **B:** Forma 1. **C e D:** Forma 2. **E:** *Leiosphaeridia ternata*. Lâminas palinológicas de amostras do poço 1-PSB-13-MG. **A:** 1005,05 m. **B e E:** 718,85 m. **C:** 1012,70 m. **D:** 1140,00m. Escalas - 10 μ m; em **A** válida para **B**; em **C**, para as demais figuras