UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO BIOGEOQUÍMICO E MICROPALÉONTOLÓGICO DO
SÍLEX NEGRO DA FM. SETE LAGOAS, GR. BAMBUÍ
(PROTEROZOICO SUPERIOR), SÃO GABRIEL (GO), BRASIL

Sandra Maria Rodrigues Subacius

ORIENTADOR: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Paleontologia e Estratigrafia

SÃO PAULO
1985

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005729

ESTUDO BIOGEOQUÍMICO E MICROPALÉONTOLÓGICO DO
SÍLEX NEGRO DA FM. SETE LAGOAS, GR. BAMBUÍ
(PROTEROZOICO SUPERIOR), SÃO GABRIEL (GO), BRASIL

Sandra Maria Rodrigues Subacius

ORIENTADOR: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Thomas R. Fairchild

Examinadores:

Franco Levi

Evaristo P. Goulart

Dedico esta tese aos meus pais
Josias e Hildete e ao meu mari-
do e amigo Eduardo.

Í N D I C E

RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
AGRADECIMENTOS	xi
INTRODUÇÃO	
1. OBJETIVOS E PROBLEMAS NO ESTUDO DOS MICROFÓSSEIS E DOS FÓSSEIS QUÍMICOS PRÉCAMBRIANOS	1
2. OS OBJETIVOS DO PRESENTE TRABALHO	5
PARTE I - CONTEXTO GEOLÓGICO DO SÍLEX MICROFOSSILÍFERO DE SÃO GABRIEL	
1. GEOLOGIA GERAL DO GRUPO BAMBUÍ	8
2. O GRUPO BAMBUÍ NA LOCALIDADE DE SÃO GABRIEL (GOIÁS)	9
3. A IDADE DO GRUPO BAMBUÍ	16
PARTE II - ESTUDO BIOGEOQUÍMICO DA MATÉRIA ORGÂNICA (MO) ASSOCIADA AO SÍLEX NEGRO	
1. MATERIAIS E MÉTODOS	18
a. Introdução	18
b. Amostras	21
<i>Preparação das Amostras</i>	23
<i>Extração e Separação da FS</i>	23
<i>Separação do Extrato Cru</i>	26
<i>Separação do Querogênio</i>	32
2. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
a. Introdução	36
b. O Querogênio	36
<i>Definição</i>	36
<i>Características Macro e Microscópicas</i>	37
<i>O Índice Colorimétrico</i>	37
<i>O Grau de Cristalinidade</i>	38
<i>A Caracterização dos Grupos Funcionais Contendo Oxigênio</i>	48
- O espectro de infra-vermelho (IV)	48
- O espectro de ressonância paramagnética do elétron (RPE)	50

As Razões Isotópicas do Carbono 12 e 13	53
c. A Fração Solúvel	61
O Emprego de Biomarcadores na FS para a Caracteri- zação da Biota Precursora	61
As evidências da Origem Alóctona da FS em São Ga- briel	68

PARTE III - ESTUDO PALEOBIOLOGICO DO SÍLEX NEGRO DE SÃO GA- BRIEL

1. DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA DO SÍLEX: TIPOS DE FABRIC E A SILICIFICAÇÃO	76
2. A MICROFLORA PRESERVADA	80
a. Critérios Adotados na Interpretação da Microflora .	80
b. Característica Geral da Microflora, com Ênfase na Paleoecologia dos Microfósseis	86
c. O Significado Evolutivo da Presença de Acritarcas e o Potencial Bioestratigráfico da Microflora . . .	89
3. TAXIONOMIA DOS MICROFÓSSEIS ASSOCIADOS AO SÍLEX NEGRO SG-1 E SG-2	93
a. A Identificação dos Gêneros e Espécies	93
b. Localização dos Espécimens Ilustrados	97
c. Descrição Sistemática e Relações Biológicas	97
Gênero <i>Myxococcoides</i> Schopf, 1968	97
<i>Myxococcoides</i> sp.a	97
<i>Myxococcoides</i> sp.b	99
? <i>Myxococcoides</i> sp.	99
Gênero <i>Sphaerophycus</i> Schopf, 1968	102
<i>Sphaerophycus</i> sp.	102
Gênero <i>Gloeodiniopsis</i> Schopf, 1968	102
<i>Gloeodiniopsis</i> cf. <i>G. lamellosa</i>	102
Morfotipos com afinidades com a <i>Chroococacceae</i> . .	105
Forma A	105
Morfotipos solitários indiferenciados	105
Gênero <i>Urucellum bambuiense</i> , gênero	106
<i>Urucellum bambuiense</i> , sp.n.	106

Gênero <i>Eoentophysalis</i> Hofmann, 1976	109
<i>Eoentophysalis</i> sp.a	109
cf. <i>Eoentophysalys arcata</i>	112
<i>Eoentophysalys</i> sp.b	112
Gênero ? <i>Salomē</i> Knoll, 1982	113
? <i>Salomē</i> sp.	113
Gênero <i>Siphonophycus</i> Schopf, 1968	113
<i>Siphonophycus</i> sp.	113
Gênero ? <i>Glenobotrydion</i> Schopf, 1968	116
? <i>Glenobotrydion aenigmatis</i>	116
Gênero aff. <i>Globophycus</i> Schopf, 1968	117
aff. <i>Globophycus</i> sp.	117
Gênero aff. <i>Zosterosphaera</i> Schopf, 1968	117
aff. <i>Zosterosphaera</i> sp.	117
Gênero aff. <i>Caryosphaeroides</i> Schopf, 1968	120
aff. <i>Caryosphaeroides</i> sp.	120
Forma B	121
Forma C	121
Gênero <i>Kildinella</i> Timofeev, 1966	121
<i>Kildinella</i> sp.a	124
? <i>Kildinella</i> sp.	124
Forma D	125
CONCLUSÕES FINAIS	126
ANEXO - DETERMINAÇÃO DO H/C e O/C ATRAVÉS DO ROCK EVAL (AVALIAÇÃO DO POTENCIAL OLEOGENÉTICO DA ROCHA)	129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 - Mapa de localização da região de São Gabriel (GO)	11
Fig. 2 - Perfil litológico para o Grupo Bambuí, 17 km a oeste de São Gabriel	15
Fig. 3 - Tempo x eficiência na extração da FS	19
Fig. 4 - Granulometria da rocha x eficiência na extração da FS	20
Fig. 5 - Amostra de mão do sílex SG-1	22
Fig. 6 - Amostra de mão do sílex SG-2	22
Fig. 7 - Fluxograma que resume as etapas de separação da FS e FI	24
Fig. 8 - CG de blank	25
Fig. 9 - RNM do extrato cru SG-1	27
Fig. 10 - RNM do extrato cru SG-2	28
Fig. 11 - IV do extrato cru SG-1 e SG-2	29
Fig. 12 - CG da fração saturada extrato SG-1 para identificação dos ftalatos	31
Fig. 13 - Difração do raio-X amostra SG-1 antes e após a maceração química	33
Fig. 14 - Difração do raio-X amostra SG-2 antes e após a maceração química	34
Fig. 15 - O espectro de IV da ralstonita	35
Fig. 16 - A relação entre cristalinidade do querogênio (tipo III) e a razão H/C durante a maturação orgânica	40
Fig. 17 - Difração do raio-X de querogênios maduros do tipo II	42
Fig. 18 - As diferentes composições atômicas dos querogênios (tipo I, II e III) com a maturação orgânica	43

Fig. 19 - Difração do raio-X dos querogênios SG-1 e SG-2 .	44
Fig. 20 - H/C e O/C de querogênios estromatolíticos <u>pro</u> terozóicos	46
Fig. 21 - Relação entre cristalinidade e razão H/C de <u>que</u> rogênios proterozóicos do tipo I	47
Fig. 22 - IV de querogênios do tipo III durante a matura- ção orgânica	49
Fig. 23 - IV dos querogênios SG-1 e SG-2	51
Fig. 24 - RPE do querogênio SG-1	54
Fig. 25 - RPE do querogênio SG-2	55
Fig. 26 - Relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dos querogênios SG-1 e SG-2 e demais querogênios proterozóicos de fácies sili- cosas	60
Fig. 27 - Síntese de Kolbe	65
Fig. 28 - Padrão de n.alcanos gerados de querogênios <u>ma</u> turos tipo II e III	67
Fig. 29 - A conversão sedimentar do fitol em pristano e fitano	69
Fig. 30 - Padrão de n.alcanos de EO estromatolíticos <u>pro</u> terozóicos	70
Fig. 31 - CG da fração saturada SG-1	71
Fig. 32 - CG da fração saturada SG-2	72
Fig. 33 - CG do padrão externo	73
Fig. 34 - Lâmina petrográfica do sílex SG-1	77
Fig. 35 - Lâmina petrográfica do sílex SG-2	77
Fig. 36 - Diagrama que reconstrõe a decomposição da cêlu- la e da bainha	84
Fig. 37 - Modo de reprodução da cf. <i>E. arcata</i>	98

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela	1 - Episódios importantes da evolução biológica durante o PC	2
Tabela	2 - Perfil litoestratigráfico para o Grupo Bambuí	10
Tabela	3 - Coluna geral do Bambuí no Vale do Rio Paranã	13
Tabela	4 - Perfil sintético para o Grupo Bambuí em São Gabriel (GO)	14
Tabela	5 - A correspondência entre cor e preservação das organolitas durante a maturação orgânica	39
Tabela	6 - Resultados da RPE dos querogênios SG-1 e SG-2 e de alguns protoquerogênios cianobacterianos	56
Tabela	7 - Relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para carbonatos, MO recente e sedimentar	58
Tabela	8 - Compostos que fazem parte da FS de rochas Précambrianas	62
Tabela	9 - Ácidos lineares na natureza	66
Tabela	10 - Comparação entre os microfósseis de São Gabriel com microfloras de fácies silicosas estrangeiras	88
Tabela	11 - Diferenças entre pró- e eucariontes	90
Tabela	12 - Diagrama que resume as características gerais dos microfósseis de São Gabriel	95

RESUMO

O estudo biogeoquímico da matéria orgânica (MO) a morfa e estruturada (microfósseis) associada a duas amostras de sílex negro (SG-1 e SG-2), finamente laminados, da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), da localidade de São Gabriel, Estado de Goiás (Brasil), revelou que:

1. A MO amorfa, que perfaz cerca de 0,12% do conteúdo total de carbono orgânico, é constituída por duas frações solúvel e insolúvel, sendo que apenas o querogênio é singenético.
2. A fração solúvel (FS) alóctona provém de várias fontes, predominando a MO móvel migrada de sedimentos do Fanerozóico e de contaminações do solo, possivelmente de líquens.
3. Os querogênios SG-1 e SG-2, a despeito da idade do sedimento encaixante, possivelmente não seguiram o esquema clássico da maturação orgânica, uma vez que apresentam razões O/C elevadas, incompatíveis com as razões H/C (dentro da zona metagenética).
4. Os baixos graus de cristalinidade dos querogênios pesquisados são devidos aos seus altos teores em oxigênio, do qual grande parte está na forma de radicais do tipo quinona. Estes radicais, identificados pelo infra-vermelho e ressonância paramagnética do elétron, são responsáveis pela imobilidade da estrutura química dos querogênios mesmo quando foram aquecidos com o metamorfismo regional.
5. Os querogênios SG-1 e SG-2 exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-27,2‰ e -29,2‰, respectivamente), que sugere MO fotossintetizada e submetida a uma história térmica branda.
6. O índice colorimétrico (marrom bem escuro) das organolitas, que indica MO senil, constitui a única evidência do aquecimento tardio da MO com o metamorfismo regional.
7. Apesar da microflora preservada ser dominada

por elementos alogênicos (fragmentos de colônias transportados do sítio de crescimento) e planctônicos, ambos querogênicos derivam majoritariamente do decaimento de comunidades bentônicas fotoautotróficas, provavelmente responsáveis pela feição laminar da rocha carbonática original. Ambos querogênicos exibem razões O/C e H/C comparáveis aos querogênicos proterozóicos húmicos do tipo IV.

8. A microflora preservada representa uma comunidade de microorganismos típica de fácies silicosas do Proterozóico Médio e Superior. Caracterizou-se em SG-1 sete taxa com afinidades com a Chroococcaceae, que incluem um gênero e uma espécie nova: *Myxococcoïdes* sp.a, *M.* sp.b; ?*M.* sp.; *Sphaerophycus* sp. *Gloeodiniopsis* cf. *G. lamellosa*; Forma A; *Urucellum bambuiense* sp. n.; três taxa com afinidades com a Entophysalidaceae: *Eoentophysalis* sp.a, *E.* sp.b, e cf. *E. arcata*; cinco taxa incertae sedis: aff. *Globophycus* sp, aff. *Caryophaeroides* sp, aff. *Zosterophaera* sp, Forma B, e Forma C.; e finalmente quatro taxa com afinidades eucarióticas: ?*Glenobotrydion aenigmatis*, Forma D, *Kildinella* sp.a; *K.* sp.b.. Na amostra SG-2 os microfósseis são mais escassos e estão representados por duas taxa filamentosas: ?*Salome* sp e *Siphonophycus* sp. e uma taxa com afinidades Chroococcaceae: *Myxococcoïdes* sp.

9. A presença de raros, mas muito bem preservados, exemplares de acritarcas de interesse bioestratigráfico, notadamente do gênero *Kildinella* sugere uma idade para a formação Sete Lagoas restrita ao Rifeano Superior e Vendiano Inferior (950-570 milhões de anos). Os acritarcas constitui também a primeira descrição formal de prováveis eucariontes no registro fóssil do Pré cambriano brasileiro.

ABSTRACT

Biogeochemical study of amorphous and structured organic matter (OM) in two samples of thinly laminated black cherts from the Sete Lagoas Formation, Bambuí Group (Late Proterozoic) São Gabriel region, State of Goiás, Brazil, has shown that:

1. The amorphous OM consists of a soluble fraction (SF) and an insoluble fraction (Kerogen), of which only the latter is syngenetic.
2. The allochthonous SF comes from several sources, mainly from soil contamination and Phanerozoic sediments.
3. The Kerogen in both samples (SG-1 and SG-2) exhibits high O/C ratios, incompatible with H/C ratios in the metagenic interval that might be expected for samples of such great age. It thus appears that this Kerogen did not follow the classical sequence of organic maturation.
4. The low degree of crystallinity of the kerogens is due to the high oxygen content, which is largely concentrated in quinoid groups, as identified by infra-red spectrometry and electron paramagnetic resonance.
5. SG-1 and SG-2 kerogens have $\delta^{13}\text{C}$ values of -27.2‰ and -29.2‰ respectively, suggestive of photosynthetic OM that underwent a mild thermal history.
6. The color (dark brown) of the organopalynofacies indicates senile OM and comprises the only evidence of late heating due to regional tectonism.
7. Although the preserved microbiota is dominated by allochthonous elements (colonial fragments) and planktonic forms, both kerogens were derived for the most part from photo-autotrophic benthonic communities, probably responsible for the lamination in the original carbonate rock. SG-1 and SG-2 kerogens exhibits O/C and H/C ratios comparable to Proterozoic humic kerogens (type IV).

8. The São Gabriel microflora represent a microbial community of the chert-algal facies typical of the Middle and Upper Proterozoic. The association in SG-1 consists of seven taxa with chroococcacean affinities, including n. gen. et sp, *Myxococcoides* sp.a; *M.* sp.b; ?*M.* sp.; *Sphaerophycus* sp.; *Gloeodiniopsis* cf. *G. lamellosa*; Forma A; *Urucellum bambuiense* sp. n.; three taxa with entophysalidacean affinities; *Eoentophysalis* sp.a; *E.* sp.b; cf. *E. arcata*; five taxa incertae sedis: aff. *Globophycus* sp.; aff. *Caryosphaeroides* sp.; aff. *Zosterosphaera* sp.; Forma B Forma C; and, finally, four taxa with eukaryotic affinities: ?*Glenobotrydion aenigmatis*; Forma D; *Kildinella* sp.a; *K.* sp.b. In SG-2 chert, the microfossils are scarce and are represented by two filamentous taxa: ?*Salome* sp. and *Siphonophycus* sp., and by one taxa with chroococcacean affinity: *Myxococcoides* sp..

9. The occurrence of rare but well-preserved acritarchs (*Kildinella* spp.) in the microflora is biostratigraphically significant in that it suggests a Late Riphean or Vendian age (950-570 m.y.) for the Sete Lagoas Formation. This also comprises the first formal description of probably eukaryotic microfossils in the Brazilian Precambrian fossil record.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Thomas R. Fairchild pelos seus ensinamentos, orientação e apoio que muito contribuíram para a minha formação científica.

Ao Dr. Franco Levi pela contribuição na minha formação científica e amizade.

Ao Dr. Sérgio E. do Amaral pela amizade e colaboração.

Ao Dr. Adilson Carvalho, chefe do laboratório de Geoquímica (IGUSP), ao químico Sylvan R. Locatti, geólogo Jean C. Parisot e técnicos do laboratório Sueli dos Santos, Adilson Vaz da Costa e Cleide Maria dos Santos Francisco.

A PETROBRÁS-CENPES (Divisão de Exploração) pela colaboração em diversas análises instrumentais (Rock-Eval, Cromatografia gasosa, C_{org}), e pelo estágio concedido em Julho (1981) e Fevereiro de 1983, e, especialmente, ao Dr. Justo C. Ferreira e Dra. Ana L. Soldan pela colaboração e positivo apoio sem o qual este trabalho seguramente não teria se realizado à contento.

Ao Dr. Massayoshi Yoshida, especialmente ao Dr. Mario Motidome (Laboratório de Química de Produtos Naturais-IQUSP) e aos técnicos do laboratório do Dr. Mario Motidome.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), de Piracicaba, em especial ao Dr. Eiichi Matsui pelas análises isotópicas do carbono 12 e 13.

Ao Instituto de Física e Química de São Carlos (USP) especialmente a Prof. Ignez Caracelli pelas análises em RPE, Prof. Ivonne P. Mascarenhas (Laboratório de Cristalografia) e, especialmente, ao técnico Sr. Trumbella pelas análises em difração do raio-X.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), especialmente ao técnico Paulo Ernesto Mori (DMG), pelas análises em

difração do raio-X, e ao Dr. Koichi Mizuta e Dra. Terezinha E. M. de Carvalho (divisão de Petróleo) pelas análises elementares do querogênio.

Ao Prof. Daniel Atencio (DMP-IGUSP) pela colabora
ção.

À Dra. Marcia Laudelina Arruda Penterini - IQUSP
pelas análises do infra-vermelho.

Ao Dr. G. R. Licari, East Los Angeles College, pe
las breves, mas valiosas discussões sobre a interpretação da mi
croflora.

À FAPESP e à CAPES pelo suporte financeiro, enquan
to bolsista, em particular à FAPESP pelo auxílio financeiro conce
dido ao Prof. Thomas R. Fairchild (Proc. nº 80/1863-7) que cus
teou em parte as despesas desta pesquisa.

E ao povo brasileiro em geral que contribuiu indi
retamente através das agências financiadoras para a realização des
te trabalho.

INTRODUÇÃO

1. OBJETIVOS E PROBLEMAS NO ESTUDO DOS MICROFÓSSEIS E DOS FÓSSEIS QUÍMICOS PRECAMBRIANOS

A compreensão da história da vida durante o Precambriano baseia-se em quatro grandes grupos de fósseis: os fósseis químicos (McKirdy, 1974; McKirdy, 1976; McKirdy e Hahn, 1982), os estromatólitos (Preiss, 1976), os microfósseis (Schopf, 1977 e 1978; Hofmann e Schopf, 1983) e as evidências de vida pluricelular, tais como as metafitas (Spjeldnaes, 1963; Walter et al. 1976; Peat et al. 1978; Hofmann e Aitken, 1978) e os metazoários (Glaessner, 1961; Bloeser et al. 1977; Schopf, 1978). Todos estes fósseis são a chave para o reconhecimento de importantes episódios da evolução biológica ocorridos durante este período, notadamente, a origem dos procariontes (cianobactérias e bactérias), do fotoautotrofismo e dos eucariontes unicelulares (ancestrais dos protistas) e multicelulares acompanhados da diferenciação nos reinos animal e vegetal (Tab. 1).

A contribuição dos estromatólitos, microfósseis e fósseis químicos é particularmente relevante no estudo da evolução biológica a nível celular, que consumiu cerca de 2,0 bilhões de anos (b.a.) até o aparecimento dos primeiros eucariontes multicelulares (Tab. 1). Os estromatólitos arqueanos e proterozóicos, semelhantes às comunidades microbiológicas recentes formadoras de esteiras, aparentemente foram dominados por microorganismos procariontes (anucleados) bentônicos e fotoautotroficos que habitaram os ambientes marinhos favoráveis a precipitação de CaCO_3 (Schopf, 1977; Awramik et al. 1978). Estes microorganismos estão representados por duas categorias de microfósseis: os filamentosos e os esferoidais (solitários e coloniais). Os filamentosos usualmente são os principais componentes e respondem pela formação de grande parte das esteiras (Schopf et al. 1971; Schopf, 1977). Entre os esferoidais distingue-se aqueles que também formam esteiras (Entophysalidaceae) e os que fazem parte da população planctônica, ou contribuem na acresção (Chroococcaceae) das esteiras de

Tabela 1 - Os principais episódios da evolução biológica sugeridos pelas investigações paleobiológicas do Précam
briano

Eventos	Idade Aproximada (x10 ⁶ anos)	Referências
Metazoários de corpos moles fossilizados	670	Glaessner, 1961
Radiação e extinção dos acritarcas esferomórficos	>700	Vidal e Knoll, 1982
As mais antigas evidências de acritarcas e metafitas, origem dos eucariontes e de processos de divisão por mitose	~1500	Walter et al. 1976 Diver et al. 1978 Hofmann e Aitken, 1978 Licari, 1978 e Schopf, 1978
(Red-Beds) - evidências de uma atmosfera oxidante (~1% do nível atual de O ₂)	2000	Cloud, 1974 Schopf, 1978
Radiação dos procariontes bentônicos (amplo registro de estromatólitos)	2300	Schopf, 1975
As mais antigas evidências do fotoautotrofismo e de estromatólitos	3500	Awramik et al. 1983
Origem da vida microscópica	> 3500	Awramik et al. 1983
Formação da Terra	4500	-

formas filamentosas (cf. Awramik, 1977). Os microfósseis constituem assim as evidências morfológicas da evolução dos procariontes e dos eucariontes.

As microfloras Prêcambrianas ocorrem associadas a vários tipos de sedimentos finos (carbonatos, sílex, folhelhos e siltitos), sendo que as comunidades de fácies clásticas são bastante diferentes daquelas preservadas em rochas silicosas e estromatolíticas (Vidal, 1981b; Schopf, 1977 e 1978; Knoll, 1984). As microfloras de fácies clásticas consistem predominantemente de microfósseis esferomórficos *incertae sedis* isolados, por métodos palinológicos, de sedimentos mais jovens que 1,4 b.a.. Tratam-se de microfósseis com morfologias semelhantes ao fitoplancton fóssil do Fanerozóico e esporos e cistos reprodutivos de algas eucarióticas planctônicas modernas, tais como, as prasinofíceas (Vidal e Knoll, 1982). Por esta razão, estes microfósseis são tidos como as evidências mais seguras de eucariontes unicelulares no registro fóssil do Prêcambriano (Diver et al. 1978). Adicionalmente, eles apresentam no Proterozóico Superior um aumento sistemático no tempo, nos seus tamanhos, complexidade e diversidade taxonômica que permite usá-los com finalidades bioestratigráficas (Timofeev, 1966; Vidal, 1976, 1981a e 1981b).

As microfloras de fácies silicosas, notadamente as estromatolíticas, também mostram uma série de vantagens nas investigações paleobiológicas. O seu registro no precambriano é mais rico e contínuo em relação as microfloras de fácies clásticas, sendo que já foram descritas mais de trinta microfloras em rochas silicosas proterozóicas (Schopf, 1977). A singenicidade dos microfósseis é assegurada por que a investigação é feita em lâminas petrográficas. A preservação tridimensional, com a silicificação, retém *in si*tu caracteres morfológicos delicados e as alterações *post-mortem*. Além disto, as interpretações paleoecológicas baseiam-se na distribuição das populações no sedimento. Estas microfloras porém são pouco representativas da evolução biológica em termos globais. Primeiramente porque, na sua

maioria, consistem de procariontes bentônicos e eventualmente planctônicos, que dominaram ambientes mais restritos (marinhos marginais). De fato, a escassez de acritarcas em microfloras de fácies silicosas indica que fatores ambientais (oxigenação e salinidade) e ecológicos (competição) restringiram muitas taxa com inovações morfológicas representativas da organização celular eu cariótica ao ambiente planctônico de águas mais profundas (cf. Knoll, 1982). Os procariontes caracterizam-se também por um acen tuado conservadorismo morfológico evolutivo, que se por um lado facilita o estabelecimento de relações biológicas com formas mo dernas (Schopf, 1968), reduz ainda mais a sua expressão evolutiva. Grande parte da diversidade morfológica das comunidades estromato líticas fósseis é fictícia e devida as formas secundárias resul tantes do decaimento e degradação celular. Felizmente, as perspec tivas destas microfloras na interpretação evolutiva do registro microfossilífero se ampliaram muito com o refinamento taxo nômico, que incorporou os efeitos da variabilidade morfo lógica adquirida e intra-específica (Knoll e Golubic, 1979; Golubic e Barghoorn, 1977; Hofmann, 1976; Nyberg e Schopf, 1984) e com o conhecimento paleoecológico (Knoll, 1982 e 1984).

A contribuição dos fósseis químicos nas inves tigações paleobiológicas restringe-se praticamente às evidên cias do fotoautotrofismo há 3,5 b.a. atrás (Awramik et al. 1983) e de suas consequências, tais como, a contribuição na formação da camada de ozônio e posterior radiação dos eucariontes (Berkner e Marshall, 1965). Embora presentes em quantidades mensuráveis em rochas clásticas e silicosas que comportam microfósseis, os fósseis químicos, notadamente o querogênio, representam produtos já bastante alterados do decaimento da comunidade poliespecífica original devido:

1. A intensa hidrogenação e polimerização da maté ria orgânica (MO) com a diagênese precoce ($T \leq 60^{\circ}\text{C}$) que altera irreversivelmente o conjunto dos constituintes bioquímicos origi

nais (Calvin, 1969);

2. e a posterior maturação do geopolímero resultante (querogênio) em resposta ao longo período de tempo geológico e/ou aumento da temperatura e pressão com o soterramento (McKirdy, 1974; McKirdy, 1976; McKirdy e Hahn, 1982; Subacius, em preparação).

Soma-se a isto o problema da contaminação destes sedimentos por MO móvel. Ambos sedimentos (clásticos e silicosos), e em menor escala as rochas silicosas, admitem contaminações de marcadores biológicos geologicamente recentes e não existem ainda testes químicos específicos que comprovem a singenicidade da MO, particularmente da fração solúvel (Smith et al. 1970; Sanyal et al. 1971; McKirdy, 1974).

A aplicação, no estudo dos hidrocarbonetos e dos querogênios associados a estas rochas, de conceitos modernos da prospecção geoquímica do petróleo (McKirdy e Hahn, 1982; Subacius, 1981 e 1985; Subacius e Caracelli, 1985) têm viabilizado reconhecer fontes alóctonas de MO móvel migrada do Fanerozóico (Subacius e Fairchild, sub. p/publicação), do solo (Smith et al. 1970), ou mesmo de sedimentos adjacentes contemporâneos (McKirdy e Hahn 1982). Adicionalmente, através da composição elementar de querogênios pré cambrianos plotadas no diagrama de Van Krevelen - levando-se em conta as mudanças químicas e isotópicas com a maturação orgânica e o anquimetamorfismo - caracterizou-se tipos distintos de progenitores químicos precursores, a exemplo do que se observa para a MO sedimentar do Fanerozóico (McKirdy e Hahn, 1982).

