

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**VIDA APÓS AS GLACIAÇÕES GLOBAIS
NEOPROTEROZÓICAS: UM ESTUDO MICROFOSSILÍFERO
DE CAPAS CARBONÁTICAS DOS CRÁTONS DO
SÃO FRANCISCO E AMAZÔNICO**

Renata Lourenço Lopes Hidalgo

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS


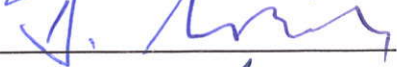



**VIDA APÓS AS GLACIAÇÕES GLOBAIS NEOPROTEROZÓICAS:
UM ESTUDO FOSSILÍFERO DE CAPAS CARBONÁTICAS DOS
CRÁTONS DO SÃO FRANCISCO E AMAZÔNICO**

RENATA LOURENÇO LOPES HIDALGO

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Setembrino Petri	
Examinadores:	Prof. Dr. Detlef Hans Gert Walde	
	Dr. Luiz Padilha de Quadros	
	Prof ^a . Dr ^a . Rosemarie Rohn Davies	
	Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild	

SÃO PAULO
2007

NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**VIDA APÓS AS GLACIAÇÕES GLOBAIS NEOPROTEROZÓICAS: UM
ESTUDO MICROFOSSILÍFERO DE CAPAS CARBONÁTICAS DOS
CRÁTONS DO SÃO FRANCISCO E AMAZÔNICO**

Renata Lourenço Lopes Hidalgo

DEDALUS - Acervo - IGC



30900023498

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO

2007



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**VIDA APÓS AS GLACIAÇÕES GLOBAIS NEOPROTEROZÓICAS: UM
ESTUDO MICROFOSSILÍFERO DE CAPAS CARBONÁTICAS DOS
CRÁTONS DO SÃO FRANCISCO E AMAZÔNICO**

Renata Lourenço Lopes Hidalgo

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar

Comissão julgadora

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Setembrino Petri	_____
Examinadores:	
Prof. Dr.	_____
Prof. Dr.	_____
Prof. Dr.	_____
Prof. Dr.	_____

São Paulo

2007

Dedico esse trabalho ao pequenino Gabriel e ao Julio

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Professor Setembrino Petri, que me orientou sem fazer prevalecer suas idéias, senão pela razão e conhecimentos. Àquele que me estimulou a realizar parte de meu doutorado no exterior, mas ainda assim se fez presente neste período. Àquele que me deu liberdade para elaborar esta tese, mas guiou meus caminhos com sabedoria. Àquele que foi um verdadeiro MESTRE: incentivou, confiou, corrigiu e elogiou, sempre quando necessário. Àquele que me fez sentir honrada pela oportunidade de descobrir que seus conhecimentos somente são suplantados pelo seu caráter. Por fim, àquele que se revelou, antes de tudo, um *gentleman*.

Ao meu amigo Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pelos campos, discussões, idéias, paciência, críticas e elogios, e que ele me perdoe por não conseguir expressar nestas linhas todo o meu agradecimento, inclusive pelos caranguejos.

Ao Professor Andrew H. Knoll pela oportunidade e hospitalidade na minha estadia em seu laboratório (Paleobotany Lab, Harvard University). A ele que dividiu seus conhecimentos comigo enriquecendo-os de maneira única, impulsionando os meus estudos na envolvente área da Paleobiologia do Pré-Cambriano.

Aos amigos Phoebe, Woody, Jon, Tony pelos inúmeros encontros e discussões em nossas enófilas sextas-feiras.

Às técnicas Diane e Suzanne (Paleobotany Lab) e os técnicos Richard, Helen e David (CNS - Center for Nanoscale Systems) pela hospitalidade e apoio no uso do laboratório.

Aos meus amigos Emílio, Cintia, Humberto, Evelyn, Guilherme e em especial ao JB, pela amizade acima de tudo.

Ao departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental pelo apoio recebido.

A FAPESP pelo apoio financeiro nas pesquisas do grupo Araras e Couto Magalhães (03/02836-7), ao CNPq pela concessão de bolsa no Brasil (14118/2003-2) e bolsa doutorado-sanduiche nos Estados Unidos (200814/2005-2).

HIDALGO, R.L.L. *Vida após as glaciações neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico*. 2007. 196p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RESUMO

O aparecimento de animais durante a era Neoproterozóica marca uma fase crítica na evolução da Terra. Um dos aspectos mais intrigantes é como as severas glaciações globais (ou *Snowball/Slushball Earth*), relacionadas com o Esturtiano (710 Ma) e Marinoano (635 Ma), influenciaram o afunilamento na evolução dos eucariontes e a subsequente evolução e radiação dos animais. Estudos relacionados com a evolução da vida após as glaciações globais são ainda escassos no Brasil. A análise micropaleontológica de seções de seqüência de capa carbonática permitiu o registro de abundantes acritarcas. Uma biota planctônica de águas profundas predomina na porção superior da seqüência de capa carbonática pós-Esturtiana da Formação Sete Lagoas, Cráton do São Francisco. Acritarcas planctônicas foram também encontrados: 1) na seqüência de capa carbonática pós-Marinoana do Grupo Araras, que inclui as formações Mirassol d'Oeste e Guia e na Formação Nobres, unidade mais jovem deste grupo, no Cráton Amazônico; e 2) nos calcários finos da base da Formação Couto Magalhães da Faixa Araguaia. Apesar do significado cronológico desta biota neoproterozóica essencialmente planctônica, ela não é diagnóstica de paleoambientes de águas rasas. A presença de *Cymatiosphaeroides* e *Trachyhystrichosphaera* na Formação Sete Lagoas sugere uma microbiota pós-Esturtiana. A presença de *Leiosphaeridia minutissima* e *Leiosphaeridia crassa* na Formação Guia e *Cavaspina* sp, *Appendisphaera barbata* e *Tanarium* na Formação Nobres sugerem duas palinofloras de acritarcas típicas do período Ediacarano.

Palavras-chave: acritarcas, Pré-Cambriano, microfósseis

HIDALGO, R.L.L. *Vida após as glaciações neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico*. 2007. 196p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ABSTRACT

The appearance of animals during the Neoproterozoic Era marks a critical stage in the evolution of life on Earth. One of the most intriguing aspects is the role of the severe global glaciations (or “Snowball/Slushbal Earth”) related to the Sturtian (710 Ma) and Marinoan (635 Ma), causing a bottleneck in eukaryote evolution and the subsequent evolution and radiation of animals. Studies concern the life evolution after global glaciations are still scarce in Brazil. The micropaleontological analysis of well studied sections of cap carbonate sequences allowed the record of abundant acritarchs. Deep water plankton biota predominates in the upper part of the post-Sturtian cap carbonate sequence of the Sete Lagoas Formation, in the São Francisco craton. Planktonic acritarchs was also found in the: 1) post-Marinoan cap carbonate sequence that include the Mirassol d’Oeste and Guia formations, and Nobre Formations, the younger unit of this group over the Amazon craton; and 2) in the lime mudstones of basal Couto Magalhães Formation of the Araguaia Belt. Despite its chronological significance of the Neoproterozoic acritarch biota essentially planktonic, it is not diagnostic of shallow-waters paleoenvironments. The presence of *Cymatiosphaeroides* and *Trachyhystrichosphaera* in the Sete Lagoas Formation suggests a post-Sturtian microbiota. *Leiosphaeridia minutissima* and *Leiosphaeridia crassa* in the Guia Formation and *Cavaspina* sp, *Appendisphaera barbata* and *Tanarium* in the Nobres Formation support two acritarch palynoflora typical of Ediacaran period.

Key-words: acritarcas, Pré-Cambriano, microfósseis

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	4
Resumo.....	5
Abstract.....	6
Lista de Figuras.....	7
Lista de Tabelas.....	10
Sumário.....	11
Capítulo 1 – Introdução	
Capítulo 2 - O cenário da vida no final do Pré-Cambriano	
2.1 A escala de tempo do Neoproterozóico.....	16
2.2 Evolução da atmosfera e Formações Ferríferas.....	19
2.3 Glaciações globais.....	21
2.3.1 Origem das glaciações.....	26
2.4 Capas carbonáticas.....	33
2.5 A influência das glaciações neoproterozóicas na biodiversidade.....	33
2.6 O fim do Snowball Earth?.....	35
Capítulo 3 - Paleobiologia do Pré-Cambriano	
3.1 Início dos pensamentos e dificuldades nas pesquisas de microfósseis pré-cambrianos.....	37
3.2 Identificando microfósseis e os registros mais antigos de vida.....	38
3.3 Diferenciando procariontes e eucariontes.....	46
3.3.1 Características dos organismos mais simples: os Procariotos.....	46
3.3.2 A um passo para a multicelulariedade: os Eucariotos.....	46
3.3.3 Um caso a parte: as cianobactérias.....	49
3.4 Os acritarcos.....	50
3.4.1 Particularidades.....	50
3.4.2 Morfologia dos acritarcos.....	51
3.4.3 Acritarcos no registro geológico.....	53
Capítulo 4 - Arcabouço Geológico e Paleontológico	
4.1. O Cráton do São Francisco.....	60
4.1.1 Grupo Bambuí.....	60
4.1.1.1 A Formação Sete Lagoas.....	63
4.2 Faixa Paraguai-Araguaia.....	64
4.2.1 Grupo Araras.....	66
4.2.2 Formação Couto Magalhães.....	69
4.3 Paleontologia.....	71
Capítulo 5 - Materiais e Métodos	
5.1 Trabalhos de campo.....	74

5.2 Análises micropaleontológicas.....	75
5.3 Procedimentos pré-químicos.....	75
5.4 Procedimento Químico.....	76
5.5 Preparação das lâminas.....	77
5.6 Algumas recomendações sobre a contaminação.....	78
Capítulo 6 – Resultados	
6.1 Seqüência de capa carbonática esturtiana – Formação Sete Lagoas.....	79
6.1.1 Aspéctos Gerais.....	79
6.1.2 Taxonomia.....	82
6.2 Seqüência de capa carbonática marinoana – Formação Nobres-Grupo Araras	85
6.2.1 Aspéctos Gerais.....	85
6.2.2 Microfósseis da Formação Mirassol d’Oeste e Guia.....	93
6.2.2.1 Taxonomia.....	96
6.2.3 Formação Nobres.....	111
6.2.3.1 Aspectos Gerais.....	111
6.2.3.2 Taxonomia.....	112
6.3 Formação Couto Magalhães	
6.3.1 Aspectos Gerais.....	115
6.3.2 Taxonomia.....	112
Capítulo 7 – Paleoambiente.....	119
Capítulo 8 – Bioestratigrafia.....	125
9. Conclusões.....	127
10. Referências Bibliográficas.....	128
Anexo 1 - Referências da tabela 3.1.....	139
Anexo 2 – Amostras.....	142
Anexo 3 – Legenda das estampas.....	145
Estampas.....	153

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Localização das áreas de estudo. A- região de Sete Lagoas, MG; B-região de Cáceres – Mirassol d'Oeste, MT; C- região de Redenção, PA.....	15
Figura 2.1	Escala geológica do Pré-Cambriano.....	17
Figura 2.2	Sumário dos principais eventos ocorridos na história da Terra.....	18
Figura 2.3	Origem das formações ferríferas bandadas (BIF's).....	20
Figura 2.4	Glaciações neoproterozóicas.....	23
Figura 2.5	Seqüências de capas carbonáticas marinoanas e esturtianas.....	24
Figura 2.6	Idades dos depósitos glaciais neoproterozóicos.....	25
Figura 2.7	A teoria da obliquidade orbital.....	26
Figura 2.8	Desenho esquemático demonstrando a refração dos raios solares..	27
Figura 2.9	Esquema resumindo a teoria do <i>Snowball Earth</i> (glaciação/icehouse).....	30
Figura 2.10	Esquema resumindo a teoria do <i>Snowball Earth</i> (deglaciação/greenhouse).....	32
Figura 3.1	Fotomicrografia de <i>Siphonophycus</i> , Austrália.....	46
Figura 3.2	Fotomicrografia de um acritarca acantomorfo <i>Alicesphaeridium medusoidum</i> , possivelmente de afinidade eucariótica, Austrália.....	49
Figura 3.3	Dimensão dos acritarcas ao longo do período do pré-Cambriano.....	53
Figura 3.4	Subdivisões do Neoproterozóico com proposta de distribuição dos palinomorfos.....	57

Figura 4.1	Mapa geológico da bacia de São Francisco e estratigrafia do Grupo Bambuí.....	61
Figura 4.2	Contexto geotectônico da Faixa Paraguai-Araguaia e as coberturas cratônicas correlatas.....	65
Figura 4.3	Litoestratigrafia e contexto tectônico do SW do Cráton Amazônico com a localização dos principais afloramentos estudados.....	68
Figura 4.4	Mapa geológico do Cinturão Araguaia.....	70
Figura 6.1	Seção estratigráfica da Formação Sete Lagoas na localidade de Mata Grande com níveis amostrados	80
Figura 6.2	A Formação Sete Lagoas. A- Conglomerado polimítico da unidade Carrancas; B- Intercalações de calcilutito e leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) da localidade de Sambra; e C- Ritmito de calcilutito-pelito da região de Mata Grande.....	81
Figura 6.3	Seção colunar em níveis e distribuição dos microfósseis da capa carbonática Marinoana em Mirassol d'Oeste, MT.....	87
Figura 6.4	A e B- aspectos da capa carbonática marinoana da base do Grupo Araras, Formação Mirassol d'Oeste. A, B- contato dos dolomitos com os diamictitos da Formação Puga, Mina Terconi; C- estromatólito estratiforme; D- acamamento de megamarca ondulada destacado por betume, barra = 10 cm.....	88
Figura 6.5	A Formação Guia na mina Terconi. A- calcários finos tabulares e intercalações de folhelhos; B- leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita); C- calcário com crostas de calcita e bolsões de betume.....	89
Figura 6.6	Formação Nobres na região de Cáceres, Km 698 da rodovia BR-070, MT. A- Ciclos de dolomito fino e dolarenitos interpretados como depósitos de planície de maré; B- estromatólito rugoso (tipo cérebro); C- dolomitos com camadas enterolíticas (substituição de evaporito); D- gretas de contração em dolomito	91
Figura 6.7	Seção colunar com níveis amostrados e distribuição dos microfósseis da Formação Nobres, Cáceres, MT.....	92
Figura 6.8	Perfil estratigráfico do furo SMD-08, Formação Couto Magalhães (PA)....	117

Figura 6.9	Aspectos faciológicos da Formação Couto Magalhães na base do furo SMD-8 . A- Contato entre formação ferrífera bandada e calcários nodulares. B- Fácies de calcário nodular.....	118
Figura 7.1	Modelo deposicional para a Formação Sete Lagoas, depositada em uma rampa carbonática dominada por tempestade, dividida em ambientes de rampa interior, média e exterior. Esse sistema de rampa compreende dois ciclos retrogradacionais-progradacionais caracterizando as duas seqüências estratigráficas. A - Na seqüência 1, o trato transgressivo é caracterizado por precipitados de aragonita (capa carbonática), cobertos por calcilutitos, depositados em ambiente calmo desprovido da influência de ondas. B - Na seqüência 2, o trato transgressivo é caracterizado por ritimitos pelito-calcilutito com biota planctônica de rampa externa.....	122
Figura 7.2	Modelo de deposição da capa carbonática de Mirassol d'Oeste e assembléia microfossilífera. A – o recuo das geleiras imprimiu sobre os diamictons uma morfologia com depressões e altos com relevo métrico. O final da transgressão pós-glaciação Puga (evento correlato ao Marinoano).....	124
Figura 8.1	Proposta de subdivisão do Proterozóico com base na assembléia microfossilífera da Formação Sete Lagoas, MG e do Grupo Araras, MT....	126

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Evidência fóssil de vida no Arqueano.....	40
Tabela 3.2	Tabela mostrando a evolução da assembléia microfossilífera e seu nicho ecológico do Arqueano ao Neoproterozóico.....	48
Tabela 3.3	Proposta dos proterohorizontes pré-cambrianos de Sergeev (2006)..	58
Tabela 6.1	Distribuição dos microfósseis na Formação Sete Lagoas, Mata Grande, Minas Gerais.....	82
Tabela 6.2	Distribuição do número de indivíduos por espécie da capa carbonática marinoana (Mirassol d'Oeste, MT) e posição estratigráfica.....	95

Capítulo 1 – Introdução

O Neoproterozóico (1000 ~ 542 Ma) é caracterizado por uma série de eventos que influenciaram consideravelmente a evolução da vida. O surgimento dos eucariontes radiados no início do Neoproterozóico, contrasta com o aparecimento dos animais multicelulares no final deste intervalo, modificando significativamente a biosfera terrestre.

As mais severas glaciações remontam às idades Esturtiana (710 Ma), Marinoana (635 Ma) e Gaskiers (580 Ma), inseridas na hipótese do *Snowball/Slushball Earth* (Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000, Young 1995a, b, c; Knoll 2000; Hoffman e Schrag 2002). Esta hipótese sugere geleiras atingindo baixa latitude durante milhões de anos, com exceção de uma faixa no equador. O congelamento global foi sucedido por rápido degelo (centenas de anos) causado pelo efeito estufa. Modificações paleoceanográficas pós-glaciais são indicadas por registros isotópicos anômalos da água do mar (Derry *et al.* 1992; Kaufman e Knoll, 1995; Sailor *et al.* 1999; Jacobsen e Kaufman 1999). O declínio dos estromatólitos coincide com o aparecimento dos metazoários (Hofmann 1994; Runnegar 1982, 1992; Schopf 1992; Schopf *et al.* 1973; Conway-Morris 1990; McMenamin 1998) e significantes flutuações eustáticas do nível do mar (Knoll e Walter 1992; Ericksson *et al.* 1998, 2000). A compreensão de como essas mudanças interferiu na rápida diversificação dos animais é um dos enfoques principais no estudo do Pré-Cambriano (Runnegar 1998).

No cenário pós-glacial, capas carbonáticas foram depositadas diretamente sobre *tills* e registram excursões negativas anômalas de isótopos de carbono, interpretadas como produto da eliminação da atividade biológica (e.g. Hoffman e Schrag 2000). Até momento, estudos paleontológicos envolvendo capas carbonáticas pós-glaciais ainda são escassos na literatura mundial. A relação entre as glaciações globais e a subsequente evolução dos animais é um dos mais intrigantes aspectos da Era Neoproterozóica. Entretanto, as principais discussões estão focadas na biota de Ediacara, caracterizada por organismos de corpos moles e pelos primeiros metazoários, que ocorre acima dos últimos depósitos glaciais do Neoproterozóico (Glaciação Gaskiers, 580 Ma) e desaparecem próximo dos primeiros níveis do Cambriano, marcado pelos primeiros fósseis com carapaça. Estas poucas informações

têm fundamentado as idéias de que as glaciações do Neoproterozóico funcionaram como um gatilho na evolução dos eucariontes e subseqüente radiação dos animais (Hoffman *et al.* 1998; Runnegar 2000). A presença desses elementos de Ediacara na Austrália e Eurásia, em conjunto com as assembléias de acritarcos acantomorfos têm contribuído significativamente para o entendimento desta problemática, além da identificação de inovações bioevolutivas que proporcionaram correlações estratigráficas globais (Grey 2005; Sergeev 2006, 2007; Veis *et al.* 2006; Vorob'eva *et al.* 2006; Knoll 1996; Xiao *et al.* 1998; Xiao e Knoll 2000). Entretanto, nos estratos Neoproterozóicos mais antigos como Esturtiano e Marinoano, onde não estão presentes elementos da biota de Ediacara, como no Brasil. A escassez de estudo micropaleontológico têm impedido a avaliação rigorosa destes efeitos das glaciações globais sobre a vida.

O registro de capas carbonáticas no sul do Cráton São Francisco de idade esturtiana (Vieira *et al.* 2007) e sudoeste do Cráton Amazônico de idade marinoana (Nogueira *et al.* 2003), abriu uma nova perspectiva para a avaliação da vida após o desaparecimento das condições de *Snowball Earth*. As seqüências de capas carbonáticas estudadas estão inseridas nas seguintes unidades (Fig. 1.1): 1) Formação Sete Lagoas (Esturtiano) do Grupo Bambuí; na região de Sete Lagoas, Minas Gerais (e.g. Vieira *et al.* 2007a); 2) base do Grupo Araras, na região de Cáceres-Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso (e.g. Nogueira *et al.* 2003). Adicionalmente foram avaliadas mais duas unidades carbonáticas neoproterozóicas: 1) a unidade mais jovem do Grupo Araras, a Formação Nobres, na região de Cáceres Estado do Mato Grosso para verificar também parâmetros bioevolutivos dos microfósseis; e 2) a Formação Couto Magalhães, unidade da Faixa Araguaia, estado do Pará, estudada em testemunhos de sondagem obtidos na região de Redenção, Pará, que permitiu averiguar uma possível correlação com o Grupo Araras da Faixa Paraguai (Fig. 1.1).

A integração dos dados micropaleontológicos, obtido pela análise taxonômica dos microfósseis com os dados estratigráficos e sedimentológico disponíveis, permitiu pormenorizar a biota das seqüências de capas carbonáticas, ampliando o conhecimento paleontológico e bioestratigráfico desses depósitos e introduzindo-os na história dos últimos eventos bioevolutivos do Neoproterozóico.

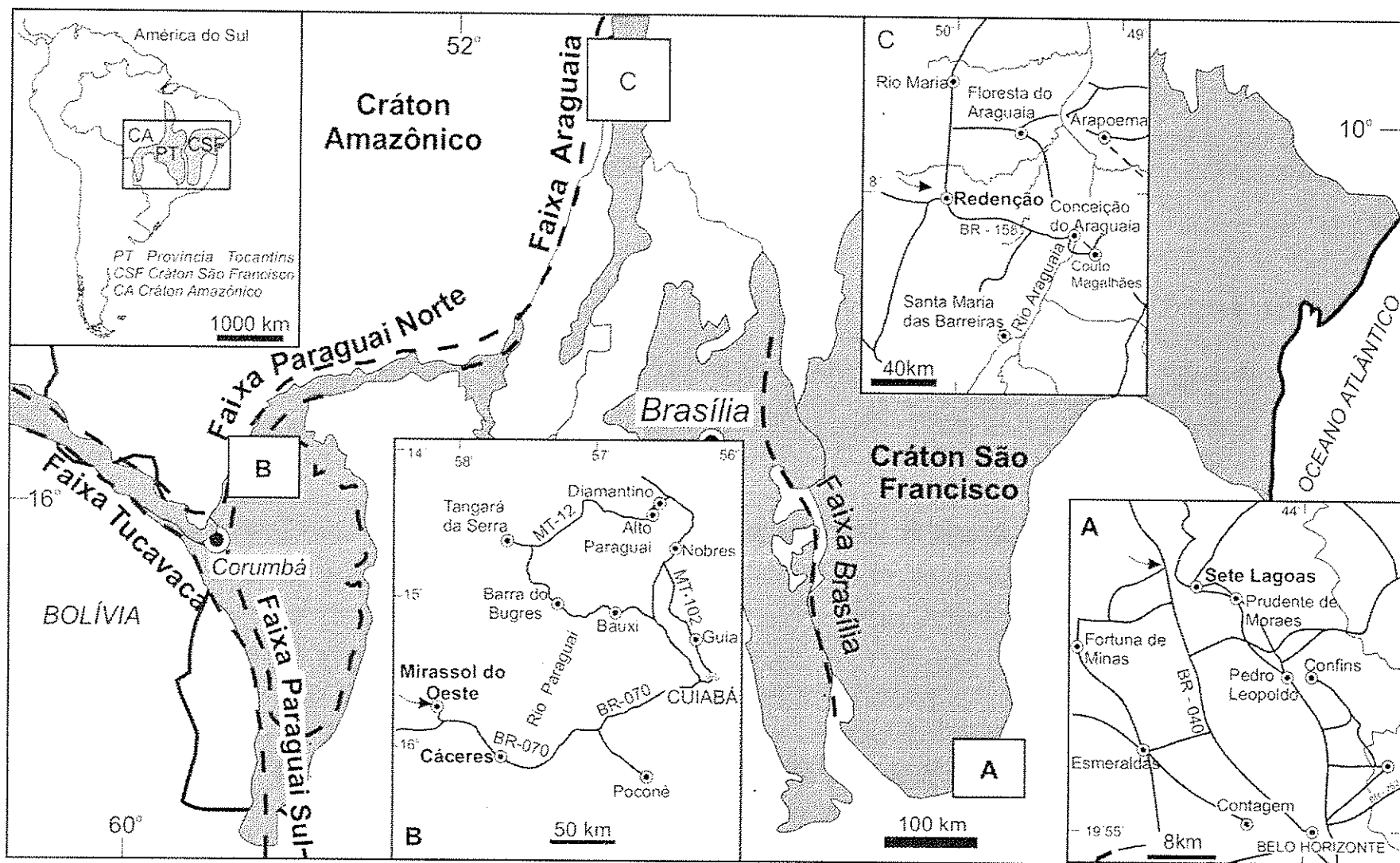


Figura 1.1 Localização das áreas de estudo. A) Região de Sete Lagoas, Minas Gerais; B) Região de Cáceres - Mirassol d'Oeste, Mato Grosso; C) Região de Redenção, Pará.

Capítulo 2 - O cenário da vida no final pré-Cambriano

2.1 A escala de tempo do Neoproterozóico

A tentativa de detalhar o período Pré-Cambriano vem de longa data. Desde o livro "A Origem das espécies" (1859), Charles Darwin tentou explicar o repentino aparecimento dos estratos cambrianos com animais complexos, sem uma sequência evolutiva aparente, como produto de interrupções estratigráficas. Charles Doolittle Walcott (1914) formalizou o intervalo Lipaliano como um período de tempo sem registro. Em 1952, Boris Sokolov propôs o período Vendiano para um sistema de rochas siliciclásticas sob os estratos do Cambriano inferior na plataforma da Rússia e nos Montes Urais. Mais tarde ele expandiu o termo incluindo o nível glacial Lapladiano (Sokolov 1984, 1997). Após diversas tentativas, em 1960 Termier e Termier colocaram o termo Ediacarieno ("Ediacarien") para o intervalo que engloba a parte superior do Pré-Cambriano com fósseis de animais mais simples. Naquele mesmo ano (1960), glaciações continentais (Harland e Rudwick 1964) e os fósseis Ediacaranos (Glaessner 1966) foram reconhecidos mundialmente. Harland e Herod (1975; Harland *et al.* 1990) propuseram que o termo Ediacarano fosse um intervalo dentro do período Vendiano. Cloud e Glaessner (1982) corroboraram com esta proposta e sugeriram que o período iniciasse na base da capa carbonática, sobreposta aos diamictitos marinoanos no Sul da Austrália. Em 1991, uma ala da Comissão Internacional da Estratigrafia ratificou a série dos períodos proterozóicos baseados apenas na subdivisão geocronométrica (Plumb 1991).

Atualmente, o Neoproterozóico tem sido dividido em três períodos: Toniano, Criogeniano e Ediacarano (Fig. 2.1). O período **Toniano** (gr. *tonan* = extensão) é caracterizado pela quebra e desarticulação do supercontinente Rodínia, ocorrido no final do Mesoproterozóico e está compreendido pelo intervalo 1000 Ma e 850 Ma. O período **Criogeniano** (gr. *crion* = frio), definido cronometricamente, possui como principal característica, vários episódios de glaciação que ocorreram em praticamente todos os continentes entre 850 e 630 milhões de anos. O termo **Ediacarano** foi recém denominado (Gradstein *et al.* 2004a e b) e está correlacionado ao término da glaciação

Marinoana, marcado por diamictitos sobrepostos por uma capa carbonática (Figura 2.2).

Os principais eventos ocorridos na história geológica da Terra, do início de sua formação até a transição do Neoproterozóico para o Cambriano é resumido na Figura 2.2.

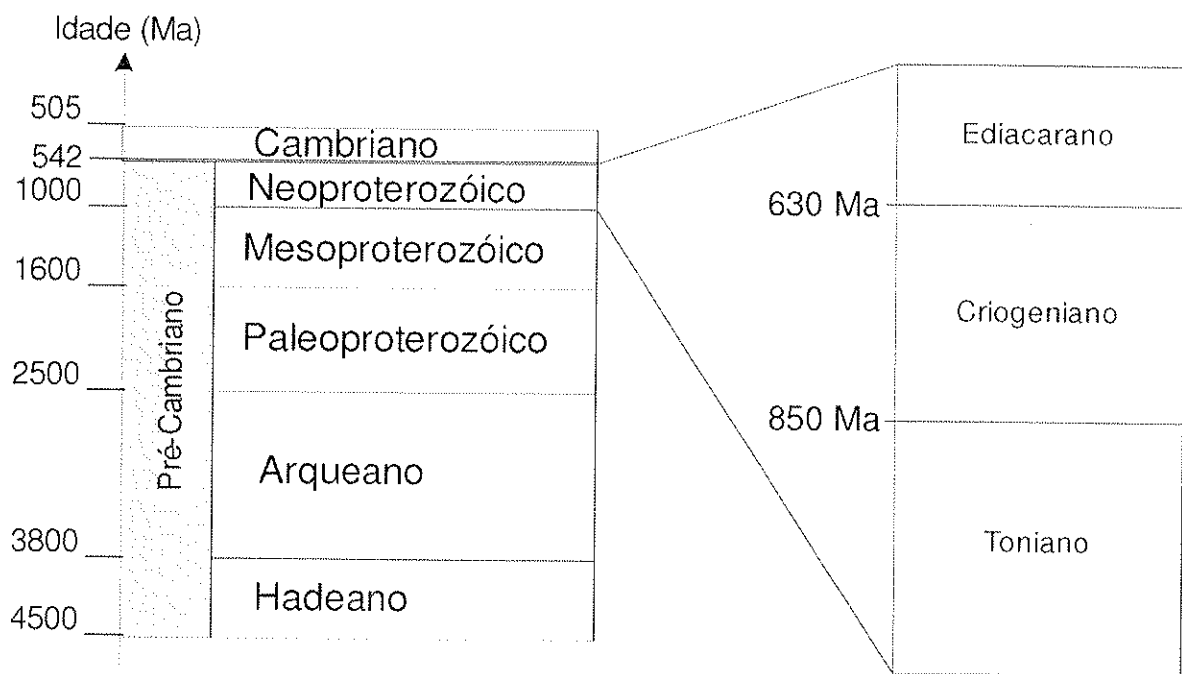
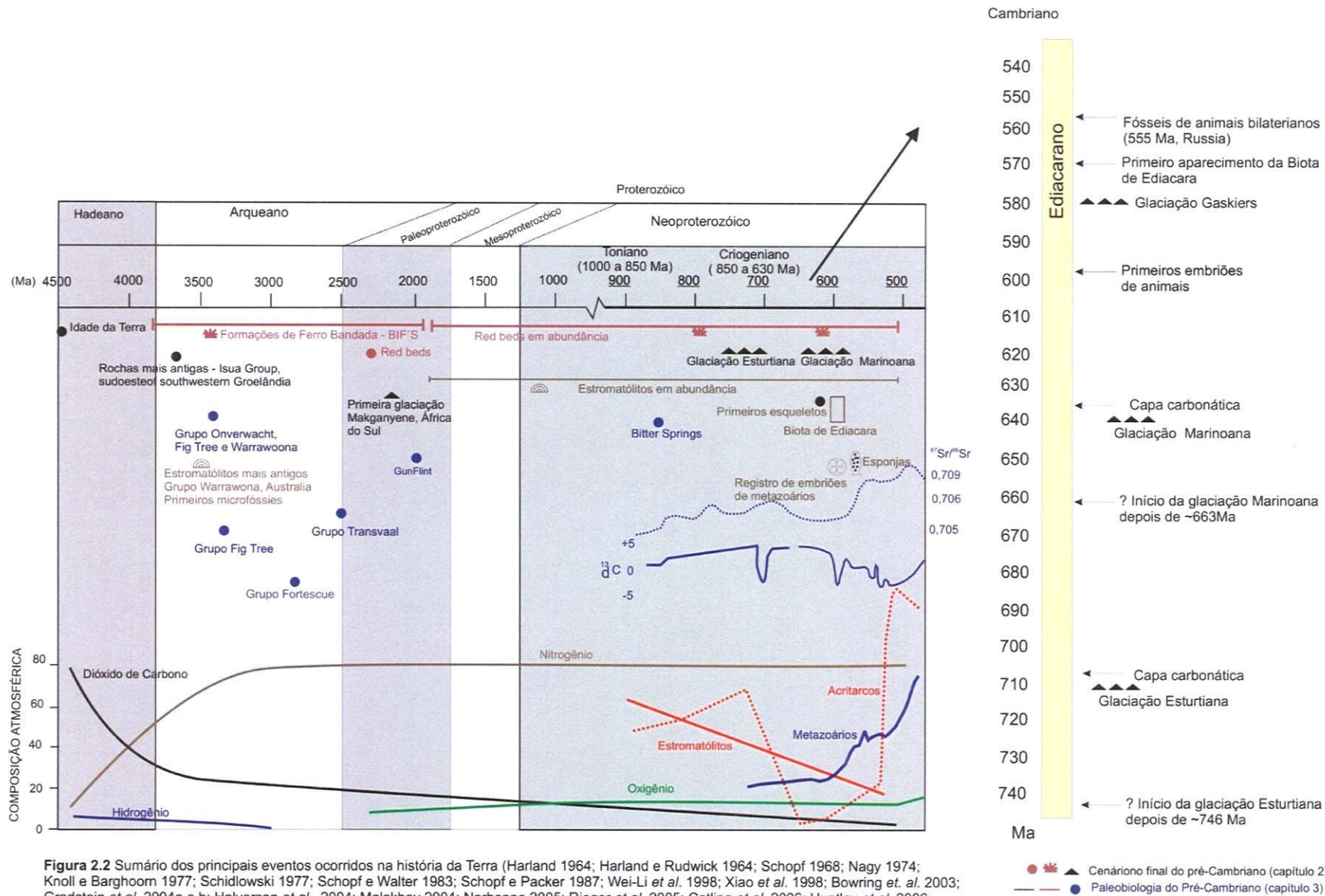


Figura 2.1. Escala geológica do Pré-Cambriano (Gradstein *et al.* 2004a e b)



2.2 Evolução da atmosfera e Formações Ferríferas

Nos primórdios do Pré-Cambriano, a ausência da camada de ozônio resultante da falta de oxigênio livre (início anóxico da atmosfera terrestre) impôs pouca proteção contra o bombardeamento de raios ultravioletas, o que dificultou a implantação da vida no planeta. No entanto, há aproximadamente 2,2 bilhões de anos, o nível de oxigênio começou a aumentar (Fig. 2.2). Até então era cerca de 1%, quando comparado com os níveis atuais, passando para 15 % em 1,8 bilhões de anos. Sem uma atmosfera rica em oxigênio, o Ferro circulava dissolvido na água, ao mesmo tempo em que, sedimentos ricos em silicatos acumulavam-se no fundo oceânico (Fig. 2.3-A). A proliferação de organismos fotossintetizadores (cianobactérias) foi responsável pelo nível de oxigênio nos oceanos. Neste ambiente oxigenado, o ferro foi precipitado através da reação: $4\text{Fe}^{2+} + 3\text{O}_2 \rightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_3$. O oxigênio eliminado pelas cianobactérias eram imediatamente ligados ao ferro dissolvido na água do mar (Fe^{2+}), e, depositado no oceano (Fig. 2.3-B). Uma vez esgotada a fonte de ferro na água dos oceanos, o nível de oxigênio aumentou rapidamente o que resultou em um “envenenamento” para os organismos fotossintetizadores (Fig. 2.3-C). A alternância de deposição de sílica e ferro no assoalho oceânico (sucessivos ciclos) formou espessas acumulações denominadas formações ferríferas bandadas (Becker e Clayton 1972; Fernandes 1998; Mücke 2003; Polat e Frei 2005; Kappler *et al.* 2005).

Noventa por cento das formações foram depositadas entre 3.8 e 1.6 Ma (Paleo-Mesoproterozóico), e são exclusivamente pré-cambrianas. Evidências diretas de vida em formações ferríferas bandadas arqueanas ainda são questionáveis, pois nenhuma parece satisfazer a presença de procaríotos ou qualquer outro tipo de microfóssil (Towe 1983; Beukes e Klein 1992).

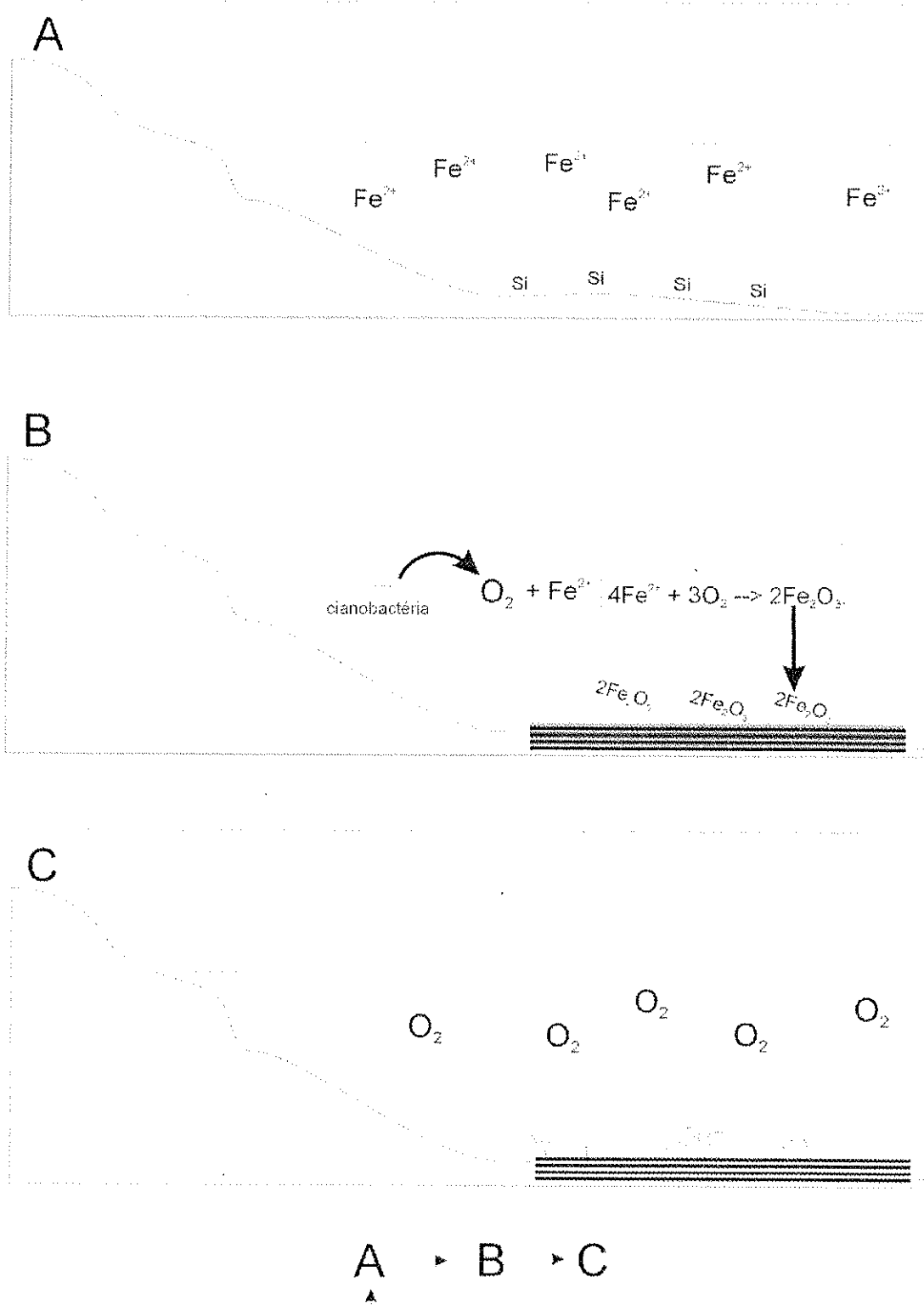


Figura 2.3. Origem das Formações Ferríferas Bandadas (BIF's). A- fase inicial: atmosfera sem oxigênio e Fe dissolvido na água; B- fase intermediária: cianobactéria produz oxigênio que é rapidamente ligado ao Fe e sedimentado; C- fase final quando o Ferro se esgota no oceano, o aumento de oxigênio extermina grande parte das cianobactérias, por sua vez, o Fe é liberado novamente nos oceanos e o ciclo se repete.