2. OS OBJETIVOS DO PRESENTE TRABALHO

No registro geológico do Prêcambriano brasileiro foram descritos apenas quatro ocorrências de microfloras silicificadas (Fairchild e Dardonne, 1978; Fairchild, Subacius e Karmann, 1980; Fairchild e Subacius, Precambrian Research in press.), to das pertencentes ao Grupo Bambuí, delimitando uma área de 13.000

km² potencialmente microfossilífera. Nas localidades de Unaí, Minas Gerais (Fairchild e Dardenne, 1978; Fairchild e Subacius, op. cit.) e São Domingos, Goiás (Fairchild, Subacius e Karmann, 1980) as microbiotas ocorrem associadas a estromatólitos colunares e estratiformes silicificados e constam basicamente de remanescentes de procariontes bentônicos, coccoídeos e filamentosos, fotoautotróficos. Em São Gabriel (Fairchild e Dardenne, 1978; Subacius e Fairchild, 1983) a microflora não está associada a estromatólitos típicos, embora estromatólitos de interesse estratigráfico (*Conophyton* f.) apareçam nesta região (Dardenne et al. 1976; Dardenne, 1979). Ambos os sílex de Unaí e São Gabriel contêm MO amorfa ($C_{org} \geq 0.10\%$) porém pouco se pesquisou em termos geoquímico-orgânico, com exceção do trabalho de Salati (1972) sobre razões isotópicas ¹²C e ¹³C em querogênios do Grupo Bambuí.

No presente trabalho se investigou detalhadamente a MO amorfa (querogênio e fração solúvel) e estruturada (microfósseis) preservado em duas novas amostras de sílex negro (SG-1 e SG-2) da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, próximo da localidade de São Gabriel, Estado de Goiás. Ambas amostras foram coletadas por T.R. Fairchild, durante uma viagem de reconhecimento e provém da mesma área do sílex microfossilífero pesquisado por Fairchild e Dardenne (1978) e que constitui o primeiro trabalho sobre microfloras pré-cambrianas do Brasil.

Os objetivos principais da presente pesquisa foram:

1. Analisar a MO insolúvel e solúvel interpretando os resultados de acordo com os conceitos modernos da prospecção geoquímica do petróleo.
2. Correlacionar a MO singenética com a microflora preservada.
3. Caracterizar a microflora através da taxionomia e relacioná-la com o sedimento encaixante visando verificar sua

participação na acumulação do carbonato.

4. E situar a microflora dentro de um contexto evolutivo.

A dissertação de Mestrado está dividida em quatro partes. A primeira parte é dedicada a uma revisão geológica geral do Grupo Bambuí no Centro-Oeste do Estado de Goiás, especialmente na localidade de São Gabriel onde foram coletadas as amostras. Na segunda parte as interpretações geoquímico-orgânicas incluem a descrição das amostras e da metodologia empregada para a separação do querogênio e da fração solúvel, com ênfase nas etapas que foram introduzidas visando otimizá-la e uma discussão dos resultados geoquímico-orgânicos no sentido de caracterizar a singenicidade da MO local e a sua história sedimentar (nível de maturação). A terceira parte é dedicada a interpretação da feição laminar do sílex e a influência da microflora na acumulação da rocha carbonática original. A quarta e última parte refere-se a classificação taxionômica dos microfósseis.

PARTE I

CONTEXTO GEOLÓGICO DO SÍLEX MICROFOSSILÍFERO DE SÃO GABRIEL

1. GEOLOGIA GERAL DO GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí e unidades correlatas ocupam uma área aproximada de 650.000 km² do Brasil Central, com afloramentos que abrangem os Estados de Minas Gerais, Goiás (inclusive o Distrito Federal) e Bahia. Esta unidade caracteriza-se por sequências relativamente constantes de rochas pelito-carbonáticas eventualmente carbonosas, e no seu topo por arenitos impuros, que exibem um comportamento tecto-sedimentar bastante distinto entre a borda oriental e ocidental do Grupo. O lado oriental do Bambuí repousa horizontalmente sobre um embasamento cristalino, tornando-se intensamente deformado a Oeste, onde é envolvido pelo Cinturão de Dobramentos Brasília. O Bambuí repousa agora sobre uma espessa sedimentação, principalmente clástica, a antiga formação Paranoá de Braun (1968), que ora aparece em contato direto com o Grupo (por exemplo, em São Gabriel, Goiás) e ora abaixo do conglomerado intraformacional (Membro Carrancas) ou do paraconglomerado, (Fm. Jequitaí de Dardenne, 1979). Dardenne (1978 e 1979) individualizou esta unidade denominando-a de Grupo Paranoá (veja também Braun, 1982).

Dardenne (1979) reconheceu no Grupo Bambuí seis formações, da base para o topo: Fm. Jequitaí, paraconglomerado de origem glacial cujos tilitos formam a unidade constante de Leste a Oeste. Esta formação equivale ao Grupo Macaúbas de Moraes e Guimarães (1930) e provavelmente representa o mesmo período glacial que atingiu também o continente australiano e africano (Couto e Bez, 1981; Couto, 1982); Fm. Sete Lagoas, constituída por calcários argilosos, calcários cinzas e dolomitos que comportam os estromatólitos e os sílex negros conhecidos no Grupo; Fm. Serra de Santa Helena, que consiste de folhelhos e siltitos; Fm. Lagoa do Jacaré, que inclui siltitos e calcários oolíticos e pisolíticos; Fm. Serra da Saudade, onde ocorrem quantidades comerciais de fosfa

to; e no topo, Fm. Três Marias, composta de arcóseos e siltitos (Tab. 2). Estas seis formações, segundo Dardenne (1979), são recohecíveis numa grande área do Brasil Central. Com isto, Dardenne (1979) propôs um retorno às definições de Branco e Costa (1960) (veja também Marini et al., 1984), que aliás não incluíram no seu quadro estratigráfico o Grupo Paranoá (Tab. 2).

As sequências litoestratigráficas que definem o Bambuí, propostas por Dardenne (1979) e (Marini et al. 1984), e adotadas no presente trabalho, salvo a Fm. Jequitai (glaciogênica) e parte da Fm. Três Marias, representam condições marinhas próximas a costa. As fácies calcárias e dolomíticas, que predominam na base, indicam inclusive um ambiente deposicional favorável a construção de estromatólitos, tais como, as planícies de maré e amambientes rasos associados.

As sequências pelito-carbonáticas que caracterizam o Bambuí, segundo Dardenne (1979) e Alvarenga e Dardenne (1978), traduzem *de fato* uma rápida transgressão que se efetuou de Oeste à Leste, com uma taxa de acumulação dos sedimentos muito maior na borda mais instável da bacia. A partir daí, a sedimentação clástica respondeu pela formação das unidades superiores do Grupo, em consequência de megaciclos regressivos de sedimentação. Dardenne (1979) enfatizou, porém, que a extensão da bacia do Bambuí propiciou a compartimentalização de numerosas baías que sob a ação de um mar raso e epicontinental mantiveram uma taxa de subsidência, sedimentação e história geotectônica próprias.

2. O GRUPO BAMBUÍ NA LOCALIDADE DE SÃO GABRIEL (GOIÁS)

As amostras de sílex negro SG-1 e SG-2 foram coletadas por T.R. Fairchild em afloramentos do Grupo Bambuí que ocorrem na estrada que desce ao vale do Rio Cocal (afluente do Rio Paranã), aproximadamente 10 km a Oeste do vilarejo de São Gabriel, bem dentro da Faixa de Dobramentos Brasília (fig. 1). As sequências do Bambuí na região apresentam-se intensamente dobradas, por vezes verticalizadas, o que dificultou reconhecer ou

TAB. 2 - Perfil litoestratigráfico para o Grupo Bambuí proposto por Branco e Costa (1960), adotado com ligeiras modificações por Dardenne (1979).

Litologia	Estratigrafia		Meio de Deposição	
	Branco e Costa(1965)	Dardenne(1979)
arcóseos esverdeados intercalando siltitos esverdeados	Serra da Saudade	Três Marias	Mar calmo de profundidade média à rasa
	siltitos argilosos margosos e esverdeados com calcareos cinzas na base e no topo bancos de arcóseos esverdeados	Três Marias	Serra da Saudade	Mar raso, localmente sub-aéreo e agitado Clima quente
	siltitos argilosos intercalando bancos ou lentes de calcáreos oolíticos pretos, fétidos, níveis margosos constantes	Lagoa do Jacaré	Lagoa do Jacaré	Mar raso, turbulento Clima quente
	argilitos com lentes de calcáreos cinza escuro e níveis de margas	Serra de Santa Helena	Serra de Santa Helena	Águas muito profundas sem turbulência
	calcáreos cinza escuro	Sete Lagoas	Sete Lagoas	Mar calmo, profundidade de média à rasa
	dolomitos laminados, brechas dolomíticas e dolarenitos calcáreos argilosos cinza argilitos com lentes de dolomitos	Carrancas	Carrancas Jequitaí	
	Complexo basal, quartzitos Arai

Fig. 1

- Mapa de localização da localidade de São Gabriel, Goiás onde foram coletadas as amostras de sílex SG-1 e SG-2.

mesmo estimar a espessura das formações que definem o Bambuí no Estado de Goiás, em particular na Bacia do Paraná (Tab. 3) (Dardenne et al. 1978).

Seguindo a descrição de Dardenne et al. (1976), o Bambuí inicia-se por uma sequência de rochas pelíticas avermelhadas contendo abundantes níveis de concreções silicosas. Sobreposto a este horizonte, em novas sequências pelíticas às vezes carbonáticas, desenvolveram-se lentes de calcários e dolomitos de todos os tamanhos e são também comuns intercalações de microconglomerados de arenitos finos e grosseiros. O Bambuí em São Gabriel, a exemplo da Bacia do Paraná, repousa em aparente concordância sobre o Grupo Paranoá que consiste de quartzitos, argilitos e siltitos cuja espessura atinge até 4500 m e nos quais eventualmente ocorrem lentes de calcários e dolomitos estromatolíticos.

O perfil sintético de Dardenne et al. (1976) e Dardenne (1979) (Tab. 4) descreve os afloramentos do Bambuí ao longo do Rio Cocal, onde alinhados de Leste à Oeste ocorrem bancos de dolomito finamente laminados (criptalgáminados) e com estromatólitos formando pequenos biohermas (Dardenne, 1979). Nos dolomitos criptalgáminados são frequentes lentes e concreções silicosas concordantes ao acamamento cuja coloração varia de cinza a negro, dependendo dos seus teores em matéria orgânica. Infelizmente, Dardenne (1979) não atualizou a estratigrafia do Grupo Bambuí em São Gabriel, de modo que é provável que esta seção colunar represente a Fm. Sete Lagoas. No perfil de Marchese (1974), distando 17 km a Oeste de São Gabriel (Fig. 2) observa-se um nível inferior de calcários e dolomitos com abundantes concreções silicosas (Fm. Sete Lagoas?) que repousa sobre o Grupo Paranoá (nomenclatura atualizada) e um horizonte superior margoso e oolítico que deve corresponder a Fm. Lagoa do Jacaré (cf. Alvarenga e Dardenne, 1978).

A sucessão litológica que define a suposta Fm. Sete Lagoas em São Gabriel (Tab. 4) reflete um ambiente deposicional que variou de sublitorâneo à litorâneo, retornando no topo da unidade à sublitorâneo de águas mais profundas, mas dentro

TABELA 3 - Coluna Geral do Grupo Bambuí, Vale do Rio Paran (Gois) (Dardenne et al., 1978)

Simbologia	Litologia	Formação	Ambiente de Sedimentação
50m (Espes. min.)	siltitos e folhelhos verdes, às vezes carbonatos	Três Marias	marinho raso � continental
100 a 250m	siltitos cinza-esverdeado com lentes de arcóseos finos.	Serra da Saudade	sublitorâneo com águas tran- quilas � francamente marinho
100 a 200m	calcários oolíticos pretos siltitos e folhelhos cinzas calcários e dolomitos	Lagoa do Jacaré	Periodicamente um retorno � sedimentação sublitorânea com águas rasas e agitadas
100m (Espes. min.) a ?	siltitos e folhelhos	Santa Helena	Sublitor�neo profundo com águas calmas
	folhelhos e lentes de cal- c�rio, siltitos subordinados		
100m (Espes. min.) a ?	Argilitos com lentes de do lomito, alguns com concre- ��es silicosas -	Sete Lagoas	Sublitor�neo
100 a 500m	dolomito e dolarenitos calcários, cinza escuro, fi- namente laminados e calc�- rios argilosos		Litorâneo
			Sublitor�neo Litorâneo
3 a 50m	Paraconglomerado (tilito) Embasamento cristalino	Jequitaí	glacial

TABELA 4 - Perfil sintético da ocorrência do grupo Bambuí ao longo do Rio Cocal, localidade de São Gabriel (Goiás) (Dardenne et al. 1976). O meio de deposição proposto baseou-se nas interpretações de Dardenne et al. 1976 e Dardenne 1979.

	Litologia	Meio de Deposição
30	calcários cinzas ondulados	sublitorâneo de águas calmas e relativamente profundo
25	siltito calcífero	sublitorâneo
20	dolomito finamente laminado (criptalgaminado)	sublitorâneo agitado por correntes marinhas
15	dolomitos com laminação cilindro-cônica (<i>Conophyton</i> f.)	sublitorâneo dentro do limite litorâneo.
10	dolomitos com laminação convexa	sublitorânea à litorânea
5	siltitos calcíferos	sublitorâneas de águas relativamente profundas
0	dolomitos finamente laminados (criptalgaminados) com lente e concreções silicosas	duas interpretações - zona litorânea à supralitorânea ou sublitorânea de águas quentes, claras e salgadas (dentro do perímetro perilitorâneo)

Fig. 2 - Perfil litológico citado por Marchese (1974) para o Grupo Bambuí 17 km a oeste da localidade de São Gabriel (Goiás).

do domínio perilitorâneo (Tab. 4) (Dardenne et al., 1976). Convém esclarecer que, não obstante as fácies dolomíticas criptalga laminadas vía de regra traduzam ambientes de águas quentes e agitadas por correntes de maré (inter e supra-maré) (Aitken, 1967; Logan et al., 1964; Park, 1976), os dolomitos basais da Fm. Sete Lagoas em São Gabriel exibem uma cor bege e uma laminação plano-paralela muito uniforme, sugestivas de ambientes hipersalinos de águas claras (cf. Dardenne, 1979).

3. A IDADE DO GRUPO BAMBUÍ

A idade do Grupo Bambuí é certamente Proterozóico Superior, porém os dados geocronológicos e paleontológicos não permitem situar a sua posição exata dentro deste período. Por exemplo, as datações radiométricas Rb/Sr, obtidas com rochas sedimentares, têm datado o Bambuí no intervalo entre 1050 milhões de anos (m.a.) e 650 m.a. Cordani e Bonhomme (*in* Brito Neves et al. 1980) determinaram uma idade de 930 m.a. para a diagênese tardia da fração argilosa de amostras de sedimentos coletados no Centro-Norte da Bahia. Em face disto, e com base em outras evidências geológicas, inferiram uma idade para o Bambuí de 1050 m.a.. Por outro lado, tais resultados diferem daqueles encontrados para amostras de sedimentos coletados em diversas áreas do Bambuí no Nordeste de Minas Gerais. Alí, as frações dataram a diagênese tardia em 641 ± 18 m.a., contemporânea ao Ciclo Brasileiro (Bonhomme, 1976); em 610 ± 9 m.a. para um evento de anquimetamorfismo (Thomaz Filho e Bonhomme, 1979); em 695 ± 12 m.a. (Thomaz Filho e Bonhomme, 1979), e, finalmente, em 640 ± 15 m.a. para a deposição do Grupo Bambuí (Couto et al., 1981; Couto, 1982).

O estudo dos estromatólitos colunares, que ocorrem na base do Grupo Bambuí aparentemente situam-no dentro do intervalo compatível com as datações radiométricas, se bem que somente três estromatólitos foram descritos a nível de forma (Dardenne et al. 1976; Cassedanne e Brizzi, 1979; Dardenne 1979; Bertrand Safarti *in* Dardenne, 1979).

Duas formas de *Conophyton* foram descritas em rochas supostamente consideradas como basal ao Grupo Bambuí: o *Conophyton cylindricum* Maslov (Moeri, 1972; Cassedanne e Brizzi, 1979), que sugere uma idade entre o Rifeano Inferior e Médio (1600-1000 m.a.) (Preiss, 1976) e o *C. metula* Kirichenko (Cloud e Dardenne, 1973; Dardenne e Campos Neto, 1976; Dardenne et al. 1976; Campos Neto, 1979; Dardenne, 1979), restrito ao Rifeano Médio (1300-1000 m.a.) (Preiss, 1976). Mais tarde, creditou-se estas ocorrências ao Grupo Paranoá, restando duas possíveis exceções: o *C. cylindricum* Maslov no Bambuí da Bahia (Cassedanne e Brizzi, 1979) e o *C. metula* Kirichenko presente em afloramentos do Bambuí nas proximidades de São Gabriel (Dardenne et al. 1976; Dardenne, 1979). Uma outra descrição de estromatólitos colunares a nível de forma refere-se a *Linella avis* (Bertrandi Safarti in Dardenne, 1979) que ocorre no Distrito Federal, aparentemente restrita ao Rifeano Superior e Vendiano (1000-570 m.a.) (Preiss, 1976).

Além das datações radiométricas e bioestratigráficas outras evidências geológicas, mais especificamente os sedimentos glaciais e periglaciais na base do Bambuí foram usados para datá-lo. A correlação destes sedimentos com a glaciação infra cambriana que atingiu também o continente africano sugeriu uma idade de deposição para o Bambuí de 950 m.a. (Bonhomme e Bertrandi-Safarti, 1982) ou mais jovem que 640 m.a. (Couto e Bez, 1981; Couto 1982).

Dos resultados ora apresentados parece razoável creditar-se ao Bambuí uma idade entre 1000-630 m.a., isto é, dentro do Rifeano Superior e Vendiano.

PARTE II

ESTUDO BIOGEOQUÍMICO DA MATÉRIA ORGÂNICA (MO) ASSOCIADA AO SÍLEX NEGRO

1. MATERIAIS E MÉTODOS

a. Introdução

A MO preservada nos carbonatos e sílex pouco metamorfizados do Proterozóico representa a parcela da produção algal e bacteriana que sobreviveu a decomposição biológica e a diagênese, ao longo do tempo geológico. Nestas rochas o percentual em carbono orgânico (C_{org}) raramente excede a 0,30%, de modo que são cerca de uma a duas ordens de grandeza mais pobres em C_{org} que as esteiras algais e sedimentos recentes (McKirdy, 1976). Por esta razão, são grandes as dificuldades práticas para obter um rendimento máximo de MO solúvel e insolúvel livre de contaminação.

A MO solúvel ou fração solúvel (FS) é recuperada pela extração da rocha com solventes orgânicos, usados na química orgânica, de várias maneiras, tais como:

1. em um aparelho de Soxhlet à temperatura de ebulição dos solventes;
2. em um aparelho de agitação ultrasônica à temperatura ambiente;
3. ou em um Becker agitado mecanicamente à temperatura ambiente ou de ebulição dos solventes (Smith, 1954; Ferguson 1962; Saxby, 1975; Ferreira 1975; Durand e Nicaise, 1980). Independentemente do procedimento escolhido, a remoção completa da FS depende de vários fatores, principalmente, do solvente usado (Durand e Nicaise, 1980), do tempo de extração e da granulometria da rocha (Figs. 3 e 4) (Ferguson, 1962).

A separação do querogênio sempre envolve a parcial ou total desmineralização da matriz mineral com ácidos fortes (HCl e HF) através de métodos químicos e fí-

Fig. 3 - Influência do tempo de extração no rendimento do extrato (Ferguson, 1962).
EO = extrato orgânico

Fig. 4 - Influência do tamanho das partículas de rocha na extração da FS (Ferguson, 1962).

sicos (Forsman e Hunt, 1958; Robinson, 1969; Grew, 1974; Saxby, 1970 e 1976; Quadros, 1976; Uesugui, 1979). A escolha do método varia segundo a litologia da rocha hospedeira, do seu conteúdo em C_{org} e do grau de pureza desejado para o querogênio. Por exemplo, os métodos químicos são os mais apropriados para a separação do querogênio de rochas silicosas proterozóicas, por tratar-se de rochas muito duras, pouco solúveis e pobres em C_{org} . Adicionalmente, nestas rochas o querogênio já adquiriu uma estabilidade e inércia químicas razoáveis sendo pouco afetado pelas severas condições da maceração. Com efeito, em querogênios maduros ou senis, a ação do HCl e HF restringe-se, por vezes, às reações de adição e substituição dos haletos Cl^- e F^- ou a absorção direta do HCl e do HF (Durand e Nicaise, 1980).

A separação das frações solúvel e insolúvel segue assim, de uma maneira geral, a mesma metodologia difundida pela prospecção geoquímica do petróleo, na qual distingue-se três estágios principais:

1. A preparação da amostra de rocha (calha ou testemunho);
2. A extração e separação da FS nas frações saturada, aromática e resina;
3. E a separação do querogênio pela desmineralização da rocha hospedeira.

b. Amostras

As amostras de sílex SG-1 e SG-2, selecionadas para a extração da MO amorfa, são muito parecidas. Ambas são maciças, de aspecto ceroso e cor negra, e exibem fratura conchoidal e uma fina laminação acentuada com o intemperismo (figs. 5 e 6). Apesar da cor e de conterem teores em C_{org} razoáveis (SG-1 = 0,12% e SG-2 = 0,09%), em relação a rochas não

Fig. 5 - Amostra de mão do sílex SG-1

Fig. 6 - Amostra de mão do sílex SG-2

geradoras proterozóicas (Jackson e Moore, 1976), a metodologia de extração foi otimizada para se obter quantidades mensuráveis de querogênio e de FS livre de contaminação.

A fig. 7 resume as etapas do procedimento seguidas no presente trabalho.

Preparação das Amostras

As duas amostras foram submetidas inicialmente a uma decapagem superficial com jatos abrasivos de esferas de vidro, visando eliminar qualquer vestígio de argilas e plantas. Após a limpeza mecânica, as amostras foram deixadas em solução sulfocrômica por vários dias. Em seguida foram moídas, manual e mecanicamente até uma granulometria inferior a 0,149 mm (100 mesh).

Extração e Separação da FS

A extração da FS foi conduzida em um aparelho de Soxhlet, em atmosfera não inerte, primeiro com clorofórmio (por 48h) e depois com uma solução de tolueno/metanol (1:1) (por 24h). Extratos intensamente coloridos (amarelo-amarronzados) foram obtidos somente após a última extração que visou garantir a plena recuperação dos compostos contendo nitrogênio, oxigênio e enxofre (NOS), a fração minoritária de extratos pré-fanerozóicos. Foram mantidas em todas as extrações uma razão de 150 g de sedimentos secos por 500 ml de solvente (Ferguson, 1962). Dois procedimentos precederam a extração da rocha:

1. A redestilação dos solventes para minimizar a contaminação do extrato com ftalatos (constituente químico dos plásticos modernos);

2. E uma extração prévia dos cartuchos de Soxhlet vazios (*blanks*) com os mesmos solventes, para eliminar resíduos gordurosos. A CG destas frações revelaram quantidades insignificantes de parafinas nos resíduos (fig. 8).

Fig. 7 - Fluxograma que resume as etapas envolvidas na extração e separação da MO solúvel e insolúvel nas amostras de sílex pesquisadas, onde: E.O. = extrato orgânico; quer = querogênio; CL = cromatografia líquida; sil = sílica; al = alumina; Corg = carbono orgânico; $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ = razão isotópica do carbono 12 e 13 utilizando como padrão o belemnite da Formação Pee Dee (EUA); EPR = espectro de ressonância paramagnética do elétron; RX = difratometria do raio-X; IV = espectrometria do infra-vermelho; M.O. = microscopia óptica; RNM = ressonância nuclear magnética.

Fig. 8 - Cromatografia gasosa do E.O. obtido após a extração dos cartuchos de Soxhlet vazios que antecedeu a extração de ambas amostras de rocha (SG-1 e SG-2). Este cromatograma foi feito para controle de contaminação.

Apesar destes cuidados, ambos extratos crús SG-1 e SG-2 continham ftalatos. Os espectros de ressonância nuclear magnética do hidrogênio (RNM) revelaram dois sinais em 4,2 ppm (parte por milhão) e 7,6 ppm atribuídos a prótons do grupo CH_2 vizinhos a carbonila do éster e a prótons aromáticos, respectivamente, dos ftalatos (figs. 9 e 10). A presença de quantidades traços de ftalatos foi confirmada pelo espectro de absorção do infravermelho (IV) dos extratos (fig. 11). A fonte destas contaminações possivelmente foram os sacos plásticos que guardavam as amostras.

Os espectros de RNM confirmaram também o predomínio dos hidrocarbonetos saturados, previsto para extratos orgânicos (EO) muito antigos. A presença de hidrocarbonetos foi indicada pelo deslocamento químico dos prótons de grupamentos CH_3 , CH_2 e CH vizinhos a grupos alquilas e arilas (cf. Silverstein et al. 1979), nas frações solúveis SG-1 e SG-2. O sinal em 0,9 ppm representa prótons de metilas terminais ou de cadeias ramificadas. O singlete em 1,29 ppm, juntamente com o baixo percentual de prótons metilas, sugere que a fração saturada é rica em hidrocarbonetos lineares. A presença de ciclo-parafinas é sugerida pelo alargamento da base deste pico até 1,8 ppm que corresponde a prótons metilênicos de cadeias cíclicas. No espectro RNM de SG-1 nota-se adicionalmente sinais coalescidos na região de 2,0-2,5 ppm e 3,6 ppm interpretados como sendo devidos a grupos metilas próximos a carbonila e grupos metilênicos e/ou metilas vizinhos ao oxigênio da função éster. É difícil saber se estes ésteres alifáticos são contemporâneos aos hidrocarbonetos ou contaminações.

Separação do Extrato Crú

Uma separação satisfatória do extrato crú nas frações saturada, aromática e resina, obteve-se através da cromatografia de coluna após a eluição com uma série de solventes em ordem crescente de polaridade (veja Ferreira, 1975).

Um estudo prévio dos parâmetros envolvidos na eficiência de uma separação cromatográfica, principalmente, a dimen

* Para maiores detalhes sobre as técnicas RNM e IV recomenda-se Pasto e Johnson (1974) e Silverstein et al. (1979).

Fig. 9 - Espectro de ressonância nuclear magnética do hidrogênio (RNM) do E.O. cru SG-1 dissolvido em clorofórmio deuterado (C) e TMS (que define o zero). Os sinais em 2,0 - 2,5 ppm (parte por milhão) são provavelmente devidos a ésteres alifáticos e em 7,6 ppm a prótons aromáticos de ftalatos. (Os dados foram obtidos em um espectrômetro Varian T-360 operado nas seguintes condições: SW (varredura do espectro) = 10 ppm; ST (tempo) = 5 min.; RF (frequência de ressonância) = 0,05 - 0,045 miligauss e SA (amplitude do espectro) = variável).

Fig. 10 - Espectro de ressonância nuclear magnética do E.O. crú SG-2 dissolvido em tetracloreto de carbono e TMS. Os sinais em 4,2 ppm e 7,6 ppm são devidos a contaminação por ftalatos. (Os dados foram obtidos em um espectrômetro Varian T-360 operado nas mesmas condições de SG-1).

Fig. 11 - Espectros de absorção do Infra-vermelho dos extratos crus SG-1 e SG-2, dissolvidos em cloroformio, em janela de KBr. Notar as bandas de absorção intensas devidas a grupos funcionais de ftalatos (os dados foram obtidos em um espectrômetro Parkin-Elmer, na região entre $4000-600\text{ cm}^{-1}$ operado nas seguintes condições: T_c (constante de tempo) = 3; Velocidade de varredura 10^5 a 10^7 ; ganho = 6 miliampêres e com uma resolução que variou de 2 cm^{-1} a 3 cm^{-1}).

são da coluna, a escolha do adsorvente (fase sólida) e do solvente (fase móvel), e a razão entre a quantidade de adsorvente e amostra (em g) (Hadden et al. 1971), auxiliaram na seleção de uma coluna com 1,5 cm (ϕ int.) e 40 cm de altura, na qual empacotou-se 0,5 cm de Cu coloidal, 5 g de sílica-gel (70-230 mesh, marca Merck, ativada à $T = 170^{\circ}\text{C}$ por 4 horas) e 1,0 g de alumina (marca Merck, ativada à $T = 400^{\circ}\text{C}$ por 3 horas). Apesar da eficiência das colunas monofásicas de sílica na separação da fração saturada, optou-se por uma coluna trifásica porque a alumina absorve melhor os compostos insaturados do tipo olefina e aromático (Hadden et al. 1971) e o Cu retém os compostos de enxofre que comprometem a cromatografia gasosa (Robinson, 1969; Ferreira, 1975). Manteve-se nas duas separações uma razão de 1:6 g. de amostra e adsorventes (sílica e alumina) (Ferreira, 1975). Para a escolha dos solventes (fase móvel) considerou-se principalmente os seus baixos pontos de ebulição. Foram usados cerca de 56 ml de solventes por eluição. Antes da separação dos extratos crus SG-1 e SG-2, a coluna empacotada, mas sem as amostras, foi eluída com a mesma série de solventes.

A formação de dois anéis coloridos, durante a separação cromatográfica, sugeriu a presença de aromáticos e compostos NOS. O primeiro anel, de cor amarelo-limão, apareceu durante a eluição com n-pentano e ficou retido na interface alumina e sílica. Este anel desapareceu somente com a eluição do n-pentano:benzeno (6:4). O anel de cor amarelo amarronzado foi recuperado com o benzeno:metanol (6:4) (3ª eluição).

A fração saturada foi então separada novamente por cromatografia gasosa*, através da qual identificou-se os alcanos normais, o isoprenóide fitano (2, 6, 10, 14 tetrametil hexadecano) e as contaminações com ftalatos (fig. 12) que são recuperados juntamente com esta fração. Os demais componentes da fração saturada (alcanos ramificados, ciclo-alcanos e iso-alcanos) e as frações aromática e resina, não foram identificadas uma vez que envolve a cromatografia gasosa (C.G.) acoplada ao espectro de massa (E.M.). Estas frações foram então reservadas para análises futuras.

* Para maiores detalhes sobre a separação cromatográfica, recomenda-se Ciola (1973).

Fig.12 - Cromatografia gasosa da fração saturada separada do E.O. SG-1, na qual identifica-se facilmente os picos devidos a contaminação por ftalatos (f).

Separação do Querogênio

O querogênio associado aos sílex negros (SG-1 e SG-2) foi isolado da matriz mineral por métodos químicos (Forsman e Hunt, 1956; Robinson, 1969; Saxby, 1970; Grew, 1974; Saxby, 1976; Durand e Nicaise, 1980), otimizados para estas amostras.

A maceração química se iniciou com a confecção de uma pasta de metanol que visou acelerar o ataque químico (Robinson, 1969). Em seguida as amostras de rocha foram maceradas primeiro com HCL concentrado e depois de lavadas, com uma solução de HF + HCL + H₂O (240:40:40, veja Grew, 1974). O HCL durante a dissolução dos silicatos visou remover os carbonatos residuais englobados e protegidos pelo sílex do ataque químico inicial com HCL. Os resíduos resistentes ao HF (querogênio+ fração inorgânica), SG-1 e SG-2, suspensos nos sobrenadantes, foram neutralizados através da diálise por 24 horas (Jackson et al. 1974). A diálise é a maneira mais eficiente de neutralizar os resíduos finais porque evita a perda de frações muito finas de querogênio liberados com a desmineralização da matriz silicosa. Os ataques químicos foram conduzidos em banho-maria (T=70-60°C) com a evaporação contínua do HF (Robinson, 1969). A dissolução da matriz mineral com a maceração química foi acompanhada pela difração do raio-X (figs. 13 e 14).

Apesar das precauções tomadas para evitar a formação *in vitro* de minerais sintéticos, a difração do raio-X dos resíduos resistentes ao HF revelou a presença de teores elevados (> 15%) de complexos de fluor, notadamente a ralstonita (figs. 13 e 14). Estes complexos, que possivelmente incluem também ralstonita de origem singenética (Möller et al., 1980), mascaram completamente a banda que caracteriza MO sólida e amorfa. A ralstonita, em particular adere a superfície do querogênio alterando a sua cor e densidade, comprometendo a análise elementar e o IV. A ralstonita, adicionalmente, absorve IV em regiões típicas de grupos funcionais importantes (fig. 15). Visando dissolver estes minerais, introduziu-se, com sucesso, uma nova etapa na qual os resíduos foram tratados com resinas de troca iônica (fortemente ca-

Fig. 13 - Difratoigramas de raio-X da amostra SG-1 antes e após a maceração com HCL e HF (A e B) e do contato com a resina de troca-iônica (C) visando dissolver os minerais sintéticos, onde: q = quartzo; d = dolomita; c = chondondrita; r = ralstonita e p = pirita. (Os dados foram obtidos, de lâminas preparadas por deposição, em um difratômetro de raio-X Phillips, usando-se a radiação $\text{CuK}\alpha$ filtrada com níquel, operado nas seguintes condições: T_c (Constante de tempo) = 1; cps (ciclos por segundo) = 2000; velocidade angular = $2^\circ/\text{min}$; velocidade de papel = 20 mm/min, à 35 kv e 15 mA).

Fig. 14 - Difratoqramas de raio-X da amostra SG-2 antes e após a maceração com HCl e HF (A e B) e do contato com a resina de troca-iônica. (Os dados foram obtidos em um difratômetro de raio-X Phillips nas mesmas condições da amostra SG-1).

Fig. 15 - Espectro de infra-vermelho da ralstonita pura (Durand e Nicaise, 1980).

tiônicas) (Subacius, 1982; Subacius, no prelo). Após o contato com as resinas, os querogênios SG-1 e SG-2 adquiriram uma superfície mais homogênea e a cor (marrom-escuro) característica. Os picos dos minerais sintéticos praticamente desapareceram (figs. 13 e 14) restando apenas os picos da pirita, mineral singenético e resistente cujos teores nestes resíduos não comprometeram a análise elementar, e a banda típica de MO amorfa que caracteriza ambos querogênios (figs. 13 e 14).

2. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

a. Introdução

No sílex de São Gabriel a MO total se encontra sob a forma amorfa e estruturada. A MO amorfa consiste de uma fração sólida e insolúvel denominada querogênio, da qual uma pequena parcela preserva tridimensionalmente as microestruturas biológicas precursoras (MO estruturada ou microfósseis); e de uma segunda fração móvel conhecida como fração solúvel (FS), extrato orgânico (EO) ou betumem.

b. O Querogênio

Definição

O termo querogênio empregado aqui tem uma conotação um pouco diferente daquele querogênio associado a rochas geradoras de petróleo. Nestas últimas, entre as quais se incluem várias rochas clásticas proterozóicas (Meinschein, 1965; Brooks e Shaw, 1973; McKirdy e Hahn, 1982), o craqueamento do querogênio em resposta ao aumento da temperatura e pressão, com o soterramento, promove a neo-formação de hidrocarbonetos (Phillipi, 1965; Welte, 1965; Tissot et al. 1971; Ferreira, 1981). Sendo assim, a maioria das definições atribuídas ao querogênio relevam a sua capacidade de produzir óleo por "destilação" natural (maturação orgânica) e artificial (pirólise). Os querogênios proterozóicos de rochas não geradoras (sílex e carbonatos) em geral são senis, isto é, teoricamente já ultrapassaram a fase de geração do óleo. Quando aquecidos produ

zem principalmente gás. Por esta razão, adotaremos a definição de Durand (1980) na qual, o querogênio corresponde a fração da MO se dimentar sólida e insolúvel a solventes orgânicos e ácidos fortes (HCL e HF).

O querogênio é a forma mais abundante de carbono orgânico sobre a Terra (Hunt *in* Tissot e Welte, 1978), sendo que em rochas pré-fanerozóicas representa de 80-90% do C_{org} total. De fato, em SG-1 e SG-2 o querogênio perfaz cerca de 75 a 90% da MO total, respectivamente, do qual apenas uma pequena fração está na forma estruturada (microfósseis).

Características Macro e Microscópicas

Ambos querogênios (SG-1 e SG-2) isolados da matriz mineral exibem cor marrom escuro, granulometria inferior a 0,074 mm (200 mesh) e uma forte interação de provável natureza eletrostática que tende a agrupar as partículas em flocos. Em microscopia ótica de luz transmitida os querogênios são opacos, de cor e textura homogêneas e consistem unicamente de uma fração amorfa que confere afinidades com a MO algal proveniente de fontes marinhas (Quadros, 1975; Combaz, 1980).

A fração figurada (microfósseis), que aparece em lâminas petrográficas (veja parte III) não se preservou após a dissolução da matriz silicosa possivelmente por causa da fragilidade da parede celular sem o suporte mineral.

O Índice Colorimétrico

O índice colorimétrico é um dos parâmetros pelo qual se avalia qualitativamente as fácies diagenéticas da MO isolada de rochas pelíticas por métodos palinológicos (Quadros, 1975; Correia *in* Vidal 1981b). Com algumas exceções (Subacius e Amaral, 1983), a cor das organolitas (conjunto de inclusões, microfragmentos, órgãos, organismos e/ou partículas de MO fóssil), durante a maturação orgânica, varia contínua e irreversivelmente do amare-

lo claro até o marrom bem escuro (Tab. 5). Oehler et al. (1974) demonstraram que as cianobactérias também mudam de cor, com o aumento da temperatura, da mesma maneira que várias organopalinofácies, notadamente os palinomorfos (pólenes e esporos). Sendo assim, parece razoável se inferir o nível de alteração diagenética do querogênio (amorfo e figurado) de rochas silicosas baseado na mesma escala de cor, considerando-se uma eventual influência da matriz silicosa no índice colorimétrico (veja Nyberg e Schopf, 1981).

Em rochas silicosas proterozóicas, o querogênio e xibe uma coloração que varia do marrom amarelado (Barghoorn e Tyler, 1965), eventualmente com tons avermelhados (Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971), até o marrom bem escuro (Nyberg e Schopf 1981). Nos sílex onde a fração figurada está excepcionalmente bem preservada, por exemplo nas Fms. Gunflint e Bitter Springs (Barghoorn e Tyler, 1965; Schopf, 1968) a cor do querogênio infe re paleotemperaturas catagenéticas. Em contrapartida, a cor dos querogênios SG-1 e SG-2 (marrom bem escuro) sugere MO senil (cf. Tab. 5). Contudo, ambos querogênios apresentam, em difração do raio-X, uma desordem estrutural incompatível com o índice colorimétrico e com as razões atômicas H/C e O/C.

O Grau de Cristalinidade

A carbonificação natural da MO húmica continental é acompanhada em difração do raio-X pelo: desaparecimento de uma banda larga, denominada banda γ (cf. Izawa, 1968), típica de MO sólida e amorfa; o aparecimento da reflexão d_{002} (3,59-3,49 Å) de semi-antracito; e pela presença, nos estágios finais do processo, quando a temperatura atinge níveis de metamorfismo mineral, das reflexões bidimensionais (10)(11) de antracito e tridimensionais (khl) de meta-antracito e grafite (Griffin, 1967; Izawa, 1968) (fig. 16). Esta contínua modificação estrutural no sentido do aumento do carbono fixado (H/C) e da aromaticidade, que se inicia à temperaturas dentro da zona catagenética ($T < 200^\circ\text{C}$), é a condi ção que prevalece durante a maturação orgânica dos querogênios

TABELA 5 - A correspondência entre o índice de cor e a paleo-temperatura (extraída de Quadros, 1975).

COLORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DAS ORGANOLITAS			PALEO-TEMPERATURA °C	TÍPOS DE HIDROCARBONETOS	FÁCIES DIAGENÉTICA DA MATÉRIA ORGÂNICA
POLENS E ESPOROS	ACIPITARCHA	MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA			
TRANSPARENTE, AMARELO-CLARO, MARCA TRILETE NÍTIDA	TRANSPARENTE, AMARELO-CLARO, APÊNDICES BEM VISÍVEIS	AMARELO-CLARO AVERMELHADO	0°	RAROS HIDROCARBONETOS	IMATURA
LEFRANJA, AVERMELHADO, AMARELO-ESCURO, MARCA TRILETE LEVEMENTE OPACA	AMARRONZADO, BASE DOS APÊNDICES OPACA	MARROM	50°	GÁS LEVE (BIOQUÍMICO)	
MARROM, MARCA TRILETE OPACA, ESPESGA	AMARELO-CLARO, MARROM, APÊNDICES OPACOS		100°	ÓLEO	MATURA
OPACO, MARCA TRILETE DIFICILMENTE VISÍVEL	OPACO APÊNDICES MUITO ESCUROS		MARROM, ESCURO	130°	GÁS / ÓLEO
		142°			
		150°		GÁS SECO	
ESFÉRULAS ESCURAS, INDETERMINÁVEIS	ALGUMAS FORMAS POLIÉDRICAS PODEM SER RECONHECIDAS	MARROM MUITO ESCURO	200°		
			250°	GÁS SECO A ESTÉRIL	
			284°		
			300°

Fig. 16 - A cristalinidade de querogênicos do tipo III (de origem continental) durante a maturação orgânica e o metamorfismo mineral. Notar que observa-se uma relação entre o decréscimo da razão H/C, com o prosseguimento da maturação e o desenvolvimento da reflexão d_{002} no início da metagênese. Para temperaturas superiores a 200°C , com o metamorfismo orgânico, começa a aparecer as reflexões bi e tridimensionais da grafita.

de diferentes fontes (continental, marinho ou misto). Com isto, todos os querogênios, no final da catagênese, após a perda dos grupos funcionais com heteroátomos (O, N e S) e de grupos alifáticos, devem exibir um aumento na sua ordem cristalina detectável pela difração do raio-X (Harrison, 1979).

De fato, os querogênios, *via de regra*, desenvolvem na catagênese, uma estrutura grafítica rudimentar indicada pelo aparecimento da reflexão d_{002} (3,7-3,6 Å) (fig. 17) (Izawa, 1968; Landis, 1971; Hayes et al. 1983). O grau de cristalinidade dependerá muito do tipo da MO precursora. Os querogênios continentais, por exemplo, apresentam uma estrutura grafítica mais ordenada do que os querogênios originalmente alifáticos, quando aquecidos à mesma temperatura (Harrison, 1979). Contudo, na metagênese, ambos querogênios convergem para uma zona indiferenciada ($H/C \leq 0,5$) onde sofrem uma reorganização estrutural (fig. 18). O aumento das camadas poliaromáticas e o seu empilhamento em paralelo na metagênese é acompanhado de um decréscimo monótono dos espaços intercamadas de $d_{002} = 3,59$ Å (semi-antracito) até $d_{002} = 3,5$ Å (antracito) (Hayes et al. 1983).

A banda γ , que aparece no início da carbonificação (Fig. 15) dos querogênios quando as razões H/C ainda refletem a contribuição dos progenitores químicos (fig. 16; cf. fig. 18), representa uma estrutura cujos anéis aromáticos estão aleatoriamente dispostos. Com efeito, uma única molécula de aromático equivale a uma pequena camada grafítica (Oberlin et al. 1980), de tal forma que a soma desses anéis, que é bastante elevada na MO conti nental, responde pelo alargamento desta banda (Griffin, 1967). Por esta razão, a banda do tipo γ que aparece nos difratogramas SG-1 e SG-2 (fig. 19), ao invés da reflexão d_{002} , é um resultado ines perado em face do índice da cor e da razão H/C que sugerem que os querogênios pesquisados já ultrapassaram a fase de geração do óleo (catagênese). Uma provável explicação para a aparente desordem estrutural se relaciona com as razões O/C elevados e, portanto, in compatíveis com a MO maturada sob o efeito da temperatura e pressão.

A maioria dos querogênios proterozóicos de natureza estromatolítica (fig. 20 V.M.F.) cujos progenitores químicos foram as

Fig. 17 - Difratoograma do raio-X do querogênio recuperado por separação física de folhelhos oleosos maduros (amostra Petrobrás). Notar reflexão d_{002} já bem desenvolvida. (Os dados foram obtidos em um difratômetro de raio-X Higaku, usando-se a radiação $\text{CuK}\alpha$, filtrada com níquel, a uma velocidade de espalhamento de $8^\circ/\text{min}$, e do papel de 80 mm/min).

Fig. 18 - Posição no diagrama de Van Krevelen das razões atômicas H/C e O/C durante a maturação orgânica dos querogênios referenciais do tipo I (Folhelhos Green River, Bacia de Uinta, USA), do tipo II (Folhelhos Torcian, Bacia de Paris, França) e do tipo III (Poços de Logbaba, Bacia de Douala, Camerão) do Fanerozoico. (Extraído de Durand e Monin, 1980).

- Querogênios do tipo I - Exibe uma composição elementar na qual a razão H/C é ligeiramente menor que 2,0, sugerindo tratar-se de um esqueleto carbônico rico em estruturas alifáticas. Ocorrem associados aos depósitos lagunares, cuja referência é a Bacia de Uinta (USA), nos quais a MO original, remanescente das algas e vegetais foi totalmente retrabalhada por microorganismos (bactérias). Nas amostras mais ricas em C_{org} a MO é quase que exclusivamente remanescente das algas unicelulares da família das Botryococcaceae, rica em lipídeos lineares.
- Querogênios do tipo II - Apresenta uma razão H/C ligeiramente menor que 1,5 que corresponde a um esqueleto carbônico rico em estruturas policíclicas saturadas. Estão frequentemente associados a depósitos de argilas carbonáticas de ambientes marinhos, nos quais predomina condições anóxicas. A MO deriva-se principalmente de material planctônico (fito e zooplâncton), por vezes exclusivamente de *Tasmanites*.
- Querogênios do tipo III - Exibe razão H/C < 1 e é normalmente rico em oxigênio, sugerindo um esqueleto carbono constituído de estruturas poliaromáticas e heterocíclicas. Ocorrem associados às séries detriticas, nas quais a subsidência é rápida. A MO deriva-se principalmente dos vegetais superiores, cujo precursor bioquímico principal é a lignina.

Fig. 19 - Difrátogramas do raio-X dos querogênicos SG-1 e SG-2 e do semi-antracito da formação Rio Fresco (Subacius, 1985) a título de comparação. Notar que ambos querogênicos, apesar de exibirem valores para a razão $H/C \leq 0,5$ (para SG-2 a razão H/C e O/C foi determinada a partir do I.H.=15 e do I.O.=17) e, portanto, na mesma zona de maturação do semi-antracito, apresentam uma banda do tipo γ (região de $2\theta = 17-31^\circ$). (Os dados foram obtidos em um difratômetro do raio-X Phillips, usando-se a radiação $CuK\alpha$, filtrada com Ni, a uma velocidade de espalhamento de $2^\circ/\text{min.}$ e do papel de 20 mm/min.).

secreções mucilaginosas de cianobactérias e/ou tecido péctico de algas eucarióticas (Sperman e Skipwith *in* McKirdy, 1976) apresentam uma composição elementar próxima ao da vitrinita (organolita derivada da parede ligno-celulósica de plantas superiores) e por vezes da fusinita, se expostos a uma oxidação parcial durante a diagênese precoce (McKirdy e Hahn, 1982). Contudo, apesar de originalmente ricos em oxigênio, estes querogênios também desenvolvem durante a maturação orgânica a reflexão d_{002} (fig. 19C) e inclusive as reflexões bi e tridimensionais de antracito e grafite, quando sujeitos ao metamorfismo mineral (veja French, 1964). O grau de cristalinidade é uma consequência do aumento do carbono fixado com a perda de grupos funcionais com heteroátomos e de grupos alifáticos. Sendo assim, a razão O/C de vários querogênios húmicos proterozóicos é talvez o marcador mais importante de que a MO não foi adequadamente aquecida para liberar todos os grupos funcionais oxigenados, o que acontece no final da catagênese (cf. Durand e Monin, 1980). Esta perda de grupos funcionais residuais com heteroátomos, após a geração dos alifáticos, se verifica para todos os querogênios fanerozóicos (tipo I, II e III), concomitantemente ao aparecimento da reflexão d_{002} (fig. 16). Querogênios proterozóicos do tipo I (alginita) (veja fig. 20), com razões $H/C \leq 0,6$, já exibem a reflexão d_{002} bem desenvolvida (fig. 21).

As razões H/C e O/C dos querogênios SG-1 e SG-2 são comparáveis aos querogênios húmicos proterozóicos do tipo IV (fig. 20), o que significa que ambos são derivados majoritariamente das secreções mucilaginosas de cianobactérias responsáveis pela formação das esteiras, e que foram parcialmente oxidados com a exposição periódica do sedimento (cf. McKirdy e Hahn, 1982). As razões O/C sugerem também que ambos querogênios não seguiram o esquema clássico da maturação. Deste modo o oxigênio, retido na estrutura química, formou ligações cruzadas que impediram a formação dos cristalitos (termo que se refere à disposição das camadas aromáticas numa ordem cristalina parecida com a da grafite, Khovani-Khorasani e Murchison, 1979) (Oberlin et al. 1974; Oberlin et al. 1980), mesmo quando estes querogênios foram aquecidos por metamorfismo regional. O índice de cor é provavelmente a única evidência deste aquecimento tardio.

Fig. 20 - Razões H/C e O/C dos querogênios SG-1 (★) e SG-2 (●) plotadas no diagrama de Van Krevelen ilustrado por McKirdy e Hahn (1982) que mostra diferenças na composição elementar de vários querogênios estromatolíticos do Proterozóico e do Paleozóico. Notar que os querogênios SG-1 e SG-2 caem nos domínios dos querogênios do tipo IV (fusinita) que em geral estão associados a sedimentos carbonáticos de ambientes lagunares e de inter-maré. As linhas correspondem a trajetória de carbonificação da:

A	Alginita	(tipo I)
L	Liptinita	(tipo II)
V	Vitrinita	(tipo III)
M	Micrinita	(tipo III)
F	Fusinita	(tipo IV)

Fig. 21 - Relação entre cristalinidade e razão H/C de querogênios proterozóicos do tipo I

A Caracterização dos Grupos Funcionais Contendo Oxigênio

- O espectro de infra-vermelho (IV) -

O espectro de infra-vermelho é uma das técnicas que permite investigar aspectos específicos da estrutura química dos querogênios, principalmente a presença de grupos funcionais oxigenados (cetonas, ésteres, etc.), bem como as mudanças sistêmicas exibidas por eles com a maturação orgânica (Durand e Epistale, 1976; Tissot e Welte, 1978; Rouxhlet et al. 1980; Hayes et al. 1983).

Os espectros IV dos diversos tipos de querogênios fanerozóicos se assemelham muito àqueles obtidos para ácidos húmicos e carvões, diferindo principalmente nas intensidades das bandas de absorção (Rouxhlet et al. 1980). Os querogênios imaturos (lipídicos, húmicos e mistos) apresentam bandas de absorções intensas devidas a deformação angular (CH) e axial (C-C) de grupos metilas e metilenos (fig. 22), que desapareceram à medida que prossegue a maturação (Durand e Epistale, 1976). Ainda durante a catagênese, concomitantemente ao desaparecimento das absorções CH dos alifáticos, evidencia-se uma banda na região entre $1630-1600\text{ cm}^{-1}$ (fig. 22). Atribui-se várias causas a esta absorção, entre elas, as vibrações C=C de olefinas, de aromáticos, ou de camadas polinucleadas com 2 ou 3 anéis aromáticos (Rouxhlet et al. 1980) e/ou do C=O de quinonas ligadas ao H de grupos OH vizinhos (Steverson e Butler, 1969). No início da metagênese, quando todos os querogênios indistintamente convergem para uma zona indiferenciada, as bandas de absorção do CH (fora e dentro do plano) dos aromáticos desaparecem, restando apenas a absorção em 1600 cm^{-1} devida à vibração do anel. Neste estágio de maturação, os querogênios já desenvolveram uma estrutura

Fig. 22 - Espectro de absorção do infra-vermelho do querogênio de origem continental da Bacia de Douala (Cretáceo Superior) (Durand e Epistale, 1975).

grafítica rudimentar (cf. Hayes et al. 1983).

Os querogênios húmicos proterozóicos exibem um espectro de absorção diferente dos querogênios fanerozóicos "senis". Estes espectros caracterizam-se por uma absorção na região de 1660-1640 cm^{-1} ausentes nos querogênios que seguiram o esquema clássico da maturação orgânica. Por exemplo, os querogênios SG-1 e SG-2 mostram uma absorção intensa em 1660-1650 cm^{-1} respectivamente e duas bandas em 1585-1470 cm^{-1} (fig.23). Estas últimas foram interpretadas como dupletes e atribuídas a deformação axial de aromáticos. Nota-se também absorções muito discretas em 3000 cm^{-1} e entre 900-700 cm^{-1} que sugerem uma extensiva substituição dos anéis. Além disto, o espectro de IV do querogênio SG-1 revela duas absorções, também discretas, em 2900 cm^{-1} e 720 cm^{-1} devidas a grupos alifáticos pequenos que possivelmente unem os sistemas de anéis aromáticos (fig. 23). Com efeito, a banda em 720 cm^{-1} provém da vibração do esqueleto carbônico de cadeias lineares com mais de 4 grupamentos CH_2 (cf. Silverstein et al. 1979).

Atribui-se aqui às absorções em 1660 e 1650 cm^{-1} a presença de radicais do tipo quinona ou semi-quinona que compõem a estrutura básica dos sistemas de anéis aromáticos destes querogênios. As quinonas absorvem IV entre 1690-1655 cm^{-1} (Stevenson e Butler, 1969), porém quando as carbonilas aparecem em anéis diferentes, a absorção em consequência da conjugação estendida desloca-se para frequências mais baixas (1655-1635 cm^{-1}) (Silverstein et al. 1979).

- O espectro de ressonância paramagnética do elétron (RPE) -

Todos os querogênios dão sinal em espectro de ressonância paramagnética do elétron (RPE) devido aos radicais livres que fazem parte da sua estrutura química. A concentração destes radicais, que é dada pelo spin/g (corresponde a integral do pico de absorção), em geral oscila entre 10^{16} - 10^{19} , dependendo do tipo da MO precursora e particularmente do nível de alte-

Fig. 23 - Espectros de absorção do Infra-vermelho dos querogênios SG-1 e SG-2 em pastilhas de KBr (os dados foram obtidos em um espectrômetro Perkin-Elmer, na região entre 4000-600 cm⁻¹, operado nas seguintes condições: T_c (constante de tempo) = 3; Velocidade de varredura = 10⁵ a 10⁷; ganho = 1 miliampêres; e com uma resolução que variou de 2 cm⁻¹ a 5 cm⁻¹).

ração diagenética do querogênio (Durand et al. 1976; Marchand, 1976; Marchand e Conrad, 1980).