As formações ferríferas foram relacionadas também às glaciações no Neoproterozóico. O seu reaparecimento no registro sedimentar parece ser resultado do limitado nível de oxigênio presente nos oceanos congelados (Hoffman e Schrag 2000). A raridade destes depósitos no Neoproterozóico pode indicar origem em condições estagnadas e anóxicas.

A ocorrência de *red beds* a partir de 2.3 Ga indicava que já havia relativa quantidade de oxigênio na atmosfera (Schidlowski 1977). Apesar do registro geológico no Pré-Cambriano ser descontínuo, pode-se afirmar que em torno de 2.0 Ga (± 100 Ma) houve acentuado aumento no oxigênio da atmosfera o que permitiu a formação da camada de ozônio e conseqüente proliferação e abundância de organismos mais complexos (Fig. 2.2). Depósitos siliciclásticos continentais, avermelhados pela presença de hematita (Fe_2O_3) e comuns no Fanerozóico, não são encontrados em depósitos mais antigos que 2.3 Ga.

2.3 Glaciações globais

As glaciações (Harland 1964; Harland e Rudwick 1964; Fig. 2.4) têm sido ultimamente, objeto de grandes discussões (Kaufman *et al.* 1997; Kennedy *et al.* 1998; Halverson *et al.* 2005; Halverson 2006). Apesar de acirrado debate acerca da quantidade de glaciações que ocorreram no Neoproterozóico são considerados pelo menos dois eventos reconhecidos em quase todo o planeta: a glaciação Esturtiana (725 Ma) e a glaciação Marinoana (635 Ma), além de uma glaciação mais jovem, aparentemente mais regional, denominada Gaskiers (580Ma; Bowring *et al.* 2003; Halverson *et al.* 2007). Os padrões de variação de isótopos de carbono, assim como as características sedimentológicas, auxiliam na distinção entre os depósitos glaciais de diferentes idades.

Os registros da glaciação Esturtiana consistem em diamictitos e ocorrências de formações ferríferas bandadas, representados pelas formações Chuos, na Namíbia; Rapitan no Canadá; Sturtian, na Austrália, e recentemente Carrancas no Brasil (Halverson *et al.* 2005; Hoffman e Schrag 2000; Babinsky *et al.* 2007; Fig. 2.5). A

glaciação Esturtiana concentra o maior número de dados de idades publicadas, no entanto, a variação entre elas é ampla entre 750 e 670 Ma (Fig. 2.6).

Os registros de glaciação Marionana (Figs. 2.4 e 2.5) incluem a Formação Nantuo da China (Wang *et al.* 1981; Jiang *et al.* 2003a, 2003b), depósitos Laplandian na Rússia (Chumaov 1990), a Formação Ghaub na Namíbia (Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 1998), a Formação Wilsonbreen em Spitsbergen (Fairchild e Hambrey 1995), ao menos a parte superior da Formação Blaini na Índia (Gupta e Kanwar 1981; Kumar *et al.* 2000; Jiang *et al.* 2003b) e Formação Ice Brook no noroeste do Canadá (Aitken 1991; Narbonne e Aitken 1995; James *et al.* 2001). Bodiseltich *et al.* (2005) estimaram que a duração da glaciação Marinoana seria de pelo menos 3.0 Ma.

A glaciação Gaskiers (Fig. 2.4) também representada por tillitos tem sido descrita nas formações: Gaskiers, no Canadá; Togari, na Austrália e Nova Zelândia (Halverson 2006; Trindade e Macouin 2007).

O número de idades disponíveis para as glaciações esturtiana, marinoana e Gaskiers é muito menor que para a glaciação esturtiana (Fig. 2.6). Entretanto as idades destas glaciações em diferentes depósitos parecem coincidir, ao contrário do que o verificado na glaciação esturtiana, que deixa dúvida quanto a continuidade e a contemporaneidade desses eventos.

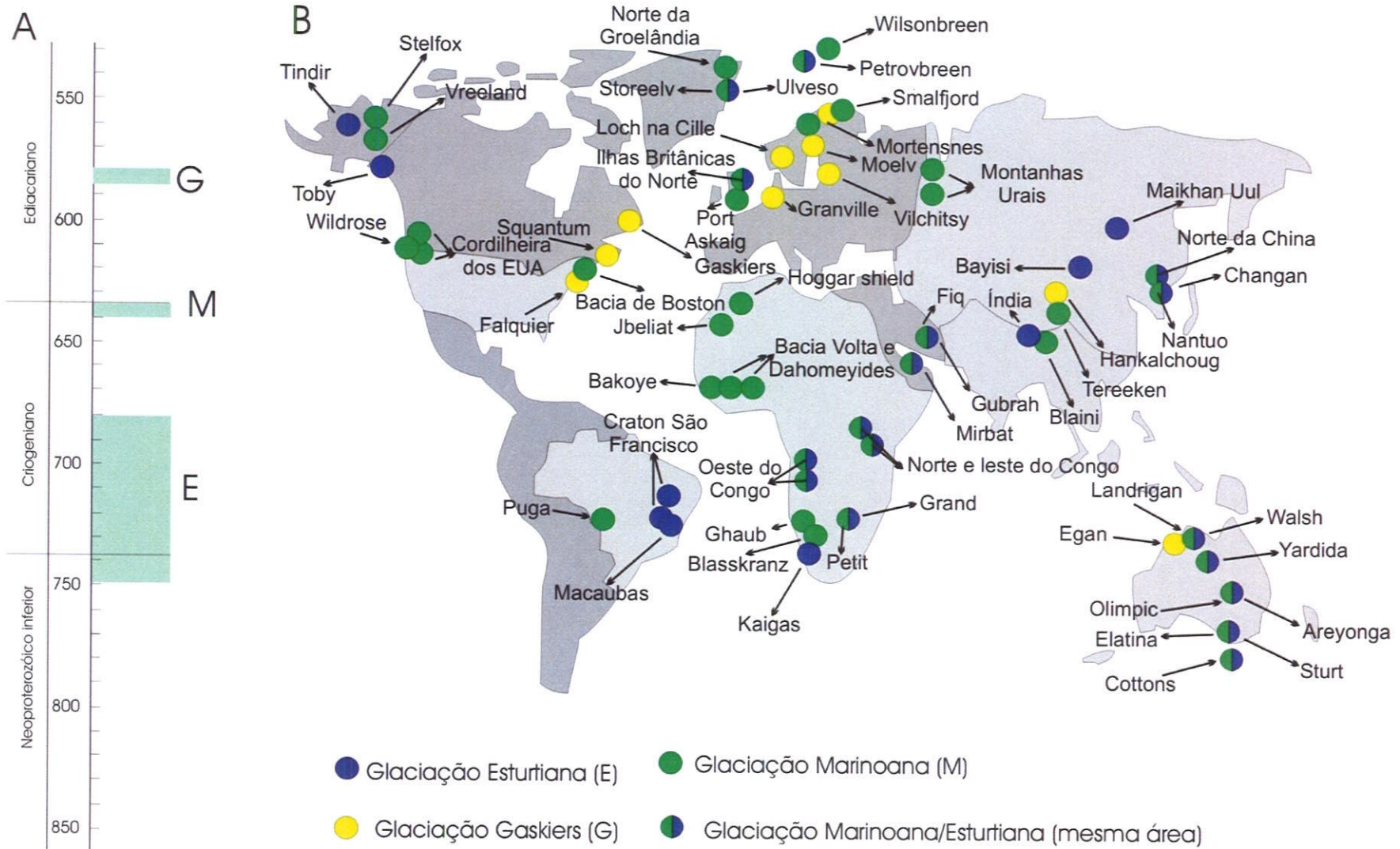


Figura 2.4 Glaciações neoproterozóicas. A- Escala de tempo com distribuição das glaciações; B- localização das glaciações já registradas. (Evans 2000; Fairchild e Kennedy 2007).

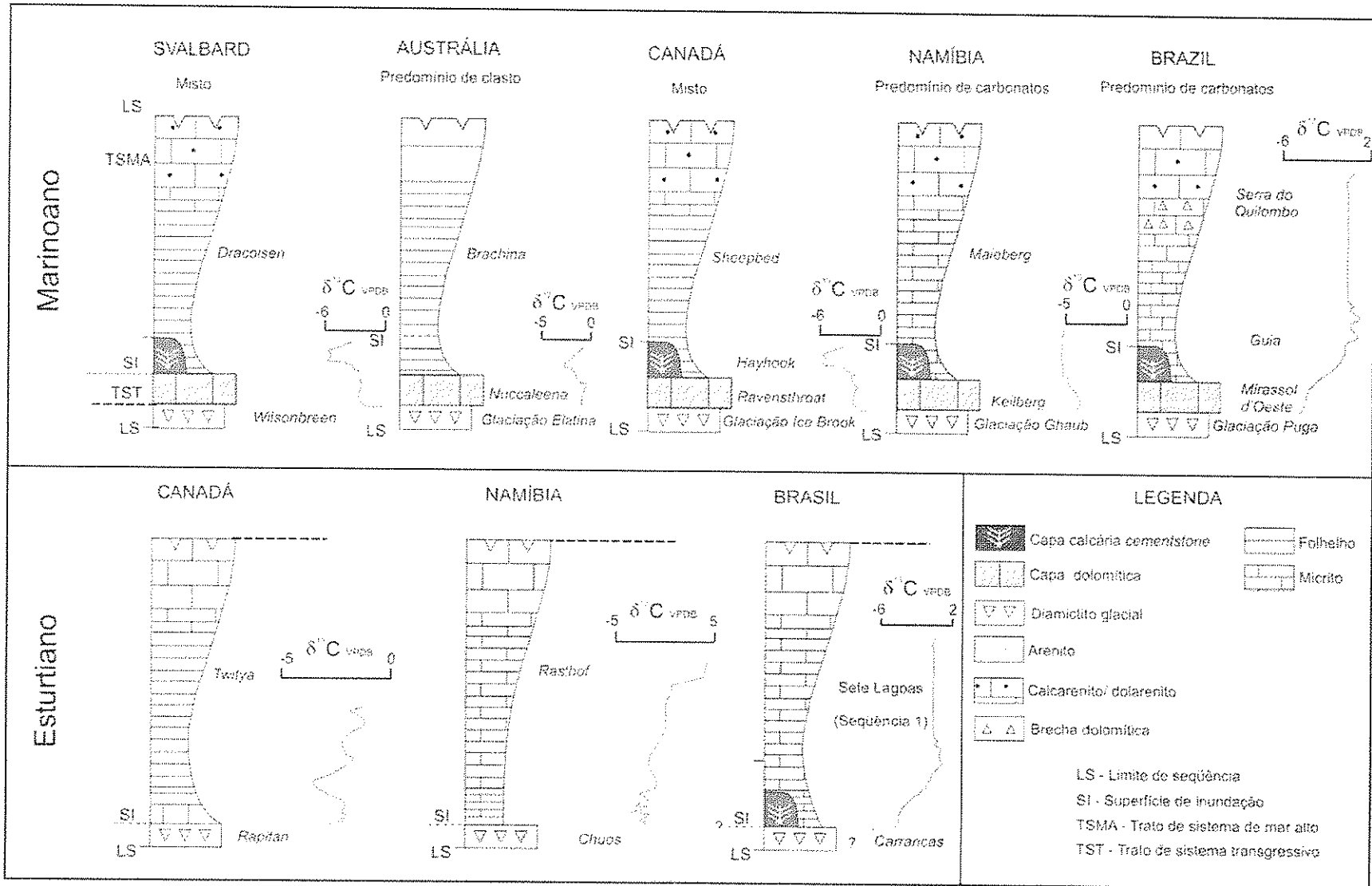


Figura 2.5 Sequências de capas carbonáticas marinoanas e esturtianas (Hoffman e Schrag 2002; Nogueira et al. 2003; Halverson et al. 2004; Vieira 2007).

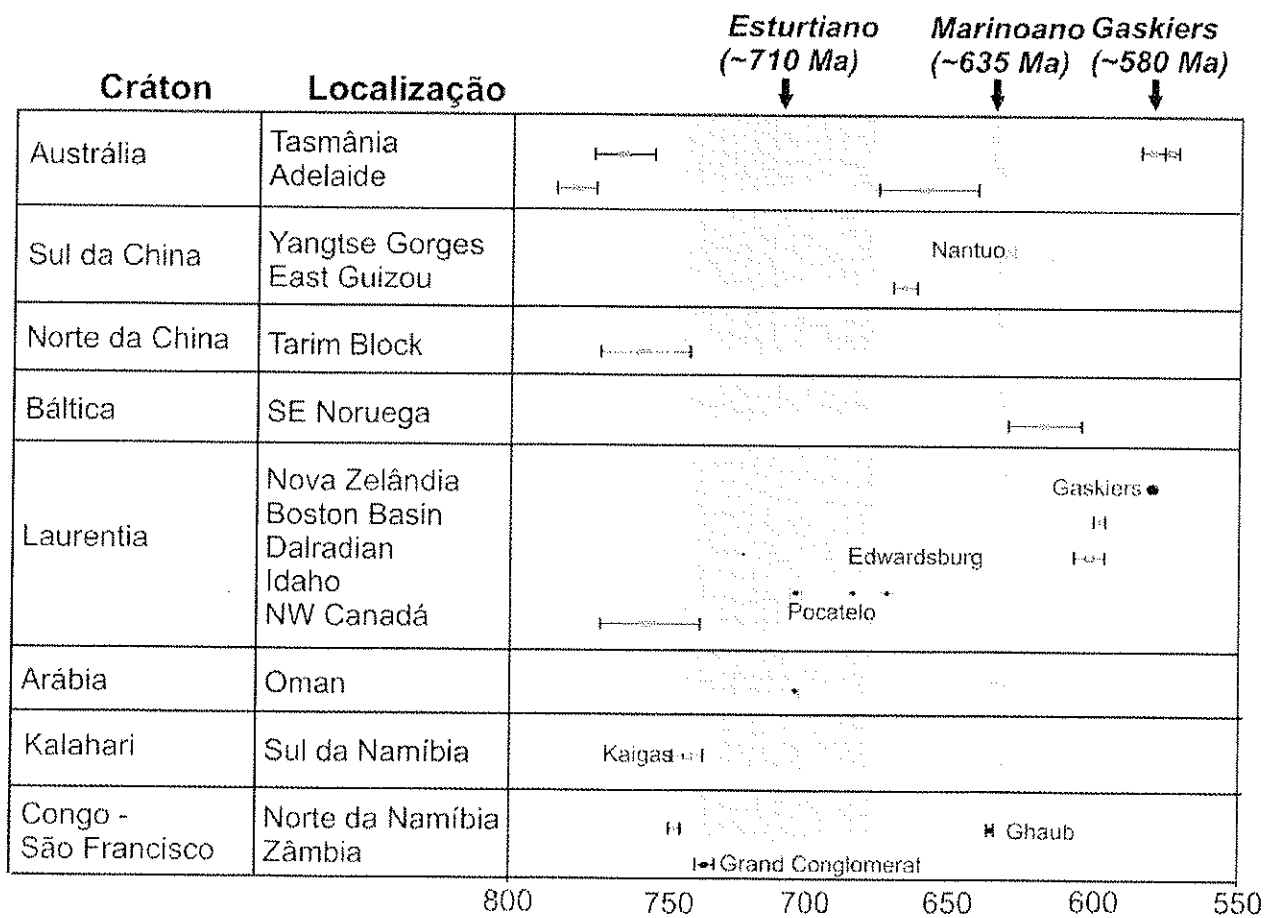


Figura 2.6 Idades dos depósitos glaciais neoproterozóicos. Dados obtidos diretamente na unidade glacial estão representados com círculos pretos. Idades máximas: quadrados vazios; idades mínimas: quadrados cinzas (Trindade e Macouin 2007).

2.3.1 Origem das glaciações

Diversas teorias tentam explicar o motivo de como elas foram desencadeadas, no entanto, as de maior expressão científica atualmente são:

a) obliquidade orbital (Fig. 2.7), o eixo de rotação da Terra e a órbita do sol estariam em um ângulo maior que 54° , fator esse que favoreceria o acúmulo de geleiras no Equador (Williams 1975, 1993, 1998, 2000). No entanto, simulações utilizando modelos atmosféricos de circulação global para as glaciações esturtiana e marinoana (Donnadieu *et al.* 2002) revelaram que a distribuição dos continentes na época teria sido um fator limitante para a glaciação em alta obliquidade. Dados paleomagnéticos parecem corroborar com um cenário de baixa obliquidade. Com base em dados paleomagnéticos, Evans (2006) reconstruiu uma distribuição paleolatitudinal de depósitos evaporíticos do Proterozóico, cuja distribuição parece corroborar com um cenário de baixa obliquidade orbital (menor que 54°).

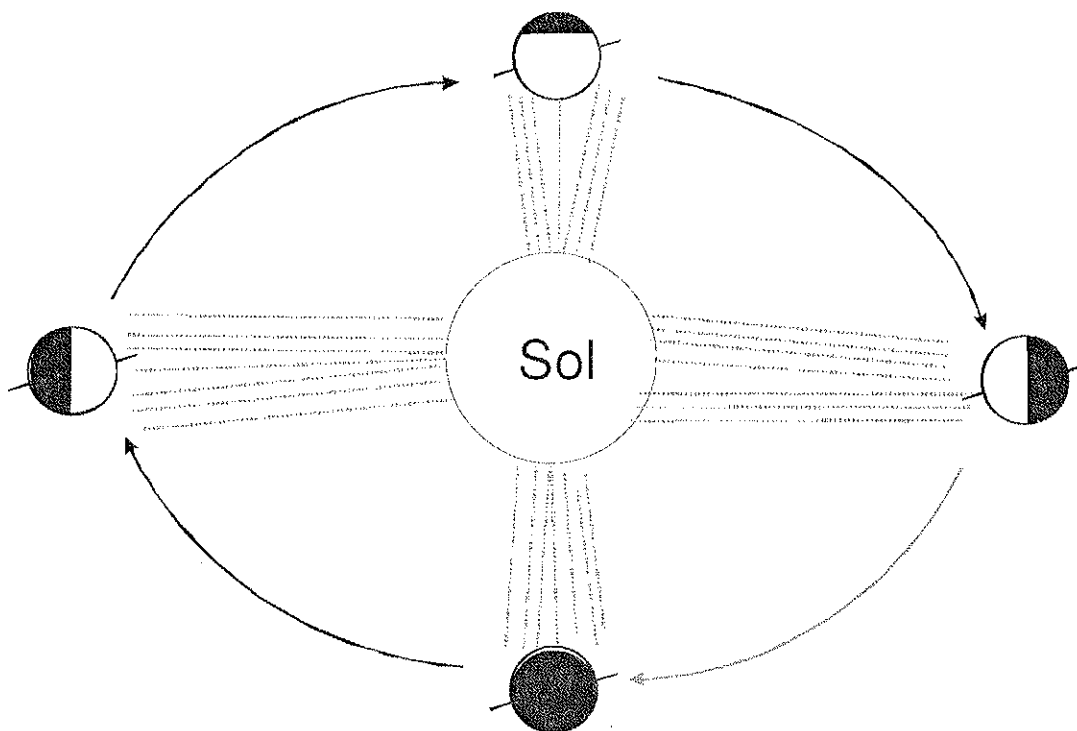


Figura 2.7. A teoria da obliquidade orbital. Partes escuras mostram área não atingida pelos raios solares.

b) anéis de gelo na órbita da Terra que impediriam a passagem da luz solar e favoreceriam o processo de glaciação (Sheldon 1984; Fig. 2.8);

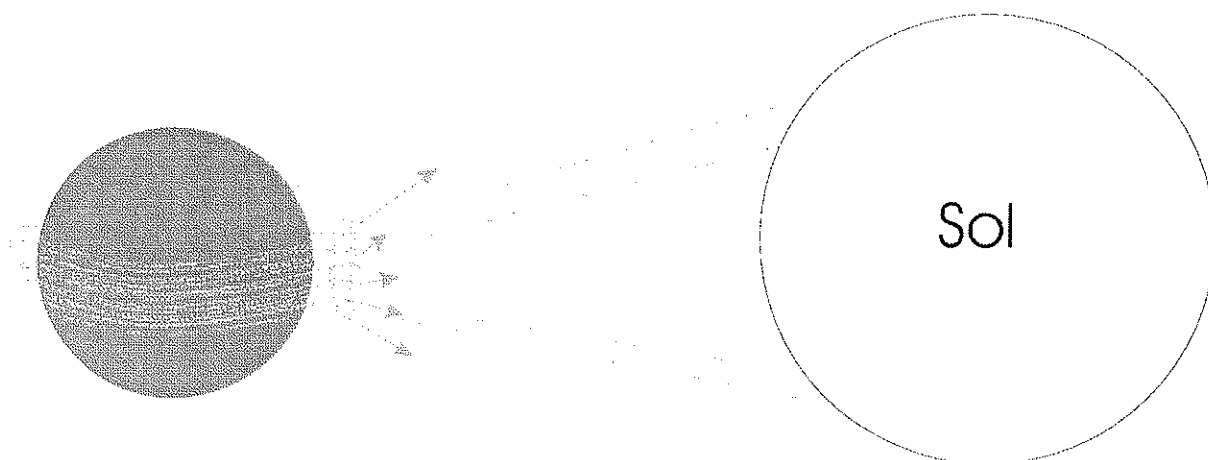


Figura 2.8. Desenho esquemático demonstrando a refração dos raios solares.

c) a teoria do *Snowball Earth/Slushball* (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman e Schrag 2000).

Embora ainda muito questionada (veja item 2.2.1.1) a teoria do *Snowball Earth* pode ser testada com dados paleontológicos e estratigráficos. No intuito de explicar a existência de depósitos glaciais reconhecidos em quase todo o planeta, em 1998, Hoffman *et al.* e posteriormente Hoffman e Schrag (2000) formularam uma hipótese na qual sugerindo que grandes segmentos da superfície da Terra estiveram congelados durante o Neoproterozóico.

No final do Neoproterozóico, os continentes estariam arranjados ao longo do equador, ou como massas isoladas, ou como um supercontinente. Essa disposição continental resultaria em grandes oceanos que cobririam latitudes médias a elevadas. Nestes oceanos, os mares polares teriam sido isolados das águas tropicais mornas e desenvolvidos grandes blocos de gelo que flutuariam nas águas. Com a fragmentação do continente a linha da costa aumentaria, o que, por sua vez, aumentaria ainda mais a circulação de água. Com o aumento da circulação oceânica, o nível de gás carbônico atmosférico diminuiria esfriando o planeta. A remoção do gás carbônico do ar

eliminar o efeito estufa. Segundo Donnadieu *et al.* (2004) através de simulações de computador verificaram que o fim da fragmentação do supercontinente Rodinia, que cobria parte da Terra, há 750 milhões de anos, pode ter sido suficiente para disparar a glaciação global. A quebra de Rodinia teria permitido que o gás carbônico, que era de 10 a 200 vezes maior do que hoje (Kauffmann e Xiao 2004), responsável por aquecer o planeta no chamado efeito estufa, fosse sequestrado para os depósitos oceânicos. A temperatura média da Terra ficou desregulada e teria diminuído para 2º C (hoje ela é ligeiramente superior a 15º C), e assim, mudou a incidência da luz solar na Terra. A radiação solar era 6% menos brilhante do que é hoje. Apesar do aparecimento de vulcões e o derrame de enormes quantidades de lavas basáltica que traria mais CO₂ para a atmosfera, o planeta não foi aquecido. O CO₂ combinava com a água do mar gerando os carbonatos e diminuindo lentamente a sua concentração, reduzindo o efeito estufa e iniciando a fase glacial ou *icehouse* (Donnadieu *et al. op. cit*). O efeito de albedo, ou seja, o da capacidade da Terra refletir a luz do Sol, em vez de absorvê-la, esfriaria o planeta, desencadeando o congelamento global.

A água retida pelas geleiras provocaria queda do nível do mar e o espaço de acomodação das águas mais profundas seriam transferidos para níveis inferiores do talude, predominando o ambiente de plataforma rasa. O gás carbônico, devido à pressão atmosférica, teria dissolvido rapidamente, diminuindo o seu nível na atmosfera. Até esse momento as geleiras ainda se concentrariam nos pólos, no entanto, assim que elas atingissem ao menos 30º de latitude, começariam a refletir cada vez mais a radiação solar (grau de albedo) e juntamente, com as baixas concentrações de gás carbônico atmosférico, proporcionariam o avanço das geleiras até o Equador. Com a extensa cobertura de gelo, a fotossíntese produzida por bactérias e cianobactérias, entre outros, teria sido bloqueada e a maioria da vida nos oceanos teria morrido. O cenário *Snowball Earth* estaria, assim, completo (Fig. 2.9).

Enquanto a Terra passaria por essas modificações, os vulcões continuariam ativos, liberando gás carbônico pelas frestas na capa de gelo, acumulando-se na atmosfera em grande quantidade. O gás carbônico, então, não seria mais absorvido, devido à camada de gelo que restringiria a circulação de água, associado à precariedade de vida. Nesse novo quadro, o gás carbônico atmosférico teria aumentado, propiciando o efeito estufa. As geleiras começariam a derreter, o grau de

albedo diminuiria e retornaria a circulação de água. As condições de *snowball (icehouse)* teriam cessado dando lugar às condições de efeito estufa (*greenhouse*; Fig. 2.10).

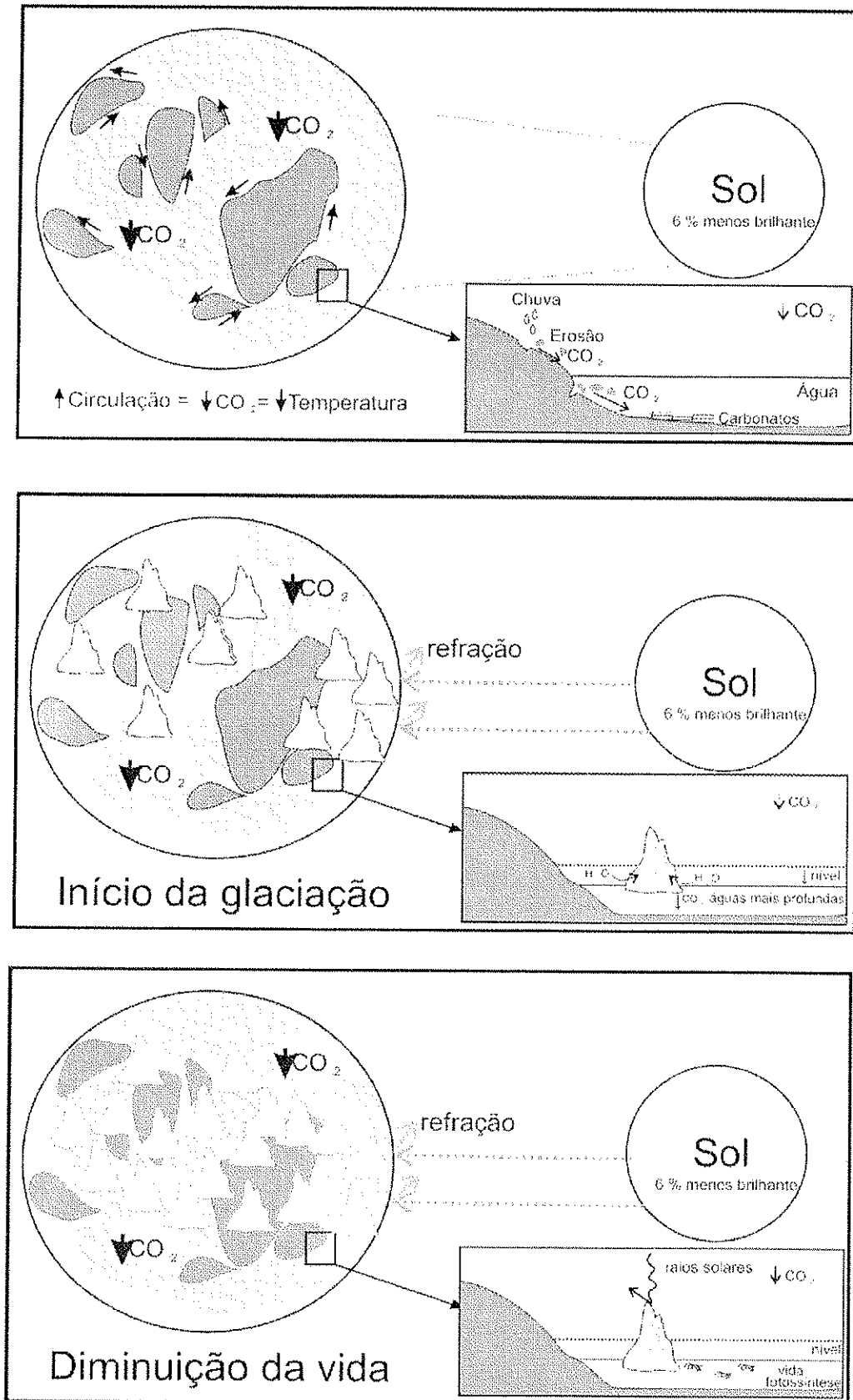


Figura 2.9. Esquema sumarizando a teoria do *Snowball Earth* (glaciação/icehouse).

O planeta teria passado de um cenário de *icehouse* com temperaturas de até -40°C para um período *greenhouse* (estufa), com temperaturas cerca de 50°C , em média. As chuvas ácidas teriam alterado a superfície dos continentes. Os carbonatos teriam precipitado muito rapidamente sobre depósitos glaciogênicos, formando as capas carbonáticas (Fig. 2.5).

Repetidas condições de *icehouse* e *greenhouse* teriam estimulado a explosão de vida multicelular como um gatilho na transição Neoproterozóico-Cambriano. Durante os episódios de *Snowball*, a vida teria atravessado ciclos de rápido crescimento e declínio. Pelo cenário catastrófico que o *snowball* teria originado, é de se esperar que as extinções deveriam ter sido dramáticas. O gelo teria cessado toda a fotossíntese na Terra, produzindo um oceano anóxico e originando deposição ferrífera neoproterozóica durante a glaciação. As flutuações isotópicas anômalas do carbono também suportam a teoria. No início, a relação do carbono orgânico com a de carbono total é de 1:2 definida como normal, seguida de zero, ou seja, basicamente sem atividade biológica, quando os carbonatos foram depositados.

Logo após a sua publicação, a teoria do *Snowball Earth* sofreu diversas críticas, surgindo dentro dela duas linhas de pensamento bem diferentes: a) a superfície da Terra estaria completamente congelada durante as glaciações (*hardball*); b) a Terra não estaria totalmente congelada, havendo circulação de água (mar aberto) perto do equador (*slushball*).

Os efeitos nos organismos dessas alternâncias extremas, glaciações (*icehouse*), seguidas de aquecimento (*greenhouse*), obviamente resultariam em condições extremamente estressantes para os seres vivos. Esta premissa é alvo de polêmica, e ainda é especulativo se a vida teria sobrevivido a eventos tão catastróficos.

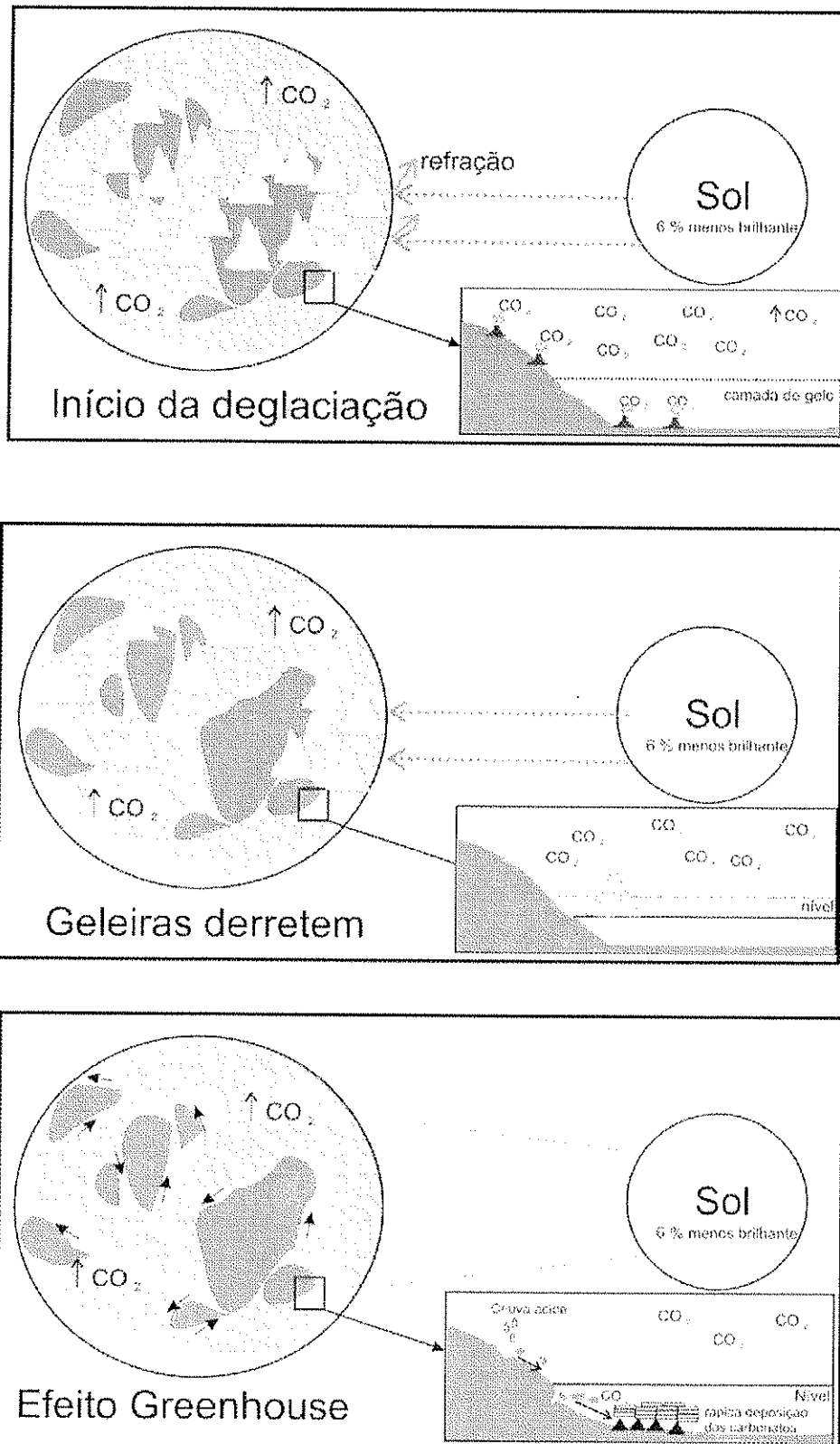


Figura 2.10. Esquema resumindo a teoria do *Snowball Earth* (deglaciação/greenhouse).

2.4 Capas carbonáticas

Carbonatos depositados sobre tilitos, logo após as glaciações globais, têm sido identificados em vários locais do planeta e denominados “capas carbonáticas” (Fairchild e Hambrey 1984; Kennedy 1996; Hoffman *et al.* 1998a, b; Hoffman e Schrag 2002) que representam intervalos transgressivos depositados em condições de *greenhouse* (Fig. 2.5). Dolomitos rosados ou *cap dolomites* ocorrem na base, e consistem principalmente por fácies micríticas com estruturas sedimentares de difícil interpretação. As estruturas são representadas por tubos, estromatólitos formados por cristais, *megaripples* (*teepee*) e diversos tipos de precipitados calcínicos atribuídos a pseudomorfos de aragonita (cimento fibroso, crostas, leques de cristais) geralmente abundantes em calcários (*cap limestone cementstone*; Kennedy 1996; Kennedy *et al.* 2001; Hofman e Schrag 2002; Nogueira *et al.* 2003). Os $\delta^{13}\text{C}$ são fortemente negativos com valores médios de -5 ‰ (Kaufman e Knoll 1995; Hoffman e Schrag 2002). As capas carbonáticas ocorrem na base de seqüências de grande espessura, com predominância de depósitos de águas profundas e um contexto estratigráfico diferente das unidades sotopostas e sobrepostas (Hofman e Schrag 2002; Nogueira *et al.* 2007). As seqüências de capa carbonática constituem importante marcos biológicos, climáticos e estratigráficos indiscutivelmente atrelados às glaciações globais (Fig. 2.5). A presença de múltiplas reversões paleomagnéticas através dos primeiros 20 m da capa carbonática no Brasil, indicou que a sedimentação não foi tão rápida como sugere o modelo de *Snowball Earth* e pode ter levado centenas a milhares de anos (Trindade *et al.* 2003).

2.5 A influência das glaciações neoproterozóicas na biodiversidade

Em linhas gerais, a teoria inicial propunha um cenário catastrófico na Terra, inclusive com a eliminação da maior parte da vida. A extensa cobertura de gelo e neve em torno do globo dizimaria muitas linhagens antigas, sobrevivendo apenas às bactérias mais extremófilas que deveriam, posteriormente, serem as únicas a repopularem a superfície da Terra. No entanto, a análise microfossilífera dos depósitos pós-glaciais tem demonstrado que a teoria de um planeta completamente coberto pelo gelo parece não estar correta, devido a presença de vida relativamente abundante.

A partir da premissa da existência de uma capa de gelo cobrindo totalmente o Globo terrestre, tentou-se explicar a sobrevivência da vida, principalmente das algas eucarióticas, a partir de uma suposta camada fina de gelo nos trópicos que permitiria a penetração da luz solar (MacKay 2000). A camada de gelo deveria ter uma espessura de aproximadamente 10 metros ou menos, e que o nível de luz que passasse por ela seria o suficiente para a fotossíntese. No entanto, Grey (2002, 2005) registrou acritarcas na Austrália, antes e depois da glaciação (ver capítulo 3 para detalhes), e não observou nenhuma evidência de rápida diversificação das espécies ou mesmo algum indicativo de evolução dos extremófilos que poderiam ter sobrevivido ao *snowball*. A origem de novos táxons estaria relacionada ao impacto de um meteoro (evento Acraman). Concomitantemente, Corsetti *et al.* (2003) encontraram (Formação Kingston Peak - Neoproterozóico, Vale da Morte, USA) assembléias de organismos procarióticos e eucarióticos, incluindo estromatólitos estratiformes, oncóides e mais raramente estromatólitos colunares preservados em sílex e rochas carbonáticas. O ambiente seria marinho raso, com apenas alguns metros de profundidade, com movimento constante das ondas, e com formação de um tapete microbiano, ou seja, há cerca de 700 milhões de anos havia registro de vida. Essa biota complexa seria normal se não estivesse sendo desenvolvida sob condições de *Snowball Earth*. As assembléias encontradas em períodos pré-glaciais são muito similares às aquelas encontradas em períodos pós-glaciais, ou seja, eles não observaram nenhuma mudança na diversidade das espécies entre o início do *snowball* e o seu fim. O aparecimento tanto de eucariontes heterotróficos como autotróficos durante a fase de glaciação, coloca em “cheque” as idéias de ambiente estressante em muitas partes do Globo, da extensa cobertura de gelo e da habilidade de afetar severamente o curso da evolução como postulado pela teoria.

A hipótese de *Snowball Earth* sugere um cinturão de mar aberto no equador que propiciaria um refúgio de vida enquanto o resto do planeta estaria coberto de gelo (Hyde *et al.* 2000). O clima extremo da época poderia ter exercido grande pressão nos animais para se desenvolverem e se adaptarem rapidamente às novas condições, o que contribuiu para a explosão Cambriana (Hyde *et al.* 2000, 2001; Runnegar 2000).

A hipótese de *slushball earth* considera que apesar da glaciação ser severa e de grande extensão, ela não foi global como formulado pela teoria do *snowball earth*. No

entanto, duas perguntas ainda não estão muito bem esclarecidas e que podem ser levantadas contra a idéia de um cenário *slushball*. Uma delas é que um planeta não totalmente coberto de gelo poderia gerar uma glaciação de longa duração? Como poderíamos explicar a ocorrência de capas carbonáticas no modelo *Slushball*? Apesar de pesquisas na área (Sohl *et al.* 1999; Bodiselich *et al.* 2005; Ridgwell e Kennedy 2004; entre outros) nenhuma parece responder plausivelmente estas questões.

Os dois cenários (*hardball* e *slushball*) diferem na severidade de seus efeitos na evolução da vida, no entanto, mesmo com alguma água aberta não seria fácil para a vida. Kelley *et al.* (2002) identificaram uma grande biodiversidade em veios hidrotermais atuais ligadas às placas, desde procariontes em altas temperaturas (hipertermófilos) até a macrofauna restrita a 30°C. No entanto, algumas espécies de poliquetos vivem a 50°C, e entre elas, duas vivem em simbiose com bactérias filamentosas. Uma verdadeira assembléia se forma ao redor desses veios e podem sugerir não só o início da vida em ambiente quente, como também, pode ter sido refúgios quando a terra passou por condições inóspitas para a vida.

Ridgwell *et al.* (2003) sugeriram que a fisiologia de certos organismos marinhos seria responsável pelo término no ciclo *icehouse/greenhouse*. Esses organismos, coccolitoforídeos e foraminíferos (?), seriam capazes de devolver à atmosfera o gás carbônico e fazer o planeta esquentar novamente. Eles passariam a seqüestrar o carbonato de cálcio para montar os seus esqueletos calcários com o intuito de proteção, resultando no reequilíbrio do pH dos oceanos. Com o retorno do gás carbônico à atmosfera, o calor do sol seria retido, aquecendo o Globo. Seria, então, o fim do ciclo "bola de neve".

2.6 O fim do *Snowball Earth*?

Últimas pesquisas (Rieu *et al.* 2007) parecem derrubar de forma definitiva a idéia da Terra como uma grande bola de neve, ou seja, totalmente coberta por gelo. Análises de minerais em sedimentos glaciais em Omã produziram evidências de períodos quentes em plena glaciação. A técnica é baseada no índice químico de alteração. Altos índices revelariam condições úmidas e quentes; e baixos, secas e frias. Segundo Rieu *et al.* (*op. cit.*) eles teriam encontrado três intervalos de índices

extremamente baixos alternando com altos índices, ou seja, pulsos de clima frio (glacial) alternados com climas mais quentes (interglacial). A presença desses pulsos de clima mais quente demonstra que um clima frio, extremamente severo por um longo período de tempo, jamais existiu.

A temática do *Snowball Earth* foi também rejeitada com a nova interpretação dos depósitos considerados glaciais, Chuos e Ghaub, da Namíbia, utilizados com base na teoria. Eyles *et al.* (2007) reinterpretaram esses depósitos como produto de fluxo gravitacional em águas profundas e reafirmou que não existe assinatura glacial ou indicações climáticas que confirme o cenário *Snowball Earth*.

Capítulo 3 - PALEOBIOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO

3.1 Início dos pensamentos e dificuldades nas pesquisas de microfósseis pré-cambrianos

Ao longo dos séculos, várias hipóteses foram formuladas por filósofos e cientistas na tentativa de explicar como teria surgido a vida em nosso planeta. Até o século XIX, imaginava-se que os seres vivos poderiam surgir não só a partir do cruzamento entre si, mas também a partir da matéria bruta, espontaneamente. Essa idéia, proposta há mais de 2000 anos por Aristóteles, era conhecida por geração espontânea ou abiogênese. Os defensores dessa hipótese supunham que determinados materiais brutos conteriam um "princípio ativo" capaz de comandar uma série de reações que culminariam com a súbita transformação do material inanimado em seres vivos. Apenas com os experimentos de Louis Pasteur é que se tornou real a teoria de que a vida só existe a partir de outra vida.

Oparin (1936), Miller e Urey (1953) tentaram explicar o aparecimento dos primeiros seres vivos na Terra a partir de uma atmosfera primitiva constituída de metano, amônia, hidrogênio e vapor de água. Sob altas temperaturas, em presença de descargas elétricas e raios ultravioletas, tais gases se combinariam, originando aminoácidos que flutuariam na atmosfera. Submetidos ao aquecimento prolongado, os aminoácidos se combinariam entre si, formando proteínas. Com as chuvas lavariam as rochas e conduziriam as proteínas para os mares, originando um "caldo nutritivo" nas águas mornas dos mares primitivos. As proteínas dissolvidas em água formariam colóides que se fundiriam e originariam os coacervados. Estes, por sua vez, englobariam moléculas de nucleoproteínas, seriam organizadas em gotículas delimitadas por membrana lipoprotéica, surgindo, então, as primeiras células. Essas células pioneiras seriam muito simples, heterotróficas, e portanto, incapazes de realizar fotossíntese. Mais tarde teriam surgido às células autotróficas capazes de realizar fotossíntese e liberar oxigênio para a atmosfera, permitindo então, o surgimento dos seres de respiração aeróbica. A partir desse início, teria havido diversificação que teria possibilitado o surgimento e a evolução dos mais variados tipos de seres até hoje.

O conceito do que é vida é ainda dúbio, assim como a sua origem. No entanto, é consenso dentro de conceitos teóricos existentes (sem levar em consideração paradigmas relacionados, como, por exemplo, a exobiologia) que a primeira vida deve ter sido um organismo simples como os procariotos, utilizando a respiração anaeróbica para a produção de energia. Posteriormente, fotossintetizadores teriam aparecido, possivelmente semelhantes às cianobactérias atuais. Organismos fotossintetizantes aparecem no registro fóssil por volta de 3,5 bilhões de anos (Schopf 1993), no entanto, tornam-se mais comuns só no Proterozóico. Esses fotossintetizadores teriam então sido responsáveis pelo aumento ainda maior do nível de oxigênio na Terra que permitiu a origem dos aeróbicos, os quais transformam em energia de maneira mais eficiente (maior produção de moléculas de energia denominada ATP - adenina trifosfato). Esta maior eficiência na obtenção de energia, possibilitou a origem de organelas, tornando a célula cada vez mais complexa e diversificada.

Mas grande parte dessa diversidade não é evidente. O nosso conhecimento atual de algas, animais, fungos e plantas provém basicamente das células complexas e de organismos multicelulares. Particularmente, o registro paleontológico do Pré-Cambriano, que corresponde a cerca de 85% da história biológica do planeta (Schopf 1992), é escasso quando comparado ao do Fanerozóico. Esta raridade, por um lado, reflete o baixo grau de complexidade e tamanho microscópico dos organismos do Pré-Cambriano, e por outro lado, resulta da não preservação desses organismos por falta de esqueletos, carapaças, conchas, ou outras características que favorecessem a boa fossilização, pelo menos até o surgimento de organismos multicelulares e macroscópicos na parte final do Pré-Cambriano.

3.2 Identificando microfósseis e os registros mais antigos de vida

Identificar microfósseis não é uma tarefa fácil. Além dos problemas de contaminações (veja capítulo 5 para procedimentos para diminuição de contaminantes), os microfósseis podem sofrer modificações em sua estrutura e dificultar a classificação. A maior parte do Pré-Cambriano é dominado por organismos simples como procariotos, principalmente bactérias e cianobactérias, classificados como microfósseis filamentosos e cocoidais, além de eucariontes representados pelos

acritarcos (Tappan e Loeblich 1971; Fuxing 1985; Vidal e Nystuen 1990), algumas espécies de algas megascópicas, estromatólitos (e oncólitos), traços-fósseis e metazoários. No entanto, apenas as partes mais resistentes dos microrganismos, como bainhas externas e paredes celulares, acabam se preservando.

Entre os registros mais antigos de vida encontram-se (Fig. 2.2):

1) Grupo Warrawoona, Supergrupo Pilbara (Schopf e Packer 1987; Schopf 1992, 1993) - idade: 3,4 a 3,5 bilhões de anos, Oeste da Austrália – possuem pequenos e raríssimos estromatólitos do tipo dômico e estratiforme, incluindo as mais antigas cianobactérias. Há ao menos 11 diferentes tipos de células bacterianas. A assembléia é basicamente formada por microfósseis filamentosos como *Eoleptonema* e cocóides *Archaeosphaeroides*;

2) Grupo Onverwacht e Fig Tree (Schopf 1967; Knoll e Barghoorn 1977; Walsh e Lowe 1985; Walsh 1992 - idade: 3,4 a 3,5 bilhões de anos, África do Sul – microfósseis filamentosos, *Huronia* (alga) e *Eobacterium* (bactéria) e estromatólitos (?) estratiformes;

3) Grupo Fortescue (Schopf e Walter 1983) - idade: 2,8 bilhões de anos, Austrália – cianobactérias, estromatólitos em abundância;

4) Supergrupo Transvaal (Nagy, 1974; Lanier 1986; Klein *et al.* 1987; Altermann & Schopf 1995) - idade: 2,5 bilhões de anos, África do Sul – A assembléia é biologicamente diversificada incluindo *Eoentophysalis* sp., colônias de cianobactérias cocóides, e cianobactéria oscilatoriáceas como *Eomycetopsis cf. filiformis*, *Siphonophycus transvaalensis* e *Pteraphera vivescenticula*; bactérias filamentosas como *Archaeotrichion* sp.; entre outros táxons possíveis;

5) GunFlint (sílex, idade: 2 bilhões de anos, Canadá) – estromatólitos, cianobactérias e bactérias muito bem preservados. Exemplos: *Animikia*, *Entosphaeroides* e *Gunflintia* (cianobactérias), *Huroniospora* (esporo de alga), *Eoastrion* (bactéria), *Kakabekia* e *Eosphaera* (ambos de afinidade desconhecida);

6) Bitter Springs (Schopf 1968, Schopf e Blacic 1971, Knoll e Golubic 1979) - idade: 850 milhões de anos, Austrália central – grande diversidade de cianobactérias e convincentes eucariontes muito bem preservados. Exemplo: *Palaeolyngbya*.

Schopf (2006) apresentou dados que, segundo ele, evidenciam vida ainda no Paleoarqueano. Essa compilação listou 48 ocorrências de estromatólitos arqueanos. Segundo o autor, todos de origem biogênica. Nestes depósitos, ele listou que 14 ocorrências possuem 40 microfósseis, sendo 13 muito antigos, ao redor de 3,2 a 3,5 bilhões de anos (Tabela 3.1).

n.	Idade	Unidade geológica	País	Micro.		Taxon	Ref. Microf.	Tipo de estromatólito					Ref. Estrom.	
				F	C			E	D	C	Co	Di		
1	3496	Formação Dresser, Grupo Warrawoona, Supergrupo Pilbara	Austrália	X		<i>Archaeosclerotrioposis</i> (4-16 µm) <i>Siphonophycus antiquus</i> (7-20 µm)	19, 20, 21		X					56, 9, 19, 57, 42, 10, 51
2	3470	Mount Ada Basalt, Grupo Warrawoona, Supergrupo Pilbara	Austrália	X		<i>Archaeotrichion contortum</i> (0,5 µm) <i>Eoleptonema australicum</i> (1,0 µm) <i>Eoleptonema australicum</i> (1,0 µm) <i>Primaevifilum septatum</i> (4-6 µm) <i>Siphonophycus antiquus</i> (3-10 µm)	12, 3	X*						3
3	3465	Apex chert, Grupo Warrawoona, Supergrupo Pilbara	Noroeste da Austrália	X**		<i>Archaeotrichion septatum</i> (0,5 µm) <i>Eoleptonema apex</i> (1 µm) <i>Primaevifilum minutum</i> (1-2 µm) <i>Primaevifilum delicatulum</i> (1-3 µm) <i>Primaevifilum amoenum</i> (2-5 µm) <i>Archaeosclerotrioposis disciformis</i> (3-5 µm) <i>Primaevifilum conicoterminatum</i> (4-6 µm) <i>Primaevifilum laticellulosum</i> (6-8,5 µm) <i>Archaeosclerotrioposis grandis</i> (8-11 µm) <i>Primaevifilum attenuatum</i> (4-12 µm) <i>Archaeosclerotrioposis maxima</i> (15-19,5 µm)	13, 14, 15, 16, 17							
4	3460	Formação Hooggenoeg, Grupo Onverwacht, Supergrupo Swaziland	África do Sul	X		Bactéria ou cianobactéria não identificada (0,2-2,5 µm)	22, 23	X						27

5	3440	Formação Panorama. Grupo Warrawoona. Supergrupo Pilbara	Austrália								X		27
6	3400	Formação Witkop. Grupo Nondweni	África do Sul							X			27
7	3388	Strelley Pool Chert. Grupo Kelly. Supergrupo Pilbara	Austrália		X**	cianobactéria não identificada (5-10 µm)	12. 13. 14				X		34. 35. 26. 51. 1
8	3320	Formação Kromberg. Grupo Onverwacht. Supergrupo Swaziland	África do Sul	X	X	Bactérias ou cianobactérias não identificadas (2.0-5.0 µm e 1.5-2.5 µm) Bactérias não identificadas (0.5 e 1.0-1.5 µm) cianobactéria não identificada (5 µm)	22. 23. 9. 12		X				39. 53. 54
9	3316	Buck Reef Chert. Grupo Onverwacht. Supergrupo Swaziland	África do Sul	X			18		X				47
10	3260	Formação Swartkoppie. Grupo Onverwacht. Supergrupo Swaziland	África do Sul		X	Bactéria ou cianobactéria não identificada (1-4 µm)	7						
11	3245	Formação Sheba. Grupo Fig Tree. Supergrupo Swaziland	África do Sul		X	<i>Archaeosphaeroides barbertonensis</i> (16-23 µm)	11				X		12. 13
12	3240	Formação Kangaroo Caves. Grupo Sulphur Spring. Supergrupo Pilbara	Noroeste da Austrália	X		Bactérias não identificada (0.5-2 µm)	10						
13	3200	Formação Dixon Island. Grupo Cleaverville. Supergrupo Pilbara	Austrália	X		Bactérias não identificada (0.5-2 µm)	5		X				29
14	3048	Formação Cattle Well	Austrália							X			60
15	2985	Grupo Insuzi. Supergrupo Pongola	África do Sul									X	38. 52. 57. 5

16	2925	Ball Assemblage. Metassedimento Red Lake	Cánada						X					23
17	2850	Formação Mushandike	Zimbabue						X					27
18	2850	Woman LakeMarble	Cánada						X					57. 23
19	2850	Metasedimentos Keeyask. Iiyaparnikama Lake	Cánada						X					2
20	2800	Grupo Steeprock	Cánada									X		28. 21. 57. 58. 59. 46. 45
21	2800	Grupo Sebakwian	Zimbabue						X					40
22	2800	Formação Vanivilas. Grupo Chídradurga. Supergrupo Dharwar	Índia									X		27
23	2772	Monte Roe Basalt. Grupo Fortescue. Supergrupo Monte Bruce	Austrália							X				K. Grey (comunic ação pessoal)
24	2759	Formação Hardey. Grupo Fortescue. Supergrupo Monte Bruce	Austrália							X				K. Grey (comunic ação pessoal)
25	2750	Muskat Dam Greenstone Belt	Canadá							X	p			27
26	2742	Formação Kylena. Grupo Fortescue. Supergrupo Monte Bruce	Austrália							X				K. Grey (comunic ação pessoal)

27	2730	área Leonora, Nordeste Goldfields, Bloco Yilgarn	Austrália							X			K. Grey (comunicação pessoal)
28	2725	Complexo Joutel Volcanic	Cánada								X		25
29	2725	Formação Helen Iron, Grupo Michipicoten	Cánada								X		24
30	2723	Formação Tumbiana, Grupo Fortescue, Supergrupo Monte Bruce	Austrália	X		Bactéria ou cianobactéria não identificada (2 µm) Cianobactéria não identificada (7-12 µm)	12					X	55, 16, 57
31	2715	Formação Madina, Grupo Fortescue, Supergrupo Monte Bruce	Austrália							X			K. Grey (comunicação pessoal)
32	2715	Formação Klipan, Grupo Platberg, Supergrupo Ventersdorp	África do Sul							X	P		15, 19, 8
33	2715	Formação Rietgat, Grupo Platberg, Supergrupo Ventersdorp	África do Sul						X				15, 19, 8, 57
34	2710	Formação Bothaville, Grupo Platberg, Supergrupo Ventersdorp	África do Sul								X		15, 19, 8, 57
35	2710	Supergrupo Dharwar, área Kalehe	Índia									X	27
36	2700	Formação Joldhal, Grupo Chidradurga, Supergrupo Dharwar	Índia									X	27
37	2700	Formação Deogiri, Supergrupo Dharwar, Sabdur Belt	Índia						X				18

38	2700	Grupo Zwankendaba. Supergrupo Bulawayan	Zimbábue					X					36, 42, 37, 14, 7, 6, 57
39	2700	Formação Manjeri. Grupo Ngesi. Supergrupo Bulawayan	Zimbábue						X	P			6, 37
40	2700	Vale Ascot. área Mount Hampton. Supergrupo Bulawayan	Zimbábue						X				6, 37
41	2700	área Kwekwe (Que Que). Supergrupo Bulawayan	Zimbábue					?					6, 37
42	2668	Grupo Black Flag. área Kanowna. Nordeste Godfields	Austrália								X		17
43	2660	Formação Jeerinah. Grupo Fortescue. Supergrupo Moun Bruce	Austrália							X			K. Grey (comunicação pessoal)
44	2650	Complexo Vulcânico Back River	Cánada					X					11, 30
45	2650	Snoofield Lake. Supergrupo Yellowknife	Cánada								X		20, 30, 31, 57, 32
46	2650	Formação Cheshire. Grupo Ngesi. Supergrupo Transvaal	Zimbábue									X	6, 37
47	2642	Subgrupo Schmidtsdrif. Supergrupo Transvaal	África do Sul							X			4
48	2600	Chitradurga Schist Belt	Índia						X				43

49	2600	Formação Monte Cristo, Grupo Chuniespoort, Supergrupo Transvaal	África do Sul	X	X	Bactéria ou cianobactéria não identificada (1,5-5 µm) Bactérias não identificadas (0,75 - 1,5 µm e 1-2 µm)	4. 8											
50	2560	Malmari Dolomite, Grupo Chuniespoort, Supergrupo Transvaal	África do Sul												X			61. 48. 49. 50. 33. 44
51	2560	Ghaap Plateau Dolomite, Grupo Campbell, Supergrupo Transvaal	África do Sul		X	<i>Eoentophysalis</i> (5-15 µm) Cianobactéria não identificada (10-20 µm) <i>Archaeotrichion</i> (1 µm) <i>Eomycetopsis</i> (1,5-3 µm) <i>Siphonophycus transvaalense</i> (10-28 µm)	1								X			61. 48. 49. 50. 33. 44
52	2548	Carawine Dolomite, Grupo Hamersley, Supergrupo Monte Bruce	Austrália												X			57
53	2516	Formação Gamohaam, Ghaap Group, Supergrupo Transvaal	África do Sul	X		<i>Siphonophycus transvaalense</i> (15-27 µm)	4. 6											

Tabela 3.1 – Evidência fóssil de vida no Arqueano (modificado de Schopf 2006).

Para tipos de estromatólito: E=Estratiforme; D= Dômico; C= Colunar; Co= Cônico; Di= Diversos; p= pseudo. Microfósseis: F=filamentosos; C= cocóides/esferomorfos.

Referências (microfósseis e estromatólitos) específicas desta tabela são apresentadas em anexo 1.

* A posição estratigráfica não foi confirmada por Schopf (1999, pp. 83-84), podendo ser mais recente (~2,7 bilhões de anos, e portanto, Neoarqueano).

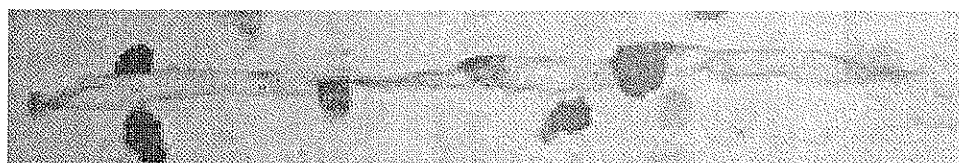
** A biogenicidade dos microfósseis filamentosos registrados no Apex chert tem sido questionada por Brasier e colaboradores (2002, 2004), igualmente tem acontecido com os estromatólitos de Strelley Pool Chert (Lowe 1994).

3.3 Diferenciando procariontes e eucariontes

3.3.1 Características dos organismos mais simples: os Procariontos

Os procariontos são organismos sem núcleo individualizado, sem carioteca - seu material genético fica disperso no citoplasma – e se reproduzem assexuadamente. São representados atualmente por bactérias, cianobactérias e arqueobactérias. No processo reprodutivo assexuado não há troca de material genético, e, portanto, isso acarreta mudança morfológica pouco acentuada, dada apenas pelas mutações genéticas. Assim, as formas fósseis são muito parecidas com as formas atuais. Apesar de não haverem tais transformações genéticas, os procariontes possuem grande versatilidade ecológica: são capazes de sobreviver sob ampla gama de condições ambientais como luminosidade, pH, temperatura, salinidade, dessecação e intensa irradiação, e em condições desfavoráveis um envoltório é secretado para sua proteção. Este encistamento é característico do ciclo de vida de muitas espécies de bactérias.

As células procarióticas atuais possuem uma parede fina, porosa e flexível, composta de fosfolipídeos e proteínas. Podem ser unicelulares, solitárias ou viver em colônias. São células simples e podem ter morfologia variada representada por formas cocoidais, coloniais ou filamentosas. Em geral, os procariontes fósseis são permineralizados e podem ser encontrados mais facilmente em sílex, geralmente preservados tridimensionalmente e de diâmetro entre 1 a 10 μm (Fig. 3.1).



50 μm

Figura 3.1 Fotomicrografia de *Siphonophycus*, Austrália (Grey 2005).

3.3.2 A um passo para a multicelulariedade: os Eucariotos

Antes dos organismos multicelulares se desenvolverem, *microbial mats* fotossintéticas (biofilmes) literalmente cobriam o planeta e durante aproximadamente 3,5 a 2,3 bilhões de anos os procariontes eram a única forma de vida. O metabolismo

era realizado basicamente pela fermentação e fotossíntese. Apenas no final do Arqueano e início do Proterozóico é que a respiração foi desenvolvida.

Mas é ainda no Pré-Cambriano que a Terra presenciou a origem de organismos que iriam revolucionar a história evolutiva no planeta: *os eucariontes*. Originados possivelmente através da endossimbiose (Margulis 1981) entre uma célula procariótica hospedeira e células procarióticas, os eucariontes atuais possuem núcleo organizado e grande quantidade de organelas intracelulares. Na sua grande maioria são multicelulares e utilizam-se da respiração aeróbica, processo muito mais vantajoso em termos de produção de energia, do que na respiração anaeróbica. Mas é na reprodução que se encontra a “chave mestra” para a evolução das espécies. Até então os organismos utilizavam a reprodução assexuada como mecanismo de proliferação. Com o advento da reprodução sexuada houve a mistura dos códigos genéticos entre diferentes organismos, possibilitando a variabilidade genética e diferenciação entre os indivíduos e espécies.

A organização genética dos eucariontes possibilitou a posterior diversificação dos metazoários. Opiniões sobre a antiguidade do ramo Eucaria divergem bastante (Brocks *et al.* 1999; Cavalier-Smith 2002), mas relógios moleculares sugerem que a origem tenha sido no início do Proterozóico e a diversificação no Neoproterozóico (Doolittle *et al.* 1996; Douzery *et al.* 2004; Yoon *et al.* 2001). Em contraste, Hedges *et al.* (2004) propuseram que a origem tenha sido no Paleoproterozóico.

Mas em termos de registro fóssil, estruturas internas como núcleo e organelas são dificilmente preservadas. Assim, microfósseis eucarióticos são facilmente confundidos com os procarióticos, e vice-versa. Após a morte da célula procariótica, o citoplasma pode se concentrar formando pontuações escuras no interior confundindo o pesquisador que pode equivocadamente classificá-los como alguma organela ou mesmo um núcleo. Bainhas filamentosas de procariontes podem sofrer colapso parcial, rompimento ou dobras e, assim, podem mostrar-se como hifas de fungos, filamentos septados ou filamentos ramificados, sugerindo erroneamente, afinidades eucarióticas. Outro exemplo são microalgas eucarióticas que quando muito degradadas podem se tornar “falsificações naturais” de microfósseis procarióticos.

Então como diferenciar um procarionte de um eucarionte? Basicamente são distinguíveis comparando o seu tamanho e a sua morfologia. Procariotos, assim como

eucariotos, podem ser grandes (Fig. 3.2), apresentar processos e ter sua parede preservada, no entanto, não se conhece até o momento qualquer procarionto que combine estes três parâmetros.

Shuiyousphaeridium macroreticulatum (>100 µm) tem sido considerado como o primeiro eucarionte e é conhecido em uma assembléia de muitos indivíduos do Grupo Ruyang, Nordeste da China (Yan e Zhu 1992; Xiao *et al.* 1997; Knoll *et al.* 2006). Ele é constituído de vesículas orgânicas esferoidais (50 a 300 µm) caracterizadas por uma superfície reticulada com numerosos processos regularmente espaçados entre eles.

Outro eucarionte é *Grypania spiralis*, conhecido inicialmente em rochas datadas de 1400 Ma na China, nos Estados Unidos de 1200 Ma, e posteriormente identificado em depósitos de ferro (BIF's) em Michigan, datado de 2100 Ma, mas sua presença nesses depósitos tem sido questionada (Han e Runnegar 1992). A espécie é interpretada como uma alga filamentosa eucariótica fotossintetizante. Segundo Knoll (2003) os eucariontes apareceram entre 1,8 e 2,7 Ma. Algas vermelhas, verdes, marrons e tecamebas datam de 750 Ma (Butterfield 2004).

Observando o registro de prováveis procariontes e eucariontes no Pré-Cambriano, nota-se que, em geral, os procariontes são encontrados permineralizados e preservados tridimensionalmente, *in situ*, em silixitos associados a microbialitos de regiões costeiras de águas muito rasas, enquanto, os eucariontes, sob a forma de acritarcas dispersos, são preservados como compressões em pelitos representativos de ambientes plataformais, costa afora, ou plenamente oceânicos (Schopf e Klein 1992).

Comparando o *habitat* de vida dos microfósseis com os períodos geológicos do Arqueano ao Neoproterozóico pode-se inferir que os eucariontes tenham aparecido já no Paleoproterozóico como planctônicos (Tabela 3.2).

Hábito	Arqueano	Paleoproterozóico	Mesoproterozóico	Neoproterozóico
Planctônico	P	P/E	P/E	P/E
Bentônico	P	P	P	P/E

Tabela 3.2 Tabela mostrando a evolução da assembléia microfossilífera e seu nicho ecológico do Arqueano ao Neoproterozóico - P = procarionte; E = eucarionte - (Knoll 1996; Vidal e Moczydlowska 1992; Knoll e Carroll 1999, entre outros).

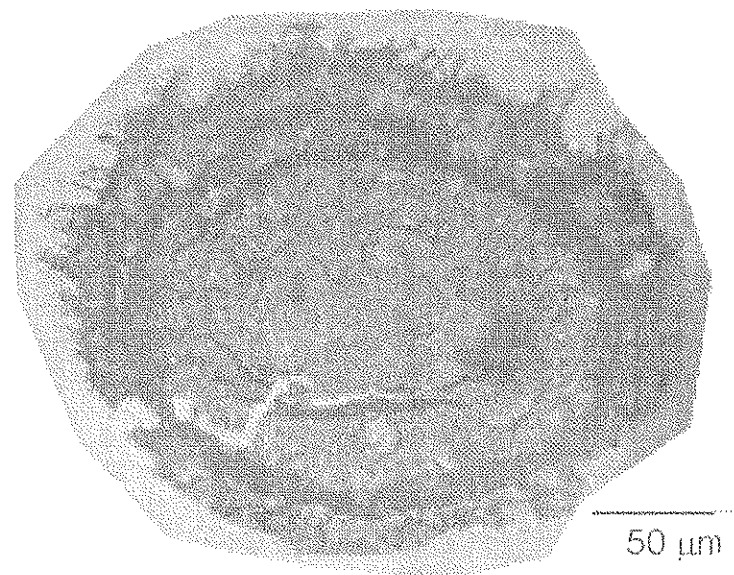


Figura 3.2. Fotomicrografia de um acritarca acantomorfo *Alicesphaeridium medusoidum*, possivelmente de afinidade eucariótica, Austrália.

3.3.3 Um caso a parte: as cianobactérias

O grupo das cianobactérias é o mais antigo e o que deixou o mais completo registro fóssil de organismos fotoautotróficos. As cianobactérias são organismos autotróficos fotossintetizadores e entre suas principais contribuições é a liberação de oxigênio na atmosfera e terem originado as plantas (Margulis 1981).

As cianobactérias pouco se modificaram no decorrer do registro geológico. Os mais antigos fósseis de cianobactérias com morfologia realmente indicativa de cianobactéria constituem o gênero *Entophysalis*, cujas colônias datam de 2000 milhões de anos em silexitos das Ilhas Belcher, no Canadá (Golubic e Hofmann 1976; Hofmann 1976). No entanto, esse táxon pode ocorrer em 2,5 Ga (Supergrupo Transvaal, África do Sul), mas sua preservação, bastante deficiente, limita a sua análise mais detalhada (Altermann e Schopf 1995).

A mais antiga evidência de isótopos de carbono biologicamente reduzidos (bactérias redutoras) data de mais de 3,7 Ga (Mojzsis *et al.* 1996; Rosing 1999) ainda no Arqueano. Este período é caracterizado por uma microbiota hidrogenotrófica, além

de outras que utilizavam fontes endógenas para sua nutrição. Apesar de a fotossíntese ter sido desenvolvida no Arqueano, as cianobactérias neste período são escassas, algumas incluídas em estruturas estromatolíticas e matéria orgânica (Schopf 1994).

A abundância, diversidade e complexidade dos estromatólitos é a melhor evidência de que as cianobactérias dominaram o período Proterozóico. O registro fóssil de cianobactérias, juntamente com o isotópico e traços de isoprenóides que podem ter sido derivados de lipídios pela descarboxilação, são interpretados como evidência de oxigênio fotossintético (Margulis 1993). No entanto, *Oscillochloris trichoides* é um organismo fotossintetizador anóxico, fixador de gás carbônico e suas características são muito semelhantes às cianobactérias (Keppen *et al.* 1993, 1994, o que demonstra que o registro de cianobactérias e isótopos não são necessariamente concludentes como evidência de oxigênio fotossintético.

3.4 Os acritarcos

3.4.1 Particularidades

Acritarcos (Evitt 1963) são microfósseis esféricos, marinhos, autotróficos, planctônicos, de paredes orgânicas, podendo apresentar parede ornamentada com sulcos ou prolongamentos, mas sem afinidade biológica certa. Não são solúveis em ácido e na sua maioria vivem em formas solitárias, podendo também serem utilizados para interpretação paleoambiental. Os acritarcos são conhecidos desde 1850 Ma e estendem-se até o Devoniano.

Discutir a biologia dos acritarcos é essencial para entender a diversidade e a evolução da história da vida. No entanto, a afinidade biológica dos acritarcos ainda não é muito clara. Eles têm sido relacionados a espécies de algas prasinófitas, dinoflagelados ou outros grupos de algas verdes e cianobactérias (Mendelson e Schopf 1992; Martin *et al.* 1993). Stanevich *et al.* (2007) compararam várias morfologias de acritarcos com algas verdes. Em comunicação pessoal, Professor Andrew Knoll e colaboradores (Harvard University) pesquisam as possíveis afinidades biológicas e alguns dos táxons são atribuídos a cistos de camarões e artemia. Esse último, é comparado a espécie *Leiosphaeridia jacutica*. No entanto, falar em

diversidade no Neoproterozóico ainda é prematuro, já que a afinidade biológica dos acritarcos ainda é incerta.

Os acritarcos são amplamente espalhados e abundantes no final do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, mas são limitados nesse período por poucos táxons de esferomorfos que são diferenciados com base apenas no seu tamanho. O número de espécies se reduz por volta de 800 Ma, durante os eventos de glaciação e voltam a se diversificar no período Ediacarano, voltando novamente a cair no final do Pré-Cambriano (Figura 2.2). A assembléia microfossilífera no período Neoproterozóico, é dada principalmente pela presença dos acritarcos (veja item 3.4.3).

Acantomorfos grandes (ver item 3.4.2) estão presentes em rochas mais velhas que a glaciação marinoana ou equivalentes, com apenas uma exceção pós-glacial em Svalbard (Knoll e Ohta 1988). No início do Neoproterozóico há uma diversificação do fitoplâncton eucariótico e sua posterior extinção, coincidindo com a glaciação. Como resultado, há uma microbiota pobre até a segunda radiação de acantomorfos que ocorre no Cambriano (Vidal e Knoll 1983, Vidal, 1984, Vidal e Moczydlowska-Vidal 1997).

Não somente a proporção de acantomorfos aumenta no Ediacarano, mas também parecem ser diferentes nos processos e na natureza das paredes entre acritarcos pré-ediacaranos e ediacaranos. Em geral, as paredes dos acritarcos ediacaranos são lisas, hialinas e translúcidas, visto que as formas mais velhas tendem a serem densas, opacas e freqüentemente chagrinadas. Os processos das espécies pré-ediacaranas consistem de cavidade tubos cilíndricas que podem ser um processo vegetativo (Butterfield *et al.* 1994) como ocorre em *Trachyhystrichosphaera aimica*.

Registros do Ediacarano tardio da Austrália são escassos, mas consistem basicamente de leiosferideos simples e parecem serem similares a outros locais. Não há registro de acantomorfos grandes adequadamente datados no Ediacarano ou início do Cambriano.

3.4.2 Morfologia dos acritarcos

A observação, a comparação às espécies atuais e a interpretação de microfósseis proterozóicos sofrem interferência da tafonomia como escurecimento,

redução de dimensões, colapso das organelas e membranas, abrasão e corrosão, fragmentação e decomposição, modificando a morfologia e a sua estrutura, principalmente devido à compactação do sedimento e ao aumento de temperatura em profundidade (Oehler 1976). A comparação atualística dos espécimes fósseis, para distinguir entre possíveis bactérias, cianobactérias, algas eucarióticas ou, eventualmente, fungos, requer ainda o conhecimento do ciclo de vida das espécies. No entanto, sendo o registro fossilífero falho na presença do ciclo de vida das espécies, o esclarecimento da afinidade biológica é bastante incerto.

No caso dos acritarcos modificações morfológicas também podem ocorrer e dificultam a sua classificação já que esta é baseada na morfologia. Abaixo apresentamos uma classificação "artificial" dos acritarcas proposta por Dowie, Evitt & Serjeant, mas amplamente aceita.

1. *Acantomorfos*: corpos esféricos com espinhos que geralmente são prolongamentos do próprio corpo;
2. *Poligomorfos*: corpos de forma, freqüentemente triangulares ou quadrados, e definidos conforme os números e a posição dos "espinhos";
3. *Neutromorfos*: corpo fusiforme com um ou mais espinhos;
4. *Diacromorfos*: corpos de forma esférica ou fusiformes, ornamentados para os pólos;
5. *Prismatomorfos*: corpos prismáticos ou poligonais, os quais a flange ou a crista podem ser serrilhadas;
6. *Oomorfos*: corpo em forma oval com ornamento confinado em um dos pólos;
7. *Hecomorfos*: corpo aproximadamente esférico dividido através de áreas poligonais, como uma bola de futebol;
8. *Pteromorfos*: corpo aproximadamente esférico com a zona central freqüentemente comprimida, circundada por uma flange ou lamela a qual pode ser sustentada por dobras ou processos. Sob a luz do microscópio óptico possuem forma similar a um ovo frito;
9. *Esferomorfos*: tem morfologia esférica simples.