O tipo da MO fonte influi diretamente na concentração inicial dos radicais livres (Stuemer et al. 1978) e no comportamento do querogênio durante o seu craqueamento térmico que promove a geração de novos radicais (Marchand e Conrad, 1980). Stuemer et al. (1978) constataram que a estabilidade e concentração dos radicais livres é função do caráter aromático da MO precursora. De fato, os querogênios derivados de plantas superiores são mais concentrados em radical livre do que os querogênios derivados de progenitores alifáticos ($H/C \uparrow$). Porém com a maturação orgânica, todos os querogênios exibem um aumento sistemático na densidade dos e^- solitários, cujo valor máximo (spin/g) dependerá obviamente do tipo MO fonte envolvido na sua síntese. A partir deste máximo (final da catagênese), a concentração dos radicais livres decresce com a perda dos voláteis (CO_2 , H_2O , NH_3) e o início da carbonificação ($T > 200^\circ C$). O spin/g é portanto um parâmetro importante como indicador paleotermométrico.

A posição do sinal, que é dado pelo valor do g , também varia com a maturação de 2,0036-2,0024 (Marchand e Conrad 1980; Petrakis e Grandy, 1980), denotando a geração de novos tipos de radicais livres, contendo especialmente hidrogênio e carbono (Adams et al. 1958; Segal et al. 1965; Retcofsky et al. 1968; Petrakis e Grandy, 1978). Tal comportamento, todavia, ainda não está bem esclarecido, porque o aumento do caráter aromático do carbono residual, no final da catagênese, tenderia a elevar os valores do g ($> 2,0023$) e não reduzi-los (Marchand e Conrad, 1980). Por esta razão, a posição do sinal é um parâmetro menos relevante na avaliação da história térmica (catagenética) do querogênio. Em contrapartida, o valor do g , sendo uma característica específica do centro paramagnético, permite caracterizar o ambiente químico do e^- solitário, principalmente quando o oxigênio e o enxofre fazem parte do radical livre (Retcofsky et al. 1968; Petrakis e Grandy, 1978).

Os querogênios SG-1 e SG-2 absorvem em RPE gra-

ças a estabilidade, quase infinita, dos radicais livres em sólidos (cf. Marchand, 1976) e a grande mobilidade do e^- ao longo das ligações π nos sistemas de anéis aromáticos, que confere uma estabilidade adicional aos radicais (figs. 24 e 25). Ambos querogênios dão valores para o spin/g (Tab. 6) na mesma ordem de grandeza que os protoquerogênios (resíduos orgânicos insolúveis a ácidos fortes isolados de sedimentos do Holoceno, Peters et al. 1981) de natureza cianobacteriana. Tal resultado não significa muito em termos paleotermométricos, uma vez que a posição do sinal ($g = 2,006$) implica em tipos diferentes de radicais livres (Tab. 6). O valor do g sugere que os e^- solitários estão ligados a radicais de núcleos aromáticos contendo oxigênio ou enxofre (Petrakis e Grandy, 1978). Os radicais orgânicos com oxigênio e enxofre absorvem em RPE para $g = 2,004 - 2,007$ (Austin e Given *in* Retcofsky et al. 1968; Petrakis e Grandy, 1978) e $g = 2,008$ (Petrakis e Grandy, 1978), respectivamente.

As razões O/C elevadas, em ambos querogênios (SG-1 e SG-2), e o sinal de absorção IV em regiões de grupos quinóides asseguram que estas absorções são devidas a presença do oxigênio na vizinhança do e^- livre. Radicais semi-quinona em antraquinona, supostamente presentes em carvões de séries inferiores, dão valores de $g > 2,004$ em consequência do forte acoplamento spin-orbital (Austin e Given *in* Retcofsky et al. 1968; Marchand e Conrad, 1980).

As Razões Isotópicas do Carbono 12 e 13

A fotossíntese é o principal separador isotópico do ^{12}C e ^{13}C entre as formas de carbono oxidado (C_{carb}) e reduzido (C_{org}). Três fases, na fixação biológica do CO_2 , discriminam o ^{13}C :

1. A difusão irreversível do CO_2 atmosférico para o interior da planta (Craig, 1953; Silverman e Epstein, 1958; Schidlowski, 1982);

Fig. 24 - O espectro de RPE do querogênio SG-1 após o tratamento com resina de troca-iônica (Subacius, no prelo). O sinal de absorção do radical orgânico ocorre para $g = 2,006$. Os demais sinais são devidos aos e^- solitários de grupos funcionais de fragmentos de resina. (As medidas em RPE foram feitas à temperaturas ambiente em um espectrometro de ressonância nuclear paramagnética com uma frequência modulada à 100kHz e um sistema de amplificação "lock-in" ($G = 6,3 \times 10^5$)).

Fig. 25 - O espectro de RPE do querogênio SG-2, após o tratamento com resina de troca-iônica. O sinal do radical orgânico ocorre para $g = 2,006$. O sinal, mais largo, é devido a fragmentos de resina (as medidas foram obtidas à temperatura ambiente em um espectrômetro de RPE com uma frequência modulada de 100kHz e um sistema de amplificação "lock-in" ($G = 10^4$)).

TABELA 6 - Resultados do espectro de RPE (ressonância paramagnética do elétron) dos querogênios SG-1 e SG-2 e de protoquerogênios recentes.

AMOSTRA	MATERIAL ANALISADO	BIOTA FONTE	PARÂMETROS DA RPE		
			SPIN/gr	g	W (largura da linha)
SG-1	querogênio	cianobactérias bentônicas	$4,32 \times 10^{15}$	2,006	7,5
SG-2	querogênio	cianobactérias bentônicas	$9,43 \times 10^{15}$	2,006	3,5
Laguna Mormona* (México)	protoquerogênio	cianobactérias bentônicas	$6,34 \times 10^{16}$	2,0035	8,67
Laguna Mormona* (México)	protoquerogênio	cianobactérias bentônicas	$0,118 \times 10^{17}$	2,0032	8,16
* Dados obtidos de Stuemer et al. (1978) e Peters et al. (1981), respectivamente.					

2. A reação inicial de carboxilação pela qual o CO_2 entra no Ciclo de Calvin (Schidlowski, 1980, 1981 e 1982);

3. E a descarboxilação e dissimilação do CO_2 durante a respiração (Schidlowski, 1982).

Desta maneira, com o fracionamento isotópico a matéria prima dos fotoautotróficos é enriquecida em ^{12}C , em relação aos carbonatos (Tab. 7). Este enriquecimento, todavia, é desigual e depende da fonte de carbono metabolizada que pode ser o CO_2 atmosférico e o CO_2 dissolvido. Por exemplo, as cianobactérias e algas modernas exibem valores de $\delta^{13}\text{C}^*_{\text{PDB}}$ mais positivos do que as plantas terrestres porque consomem o carbono dissolvido na água, mais concentrado no isótopo pesado (^{13}C) (Tab. 7).

O querogênio e os carbonatos proterozóicos dão valores de $\delta^{13}\text{C}$ na mesma magnitude que os contemporâneos (Tab. 7). Contudo, o querogênio, a despeito de representar MO produto do decaimento de comunidade microbiológicas, é normalmente enriquecido com o isótopo leve. Alguns parâmetros ambientais, tais como, temperatura, disponibilidade de CO_2 , restrição ambiental e pH explicam parte deste incremento em ^{12}C (Gormly e Sackett, 1975; McKirdy, 1976; Schidlowski, 1981 e 1982). Por exemplo, Gormly e Sackett (1975) observaram que o aumento da temperatura da água de 16 a 30°C acarreta uma variação no $\delta^{13}\text{C}$ de 3 até 6‰, em favor do ^{12}C , notadamente na fração lipídica celular. O reaproveitamento do CO_2 liberado da atividade metabólica e do decaimento das cianobactérias construtoras de estromatólitos, sob condições de baixa disponibilidade de CO_2 , pode incrementar a MO celular com

* Os valores do $\delta^{13}\text{C}$ são obtidos em comparação com a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ produzida a partir da combustão completa de uma amostra de carbonato padrão, normalmente a belemnita da Formação Pee Dee, Carolina do Sul, segundo a fórmula:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}) - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}})}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}})} \times 1000$$

TABELA 7 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para carbonatos e organismos contemporâneos e para a MO sedimentar do Fanerozôico e Precambriano. Notar que a MO sedimentada é enriquecida com o isótopo mais leve. O sinal • indica intervalos cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais frequentes (Craig, 1953; Silverman e Epstein, 1958; McKirdy, 1976; Schidlowski, 1981; McKirdy e Hahn, 1982).

o ^{12}C (McKirdy, 1976). Além dos fatores ambientais, a maturação da MO sedimentada promove um deslocamento negativo do $\delta^{13}\text{C}$. As reações de condensação e polimerização que se iniciam ainda na superfície são marcadas pela perda preferencial de grupos funcionais isotopicamente mais pesados (carboxílicos, amidas, etc.) (Galimov, 1980). Exemplos modernos demonstram que este efeito é mais pronunciado para a MO derivada de fontes marinhas, cuja formação supõe-se envolver a polimerização de derivados geoquímicos dos carboidratos e proteínas (Galimov, 1980; Huc, 1980).

A contribuição majoritária de componentes bioquímicos específicos na formação do querogênio determina uma variação efetiva no balanço isotópico final. As várias fontes precursoras dos querogênios proterozóicos são responsáveis pelas diferenças de $\delta^{13}\text{C}$ detectados nos querogênios do tipo I e II (remanescentes de algas planctônicas principalmente acritarcas) e do tipo III (derivado da secreção mucilagínosa, de natureza polissacarídea, produzida pelas cianobactérias) (Tab. 7). O significado destas diferenças possivelmente abrange também características metabólicas particulares destas microbiotas em fixar fotossinteticamente o carbono (Barghoorn et al. 1977).

Os querogênios SG-1 e SG-2 dão valores de $\delta^{13}\text{C}$ no intervalo fotossintético para a MO de fácies silicosas (Tab. 7). Ambos querogênios são isotopicamente mais leves que os querogênios das formações estrangeiras da mesma faixa de idade, por exemplo Bitter Springs e Skillogalee (fig. 26). As causas destas diferenças provavelmente são devidas a fatores ambientais (por exemplo, temperatura), se estes querogênios foram estabilizados diageneticamente. O deslocamento negativo ($\sim 2,0\%$) em favor do ^{12}C no querogênio SG-2 reflete diferenças no tipo da biota dominante. Variações no $\delta^{13}\text{C}$ foram observadas por Barghoorn et al. (1977) em várias fácies litológicas (carbonática ou silicosa) da Fm. Gunflint e atribuídas a características metabólicas particulares das microbiotas predominantes.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos querogênios SG-1 e SG-2 são incompatíveis com as observações de campo. As duas amostras

Fig. 26 - Resultados da análise isotópica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) da MO (FS e FI) SG-1 e SG-2 e de alguns querogênios de fácies silicosas de localidades estrangeiras.

- ◆ querogênio
- ◇ fração solúvel (FS)
- querogênios das formações Gunflint (GF) Bitter Springs (BS), Skillogallee (SK) Paradise Creek (PC). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e destes querogênios foram extraídos de Smith et al. (1970).

provêm de uma área afetada por um tectonismo regional que deve tê-las aquecido. O aumento da temperatura, com maturação orgânica e com o metamorfismo mineral, tende, *via de regra*, enriquecer o carbono residual com o isótopo pesado (Tab. 7), por causa do craqueamento térmico preferencial das ligações $^{12}\text{C}-^{12}\text{C}$ (Silverman e Epstein, 1958; McKirdy e Hahn, 1982) ou da troca isotópica que se efetua entre o C_{org} e o C_{carb} a $T \geq 350^\circ\text{C}$ (Schidlowski et al. 1983). Pelo menos uma das três possibilidades justifica os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para ambos querogênios:

1. O metamorfismo incipiente seco, isto é, na ausência de doadores de H_2 , por exemplo, a água (McKirdy e Hahn, 1982);

2. Um efeito adiabático do sílex que protegeu o querogênio de um aquecimento tardio (cf. Nyberg e Schopf, 1981).

3. É uma imobilidade química estrutural do querogênio devida aos grupos funcionais contendo oxigênio. É provável que esta seja a causa principal da manutenção dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ do querogênio de São Gabriel dentro de níveis diagenéticos, uma vez que o índice de cor denuncia apenas alterações de natureza física.

c. A Fração Solúvel

O Emprego de Biomarcadores na FS para a Caracterização da Biota Precursora

Várias classes de compostos (Tab. 8) ocorrem na forma livre em diversos tipos de rochas proterozóicas e são recuperados pela extração com solventes orgânicos usuais. Contudo, apenas parte desta fração é singenética, porque poucos compostos são estáveis às condições geológicas, tais como, os carbohidratos e os aminoácidos que desaparecem por completo com o soterramento (Abelson *in* Calvin, 1969).

Os hidrocarbonetos *sensu strictu* perfazem a clas-

TABELA 8 - Alguns tipos de fósseis químicos que ocorrem em sedimentos pré-cambrianos e seus status como marcadores biológicos (McKirdy, 1974).

Classe	Esqueleto carbônico básico	Significado evolutivo
-alcanos normais saturados e mono-insaturados		maiores constituintes dos geolipídeos. Em rochas mais antigas que 3.0 b.a., são parcialmente abióticos.
-alcanos ramificados iso e anteiso		evidência de atividade bacteriana
-isoprenóides		evidência de fotossíntese
-ácidos graxos insaturados e saturados		marcadores biológicos duvidosos
-ácidos graxos iso prenóides		evidência de fotossíntese e possivelmente do zooplâncton.
-esteranos		evidência de organismos eucarióticos
-porfirinas		evidência de fotossíntese, respiração e síntese de nucleotídeos
-carboidratos monossacarídeos polissacarídeos		provavelmente não sintético, devido à pouca estabilidade geoquímica
-aminoácidos		provavelmente não sintético, devido à pouca estabilidade geoquímica

se de compostos que apresenta maior estabilidade geoquímica. Estima-se que para temperaturas de 57°C e 147°C os seus tempos de vida nos sedimentos atinjam até 10^{27} e $10^{14,5}$ anos, respectivamente (Calvin, 1969). Graças a capacidade de retenção da sua estrutura molecular, distingue-se entre eles biomarcadores, através dos quais identifica-se os prováveis precursores biológicos da MO sedimentar (Tissot et al. 1975), e as fontes alóctonas de FS, inclusive de sedimentos proterozóicos (McKirdy e Hahn, 1982).

O valor informativo dos hidrocarbonetos como biomarcadores varia diretamente com a sua complexidade estrutural na seguinte ordem: alcanos normais < isoprenóides < iso e anteiso < esteranos < triterpanos pentacíclicos (Tissot e Welte, 1978). A importância dos alcanos normais refere-se a certas características do seu padrão de distribuição obtido pela cromatografia gasosa, tais como, o tipo da curva, o intervalo da série homóloga, a sua concentração máxima, e a preferência pelos homólogos com números ímpares de carbono ($C_{\text{ímpar}}$). Por exemplo, os padrões de n-alcanos de peso molecular médio (nC_{15} - nC_{23}) com máximo no nC_{17} , *via de regra* sugerem MO derivada de cianobactérias extintas e recentes (Tissot et al. 1975). O nC_{17} é o hidrocarboneto mais abundante entre os microorganismos fotossintetizadores (Calvin, 1969). É certo que algumas cianobactérias, algas verdes e vermelhas e bactérias contêm n-alcanos (ou alcenos) de cadeias longas com preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ (McKirdy, 1976). Apesar disto, as distribuições nas quais predominam os homólogos com alto peso molecular (nC_{25} - nC_{35}), com preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$, ocorrem principalmente em extratos a partir do Devoniano em consequência da contribuição adicional dos álcoois e ácidos pares derivados de ceras cuticulares dos vegetais superiores (Tissot et al. 1975). N-alcanos pesados ímpares são inclusive sintetizados diretamente por estes vegetais. Por esta razão, a preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ ($> nC_{25}$) em extratos muito antigos seguramente implica contaminação muito recente (Smith et al. 1970; Subacius e Fairchild, submetido para publicação).

Os perfis de n-alcanos sedimentares que preservam tais características, em particular a imparidade, refletem MO bio

degradada, isto é, principalmente os hidrocarbonetos de primeira geração. Estes hidrocarbonetos são incorporados aos sedimentos provenientes diretamente do decaimento celular e da descarboxilação dos ácidos carboxílicos saturados e insaturados, possivelmente via Síntese de Kolbe (fig. 27) (Cooper e Bray, 1963) ou em presença de minerais catalíticos (Brooks e Smith, 1969; Almon e Johns, 1975). Através da descarboxilação se justifica a acentuada preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ exibida pelos hidrocarbonetos de sedimentos imaturos, uma vez que prevalecem na natureza os ácidos lineares com números pares de carbono (Tab. 9). Tais padrões traduzem sedimentos submetidos a uma história térmica branda (diagênética) (cf. Albrecht e Ourisson, 1969; Tissot et al. 1971; Albrecht et al. 1976). Quando as condições reinantes na diagênese são muito redutoras a hidrogenação direta dos ácidos carboxílicos é favorecida. Com isto, observa-se distribuições com preferência pelos homólogos pares (C_{par}), por exemplo, nos folhelhos negros do Quadrilátero Ferrífero (McKirdy e Hahn, 1982) e em sedimentos evaporíticos do Cretáceo (Tissot et al. 1975).

A imparidade característica dos extratos imaturos se dilue gradativamente com o prosseguimento da maturação orgânica (Phillipi, 1965; Welte, 1965; Albrecht e Ourisson, 1969; Tissot et al. 1971). O craqueamento térmico do querogênio promove a neo-síntese de hidrocarbonetos cuja abundância mascara o perfil original. Felizmente, os hidrocarbonetos secundários preservam parte das características dos hidrocarbonetos biodegradados o que permite reconhecer, mesmo a grandes profundidades, as fontes biológicas predominantes (Tissot et al. 1975). Os extratos associados a dois tipos padrões de querogênios fanerozóicos (tipo II e III) ilustram bem como o padrão de n-alcenos, em plena fase de geração do óleo, mantém traços particulares dependendo da MO precursora (fig. 28). Nos extratos continentais o perfil, além da abundância de n-alcenos longos (nC_{20} - nC_{30}), ainda exibe uma ligeira preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ imperceptível nos padrões derivados da MO mista (marinho e continental) (Vandembroucke, 1980).

Fig. 27 - Síntese de Kolbe

Tabela 9 - Ocorrência de ácidos carboxílicos lineares na Biosfera.

Ácidos Carboxílicos	Intervalo de Ocorrência	Fontes
saturados	$C_{12} - C_{18}$ (pares)	bactérias, algas verdes, verdes-azuis e fungos
	$C_7 - C_{17}$ (ímpares)	gorduras de plantas superiores
	C_{15} e C_{17}	algas verdes-azuis e bactérias
	$C_{10} - C_{24}$ (pares)	organismos marinhos
monoinsaturados	$C_{10} - C_{34}$ (pares)	óleos e ceras
	C_{16} , C_{18}	bactérias, algas verdes e algas verdes - azuis
poli-insaturados	$C_{10} - C_{24}$ (pares)	organismos marinhos
	$C_{14} - C_{18}$ (pares)	algas verdes e verdes-azuis
	C_{17}	bactérias

- Querogênios do tipo II - Apresenta uma razão H/C ligeiramente menor que 1,5 que corresponde a um esqueleto carbônico rico em estruturas policíclicas saturadas. Estão frequentemente associados a depósitos de argilas carbonáticas de ambientes marinhos, nos quais predomina condições anóxicas. A MO deriva-se principalmente de material planctônico (fito e zooplâncton), por vezes exclusivamente de *Taammanites*.
- Querogênios do tipo III - Exibe razão H/C > 1 e é normalmente rico em oxigênio, sugerindo um esqueleto carbono constituído de estruturas poliaromáticas e heterocíclicas. Ocorrem associados às séries detriticas, nas quais a subsidência é rápida. A MO deriva-se principalmente dos vegetais superiores, cujo precursor bioquímico principal é a lignina.

FIGURA 28 - Cromatografia gasosa da fração saturada dos extratos associados a querogênios do Tipo II e III (Vandembroucke, 1980).

Nos padrões cromatográficos da fração saturada identifica-se também alguns biomarcadores específicos, notadamente os isoprenóides pristano (2,6, 10.14 tetrametil-pentadecano) e fitano (2,6, 10.14 tetrametil-hexadecano). Ambos isoprenóides são quantitativamente raros na natureza. O pristano ocorre em plantas superiores, organismos marinhos e sedimentos imaturos (Brooks, Gould e Smith, 1969). O fitano, ao contrário, aparece praticamente só em bactérias, sendo ausente em sedimentos muito recentes (Blumer e Synder, 1965). Por esta razão, acredita-se que ambos sejam produtos diagenéticos da cadeia lateral fitol da clorofila (fig. 29) (Blumer e Synder, 1965; Calvin, 1969).

As Evidências da Origem Alóctona da FS em São Gabriel

O intervalo da série homóloga nos padrões de n-alcanos SG-1 e SG-2 é amplo e exibe uma notável preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$, em particular entre os homólogos pesados ($> nC_{25}$).

Distribuições de n-alcanos amplas (nC_{16} - nC_{29}) em extratos proterozóicos associados a rochas não geradoras (carbonatos e sílex) não implicam em MO alóctona (fig. 30), desde que sejam distribuições homogêneas ou que sugere hidrocarbonetos secundários. A preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ em ambos cromatogramas (fig. 31 e 32) é atípica para MO singenética e seguramente reflete contaminação muito recente (cf. Smith et al. 1970). Atribui-se aqui a fonte destas contaminações a MO proveniente do solo retida nas fraturas das amostras de mão. A contribuição de líquens, embora não existam evidências de líquens recobrindo as amostras, provavelmente justifica a concentração distoante do nC_{17} , juntamente com o nC_{20} (figs. 31 e 32). O nC_{20} prevalece nos extratos de fungos onde cerca de 60% consiste de homólogos pesados (Han e Calvin, 1969).

Parcialmente mascarada pela contaminação, visualiza-se no perfil de SG-1 uma distribuição discreta, dentro da série nC_{14} - nC_{23} com um máximo aparente no nC_{17} , na qual identifica-se o par fitano/ nC_{18} . A presença do fitano, cuja formação nos

Fig. 29 - Sequência de decomposição do fitol (cadeia lateral da clorofila) nos sedimentos (Powell e Mc-Kirdy, 1975).

H/C = 0.26

Calcário Cavan (*Stratifera*)

H/C = 0,82

Formação Bitter Springs
(*Acaciella australica*)

H/C = 0,47

Formação Wonoka (*Tungussia*)

H/C = 0,33

Formação Skillogalee (*Tungussia*)

H/C = 0.23

Formação Skillogalee (*Baicalia f*)

H/C = 0,65

Formação Tooganime (*Conophyton*)

Fig. 30 - Cromatografia gasosa da fração saturada (alcanos) isolada de estromatólitos australianos (McKirdy, 1976).

Fig.31 - Cromatografia gasosa da fração saturada isolada do E.O. SG-1. Os picos foram identificados usando-se o padrão interno nC₁₆.

Fig. 32 - Cromatografia gasosa da fração saturada isolada do E.O. SG-2. Os picos foram identificados usando-se o padrão interno nC₁₆ e padrão externo.

Fig. 33 - Padrão externo usado para auxiliar a identificação dos picos de n-alcenos da fração saturada SG-2.

sedimentos é lenta (Blumer e Synder, 1965), e do par fitano/ nC_{18} com uma razão $\approx 1,0$, assegura uma idade geologicamente avançada para parte da FS em SG-1. Além disto, o fitano é um biomarcador da capacidade fotossintética dos precursores biológicos.

A razão fitano/ nC_{18} revela também que a MO, representada por esta distribuição, apresenta um nível de maturidade compatível com a idade do sedimento em questão. A MO no intervalo catagenético exibe uma razão pristano/ nC_{17} e fitano/ nC_{18} que varia de 1,0-0,5 (Connan e Cassou, 1980; Tissot et al. 1971). Porém é difícil afirmar se a MO solúvel em SG-1 é de fato singenética, em face do grande risco de contaminação do sílex por MO geologicamente recente, por exemplo do Fanerozóico. Sanyal et al. (1981) provaram que os sílex são rochas suficientemente permeáveis para reter, nos seus interstícios quantidades mensuráveis de FS em curtos períodos de tempo. O sílex SG-1 é notadamente rico em FS (300 ppm), em comparação com outras amostras silicosas do Proterozóico (cf. Smith et al. 1970), o que suscita suspeita sobre a singenicidade da MO local.

O sílex negro SG-2 contém aproximadamente 100 ppm de FS, que inclui além dos hidrocarbonetos, um material de aspecto sólido, solúvel apenas em clorofórmio, provavelmente asfaltenos. A fração saturada, diferente de SG-1, é rica em alcanos ramificados e policiclanos e a distribuição abrange praticamente a série homóloga completa (fig. 32). Na realidade, distingue-se duas ou mais fontes de MO representadas por:

1. Um predomínio atípico de alguns n-alcanos (nC_{17} , nC_{20} , nC_{27}) e uma acentuada preferência pelo $C_{\text{ímpar}}$ ($> nC_{25}$) que, a exemplo de SG-1, denota contaminação do solo;

2. E uma segunda distribuição mais homogênea, com máximo no nC_{21} , aparentemente formada por hidrocarbonetos de 2ª geração. Nota-se também uma predominância atípica do par fitano/ nC_{18} , cuja relação com esta distribuição é ainda obscura.

A despeito da concentração distoante do par fita-

no/ nC_{18} , tal distribuição de n-alcenos é similar aos perfis encontrados para a fração saturada associada a extratos singenéticos de carbonatos estromatolíticos proterozóicos (McKirdy, 1976; McKirdy e Hahn, 1982). Nestes extratos, a abundância dos componentes ramificados e cíclicos, juntamente com o tipo da curva de distribuição, infere MO imatura, isto é, sujeita apenas a diagênese precoce. À medida que prossegue a catagênese, com a intensificação dos processos de craqueamento do querogênio e dos demais componentes da fração saturada, a série homóloga tende a se estreitar e o máximo desloca-se para os n-alcenos de cadeia mais curtas (Tissot et al. 1971; Phillipi, 1965; Albrecht e Ourisson, 1969). Todavia, Powell e McKirdy (1973) constataram que a continuidade da maturação depende também da litofácies hospedeira (veja também McKirdy e Hahn, 1982). Por exemplo, a MO associada a carbonatos profundos nem sempre mostra os mesmos níveis de maturidade que a MO de rochas geradoras submetidas a mesma temperatura (McKirdy e Hahn, 1982). Eles atribuíram a carência nos carbonatos de certos tipos de minerais catalíticos que possivelmente participam da maturação orgânica. Tais observações, portanto, não invalidam a hipótese em favor da singenicidade da FS em SG-2, apesar dos seus sinais de imaturidade. Por outro lado, é incipiente atribuir-se, com base apenas nos padrões de n-alcenos, uma idade para a MO local contemporânea ao sedimento pelas mesmas razões apresentadas para a FS em SG-1. Por exemplo, se extrairmos do perfil de SG-2, comparando-se com o perfil SG-1, os hidrocarbonetos que claramente denotam contaminação do solo, o par fitano/ nC_{18} sugere uma terceira fonte de MO, alóctona e geologicamente antiga, que foi sujeita a um fracionamento estratigráfico (cf. Powell e McKirdy, 1975). Este fracionamento provavelmente responde pela ausência, por exemplo, do nC_{19} e do isoprenóide pristano. Aliás, este isoprenóide, bastante comum em extratos pré-fanerozóicos (McKirdy, 1976), também não aparece no perfil SG-1.