Acritarcos não-esferomorfos podem receber diversos nomes, pois variam de tamanho, forma e na sua estrutura superficial. Dentre as diferentes categorias de acritarcas, os mais importantes no registro do Pré-Cambriano são os esferomorfos,

mencionados acima, e os acantomorfos, que se destacam pela presença de processos ou espinhos de forma, número e tamanho variados.

3.4.3 Acritarcos no registro geológico

Embora pequenos esferomorfos apareçam desde o Arqueano (Mendelson & Schopf 1992), acritarcos esferoidais com máximo diâmetro, em geral maior que 60µm, tem seu primeiro aparecimento em 1850 Ma (Knoll 1996; Huntley *et al.* 2006; Fig. 3.3). São considerados geralmente de afinidades eucarióticas, mas de maneira inconclusível. Acritarcos esferomorfos e filamentos abundantes dominam o final do Mesoproterozóico, Toniano e Criogeniano. Colônias de bactérias cocoidais e possíveis corpos reprodutivos com filamentos vegetativos anexados como *Germinosphaera*, e raros pteromorfos também têm sido registrados. Além disso, acritarcas da transição Mesoproterozóio-Neoproterozóico são caracterizados pela formação de uma ou mais membranas.

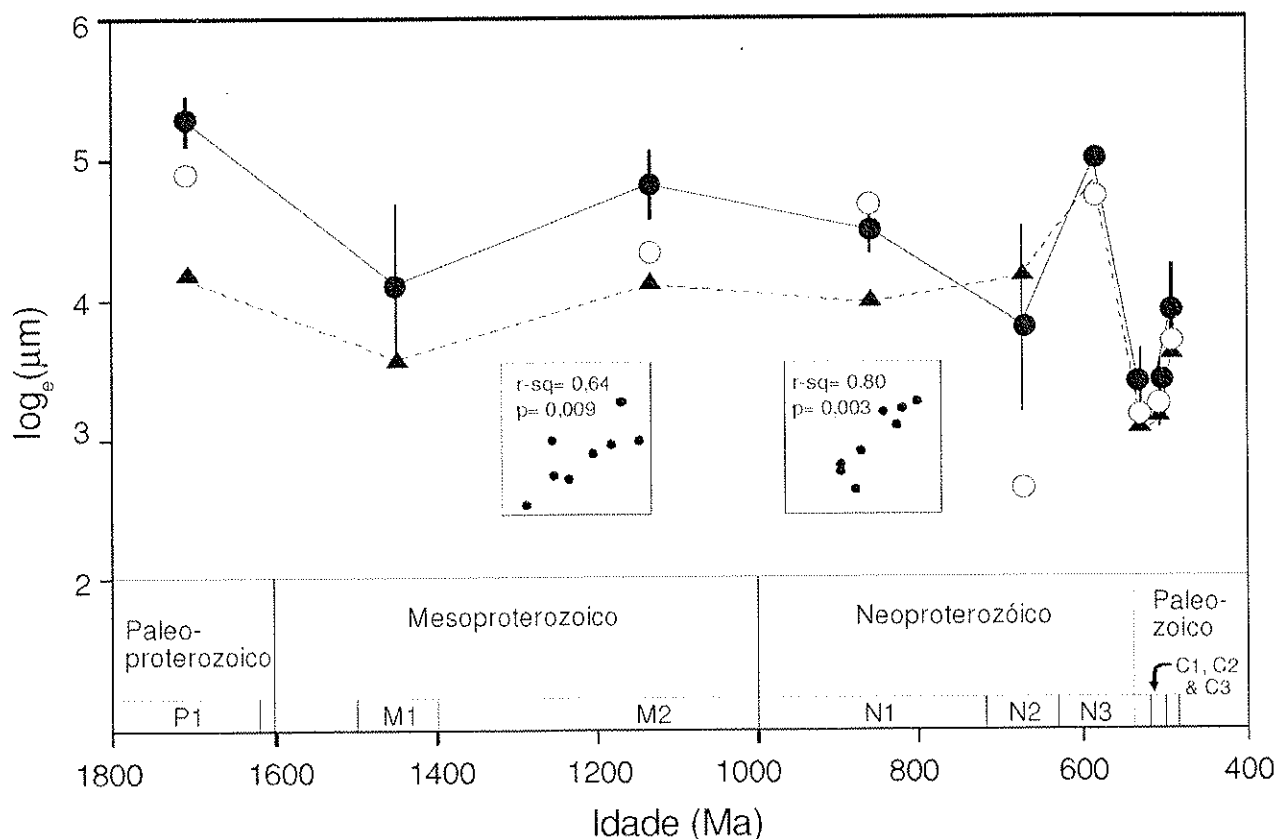


Figura 3.3 Dimensão dos acritarcos ao longo do Pré-Cambriano (Huntley *et al.* 2006). Círculos sólidos representam o diâmetro máximo dos acritarcos.

Importantes mudanças de organismos celulares simples do intervalo Mesoproterozóico-Neoproterozóico (Fig. 2.1) relacionam-se aos eventos glaciais. As formas dos microfósseis do período logo após a glaciação, são simples, pequenas, raramente ornamentadas e apresentam-se em número reduzido. Já aqueles que aparecem antes do período glaciogênico são grandes e algumas ainda, com processos ornamentares como estrias e sulcos (Schopf 1992).

Acantomorfos bem preservados como *Tappania plana*, estão presentes em 1.4 Ga no Grupo Roper (Javaux *et al.* 2001, 2003) e provavelmente no Mesoproterozóico da Formação Baicaiping na China (Yan e Zhu 1992, Yin e Gao 1996, Xiao *et al.* 1997, Yin 1997)

A diversificação morfológica dos acritarcos inicia-se no Mesoproterozóico com o aparecimento de um esferomorfo estriado denominado *Valeria lophostriata* e o primeiro acritarco acantomorfo (Jankauskas, 1989; Knoll 1994). Os mais antigos acantomorfos (>100 μm) são datados de 1100 Ma (Yan e Zhu 1992). Durante 900 a 1000 Ma há uma diversidade moderada de acantomorfos e esferomorfos levemente ornamentados. Nagy (1974) apontou os microfósseis do gênero *Pteraphera* como representantes da primeira diversificação celular no Pré-Cambriano, sendo que, microfósseis em forma de vaso também se proliferaram no período.

No final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico há acentuada diversificação dos acritarcos que ocorrem juntamente com o primeiro aparecimento de eucariontes multicelulares. Algas vermelhas também aparecem no período e são abundantes em carbonatos silicificados da Formação Hunting no Canadá (Butterfield *et al.* 1990); além de algas cromofíticas em Lakhanda (German 1990); e diversos tipos de algas verdes na Formação Svanbergfjellet de Svalbard (Butterfield *et al.* 1994). Muitos dos táxons que aparecem no início e na metade do Neoproterozóico, desaparecem na glaciação marinoana, mas em sucessões pós-Marinoanas elas aparecem novamente como acritarcas ornamentados (Yin 1987, Knoll 1992a, Zang e Walter 1992, Moczydlowska *et al.* 1993)

O esferomorfo gigante *Chuaría circularis* é uma espécie distinta e abundante no Toniano e Criogeniano, mas menos abundante no Ediacarano (Knoll 1996). Acritarcas acantomórficos inquestionáveis não aparecem até o Mesoproterozóico médio ou de qualquer forma até 1050 Ma. Até 750 Ma incluem acritarcas com esculturas (por

exemplo, *Cerebrosphaera buickii*) em pequena escala que raramente se projetam mais do que 5 μm além da vesícula. Raros acritarcas com processos morfológicamente maiores do que a superfície da vesícula estão presentes e são tipicamente maiores do que 5 μm de comprimento (por exemplo, *Trachyhystrichosphaera aimika*, *Tappania* e *Vandalosphaeridium*).

Diversos espécimes de acritarcas com processos são registrados desde 900-800 Ma na Formação Wynniett do Grupo Shaler, Canadá (Butterfield & Rainbird 1998). Em geral, assembléias pré-ediacaranas consistem de largas populações morfológicamente simples, esferoidais e filamentos de possível origem procariótica, além de acritarcos esferomorfos, alguns com formas esculpidas.

Acantomorfos grandes estão presentes em rochas anteriores a glaciação marinoana ou equivalentes, com apenas uma exceção pós-glacial em Svalbard (Knoll e Ohta 1988). Possivelmente uma diversificação do fitoplâncton eucariótico no início do Neoproterozóico e posterior extinção coincidindo com a glaciação deixando uma microbiota pobre até a segunda radiação de acantomorfos que ocorre no Cambriano (Vidal e Knoll 1983, Vidal, 1984, Vidal e Moczydlowska-Vidal 1997). Não somente a proporção de acantomorfos aumenta no ediacarano, mas também parecem ser diferentes nos processos e na natureza das paredes dos acritarcas pré-ediacaranos e ediacaranos (Grey 2005).

Um intercâmbio na Harvard University permitiu uma comparação entre a assembléia microfossilífera de diferentes períodos. Em geral, foi possível verificar que as paredes dos acritarcas ediacaranos são lisas, e na maioria das vezes translúcidas. Formas mais antiga tendem a ser densas e opacas. Quanto aos processos das espécies pré-ediacaranas consistem basicamente de cavidade, tubos cilíndricos, de difícil reconhecimento, mas que segundo Butterfield *et al.* (1994) podem ser um processo vegetativo como ocorre em *Trachyhystrichosphaera aimika*.

Este intercâmbio permitiu ainda o reconhecimento de assembléias ediacaranas de depósitos na Austrália. Elas basicamente são dominadas por acantomorfos com inúmeros processos de cavidade. Registros de ediacarano tardio da Austrália são escassos, mas consistem basicamente de leiosferídeos simples, o que parece ocorrer similarmente em outros depósitos. No entanto, não há registro de acantomorfos

gigantes (200 a 900 μ m) adequadamente datados no ediacarano ou início do cambriano.

Há poucos registros de acantomorfos com processos de cavidade que se abrem para a vesícula ou com outras morfologias mais complexas antes da glaciação marinoana ou equivalentes, estes processos parecem também serem extintos no início do Cambriano.

Após a glaciação marinoana basicamente a assembléia registrada é de esferomorfos simples representados principalmente por três espécies de leiosferídeos: *Leiosphaeridia crassa*, cuja vesícula mede de 10 a 70 μ m e possui parede espessa; *Leiosphaeridia jacutica*, de vesícula espessa e maior que 70 μ m; e *Leiosphaeridia minutissima*, vesícula de parede fina com 4 a 70 μ m de diâmetro.

Arouri *et al.* (2000) analisaram acritarcos neoproterozóicos da Austrália combinando dados microscópicos e métodos químicos e encontraram assembléias muito distintas no Criogeniano (850-630 Ma) e no Ediacarano (630-542 Ma). A seqüência Criogeniana contém duas assembléias de acritarcas sendo o nível estratigráfico inferior constituído por *Trachyhystrichospera* sp., *Synsphaeridium* spp e *Cymatiosphaeroides* sp.; e no nível superior: *Chuaría circularis*, *Satka colonialica* e *Cerebrosphaera buickii*. Na seqüência ediacariana há, na fase mais inferior, diversas espécies de *Leiosphaeridia* seguida de uma fase com acritarcas acantomorfos como *Alicesphaeridium medusoidum*, *Tanarium*, *Appendisphaera* e *Cavaspina*. Esta última assembléia ocorre antes do declínio da diversidade e complexidade no final do Ediacarano comumente descrito (Moczydlowska e Vidal 1992).

Diversas assembléias de acritarcos morfologicamente complexos são bem conhecidos do final do Proterozóico (antes do declínio) em diversos continentes (Vidal 1990; Jenkins *et al.* 1992, Zang e Walter 1992, Zhang *et al.* 1998). E na Austrália a distribuição estratigráfica permite o reconhecimento de diversas zonas de assembléias (Grey 1998, Grey 2005).

Tentativas de divisões bioestratigráficas têm sido sugeridas (Grey 2005, Sergeev 2006). Grey (*op.cit.*) propôs um zoneamento para o Ediacarano da Austrália e Sergeev (*op.cit.*) propôs um modelo de distribuição da biota proterozóica baseada nos estudos do Rifeano e Vendiano de microfósseis silicificados e ácido-resistentes de seções da Eurásia (Figura 3.4 e tabela 3.3).

Idade (Ma)	Eon	Era	Subdivisão russa (Sergeev 2006)	Proposta de subdivisão do Proterozóico terminal					Cronoestratigrafia e litoestratigrafia (depois de Preiss 2000)	Supersequência (Walter et al. 1995)							
				Jenkins 1981	Clout & Glaessner 1982	Plumb 1991	IUGS	Grey 2006									
				Cambriano													
543	Proterozóico	Neoproterozóico	Vendiano		Ediacarano	Ediacarano	Ediacarano	Ediacarano	RC A	Grupo Wilpena	4						
555				Bm					ECAP B								
				Am					ELP C								
580									Marinoan D								
600									? Criogeniano								
850				Ur					Criogeniano			Esturiano	Gr. Umberatano	2			
				Um									Terraciano	Gr. Burra	1		
1060													Wilsoniano	Gr. Callana			
1350				Mesoproterozóico					Rifeano			superior	Tr	Proterozóico médio		Mesoproterozóico	
												médio	An				
1650	Paleoproterozóico	Proterozóico inferior	inferior	I.b													

Figura 3.4 Subdivisões do Neoproterozóico com propostas de distribuição dos palinórmorfos (modificado de Grey 2005).

Grey (2005) propõe as seguintes zonas bioestratigráficas:

1. com base na assembléia pobremente constituída da transição Neoproterozóico-Cambriano, equivalente a assembléia de Kotlin/Rovno de Vidal & Moczydlowska-Vidal 1997;
2. ECAP (Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora) equivalente a parte superior da assembléia Volhyn/Redkino de Vidal e Moczydlowska-Vidal 1997, dividida em 4 zonas da mais nova para a mais antiga: 1. *Ceratospaeridium*

- mirabile-Distosphaera australica-Apodasroides verobturatus* (Cm/Da/Av); 2. *Tanarium irregulare-Ceratosphaeridium glaberosum-Multifronsphaeridium pelorium* (Ti/Cg/Mp); 3. *Tanarium conoideum-Schizofusa risória-Variomargosphaeridium litoschum* (Tc/Sr/VI); 4. *Appendisphaera barbata-Alicesphaeridium medusoidum-Gyalosphaeridium pilchrum* (Ab/Am/Gp);
3. ELP (Ediacaran Leiosphere Palynoflora) equivalente a parte baixa da assembléia Volhyn/Redkino de Vidal e Moczydlowska-Vidal 1997 (*Leiosphaeridia jacutica-Leiosphaeridia crassa* – Lj/Lc);
 4. Glaciação Marinoana equivalente a assembléia Varangeriana de Vidal e Moczydlowska-Vidal 1997.

A tabela abaixo traz a proposta dos proterohorizontes pré-cambrianos de Sergeev (2006):

Sigla	Protero-horizonte	Idade	biota
Lb	<i>Labradorian</i>	2.0-1.65 Ga (parte superior do Paleoproterozóico/ Proterozóico inferior)	1. microbiota da Formação Gunflint (América do Norte) compreendendo dois grupos de microfósseis: simples tricomas e bainhas representado pelos gêneros <i>Gunflintia</i> e <i>Animika</i> , cocóides como <i>Huroniospora</i> , <i>Leptoteichos</i> e <i>Corumbococcus</i> ; e um grupo de microfósseis morfológicamente mais avançados representado pelos gêneros <i>Kakabekia</i> , <i>Xenothrix</i> , <i>Archaeorestis</i> , <i>Eoastrion</i> , <i>Eosphaera</i> , <i>Eomicrhystridium</i> ; 2. microbiota de Belcher
An	<i>Anabarina</i>	1.65-1.2 Ga. (Mesoproterozóico/Rifeano inferior e parte do Rifeano médio)	1. microbiota Anabar (Sibéria): predominância de espécies de cianobactérias representadas principalmente pelo gênero <i>Archaeoellupsoides</i> , além de <i>Partitiofilum</i> , <i>Filiconstrictosus</i> e <i>Orculiphycus</i> . <i>Entofisalidaceanos</i> também são incluídos. 2. microbiota Satka: essa assembléia de ocorrência mais rara é dominada por bainhas de <i>Siphonophycus</i> , cocóides de <i>Gloeodiniopsis</i> e <i>Eosynechococcus</i> , além de filamentos de <i>Palaeolyngbya</i> e <i>Oscillatoriopsis</i> . 3. microbiotas de paredes orgânicas: são constituídos por filamentos simples e pequenos esferomorfos representados pelo gênero <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Ostiana</i> e <i>Sphaerocongregus</i> , bainhas de <i>Siphonophycus</i> e <i>Rectia</i> , <i>Brevitrichoides</i> , <i>Chuarina</i> , <i>Tappania</i> , <i>Valeria</i> , <i>Dictiosphaera</i> e <i>Satka</i> .
Tr	<i>Turukhanian</i>	1.2-1.03 Ga. (Mesoproterozóico superior/parte superior do Rifeano médio)	1. Cianobactéria <i>Polybessurus bipartitus</i> , <i>Gloeodiniopsis</i> , <i>Eoaphanocapsa</i> e <i>Eosynechococcus</i> , bainhas de <i>Siphonophycus</i> , <i>Eoentophysalis dismallakesensis</i> , acantomorfos similares de <i>Shuiyousphaeridium</i> ou <i>Trachyhystrichoshaera</i> . 2. microbiotas de paredes orgânicas: <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Valeria</i> , <i>Sphaerocongregus</i> , <i>Ostiana</i> , apaolytrichoides, <i>Asperatofilum</i> e <i>Brevitrichoides</i> , <i>Chuarina</i> , <i>Taenitrichoides</i> ,

			<i>Rectia</i> , <i>Rugosoopsis</i> e <i>Trachytrichoides</i> , <i>Ulophiton</i> e <i>Majaphyton</i> .
Um	<i>Uchuromayan</i>	1.03-0.85 Ga. (Neoproterozóico inferior/Rifeano superior)	<i>Trachyhystrichosphaera</i> , <i>Prolatoforma</i> , <i>Aimophyton</i> , <i>Palaeosiphonella</i> , <i>Palaeovaucheria</i> e <i>Proterocladus</i> , cocóides de <i>Eosaccharomyces</i> , <i>Obruchevella</i> , bainhas de <i>Siphonophycus</i> , <i>Gloeodiniopsis</i> e <i>Eoaphanocapsa</i> .
Ur	<i>Yuzhnouira</i>	0.85-0.6 Ga. (Neoproterozóico superior sem o ediacarano/Rifeano superior)	Microfósseis em forma de vaso, <i>Trachyhystrichosphaera</i> , <i>Cymatiosphaeroides</i> , <i>Comasphaeridium</i> , <i>Germinosphaera</i> , <i>Valkyria</i> , <i>Parmia</i>
Am	<i>Amadeusian</i>	0.6-0.55 Ga (parte inferior do Ediacarano/Vendiano inferior)	O tipo de biota aqui inserido é baseada na microbiota da Formação Pertatataka, Austrália. <i>Tanarium</i> , <i>Cavaspina</i> , <i>Appendisphaera</i> , <i>Briareus</i> , <i>Echinosphaeridium</i> , algas vermelhas são abundantes, <i>Obruchevella</i> .
Bm	<i>Belomorayan</i>	0.55-0.535 Ga. (parte superior do Ediacarano/Vendiano superior):	A maioria dos acritarcas são representados por indivíduos de pequeno tamanho como <i>Micrhystridium</i> , <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Bavlinella</i> , <i>Trachysphaeridium</i> , <i>Stictosphaeridium</i> , <i>Symplassosphaeridium</i> , <i>Polystrichoides</i> , <i>Oscillatoriopsis</i> , <i>Oscillatorites</i> , <i>Obruchevella</i> , <i>Siphonophycus</i> e <i>Eohyella</i>

Tabela 3.3 Proposta dos proterohorizontes pré-Cambrianos de Sergeev (2006).

Propostas bioestratigráficas são fundamentais para a resolução de problemas de subdivisão e correlação estratigráfica ainda existente para o Ediacarano. Entretanto, assembléias palinológicas favoráveis para o zoneamento bioestratigráfico ainda são escassas. Assembléias microfossilíferas de depósitos na Austrália são fortes candidatos, mas restritos ao Ediacarano médio (Grey 2005). Já a microbiota presente na Plataforma Leste Européia sugere a possibilidade do zoneamento bioestratigráfico para o Ediacarano superior (Sergeev 2001, 2006).

Capítulo 4 - Arcabouço Geológico e Paleontológico

4.1. O Cráton do São Francisco

A Bacia pré-cambriana do São Francisco se estende por cerca de 300.000 km sobre o Cráton São Francisco (Dardenne 1978; Karfunkel e Hope 1988; Martins-Neto *et al.* 2001). Desenvolvida sobre rochas de 1,8 Ga, consiste em uma extensa cobertura sedimentar de rochas clásticas e carbonáticas de idade neoproterozóica representada pelo Supergrupo São Francisco (Fig. 4.1). Sua base é constituída por uma unidade glacial representada pelos Grupos Jequitai e Macaúbas (também denominado de Carrancas localmente), que consiste em diamictitos, conglomerados, arenitos maciços e ritmitos compostos por pelitos e siltitos depositados em ambiente glacio-marinho (Jequitai) e retrabalhados por fluxo gravitacional (Macaúbas). Estes depósitos glaciais são recobertos por depósitos de plataforma carbonática do Grupo Bambuí (Dardenne 1978, Karfunkel e Hope 1988, Martins-Neto *et al.* 2001). Uma capa carbonática de idade esturtiana foi descrita na Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, sobrepondo aos depósitos glaciais (Vieira *et al.* 2007).

4.1.1 Grupo Bambuí

Os primeiros registros do Grupo Bambuí remontam ao século dezenove, são roteiros de viagens com informações geográficas, geológicas, botânicas e climáticas (*apud* Lopes 1995). Em duas publicações intituladas "Reconhecimento Geológico do Valle de São Francisco" e "Contribuição à Geologia do Rio São Francisco", Derby (1880) registrou os calcários do São Francisco, informalmente. Rimann (1917) considerou a "Série" Bambuí de idade siluriana baseada nos supostos fósseis citados por Derby (*op. cit.*). Em 1932, Freiberg definiu duas seqüências denominadas Indaiá com predomínio de rochas argilo-arenosas, e Camadas Gerais, constituída de xistos argilosos, quartzíticos e calcários. Esta última, foi supostamente considerada pelo autor como pertencente ao Devoniano. Os fósseis de Derby (*op. cit.*), interpretados como corais *chalets* e *favosites*, foram examinados por Mendes e Wernick (1964) que verificaram serem estruturas orgânicas desenvolvidas em cavernas. Após 1964, demonstraram que o Grupo Bambuí era Pré-Cambriano.

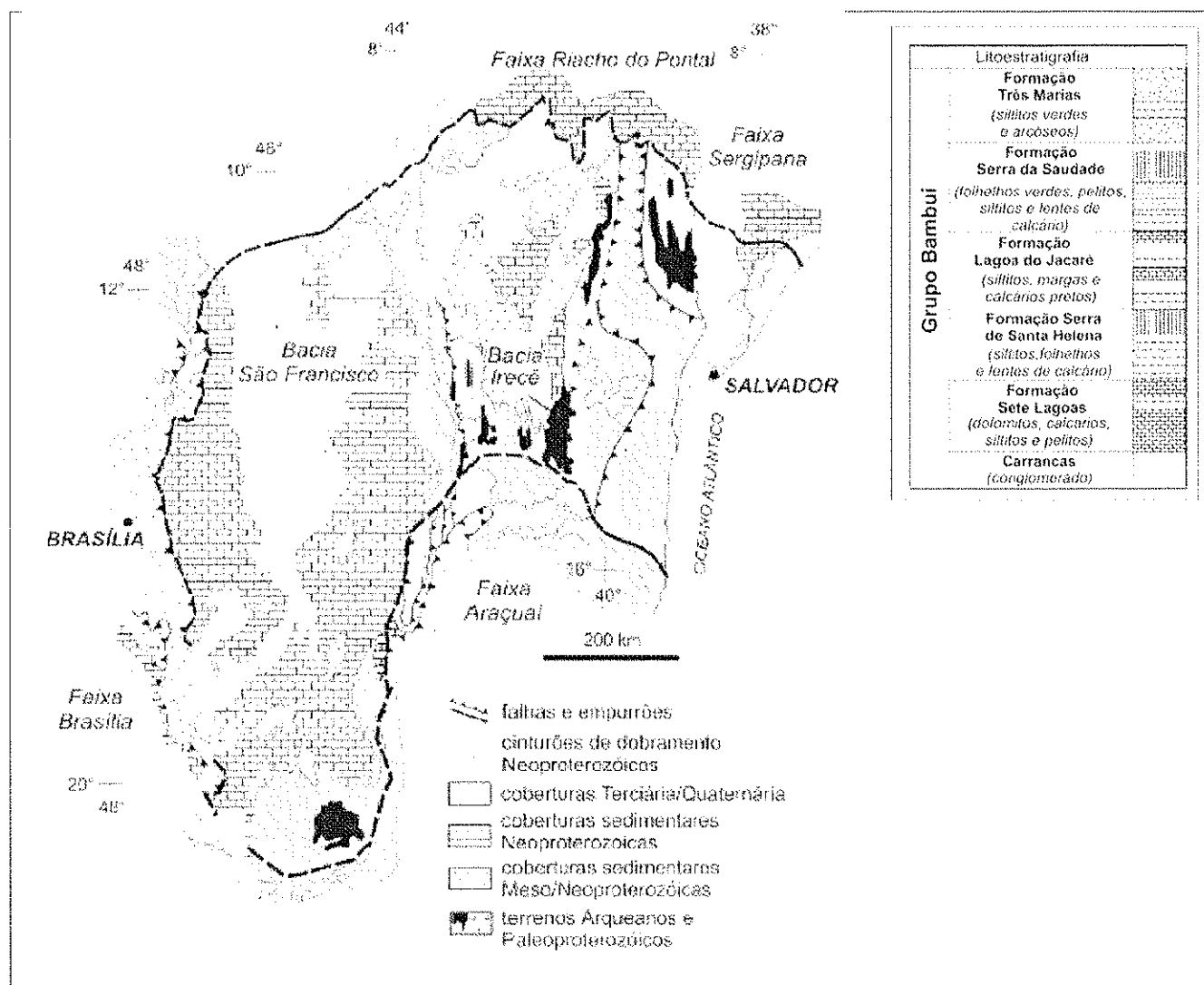


Figura 4.1 Mapa geológico da Bacia do São Francisco e estratigrafia do Grupo Bambuí (Vieira 2007).

Trabalhos estratigráficos são registrados somente na década de 60. Costa e Branco (1961) dividiram a "Série" Bambuí nas formações, da base para o topo, respectivamente em: Carrancas, Sete lagoas e Paraopeba, esta última, subdividida nos membros Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Três Marias e Serra da Saudade (Fig. 4.1). Barbosa (1965) sugeriu uma nova divisão incorporando o conglomerado Samburá como uma formação na unidade basal. Em 1967, Oliveira dividiu a "Série" Bambuí nas formações: Vila Chapada, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Três Marias, da base para o topo, respectivamente. Braun (1968) considerou apenas três formações, da base para o topo: Paranoá; Paraopeba, constituída pelas fácies basal, Samburá, intermediária, Serra de Santa Helena e superior, Lagoa do Jacaré; e Três Marias. Barbosa *et al.* (1970) sugeriram o Grupo Bambuí de idade pré-Cambriana a cambriana inferior. Em 1978, Dardenne dividiu o Grupo Bambuí nas formações: Jequitai (base), Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Três Marias (topo). Diferentes estratigrafias foram propostas (Couto e Bez 1981; Madolosso e Veronese 1978; Magalhães 1989). A proposta estratigráfica do Projeto RADAMBRASIL (1982) é a mais aceita até o momento (Fig. 4.3). Ela modificou a estratigrafia de Dardenne (*op. cit.*) excluindo a Formação Jequitai da base do Grupo Bambuí e reuniu as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade no subgrupo Paraopeba. No entanto, no presente trabalho elegemos a estratigrafia de Vieira *et al.* (2007) por ser baseada na análise de fácies e estratigrafia de seqüência, o que fornece um arcabouço estratigráfico confiável para as análises micropaleontológicas propostas neste trabalho (Fig. 4.1).

Marchese (1974), baseando-se nos estromatólitos na cidade de Sete Lagoas, considerou a idade do Grupo Bambuí entre 650 e 950 Ma (Rifeano superior). Através de datações de Rb/Sr. Couto *et al.* (1981) obtiveram idades de 640 ± 15 , 620 ± 40 e 590 ± 40 Ma. Kawashita *et al.* (1987) utilizando o método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estimaram idades de 680 e 570 Ma para deposição dos carbonatos. Babinsky *et al.* (1999) consideraram a idade mínima para a deposição dos carbonatos de 686 ± 69 Ma (método Pb/Pb) e que a deposição do Grupo Bambuí teria ocorrido no Rifeano superior (950 e 650 Ma). Babinsky e Kauffman (2003) obtiveram a idade de 740 ± 22 Ma para os carbonatos.

O Grupo Bambuí exibe deformação tectônica fraca a moderada principalmente próximo às faixas de dobramentos Brasileiras (Brasília, Araçuaí e Rio Preto), tendo sido interpretado como depósito de bacia do tipo *foreland*, ligada a Orogenia Brasileira, por Marshak e Alkmin (1989). Esta hipótese foi contestada por dados sísmicos da bacia que eliminava o modelo *foreland* e que a sucessão Bambuí teria sido depositada antes da referida orogenia (Romeiro-Silva e Zalán 2005).

4.1.1.1 A Formação Sete Lagoas

Estudos detalhados de fácies sedimentares em 12 seções em minas e cortes de Estrada por Vieira (2007) permitiu a identificação de 11 fácies sedimentares da Formação Sete Lagoas. Esta unidade recobre o Conglomerado Carrancas (glacial?), sendo recoberta pela Formação Serra de Santa Helena. Essas fácies juntamente com as unidades Carrancas e Santa Helena, compõem 9 associações de fácies, as quais correspondem ao registro de 3 seqüências deposicionais constituídas por tratos de sistema transgressivo e mar alto, sendo o Carrancas representativo de provável trato de sistema de mar baixo. Duas das três seqüências reconhecidas estão associadas à sucessão carbonática da Formação Sete Lagoas, recoberta pela 3a. seqüência predominantemente siliciclástica da Formação Serra de Santa Helena. As associações de fácies revelam uma transição de ambientes de águas rasas a Oeste da bacia para ambientes de águas mais profundas em direção a Leste. Vieira (2007) propôs um modelo de rampa carbonática dominada por tempestade, dividida em ambientes de rampa interior, média e exterior. Esse sistema de rampa compreende dois ciclos retrogradacionais-progradacionais que registram a interação entre taxas de subsidência, oscilação eustática e deposição carbonática, caracterizando as duas seqüências estratigráficas da Formação Sete Lagoas. A assinatura isotópica de carbono, com valores negativos e a ocorrência de estruturas anômalas como os leques de cristais, indicam que a base da Formação Sete Lagoas representa uma capa carbonática esturtiana (Vieira *et al.* 2007). Datação com o método Pb-Pb realizada nas camadas com leques de cristais indicaram a idade de 740 ± 22 Ma confirmando o intervalo esturtiano (Babinsky *et al.* 2007).

4.2 Faixa Paraguai-Araguaia

A Faixa Paraguai-Araguaia (Fig. 1.1 e 4.2; Almeida 1967) estende-se 2500 Km desde rio Apa ao Sul, e ao longo das fronteiras do Brasil com o Paraguai e a Bolívia até o Pará, no Norte do Brasil. Incluída na Província Tocantins, forma um grande arco, que se abre para SE no segmento central, tendo sido dividida por Almeida (1974, 1984) em duas unidades geotectônicas (Fig. 1.1): A Faixa Paraguai ao longo da borda sul e sudeste do Cráton Amazônico; e a Faixa Araguaia que bordeja a margem oriental do cráton. Enquanto nesta unidade geotectônica predominam rochas de idade Neoproterozóica, na região central, a faixa é recoberta por sedimentos quaternários que causam descontinuidades em muitos segmentos. Dobras e falhas de cavalgamento predominam na porção leste enquanto para Oeste, em direção ao Cráton Amazônico, as camadas são menos deformadas e subhorizontais (Almeida 1984; Boggiani 1990, 1997).

A Faixa Paraguai é melhor exposta nos estados de Mato Grosso do Sul e Mato Grosso. Em Mato Grosso do Sul e observadas, principalmente, na Serra da Bodoquena, e serras e morros da região de Corumbá, Albuquerque e Porto Esperança. Em Mato Grosso ela se distribui de leste (Cuiabá) para oeste (Cáceres), passando pela Província Serrana, constituída por uma série de serras paralelas (Almeida 1964; Nogueira *et al.* 2007). A Faixa Paraguai é uma das unidades pré-cambrianas do embasamento da Plataforma Sul-Americana, formada como resultado da convergência e colisão de três blocos continentais durante a tectônica Brasiliana/Pan-Africana (500 - 480 Ma) (Almeida 1984; Trompette *et al.* 1998; Alkmin *et al.* 2001) (Fig. 4.2): a oeste, Amazônia, e a leste, São Francisco-Congo e ao sul Paraná ou Rio de la Plata, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná. A deformação cambriana inferior a ordoviciana (540-490 Ma), durante a Orogênese Paraguai (Basei e Brito Neves 1992), é considerada o último evento da Tectônica Brasiliana-Pan Africana (Almeida 1984). Os trabalhos geológicos pioneiros foram realizados pelo conde Francis de Castelnau (1852 *apud* Oliveira e Moura 1944) que descreveu os calcários de Corumbá (MS) e os arenitos Raizama na Serra do Tombador (Província Serrana-MT) entre 1843 e 1847. Estes estudos complementaram as pesquisas de Alcides d'Orbigny que, entre 1826 e 1833, percorreu a região, ao oeste, na Bolívia. Em 1894, Evans

correlacionou os calcários da Província Serrana, que chamou de *Araras limestone*, o atual Grupo Araras (Nogueira e Riccomini *et al.* 2003) com os do Sul, em Corumbá, que chamou de *Corumbá limestone*, incluído no Grupo Corumbá (Almeida 1984; Boggiani 1990).

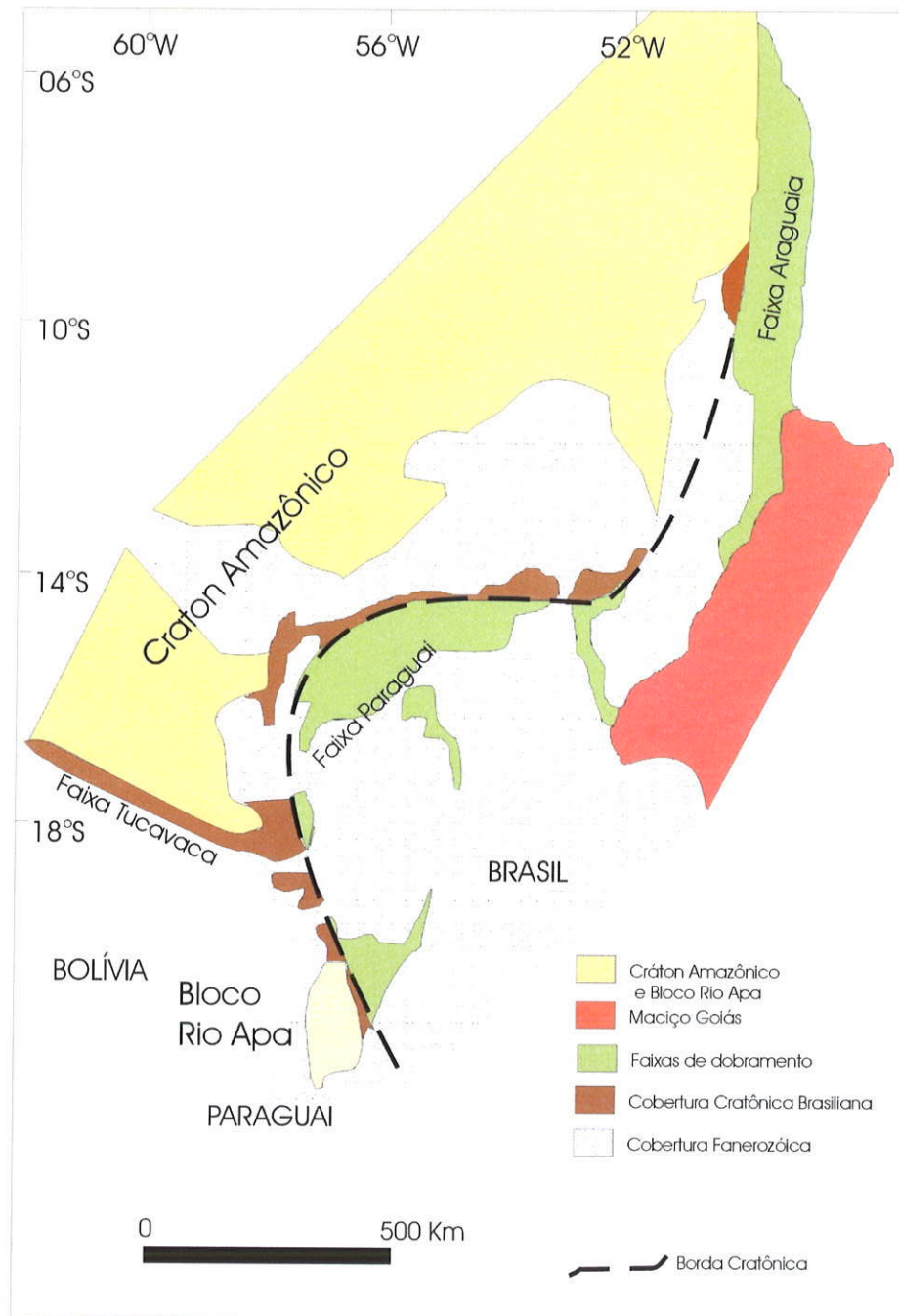


Figura 4.2. Contexto geotectônico da Faixa Paraguai-Araguaia e as coberturas cratônicas correlatas (modificado de Alvarenga *et al.* 2000).