PARTE III

ESTUDO PALEOBIOLOGICO DO SÍLEX NEGRO DE SÃO GABRIEL

1. DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA DO SÍLEX: TIPOS DE *FABRIC* E A SILICIFICAÇÃO

As análises microscópicas de lâminas petrográficas das amostras de sílex SG-1 e SG-2 revelaram diferenças significativas no aspecto geral da matriz silicosa e no processo de silicificação em consequência de pequenas diferenças do ambiente de deposição.

Em SG-1, a silicificação preservou a feição laminar, de provável natureza criptalgaminada, da rocha carbonática original (fig.34). Verifica-se também uma alternância de camadas claras e escuras que delimita, ao longo de uma secção vertical, zonas que diferem quanto a distribuição, concentração e textura da MO, nos seus teores em cristais de dolomita e na cristalinidade do sílex. O estudo destas zonas, denominadas de *fabric* (Knoll e Golubic, 1979), é notadamente importante na caracterização da qualidade de preservação dos microfósseis. Por exemplo, no *fabric* F1, (fig. 34) as camadas escuras são formadas por filmes carbonosos plano-paralelos, de espessura submilimétrica a milimétrica, que tingem a matriz de marrom bem escuro. A porção mineral consiste de sílex criptocristalino a microcristalino, na forma de mosaico, intimamente associado a cristais romboédricos de dolomita. Em algumas regiões ao *fabric* F1 entre os filmes carbonosos, observa-se agregados de cristais de dolomita maiores. A origem deste *fabric* provavelmente se relaciona com uma leve compactação pós-deposicional da esteira microbiológica e da MO, derivada do seu decaimento, nos estágios finais da diagênese (sindiagênese). Afinal, este *fabric*, apesar de muito denso em MO, é relativamente pobre em microfósseis e em espaços abertos, preenchidos com calcedônia fibro-radiada ou quartzo microcristalino, muito frequentes em estromatólitos antigos (Knoll e

Fig. 34

Lâmina petrográfica da amostra SG-1. Notar o padrão finamente laminado que define da base para o topo os fabric F₃, F₂ inferior e F₂ superior e F₁. Os espaços em branco no fabric F_{2i} são pelo menos em parte moldes de pequenos cristais de um mineral evaporítico. A seta aponta um provável estilólito.

(lâmina nº 4/17.07.80/8A)

Fig. 35

Lâmina petrográfica da amostra SG-2. Notar o aspecto fragmentado da matriz silícea.

(lâmina nº 1/17.07.80/4.1.A)

Golubic, 1979; Horodyski e Donaldson, 1980; Nyberg e Schopf, 1981). No *fábrica* F2 (superior e inferior) (fig. 34) o padrão de cristalinidade do sílex e da dolomita se mantém igual a F2, mas a MO se distribui de forma diferente. A maior parte ocorre disseminada na matriz, colorindo-a de marrom bem claro, onde eventualmente observam-se concentrados orgânicos amorfos e microfósseis. Muitas vezes estes concentrados aparecem no interior de clastos de carbonatos submilimétricos. Subordinadamente, ocorrem grãos opacos (discretos ou agregados) de formatos cúbicos e hexagonais (pirita), grãos esféricos amarelados (óxidos de ferro) no interior de fraturas secundárias, e muitos espaços abertos preenchidos com calcedônia fibro-radiada (notadamente em F2 sup.) e quartzo ou dolomita microcristalina. Os espaços abertos que predominam em F2 sup. representam aparentemente feições primárias resultantes da expulsão de gases no decorrer da decomposição das esteiras precursoras do *fábrica* F1. Por outro lado, as cavidades em F2 inf. exibem formatos muito definidos (arredondados) sendo prováveis pseudomorfos de cristais evaporíticos (fig. 34). Em F2 sup. e inf. são abundantes também clastos de tamanhos variados, derivados do retrabalhamento de sedimentos contemporâneos, e filmes orgânicos, muito finos e irregulares. O *fábrica* F3, que aparece como lentes muito claras (fig. 34) distingue-se dos demais pela carência de cristais de dolomita e de MO amorfa e estruturada (microfósseis) e adicionalmente pelo padrão criptocristalino homogêneo do sílex.

O estudo microscópico do sílex SG-1 revelou que a silicificação substituiu uma rocha carbonática, cuja formação envolveu: a precipitação de partículas de carbonatos, de tamanhos iguais ou inferiores a silte, de MO, e a deposição de clastos pequenos, em conjunto com o crescimento e desenvolvimento de comunidades de cianobactérias bentônicas. No *fábrica* F2 a espessura das lâminas de sedimento e a abundância de clastos indicam períodos de instabilidade deposicional das condições reinantes normalmente de águas calmas e de circulação restrita. A manutenção do padrão horizontal do acamamento dissociado de estruturas sedimentares de dessecação exclui a possibilidade de um ambiente de intermaré periodicamente agitado. A ausência de material clástico terrígeno reflete, inclusive, a pouca influência continental. Sendo

assim, parece razoável atribuir-se a ação de tempestade os períodos de instabilidade, responsáveis pelo transporte de sedimento para o local, em detrimento do crescimento das esteiras (cf. Park, 1976). Somente durante os períodos de melhoria é que as esteiras precursoras do *fabric* F1, tiveram um importante desempenho na precipitação das partículas de carbonato que fazem parte das lâminas de sedimento intermediárias as camadas ricas em MO. A julgar pela pouca perturbação e uniformidade do padrão horizontal o *fabric* F1 reflete um ambiente de águas tranquilas, quentes e salgadas.

A ausência de vestígios da microflora bentônica no *fabric* F1 reforça a argumentação de que a silicificação não ocorreu precocemente, isto é, a partir da permineralização das esteiras com a precipitação da sílica coloidal (cf. Horodyski e Donaldson, 1980). Todavia, a silicificação também não aconteceu após a litificação total do sedimento, uma vez que observa-se no *fabric* F1, filmes orgânicos e pequenas colônias, com abundante material mucilaginoso, que resistiram à compactação e ao decaimento, e em F2 diversos microfósseis, todos tridimensionalmente preservados. Estes últimos foram protegidos da compactação pelo suporte mineral. A silicificação, portanto, ocorreu durante a sindiagênese, através da precipitação da sílica coloidal suspensa na água e aprisionada nos interstícios do carbonato, em um microambiente de pH ácido. Com a precipitação da sílica coloidal, uma série de reações de desidratação e cristalização (Peterson e Von der Borch, 1965; Leo e Barghoorn, 1976 e Knauth, 1979) promoveu a formação da calcedônia e do quartzo microcristalino. A íntima associação do sílex com os cristais romboédricos de dolomita sugere uma co-precipitação da dolomita sob a influência da MO local (veja também Dardenne et al. 1976; Dardenne, 1979).

A matriz silicosa da amostra SG-2 exhibe um padrão laminar acompanhado de uma outra feição incomum em sílex negros e estromatolíticos que comportam microfloras (fig. 35). A maior parte da matriz apresenta-se virtualmente fragmentada. Tal aspecto aproxima-se muito das gretas de sinerese resultantes da

deformação hidroplástica de pelitos em resposta a uma leve sobrecarga de sedimentos sobrejacentes (cf. Plummer e Gostin, 1981). De fato, a análise microscópica revelou que o "fraturamento" pode ser uma feição precoce, que apareceu logo após a precipitação da sílica coloidal em substituição a uma rocha carbonática muito fina (margosa?) não consolidada, mas saturada com água rica em sílica e magnésio. Os fragmentos, aparentemente cimentados com quartzo microcristalino mais grosseiro, exibem tamanhos de milimétricos a submilimétricos e contornos bem sinuosos. No seu interior, o quartzo (criptocristalino a microcristalino) ocorre intimamente associado a microcristais bem formados de dolomita. As partículas de MO (muito abundantes) bem como os microfósseis, estão confinados no interior destes fragmentos ou em algumas camadas de sedimentos, originalmente mais grosseiros, que representam uma descontinuidade do aspecto predominante da matriz (fig. 35).

A homogeneidade das estruturas sedimentares sugere um ambiente de deposição de águas muito calmas e com poucas variações das condições de sedimentação, no qual ocorreu uma deposição gradacional de partículas de carbonato e/ou MO. A ausência de filmes carbonosos densos indica que cianobactérias bentônicas não participaram ativamente da acumulação da rocha carbonática, uma vez que a maior parte da MO dispõe-se sob a forma de concentrados orgânicos amorfos e mais raramente como microfósseis.

2. A MICROFLORA PRESERVADA

a. Critérios Adotados na Interpretação da Microflora

A interpretação do registro microfossilífero de fácies silicosas do Proterozóico baseia-se em dois tipos morfológicos fundamentais: um morfotipo tubular semelhante a formas filamentosas de procariontes e algas (Prancha IA e B), e um morfotipo esférico, solitário ou compondo pequenos grupos, cuja maioria lembra colônias de procariontes coccoïdais modernos (Prancha IC e D). Ambos morfotipos, por sua vez, exibem uma gama limita

Prancha I - Fotomicrografias dos morfotipos fundamentais e seus variantes degradacionais preservados nos sílex negros de São Gabriel, amostra SG-1 (Fotos D, E, I, L lâmina 4/17-07/80/8A; Fotos F, G, H, J lâmina 4/17-07-80-8B) e amostras SG (Subacius, relatório nº 2, Proc. 77/851-FAPESP) (Fotos C lâmina 1/3 VIII 77/2E) e Unaí (foto K lâmina 5/3 VIII 77/1K). Nas fotos A e B (gentilmente cedidas por Thomas R. Fairchild) os microfósseis estão preservados no sílex negro e estromatolítico da Fm. Skillogallee, Boorthanna (Austrália). Todas as escalas representam 10 μ m.

- A-B. Morfotipos tubulares que lembram cianobactérias filamentosas. Na foto A observa-se apenas a bainha coloidal. Na foto B as células, que compunham o tricoma estão intensamente pigmentadas e retraídas.
- C-D. Morfotipos esferoidais solitários e coloniais que lembram procariontes modernos.
- E-H. Fotomicrografias que mostram a célula (corpo denso e mais opaco) em diferentes estágios de retração, convergindo até a um grânulo negro central (foto H). Na foto F distingue-se claramente a resposta diferenciada da bainha e da célula à degradação.
- I-J. Envelopes celulares vazios
- K. Células retraídas preservadas durante a divisão.
- L. Resíduos citoplasmáticos (inclusões do tipo I) preservados no interior de uma célula colapsada.

PRANCHA I

da de padrões morfoestruturais, entre os quais destacam-se:

1. Um corpo, em geral, denso, consistente e opaco, que em estágios avançados de aparente retração converge de um formato anguloso até um grânulo negro (Prancha IE - H);

2. E um corpo translúcido (Prancha I I e J) de aparência entumescida, granulado, por vezes exibindo paredes múltiplas, que eventualmente envolve o corpo descrito acima (Prancha I E).

A interpretação destes variantes morfológicos como prováveis remanescentes de células e de bainhas coloidais ou envelopes celulares, encontra respaldo nas pesquisas tafonômicas. Tais pesquisas demonstram que o primeiro sintoma das alterações *post-mortem* é a retração que acontece de forma diferenciada na célula e na bainha (Knoll e Golubic, 1979). A parede celular, por ser mais rígida, com a retração se dobra formando sulcos ou pregas. A célula perde assim o seu contorno original e converge para um formato poliédrico (fig. 36). Os envelopes e as bainhas coloidais, em geral constituídos de polissacarídeos hidratados, com a desidratação se retraem mais uniformemente, de modo que o seu contorno original é mantido, inclusive a sua aparência turgida ou entumescida (fig. 36). O fenômeno de retração abrange inclusive as células em plena divisão (Prancha I K), e as formas filamentosas. Nestas últimas, as morfologias degradacionais dos tricomas são em muitos aspectos específicas para famílias e gêneros (Golubic e Barghoorn, 1977). Em estágios avançados de retração celular os tricomas desaparecem por completo restando apenas as bainhas coloidais vazias (Prancha IA).

Após o reconhecimento das células e das bainhas a interpretação do registro microfossilífero se estende ao detalhamento de traços morfológicos específicos, notadamente as estruturas orgânicas internas. Com o decaimento celular e a diagênese a matéria orgânica se distribui no interior dos microfósseis sob a forma de:

Figura 36 - Diagrama que reconstrói as seqüências de degradação da célula(a) e do envelope (b) antes e durante a divisão celular de uma cianobactéria coccoidal hipotética (inspirado em Knoll e Golubic, 1979).

1. Aglomerados granulares negros, com formatos irregulares, de vários tamanhos cuja posição varia muito no interior dos morfotipos (Prancha I L);
2. Um grânulo negro, estruturalmente disperso, de tamanho variado, geralmente central, cujo contorno acompanha o do perfil encaixante (Prancha I H);
3. É um grânulo negro, discreto e opaco, regularmente posicionado na periferia, cujo diâmetro varia de $1/5$ a $1/12$ do perfil encaixante.

As inclusões do tipo I, pelas suas características e distribuição, foram interpretadas como resíduos citoplasmáticos coalescidos (Oehler, 1977; Peat et al. 1978; Hofmann, 1976). Para o gênero fóssil *Myxococcoides*, por exemplo, as inclusões deste tipo representam a própria parede celular colapsada (Oehler, 1977). Os resultados tafonômicos descartam qualquer afinidade das inclusões do tipo 2 com remanescentes de organelas celulares (cf. Oehler, 1977). Tratam-se de células silicificadas em estágios avançados de plasmólise, a exemplo do que se verifica *in vitro* (Knoll e Barghoorn, 1976; Oehler, 1977). As inclusões do tipo III são as que apresentam maior afinidade com remanescentes de organelas, especificamente corpos pirenóides (organelas com membranas duplas, que se localizam dentro ou próximo do plastídio fotossintético, que serve para armazenar o amido) de algas eucarióticas (Schopf e Oehler, 1976; Oehler, 1977). Estas inclusões são características diagnósticas do gênero *Glenobotrydion* descrito nas microflóras Bitter Springs (Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971) Min' Yar (Nyberg e Schopf, 1984). O gênero *Glenobotrydion* provavelmente representa clorofíceas ou rodofíceas primitivas que habitaram as comunidades estromatolíticas proterozóicas (Schopf, 1968).

Esta série de transformações morfoestruturais pela qual passam as cianobactérias e as algas, com o decaimento celular e a diagênese, conduz a uma variedade morfológica secundária com profundas implicações na taxionomia. A variedade morfológica adquirida, juntamente com a intraespecífica (devido a fatores bi

ológicos internos e ambientais), é responsável por uma diversidade morfológica do registro microfossilífero de fácies silicosas *via de regra* incompatível com a diversidade taxionômica verdadeira (cf. Knoll e Golubic, 1979).

b. Característica Geral da Microflora, com Ênfase na Paleoecolo
gia dos Microfósseis

Os microfósseis preservados nas amostras SG-1 e SG-2 representam uma comunidade de microorganismos típica de fácies silicosas do Proterozóico Médio e Superior (Schopf, 1968; Schopf e Blacici, 1971; Hofmann, 1976; Knoll, 1982) (Tab. 10). Em SG-1, onde a densidade microfossilífera é mais expressiva a população é dominada por formas coccoidais que incluem 11 *taxa* que guardam relações morfológicas com cianobactérias Chroococcaceae e Entophy salidaceae, 5 *taxa incertae sedis* e 3 *taxa* com possíveis afinida des eucarióticas. As formas filamentosas são raras e quando presentes dispõem-se perpendicular ao acamamento. Em SG-2, das três *taxa* caracterizadas, todas alóctonas e representadas por poucos indivíduos, duas representam fragmentos de filamentos mobiliza dos, ambos com afinidades cianobacterianas.

A característica mais intrigante de ambas microfló rulas (SG-1 e SG-2) é a falta de evidências dos microorganismos supostamente envolvidos na deposição e acumulação da rocha carbo nática original. Afinal as amostras SG-1 e SG-2, notadamente SG-1, exibem uma fina laminação que se assemelha a feições estromatolí ticas do tipo estratiforme (criptalgáminado) que subentendem a participação de formas filamentosas (Aitken, 1967; Schopf et al. 1971; Awramik e Semikhatov, 1979). Contudo, filamentos são tam bém virtualmente ausentes em várias microfloras proterozóicas as sociados a feições criptalgáminadas (cf. Mendelson e Schopf, 1982).

A microflora de São Gabriel consiste basicamente de elementos planctônicos, solitários ou coloniais, e alogênicos, fragmentos de esteiras transportadas de áreas vizinhas e depositadas *in loco*. O hábito planctônico atribuído a várias uni-

células solitárias (aff. *Zosterosphaera* sp., Forma D, Forma E, *Kildinella* spp) e coloniais globulares (*Myxococcoides* spp., ?*Glenobotrydion* sp.) foi inferido com base em caracteres morfológicos celulares (formato oval, parede espessa e robusta) e das colônias (dimensões pequenas e formatos globulares), bem como nas suas distribuições ao acaso ao longo das laminações (cf. Knoll, 1982).

A maioria das unicélulas planctônicas de São Gabriel são componentes comuns em diversas microfloras do Proterozóico Médio e Superior de ambientes propícios a deposição de carbonatos (Tab. 10). Entretanto predominam as formas planctônicas que ocorrem na microflora estromatolítica de Belcher Island (Tab. 10), na qual as esteiras foram construídas pela atividade da cianobactéria coccoïdal *Eoentophysalis* sp. (Hofmann, 1976). Várias espécies do gênero *Eoentophysalis* fazem parte da população alogênica de São Gabriel. Porém, as *Eoentophysalis* sp. nesta microflórula não formam estromatólitos, mas se distribuem ao acaso na forma de colônias globulares e estão melhor preservadas nas camadas escuras (mais ricas em MO) do *fabric* criptalgaminado, onde dão a impressão de terem desabrochado localmente (Prancha IV - F-I). Aparentemente, tratam-se de sítios de recolonização preservados graças a resistência do seu material mucilaginoso ao decaimento e aos esforços compressivos que antecederam a litificação e a silicificação da rocha carbonática. Tais esforços possivelmente são responsáveis pelo desaparecimento dos microorganismos originalmente dominantes (cf. Park, 1976), as cianobactérias coccoïdais e/ou filamentosas. Em contrapartida, a comunidade bentônica se de fato existiu não experimentou um crescimento muito exuberante. As condições reinantes aparentemente não foram favoráveis ao pleno desenvolvimento das esteiras microbiológicas, como sugere as tentativas mal sucedidas de recolonização da cf. *E. arcata* (Prancha V B-F).

Várias taxa da microflora de São Gabriel, particularmente os *Myxococcoides* spp. e os acritarcas (Forma D e *Kildinella* spp.) são mais comuns em ambientes marinhos normais, embora ocorreram em ambientes restritos (Knoll, 1982; Knoll, 1984; Nyberg e Schopf, 1984). É difícil saber se a presença de acritarcas em São Gabriel é meramente

TAB. 10 - Comparações entre os microfósseis de São Gabriel e outras amostragens microfossilíferas de fácies silíceas pré-terciárias, onde: X_p = formas reconhecidas como planctônicas; X_b = formas reconhecidas como bentônicas e X_a = componentes alógenicos.

Microfloras	Bitter Springs (0,6 b.a.)	SE. Illinois (0,85 b.a.)	Draken (0,7 b.a.)	Hunnberg (0,7 b.a.)	Min'Yar (0,75 b.a.)	Tampuska (1,0 b.a.)	Dismal Lake (1,2 b.a.)	Belcher Island (1,9 b.a.)
Autoctôneas	Schopf, 1962 Schopf e Plis et al., 1971	Harwood, 1975	Knoll 1977	Knoll 1984	Syberg e Schopf 1984	Mendelson e Schopf 1980	Horedyski e Donaldson 1980	Hofmann 1976
Ambiente de Sedimentação	sub-maré-lagunar	inter-maré	lagunar	lagunar	inter-maré	supra-maré	sub-maré raso inter-maré	supra - inter-maré
Meio de ocorrência	Sílex estromatolítico (Stratocera f.)	Sílex estromatolítico	Sílex negro rico em intraclastos	Sílex finamente laminado	Sílex finamente laminado com intraclastos	Sílex negro finamente laminado	Sílex finamente laminado	Sílex stromatolítico (estromatólitos pustulosos e domosos)
GENÉRES								
<i>Hydrocoecoides</i> Schopf	X	X	X_p	X_p			X	X
<i>Sphaerophycus</i> Schopf	X		X		X		X	X
<i>Gloeodiscopsis</i> Schopf	X				X	X		
<i>Leontophysalis</i> Hofmann		X_b				X_a	X_b	X_b
aff. <i>Globophycus</i> Schopf								X^*
aff. <i>Isoetesplanus</i> Schopf								X
aff. <i>Caryosphaeroides</i> Schopf								X
<i>Salomé</i> Knoll			X_b					
<i>Sphaerophycus</i> Schopf	X	X_b	X_b		X_b			
? <i>Glenobotrydion</i> Schopf	X	X(?)		X_p	X			X(?)
<i>Kaldinella</i> Timofeev				X_p				
Formas dominantes	Nostocaceae e Chroococcaceae	Nostocaceae e Chroococcaceae e Entophysalidaceae	Nostocaceae e Chroococcaceae	Chroococcaceae	Nostocaceae e Chroococcaceae	Nostocaceae, Chroococcaceae e Entophysalidaceae	Nostocaceae e Entophysalidaceae	Entophysalidaceae e Oscillatoriaceae

ocasional ou reflete um ambiente de deposição aberto para o mar. Contudo, a abundância relativa das *Eoentophysalis* spp. implica numa certa restrição ambiental (cf. Hofmann, 1976). De fato, a população fitoplanctônica de São Gabriel exibe uma diversidade taxionômica muito aquém dos ecossistemas de mar aberto (cf. Vidal, 1976; Knoll, 1984).

c. O Significado Evolutivo da Presença de Acrítarcas e o Potencial Bioestratigráfico da Microflora

Uma boa parte do Précambriano (cerca de 2,0 b. a.) caracterizou-se pela evolução biológica a nível celular, sendo que o evento mais importante foi o aparecimento dos unicelulares eucarióticos. Com efeito, a descontinuidade morfológica e bioquímica que distingue os eucariontes dos procariontes (cianobactérias e bactérias) (Tab. 11) constitui a maior divisão entre os organismos contemporâneos (Schopf, 1978) e sem dúvida antecedeu a emergência das metafitas e metazoários (Valentine, 1978; Francis et al. 1978).

As primeiras evidências de presença de eucariontes no registro fóssil ocorrem em sedimentos do Proterozóico Médio e consistem principalmente de:

1. Microfósseis esferomórficos largos (acritarcas), por vezes portando mecanismos de excistamento, isolados de rochas clásticas (Peat et al. 1978; Hofmann e Aitken, 1978);

2. Microfósseis filamentosos grandes com ramificações laterais, semelhantes em alguns aspectos com algas filamentosas verdes e douradas, preservados em estromatólitos parcialmente silicificados (Licari, 1978);

3. Filmes e impressões carbonosas megascópicas interpretados como vestígios de algas filamentosas marrons, vermelhas e verdes (Walter et al. 1976; Hofmann e Aitken, 1978).

TABELA 11 - AS PRINCIPAIS DIFERENÇAS ENTRE A ORGANIZAÇÃO CELULAR
PRÓ E EUCARIÓTICA (Baseado em Francis et al., 1978).

<u>Critério</u>	<u>Procarionte</u>	<u>Eucarionte</u>
Tamanho	A maioria das células é pequena (1-10 μm). Todos os indivíduos são microscópicos. Os filamentos são as formas mais complexas.	A maioria das células é grande (10-100 μm) Geralmente compõem indivíduos macroscópicos. Formas microscópicas são menos abundantes. Angiospermas e os invertebrados são as morfologias mais complexas.
Presença do núcleo	Ausente, com o material genético concentrado no centro.	Presente e normalmente envolvido por membranas duplas.
Processo de divisão	Fissão binária.	Várias formas de mitose com cromossomas contendo DNA, RNA e proteínas.
Sexualidade	Em geral ausente; quando presente, a transferência da informação genética é unidirecional (doador hospedeiro).	Presente com a contribuição de ambos parceiros na troca da informação genética.
Reprodução	Não se observa o desenvolvimento de zigotos diplóides	Formas haplóides são produzidas pela meiose com o desenvolvimento de zigotos diplóides.
Metabolismo	Ausência de organelas, tais como, mitocôndrios ou cloroplastos. Portanto, a fotossíntese e a oxidação das moléculas não são compartimentalizadas.	Presença de várias vias metabólicas (glicólise, ciclo de Krebs) compartimentalizadas. O aparato para a fotossíntese localiza-se também no interior de organelas.
Composição da parede	Glicopeptídica	Parede celular celulósica ou quitinoza. Glicoproteínas são comuns.

Alguns microfósseis esferoidais de fácies silicó-
sas foram considerados evidências seguras da organização celular
eucariótica, com base na disposição de um grupo de quatro célu-
las na forma de tétrades tetraédricas (Schopf, 1978). Salvo o gê-
nero *Glenobotrydion* (Schopf, 1968; Nyberg e Schopf, 1984; Knoll,
1984), a contribuição dos esferoidais de microfloras silicificadas,
na interpretação evolutiva do registro microfossilífero é bastan-
te controversa. A riqueza de formas degradacionais que caracte-
riza estas microfloras, notadamente aquelas associadas a estroma-
tólitos, limita o valor discriminatório dos critérios morfométr-
cos e morfoestruturais adotados para reconhecer unicélulas euca-
rióticas. Por exemplo, em microfloras onde a distinção entre a cé-
lula e a bainha é prejudicada pela qualidade de preservação muito
variada, o tamanho nem sempre assegura afinidades eucarióticas.
Vários morfotipos, apesar de exibirem tamanhos próprios de euca-
riontes, representam apenas bainhas coloidais de colônias de pro-
cariontes cujas células foram seletivamente destruídas (veja dis-
cussão detalhada in Hofmann, 1976). Além disto, é muito provável
que algumas cianobactérias filamentosas, na ausência de competido-
res eucarióticos, foram muito maiores que seus análogos modernos.
Filamentos gigantes (diâmetros $> 30 \mu\text{m}$) com características ciano-
bacterianas, alguns com afinidades *Oscillatoriaceae*, ocorrem em
microfloras desde o Proterozóico Médio (Peat et al. 1978; Schopf,
1977). Tais filamentos todavia são exceções, pois a maioria das
taxa coccoideais e filamentosas exibe tamanhos compatíveis com
os procariontes modernos (Schopf, 1977). Estes últimos em geral
são bem menores que os eucariontes e esta tendência se verifica
também no registro microfossilífero. Distribuições de tamanhos po-
limodais para os microfósseis esferoidais associados a sedimentos
mais jovens que 1,4 b.a., com alguns indivíduos atingindo até 60
 μm , foram atribuídas a contribuição de comunidades microbiológicas
originalmente mistas, pro e eucarióticas (Schopf, 1977 e 1978).

Os demais critérios morfológicos, complexidade mor-
foestrutural e o modo de reprodução, são os mais afetados pela va-
riabilidade morfológica adquirida, com o decaimento e diagênese
das comunidades de fácies silicóneas. As inclusões orgânicas e o
arranjo celular na forma de tétrades tetraédricas são morfologias

degradacionais previstas para as células procarióticas (Knoll e Barghoorn, 1976; Golubic e Barghoorn, 1977; Francis et al. 1978; Knoll e Golubic, 1979). A exceção mais importante, cuja verificação envolveu a microscopia eletrônica, refere-se as inclusões diagnósticas do gênero *Glenobotrydion* da Fm. Bitter Springs (Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971; Schopf e Oehler, 1976; Oehler, 1977). Neste caso, os espécimens foram interpretados como remanescentes de clorofíceas ou rodofíceas baseados na confirmação de sua natureza celular e origem pirenóide da inclusão orgânica (Oehler, 1977).