A Faixa Araguaia, delimitada a oeste por uma zona de cavalgamento de orientação N-S com aproximadamente 1200km de comprimento e 100km de largura, é coberta, ao norte, nordeste e leste, por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba. Ao oeste, ela margeia a borda do Cráton Amazônico e é parcialmente coberta por sedimentos quaternários (Moura e Gaudette 1993). Assim como na Faixa Paraguai, os trabalhos pioneiros na Faixa Araguaia, remontam a 1843 quando o conde Francis de Castelnau realizou uma viagem pelo rio Araguaia, colhendo informações litológicas. Em 1933, Moraes Rego percorreu o rio Tocantins e publicou suas observações. Em 1934, Loefgren fez um reconhecimento pelo rio Araguaia, de Conceição do Araguaia até o divisor Araguaia-Xingu, de Couto Magalhães a Miracema do Norte, e do rio Tocantins a sua foz. Américo Barbosa de Oliveira e Othon H. Leonardos, em 1938, desceram os rios Maranhão e Tocantins, colhendo informações, mas pouco acrescentaram às informações de Moraes Rego. Mas entre 1956 e 1972 a Petrobrás realizou vários estudos geológicos que contribuíram muito para o conhecimento da região (Aguiar 1969). Posteriormente destacam-se os trabalhos de Guerreiros e Silva (1976); Hasui *et al.* (1977); Abreu (1978); Hasui *et al.* (1980); Costa (1980); Gorayeb (1981); Teixeira *et al.* (1985); e Bulhões e Dall'Agnoll (1985).

As principais litologias são sucessões pelíticas e psamíticas metamorfasadas, com algumas rochas carbonáticas e numerosos corpos máficos e ultramáficos, incluídos no Supergrupo Baixo Araguaia. O domínio externo (oeste) é formado por metassedimentos de baixo grau metamórfico, descritos originalmente por Moraes Rego (1933) como Série Tocantins e redefinido como Grupo Tocantins por Almeida (1968), o que inclui os carbonatos filitos e ardósias da Formação Couto Magalhães.

4.2.1 Grupo Araras

As rochas carbonáticas do Grupo Araras afloram na Província Serrana em Mato Grosso, e se estendem a oeste sobre o Cráton Amazônico (Fig. 4.3). Apresentam boas exposições na região de Cáceres e Mirassol d'Oeste ao longo das rodovias BR-70 e MT-102 (Fig. 1.1). A espessura desta unidade tem sido considerada como de 600 a 1300 m (Almeida 1984; Nogueira *et al.* 2007) na Província Serrana, adelgando-se para o sul. As rochas carbonáticas do Grupo Araras sobrepõem-se aos diamictitos glaciais

da Formação Puga (Maciel 1959, Alvarenga e Trompette 1992) e são recobertos pelas rochas siliciclásticas da Formação Raizama do Grupo Alto Paraguai (Nogueira *et al.* 2007). A coluna estratigráfica adotada neste trabalho é de Nogueira *et al.* (2003). Baseada na análise de fácies e sistemas deposicionais em combinação com a litoestratigrafia, considerou o Grupo Araras como unidade separada do Grupo Alto Paraguai, sendo constituída por quatro formações, da base para o topo (Fig. 4.3, 4.4): 1) Mirassol d'Oeste, constituída por dolomitos microcristalinos e microbialitos dolomíticos; 2) Guia, que consiste de calcários microcristalinos, folhelhos e brechas subordinadas, algumas vezes betuminosos; 3) Serra do Quilombo, constituída por dolomitos, dolarenitos e brechas; e 4) Nobres, encerrando dolomitos, arenitos e pelitos com níveis de sílex. A sucessão carbonática e mista do Grupo Araras foi depositada em plataforma rasa a profunda (Mirassol d'Oeste, Guia e Serra do Quilombo inferior) e rasa com influência de processos de sismicidade, tempestades e maré (Serra do Quilombo superior e Nobres). A Formação Mirassol d'Oeste e a base da Formação Guia, na região noroeste do Cráton Amazônico, constitui respectivamente a capa carbonática depositada após a glaciação Puga correlata ao episódio *Marinoan* (625 Ma), inserida no contexto de glaciações de baixa-latitude de acordo com a hipótese de *Snowball Earth* (Fig.2.5).

Segundo Nogueira (2003) a análise isotópica revelou valores próximos de -5‰ PDB para os $\delta^{13}\text{C}$, típicos de eventos glaciais do Ediacarano, e valores próximos a 0,7081 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que são característicos de capas carbonáticas depositadas após a glaciação *Marinoana*. Além disso, as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos do Grupo Araras na curva de Gorokov *et al.* (1995) revelaram paleoambiente de plataforma rasa, para a Formação Mirassol d'Oeste; plataforma profunda, para a Formação Guia; e perimaré, para a Formação Nobres. Babinsky *et al.* (2006), com base em datação Pb-Pb sugere idade de 625 Ma que confirmaria a idade marinoana.

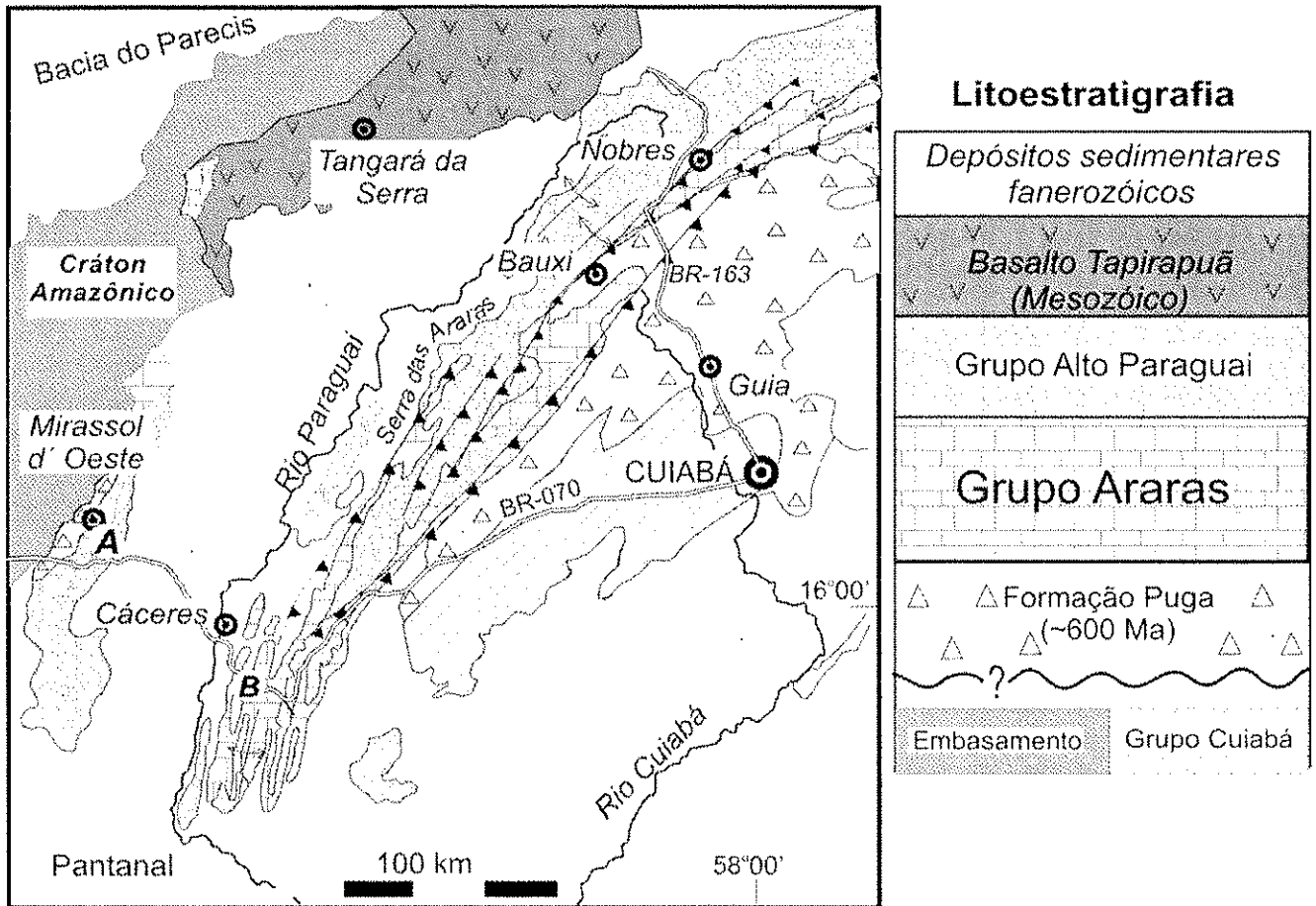


Figura 4.3. Litoestratigrafia e contexto tectônico do SW do Cráton Amazônico com a localização dos principais afloramentos estudados (círculos com letras no mapa destacado). Localidades: (A) Mirassol d'Oeste, (B) km 698 da rodovia BR-070. Modificado de Nogueira (2003).

4.2.2 Formação Couto Magalhães

Esta unidade foi proposta por Hasui *et al.* (1977), compreendendo ardósias, metassiltitos, metarcóseos, metagrauvacas e quartzitos na porção oriental da Faixa Araguaia e sedimentos argilosos e siltosos na porção ocidental. Ela se estende em uma faixa submeridiana, com aproximadamente 800 km de comprimento por dezenas a centenas de quilômetros de largura. A situação desta formação, no contexto das unidades neoproterozóicas da Faixa Araguaia, ainda está em fase de discussão (Fig. 4.4). Hasui *et al.* (1977) propuseram a unidade Grupo Baixo Araguaia, compreendendo as formações (de baixo para cima), Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro, além de intrusivas máficas e ultramáficas. Abreu (1978) elevou-o a categoria de Supergrupo Baixo Araguaia subdividindo-o em dois grupos, de baixo para cima, Estrondo e Tocantins. O Grupo Tocantins incluiria, de baixo para cima, as formações Couto Magalhães e Pequizeiro. No entanto, os geólogos da CPRM (1994), consideraram a Formação Pequizeiro situada abaixo da Formação Couto Magalhães devido a falhamento de empurrão. Esta nova coluna da CPRM resultou em uma impropriedade ao considerar, o Grupo Tocantins como constituído de uma única unidade, A Formação Couto Magalhães.

A Formação Couto Magalhães (Neoproterozóico), inserida no Grupo Tocantins, é caracterizada por filitos, ardósias e metargilitos, compondo parte do domínio oeste da Faixa Araguaia. Esta unidade, quando aflorante, encontra-se intemperizada, com poucas estruturas primárias preservadas. Entretanto, testemunhos de uma sondagem (furo SMD-08) realizados na região de Redenção, fornecidos pela empresa *Western Mining Company Resources Ltd.*, recuperaram 574 m de rochas anquimetamórficas desta formação (Nogueira *et al.* 2003; Torres 2007). Estes testemunhos são constituídos, em sua base, por rochas siliciclásticas e carbonatos que se sobrepõem a formações ferríferas bandadas. O estudo faciológico e estratigráfico da sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas indicou que se tratam de depósitos de águas profundas relacionadas à zona de talude e assoalho de bacia marinha. As rochas siliciclásticas foram divididas em duas associações de fácies depositadas por processos de suspensão e fluxos gravitacionais: i) talude inferior dominado por correntes de turbidez, representado por arenitos e pelitos organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes, relacionados à seqüência de Bouma; e ii) talude

inferior influenciado por processos de escorregamento e liquefação, compreendendo arenitos finos a médios e pelitos com predominância de estruturas deformacionais. Os carbonatos basais são representados por *mudstones* nodulares, intercalados com pelitos escuros, que compõem uma terceira associação de fácies, atribuída a ambiente de assoalho de bacia, estudados neste trabalho. Estes depósitos marinhos preencheram uma bacia de antepaís, com área fonte localizada provavelmente a leste, no bloco que colidiu com o Crátom Amazônico no final da Orogenia Brasiliana (Torres *et. al* 2007).

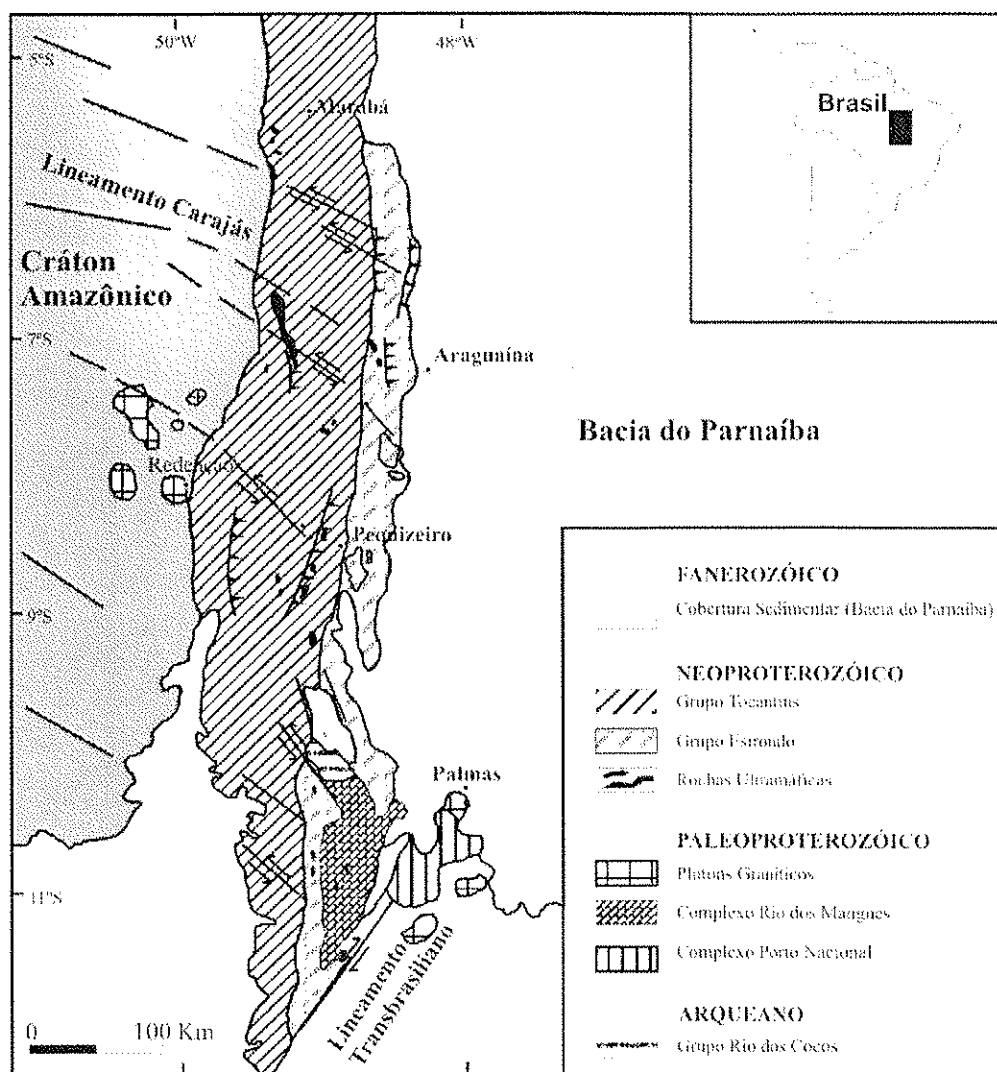


Figura 4.4 Mapa geológico do Cinturão Araguaia (Figueiredo *et. al.* 2007).

4.3 Paleontologia

No Brasil, um dos primeiros estudos foi realizado por J. Cassedane (1965) no Grupo Bambuí (Minas Gerais), mas contribuições têm aumentado significativamente o conhecimento dos fósseis no Brasil: Fairchild e Dardenne (1978a); Fairchild e Sundaram (1981); Subacius (1985); Simonetti e Fairchild (1989); Fairchild *et al.* (1996); Simonetti e Fairchild (2000). No entanto, não se conhece elementos típicos da biota de Ediacara até o momento. Mas o Grupo Corumbá, considerado correlato ao Grupo Araras, registra uma vida tipicamente ediacarana. Além de estromatólitos descritos por Almeida (1958) na Formação Bocaina, duas espécies de supostos metazoários, contemporâneos a biota de Ediacara, foram identificados na Formação Tamengo: *Cloudina lucianoi* (Beurlen e Sommer 1957) e *Corumbella weneri* (Hahn *et al.* 1982), este último, aparentemente regional, e ainda metáfitas denominadas vendotaenídeos (Zaine 1991). A primeira notação do gênero hoje denominado de *Cloudina* foi realizada por Barbosa (1949) que o considerou como do gênero *Hyolithes*. Em 1957, Beurlen e Sommer consideraram o gênero *Hyolithes* de Barbosa (*op. cit.*) como suposta alga da espécie *Aulophycus lucianoi* e sugeriram idade Cambriana para o Grupo Corumbá. No entanto, outros fósseis característicos do período não estavam presentes. Fairchild (1978) e Zaine e Fairchild (1985) estudaram os fósseis de Beurlen e Sommer (*Aulophycus lucianoi*) e o redefiniram como sendo o exoesqueleto calcário de invertebrado denominado *Cloudina* (Germs 1972). Hahn e Pflug (1980) e Zaine e Fairchild (1987) sugeriram idade mais antiga que Cambriano para Corumbá. Sommer (1971) identificou supostos restos de microalgas *incertae sedis* como *Bambuites* sp., mas Zaine (1991) interpretou estes vestígios como restos aglutinados de matéria orgânica amorfa. Assim, não devem representar fósseis.

Fairchild *et al.* (1996) identificaram estromatólitos e microfósseis em 12 localidades do Grupo Bambuí, sendo que na Formação Sete Lagoas a assembléia microfossilífera é representada por esferomorfos e filamentosos comparavelmente aos gêneros: *Eomycetopsis*, *Dictyosphaera* e *Myxococcoides*.

Metáfitas foram identificadas por Zaine (1991) como pertencentes ao gênero *Tyrasotaenia* sp. em folhelho calcífero da pedreira Itaú em Ladário (Formação

Tamengo, Grupo Corumbá). São caracterizadas como compressões carbonosas megascópicas cinza-esbranquiçadas na forma de fita, lineares, recurvadas e entrecruzando-se, cobertas por uma película de gipsita. Exibem margens lisas e alcançam 58 mm de comprimento e 0,3 a 1 mm de largura.

No Brasil, em geral, os microfósseis neoproterozóicos descritos até agora são esferoidais e simples, entre 30 e 40 μm , possivelmente de afinidade procariótica, além de filamentosos. No Grupo Corumbá foram localizados os registros mais significativos, como o microfóssil *Bavlinella faveolata* (Fairchild e Sundaram 1981; Zaine 1991; Hidalgo 2002), presente na pedreira de Ladário (Formação Tamengo). O táxon foi descrito primeiramente por Moorman (1974) e pode representar várias fases do ciclo de vida de uma única espécie, provavelmente, cianobactérias (Cloud *et al.* 1975; Allison 1985). Hofmann (1987) relata que o táxon está presente no Ediacarano, mas não restrito a ele, podendo estar distribuído por todo o Neoproterozóico até o início do Cambriano.

Zaine (1991) descreveu icnofósseis presentes na Formação Raizama aparentemente dos icnogêneros: *Planolites* (tubos simples, hipicniais ou epicniais, sinuosos, horizontais a oblíquos em relação a camada), *Palaeophycus* (traço liso, cilíndrico, suavemente curvo, subparalelo ao plano de estratificação) e *Cochlichnus* (trilhas hipicniais ou epicniais). Uma forma aparentemente parecida com *Lockeia* (traço fóssil hipicnial, ovóide, biconvexo e bilateralmente simétrico com forma amendoada) também foi registrada por Zaine (1991). Dubiofósseis (impressões fósseis de animais de corpo mole como medusa e organismos vermiforme) também foram registrados. Albuquerque (2001) reavaliou este material recentemente e chegou à conclusão que nenhuma destas estruturas apresenta evidências claras de origem biológica.

No Grupo Araras, Zaine (1991) descreveu estromatólitos colunares cilíndricos não ramificados, mistos (estratiforme e dômicos), colunares turbinados e colunares cilíndricos ramificados, e alguns exemplares, muito mal preservados, de *Leiosphaeridia* sp.. Hidalgo (2002) identificou microfósseis inéditos no Grupo Araras como: *Bavlinella faveolata*, uma espécie de *Siphonophycus* sp. ambos também presentes na Formação Tamengo, *Symplassosphaeridium* sp., duas espécies de *Leiosphaeridia* sp., filamentos

cianobacterianos e *Soldadophycus bossii*. Este último, não será tratado nesse trabalho por não haver correlações bioestratigráficas, já que seu registro é restrito a somente dois depósitos, Grupo Arroyo Del Soldado e Namíbia, ambos descrito por Gaucher (2004, 2005). Hidalgo (2002) confirmou a presença do microfóssil *Bavlinella faveolata*, no Grupo Corumbá, Formação Tamengo. Outros microfósseis descritos pela primeira vez desta sucessão são *Eoentophysalis croxfordii*, duas espécies de *Siphonophycus*, *Helicothricoides waltheri*, *Leiosphaeridia crassa*, além de um possível acritarca. Na Formação Guaicurus (Grupo Corumbá), não foram observados microfósseis, porém, foi identificada a ocorrência das algas: *Eoholynia mosquensis* e *Enteromorphites siniansis*, de idade Ediacarano.

Nos depósitos pré-cambrianos da Faixa Araguaia, não há registros de fósseis até o momento.

Capítulo 5 - Materiais e Métodos

5.1 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo consistiram no reconhecimento sedimentológico e estratigráfico, por meio de levantamento de perfis colunares, onde foi feita a descrição de fácies em conjunto com a coleta sistemática de amostras para palinologia. Na região de Sete Lagoas, Minas Gerais, os perfis realizados na capa carbonática esturtiana da Formação Sete Lagoas (Vieira *et al.* 2007) e as amostras para análise micropaleontológica foram fornecidas pelos pesquisadores Lucieth Cruz Vieira e Ricardo Trindade do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG) da Universidade de São Paulo. Os estudos faciológicos e estratigráficos da capa carbonática de Mirassol d'Oeste e da Formação Nobres de Nogueira *et al.* (2003), serviram de base para a coleta de amostras para palinologia do Grupo Araras. As amostras de testemunhos de sondagens da Formação Couto Magalhães foram doadas pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). A estratigrafia e fácies desta unidade foram detalhadas por Nogueira *et al.* (2003) e Figueiredo *et al.* (2007) sendo os únicos registros pouco intemperizados do Neoproterozóico da Faixa Araguaia, adequados para a análise micropaleontológica.

As amostras coletadas foram identificadas com um código e levadas ao laboratório para a confecção de lâminas palinológicas. Os anexos 2 e 3 apresentam uma lista com todas as lâminas analisadas. Os procedimentos laboratoriais, tanto a parte química como a confecção de lâminas foram realizados no Laboratório de Paleobiologia do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP. Os microfósseis foram analisados em microscopia óptica no CNS (Center for Nanoscale Systems) da Harvard University. O armazenamento de imagens foi feito com uma câmera digital Nikon DXM1200 e o software Nikon ACT-1. Todos os microfósseis, bem como os classificados como “possíveis candidatos” foram fotografados para uma averiguação mais minuciosa posteriormente. Os microfósseis foram identificados quanto a sua morfologia e comparados com um banco de dados de microfósseis pré-cambrianos elaborado por Renata Hidalgo e com amostras depositadas no Paleobotany Lab (Harvard University).

5.2 Análises micropaleontológicas

Além da dificuldade natural em se encontrar microfósseis pré-cambrianos, a fragmentação do material e má qualidade nas lâminas tem lamentavelmente feito parte do cotidiano dos pesquisadores. Vários trabalhos no intuito de refinar as técnicas de extração de microfósseis foram propostos (Neves 1963; Uesugui 1979; Colbath 1985; Quadros e Melo 1987; Vidal 1988; Grey 2003), mas a contaminação ainda é um dos fatores mais prejudiciais na identificação de microfósseis.

Alguns procedimentos adotados durante a pesquisa parecem ter reduzido o risco de contaminação das amostras a níveis bastante baixos. Tais procedimentos são fundamentais para que os organismos encontrados tenham confiabilidade científica e dêem suporte para as discussões bioevolutivas, paleoambientais e possíveis correlações com outras sucessões.

5.3 Procedimentos pré-químicos

As amostras foram primeiramente lavadas e depois de secas observadas em estereomicroscópio no intuito de excluir a possibilidade de contaminantes superficiais ou através de fraturas. Elas foram fragmentadas manualmente em pedaços não maiores que 0,5cm, já que fragmentos maiores dificultam a degradação pelos ácidos. O material foi isolado e envolto em material plástico estéril para que possa ser descartado, afim de que as próximas amostras não sejam contaminadas.

Os fragmentos de cada amostra foram então colocados em béqueres de polietileno de 500 ml. Importante notação se faz quanto a reutilização de béqueres comum em vários laboratórios. Eles devem ser totalmente lavados e escovados diversas vezes, afim de que nenhum resíduo exista para nova utilização. Caso haja qualquer suspeita de resíduo o béquer deve ser imediatamente descartado. Outra nota que implementamos para a redução dos riscos de contaminação se dá no armazenamento dos béqueres. Em último enxágüe, eles devem ser lavados em água destilada e guardados em plástico devidamente fechado, retirando o máximo de oxigênio possível. Deixar os béqueres escorrendo em um escorredor permite que

esporos, pólenes e outros contaminantes presentes no ar se instalem e possam posteriormente prejudicar as análises.

5.4 Procedimento Químico

Após o material ser colocado nos béqueres, testes para detectar a presença de carbonatos foram realizados com uma solução de HCl (ácido clorídrico) a 10%. Como é sabida, a efervescência da rocha revelará a presença de carbonato e, portanto, esse material precisará ser imerso em HCl. Caso a reação seja muito efervescente o HCl deve ser acrescentado em porcentagens gradativas até que a reação cesse. Se pouco, ela pode ser colocada diretamente em HCl de 10 a 32%. Em nossas amostras não houve mudanças significativas quando utilizamos concentrações de 10, 20 ou 32% de HCl, apesar da concentração de 32% ser sugerida por alguns autores, optamos por utilizar a concentração de 10% por ser menos agressiva com recorrente adição até que a reação cessasse totalmente. Após a dissolução total dos carbonatos, as amostras sofreram várias lavagens em água destilada para neutralização. O pH das amostras foi deixado abaixo de neutro conforme sugerido por Grey (1999). Apesar dela não ter mencionado o pH dessas amostras utilizando apenas o termo “levemente ácido”, optamos em deixar o pH entre 4,5 a 5,0 como padrão. Realmente as amostras que deixamos o pH entre esses níveis apresentaram menos precipitados do que aquelas com pH próximo a neutro.

Outro fato igualmente importante é quanto a água utilizada. Filamentos de algas e fungos são bastante comuns em reservatórios de água destilada. Esses reservatórios devem ser constantemente lavados com uma solução de água sanitária e a água inicial descartada, já que partes internas da torneira também podem conter algas. Em nossa experiência o que tem proporcionado resultados altamente satisfatórios é a utilização de filtros acoplados no sistema de água. O sistema de filtros em polipropileno é constituído por 4 fases: uma de carvão ativado, o segundo em malha de 10 μm , o terceiro em malha mais fina, 0,5 μm e por último, de 0,1 μm . Esse sistema deve ser utilizado tanto para a saída de água que vai para o destilador quanto para a água da capela onde os materiais serão lavados. No entanto, devem ser trocados a cada 4 meses, permitindo assim a concentração de algas.

Após a lavagem, as amostras foram colocadas em HF (ácido fluorídrico) para a eliminação dos silicatos. A concentração utilizada foi de 70%. Concentrações menores parecem não terem efeito. Os exemplares foram deixados de 7 a 10 dias ou até que a maceração estivesse finalizada. A dissolução foi verificada a cada dois dias e, se necessário, ácido novo foi acrescentado. Diversas lavagens foram realizadas até que a solução torna-se próxima a neutra. Grey (1999) menciona pelo menos 5 lavagens foram necessárias para a neutralização da solução. No entanto, em nossas amostras e em nossa experiência a quantidade de lavagens necessárias para tornar a neutralização da solução é muito maior que o relatado girando em torno de 12 a 15.

Com exceção de poucas amostras, a maioria não ocorreu a formação de grande quantidade de precipitados o que facilita a visualização em microscópio óptico. Em nossos testes, isso deve ter sido influenciado pela acidez de pH 4,5-5,0 propositalmente deixado antes da adição de HF (ácido fluorídrico). Tal recurso possivelmente favoreceu a não formação dos precipitados.

Os resíduos devem então serem colocados em vidro estéril e hermeticamente fechado. Uma solução de formol a 10% é recomendável para o armazenamento dos resíduos no intuito de eliminar a proliferação, principalmente de fungos. Os resíduos guardados para posteriores devem ser checados regularmente, evitando assim a evaporação e perda do material.

5.5 Preparação das lâminas

No intuito de reduzir a contaminação um processo utilizado por nós e que também obteve resultados significativos no controle é deixar as lâminas e lamínulas em solução antifúngica ou mesmo álcool. Ao colocar o material na placa aquecedora deve-se tomar cuidado para evitar contaminação proveniente do ar ou de outros materiais utilizados no laboratório. Para isso, é aconselhável mantê-las cobertas por um vidro protetor até que elas sequem e rapidamente cobri-las com Entellan e lamínula. Diversas substâncias podem ser utilizadas na preparação de lâminas micropaleontológicas. No entanto, o Entellan tem sido utilizado com sucesso para amostras permanentes.

Com um canudo plástico dobrado em 1/3 do seu tamanho total, deve-se apertar e colocar no frasco segurando com o dedo polegar e o indicador. Relaxar a pressão dos dedos de maneira que o resíduo seja sugado para o interior do canudo. Pegar o material mais escuro e colocar de duas ou três gotas na lâmina, dependendo da concentração do resíduo na solução. Recomenda-se que se pegue também material da superfície. Não é aconselhável colocar muito material na lâmina, pois o campo visual fica escuro, dificultando a observação do material. Usar um canudo novo para cada amostra. Espalhar o material na lâmina com o próprio canudo para evitar que fique muito concentrado em uma região. Deixar secar a água em excesso da amostra, mas evitar que o material fique muito seco. Com um palito de dente colocar 2 a 3 gotas de Entellan em cima do material. O Entellan além de ser mais claro que o bálsamo é mais diluído e facilita a utilização. Colocar a lamínula previamente limpa do tamanho que cubra todo o material, tomando o cuidado para não formar bolhas. Identificar as lâminas com pequenas etiquetas ou escrevendo com tinta nankim. Deixar a tinta secar e passar esmalte incolor para que a identificação não saia. Se quiser pode-se também passar o esmalte em torno da lamínula para que ela não se desloque da lâmina com o tempo. Deixar secar cerca de 24 horas e levar ao microscópio. Não se devem colocar as lâminas em estufa, pois a resina fica mole e não seca.

5.5 Algumas recomendações sobre a contaminação

Recomenda-se que pesquisas micropaleontológicas na área do Pré-Cambriano sejam realizadas em um laboratório específico para este fim. Dissolução de amostras de diferentes épocas (Pré-Cambriano e Paleozóico, por exemplo) em um mesmo laboratório deve ser descartada, evitando assim contaminações cruzadas. A capela deve ser sempre limpa com produto anti-fungicida.

As amostras onde o procedimento acima descrito foi seguido não apresentaram nenhum esporo ou fungo. Outras as quais não seguiram tais procedimentos apresentaram alguns esporos recentes, além de proliferação de fungos. Essas amostras tiveram que ser descartadas por não demonstrarem confiabilidade científica nos resultados.

Capítulo 6 - Resultados

6.1 Seqüência de Capa Carbonática Esturtiana – Formação Sete Lagoas

6.1.1 Aspectos gerais

As amostras da Formação Sete Lagoas provém do topo da seqüência de capa carbonática esturtiana ou base da seqüência 2 de Vieira *et al.* (2007a), representada no perfil estratigráfico pela localidade Mata Grande, Minas Gerais (Figura 6.1). As amostras são de ritmitos de calcilutito cinza e pelito que alcançam mais de 20 m de espessura, referentes aos depósitos de rampa externa da Associação de Fácies 5 de Vieira *et al.* (*op. cit.*), interpretada como depósitos em água profunda, com abundância de siliciclásticos finos depositados abaixo da base onda-tempestade. A falta de estruturas de onda, a ocorrência de calcários cristalinos laminados, rico em matéria orgânica corroboram uma transgressão e marca uma superfície transgressiva amalgamada com um limite de seqüência (Vieira *et al. op.cit.*). A base da seqüência de capa carbonática onde ocorrem os leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita), assim como ~ 60 m de carbonato acima, não foram amostrados por serem carbonatos cristalinos (modificados por diagênese) e não conterem matéria orgânica (Vieira *et al.* 2007b).

Amostras dos ritmitos (calcário cristalino e pelito) forneceram 51 lâminas micropaleontológicas, além de seções delgadas de 11 níveis estratigráficos (anexo 2). Em geral, os microfósseis da seqüência de capa carbonática esturtiana (Tabela 6.1) representada pela Formação Sete Lagoas possuem moderada preservação, processos finos, parede espessa e coloração que vai do marrom ao cinza, alguns apresentam vesícula chagrinada. A assembléia é representada principalmente pelo gênero *Trachyhystrichosphaera* e *Cymatiosphaeroides*.

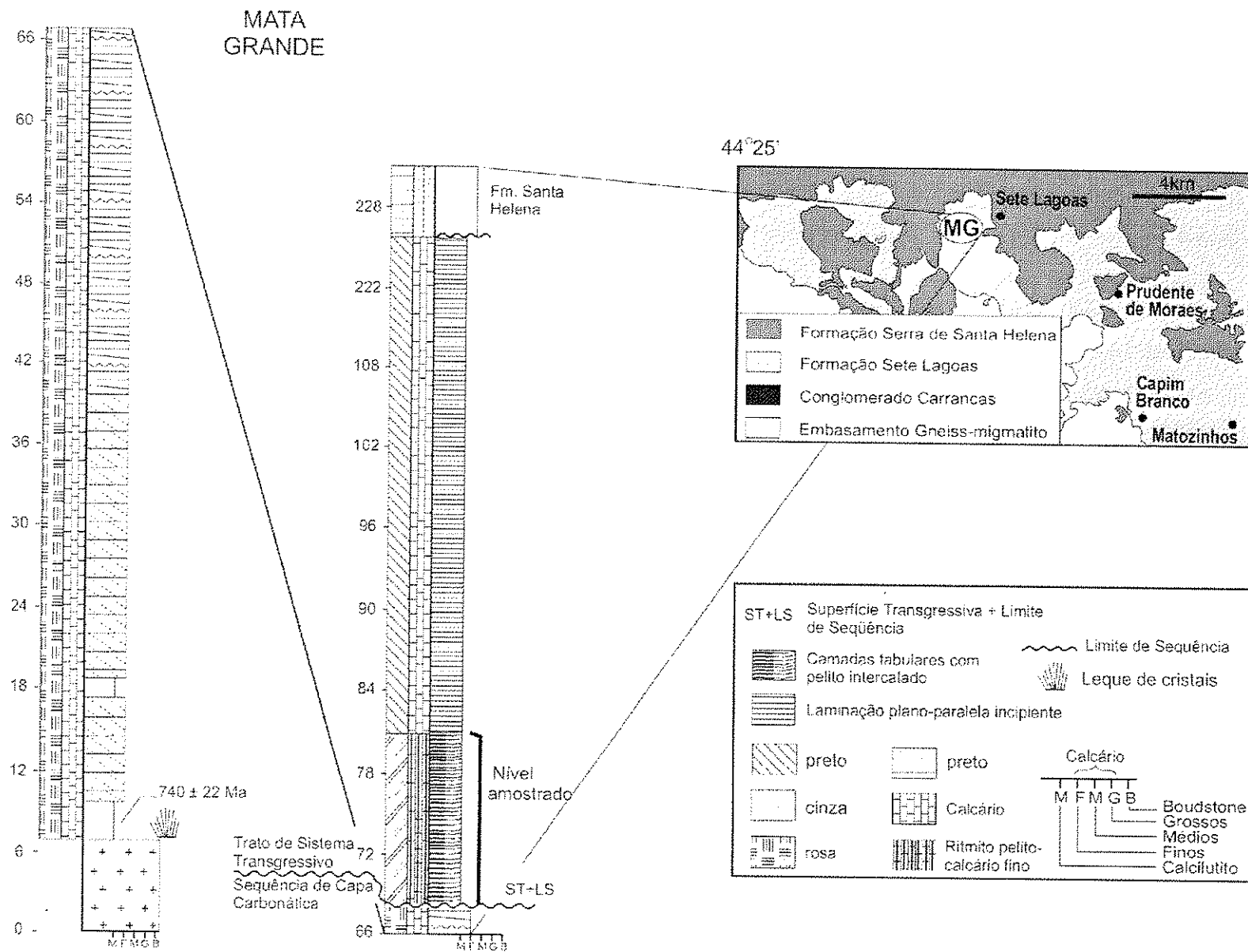


Figura 6.1 Seção estratigráfica da Formação Sete Lagoas na localidade de Mata Grande com níveis amostrados (modificado de Vieira 2007).

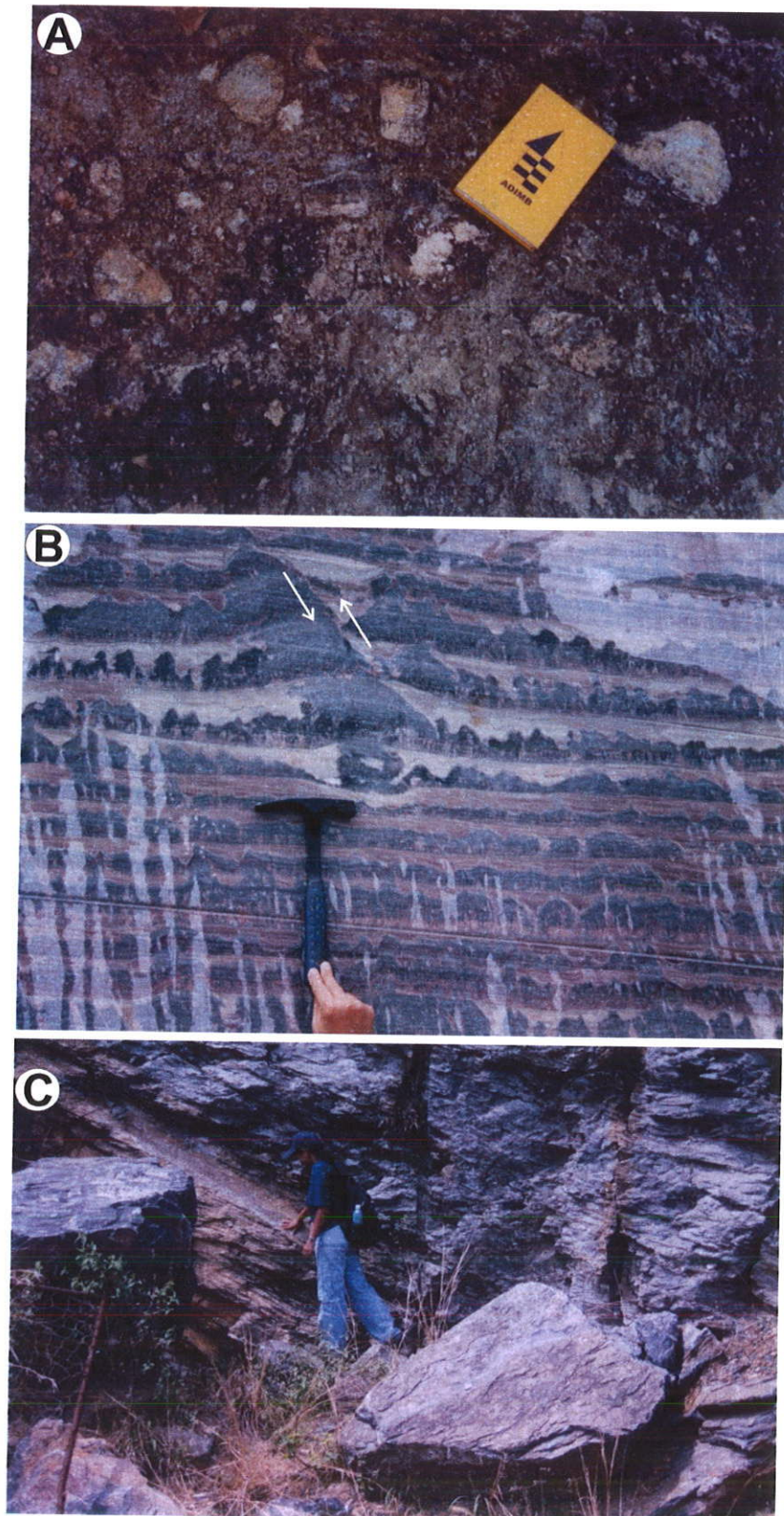


Figura 6.2 A Formação Sete Lagoas. A- Conglomerado polimítico da unidade Carrancas; B- Intercalações de calcilutito e leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) da localidade de Sambra; e C- Ritmito de calcilutito-pelito da região de Mata Grande. Fotos gentilmente cedidas por Lucieth Cruz Vieira.











	Taxon	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10	M-11
	<i>Cymatiosphaeroides sp.</i>							5	5			6
	<i>Cymatiosphaeroides kullingii</i>			4			3		9			4
	<i>Myxococcoides sp.</i>	2										
	<i>Simia sp.</i>							2				
	<i>Spumosina rubiginosa</i>			4								
	<i>Trachyhystrichosphaera aimica</i>				2			9				
	<i>Trachyhystrichosphaera truncata</i>				2		1	4				
	<i>Trachyhystrichosphaera laminarium</i>		3			2		1		3		
	<i>Vandalosphaeridium sp.</i>			1				1				7
	<i>Leiosphaeridia sp.</i>	3		2				3				
	<i>Restos de Leiosphaeridia</i>		3					2	3			
	<i>Formas esféricas não identificadas</i>			8								
	<i>Matéria orgânica amorfa</i>	+		+	+	+				+	+	+
	<i>Estéril</i>										-	
	<i>Total de formas presentes</i>	2	2	5	2	1	2	8	3	1		3
	<i>Total de número de indivíduos</i>	5	6	19	4	2	4	27	17	3		17
	<i>Total</i>											104

Tabela 6.1 Distribuição dos microfósseis na Formação Sete Lagoas, Mata Grande, Minas Gerais.

6.1.2 Taxonomia

1) *Cymatiosphaeroides sp.*

Descrição – vesícula solitária esferoidal de parede dupla, granular, numerosos processos finos regularmente distribuídos externamente à vesícula. Os exemplares medem de 80- 150 µm.

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Níveis M-7, M-8, M-11. Fotomicrografias: 255, 261, 276, 281

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

2) *Cymatiosphaeroides kullingii*

Descrição – vesícula solitária esferoidal de parede dupla, finamente granular, processos distribuídos regularmente, sem conexão. Diâmetro entre 75-82 μm . O espécime é morfológicamente semelhante aos exemplares registrados na Formação Hunnberg (72-87 μm de diâmetro; Knoll 1984).

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Níveis M-1, M-3, M-6, M-9, M-11. Fotomicrografia: 263

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

3) *Leiosphaeridia* sp.

Descrição – vesícula solitária esferoidal de parede lisa. Diâmetros entre 25-54 μm . Muitos exemplares encontram-se degradados dificultando a classificação.

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Níveis M-1, M-3, M-7. Fotomicrografias: 257, 266, 269, 278, 282, 288, 289, 299.

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

4) *Myxococoides* sp

Descrição – vesículas esferoidais coloniais de 10-20 μm . O conjunto tem arranjo irregular e varia de 6 a 15 indivíduos.

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Nível M-1. Fotomicrografias: 254 e 299.

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

5) *Simia* sp.

Descrição- vesículas esferoidais circundados por uma membrana fina, levemente granular que envolve a vesícula de maneira irregular. Diâmetro de 30-45 μm .

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Nível M-7.
Fotomicrografias: 273 e 297.

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

6) *Spumosina rubiginosa*

Descrição- agregado de aspecto esponjoso, semi-transparente, ovalada a elíptica. As células medem cerca de 1 μm e seu conjunto maior que 80 μm .
Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Nível M-3.
Fotomicrografias: 295

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

7) *Trachyhystrichosphaera aimika*

Descrição: O gênero possui espinhos e processos e é típico do Rifeano superior (Knoll 1994; Butterfield e Rainbird 1998, Sergeev 2006)

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Nível M-4, M-7.
Fotomicrografias: 256, 260, 264, 267, 284, 285 a 287, 292, 293, 296, 298, 309, 250 a 253, 262, 265, 270 a 275, 277, 279, 280, 290, 300 a 302

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

8) *Trachyhystrichosphaera laminaritum*

Descrição – vesícula circular a oval de aspecto granular e diâmetro de 60-80 μm . A espécie é descrita como sendo pré-marinoana. Os exemplares são semelhantes aos encontrados na Formação Miroyedikha, Sibéria (Knoll 2000) e Red Pine em Utah (Dehler *et al.* 2005).

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Níveis M-2, M-5, M-7 e M-9. Fotomicrografia: 303 a 305

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

9) *Trachyhystrichosphaera truncata*

Descrição – vesícula oval com processos curtos. Diâmetro de 80-120 µm

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Nível M-4, M-6, M-7. Fotomicrografias: 257, 266, 269, 278, 282, 288, 289 e 291.

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

10) *Vandalosphaeridium* sp.

Descrição – vesícula oval de 40-50 µm de diâmetro com dobras estritas que são freqüentemente mal preservadas (Samuelsson *et al.* 1999).

Posição estratigráfica – Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Níveis M-3, M-7 e M-11. Fotomicrografias: 306 a 307.

Ocorrência: Mata Grande, Minas Gerais

6.2 Seqüência de Capa Carbonática Marinoana e Formação Nobres – Grupo Araras

6.2.1 Aspectos gerais

A análise palinológica do Grupo Araras se concentrou na seqüência de capa carbonática e na Formação Nobres encontradas na região de Cáceres e Mirassol d'Oeste (Fig. 1.1., 6.3 e 6.4). A Formação Serra do Quilombo não foi amostrada por conter apenas calcários cristalinos.

A capa carbonática de Mirassol d'Oeste ocorre na região homônima, sobre os depósitos glaciogênicos da Formação Puga, correlato à glaciação Marinoana

(Nogueira *et al.* 2003). O perfil estudado na Mina Terconi, em Mirassol d'Oeste, Mato Grosso, representa a melhor exposição de capas carbonáticas do mundo, devido conter todas as estruturas típicas anômalas. A capa carbonática inclui a Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia e sua descrição e interpretação paleoambiental foi detalhada por Nogueira *et al.* (2003 e 2007) e Nogueira e Riccomini (2007) (Fig. 6.3, 6.4).

A Formação Mirassol d'Oeste exibe espessura de até 15 m, sendo constituída por dolomito fino e dolomito peloidal de coloração rosada (Fig. 6.3 e Fig. 6.4). Os dolomitos finos rosados, sobrepõem-se diretamente ao diamictito maciço da Formação Puga, exibem acamamento maciço, laminações plana, deformada e convoluta, e níveis de brechas subordinados. A laminação microbiana forma estromatólitos planares fenestrais e os últimos metros da unidade são caracterizados por dolomitos peloidais betuminosos com acamamento de megamarca ondulada. A ocorrência de carbonatos diretamente sobre diamictitos indica rápida mudança das condições glaciais (*icehouse*) para as de efeito estufa (*greenhouse*) de acordo com a hipótese de *Snowball Earth*,, como postulado por Hoffman *et al.* (1998). A atividade microbiana que induziu em grande parte a precipitação carbonática é indicada pela abundância de estromatólitos. A tipologia predominante dos estromatólitos (micrítico, em parte peloidal, e na forma de biostroma) sugere crescimento no assoalho marinho plano, em ambiente de baixa energia e ação de correntes moderada a baixa. A falta de indicadores típicos de perimaré (gretas de ressecamento, moldes de evaporitos, etc) sugere ambiente de plataforma marinha rasa a moderadamente profunda, abaixo da influência de ondas, porém ainda dentro da zona eufótica. A presença de megamarcas onduladas indica ventos extremos (ver Allen e Hofman 2005) ou ação de ondas de tempestades e coaduna o ambiente moderadamente profundo.

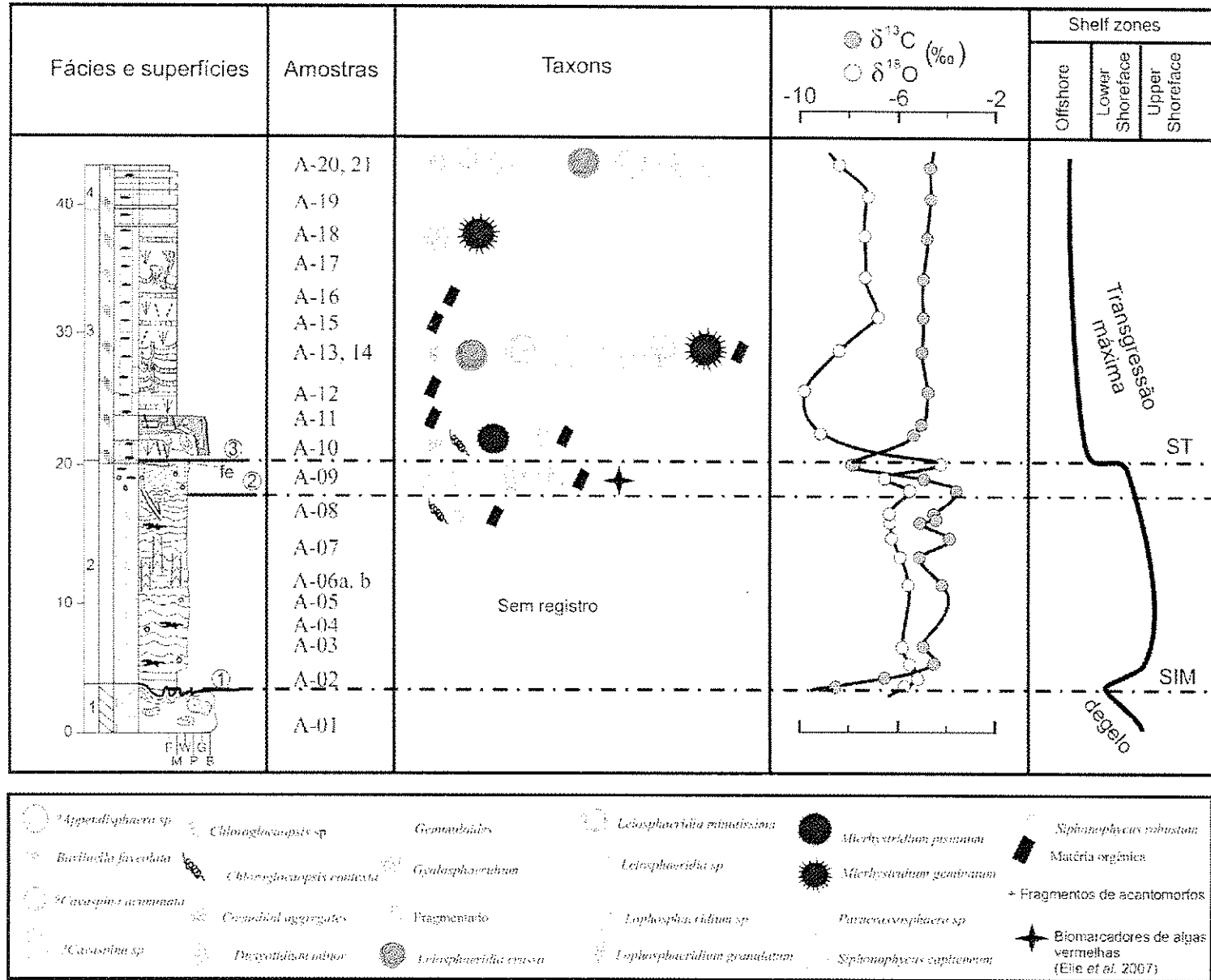


Figura 6.3 Seção colunar com níveis amostrados e distribuição dos microfósseis da capa carbonática Marinoana em Mirassol do Oeste, MT.

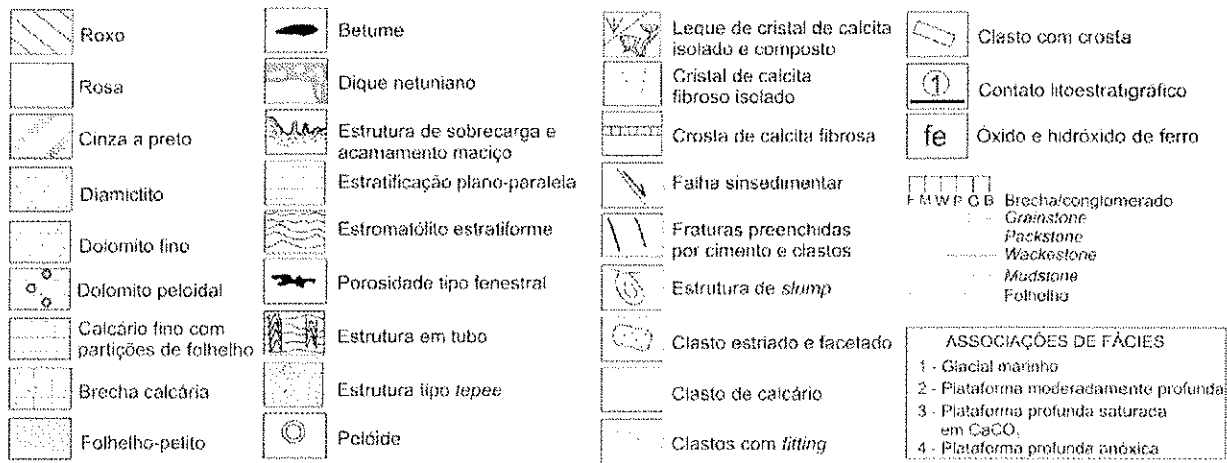


Figura 6.3 Continuação.

A base da Formação Guia é caracterizada principalmente por camadas tabulares de calcários finos pretos, ricos em lâminas de cimentos calcínicos e folhelhos betuminosos (Fig. 6.5). A cimentação calcítica com hábito pseudo-hexagonal sugere pseudomorfismo a partir da aragonita. Camadas com deformação sinsedimentar ocorrem próximas ao contato com os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, são restritas a intervalos estratigráficos distintos. As lâminas de cimento fibroso isópaco e leques de cristais aragoníticos, preservados como pseudomorfos de calcita, apontam em grande parte, para a precipitação direta no assoalho marinho profundo, acompanhando a acumulação carbonática em ambiente provavelmente supersaturado em aragonita, típico dos mares pré-cambrianos. Correntes de turbidez podem ter gerado a gradação normal encontrada nas camadas de mudstones, separadas por intervalos de suspensão (partições de folhelho), o que é coerente com a inferência de um paleoambiente marinho profundo. Intervalos de deformação intercalados com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil e plástica) são típicos de choques sísmicos. a granulação geralmente fina dos calcários, desvinculada de estruturas produzidas por ondas e correntes de maré, em camadas planas, contínuas por quilômetros, são compatíveis com sedimentação em ambiente de baixa energia inserido em uma extensa plataforma abaixo da base da onda de tempestade. a cor escura dos calcários e a presença de folhelhos betuminosos revelam a predominância de condições redutoras (anóxicas) e estagnantes, que proporcionaram o acúmulo e preservação da matéria orgânica.

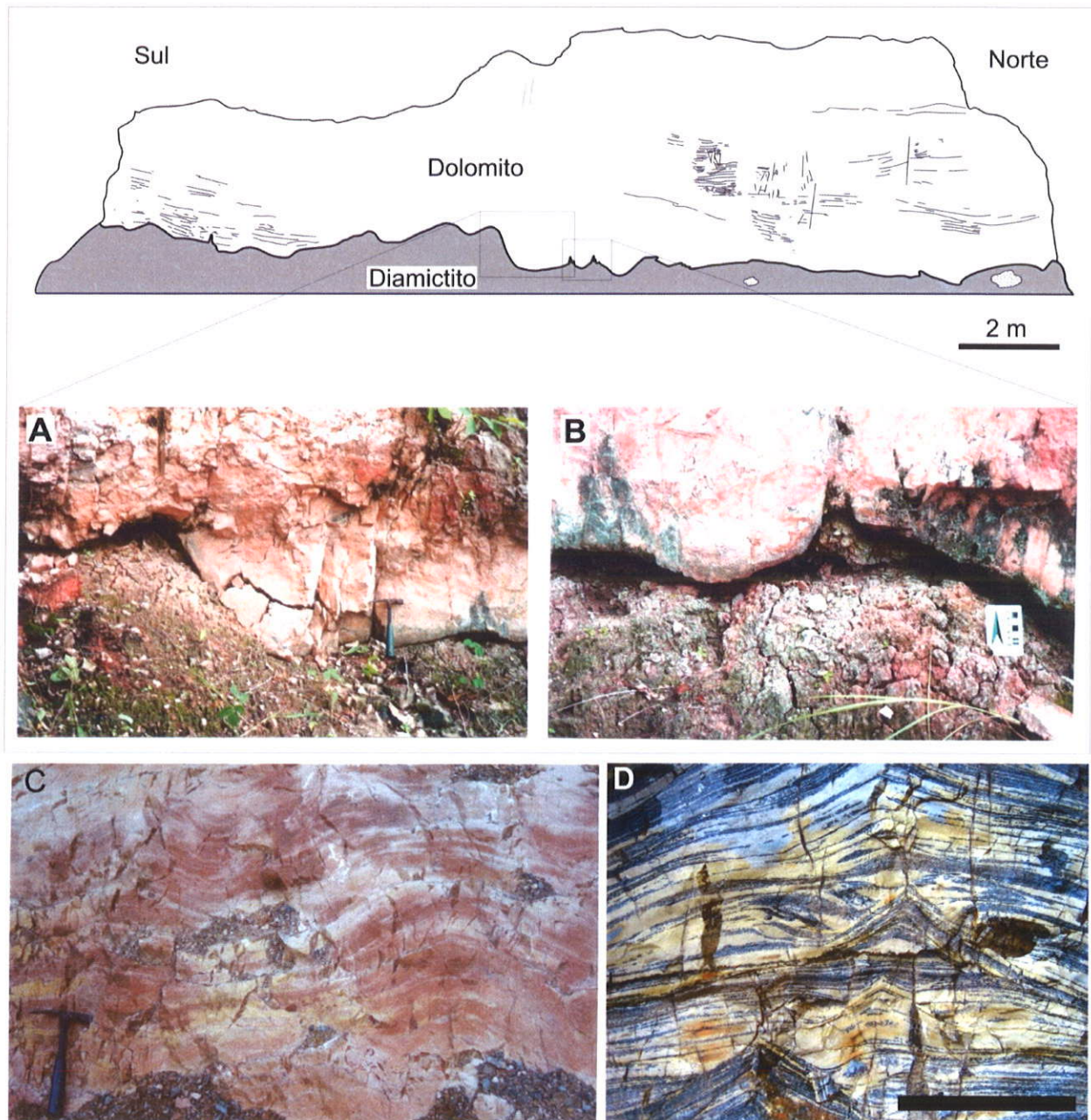


Figura 6.4. A e B- aspectos da capa carbonática marinoana da base do Grupo Araras, Formação Mirassol d'Oeste. A, B- contato dos dolomitos com os diamictitos da Formação Puga, Mina Terconi; C- estromatólito estratiforme; D- acamamento de megamarca ondulada destacado por betume, barra = 10 cm.

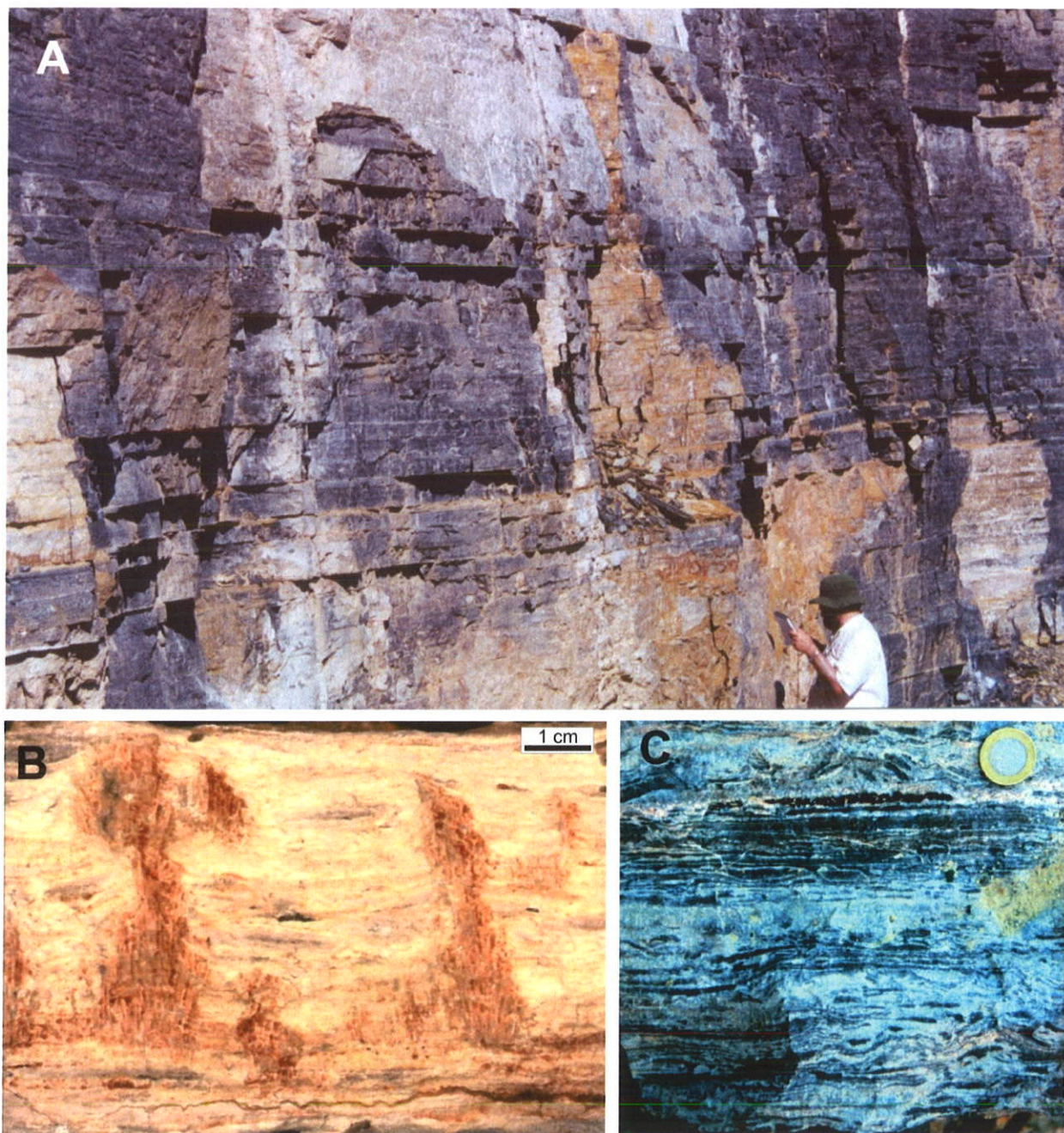


Figura 6.5. A Formação Guia na mina Terconi. A- calcários finos tabulares e intercalações de folhelhos; B- leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita); C- calcário com crostas de calcita e bolsões de betume.

A Formação Nobres compreende ciclos de planície de maré formado por dolomitos finos, dolarenitos, dolomitos cristalinos, pelitos e arenitos (Nogueira et al. 2007; Nogueira e Riccomini 2007). A análise do empilhamento dos ciclos de planície de maré revelou algumas tendências (Fig. 6.5). Os estromatólitos são mais frequentes em tratos de sistemas transgressivos que apresentam menor influxo de terrígenos e reduzida precipitação evaporítica. Essas condições ambientais permitiram a proliferação dos tapetes microbianos, possivelmente em função dos nutrientes advindos das águas de transgressão e clima menos árido. Por outro lado, ciclos com espessas planícies de supramaré/*sabkha* estão relacionados a tratos de sistema de mar baixo e sugerem condições climáticas áridas extremas. O aumento da espessura das fácies de inframaré para o topo da sucessão é atribuído à transição de tratos de sistemas transgressivo para os de mar alto.

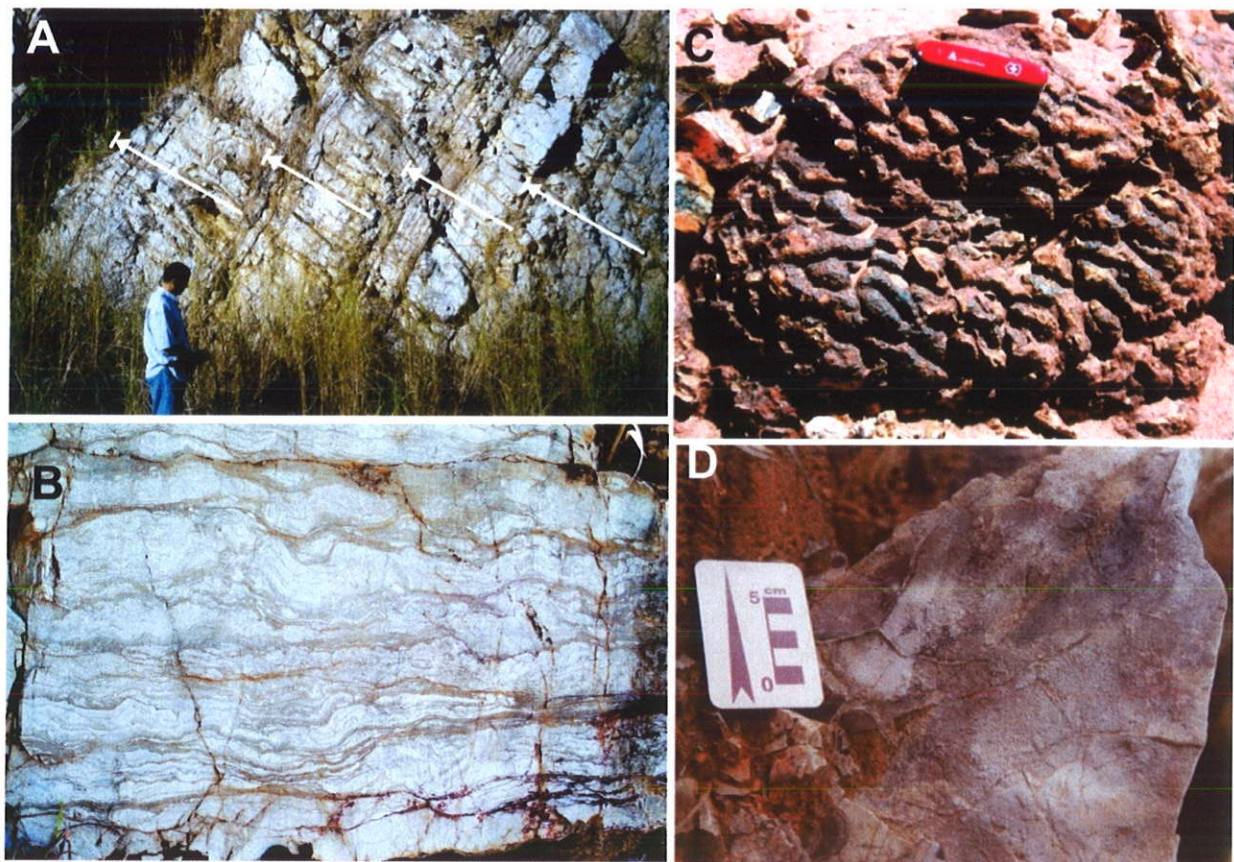


Figura 6.6 Formação Nobres na região de Cáceres, Km 698 da rodovia BR-070, MT. A- Ciclos de dolomito fino e dolarenitos interpretados como depósitos de planície de maré; B- estromatólito rugoso (tipo cérebro); C- dolomitos com camadas enterolíticas (substituição de evaporito); D- gretas de contração em dolomito fino.

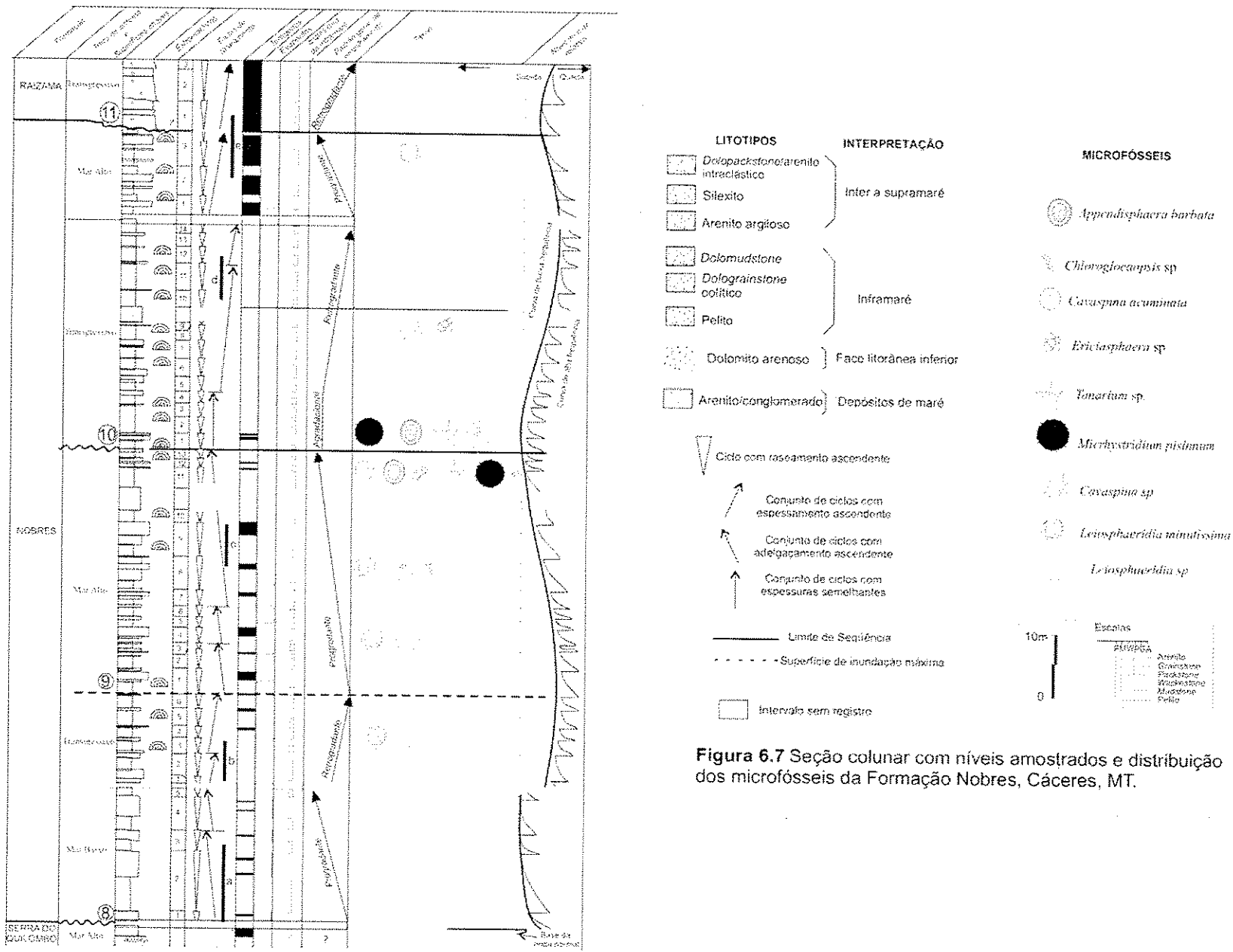


Figura 6.7 Seção colunar com níveis amostrados e distribuição dos microfósseis da Formação Nobres, Cáceres, MT.

Os níveis amostrados são apresentados na Figura 6.2. Resíduos palinológicos forneceram 233 lâminas micropaleontológicas sendo 73 das formações Mirassol do Oeste e Guia, e 160 da Formação Nobres (anexo 2). Em geral, a assembléia microfossilífera da Formação Mirassol do Oeste é praticamente inexistente, limitando-se a pouquíssimos filamentos, e algumas formas mal preservadas. Já na Formação Guia, ainda na capa carbonática a diversidade começa a aumentar culminando com formas mais comuns para o topo como *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*, representando zoneamento bioestratigráfico ELP (Grey 2005; veja item 3.4.3). Na Formação Nobres, podemos observar formas características do período como alguns acritarcas mais complexos que parecem estar representando o zoneamento bioestratigráfico ECAP sugerida por Grey (*op. cit.*). Com essa assembléia é possível observar uma evolução biológica que se inicia com formas simples, culminando com maior complexidade para o topo (Knoll 1996).

6.2.2 Microfósseis da Formação Mirassol d'Oeste e Guia

Os microfósseis da Formação Mirassol d'Oeste e Guia possuem uma coloração que vai do marrom ao marrom escuro. O diâmetro dos exemplares não ultrapassam 250 μm . Nenhum microfóssil ou indício de matéria orgânica foi registrado nos níveis acima da Formação Puga, ou no intervalo onde predominam os estromatólitos (Figura 6.3). A primeira assembléia microfossilífera aparece somente há 16 metros acima. Este nível é marcado pela presença do gênero *Chrorogloeaopsis*, sendo um deles a espécie *Chrorogloeaopsis contexta*. Esta última reaparece no nível A-10. No nível logo acima representado pela superfície 2, onde há uma separação entre os estromatólitos dos dolomitos peloidais com acamamento de megaripples, aparecem microfósseis filamentosos representados por duas espécies: *Siphonophycus capiteneum* e *S. robustum*, além de um exemplar cocoidal colonial denominado *Dictyotidium minor*. Nesse mesmo nível alguns acritarcas aparecem fragmentados. Essa fragmentação parece estar mais associada como um resultado da fragilidade do material pelo procedimento químico do que controle paleoambiental. Nenhum registro foi encontrado em lâminas delgadas ou palinológicas de algas vermelhas como sugerem dados de bioindicadores (Elie *et al.* 2007).

No nível A-10 há o reaparecimento de *Chrorogloeaopsis contexta* e dois novos táxons *Bavlinella faveolata* e *Micrhystridium pisinnum*. Nos dois níveis seguintes não houve registro de microfósseis apenas matéria orgânica amorfa. Nas amostras A-13 e A-14 reaparece o táxon *Bavlinella faveolata* e seis novos táxons: *Leiosphaeridia crassa*, *L. minutissima*, espécimes não identificados de *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Lophosphaeridium granulatum* e *Micrhystridium geminatum*. No nível amostrado com o código número A-18, apenas dois táxons foram identificados. *Gyalosphaeridium* sp., pela primeira vez na sucessão e *Micrhystridium geminatum* reaparece. No nível acima apenas exemplares de leiosferídeos estão representados. O último nível, foi sem dúvida, o mais representativo tanto em diversidade quanto em número de espécimes (Tabela 6.2). No entanto, grande parte da assembléia microfossilífera é representada por *Leiosphaeridia minutissima* e *Leiosphaeridia crassa*. Neste nível a preservação é moderadamente boa e foi possível a identificação de vários táxons.

A assembléia microfossilífera da capa carbonática marinoana exibem pequena diversidade biológica, mas que aumenta para o topo. Em sua maioria é constituída de acritarcas esferoidais, alguns com prolongamentos e espinhos. Acantomorfos grandes (200µm) não foram encontrados. No entanto, alguns exemplares sugerem indícios de que eles foram fragmentados (Estampa 1, Fig. 22, por exemplo), possivelmente pelo processo químico. Grey (com. pessoal) comentou a dificuldade em se obter acantomorfos nas amostras e ainda sugeriu uma metodologia que para ela pareceu eficaz na extração deles. Particularmente, a extração de acritarcas acantomorfos (entre 200 e 900 µm de diâmetro) é difícil devido à vulnerabilidade na fragmentação, mas são componentes significantes da diversidade de assembléias do período Ediacarano (final do Neoproterozóico, 630–542 Ma).





















	Taxon	A-01	A-02	A-03	A-04	A-05	A-06	A-07	A-08	A-09	A-10	A-11	A-12	A-13, 14	A-15	A-16	A-17	A-18	A-19	A-20, 21
	<i>Appendisphaera sp</i>																			8
	<i>Bavlinella faveolata</i>										8			14						
	<i>Cavaspina acuminata</i>																			2
	<i>Cavaspina sp</i>																			1
	<i>Chloroglocaopsis contexta</i>							2			1									
	<i>Chloroglocaopsis sp</i>																			
	Agregado coenobial																			1
	<i>Dicyotidium minor</i>																			
	<i>Gemmuloides sp</i>																			2
	<i>Gyalosphaeridium sp</i>																	4		
	<i>Leiosphaeridia crassa</i>													16						101
	<i>Leiosphaeridia minutissima</i>													21						77
	<i>Leiosphaeridia sp.</i>													4					3	
	<i>Lophosphaeridium sp</i>													4						
	<i>Lophosphaeridium granulatum</i>													1						1
	<i>Michhystridium pisinnum</i>										5									
	<i>Michhystridium geminatum</i>													7				3		
	<i>Paracrassosphaera sp</i>																			3
	<i>Siphonophycus capiteneum</i>									8										
	<i>Siphonophycus robustum</i>									4										
	Restos de acantomorfos																			+
	Restos de Leiosphaeridia																			
	Matéria orgânica amorfa									+	+									
	Estéril	-	-	-	-	-	-	-												
	Total de formas presentes								1	2	2			7				3	1	8
	Total de número de indivíduos								2	12	9			67				9	3	194

Tabela 6.2 Distribuição do número de indivíduos por espécie e posição estratigráfica.