Fatores ambientais também influíram negativamente na expressão em termos evolutivos das microflóruas de fácies sílicas. Estas microfloras em geral são dominadas por microorganismos procarióticos bentônicos, e subordinadamente por formas planctônicas que habitaram os ambientes marinhos marginais e que se caracterizam por um conservadorismo morfológico impressionante. Por esta razão é que microfloras como as de Belcher Island (2,1-1,9 b.a.) e de Bitter Springs (0,85 b.a.), a despeito das distâncias temporal e geográfica, exibem afinidades no seu conteúdo microfossilífero (veja Hofmann, 1976).

Barreiras ambientais (oxigenação e salinidade) e inclusive ecológicas (competição) restringiram assim muitas *taxa* com inovações morfológicas representativas da organização celular eucariótica ao hábito planctônico de ambientes marinhos normais. Os acritarcas, por exemplo, isolados de sedimentos clásticos finos desde o Proterozóico Médio (Peat et al. 1978), reúnem uma série de atributos usados como critérios seguros de eucarioidicidade, principalmente, os seus tamanhos ($> 10-500 \mu m$) e a sua complexidade morfoestrutural (parede robusta, espessa e ornamentada). Algumas espécies de acritarcas exibem mecanismos da excisamento (fendas e opérculos) que lhes conferem afinidades com esporos e cistos reprodutivos de algas eucarióticas. Várias destas inovações morfológicas são virtualmente dependentes do tempo e estão restritas ao Rifeano Superior e Vendiano refletindo um período de franca expansão e radiação destas formas no meio planctônico (Vidal e Knoll, 1982). Este evento ilustra na realidade

o sucesso dos eucariontes no reino planctônico sugerindo que, se não emergiram, aí prevaleceram durante o Proterozóico.

A ocorrência fortuita de acritarcas (Forma D, *Kildinella* spp) na microflora de São Gabriel constitui a primeira descrição formal de eucariontes no registro microfossilífero brasileiro.

Os acritarcas perfazem menos que 1% da população planctônica mas destacam-se pelos tamanhos, complexidade morfológica (algumas formas exibem até prováveis mecanismos de excisamento; veja Prancha VIII C) e qualidade de preservação. Um dos prováveis membros da cf. *Kildinella hyberboreica* Timofeev, 1966 (Prancha VIII G-H; compare com a ilustração de Timofeev, Prancha LXII fig.11), contém adicionalmente inclusões múltiplas, negras e compactas, no interior de estruturas membranosas pequenas, com grande possibilidade de representarem remanescentes de organelas.

A presença do gênero *Kildinella*, reconhecido como zoosporangios abandonados de algas prasino-fíceas (Downie, 1973; Vidal, 1981), é inclusive de interesse bioestratigráfico, uma vez que estas formas, com exceção da *Kildinella sinica* Timofeev, estão restritas ao Rifeano Superior (<800 m.a.) e Vendiano Inferior (700-650 m.a.) (Vidal, 1976 e 1981; Vidal e Knoll, 1982).

3. TAXIONOMIA DOS MICROFÓSSEIS ASSOCIADOS AO SÍLEX NEGRO SG-1 E SG-2

a. A Identificação dos Gêneros e Espécies

O conceito de espécie empregado na micropaleontologia do Proterozóico não é equivalente ao de espécie biológica. A taxionomia dos microorganismos modernos baseia-se em características fundamentais, tais como, o nível de organização celular, a fonte de energia metabolizada e a natureza do ciclo de vida (cf. Diver e Peat, 1978) cujas evidências paleontológicas são obscu

ras e incertas. Desta maneira, o reconhecimento de uma espécie micropaleontológica baseia-se apenas em critérios morfológicos que necessariamente têm que considerar todas as causas (diversidade morfológica adquirida e intra-específica) que introduzem uma diversidade taxionômica apenas aparente. Tal conduta envolve o *lumping* ou o agrupamento dos microfósseis em poucas *taxa* visando assim uma classificação mais próxima da diversidade biológica original (veja discussão em Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971; Hofmann, 1976). O *lumping* é de fato a conduta mais adequada na classificação dos microfósseis silicificados, notadamente porque estas microfloras, a exemplo de São Gabriel, exibem uma diversidade morfológica que não reflete uma variedade original em espécies biológicas.

Os critérios morfológicos que distinguiram os gêneros e as espécies na microflora de São Gabriel foram: os formatos e espessura da parede dos morfotipos, o tipo de ornamentação superficial (adquirida ou original), a regularidade do conteúdo interno (célula retraída, resíduo citoplasmático ou organela?) e a presença de envelopes externos mono ou multilamelados. Para os microfósseis coloniais adotou-se critérios adicionais, tais como, a presença ou não de células com invólucros externos individuais, a forma e o tamanho das colônias e a regularidade do arranjo e divisão celular. A partir daí, a distinção de diferentes espécies baseou-se na identificação de um conjunto de morfotipos que mantiveram entre si uma gama limitada de padrões morfoestruturais e morfométricos frequentes e regulares.

Distinguiu-se cerca de 430 morfotipos entre os microfósseis preservados em SG-1 e SG-2 distribuídos em 8 gêneros e 13 espécies já estabelecidos na literatura, um gênero e uma espécie nova e 8 *taxa* informais (Tab.12). Os dois gêneros que guardam afinidades com cianobactérias filamentosas ocorrem na amostra SG-2 onde os microfósseis são raros, e geralmente estão associados a clastos pequenos ou representam fragmentos de cianobactérias mobilizadas de áreas vizinhas.

O uso do *lumping* na taxionomia dos microfósseis de

Tab. 12 - Diagrama que resume a composição da microflora de São Gabriel quanto a morfologia, taxionomia, classificação, abundância e tamanho dos vários componentes.

CLASSIFICAÇÃO		ABUNDÂNCIA RELATIVA							TAMANHOS (µm)				
REINO MONERA		A - ABUNDANTE											
DIVISÃO CYANOPHYTA		C - COMUM											
CLASSE CYANOPHYCEAE		R - RARA											
ORDEM NOSTOCALES													
FAMILIA OSCILLATORIACEAE													
ORDEM CHROOCOCCALES													
FAMILIA CHROOCOCCACEAE													
FAMILIA ENTOPHYSALIDACEAE													
DIVISÃO ? CHLOROPHYCOPHYTA OU													
? RODOPHYCOPHYTA													
ACRITARCAS													
INCERTAE SEDIS													
ABUNDÂNCIA RELATIVA
<u>Myxococcoides</u> sp a	A	*	*	*	*	*	*
<u>Myxococcoides</u> sp b	A	*	*	*	*	*	*
? <u>Myxococcoides</u> sp	R	?	*	*	*	*	*
<u>Sphaerophyscus</u> sp	C	*	*	*	*	*	*
<u>Gloeodiniopsis</u> cf. <u>G. lamellosa</u>	R	*	*	*	*	*	*
Forma A	C	*	*	*	*	*	*
morfortipos solitários indiferenciados	A	*	*	*	*	*	*
<u>Urucellum bambuense</u> n sp	C	*	*	*	*	*	*
<u>Eoentophysalis</u> sp a	A	*	*	*	*	*	*
cf. <u>Eoentophysalis arcata</u>	A	*	*	*	*	*	*
<u>Eoentophysalis</u> sp b	R	*	*	*	*	*	*
? <u>Salomé</u> sp	R	?	*	*	*	*	*
<u>Siphonophyscus</u> sp	R	*	*	*	*	*	*
? <u>Glenobotrydion aenigmatis</u>	C	*	*	*	*	*	*
aff. <u>Globophyscus</u> sp	R	*	*	*	*	*	*
aff. <u>Zosterosphaera</u> sp	R	*	*	*	*	*	*
aff. <u>Caryosphaeroides</u> sp	R	*	*	*	*	*	*
Forma B	R	*	*	*	*	*	*
Forma C	R	*	*	*	*	*	*
Forma D	R	*	*	*	*	*	*					
	<u>Kildinella</u> sp	R	*	*	*	*	*	*					
	? <u>Kildinella</u> sp	R	*	*	*	*	*	*					

São Gabriel reduziu sensivelmente a suposta diversidade original em espécies biológicas, notadamente no sílex SG-1, onde a densidade populacional é maior. Por exemplo, o espécimen colapsado ilustrado na Prancha VII E, exibe tamanho e inclusões orgânicas muito parecidas com o espécimen ilustrado na Prancha VII D. Ambos foram então interpretados como estágios degradacionais de uma mesma espécie biológica original. Um outro exemplo refere-se ao amplo espectro de formas degradacionais das *Eoentophysalis* spp. em SG-1, no qual colônias monoespecíficas (originalmente composta por uma única espécie biológica) apresenta de 7 a 9 variantes degradacionais (Prancha IV F-J). Estes variantes degradacionais eventualmente aparecem como indivíduos solitários.

Por outro lado, a despeito de uma aparente incoerência com o *lumping*, os morfotipos ?*G.aenigmatis* (Prancha VI E) e prováveis membros aff. *Caryosphaeroides* sp. (Prancha VII F) não foram interpretados como variantes degradacionais de uma mesma espécie biológica, como sugeriu Hofmann (1976). O decaimento celular e a diagênese não justificam satisfatoriamente as diferenças de tamanhos entre os corpos orgânicos internos dos *Caryosphaeroides* sp. e dos *Glenobotrydion* sp. A tendência prevista com o prosseguimento da diagênese é o desaparecimento das estruturas internas juntamente com uma retração acentuada da inclusão orgânica (célula ou organela). Em SG-1 onde a qualidade de preservação da microflórula é bem inferior a de Belcher Island (Hofmann, 1976) e de Bitter Springs (Schopf, 1968) fica bem evidente que as inclusões internas que ocorrem nos aff. *Caryosphaeroides* sp (12,8 µm), - que abrange formas muito parecidas com as de Belcher Island (cf. Prancha 9, Figs.4-6, Hofmann, 1976) - representam células retraídas ao invés de remanescentes de organelas. Os prováveis membros dos ? *Glenobotrydion* sp. (sensu Schopf, 1968) carecem das estruturas membranosas, porém exibem com regularidade um grânulo interno, de dimensões pequenas (~ 2,3 µm) sempre posicionado na periferia da célula.

Os fatores biológicos internos introduziram também uma expressiva plasticidade aos microfósseis de São Gabriel. É o caso, por exemplo da espécie nova *Uruceillum bambuiense* (Prancha IV A-E)

e da cf. *E. arcata* (Prancha V B-F). A preservação das morfologias intermediárias do ciclo de vida da cf. *E. arcata* contribuiu para caracterizar o seu modo de reprodução (fig. 37) e a classificação de vários indivíduos solitários.

b. Localização dos Espécimens Ilustrados

Os espécimens ilustrados nas Pranchas I (exceto C e K), IV, V (exceto F e G), VI (exceto A), VII, VIII, XI e X são encontrados nas amostras SG-1 (lâminas 4/17.07.80/8A e 4/17.07.80/8B) e SG-2 (lâminas 1/17.07.80/4A e 1/17.07.80/4.2.A). As fotos C e K (Prancha I), F e G (Prancha V) e A (Prancha VI) pertencem a amostra SG (lâminas 1/3 VIII 77/2E; 1/3 VIII 77/1L) e Unai (5/3 VIII 77/1 K), coletada por Dardenne et al. (1976) e pesquisada durante bolsa de Iniciação Científica nº 77/851 - Fapesp sob a orientação de Thomas R. Fairchild. Para a localização dos espécimens nas lâminas petrográficas foram feitas duplicatas em branco, nas quais assinalou-se com um X a posição de cada espécimen. As lâminas petrográficas e suas duplicatas fazem parte da coleção de tese do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGUSP: lâminas 4/17.07.80/8A (GP/L-6E-1); 4/17.07.80/8B (GP/L-6E-2); 1/17.07.80/4A (GP/L-6E-5); 1/17.07.80/4.2.A (GP/L-6E-6); 5/3 VIII 77/1K (GP/L-6E-14); 1/3 VIII 77/2E (GP/L-6E-13); 1/3 VIII 77/1C (GP/L-6E-12).

c. Descrição Sistemática e Relações Biológicas

Divisão Cyanophyta

Classe Cyanophyceae

Ordem Chroococcales Wettstein, 1924

Família Chroococaceae Naegeli, 1849

Gênero *Myxococcoïdes* Schopf, 1968

Myxococcoïdes sp.a

Prancha II A-C Tabela 12

Descrição: Células esferoidais a irregulares (5,6-9,0 μ m), por vezes achatadas devido a compressão mútua, morfologicamente muito simples e com textura superficial homogênea ou finamente reticulada. Ocorrem na forma de colônias globulares compostas por algumas dezenas de células.

Figura 37 - Ciclo de vida da
cf. *E. arcata*.

A divisão celular se processa em três planos perpendiculares com a produção ininterrupta do envelope gelatinoso extracelular. Posteriormente, o envelope no qual estão confinados várias cêlulas (colônia) se rompe e cêlulas filhas são liberadas. A reprodução ocorre pela fragmentação da colônia.

Discussão: A distinção das diferentes espécies de *Myxococcoides* na microflora de São Gabriel baseia-se no tamanho celular, na sua organização colonial e no número de indivíduos por colônia. A espécie *M* sp.a caracteriza-se pelo tamanho das células ($<10\mu\text{m}$) e por formar colônias globulares muito populosas com várias dezenas de indivíduos que flutuam em um abundante material mucilaginoso. A qualidade de preservação é muito variada e não permite comparações com os *M. cantabrigiensis* que ocorrem no sílex negro do Conglomerado Draken (Knoll, 1982). A distribuição aleatória das colônias na matriz silicosa infere o seu hábito planctônico. A morfologia e o tamanho inequivocamente sugerem afinidades com Chroococcaceae (cf. Schopf, 1968).

Myxococcoides sp.b

Prancha II D-E Tabela 12

Descrição: Células esferoidais a irregulares ($8,0-14,0\mu\text{m}$) eventualmente com inclusões orgânicas, de parede robusta ($1\mu\text{m}$ de esp.) comumente na forma de aglomerados celulares, com ou sem material mucilaginoso, contendo de 5 a 8 indivíduos.

Discussão: Em geral, as colônias de *M* sp.b. compõem-se de poucos indivíduos que eventualmente apresentam uma disposição simétrica que assegura afinidades com Chroococcaceae (veja Prancha I, Foto C). As inclusões orgânicas, em alguns indivíduos, foram interpretadas simplesmente como resíduos citoplasmáticos coalescidos.

?*Myxococcoides* sp.

Prancha II F-G Tab. 12

Descrição: Células esferoidais e angulosas ($18,0$ a $25,0\mu\text{m}$) de aspecto hialino, parede robusta ($0,7\mu\text{m}$ de esp.) e superfície grosseiramente granulada com um nítido grânulo

Prancha II - *Myxococcoides* spp. preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (Fotos A,B,D,E,F,G lâmina 4/17-07-80/8A; foto C lâmina 4/13-07-80/8B). Todas as escalas representam 10 μ m. A foto F é uma montagem fotográfica.

A-C Na foto A. O destaque é o formato globular e o tamanho da colônia de *Myxococcoides* sp. a. Em aumento maior (foto B) as células estão visivelmente retraídas e flutuam numa matriz mucilaginosa (cf. foto C).

D-E *Myxococcoides* sp. b. As células são maiores e exibem parede robusta e superfície grosseiramente granulada (vide foto E). O material mucilaginoso é também menos abundante.

F-G ?*Myxococcoides* sp.. Notar que as células são envolvidas individualmente por uma tênue bainha mucilaginosa e alguns espécimens exibem um grânulo negro central.

PRANCHA II

interno. Uma tênue mucilagem recobre cada indivíduo do grupo.

Discussão: Estas células são diferentes dos espécimens descritos originalmente por Schopf (1968) como pertencentes ao gênero *Myxococcoides* sp., mas assemelham-se a alguns exemplares da espécie *M. cantabrigiensis* descrito por Knoll (1982). Knoll (1982) inclui este *taxon* no grupo dos *incertae sedis* enfatizando que o gênero *Myxococcoides* provavelmente acomoda diversas populações de esferoidais, cujo intervalo de tamanho (3-35 μ m) reúne remanescentes de microorganismos fotoautotróficos pró e eucarióticos (veja também Horodyski e Donaldson, 1980).

Gênero *Sphaerophycus* Schopf, 1968

Sphaerophycys sp.

Prancha III A-B Tabela 12

Descrição: Pares de células, esferoidais ou elipsoidais (3,2 a 5,2 μ m), sem envelope celular individual que flutuam numa matriz mucilaginosa. Ocorrem na forma de colônias globulares pequenas (~23 μ m), com no máximo doze indivíduos.

Discussão: No tamanho e no arranjo (em pares) estes morfotipos são semelhantes a membros do gênero *Sphaerophycus* (Schopf, 1968) e com a espécie *S. medium* descrita na microflora de Dismal Lake (Horodyski & Donaldson, 1980). Contudo, em São Gabriel os *Sphaerophycus* sp formam colônias globulares, o que não acontece nas microfloras de Bitter Springs (Schopf, 1968), onde foram originalmente descritos, e de Dismal Lake (Horodyski e Donaldson 1980).

Gênero *Gloeodiniopsis* Schopf, 1968

Gloeodiniopsis cf. *G. lamellosa*

Prancha III C-D Tabela 12

Prancha III - Microfósseis unicelulares preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (Fotos A,B,E,H,I, lâmina 4/17-07-80/8A; fotos C e D lâminas 4/17-07-80/8B) amostra SG (fotos G, H, lâmina 1/3 VIII 77/1L) Todas as escalas representam 10 μ m. A foto A é uma montagem fotográfica.

A-B *Sphaerophycus* sp. Estas colônias caracterizam-se pelas células sempre em pares.

C-D *Gloeodiniopsis* cf. *G. lamellosa*. Notar que as células (corpo mais escuro, cf. foto D) exibem textura granulada e bainhas múltiplas que as envolve individualmente, bem como o par.

E. Forma A..Verifica-se claramente que cada grupo de células (subcolônias menores) está isolado pelos limites do envelope mucilaginoso, no qual flutua .

F-I Morfotipos solitários indiferenciados com afinidades Chroococcaceae. Vários deles provavelmente representam apenas envelopes celulares vazios (foto H). As células exibem algumas diferenças morfológicas, notadamente a textura superficial, que sugere tratar-se de espécies diferentes (compare o esférico ilustrado na foto G ?*Huroniospora* sp, com o da foto I).

PRANCHA III

Descrição: Pares de células esferoidais (10,0 x 7,6 μ m), pigmentadas, superficialmente reticuladas e retraídas envolvidas por um espesso envelope individual, e por envelopes múltiplos.

Discussão: Na microflora de São Gabriel apenas dois pares de células guardam afinidades com *G. lamellosa* (*sensu* Schopf, 1968), notadamente por causa dos envelopes múltiplos. É provável que estes pares representem estágios do ciclo de vida da *Gloeodiniopsis lamellosa*.

- Morfotipos com afinidades com a Chroococaceae

Forma A

Prancha III E Tabela 12

Descrição: Colônias formadas por pacotes de células pequenas (2,7 μ m de diâmetro) que flutuam numa matriz mucilaginosa, contendo de 6 a 10 indivíduos sem envelopes celulares individuais.

Discussão: Estas colônias são muito frequentes na microflora de São Gabriel, porém a qualidade de preservação é muito variada. A sua organização colonial é rara em microfloras proterozóicas mas lembra vagamente algumas colônias de *Tetraphycus* sp. (Oehler, 1978). O que diferencia estas colônias dos *Tetraphycus* sp. do Dolomito Balbirini, que ocorrem também em estromatólitos silificados do Grupo Bambuí em São Domingos, Goiás (veja Prancha I, Fig. 10; Fairchild et al. 1980), é a pequena distância que separa as células e a ausência de pseudo-tétrades. Não se exclui a possibilidade destas formas representarem remanescentes de bactérias (anaeróbicas) responsáveis pela decomposição das esteiras.

- Morfotipos solitários indiferenciados

Prancha III F-J Tabela 12

Descrição: Células solitárias, esferoidais ou ovais (9 a 13 μm), de parede fina e textura superficial finamente reticulada ou granulada.

Discussão: Devido a sua simplicidade morfológica e tamanho, estes morfotipos podem representar diversas espécies de cianobactérias coccoidais Chroococcaceae frequentes em várias microfloras proterozóicas. Alguns indivíduos lembram membros do gênero *Huroniospora* sp.(Prancha III G), descrito na microflora de Gunflint, Canadá (Barghoorn e Tyler, 1965).

Urucellum bambuiense, gênero novo

Prancha IV A-E Tabela 12

Diagnose: Células esferoidais ou ovóides (~10 a 15 μm), homogeneamente pigmentadas, com ou sem grânulo negro central, envolvidas por um envelope mucilaginoso, consistente e espesso (~3,5 μm) de superfície granulada e contornos bem definidos. Ocorrem como indivíduos solitários, em pares ou tríades, eventualmente compondo aglomerados celulares poliespecíficos (formados originalmente por mais de uma espécie biológica). O modo de reprodução é por fissão binária, em três planos perpendiculares.

Urucellum bambuiense, espécie nova

Descrição: Semelhante ao do gênero. O comprimento total dos indivíduos (célula mais bainha) varia de 21,5 a 16,5 μm , durante a divisão celular (medida efetuada em 12 exemplares).

Etimologia: (*Uru*=cofre; *cellum*=pequeno) Cofre pequeno que guarda pertences valiosos (em tupi-guarani) e com referência a sua ocorrência no Grupo Bambuí.

Holótipo: Prancha IV, Foto B, ilustra o espécimen que reúne as características mais salientes.

Localidade: Amostra SG-1 (lâmina petrográfica nº 4/17.07.80/8A e B) coletada por Thomas R. Fairchild 9 km a Oeste da localidade de São Gabriel (GO).

Para a localização dos espécimes na lâmina, veja lâ

Prancha IV - Morfotipos solitários e coloniais preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (Fotos F,G,H,J, lâmina 4/17-07-80/8A ; Fotos B,C,D,E,I, lâmina 4/17-07-80/8B) e amostra SG (Foto A, lâmina 5/3 VIII 77/1k). Todas as escalas representam 10 μ m. A foto Fb é uma interpretação gráfica da colônia Fa. A foto I é uma montagem fotográfica.

- A-E. *Urucellum bambuiense* (gênero novo). O holotipo aparece na fig. B. A sequência de fotos (B-E) mostra o modo de reprodução da espécie nova *Urucellum bambuiense* na qual nota-se um eventual surgimento de um grânulo negro central (foto D). Não se observa, durante o seu ciclo de vida, a produção de envelopes múltiplos (compare com *Gloeodiniopsis* cf. *G. lamellosa*, ilustrada na Prancha III figs. C e D).
- F-J. *Eoentophysalis* sp. n. Como se observa nesta sequência de fotos a *Eoentophysalis* sp. de São Gabriel exibe, a exemplo de *E. belcherensis* (confira com Hofmann, 1976), um amplo espectro de formas degradacionais. Em algumas colônias (foto F-J) as células estão preservadas e são envolvidas por bainhas múltiplas muito consistentes. A maioria delas estão em pares. Em outras colônias restaram apenas fragmentos das células, preservadas no interior dos envelopes (foto I, confira com a seta). Quando a retração celular foi muito intensa observa-se apenas um grânulo negro central (foto J).

PRANCHA IV

mina duplicata que faz parte da coleção do Depto. de Paleontologia e Estratigrafia (IGUSP).

Discussão: Os morfotipos reunidos sob este *taxon* são muito parecidos com as formas descritas como *Eozygion* sp.(Hofmann, 1976) e *Gloeodiniopsis lamellosa*, emend. por Knoll e Golubic (1979) (veja também Knoll, 1982). Porém em São Gabriel a preservação do ciclo de vida desta espécie, juntamente com as morfologias intermediárias da *G.lamellosa* (*sensu* Schopf, 1968), prova que se trata de fato de um gênero e espécie nova que exhibe afinidades com a cianobactéria moderna *Chroococcus turgidus* Naegeli.

Família Entophysalidaceae Geitler, 1925

Gênero *Eoentophysalis* Hofmann, 1976, (emend. por Mendelson e Schopf, 1982).

Eoentophysalis sp.a

Prancha IV F-J Tabela 12
V A

Descrição: Células intensamente pigmentadas e retraídas, cujos formatos variam de esferoidal até anguloso (poliédrico), eventualmente restringindo-se a um grânulo negro central. As células são envolvidas por um espesso envelope celular, bastante coeso e de aspecto elástico, mas com contornos bem definidos. Ocorrem como indivíduos solitários, sendo mais frequentes colônias, com 10 à 20 indivíduos, formadas por células e/ou bainhas multilameladas que flutuam numa matriz mucilagínosa consistente e abundante.

Discussão: *Eoentophysalis* sp.a. exhibe toda a série de variantes degradacionais (Prancha IV I e V A) (capsulata, capsulata tripunctata, punctata) que caracteriza a *E. belcherensis* descrito por Hofmann, 1976, cf. pg. 1048). Por outro lado, diferem das *E. belcherensis* porque não formam estei

Prancha V - *Eoentophysalis* spp. preservadas em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (lâmina 4/17-07-80/8A). Todas as escalas representam 10 μ m. As figuras B e G são montagens fotográficas.

- A. *Eoentophysalis* sp.a. Notar que nesta colônia algumas células estão preservadas.
- B-F. cf. *Eoentophysalis arcata*. A foto B ilustra uma colônia da cf. *E. arcata* na qual estão preservados os fenótipos de transição do seu ciclo de vida. Notar o aspecto difuso e multilamelado do envelope mucilaginoso (confira fotos D e F). Algumas células apresentam grânulo negro central.
- G. *Eoentophysalis* sp.b. O destaque desta colônia é o seu formato subesférico. As células (ou envelopes celulares vazios) exibem tipos distintos de inclusões.

PRANCHA V

ras, mas ocorrem como colônias globulares, melhor preservadas nas camadas escuras, constituídas por poucos indivíduos geralmente em pares. Estas colônias, dão a impressão de que as *Eoentophysalis* sp.a. foram preservadas no início do processo de formação da esteira. Tratam-se, provavelmente de componentes alogênicos transportados de áreas vizinhas e depositadas *in loco*.

cf. *Eoentophysalis arcata*

Prancha V B-F Tabela 12

Descrição: Células esferoidais a quadráticas (8 a 13 μ m) compactas e intensamente pigmentadas, envolvidas por um envelope celular individual monolamelado de aspecto difuso. Alguns indivíduos contêm inclusões orgânicas (grânulos opacos). Ocorrem como indivíduos solitários ou formando colônias com dois, três ou mais componentes envolvidos por uma bainha coloidal difusa e multilamelada.

Discussão: Esta espécie é muito semelhante no tamanho e organização colonial com membros de *E. arcata* descritos por Mendelson e Schopf (1982) na Fm. Tunguska (URSS). As células, intensamente pigmentadas aparentemente são mais resistentes a degradação do que os envelopes. A qualidade de preservação da *E. arcata* de São Gabriel é inferior as formas descritas em Tunguska. O modo de reprodução (fig.37) e o hábito bentônico foram inferidos graças a preservação fortuita de uma colônia no início da formação da esteira.

Eoentophysalis sp.b

Prancha V G Tabela 12

Descrição: Bainhas (ou células) subesferoidais (~ 10 μ m) que compõem uma única colônia subesférica sem matriz mucila-

ginosa colonial.