6.2.2.2 Taxonomia

Grupo *Cryptarcha* Diver e Piet, 1979

Subgrupo *Nematomorphitae* Diver e Peat, 1979

Gênero *Siphonophycus* Schopf, 1968, emend. Knoll, Swett e Mark, 1991

1968 *Siphonophycus*; Schopf, p. 671

1968 *Eomycetopsis*; Schopf, p. 684

1979 *Eomycetopsis* Schopf emend.; Knoll e Golubic, p. 149

1991 *Siphonophycus* Schopf, emend.; Knoll, Swett e Mark, p. 563

Espécie tipo: *Eomycetopsis robusta* Schopf 1968, da Formação Bitter Springs, Amadeus Basin, Austrália.

Diagnose: Fragmentos de microfósseis não ramificados, tubulares, não-septados, de diâmetro 1 a 37 μm .

1) *Siphonophycus capiteneum*

Descrição: Filamentos não-septados com diâmetro de 16 a 32 μm . Os fragmentos encontrados de 16 a 30 μm .

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-5 (Estampa 1, Figuras 1 e 3; Estampa 5, Figura 84, 85); Formação Guia, Nível A1M-17, Estampa 5 – Figura 74

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Neoproterozóico ou mais recente

Discussão: O gênero é descrito como principal constituinte de comunidades bênticas do Proterozóico. A espécie em questão foi descrita na Índia e correlacionada ao neoproterozóico ou mais recente. Foram observados apenas alguns exemplares do táxon. Knoll (1984) relata que o gênero *Siphonophycus* sp é encontrado como um elemento alóctone de depósitos de costa aberta e em espaços intercolunares dentro de biohermas.

2) *Siphonophycus robustum*

(Schopf 1968) emend. Knoll, Swett & Mark 1991 (Fig. 273C, F)

1968 *Eomycetopsis robusta*; Schopf, p. 685, pl. 82, figs. 2-3; pl. 83, figs 1-4

1991 *Siphonophycus robustum* Schopf emend.; Knoll, Swett & Mark, p. 565

Informações adicionais: Knoll *et al.* (1991), Zhang *et al.* (1998) e Yuan & Hofmann (1998).

Descrição: filamentos cilíndricos não-ramificados ocorrendo como um conjunto massivo, em massa. Filamentos mais ou menos regularmente cilíndricos e de diâmetro uniforme, 2-7 μm de espessura, até centenas de micrômetros de comprimento.

Espécies observados na Austrália são pobremente preservados (Grey 2005).

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-5, Estampa 1 – Figura 5

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Neoproterozóico ou mais recente. Previamente registrado nas formações Bitter Springs, Pertatataka e Temple da Amadeus Basin, Munta 1 na Officer Basin, Austrália.

3) *Dictyotidium minor*

Domínio Eucariota

Reino Plantae

Subreino Viridaeplantae

Filo Clorofita

Classe Prasinofíceas

Dictyotidium Eisenack 19 emend. Staplin 1961

Espécie-tipo *Dictyotidium dictyotum* (Eisenack, 1938) Eisenack 1955

Descrição: acritarca esferoidal de 12 a 15 µm com projeções da membrana celular.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-5, Estampa 1 – Figura 2

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Neoproterozóico

Discussão: O táxon também foi descrito em carbonatos de Spitsbergen, no Rifeano superior da Formação Chenchá Stanevich *et al.* 2007 sugere a afinidade desses acritarcas a um estágio coenobial de algas verdes *Pediastrum boryanum*.

4) Restos de filamentos de cianobactérias

Descrição: restos de possíveis acritarcas de dimensões maiores que os descritos:

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-5, A1M-6, Estampa 1 – Figura 4, 16

Ocorrência: Pedreira Terconi

5) cianobactéria

Descrição: cianobactéria de 10-12 µm de diâmetro

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-5, A1M-4, Estampa 1 – Figura 13

Ocorrência: Pedreira Terconi

6) *Chlorogloeaopsis* sp

Descrição: formas cilíndricas sem envelope, 7-10µm de espessura e de 20 a 30µm de comprimento

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-4 (Estampa 1, Fig. 14), A1M-9 (Estampa 1, Fig. 12)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: Particularmente, os espécimes diferem de *C. contexta* pelo menor tamanho.

7) forma indeterminada

Descrição: forma filamentosa composta de um conjunto de células de 4-7µm, fragmento com 40µm.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, A1M-6 (Estampa 1, Fig. 15)

Ocorrência: Pedreira Terconi

8) *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev 1966)

emend. Mikhailova e Jankauskas in Jankauskas *et al.* 1989

1966 *Kildinella jacutica*; Timofeev, p.30;pl. 7, fig.2

1986 *Leiosphaeridia* spp.; Damassa e Knoll, figs. 5F, H-J

1989 *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev 1966) emend. Mikhailova & Jankauskas; Jankauskas *et al.*, p. 77-78, p. 12, figs. 3a, 6,7,9

Descrição: vesícula comprimida de parede espessa de superfície lisa com dobras. O exemplar possui 120 µm.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras (Estampa 1, Figura 6)

Ocorrência: Pedreira Terconi

9) *Chlorogloeaopsis contexta*

(German 1976) n. comb.

Polysphaeroides contextus German in Timofeev, German & Mikhaylova 1976, p.42-43, Pl. 14, fig. 3; Xing *et al.* 1985, p.65 Pl.7 fig. 16 Pl. 12, fig. 21; Pyatiletov 1988, Pl. 5, Fig. 5; Yankauskas, Mikhaylova & German 1989, p.119, Pl. 27 fig. 10a,b

? *Stigonematopsis wumishanensis* Zhang, 1983, p. 213, Pl. 2, fig. 1

? *Zinkovoides inclusis* German in Sokolov & Ivanovski 1990, p.177-178, Pl.75, figs. 2-4

? *Zinkovoides perforata* German in Sokolov & Iwanowski, 1985, p. 151, Pl. 75, figs. 1, 9, 10; German in Sokolov & Iwanowski 1990, p.178, Pl. 75, figs. 1,9,10.

Chlorogloeaopsis(?) sp. Yankauskas in Sokolov and Ivanovski 1985; p. 146, Pl. 62, fig. 3 Yankauskas in Sokolov & Iwanowski 1990, p. 172, Pl. 62, fig. 3

Polysphaeroides nuclearis Yankauskas, Mikhaylova & German, 1989, p. 119, Pl. 27, fig. 11

? *Chlorogloeaopsis zairensis* (Maithy) Yankauskas, Mikhaylova & German, 1989, p.89

Descrição: formas cilíndricas sem envelope, 20-35 µm de espessura, e até 230µm de comprimento, composta por duas fileiras de 20-28 µm de espessura

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível ?A1M-4 (Estampa 1, Fig. 17), A1M-17 (Estampa 17, Fig. 230)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: Um exemplar muito degradado aparece no nível A1M-4. No entanto, o exemplar do nível A1M-17 (topo da Formação Guia) está em perfeito estado de preservação e é muito parecido com o descrito por Tiwari 1004 no Gangolihat Dolomite, Índia (Neoproterozóico ou mais novo). O nosso exemplar é apenas um pouco maior que o descrito por Tiwari, mas sua morfologia é idêntica. Exemplos similares também foram encontrados no Supergrupo Bylot, Canadá, e no Vendiano da Podolia.

10) *Bavlinella faveolata* (Schepeleva) Vidal 1976.

Eubacteria Woese & Fox 1977

Filo Cyanobacteria Stanier *et al.* 1978

Classe Coccogonae, Thuret

Ordem Pleurocapsales Geitler

Família indeterminada

Gênero *Bavlinella* (Schepeleva) Vidal 1976.

Descrição: Forma cocoidal colonial com diâmetro máximo de 12 µm, composta por um agregado de inúmeras células esferoidais com diâmetro menor que 1 µm.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-6 e Nível A1M-9 (Estampa 1, Figura 8, 18, 21).

Distribuição temporal: Segundo Hofmann (1987), o táxon pode ser considerado típico, mas não exclusivo do Vendiano, pois no Canadá (Hofmann, 1984) e Austrália (Foster *et al.*, 1985) foi descrito em seqüências do Cambriano inferior. Segundo Vidal & Knoll (1983), o táxon aparece desde o Rifeano superior e continua até o início do Cambriano. Dehler *et al.* (2005) descreveu o táxon no pré-Sturtian Red Pine Shale, Utah. Também foi descrito no Vendiano inferior da Formação Vycheгда (Veis *et al.* 2006).

Discussão: A espécie *Bavlinella faveolata* também foi descrito pelo nome *Sphaerocongregus variabilis* por Moorman (1974) para microfósseis do Proterozóico Superior do Canadá. As dimensões da colônia, bem como de suas células individuais são coerentes com a descrição do táxon encontrada na literatura. A primeira ocorrência na Formação Tamengo foi registrado por Fairchild e Sundaram (1981). O seu registro na Formação Araras é inédito. Já foi descrito em várias partes do mundo, como Europa (Knoll, 1982, Knoll & Swett, 1987), África (Germs *et al.* 1986), América do Norte (Hofman 1984), Brasil (Fairchild & Sundaram, 1981) e Antártida (Cooper, 1982). Segundo Moorman (1974), o microfóssil exibe ampla variedade morfológica, representativa das várias fases do ciclo de vida, provavelmente de uma cianobactéria. No presente estudo só se observou a variedade colonial de células minúsculas, igual à descrição original de *Bavlinella faveolata*.

11) *Micrhystridium* Deflandre, 1937

Espécie tipo: *Micrhystridium inconspicuum*

Nota do gênero: o gênero *Micrhystridium* é comum no Fanerozóico e algumas espécies estão presentes no final do Proterozóico (Volkova 1969; Wang 1985; Yin 1986). As vesículas são geralmente pequenas. Sarjeant (1967) considerou uma diagnose importante o limite de 20 µm de diâmetro, no entanto, Loeblich (1970) considerou o critério um vamor biologicamente insignificante.

12) *Micrhystridium* pisinum

Zhang e Walter 1992

Holótipo: Formação Bitter Springs

Descrição: vesícula circular ou subcircular de 8 a 14 μ m, originalmente esferoidal; parede espessa com processos numerosos, curtos, homomórfico, não ramificado, levemente largo na base e arredondado ou plano no topo, de aproximadamente 1.5-2,0 μ m.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-6 (Estampa 1, Figura 20)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Vendiano ou mais recente

13) *Micrhystridium ?geminatum*

Zhang e Walter 1992

Descrição: vesícula circular ou subcircular de 10 a 18 μ m, originalmente esferoidal; parede espessa com processos numerosos, curtos, homomórfico, não ramificado, levemente largo na base e arredondado ou plano no topo, de aproximadamente 2,0-3,5 μ m.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-9 (Estampa 1, Figura 10) e Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13 (Estampa 2, Figura 30), Nível A1M-15 (Estampa 2, Figura 32), A1M-17 (Estampa 3: Figura 50)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Ediacarano ou mais recente

14) *Lophosphaeridium* sp

Descrição: forma esferoidal de 10 a 15µm de diâmetro, parede espessa com superfície granular, às vezes, parece haver sulcos na membrana como se fosse dividida

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-6 (Estampa 1, Figura 7)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: presente também na Formação Bitter Springs

15) *Leiosphaeridia crassa*

Eisenack 1958 emend. Downie & Sarjeant 1963, emend. Turner 1984

Descrição: forma esferoidal de 10 a 15µm de diâmetro, parede espessa com superfície granular, com dobras.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-6 (Estampa 1, Figura 11), Nível A1M-17 (Estampa 2: Figs. 34, 38, 40, 43; Estampa 3: 45, 49, 51, 55; Estampa 4: 58, 62, 63, 64, 65, 67; Estampa 5: 70, 79, 80, 81; Estampa 6: 87, 89, 91, 98; Estampa 7: 102, 104, 108; Estampa 8: 115, 116; Estampa 9: 118, 119, 122, 125, 126; Estampa 10: 134, 136, 137, 138; Estampa 11: 141, 143)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Grey (2005) definiu a espécie como um fóssil-guia para o início do Ediacarano (zonação ELP - Ediacaran leiosphere Palynoflora).

16) *Vandalosphaeridium* sp

Descrição: vesícula com processos curtos e simples e envoltos em uma membrana fina e porosa. O diâmetro do espécime não foi possível determinar já que ele se apresenta incompleto.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-11 (Estampa 1, Figura 22)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Marinoano

Discussão: O táxon tem sido descrito no Supergrupo Thule, Groelândia e Formação Qaanaaq e em geral, é registrado na literatura que os exemplares são freqüentemente mal preservados.

17) *Comasphaeridium*

Descrição: a vesícula com 80µm possui processos curtos de 2 a 3 µm de comprimento.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-11 (Estampa 1, Figura 23)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: Apesar do espécime ser pobremente preservado, suas afinidades são similares ao gênero *Comasphaeridium*, também descrito no Supergrupo Thule, Formação Kap Powell, Groelândia. No entanto, possuem diâmetro duas vezes maior que os exemplares descritos, e por isso, é necessário maior investigação.

18) *Acritarca* não identificado

Descrição: O único exemplar está bastante degradado, mas é possível verificar a presença de curtos espinhos com extremidades arredondadas. O espécime mede 350 µm X 250µm. Os prolongamentos medem de 3 a 5 µm de comprimento.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-12 (Estampa 1, Figura 24)

Ocorrência: Pedreira Terconi

19) acritarca não identificado

Descrição: vesícula de 35-40 μ m com prolongamentos de extremidades arredondadas

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-12 (Estampa 2, Figura 25)

Ocorrência: Pedreira Terconi

20) *Gyalosphaeridium* sp

Descrição: vesícula de 30-60 μ m de diâmetro com espinhos medindo entre 3 e 5 μ m de comprimento. Os espinhos parecem ser expansões do corpo que se projetam para o exterior

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-13 (Estampa 1, Figura 26)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: o táxon tem sido descrito na Formação Munyaray, Austrália e registrado como Marinoano

21) acritarca não determinado

Descrição: vesícula de 40-50 μ m com prolongamentos de 15-20 μ m de comprimento. Parede parcialmente degradada.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-13 (Estampa 2, Figura 27)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: Não há registro do fóssil em publicações internacionais. No entanto, exemplares semelhantes estão sendo registrados em formações pós-Marinoanas da Rússia, ainda em pesquisa. Um exemplar degradado e menor, mas com mesma morfologia foi encontrado no nível A1M-17 (Estampa 2, Figura 39).

22) ? *Sinosphaera rupina*

Descrição: acritarcas de 50-60µm de diâmetro com processos largos na base de 10-25µm de comprimento.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-13 (Estampa 2, Figura 28 e 29)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: Os exemplares parecem se aproximar do táxon *Sinosphaera rupina* (Grey 2006), no entanto, devido ao grau de degradação não é possível determinar com exatidão a afinidade taxonômica dos exemplares.

23) *Pterospermella*

Descrição: vesícula oval de 50-70µm de diâmetro com numerosos processos curtos de 4-8µm de comprimento.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-13 (Estampa 2, Figura 31)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: O único exemplar está bastante degradado, mas assemelha-se ao gênero *Pterospermella*, também descrito na Formação Meramangye e Dundas, Groelândia. Não é possível identificar a espessa camada externa translúcida (cristal) ao redor da vesícula, mas são poucos os exemplares no registro fossilífero que possuem essa

camada. Devido sua fragilidade ela é facilmente removida pelos processos tafonômicos e/ou processamento químico.

24) *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova, 1949) emend. Yankauskas in Yankauskas et al. 1989

Leiotriletes minutissimus Naumova, 1949, p. 52-53, Pl. 1, figs. 1, 2, Pl. 2, figs. 1, 2

Leiosphaeridia minutissima (Naumova), Yankauskas in Yankauskas, Mikhaylova & German, 1989, p. 79-80, Pl. 9, figs. 1-4, 11

Leiosphaeridia riphiana Fensome, Williams, Barss, Freeman e Hill 1990, p. 284

Descrição: vesículas esferoidais simples, comprimida, com parede fina e freqüentemente com dobras retas ou curvas. Os diâmetros variam de 10- μ m de comprimento.

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-17 (Estampa 2, Figura 31 a 37, 41, 42, 44, 46, 47, 53, 54,56, 60, 66, 68, 69, 71, 72, 75 a 78, 82, 83, 90, 93, 98, 101, 103, 105 a 107, 109, 110, 112, 113, 120, 123, 124, 127, 128, 131, 132, 133, 139, 140)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: *Leiosphaeridia minutissima* é uma espécie cosmopolita e amplamente distribuída na transição do Proterozóico/Fanerozóico.

25) *Gemmuloides* (Samuelsson e Butterfield 2001)

Descrição: vesículas esferoidais simples com uma protuberância em uma extremidade, parede chagrinada, diâmetro de 150 μ m de maior diâmetro com protuberância de 20 μ m de maior diâmetro

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-17 (Estampa 3: 48; Estampa 4: Figura 59; Estampa 9: Figura 121; Estampa 10: Figura 130; Estampa 11: 142(?))

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: O táxon foi descoberto em carbonatos da Formação Lone Land, Neoproterozóico.

26) *Appendisphaera* sp

Comasphaeridium sp. B Zang & Walter 1992, p. 34, Fig. 28E-F, H-J

Filisphaeridium sp Zang 1997, Fig. 28G

Baltisphaeridium cf. *perrarum* Jankauskas 1980; Zang, p. 41, Fig. H

Comasphaeridium sp; Gravestock *et al.*, p. 91, Fig. B

Descrição: vesículas esferoidais de diâmetro máximo 50µm com inúmeros processos cilíndricos na superfície

Posição estratigráfica: Formação Guia, Grupo Araras, Nível A1M-17 (Estampa 4: Figura 57, 64; Estampa 6: 88, 95, 96, 97; Estampa 7: 99)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Vendiano

Discussão: As espécies aqui encontradas parecem diferir das espécies registradas no Ediacarano. Ela parece ser semelhante a forma registrada como *Appendisphaera minutiforma* (Grey 2006).

27) *Octoedryxium truncatum*

Rudavskaja, 1973 emend. Vidal 1976 (Figs. 9J, 263 A-I, 264 A-H, 265 A-F, 266)

Descrição: consiste em pequenas vesículas octoédricas ácido-resistentes de paredes orgânicas

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, A1M-17 (Estampa 6, Fig. 94)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Não há indicação na literatura da idade da espécie. Mas tem sido registrado em sucessões neoproterozóicas.

Discussão: um único exemplar dessa espécie foi encontrado. Apesar das características morfológicas mostrarem afinidades com essa espécie. É difícil determinar por ser um único exemplar e este se apresentar muito degradado.

Ocorrência: Pedreira Terconi

28) Agregado de uma forma coenobial

Descrição: agregado de aproximadamente 25 a 30 vesículas esferoidais de parede fina, aparentemente sem processos ou prolongamentos.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, A1M-17 (Estampa 7, Fig. 100)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: formas coenobiais tem sido identificadas em formações na Austrália, mas também representados por poucos espécimes. Eles têm sido interpretados como representantes de uma fase de ciclo de vida. No entanto, é preciso verificar mais espécimes para concluir de maneira mais confiante a respeito de suas afinidades biológicas.

29) forma não identificada

Descrição: consiste em vesícula de aproximadamente 18 μm com inúmeros prolongamentos entre 6-8 μm de comprimento

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, A1M-17 (Estampa 10, Fig. 129)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: um único exemplar dessa espécie foi encontrado. Não foi verificado nenhuma afinidade biológica com qualquer o registro fossilífero do ediacarano. Não parece se tratar de um contaminante, pois sua coloração e aspecto da vesícula são coerentes com fósseis verdadeiros.

30) ? *Lophosphaeridium granulatum*

Descrição: vesícula de 30X32 μm , semi- translúcida, coberta por grânulos micrométricos

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, A1M-17 (Estampa 10, Fig. 135).

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: um único exemplar dessa espécie foi encontrado.

6.2.3 Formação Nobres

6.2.3.1 Aspectos Gerais

Dos níveis analisados, poucos foram os que apresentaram microfósseis. A assembléia microfossilífera da Formação Nobres, em geral é composta por formas esferoidais e raros filamentosos, todos muito degradados (Estampa 11, Figura 159, 215, 217), de coloração que vai do marrom escuro ao cinza. Os microfósseis estão mais degradados que as formas identificadas na Formação Guia, o que dificultou a sua classificação taxonômica. Em geral, são formas constituídas de prolongamentos

e espinhos na superfície. No entanto, muitos microfósseis estão degradados (Estampa 16, Figura 219; Estampa 17, Figuras 219, 220, 221, 222, 224, 225), mas parecem evidenciar a complexidade registrada na assembléia ECAP de Grey (2005). Essa degradação, como mencionada anteriormente parece ter sido provocada pelo próprio procedimento químico. A presença do gênero *Tanarium* e *Cavaspina* corroboram com a assembléia ECAP de Grey (op. cit.).

6.2.3.2 Taxonomia

1) cianobactéria

Descrição: agregado colonial alongado de 10x15µm contendo células de 4-5 µm de diâmetro

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 144)

Ocorrência: Rodovia BR-070

Discussão: A princípio parecem pertencer ao gênero *Pleurocapsa*. Representantes fósseis do gênero foram descritos no proterozóico superior da Índia (Nautiyal 1983), Austrália (Knoll *et al.* 1975), Noruega (Knoll *et al.* 1989) e em estromatólitos silicificados do Rifeano superior da Rússia (Sergeev 1984). No entanto, os agregados estão soltos e não foi encontrado nenhum filamento na lâmina delgada deste nível. Para se ter maior confiabilidade será preciso fazer uma sucessão de lâminas deste nível no intuito de confirmar a presença do táxon no Grupo Araras, registro esse que será inédito nas exposições neoproterozóicas brasileiras.

2) Gênero *Cavaspina* Eisenack 1958

Cavaspina acuminata Volkova 1968

Descrição: vesícula de 29-35µm com processos de 2,5-5µm distais entre si

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 145, 146 e 148)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Vendiano

Discussão: o táxon também foi encontrado em Spitsbergen, Noruega

3) *Chlorogloeaopsis* sp

Descrição: Colônia cilíndrica de células esferoidais medindo de 5-7 μ m.

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 147)

Discussão: o espécime apresenta-se degradado, mas observa-se sua afinidade com o gênero *Chlorogloeaopsis*, mais precisamente a espécie *C. kanshiensis*, no entanto, devido ao estado de degradação é difícil determinar precisamente.

4) *Obruchevella* sp

Descrição: filamento enrolado como espiral de 50 μ m de comprimento e 3-5 μ m de espessura

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 150)

Ocorrência: Pedreira Terconi

5) *Ericiasphaera* sp.

Descrição: vesícula de 50-60 μ m de diâmetro com projeções da membrana como espinhos

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 151)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Discussão: o gênero foi descrito na Formação Vycheгда, Vendiano inferior. O exemplar é muito similar nos padrões morfoanatômicos a espécie *E. polystacha*, no entanto, é quase duas vezes menor e parece estar um pouco mais degradado que o descrito por Veis *et al* (2006).

6) *Appendisphaera barbata*

1992 *Cymatiosphaeroides dilutopilum* Zang; Zang e Walter

1992 *Cymatiosphaeroides pilatopilum* Zang; Zang e Walter

1992 *Comasphaeridium* sp. B Zang e Walter

1997 *Comasphaeridium* sp; Gravestock et al.

Descrição: vesículas esferoidais de 25-30 μ m de diâmetro com processo muito finos (1 μ m)

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 11, Figura 149)

Distribuição temporal: Ediacarano, base na assembléia ECAP proposta por Grey (2005)

Ocorrência: Pedreira Terconi

7) *Tanarium* sp.

Kolossova 1991; emend. Moczydlowska, Vidal e Rudavskaya 1993

Descrição: acritarcas ácido resistentes consistindo em vesícula circular, oval ou irregular, originalmente esférica ou subesférica de 10 a 35µm de diâmetro com cinco processos de 10-15µm de comprimento

Posição estratigráfica: Formação Nobres, Grupo Araras, A1C4 (Estampa 12, Figura 152 a 154)

Ocorrência: Pedreira Terconi

8) *Micrhystridium pisinnum*

Zhang e Walter 1992

Holótipo: Formação Bitter Springs

Descrição: vesícula circular ou subcircular de 8 a 14µm, originalmente esferoidal; parede espessa com processos numerosos, curtos, homomórfico, não ramificado, levemente largo na base e arredondado ou plano no topo, de aproximadamente 1.5-2,0µm.

Posição estratigráfica: Formação Mirassol do Oeste, Grupo Araras, Nível A1M-6 (Estampa 13, Figura 163, 165 a 169, 171 , 172, 175, 176, 178, 184, 189,191, 197, 198, 202, 216)

Ocorrência: Pedreira Terconi

Distribuição temporal: Vendiano ou mais recente

6.3 Formação Couto Magalhães

6.3.1 Aspectos Gerais

A análise de fácies teve o auxílio do Professor Afonso Nogueira. O perfil da figura 6.8 sumariza os dados iniciais obtidos. Na descrição dos testemunhos pertencentes ao furo SMD-8, diferentes notações foram encontradas nas caixas de

armazenamento. Na medição das espessuras das fácies sedimentares, foi detectado que alguns dos marcos métricos dos testemunhos não estavam presentes. A principal causa seria as grandes lacunas no testemunho devido à retirada de um grande número de amostras para outros tipos de análises antes da descrição dos testemunhos. Embora não inviabilize as descrições e interpretações gerais, a localização incorreta dos marcos pode influenciar em amostragem mais detalhada para a composição de curvas isotópicas e granulométricas. O estudo faciológico e estratigráfico baseado em testemunhos de sondagem da Formação Couto Magalhães permitiu interpretar a sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas como depósitos de águas profundas relacionadas à zona de talude e assoalho de bacia (Figueiredo *et al.* 2007).

A análise litoestratigráfica permitiu individualizar informalmente esta unidade em três membros: i) inferior, constituído por calcários nodulares (Fig. 6.9) ; ii) intermediário, exclusivamente siliciclásticos finos; e iii) superior, rudáceos carbonáticos e siliciclásticos (Tabela 6.3).

Furo SMD-08

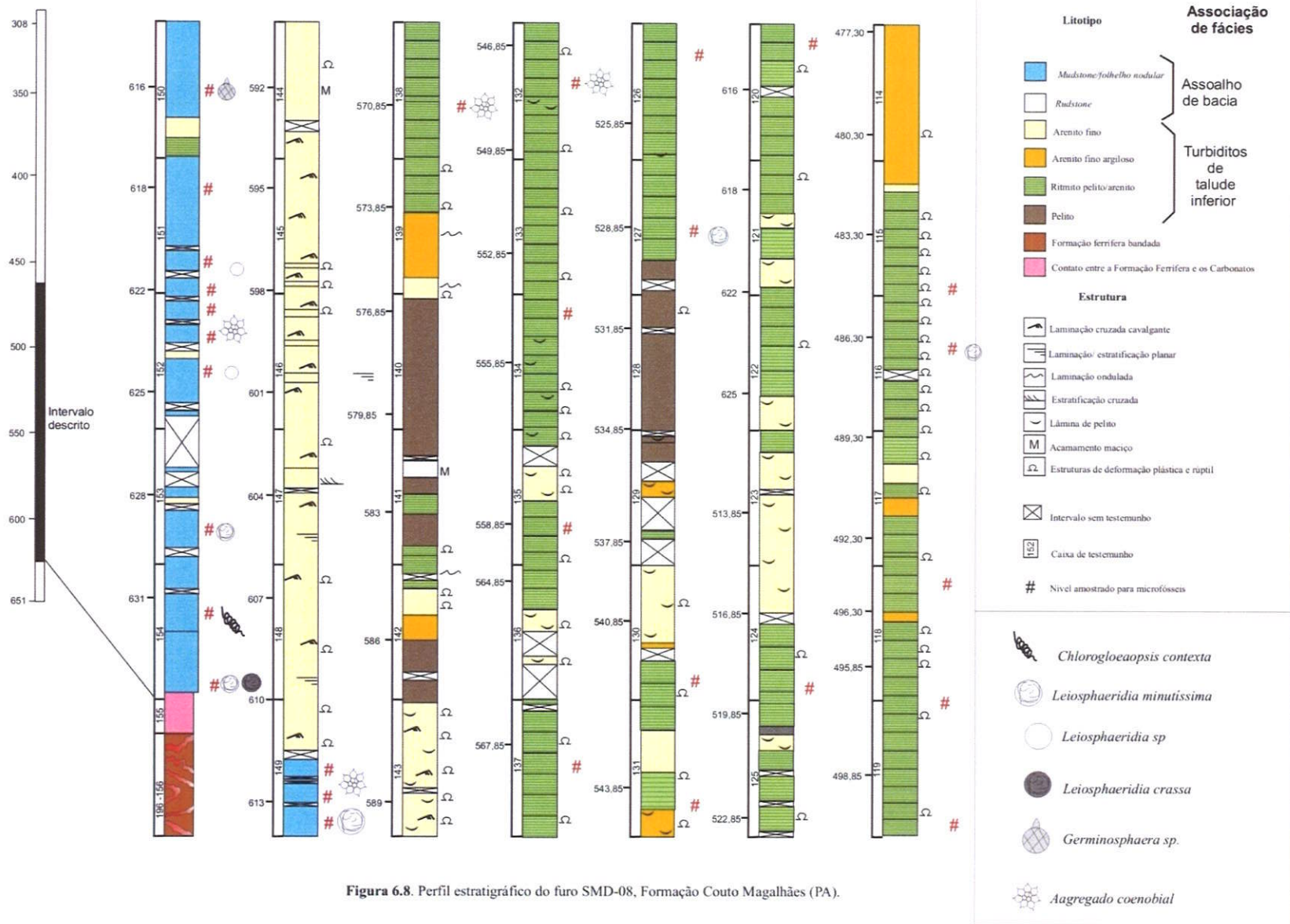


Figura 6.8. Perfil estratigráfico do furo SMD-08, Formação Couto Magalhães (PA).

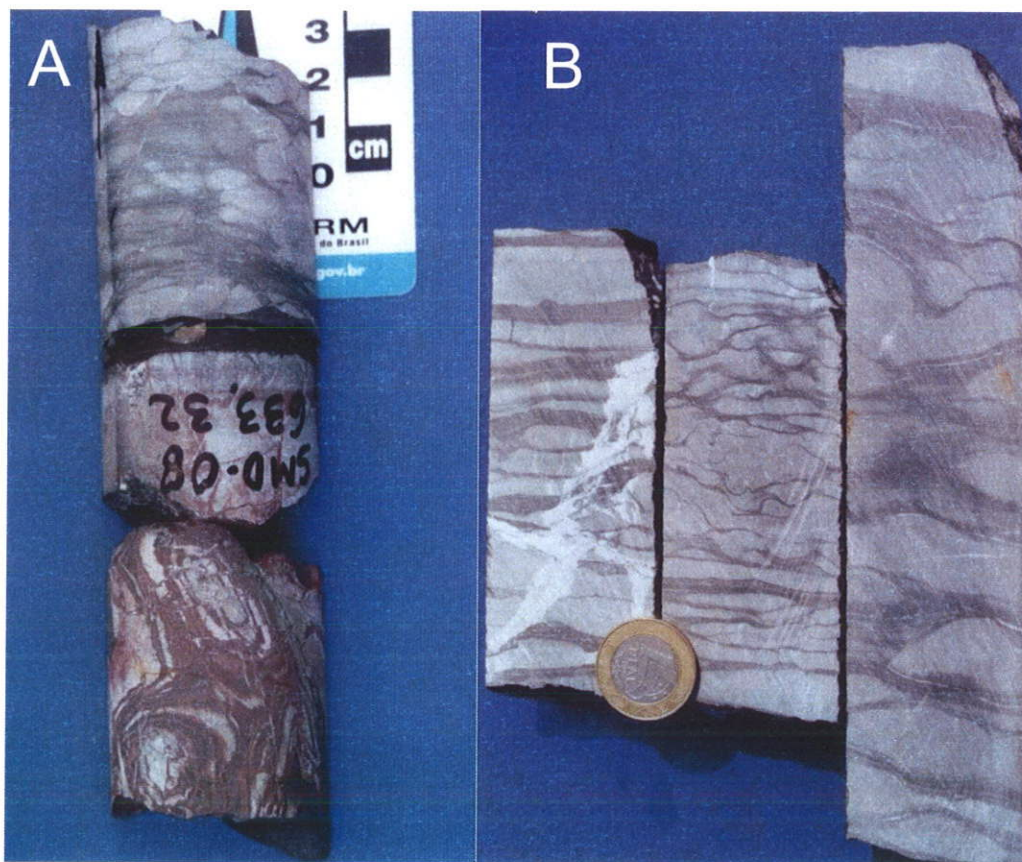


Figura 6.9. Aspectos faciológicos da Formação Couto Magalhães na base do furo SMD-8 . A) Contato entre formação ferrífera bandada e calcários nodulares. B- Fácies de calcário nodular .

Em geral, a assembléia microfossilífera da Formação Couto Magalhães se apresenta bastante degradada com poucas formas passíveis de classificação. Todos os níveis amostrados apresentam muita matéria orgânica amorfa (Estampa 17, Figura 231), que pode ser atribuída a três fatores: decomposição, oxidação e alta maturidade termal. No entanto, alguns deles preservaram parte de sua morfologia que pode sugerir sua semelhança taxonômica. Algas verdes, *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*, *Germinosphaera* e algumas formas coenobiais foram registrados pela primeira vez na Formação Couto Magalhães. Essa assembléia é encontrada em depósitos da Austrália e da Sibéria no Vendiano inferior.

6.3.2 Taxonomia

Os microfósseis *Chorogloeaopsis contexta*, *Leiosphaeridia minutíssima*, *L. sp.*, *L. crassa* e agregados coenobiais já foram descritos no Grupo Araras e portanto não serão descritos aqui novamente.

b.1) *Germinosphaera* sp

Descrição: espécime pobremente preservado para identificar a nível de espécie. Acrítarca ácido-resistente consistindo de uma vesícula circular a subcircular apresentando um processo simples e geralmente curto.

Posição estratigráfica: Formação Couto Magalhães (Figura 236, 261, 262 e 271)

Distribuição temporal: O gênero tem sido registrado no Rifeano superior. No entanto, um espécime também pobremente preservado foi registrado por Grey (2005) no Ediacarano da Austrália.

b.2) espécime não identificado

Descrição: vesícula elipsoidal com processos largos nos pólos.

Posição estratigráfica: Formação Couto Magalhães (Figura 261)

Distribuição temporal: espécies morfologicamente semelhantes tem sido registrados no Vendiano inferior da Formação Vychegda e que também não foram classificados. O espécime encontra-se pobremente preservado e não foi verificado a abertura central registrado nos espécimes da Formação Vychegda, porém esse é o único microfóssil Pré-Cambriano onde registra-se processos no pólo.

b.3) *Leiosphaeridia crassa* ou *minutissima*

Descrição: vesícula de até 50 µm de diâmetro com dobras na superfície

Posição estratigráfica: Formação Couto Magalhães (Estampa 18, Figura 239)

Distribuição temporal: Ediacarano, ELP

Discussão: o exemplar encontra-se bastante degradado para poder definir entre as duas espécies. A parede parece grossa em sua espessura o que definiria a espécie como *L. crassa*, no entanto, tal feição poderia ser devido a degradação do microfóssil.

b.4) Agregado coenobial

Descrição: O agregado consiste em um conjunto de células de parede fina formando uma colônia.

Posição estratigráfica: Formação Couto Magalhães (Estampa 18, Figura 244 e 245)

Distribuição temporal: Ediacarano, ECAP.

Capítulo 7 – Paleoecologia

A evidência de que a biosfera terrestre proterozóica foi dominada por comunidades bentônicas de procariotos nas zonas de intermaré e marinha costeira advém do registro abundante de estromatólitos e outros tipos de laminitos microbianos em rochas carbonáticas (e.g. Walter 1976; 1994; Awramik 1999; Grotzinger e Knoll 1999). Por outro lado, os registros marinhos plataformais profundos são representados principalmente por acritarcos planctônicos (Knoll 1984; Knoll e Calder 1983; Knoll e Swett 1987). Enquanto que ao paleoambiente raso eufótico dos estromatólitos é facilmente interpretado, os indivíduos de comportamento planctônico nem sempre identifica com precisão o paleoambiente. Para amenizar esta problemática de interpretação, as biotas identificadas nos depósitos estudados tiveram a inferência paleoambiental calcada nas interpretações de fácies disponíveis nos trabalhos de Vieira *et al.* (2007), Nogueira (2003), Nogueira *et al.* (2003a e b, 2007) e Figueiredo *et al.* (2007).

A biota planctônica encontrada nas formações Sete Lagoas e Guia encontram-se em depósitos interpretados com o mesmo contexto deposicional. Ambas as unidades foram depositadas em trato de sistemas transgressivos em paleoambientes

de águas profundas, relacionadas à zona de costa afora (*offshore*). A ausência de microfósseis filamentosos e predominância de formas esferoidais corroboram com a ambiência profunda. Neste caso, a diversidade de palinomorfos não pode ser utilizada como critério paleoambiental pelo fato dos depósitos mais antigos possuírem poucas formas e reduzido potencial de preservação.

As interpretações paleoambientais revelam um cenário de rampa rasa à profunda com depocentro na margem sudeste do Cráton São Francisco (Vieira *et al.* 2007a) (Fig. 7.1). A ocorrência de depósitos influenciados por tempestade e maré sugere uma conexão com o oceano, em uma bacia fortemente subsidente (Fig. 7.1). Na segunda seqüência da Formação Sete Lagoas, topo da seqüência de capa carbonática, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ enriquecem da base para o topo de +2‰ até +14‰ com grande quantidade de matéria orgânica depositada em ambiente profundo (TOC entre 1,0 e 6,9 mg/g) (Vieira *et al.* 2007). Este enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}$ tem sido interpretado como o aumento do soterramento de matéria orgânica, associada a intensa proliferação do plâncton, retendo ^{12}C nos organismos planctônicos e enriquecendo o sedimento em ^{13}C .