Discussão: A característica mais marcante desta colônia que a difere das demais é a sua organização colonial muito semelhante a exemplares da *E. dismalakense*, ilustrados por Horodyski e Donaldson (1980 ; veja pg.147, Fig. 11B). O aspecto dos indivíduos aparentemente sugere tratar-se do envelope celular, que é em geral mais resistente a degradação que a própria célula (cf. Horodyski e Donaldson, 1980). Nota-se dois tipos distintos de inclusões orgânicas, um grânulo negro opaco ($\sim 1,25 \mu\text{m}$) e vestígios orgânicos muito claros.

Ordem Oscillatoriales

Família Oscillatoriaceae (S.F.Gray) Harvey, 1836

Gênero? *Salome*, Knoll, 1982

?*Salome* sp.

Prancha VI A-C Tabela 12

Descrição: Tricoma largo ($45,6 \mu\text{m}$) em corte transversal, envolvido por bainhas múltiplas, pouco nítidas, em consequência do espesso material mucilaginoso que circunda o espécimen. Em secção longitudinal, as células que compunham o tricoma praticamente desapareceram, restando apenas uma sequência de 4 células, na forma de disco.

Discussão: Este fóssil é único na microflora de São Gabriel e provavelmente representa fragmentos do filamento original transportado e depositado no local. Em corte transversal, o seu tamanho e as bainhas múltiplas lembram membros da espécie *Salome svalbardensis* presentes no Conglomerado Draken (cf. Prancha III, Fig. 2, *in* Knoll, 1982).

Gênero *Siphonophycus* Schopf, 1968

Siphonophycus sp.

Prancha VI D Tabela 12

Prancha VI - Morfotipos tubulares e esferoidais preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel amostra SG-2 (Fotos A,B,C, lâmina 1/17-07-80/4A e foto D, lâmina 1/17-07-80/4.2.A) e amostra SG-1 (Fotos E, F, lâmina 4/17-07-80/8A) .Todas as escalas representam 10 μ m.

A-C. ?*Salome* sp..Todo o fragmento (foto A) aparece envolvido por uma mucilagem muito abundante, na qual observa-se algumas células pequenas (foto C). O tricoma é bem largo. Notar as bainhas múltiplas que envolvem o tricoma (foto B).

D. *Siphonophycus* sp.

E-F. ?*Glenobotrydion aenigmatis*. O morfotipo solitário (foto E) está melhor preservado que as formas coloniais, cujas células já perderam o seu formato esferoidal original embora exibam, com regularidade, um grânulo negro periférico (foto F). Notar a tênue mucilagem que recobre o espécimen solitário.

PRANCHA VI

Descrição: Bainha tubular (19 μm de diâmetro) sem qualquer vestígio do tricoma, não septada e sem ramificações.

Discussão: A analogia deste fragmento de filamento com membros do *Siphonophycus* sp, descrito por Schopf (1968), baseia-se principalmente na ausência do tricoma e dimensões da bainha.

Divisão ?Chlorophycophyta ou ?Rhodophycophyta

Gênero ?*Glenobotrydion* Schopf, 1968 (emend. por Nyberg e Schopf, 1984).

?*Glenobotrydion aenigmatis*

Prancha VI E-F Tabela 12
VII A

Descrição: Células esferoidais ou elipsoidais (9 a 12 μm) transparentes portando um grânulo negro e compacto (2,0 a 2,5 μm) sempre posicionado na periferia. Ocorrem como indivíduos solitários, eventualmente envolvidos por uma tênue mucilagem, ou formando aglomerados celulares poliespecíficos/ou na forma de colônias com poucas dezenas de indivíduos.

Discussão: É difícil estabelecer com segurança afinidades destes morfotipos com os *Glenobotrydion aenigmatis* descritos na microflora de Bitter Springs (Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971) e Min'Yar (Nyberg e Schopf, 1984) por causa da qualidade de preservação bastante variada dos microfósseis em São Gabriel. Contudo, eles exibem algumas semelhanças com variantes degradacionais desta espécie ilustrados por Knoll (veja Fig. 4H, Knoll, 1984). Em São Gabriel os ?*G. aenigmatis* também não apresentam as estruturas membranosas diagnósticas do gênero (cf. Schopf, 1968) no interior da qual se localiza regularmente o grânulo negro interpretado como corpo pirenóide (Oehler, 1977; Nyberg e Schopf, 1984).

Morfotipos *Incertae sedis*

Gênero aff. *Globophycus* sp.

Prancha VII B-C Tabela 12

Descrição: Vesículas esferoidais (16 a 23 μ m) transparentes, de parede espessa, no interior da qual ocorre um corpo compacto de formato irregular, aparentemente colapsado, por vezes intensamente pigmentado. Ocorrem como indivíduos solitários ou em coloniais, de dois ou três indivíduos.

Discussão: Os aff. *Globophycus* sp. de São Gabriel são semelhantes aos espécimens classificados dentro deste gênero presentes na microflora de Belcher Island (Hofmann, 1976). Porém ambos não exibem as características diagnósticas das formas australianas (cf. Schopf, 1968; Schopf e Blacic, 1971). É muito provável que estes espécimens representem feições degradacionais, em concordância com as interpretações de Hofmann (1976), mas a qualidade de preservação e o reduzido número de exemplares não permitem inferir relações com outros microfósseis ou a caracterização de um novo *taxon*.

Gênero aff. *Zosterosphaera* Schopf, 1968

aff. *Zosterosphaera* sp.

Prancha VII D-E Tabela 12

Descrição: Células grandes (ca. de 35 μ m de diâmetro), finamente granuladas, solitárias, e circundadas por um material mucilaginoso pouco definido. Contém concentrações orgânicas opacas e centrais.

Discussão: O espécimen ilustrado na Prancha VII E é muito parecido com membros do gênero *Zosterosphaera* presentes na microflora de Belcher Island (veja Prancha 9, Fig. 1, Hofmann 1976). Contudo estas formas foram interpretadas de uma maneira diferente de Hofmann (1976). A massa com

Prancha VII - Morfotipos esferoidais solitários e coloniais preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (Fotos A,C,D,E,F,G,H lâmina 4/17-07-80/8A; foto B, lâmina 4/17-07-80/8B) . Todas as escalas representam 10 μ m.

- A. ?*Glenobotrydion aenigmatis* que faz parte de um aglomerado celular poliespecífico.
- B-C. aff. *Globophycus* sp..Notar que a célula (corpo interno colapsado) apresenta uma textura homogênea e dobras em consequência da retração.
- D-E. aff. *Zosterosphaera* sp..O morfotipo ilustrado na foto D está preservado na camada clara da matriz silicosa. Aí observa-se uma secreção mucilaginosa espessa envolvendo o espécimen. A célula colapsada (foto E) exhibe textura grosseiramente granulada. As inclusões internas representam resíduos citoplasmáticos.
- F. aff. *Caryosphaeroides* sp..O destaque deste morfotipo é o corpo interno (célula retraída) e a presença de grânulos compactos.
- G-H. Forma B. Notar a textura superficial bastante homogênea e o envelope mucilaginoso.

PRANCHA VII

pacta provavelmente corresponde a célula colapsada, e portanto desgarrada da parede externa e os grânulos internos prováveis vestígios do citoplasma. Este espécimen representa uma feição degradacional do morfotipo ilustrado na Prancha VII D.

Morfotipos semelhantes a *Zosterosphaera* sp. (*sensu* Schopf, 1968) ocorrem na amostra de sílex de São Gabriel pesquisada por Fairchild e Dardenne (1978) (compare a ilustração na Prancha 2, Fig. 21 *in* Fairchild e Dardenne com a ilustração na Prancha 110 Fig. 12 *in* Schopf e Blacic, 1971). Em ambos os casos a célula é dividida no meio por uma banda espessa de MO que é, aliás, um traço diagnóstico do gênero (vide Schopf, 1968).

Gênero aff. *Caryosphaeroides* Schopf, 1968

aff. *Caryosphaeroides* sp.

Prancha VII F Tabela 12

Descrição: Vesículas (cavidades) solitárias (18-23 μ m), transparentes, e de parede fina, no interior da qual ocorre um corpo opaco esferoidal ou anguloso (~10 μ m), eventualmente contendo inclusões orgânicas compactas.

Discussão: Hofmann (1976) concluiu que o *Caryosphaeroides* sp. e o *Globophycus* sp. representam variantes degradacionais de uma única espécie biológica. Com isto, ele inclui no gênero *Caryosphaeroides* Schopf espécimens que não exibem características diagnósticas importantes, tais como, as estruturas membranosas intracelulares que comportam o grânulo negro, mencionadas por Schopf (1968) e Nyberg e Schopf (1984). Ademais, os corpos orgânicos que ocorrem nas formas classificadas como *Caryosphaeroides* sp. por Hofmann (1976), a exemplo do que se observa em São Gabriel, são muito grandes para serem interpretados como remanescentes de organelas. É mais provável que se tratam de células preservadas em diferentes estágios de retração. Tais feições, de natureza diagenética, são bastante comuns em microfloras proteozóicas (veja também Nyberg e Schopf, 1971).

Forma B

Prancha VII G-H Tabela 12

Descrição: Célula elipsoidal (25,6 X 15,0 μ m) compacta, intensamente pigmentada, com superfície reticulada e parede robusta. A célula é circundada por um envelope mucilaginoso espesso (~6,25 μ m) e consistente, com contornos bem definido. No seu interior observa-se concentrações granulares.

Discussão: O tamanho da célula (~25,6 μ m) juntamente com a presença de uma inclusão orgânica, são feições morfológicas que costumam sugerir afinidades eucarióticas (Schopf e Oehler 1976; Schopf, 1977). Contudo este espécimen, que é único na microflora, exibe um envelope gelatinoso muito abundante que é uma característica tipicamente cyanofítica (cf. Peat et al, 1978). Além disto, o aspecto granular da inclusão é atípico para remanescentes de organelas (cf. Oehler, 1977).

Forma C

Prancha VIII A-B Tabela 12

Descrição: Célula oval (16,6 x 12,5 μ m) com uma protuberância cilíndrica, de parede robusta, e superfície rugosa, na qual evidencia-se sulcos.

Discussão: Este espécimen, que é único na microflora, exibe formato atípico, notadamente por causa da protuberância (feição primária), para microfósseis de fácies silicosas do Proterozóico. A sua parede celular exibe, além de sulcos de natureza diagenética que concentram MO particulada, uma robustez que constituiu uma evidência do seu hábito planctônico.

Acritarcas Evitt, 1963

Gênero *Kildinella* Timofeev, 1966

Prancha VIII- Microfósseis esferoidais solitários preservados em lâminas petrográficas do sílex negro de São Gabriel, amostra SG-1 (lâmina 4/17-07-80/8A). Todas as escalas representam 10 μ m. A fig. C é uma montagem fotográfica.

- A-B. Forma C..Notar a protuberância cilíndrica (feição primária) e o tipo de degradação responsável pelos sulcos que concentram partículas de MO amorfa.
- C. Forma D..Neste espécimen duas feições morfológicas chamam atenção: a pequena projeção cilíndrica (mecanismo de excistamento?) e as dobras muito salientes . Notar a excelente qualidade de preservação do espécimen,o que sugere a natureza primária destas feições.
- D-F. *Kildinella* sp.a. Esta sequência de fotos ilustra diversos planos focais que evidenciam: a superfície homogênea, duas inclusões orgânicas (central e periférica) e dobras de origem diagenética. Uma tênue mucilagem recobre o espécimen.
- G-H. ?*Kildinella* sp..Na foto H notar o envelope celular espesso que recobre a célula visivelmente retraída. No seu interior observa-se cerca de quatro inclusões negras e compactas (Fotos G e H), sendo que três são envolvidas por uma estrutura de aspecto membranoso (foto H).

PRANCHA VIII

Kildinella sp.a

Prancha VIII D-F Tabela 12

Descrição: Célula esferomórfica (~40 µm de diâmetro) de aspecto transparente e superfície grosseiramente granulada, de parede fina e com dobras (de natureza diagenética). No seu interior ocorrem concentrações granulares, central e periférica, de MO. O espécimen é envolvido por uma secreção mucilagínosa consistente. Ocorrem como indivíduos solitários ou associados a colônias planctônicas de *Myxococcoides* sp.

Discussão: A *K. sp.a* é semelhante em alguns aspectos com as formas denominadas por Hofmann (1976) como *Melasmatosphaera* sp. que representam bainhas vazias de procariontes coloniais. Contudo, a *K. sp.a* exibe várias características que asseguram afinidades com o gênero *Kildinella* Timofeev, 1966. Além do hábito planctônico, estas formas exibem dobras (de origem diagnética) que é um traço diagnóstico de *Kildinella* (Timofeev, 1966; Vidal, 1976; Vidal, 1980; Knoll, 1984; Vidal e Ford, 1985). A presença de mucilagem extracelular, ausente nas formas isoladas de rochas clásticas, pode ser explicada pela preservação *in situ* do espécimen com a silicificação. Vidal e Ford (1985) alteraram a sistemática dos acritarcas, proposta por Timofeev (1966), criando o gênero *Kildinosphaera* Vidal, 1983 que inclui várias espécies de *Kildinella* (possivelmente a *K. sp.a* aqui descrita) e passando a *K. hyperborea* Timofeev para o gênero *Leiosphaeridia*. Eisenack, 1958 (emend. por Downie e Sarjeant, 1963). Como estas formas são raras em São Gabriel, manteve-se a classificação de Timofeev (1966).

? *Kildinella* sp.

Prancha VIII G-H Tabela 12

Descrição: Célula grande, irregular, de aspecto maciço e superfície homogênea que exibe dobras, devido a retração acen tuada. No seu interior ocorrem cerca de quatro inclu

sões orgânicas compactas envolvidas individualmente por uma estrutura membranosa. Uma mucilagem espessa (~6,0 μm) e consistente envolve o espécimen.

Discussão: A ? *K.sp* é atípica para microfloras de fácies silicossas e clásticas notadamente por causa dos grânulos múltiplos que exibem afinidades com remanescentes de organelas. Porém, esta forma lembra a *K. hyperboreica* Timofeev ilustrada por Timofeev (veja Prancha LXII, Fig.11, Timofeev, 1966). *K. hyperboreica* Timofeev já foi descrita em comunidades microfossilíferas lagunares (cf. Knoll, 1984).

Forma D

Prancha VIII C Tabela 12

Descrição: Célula solitária (23,1 x 26,2 μm), homogeneamente pigmentada, de superfície lisa, parede rígida e robusta que apresenta dobras salientes. O espécimen está envolvido por uma tênue mucilagem.

Discussão: A sua complexidade morfoestrutural (parede robusta com dobras), o tamanho e hábito, aparentemente planctônico, sugere afinidades com os acritarcas. A pequena projeção (mecanismo de excistamento?) e as dobras superficiais, em face da boa qualidade de preservação, são provavelmente feições primárias diagnósticas, ao invés de artefatos degradacionais.

CONCLUSÕES FINAIS

Um dos principais objetivos da biogeoquímica de se dimentos antigos é relacionar a MO amorfa (solúvel e insolúvel) com a fração estruturada (microfósseis), visando a interpretação evolutiva do registro fóssil sob o ponto de vista químico e morfológico. Neste sentido, uma importante contribuição deste trabalho foi mostrar que os fósseis químicos, no caso o querogênio que re presenta a fração singenética, por vezes complementam as interpretações micropaleontológicas. Os valores do $\delta^{13}\text{C}$, típicos de MO fotossintetizada, e a composição elementar de ambos querogênios (SG-1 e SG-2) confirmam a contribuição majoritária de precursores derivados de cianobactérias bentônicas fotoautotróficas. Este re sultado é particularmente significativo uma vez que, em ambas amos tras, a microflora bentônica desapareceu completamente.

Indiretamente este resultado apoia as interpretações micropaleontológicas, que consideram a microflora preservada, essencialmente alogênica e planctônica. A microflora de São Ga briel, a despeito da presença de acritarcas, consiste basicamente de cianobactérias planctônicas com afinidades Chroococacceae e de fragmentos de colônias de Entophysalidaceae, típicas de ambientes restritos favoráveis a precipitação do CaCO_3 .

Vários gêneros e espécies de cianobactérias bentônicas (componentes alogênicas) e planctônicas que aparecem nesta microflora são freqüentes em diversas microfloras de fácies silicosas de formações estrangeiras. Tal fato ilustra a abundância e distribuição cosmopolita das cianobactérias durante o Proterozóico nos ambientes marinhos marginais. É o caso, por exemplo, das *Eoentophysalis* sp., *Myxococcoides* sp., ?*Salome* sp., *Sphaerophycus* sp. e outras que ocorrem também no Canadá, Austrália, Estados Unidos, China, Sibéria (URSS) e Suécia. Algumas destas formas exibem além de similaridades morfológicas, hábitos muito parecidos, notadamente o hábito planctônico do gênero *Myxococcoides* e bentônico confirmado para *E. arcata*. Em contrapartida, a descrição formal do gênero novo *Urucellum bambuiense* motivará muita discussão, particularmente pela semelhança com a espécie *Gloeodinopsis lamello-*

sa (emend. por Knoll e Golubic, 1979) e *Eozygion* sp (Hofmann, 1976). Em São Gabriel a preservação de morfologias intermediárias do ciclo de vida de *G. lamellosa* (*sensu* Schopf, 1968), inclusive com a produção ininterrupta de secreções mucilaginosas múltiplas, permitiu diferenciar e classificar separadamente ambos morfotipos. O envelope extracelular, secreção mucilaginosa multilamelado, como propôs Schopf (1968), constitui de fato um traço diagnóstico importante da *G. lamellosa*.

Os acritarcas proterozóicos geralmente estão associados a sedimentos terrígenos que refletem ambientes marinhos (mais aberto) e relativamente profundos. A presença destas formas em São Gabriel é, portanto, meramente fortuita, mas é de grande valor evolutivo e bioestratigráfico. A Forma D e o gênero *Kildinella* sp. constituem as primeiras descrições de eucariontes no registro fóssil do Précambriano brasileiro e inferem uma idade para a Fm. Sete Lagoas, notadamente a *Kildinella*, restrito ao Rifeano Superior. Esta datação coincide com os dados radiométricos e bioestratigráficos, este último baseado em estromatólitos.

A posição do querogênio no diagrama de Van Krevelen, não serviu apenas para estabelecer afinidade com a fonte biológica precursora, mas possibilitou também uma análise do seu potencial paleotermométrico. Neste sentido, a caracterização de radicais do tipo quinona, que envolveu técnicas não convencionais da biogeoquímica do Précambriano, por exemplo, o espectro de ressonância paramagnética do elétron (RPE) (Subacius e Caracelli, 1985) revelou que os querogênios SG-1 e SG-2 não seguiram o esquema clássico da maturação orgânica. Estes radicais, não aparecem na estrutura química de querogênios húmicos continentais, originalmente muito ricos em oxigênio e em anéis aromáticos, submetidos principalmente a temperatura e a pressão. Isto porque, os grupos funcionais contendo oxigênio são perdidos ainda durante a catagênese. Nos querogênios húmicos proterozóicos, se os seus teores em oxigênio refletem de fato a contribuição dos progenitores, como propôs McKirdy e Hahn (1982), a presença destes radicais sugere que a MO sedimentada não foi adequadamente aquecida. O oxigênio então, com o prosseguimento da maturação, formou ligações cru

zadas entre os sistemas de anéis aromáticos. Estas ligações provavelmente são responsáveis pela imobilidade estrutural destes que rogênios e portanto pelos seus baixos graus de cristalinidade, mesmo quando foram aquecidos tardiamente à temperaturas de anquimeta morfismo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são consistentes também com MO sedimentar diageneticamente estabilizada.

ANEXO - DETERMINAÇÃO DO H/C e O/C ATRAVÉS DO *ROCK EVAL* (AVALIAÇÃO DO POTENCIAL OLEOGENÉTICO DA ROCHA)

Este método, desenvolvido por Epistale et al.(1978) consiste em analisar quantitativamente o teor de hidrocarbonetos e de compostos oxigenados contido em 0,1 g de rocha moída pirólisada à temperatura programada. O registro gráfico que se obtém da pirólise da MO (solúvel e insolúvel) caracteriza-se por três picos (P_1 , P_2 e P_3). O pico P_1 corresponde aos hidrocarbonetos volatilizados à temperaturas moderadas que fazem parte da FS (fig. 1). Este pico, por exemplo, não aparece para amostras de rochas previamente extraídas com solventes orgânicos. O pico P_2 representa os hidrocarbonetos gerados pelo craqueamento térmico parcial do querogênio, somado com uma pequena parcela proveniente da decomposição das resinas e asfaltenos. O pico P_3 aparece somente após o reaquecimento do *trap* que reteve o oxigênio. Para o intervalo de temperatura da pirólise, na qual os hidrocarbonetos são volatilizados, não ocorre dissociação dos carbonatos. A siderita, por exemplo, se dissocia à temperatura de 400 e 600°C e a dolomita e calcita somente para temperaturas superiores a 600°C (Epistale et al.1978).

A integral dos picos equivale a quantidade total de compostos analisados. A razão destas integrais, do pico 1 e 2 em relação ao C_{org} , definem o índice de hidrogênio (I.H.) e de oxigênio (I.O.), respectivamente (Figs. 2 e 3). Ambos índices mostram uma boa correlação com as razões H/C e O/C, que envolvem a desmineralização da matriz mineral. A partir do *Rock Eval* é possível caracterizar também o nível de maturação do querogênio.

Fig. 1

- Esquema do registro obtido através da análise da rocha moída pelo *Rock Eval* (Avaliação do potencial oleo genético da rocha) onde S1 e S2 e S3 representam o índice de produtividade, o índice de hidrogênio e o índice de oxigênio, respectivamente.

Fig. 2

- Correlação entre o índice de hidrogênio obtido pelo *Rock Eval* e a razão H/C do querogênio separado da matriz mineral.

Fig. 3

- Correlações entre o índice de oxigênio obtido pelo *Rock Eval* e a razão atômica O/C do querogênio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, M., BLOIS, M.S. & SANDS, R.H. - 1958 - Paramagnetic resonance spectra of some semiquinone free radicals, J. Chem. Phys. 28: 774-776.
- AITKEN, J.D. - 1967 - Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomite with illustration from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta J. of Sedimentary Petrology. 37: 1163-1178.
- ALBRECHT, P. & OURISSOM, G. - 1969 - Diagénesè des hydrocarbures saturés dans une série sédimentaire épaisse (Douala, Cameroun), Geochim. et Cosmochim. Acta 33: 138-142.
- ALBRECHT, P. VANDEMBROCKE, M. & MANDENGUE, M. - 1976 - Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon)- I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum, Geochim. et Cosmochim. Acta 40: 791-799.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (eds.) - 1984 - O Precambriano do Brasil, Ed. Edgard Blucher Ltda., São Paulo, Brasil.
- ALMON, W.R. & JOHNS, W.D. - 1975 - Petroleum forming reactions: the mechanism and rate of clay catalyzed fatty acid carboxylation in Advance in Organic Geochemistry, p. 157.
- ALVARENGA, C.J.S. de & DARDENNE, M.H. - 1978 - Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá, na Serra de São Domingos, Minas Gerais, Anais do XXX Congres. Soc. Bras. de Geologia (Recife) v. 2: 546-556.
- AWRAMIK, S. - 1977 - Paleobiology of stromatolites in Chemical Evolution of the Early Precambrian (Ponnamperuma, C. ed.) Academic Press Inc., San Francisco, p. 111.
- AWRAMIK, S.M., SCHOPF, J.W. & WALTER, M.R. - 1983 - Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia, Precambrian Research. 20: 357-374.
- AWRAMIK, S.M. & SEMIKHATOV, M.A. - 1979 - The relationships between morphology, microstructure and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint Iron Formation, Canadian Journal of Earth Sciences. 16: 484-495.

- BARGHOORN, E.S., KNOLL, A.H., DEMBICKI, H. Jr. & MEINSCHEN, W. G. 1977 - Variation in stable carbon isotopes in organic matter from the Gunflint Iron Formation, *Geochim. et Cosmochim.* 41: 425-430.
- BARGHOORN, E.S. & TYLER, S.A. - 1965 - Microorganisms from the Gunflint cherts, *Science* 147: 563-577.
- BERKNER, L.V. & MARSHALL, L.C. - 1965 - On the origin and rise of oxygen concentration in the Earth atmosphere, *J. of the Atmospheric Sciences* 22: 225-261.
- BLOESER, B., SCHÖPF, J.W., HORODYSKI, R.J. & BREED, W.J. - 1977 - Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona. *Science* 195: 676-679.
- BLUMER, M. & SYNDER, W. D. - 1965 - Isoprenoid hydrocarbons in recent sediments: presence of pristane and probable absence of phytane. *Science* 150: 1588-1589.
- BONHOMME, M.G. - 1976 - Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil-*Rev. Bras. Geocienc.* 6: 211-222.
- BONHOMME, M.G. & BERTRAND-SAFARTI - 1982 - Correlation of proterozoic sediments of western and central Africa and South America based upon radiochronological and paleontological data *Precambrian Research.* 18: 171-194.
- BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T. da - 1960 - Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília, XIV Congres. Bras. de Geologia (Minas Gerais), Inst. Pesquisa Radioativa, Pub. 15, p. 25.
- BRAUN, O.P.G. - 1968 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *Anais do XXII Congres. da Soc. Bras. de Geologica (Belo Horizonte)* :155-166.
- BRAUN, O.P.G. - 1982 - Novas contribuições à estratigrafia e aos limites do Grupo Bambuí. *Anais do XXXII Congres. da Soc. Bras. de Geologia (Salvador) v.1* :260-268.

- BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G. & TORQUATO, J.R.F. - 1980 - Evolução geocronológica do Precambriano da Bahia in Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos v.3: 1-101.
- BROOKS, J.D., GOULD, K. & SMITH, J.W. - 1969 - Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum. Nature 222: 257-259.
- BROOKS, J. and SHAW, G. (eds.) - 1973 - Origin and Development of Living Systems. Academic Press, London.
- BROOKS, J.D. & SMITH, J.W. - 1969 - The diagenesis of plant lipids during the formation of coal, petroleum and natural gas-II. Coalification and the formation of oil and gas on the Gippsland Basin, Geochim. et Cosmochim. Acta 33: 1183-1194.
- CALVIN, M. (ed.) - 1969 - Chemical Evolution. Oxford Univ. Press., London.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1979 - Contribution à l'étude des Brasilides lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'État des Minas Gerais, Brésil. Thèse Doct. Spec. Géol. Struct. Paris. 155p.
- CASSEDANNE, J. & BRIZZI, A. - 1979 - Présence de *Conophyton* dans le Groupe Bambuí de l'État de Bahia (Brésil). Bull. Soc. Géol. Fr. 21: 687-694.
- CIOLA, R. - 1973 - Introdução à Cromatografia em Fase Gasosa, Ed. Edgard Blücher, Brasil.
- CLOUD, P. - 1974 - Evolution of ecosystems. American Scientist 62: 54-66.
- CLOUD, P. & DARDENNE, M. - 1973 - Proterozoic age of the Bambui Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull. 84: 1673-1676.
- COMBAZ, A. - 1980 - Les kérogènes vus au microscope in Kerogen (Durand, B. ed.) Ed. Technip Paris, p. 55.
- CONNAN, J. & CASSOU, A.M. - 1980 - Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various

- maturation levels. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 44: 1-23.
- COOPER, J.E. & BRAY, E.E. - 1963 - A postulated role of fatty acids in petroleum formation. *Geochim et Cosmochim. Acta* 27: 1113-1127.
- COUTO, J.C. Parenti - 1982 - Contribuição ao estudo do Proterozóico Superior (Rifeano) da região meridional do Craton de São Francisco (Brasil): Redefinição estratigráfica e correlação Brasil-África. *Anais do XXXII Congres. da Soc. Bras. de Geologia (Salvador)*. v.1: 269-278.
- COUTO, J.C. Parenti & BEZ, L. - 1981 - A glaciação Jequitai: um guia estratigráfico para o Prêcambriano Superior no Brasil. *Rev. Bras. de Geociênc.* 11: 17-21.
- COUTO, J.G. Parenti, CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., IYER, S.S. & MORAES, N.M.O. - 1981 - Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. de Geociênc.* 11: 5-16.
- CRAIG, H. - 1953 - The geochemistry of the stable carbon isotopes, *Geochim et Cosmochim. Acta* 3: 53-92.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Anais do XXX Congres. da Soc. Bras. de Geologia (Recife)*. v.2: 597
- DARDENNE, M.A. - 1979 - Les mineralizations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Superieur dans le Brésil Central. These de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 275p.
- DARDENNE, M.A. & CAMPOS NETO, M.C. - 1976 - Geologia da região de Lagamar, MG. XXIX Congres. da Soc. Bras. de Geologia (Ouro Preto). Resumos, p.17.
- DARDENNE, M.A., FARIA, A. & ANDRADE, G.F. - 1976 - Occurrence de estromatolites colonnaire dans le Groupe Bambuí (Goiás, Brésil). *An. Acad. Bras. Ciênc.* 48: 555-566.

- DARDENNE, M.A., MAGALHÃES, L.F. & SOARES, L.A. - 1978 - Geologia do Grupo Bambuí na Bacia do Rio Paranã (Goiás). Anais do XXX Congres. da Soc. Bras. de Geologia (Recife). v.2: 611-621.
- DIVER, W.L. & PEAT, C.J. - 1979 - On the interpretation and classification of Precambrian organic-walled microfossils. *Geology* 7: 401-404.
- DOWNIE, O. - 1973 - Observations on the nature of the acritarchs. *Paleontology* 16: 239-259.
- DURAND, B. (ed.) - 1980 - Kerogen-Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. Ed. Technip, Paris.
- DURAND, B. & EPISTALE, J. - 1976 - Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon) II. Evolution of kerogen. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 40: 801-808.
- DURAND, B., MARCHAND, A., AMIELL, J. & COMBAZ, A. - 1976 - Étude de kérogènes par resonance paramagnétique électronique. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA* 10: 267-269.
- DURAND, B. & MONIN, J.C. - 1980 - Elemental analysis of kerogens (C,H,N,O,S,Fe) *in* Kerogen (Durand, B. ed.) Ed. Technip Paris, p.113.
- DURAND, B. & NICAISE, G. - 1980 - Procedures for kerogen isolation *in* Kerogen (Durand, B. ed.) Ed. Technip, Paris, p.35.
- EPISTALE, J., LAPORTE, J.L., MODEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAILET, J. & BOUSTSFEN, A. - 1978 - Rapid methods for source rocks characterization and for evaluating their petroleum potential and their degree of evolution. I.F.P. Projectum 134177047.
- FAIRCHILD, T.R. - 1975 - The geologic setting and paleobiology of a Late Precambrian stromatolitic microflora from the South Australia. PHD Thesis University of California, Los Angeles, 272p.
- FAIRCHILD, T.R. & DARDENNE, M.A. - 1978 - First report of well-

- preserved Precambrian microfossils in Brazil (Paraopeba Formation, Bambui Group, Near Brasília). Bol. I.G. Inst. de Geociênc. USP 9: 62-68.
- FAIRCHILD, T.R. & SUBACIUS, S.M.R. - Microfossils associated with silicified *Stratigera undata* Komar 1966 from the Late Proterozoic Bambui Group, South-Central Brazil. Precambrian Research, in press.
- FAIRCHILD, T.R., SUBACIUS, S.M.R. & KARMANN, I. - 1980 - A silicified stromatolitic microflora from the Late Precambrian of West-Central and its implications for the Proterozoic biostratigraphy. Bol. I.G. Inst. de Geociênc. USP, 11: 33-40.
- FERGUSON, W.S. - 1962 - Analytical problems in determining hydrocarbons in sediments. AAPG Bull. 46: 1613-1620.
- FERREIRA, J.C. - 1975 - Metamorfismo térmico da matéria orgânica no Folhelho Mancos, próximo a Crested Butte, Colorado, Master Thesis of Rice University, Texas.
- FERREIRA, J.C. - 1981 - A origem do petróleo: orgânica ou inorgânica? Spectrum J. Bras. Ci. 1: 24-41.
- FORSMAN, J.P. & HUNT, J.M. - 1958 - Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta 15: 170-182.
- FRANCIS, S., MARGULIS, L. & BARGHOORN, E.S. - 1978 - On the experimental silicification of microorganisms II. On the time of appearance of eukaryotic organisms in the fossil records. Precambrian Research 6: 65-100.
- FRENCH, B.M. - 1964 - Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian Iron Formation. Science 146: 917-918.
- GALIMOV, E.M. - 1980 - $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in kerogen in Kerogen (Durand, B. ed.), Ed. Technip, Paris. p.271.
- GLAESSNER, M.F. - 1961 - Precambrian animals. Sci. American 204: 72-78

- GOLUBIC, St. - 1976 - Taxonomy of extant stromatolitic building cyanophyte *in* Stromatolitic (Walter, M.R. ed.) Elsevier Publishing, Amsterdam, p.127.
- GOLUBIC, St. & BARGHOORN, E.S. - 1977 - 1. Interpretation of microfossil with special reference to the Precambrian *in* Fossil Algae (Flügel, E. ed.). Springer-Verlag, Germany, p.1.
- GOLUBIC, St. & HOFMANN, H.J. - 1976 - Comparison of modern and mid Precambrian Entophysalidaceas (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation. J. of Paleontology 50: 1074-1082.
- GORMLY, J.R. & SACKETT, W.M. - 1975 - Carbon isotope evidence for the maturation of marine lipids *in* Advance Organic Geochemistry, p.321.
- GREW, E. - 1974 - Carbonaceous material in some metamorphic rocks of a New England and other areas. J. of Geology. 82: 50-73.
- GRIFFIN, G.M. - 1967 - X-ray diffraction techniques applicable to studies of diagenesis and lower rank metamorphism in humic sediments. J. Sed. Petrol. 37: 1006-1011.
- HADDEN, N., BAUMANN, F., MacDONALD, F., MUNCK, M., STEVERSON, R., GERE, D., ZAMERONI, F. & MAJORS, R. (eds.) - 1971 - Basic Liquid-Chromatography. Ed. Varian Aerograph, USA.
- HAN, J. & CALVIN, M. - 1969 - Hydrocarbon distribution of algae and bacteria and microbiological activity in sediments. Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 64: 436-443.
- HARRISON, W.E. - 1979 - Levels of graphitization of kerogen as a potentially useful methods of assessing paleotemperatures *in* Aspects of Diagenesis (Scholl, P.A. et al., eds.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. n° 26, p.45.
- HAYES, J.M., KAPLAN, I.R. & WEDEKING, K.W. - 1983 - Precambrian organic geochemistry, preservation of the record *in* Earth's Earliest Biosphere- Its Origin and Evolution (Schopf, J.W. ed.) Princeton University Press, New Jersey, USA. p.93.

- HOFMANN, H.J. - 1976 - Precambrian microflora, Belcher Island, Canada: Significance and systematics J. of Paleontology 50: 1043-1073.
- HOFMANN, H.J. & AITKEN, J.D. - 1978 - Precambrian biota from the Little Dal Group Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. Canadian Journal Earth Science. 16: 150-151.
- HOFMANN, H.J. & SCHOPF, J.W. - 1983 - Early Proterozoic microfossils in Earth's Earliest Biosphere-Its Origin and Evolution (Schopf, J.W. ed.). Princeton University Press, London, p.321.
- HORODYSKI, R.J. & DONALDSON, J.A. - 1980 - Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lake Group, Arctic Canada. Precambrian Research, 11: 125-159.
- HUC, A.Y. - 1980 - Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen in Kerogen (Durand, B. ed.). Ed. Technip, Paris, p.445.
- IZAWA, E. - 1968 - Carbonaceous matter in some metamorphic rocks in Japan. J. Geol. Soc. Japan. 74: 427-431.
- JACKSON, T.A., GERMS, A. & MOORMAN, M. - 1974 - An improved method for the maceration of sedimentary rocks. J. of Paleontology. 48: 844-845.
- JACKSON, T.A. & MOORE, C.B. - 1976 - Secular variations in kerogen structure and carbon nitrogen and phosphorus concentration in pre-Phanerozoic and Phanerozoic sedimentary rocks. Chemical Geology. 18: 107-135.
- KHOVARI-KHORASANI, G. & MURCHISON, D.G. - 1979 - The nature of Karelian shungite. Chemical Geology. 26: 165-182.
- KNAUTH, L.P. - 1979 - A model for the origin of chert in limestone. Geology, 7: 274-277.
- KNOLL, A.H. - 1982 - Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate NY Friesland, Svalbard. J. of Paleontology. 56: 755-790.

- KNOLL, A.H. - 1984 - Microbiotas of the Late Precambrian Huunberg formation, Nordaustlandet, Svalbard. J. of Paleontology 58: 131-162.
- KNOLL, A.H. & BARGHOORN, E.S. - 1976 - Precambrian eukaryotic organisms: a reassessment of the evidence. Sciende 190: 52-54.
- KNOLL, A.H. & GOLUBIC, St. - 1979 - Anatomy and thaphonomy of Precambrian algal stromatolite. Precambrian Research. 10: 115-151.
- LANDIS, C.A. - 1971 - Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks, Contr. Mineral. and Petrol. 30: 34-45.
- LEO, R.F. & BARGHOORN, E.S. - 1976 - Silica in the biosphere. Acta Cient. Venezolana. 27: 231-234.
- LICARI, G.R. - 1978 - Biogeology of the Late pre-Phanerozoic Beck Springs dolomite of Eastern California. J. of Paleontology. 52: 767-792.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. - 1964 - Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geology. 72: 68-83.
- MARCHAND, A. - 1976 - R.P.E. des kérogènes. BCNRA. 10: 254-266.
- MARCHAND, A. & CONRAD, J. - 1980 - Electron paramagnetic resonance in kerogen studies *in* Kerogen (Durand, B. ed.). Ed. Technip, Paris. p.243.
- MARCHESE, H.G. - 1974 - Estromatolites Gymnosolenides in el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. Rev. Bras. de Geociênc. 4: 257-271.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. & DANNI, J.C.M. - 1984 - Província Tocantins, setores central e sudeste *in* O Precambria no do Brasil (Almeida, F.F.M. de e Hasui, Y. eds.), Ed. Edgard Blucher Ltda., Brasil, p. 187.
- McKIRDY, D.M. - 1974 - Organic geochemistry in Precambrian

- research. Precambrian Research. 1: 75-137.
- McKIRDY, D.M. - 1976 - Biology of stromatolites *in* Stromatolites (Walter, M.R. ed.). Elsevier Sci. Publ. Co., New York, p.113.
- McKIRDY, D.M. & HAHN, J.H. - 1982 - The composition of kerogen and hydrocarbon in Precambrian rocks *in* Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere (Holland, H.D. e Schildowski M. eds.). Springer-Verlag, New York, p.123.
- MEISCHEIN, W.G. - 1965 - Soudan formation organic extract of early Precambrian rocks. Science, 150: 601-605.
- MENDELSON, C.V. & SCHOPF, J.W. - 1982 - Proterozoic microfossils from the Sukhaya-Tunguska, Shorikha and Yudoma formations of the Siberian plataform, URSS, J. of Paleontology 56: 42-83.
- MOERI, E. - 1972 - On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambui Group of Central Brazil. Eclogae Geol. Helv. 65: 185-195.
- MÖLLER, P., SCHULZ, S. & JACOB, K.H. - 1980 - Formation of fluorite in sedimentary basins. Chemical Geology, 30: 97-117.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. DFPM. Bol. 19: 115-138.
- NYBERG, A.V. & SCHOPF, J.W. - 1981 - Microfossils in stromatolitic cherts from the Proterozoic Allamoore formation of west Texas. Precambrian Research, 16: 129-141.
- NYBERG, A.V. & SCHOPF, J.W. - 1984 - Microfossils in stromatolitic cherts from the Upper Proterozoic Min'Yar formation, Southern Ural Mountains, URSS, J. of Paleontology, 58: 738-772.
- OBERLIN, A, BOULMIER, J.L. & DURAND, B. - 1974 - Electron microscope investigation of the structure of naturally and artificially metamorphosed kerogen. Geochim. at Cosmochim. Acta 38: 647-650.
- OBERLIN, A., BOULMIER, J.L. & VILLEY, M. - 1980 - Electron microscopic study of kerogen microtexture. Selected criteria for determining the evolution path and evolutions stage of

- kerogen *in* Kerogen (Durand, B. ed.). Ed. Technip, Paris, p.191.
- OEHLER, D.Z. - 1977 - Pyrenoid-like structure in Late Precambrian algae from the Bitter Springs formation of Australia. *J. of Paleontology*, 51: 885-901.
- OEHLER, D.Z. - 1978 - Microflora of the Middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia. *Alcheringa*, 2: 269-310.
- OEHLER, J.H., AIZENSHTAT, Z. & SCHOPF, J.W. - 1974 - Thermal alteration of blue-green algae and blue-green algal chlorophyll, *AAPG Bull.* 58: 124-132.
- PARK, R. - 1976 - A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, 23: 379-393.
- PASTO, D.Y. & JOHNSON, C.R. (eds.) - 1974 - Determinación de Estructuras orgánicas. Ed. Reverte, México.
- 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. *J. of Australian Geology Geophysics*, 3: 1-17.
- PETERS, K.E., ROHROBACK, B.G. & KAPLAN, I.R. - 1981 - Geochemistry of artificially heated humic and sapropelic sediments I: Proto-kerogen. *AAPG Bull.* : 688-705.
- PETERSON, M.N.A. & VON DER BORCH, C.C. - 1965 - Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*, 149: 1501-1503.
- PETRAKIS, L. & GRANDY, D.W. - 1978 - Electron spin resonance spectrometric study of free radicals in coals. *Analytical Chemistry*, 50: 303-308.
- PETRAKIS, L. & GRANDY, D.W. - 1980 - An electron spin resonance spectrometric investigation of natural, extracted and thermally altered kerogeneous materials. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 44: 763-768.

- PHILIPPI, G.T. - 1965 - On the depth, time and mechanism of petroleum generation. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 29: 1020-1049.
- PLUMMER, P.S. & GOSTIN, V.A. - 1981 - Shrinkage cracks: Desiccation or syneresis? *J. of Sedimentary Petrology*, 51: 1147-1156.
- POWELL, T.G., COOK, P.J. & McKIRDY, D.M. - 1975 - Organic geochemistry of Phosphorites: Relevance to petroleum genesis. *AAPG Bull.* 59: 618-632.
- POWELL, T.G. & McKIRDY, D.M. - 1973 - The effect of source material, rock type and diagenesis on the n-alkanes content of sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 37: 623-633.
- POWELL, T.G. & McKIRDY, D.M. - 1975 - Geologic factors controlling crude oil composition in Australia and Papua, New Guinea. *AAPG Bull.* 59: 1176-1197.
- PREISS, W.V. - 1976 - International correlations in Stromatolites (Walter, M.R. ed.). Elsevier Sci. Publ. Co., New York, p.359.
- QUADROS, L.P. - 1975 - Organopalinologia na prospecção do petróleo. *Bol. Tec. da Petrobrás*, 18: 3-11.
- RETCOFSKY, H.L., STARK, J.M. & FRIEDEL, K.A. - 1968 - Electron spin resonance in american coals. *Nature*, 40: 1699-1704.
- ROBINSON, W.E. - 1969 - Isolation procedures for kerogens and associated soluble organic material in *Organic Geochemistry- Methods and Results* (Eglinton, G.R. Murphy, M.T.J. eds.). Springer-Verlag, New York, p.181.
- ROUXHET, P.G., ROBIN, P.L. & NICAISE, G. - 1980 - Characterization of kerogens and of their evolution by infrared spectroscopy in *Kerogen* (Durand, B. ed.). Ed. Technip, Paris, p.163.
- SALATI, E. - 1972 - Relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ em colônias. XXVI Congres. da Soc. Bras. de Geologia, Resumo das comunicações, 1: 256.
- SANYAL, S.K., KVENVOLDEN, K.A. & MARSDEN, S.S. Jun. - 1971 - Permeabilities of Precambrian Onverwacht cherts and other low permeability rocks. *Nature*, 232: 325-327.

- SAXBY, J.D. - 1970 - Technique for the isolation of kerogen from sulfide ore. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 34: 1317-1326.
- SAXBY, J.D. - 1976 - Isolation from oil shale *in* Development in Petroleum Science Oil Shale (Yen, T.F. & Chilengarian, G.V. eds.). Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p.104.
- SCHIDLOWSKI, M. - 1980 - Antiquity of photosynthesis: Possible constraints from Archean carbon isotope record *in* Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments (Trundiger, P.A. & Walter, M.R. ed.). *Procd. of the Fourth International Symposium on Environmental Biogeochemistry (ISEB)*. Australian Academic Sci., p.47.
- SCHIDLOWSKI, M. - 1981 - Antiquity of photoautotrophy: A frontier revisited *in* Science and Scientists, Essays by biochemists, Biologists and Chemists (Kageyama, M. et al. eds.). Japan Scientific Societies Press, Tokyo, p. 57.
- SCHIDLOWSKI, M. - 1982 - Stable isotopes and the evolution of life: An overview *in* Stable Isotopes (Schmidt, H.L., Forstel, H. & Heinzinger, K. eds.). Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam, p.95.
- SCHIDLOWSKI, M., HAYES, J.M. & KAPLAN, I.R. - 1983 - Isotopic inferences of ancient biochemistries. Carbon, Sulfur, Hydrogen and nitrogen *in* Earth's Earliest biosphere - Its Origin and Evolution (Schopf, J.W. ed.). Princeton University Press, London, p.149.
- SCHOPF, J.W. - 1968 - Microflora of the Bitter Springs formation, Late Precambrian, Central Australia. *J. of Paleontology*, 42: 651-688.
- SCHOPF, J.W. - 1975 - The age of microscopic life. *Endeavour*, 34: 51-58.
- SCHOPF, J.W. - 1977 - Biostratigraphic usefulness of stromatolitic precambrian microbiotas: A preliminary analysis. *Precambrian Research*, 3: 143-173.

- SCHOPF, J.W. - 1978 - Le evolution de las células primitivas. Scientific American, 26: 58-75.
- SCHOPF, J.W. (ed.) - 1983 - Earth's Earliest Biosphere. Its Origin and Evolution. Princeton University Press, London.
- SCHOPF, J.W. & BLACIC, J.M. - 1971 - New microorganisms from the Bitter Springs formation (Late Precambrian) of the north-central Amadeus Basin, Australia. J. of Paleontology, 45: 925-960.
- SCHOPF, J.W. & OEHLER, D.Z. - 1976 - How old are the eukaryotes? Science, 193: 47-49.
- SCHOPF, J.W., OEHLER, D.Z., HORODYSKI, R.J. & KVENVOLDEN, K.A. - 1971 - Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites. J. of Paleontology, 45: 477-485.
- SEGAL, B.G., KAPLAN, M. & FRAENKEL, G.K. - 1965 - Measurement of g-values in the electron spin resonance spectra of free radicals. The J. of Chemical Physics, 43: 4191-4200.
- SILVERMAN, S.R. & EPSTEIN, S. - 1958 - Carbon isotopic composition of petroleum. AAPG Bull., 42: 913-1012.
- SILVERSTEIN, R.M., BASSLER, G.C. & MORRILL, T.C. - 1979 - Identificação Espectrométrica de Compostos Orgânicos. Ed. Guanabara Dois S/A., Rio de Janeiro.
- SMITH, P.V. Jr. - 1954 - Studies on origin of petroleum: Occurrence of hydrocarbons in recent sediments. AAPG Bull., 38: 377-404.
- SMITH, J.W., SCHOPF, J.W. & KAPLAN, I.R. - 1970 - Extractable organic matter in Precambrian cherts. Geochim. et Cosmochim. Acta 34: 659-675.
- SPJELDNAS, N. - 1963 - A new fossil (*Pappillomembrana* sp) from the Upper Precambrian of Norway. Nature, 200: 63-64.
- STEVERSON, F.J. & BUTLER, J.H. - 1969 - Structural arrangement of functional group as revealed by infrared analysis in Organic Geochemistry - Methods and Results (Eglinton, G. Murphy, M. T.J. eds.). Springer-Verlag, Berlin, p.548.

- STUEMER, D.H., PETERS, K.E. & KAPLAN, I.R. - 1978 - Source indicators of humic substances and proto-kerogen, Stable isotopes ratios, elemental compositions and electron spin resonance spectra. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 42: 989-997.
- SUBACIUS, S.M.R. - 1982 - Geoquímica-orgânica do querogênio extraído de sedimentos do Precambriano brasileiro. XXXIV Reunião Anual da SBPC, Resumo das Comunicações, p.603.
- SUBACIUS, S.M.R. - 1982 - Método de separação do querogênio por resina de troca-iônica. XXXIV Reunião Anual da SBPC, Resumo das Comunicações, p.603.
- SUBACIUS, S.M.R. - 1985 - O querogênio e o semiantracito da formação Rio Fresco (Pa). XXXVII Reunião Anual da SBPC, Resumo das Comunicações, p.629.
- SUBACIUS, S.M.R. - 1985 - Contribuições da taxonomia e paleoecologia na interpretação evolutiva do registro microfossilífero com mais de 650 milhões de anos. *Ciência e Cultura*, v. 37 (no prelo).
- SUBACIUS, S.M.R. - 1985 - Synthetic minerals dissolution in the separation chemical of the kerogen. *Ciência e Cultura* (no prelo).
- SUBACIUS, S.M.R. & AMARAL, S.E. do - 1983 - Estudo biogeoquímico da matéria orgânica preservada em folhelhos pirobetuminosos próximos a soleiras de diabásio - Formação Irati, SP. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 55: 45-53.
- SUBACIUS, S.M.R. & CARACELLI, I. - 1985 - A identificação do sinal do radical orgânico no espectro de RPE de querogênios. XXXVII Reunião Anual da SBPC, Resumo das Comunicações, p.630.
- SUBACIUS, S.M.R. & FAIRCHILD, T.R. - 1983 - Biogeoquímica dos estromatólitos estratiformes do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) Região de Unaí, MG - Brasil. IV Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos IGUSP, Resumo das Comunicações, p.3.
- SUBACIUS, S.M.R. & FAIRCHILD, T.R. - 1985 - Allochthonous organic matter in Late Proterozoic stromatolitic (*Stratífera* f.) from Brazil. Submetido para publicação nos *An. Acad. Bras. de Ciênc.*, 1985.

- THOMAZ-FILHO, A. & BONHQMME, M.G. - 1979 - Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí à São Francisco (MG), au Brésil-Phase metamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. C.R. Acad. Sci. Ser. D. 289: 1221-1224.
- TIMOFEEV, B.V. - 1966 - [Microphytological investigations of old formations], Acad. Sci. URSS Lab. Precambrian Geol. Nauka, Leningrado, p.145.
- TISSOT, B.P., CALIFET-DEBYSER, Y., DERRO, G. & OUDIN, J.L. - 1971 - Origin and evolution of hydrocarbon in Early Torcian Shale, Paris Basin, França. AAPG Bull. 55: 2177-2193.
- TISSOT, B.P., PELET, R., ROCAUCHE, J. & COMBAZ, A. - 1975 - Utilization des alcanes comme fossils geochimiques indicateurs des environnements geologiques in Advance Organic Geochemistry, p.117.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (eds.) - 1978 - Evolution of Biosphere in Petroleum Formation and Occurrence- A new approach to Oil and Gaz Exploration. Springer-Verlag, Berlin.
- UESUGUI, N. - 1979 - Palinologia: Técnicas de tratamento das amostras. Bol. Téc. da Petrobrás, 22: 229-240.
- VALENTINE, J.W. - 1978 - La evolución de las plantas y los animales pluricelulares. Scientific American, 26: 77-89.
- VANDEMBROUCKE, M. - 1980 - Structure of kerogen as seen by investigations on soluble extracts in Kerogen (Durand, B. ed.). Ed. Technip, Paris, p.415.
- VIDAL, G. - 1974 - Late Precambrian microfossils from the basal sandstone unit of the Visingsö beds, South Sweden. Geologica et Paleontologica, 8: 1-13.
- VIDAL, G. - 1976 - Late Precambrian microfossils from the Visingsö beds in southern Sweden, Fossil and Strata, 9: 1-57.
- VIDAL, G. - 1981a - Micropaleontology and biostratigraphy of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian sequence in East Finnmark,

- Nothorn Norway, Norges Geologiske Undersokelse, 59: 1-53.
- VIDAL, G. - 1981b - Aspects of problematic acid-resistant, organic walled microfossils (Acritarch) in the Upper Proterozoic the north Atlantic region. *Precambrian Research*, 15: 9-23.
- VIDAL, G. & FORD, T.D. - 1985 - Microbiotas from the Late Proterozoic Chuar Group (northern Arizona) and Uinta Mountain Group (Utah) and their chronostratigraphic implications. *Precambrian Research*, 28: 349-396.
- VIDAL, G. & KNOLL, A.H. - 1982 - Radiations and extinction of plankton in Late Proterozoic and Early Cambrian. *Nature*, 297: 57-60.
- WALTER, M.R., OEHLER, J.H. & OEHLER, D.Z. - 1976 - Megascopic algae 1300 millions years old from the Belt Supergroup, Montana: A reinterpretation of Walcott's *Helminthoidichnites*, *J. Paleontology*, 50: 872-881.
- WELTE, D.H. - 1965 - Relation between petroleum and source rocks. *AAPB Bull.*, 49: 2246-2268.
- YEN, T.F. & CHILENGARIAN, G.V. (eds.) - 1976 - Development in Petroleum Science Oil Shale, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam

Pg.	Linha	Onde se lê	Leia-se
ii	33		gênero novo
iii	3	<i>Eoentophysalys</i>	<i>Eoentophysalis</i>
iii	4	<i>Eoentophysalys</i>	<i>Eoentophysalis</i>
v	26	reconstroe	reconstroi
viii	20	<i>taxa</i>	<i>taxon</i>
viii	26	constitui	constituem
7	17	taxionomia	taxinomia
8	17	Fm. Jequitai de	Fm. Jequitai sensu
23	30	revelaram	revelou
32	4	1956	1958
32	22	minerais	"minerais"
36	26	Phillipi	Philippi
41	21	Fig. 15	Fig. 16
47			(Powell et al. 1975)
48	8	Epistale	Espitalié
52	32	e-	e-
59	25	Skillogalee	Skillogallee
61	19	denuncia apenas	denuncia neste caso apenas
64	17	McKiray e Hahn	in McKirdy e Hahn
	21	dilue	dilui
65			Esquema sintético da síntese de Kolbe
66		algas verdes-azuis	cianobactérias
78	3	F2	F1
78	35	exclue	exclui
83	13	morten	mortém
86	10	Blacici	Blacic
88		Gêneros	Taxon
90		invertebrados	vertebrados
94	27	430 morfotipos	430 indivíduos
96	36	Urucellum bambui- ense	<i>Urucellum bambuiense</i>
97	7	XI e X	
99	15	<i>sp.b</i>	<i>sp.b</i>
100	13	<i>Myxococcoides</i>	<i>Myxococcoides</i>
102	15	<i>Sphaerophycys</i>	<i>Sphaerophycus</i>
103	11	<i>Urucellum bambui- ense</i> , gênero novo	<i>Urucellum</i> gênero novo
120	36	1971	1981
124	23	<i>in situ</i>	<i>in locu</i>
126	18	Chroococacceae	Chroococcaceae
126	33	gênero novo	espécie nova
127	13	o gênero	a espécie
127	28	querogênios húmicos	querogênios fanerozóicos