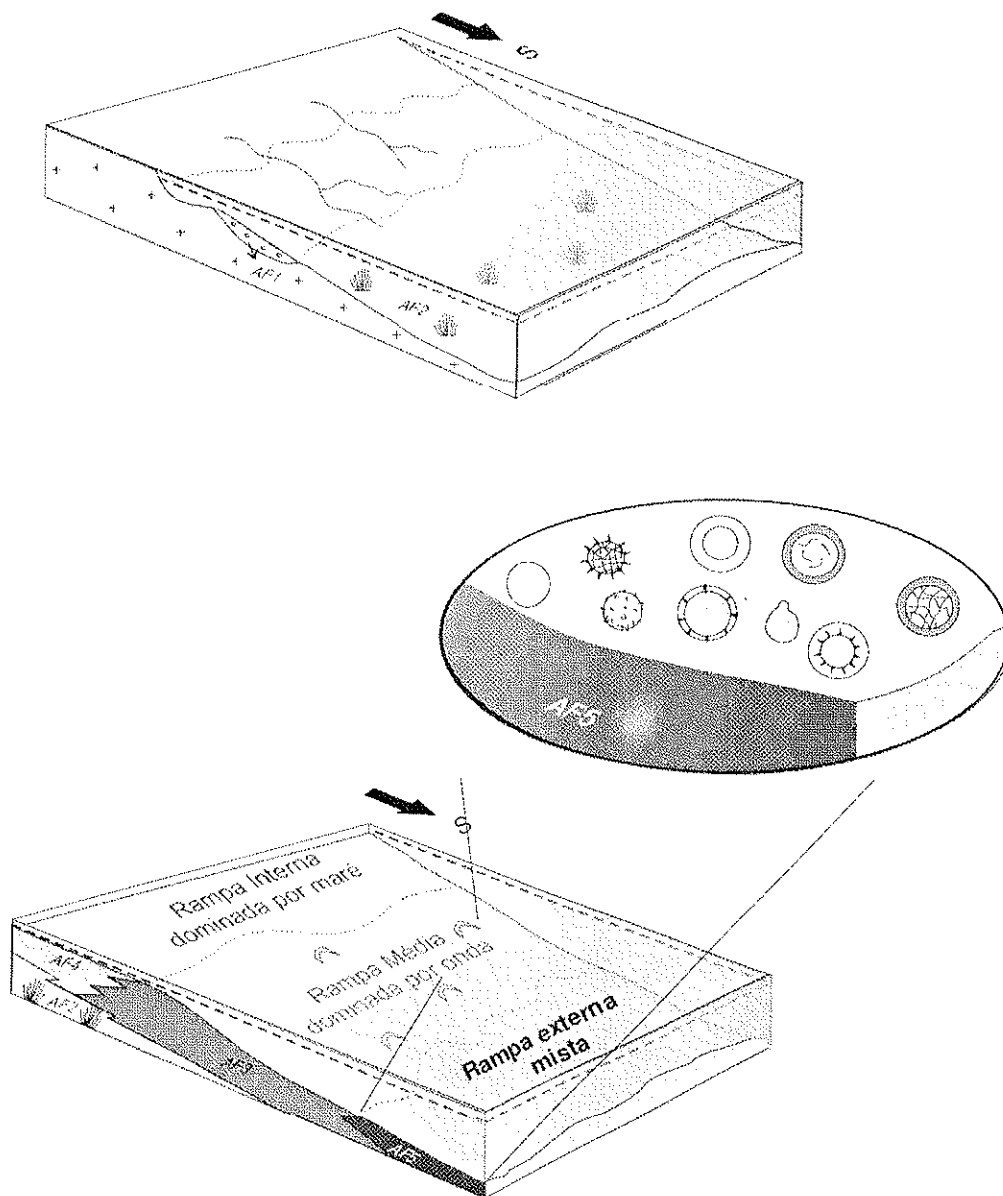


Figura 7.1. Modelo deposicional para a Formação Sete Lagoas, depositada em uma rampa carbonática dominada por tempestade, dividida em ambientes de rampa interior, média e exterior. Esse sistema de rampa compreende dois ciclos retrogradacionais-progradacionais caracterizando as duas seqüências estratigráficas. A - Na seqüência 1, o trato transgressivo é caracterizado por precipitados de aragonita (capa carbonática), cobertos por calcilitos, depositados em ambiente calmo desprovido da influência de ondas. B - Na seqüência 2, o trato transgressivo é caracterizado por ritimitos pelito-calcilito com biota planctônica de rampa externa. Modificado de Vieira *et al.* (2007a).

Os calcilutitos e folhelhos betuminosos da Formação Guia foram depositados por um evento transgressivo que sobrepôs em *onlap* a capa carbonática marinoana de Mirassol d'Oeste (Fig. 7.2). Os leques de cristais sugerem um mar supersaturado em aragonita que parece não ter sido um empecilho na proliferação do plâncton. A abundância e diversidade dos acritarcos para o topo da sucessão Guia, onde predomina a espécie *Leiospheridia minutissima*, coaduna com o máximo transgressivo e provável conexão oceânica. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ com tendência de enriquecimento de -4‰ para -2‰ (Fig. 6.3) e forte preservação da matéria orgânica na Formação Guia, têm interpretação análoga ao da Formação Sete Lagoas.

Os dolomititos da Formação Mirassol d'Oeste foram depositados em paleodepressões formadas após o recuo de geleiras (Fig. 7.2). O ambiente confinado livre das correntes oceânicas permitiu a proliferação de cianobactérias, com a formação de estromatólitos estratiformes em ambiente raso, subaquoso, desprovido da influência de ondas e na zona eufótica (Nogueira *et al.* 2007). Neste ambiente, predominou uma biota filamentosa planctônica com esporádicos influxos de plâncton de água profunda (Fig. 7.2). A ausência de microfósseis nos primeiros níveis acima dos diamictitos da Formação Puga, correlato ao evento glacial Marinoano, ainda é enigmático e poderia ser explicada por alguns fatores: 1) baixa preservação da matéria orgânica; 2) diagênese; 3) a produção primária teria sido afetada pelos efeitos da glaciação. Grey (2005) menciona a mesma situação em assembléias australianas, no entanto, não discute em detalhe os fatores para a falta de microfósseis nesse intervalo. Embora a presença de matéria orgânica seja importante ela não é determinante para a ocorrência de fósseis. Os efeitos diagenéticos são mínimos na capa carbonática que possui até dolomititos primários (Nogueira *et al.* 2003). Entretanto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ fortemente negativos em torno de -9‰ e -5‰ na base da capa carbonática, pode indicar retenção do ^{12}C como possível influência do *stress* glacial na biota (Fig. 6.3).

Elie *et al.* (2007) sugere a presença de bioindicadores de algas vermelhas (Figura 6.3) no nível dos dolomititos com acamamento de megamarcas onduladas, no entanto, netes trabalho, nenhum fóssil de algas vermelhas foi registrado em lâminas delgadas ou palinológicas. A ocorrência de biota planctônica diversificada neste nível

onde predominam as megamarcas parece corroborar o ambiente de águas profundas como sugerido por Allen e Hoffman (2005).

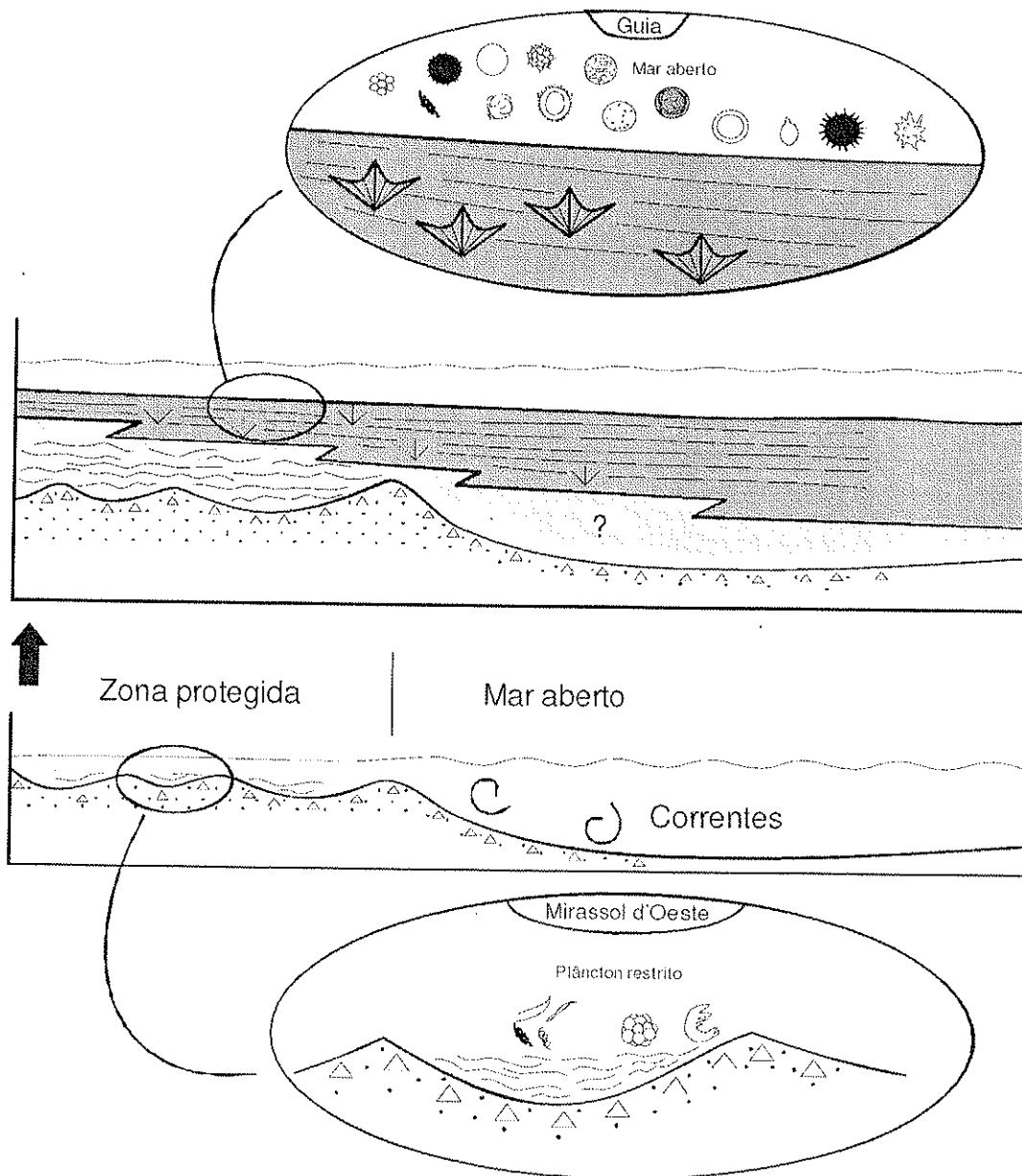


Figura 7.2. Modelo de deposição da capa carbonática de Mirassol d'Oeste e assembléa microfossilífera. A – o recuo das geleiras imprimiu sobre os diamictons uma morfologia com depressões e altos com relevo métrico. O final da transgressão pós-glaciação Puga (evento correlato ao Marinoano)

Capítulo 8 – Bioestratigrafia

As assembléias microfossilíferas entre as glaciações esturtiana e marinoana são pobremente conhecidas. Sabe-se que no final do Rifeano (665 +- 15 Ma) acritarcas morfologicamente complexos tornam-se menos abundantes ou desaparecem. Os microfósseis da capa carbonática da Formação Sete Lagoas corroboram com uma idade pós-esturtiana pela presença dos gêneros *Trachyhystrichosphaera* e *Cymatiosphaeroides* e são tipicamente registrados em sucessões do Rifeano superior (Sergeev 2006), não sendo encontrados em rochas mais novas que 600 Ma. Da mesma forma, não foram encontrados microfósseis em forma de vaso (*vase-shaped microfossils*). Esses últimos, são abundantes em sucessões pré-esturtianas, não ocorrendo registro pós-esturtiano (Dehler *et al.* 2005). Uma única exceção, ainda em estudo é registrada em sucessões de idade 750 Ma (Porter *et al.* 2003), todas as outras ocorrências de microfósseis em forma de vaso não ultrapassam 850 Ma.

A assembléia microfossilífera da Formação Sete Lagoas, apesar de parcialmente degradada, preservam estruturas que permitem sua classificação taxonômica. Os microfósseis possuem parede espessa, ao contrário, do que ocorre em assembléias pós-marinoanas onde os microfósseis possuem parede mais hialina. Ela é composta basicamente de *Cymatiosphaeroides* e *Trachyhystrichosphaera*, podendo inferir uma idade pós-esturtiana.

As assembléias microfossilíferas do Grupo Araras exibem um claro padrão pós-marinoano. Ela é dividida em dois tipos: a parte inferior, composta pela Formação Guia, é constituída de uma assembléia típica de *Leiosphaeridia minutissima*- *L. crassa*; enquanto que a Formação Nobres é representada por uma assembléia de *Tanarium-Cavaspina*.

A Fig. 8.1 sugere uma proposta bioestratigráfica com base na biota micropaleontológica da Formação Sete Lagoas e Grupo Araras.

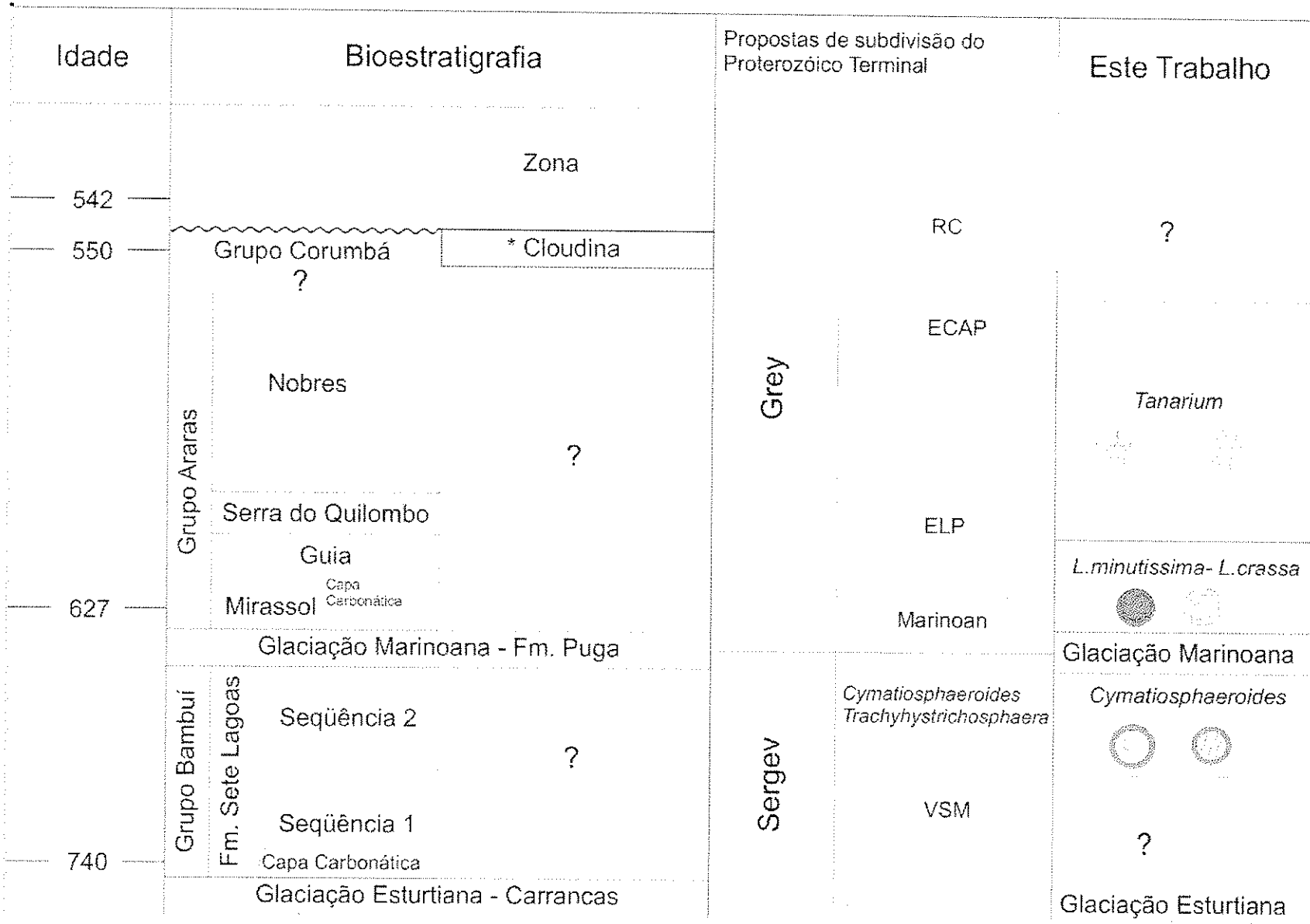


Figura 8.1 Proposta de subdivisão do Proterozóico Terminal com base na assembléia microfossilífera da Formação Sete Lagoas, MG; e do Grupo Araras, MT.

Capítulo 9 – Conclusões

O estudo micropaleontológico em seqüências de capas carbonáticas ainda é preliminar, mas fundamental para o entendimento da evolução biológica e dos padrões de origem e extinção de espécies. A maior parte dos táxons identificados exibe uma distribuição vertical restrita a pós-glaciação esturtiana (Formação Sete Lagoas); e pós-glaciação marinoana (Grupo Araras).

Além disso, o presente trabalho oferece as seguintes contribuições à Paleontologia do Pré-Cambriano no Craton Amazônico:

- 1- O refinamento bioestratigráfico das unidades ao longo da Faixa Paraguai- Araguaia (Grupo Araras e Formação Couto Magalhães, respectivamente) e Craton do São Francisco (Formação Sete Lagoas);
- 2- A identificação e comparação, pela primeira vez, de acritarcos em seqüências de capas carbonáticas brasileiras temporalmente distintas;
- 3- O registro de acritarcos no Brasil, como exemplo: *Cymatiosphaeroides* sp. e *Trachyhystrichosphaera* sp., na seqüência carbonática pós-esturtiana na Formação Sete Lagoas; e *Cavaspina* sp., *Appendisphaera* sp., *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia minutissima*, na seqüência carbonática pós-marinoana;
- 4- Uma proposta bioestratigráfica para o Neoproterozóico com base nos microfósseis do presente estudo.

10. Bibliografia

- ABREU F.A.M. O Supergrupo Baixo Araguaia. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 2. Recife. pp. 539-545, 1978.
- AGUIAR, G.A. Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo. Rio de Janeiro, *PETROBRÁS*, 55p. (relatório técnico), 1969.
- AITKEN, J.D. Two Late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, northwestern Canada: *Geology*, v. 19, p. 445-448, 1991.
- ALBUQUERQUE, P. R. F. de.. Reavaliação de estruturas de possível origem biogênica (icnofósseis, dubiofósseis e estruturas associadas) do Grupo Alto Paraguai (Vendiano ou Cambriano), MT. *Dissertação de Mestrado*. 120 p., 2001.
- ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: *Geology*, 29:319-322, 2001.
- ALLEN, P.A. AND HOFFMAN, P.F., Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature* 433, 123-127, 2005.
- ALLISON, C.W. Paleontology of Late Proterozoic and early Cambrian rocks of East-Central Alaska. *USGS*, 50 p., 18 pls., 1985.
- ALMEIDA, F.F.M. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Ed. Blücher Ltda, p.265-281, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Academia Brasileira Ciências*. 40:285-295, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. (DNPM), Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, Brasil. *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral*, 40: 285-293, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. Notas Prel. e Est.. *Boletim* 117 da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. 1-11 p, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de.. Ocorrência de fósseis nos Dolomitos Bocaina, em Corumbá, Mato Grosso. *Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, p. 87-88, 1958
- ALTERMANN, W. e SCHOPF, J.W. Microfossils from the Neoproterozoic Campbell Group, Griqualand West sequence of the Transvaal Supergroup, and their paleoenvironmental and evolutionary implications. *Precambrian Research* 75, 65–90, 1995.
- ALVARENGA, C. J. S. de; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. de S.; ABREU, F. de A. M. de. Paraguay and Araguaia Belts. In: Tectonic Evolution of South América, 31^o. *International Geological Congress*, p. 183-193, Rio de Janeiro, 2000.
- ALVARENGA, C.J.S. e TROMPETTE, R. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geol.*, 23(1):18-30, 1993.
- AROURI K., GREENWOOD P. F., E WALTER M. R.. Biological affinities of Neoproterozoic acritarchs from Australia: microscopic and chemical characterisation. *Org. Geochem.* 31(1), 75-89, 2000.
- BABINSKI, M. ; TRINDADE, R. I. F. ; ALVARENGA, C. J. S. ; BOGGIANI, P. C. ; LIU, D. ; SANTOS, R. V. . Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: *Snowball Earth Ascona*. Proceedings, v. 1. p. 19-20, 2006.
- BABINSKI, M., KAUFMAN, A.J., VARNI, M. First Direct Dating of a Neoproterozoic Post- Glacial Cap Carbonate. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, *short papers*, p. 321-323, 2003.
- BABINSKI, M., VIEIRA, L.C., TRINDADE, R.I.F. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 2007.
- BARBOSA, O. Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineração e Metalurgia*, 13: 271-278, 1949.
- BARBOSA, O. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia", 1966.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. R. Geologia do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM*, n.136, 140 p., 1970.
- BASEI, M. A. S. ; Brito Neves, B. B. . Características Geológicas da Transição Proterozoico-Fanerozoico No Brasil. In: J. G. gutierrez; J. Saavedra; I. Rabano. (Org.). PALEOZOICO INFERIOR DE IBERO-AMERICA. MADRID/ESPANHA: UNIVERSIDADE DE EXTREMADURA/UNEX, 1992, v. , p. 331-342.
- BECKER, R.H., CLAYTON, R.N. Carbon isotopic evidence for the origin of a Banded Iron-Formation in Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36(5) p577-595, 1972.
- BEUKES, N.J.; KLEIN, C.. 'Models for iron-formation deposition', In: Schopf J.W. and Klein C. (eds.), 'The Proterozoic Biosphere, a multidisciplinary study', Cambridge University Press, New York, pp. 147-152, 1992.
- BEURLIN, K. ; SOMMER, F. W.. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá, DNPM., Div. Geol. Mineralogia, *Boletim da Divisão* adjacentes. *Ciência, Técnica e Petróleo*, n. 3, p.71-105, 1957.
- BODISELITSCH, B.; KOEBERL, C; MASTER, S.; REIMOLD, W.U. Estimating Duration and Intensity of

- Neoproterozoic Snowball Glaciations from Ir Anomalies *Science* 308 (5719), 239, 2005.
- BOGGIANI, P.C. Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 91 p., 1990.
- BOGGIANI, P.C.. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. *Tese de doutoramento*. São Paulo. 181p., 1997
- BOWRING, S.A.; MYROW, P.; LANDING,.; RAMENZANI, J.. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. *NASA Astrobiol. Inst. (NAI General Meeting, Abstract)*: 113-114, 2003
- BRAUN, O. P. G. 1968 Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG.p. 155-166, 1968.
- BROCKS, J. J.; LOGAN, G.A.; BUICK, R.; SUMMONS, R.E. Archean Molecular Fossils and the Early Rise of Eukaryotes *Science* 285 (5430), 1033, 1999.
- BULHÕES, E.M. e DALL'AGNOLL, R.. Mapeamento geológico e petrografia do granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de dobramento Araguaia, GO. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, 59-76, 1985
- BUTTERFIELD, N. J.; KNOLL, A.H. e SWETT, K. A Bangiophyte red alga from the Proterozoic of Arctic Canada *Science*, v. 250, p. 104-107, 1990.
- BUTTERFIELD, N.J. A vaucheriacean alga from the middle Neoproterozoic of Spitsbergen: implication for the evolution of Proterozoic eukaryotes and the Cambrian explosion *Paleobiology*, v. 30, n. 2, p. 231-252, 2004..
- BUTTERFIELD, N.J.; KNOLL, A.H.; SWETT, K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, *Spitzbergen. Fossils and Strata* 34: 1-84, 1994.
- BUTTERFIELD, N.J.; RAINBIRD, R.H. Diverse organic-walled fossils, including "possible dinoflagellates", from the early Neoproterozoic of arctic Canada *Geology*, v. 26, n. 11, p. 963-966, 1998
- CATLING, D.C.; BUICK, R. Oxygen and life in the Precambrian *Geobiology*, v. 4, p. 225-226, 2006.
- CAVALIER-SMITH, T. The neomuran origin of archaeobacteria, the negibacterial root of the universal tree and bacterial megaclassification. *Int J Syst Evol Microbiol* 52, 7-76, 2002.
- CHUMAKOV, N.M. Laplandian glacial horizon and its equivalents, in Sokolov, B.S., and Fedonkin, M.A., eds., *The Vedian System, Volume 2: Regional Geology: Heidelberg*, Springer-Verlag, p. 199-225, 1990.
- CLOUD, P.; GLAESSNER, M.F. The Ediacarian Period and System: Metazoa Inherit the Earth *Science* 217 (4562), 783, 1982.
- CLOUD, P.; MOORMAN, M.; PIERCE, D.. Sporulation and ultrastructure in a Late Proterozoic cyanophyte: some implications for taxonomy and plant phylogeny. *Quarterly Review of Biology*, 50: 131-150, 1975
- COLBATH, G.K. A comparison of palynological extraction techniques using samples from the Silurian bainbridge formation, Missouri, U.S.A. *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 44, p. 153-164, 1985.
- CONWAY-MORRIS, S.. Late Precambrian and Cambrian soft-bodied faunas. *Ann. Ver. Earth Planet. Sci.*, 18: 101-122, 1990
- COOPER, R.A.; JAGO, J.B.; MACKINNON, D.I.; SHERGOLD, J.H.; VIDAL, G. Late Precambrian and Cambrian Fossils from Northern Victoria Land and their Stratigraphic Implication. In: *Antarctic Geoscience*, Craddock, C. (ed) 1982. Part V: *Paleontology* p. 629-633, 1982.
- CORSETTI, F. A.; AWRAMIK, S.S. M. & PIERCE, D. A Complex Microbiota from snowball Earth Times: Microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 100, n. 8, p. 4399-4404, 2003.
- COSTA, M.T. E BRANCO, J.J.R. Introdução. In: Branco, J.J.R. (Ed.) Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília. XIV Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, SBG, p.1-119, 1961.
- COSTA, S.B.J. Estratigrafia da região de Colméia GO, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camburiu, *Soc. Bras. Geol. Anais* v. 2, p. 720-728, 1980.
- COUTO, J. G. P.; BEZ, L. 1981. A Glaciação Jequitaiá. Um guia estratigráfico para Precambriano superior no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.11, n. 1, p. 17-21, 1981.
- CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás – *Folha Araguaína SB.22-7-D*. Estados do Tocantins/Pará. Texto Explicativo do mapa. Escala 1:250.000 , pp. 26-27, 1994.
- DAMASSA, S. P. e KNOLL, A.H. Micropaleontology of the Proterozoic Arcoona Quartzite Member of the Tent Hill Formation, Stuart Shelf, South Australia *Alcheringa*, v. 10, p. 417-430, 1986.
- DARDENNE, M.A., Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife. Anais, SBG, v. 2, p. 597-610, 1978.
- DEHLER, C.M.; SPRINKEL, D. A. & PORTER, S.M. Neoproterozoic Uinta Mountain Group of northeastern Utah: Pre-Sturtian geographic, tectonic, and biologic evolution *Geological Society of America*, v. Field Guide 6, p. 1-26, 2005.

- DERRY, L.A., KAUFMAN, A.J. & JACOBSON, S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:1317-1329, 1992.
- DONNADIEU, Y., Godderis, Y., Ramstein, G., Nedelec, A., and Meert, J., A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature* 428: 303-306, 2004.
- DONNADIEU, Y., G. RAMSTEIN, F. FLETEAU, J. BESSE, J. MEERT, Is high obliquity a plausible cause for Neoproterozoic glaciations?, *GRL*, 29, DOI:10.1029/2002GL015902, 2002
- DOOLITTLE, R.F.; FENG, DA-FEI; TSANG, S.; CHO, G. & LITTLE, E. Determining divergence times of the Major kingdoms of living organisms with a protein clock. *Science*, v. 271, p. 470-477, 1996.
- DOUZERY, E. J. P., E. A. SNELL, E. BAPTESTE, F. DELSUC, AND H. PHILIPPE. The timing of eukaryote evolution: Does a relaxed molecular clock reconcile proteins and fossils? *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 2004.
- DOWNIE, C., EVITT, W.R.; SARJEANT, W.A.S. Dinoflagellates, hystrichospheres, and the classification of the acritarches. *Stanford University Publications-Geological Sciences*, 7(3): 1-16, 1963.
- DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate rocks* (Ed. by W.E.Ham) pp. 108-121. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1, 1962.
- EISENACK, 1938 A. Hystrichosphaerideen und verwandte Formen im baltischen Silur, *Z. Geschiebeforschung* 14, pp. 1-30, 1938.
- EISENACK, A. Tasmanites Newton 1975 und *Leiosphaeridia* n. g. als Gattungen der Hystrichosphaeridea. *Palaeontographica Abteilung* 110: 1-19, 1958.
- EISENACK, A. Chitinozoen, Hystrichosphären und andere Mikrofossilien aus dem *Beyrichia*-Kalk. *Senck. Leth.* 36: 157-188, 1955
- ELIE, M. ; NOGUEIRA, A. C. R. ; NÉDELEC, A. ; KENIG, F. . A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball. *Terra Nova*, v. 19, p. 1-7, 2007
- ELLIOT, C.G. e WILLIAMS, P.F. Sediments slumping structures: a review of a diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology* 10: 171-182, 1988.
- EMBRY, A.F. e KLOVAN, J.E.. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 19, 730-781, 1971.
- ERIKSSON, P. G.; CONDIE, K. C.; TIRSGAARD, H.; MUELLER, W. U.; ALTERMANN, W.; MIALL, A.D.; ASPLER, L. B.; CATUNEANU, O.; CHIARENZELLI, J.R. Precambrian clastic sedimentation systems, *Sedimentary Geology*, Volume 120, Issues 1-4, September 1998, Pages 5-53, 1998.
- ERIKSSON, P.G.; ALTERMANN, W.; EBERHARDT, L.; AREND-HEIDBRINCK, S.; BUMBY, A.J. Palaeoproterozoic epeiric sea palaeoenvironments: the Silverton Formation (Pretoria Group, Transvaal Supergroup), South Africa. In: W. Altermann and P.L. Corcoran (eds.) *Precambrian Sedimentary Environments*, IAS Spec. Publ. 33, Blackwell, Oxford, pp.351-367, 2002.
- EVANS, D.A. Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporate paleolatitudes. *Nature* 444: 51-55, 2006.
- EVITT, W.R., A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres, and acritarchs, II. *Natl. Acad. Sci. Proc.* 49 (2): 158-164, 1963.
- EYLES, N. JANUSZCZAK, N. Syntectonic submarine mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is evidence of global glaciation? *Basin Research* 19: 179-198, 2007.
- FAIRCHILD, I.J. e HAMBREY, M.J. The Vendian of NE Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite/tillite association. *Precambrian Research*, 26: 111-167, 1984.
- FAIRCHILD, I.J., EINSELE, G., SONG, T., Possible seismic origin of molar-tooth structures in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, north China. *Sedimentology* 44, 611-636., 1997.
- FAIRCHILD, T.R. ; SUNDARAM, D. 1981. Novas evidências palinológicas sobre a idade do Grupo Corumbá, Ladário, Mato Grosso do Sul. *Soc. Bras. Geol.* 1 Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Geologia do pré-Cambriano, *Resumos*, p. 13, 1981.
- FAIRCHILD, T.R. e DARDENNE, M.A. O Estado atual de pesquisas sobre fósseis precambrianos no Brasil. In: *Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, *Resumo das comunicações*, SBG, v. 1, p. 181, 1978.
- FAIRCHILD, T.R. Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: *Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, *Resumo das comunicações*, SBG, v. 1, p. 181, 1978.
- FAIRCHILD, T.R.; SCHOPF, J.W.; SHEN-MILLER, J.; GUIMARÃES, E.M.; EDWARDS, M. D.; LAGSTEIN, A.; LI, X.; PABST, M.; MELO, FILHO, L.S. 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research* 80: 125-152, 1996.
- FIGUEIREDO, F.T.; PETRI, S.; HIDALGO, R.L.L.; TRINDADE, R.I.F. A Formação Couto Magalhães,

- Neoproterozóico da Faixa Araguaia: fácies e estratigrafia do furo SMD-08, Redenção, Pará. IX Simpósio de Geologia da Amazônia, 2007.
- FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing. 182p, 1974.
- FOSTER, C.B.; CERNOVSKIS, A.; O'BRIEN, G.W. Organic walled microfossils from the Early Cambrian of South Australia. *Alcheringa*, 9 (4): 259-268, 1985.
- FUXING, W. Middle-upper proterozoic and lowest phanerozoic microfossil assemblages from SW China and contiguous areas. *Precambrian Research*, 29: 33-43, 1985.
- GERMAN, T.N., MIKHAJLOVA, N.S., YANKAUSKAS, T.V., Sistematischeskoe opisaniye mikrofosilij (Systematic description of microfossils). In: Yankauskas, T.V. (Ed.), Mikrofosilii Dokembriya SSSR (Precambrian microfossils of the USSR). Nauka, Leningrad, pp. 34_ 151, 1989.
- GERMAN, TN Organic World Billion Year Ago. Nauka, Leningrad, 1990
- GERMS, G.. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa, *Am. J. Sci.*, 272: 752-761, 1972.
- GERMAN, T. N. Organic world one billion year ago. *Nauka, Leningrad.*, 1990.
- GERMS, G.J.B.; KNOLL, A.H. ; VIDAL, G., Latest Proterozoic microfossils from the Nama Group, Namibia(South West Africa). *Precambrian Res.*, 32: 45-62, 1986.
- GLAESSNER, M.F., Prooambrian Palaeontology. *Earth Sci, Rev.*, 1:29 51, 1966.
- GOLUBIC, S. E HOFMANN, H.J.. Comparison of Holocene and mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation. *Journal of Paleontology* 50, 1074-1082, 1976.
- GORAYEB, P.S de S. Evolução Geológica da região de Araguacema-Pequizeiro, Goiás – Brasil. *Dissertação de Mestrado em Geologia*-Belém – UFPA, Núcleo de ciências geofísicas e geológicas., p.79, 1981.
- GOROKOV, I.M.; SEMIKHATOV, M.A.; BASKAKOV, A.V. Sr isotopic composition in Riphean, Vendian and Lower Cambrian carbonates from Siberia. *Stratigr. Geol. Corr.*, 3: 1-28, 1995.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG J.G.; SMITH A.G.; ACTERBERG G.P.; LEEKER W., COOPER R.A.; DAVYDOV V., GIBBARD P.; HINNOV L.A., HOUSE M.R. ; LOURENS L.; LUTERBACHER H-P.; MCARTHUR J.; MELCHIN M.J.; ROBB L.J.; SHERGOLD J.; VILLENEUVE M.; WARDLAW B.R., ALI J.; BRINKHUIS H.; HILGEN F.J.; HOOKER J.; HOWARTH R.J.; KNOLL A.H.; LASKAR J.; MONECHI S.; POWELL J.; PLUMB K.A.; RAFFI I.; RÖHL U.; SANFILIPPO A.; SCHMITZ B.; SHACKLETON N.J.; SHIELDS G.A.; STRAUSS H.; VAN DAM J.; VEIZER J.; VAN KOLFSCHOTEN TH. & WILSON D. A Geologic Time Scale 2004b. *Cambridge Univ. Press*, 384p., 2004.
- GRAVESTOCK, D.I.,MORTON,J.G.G.;ZANG,W-L. Biostratigraphyand correlation. In:Morton,J.G.G.&Drexel, J.F. (eds),*The Petroleum Geology of SuulthAustralia Volume3:Officer Basin*. Mineraland Energy Resources South Australia, Adelaide, pp. 87-97, 1997
- GREY, K. Ediacarian acritarch biozonation in Australia. Geological Society of Australia Abstracts 51, Inaugural Sprigg Symposium, University of Adelaide, June, 1998, p. 22, 1998.
- GREY, K. Ediacaran palynology of Australia. *Memoir 31 of the Association of Australian Palaeontologists*.439p.,2005.
- GREY, K. A modified palynological preparation technique for the extraction of large Neoproterozoic Acanthomorph acritarch and other acid-insoluble microfossils *Geological Survey of Western Australia*, 1999.
- GREY, K. Surviving Snowball Earth: Australia's acritarch record *GSWA*, p. 8-9, 2002.
- GREY, K., WALTER, M.R., CALVER, C.R. Neoproterozoic biotic diversification: "snowball Earth" or aftermath of the Acraman impact? *Geology* 31, p. 459-462, 2003.
- GUERREIROS, M.G.; SILVA, J.M.R. Projeto Guaraí-Conceição, Relatório Final. Belém, *DNPM*, 50p, 1976.
- GUPTA, V.J.; KANWAR, R.C Late Paleozoic diamictites of the Kashmir Tethys and Himachal Pradesh Himalaya, India, in Hambrey, M.J, and Harland, W.B., eds., *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 287-293, 1981.
- HAHN, G.; PFLUG, H.D. Die Cloudinidae n. fam., KalkRöhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. Senckenbergiana. *Lethaia*, 65 (4/6): 413-431, 1980.
- HAHN, G.; HAHN, R.; PLFUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. Körperlicherhaltene scyphozoen – reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16: 1-18, 1982.
- HALVERSON, G. P.; HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. & MALOOF, A. C. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record *GSA Bulletin*, v. 117, n. 9/10, p. 1-27, 2005.
- HALVERSON, G.. A Neoproterozoic Chronology, in S. Xiao and A. Kaufman (Eds.), *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology*, Springer, New York, vol. 27 of Topics in Geobiology, 231-271, 2006
- HAN, T. M. e RUNNEGAR, B. Megascopic eukariotic algae from the 2.1- billion-year-old Negaunee iron-formation, Michigan. *Science*, 257: 232 – 235, 1992.

- HARLAND, W. B. e RUDWICK, M. J. S. The great infra-Cambrian glaciation. *Scientific American*, Vol. 211, No. 2, pages 28-36, 1964.
- HARLAND, W.B. 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. *Geol Rundsch* 54, 45-61, 1964.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G.; SMITH, D.G. *A Geologic Time Scale* 1989. Cambridge University Press, 263p., 1990.
- HARLAND, W.B.; HEROD, K.N. Glaciation through time. In: A. E., Wright and F. Mosely (eds) *Ice Ages: Ancient and Modern*, pp. 189-126. *Geological Journal Special Issue*, 6. Seel House Press, Liverpool, 1975
- HASUI Y., ABREU F.A.M de., SILVA J.M.R da. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*. 8: 107-118, 1977.
- HASUI, Y. Evolução Estrutural da região de Coiméia-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Camburiú, Soc. Brás. Geol. *Anais*, v. 5, p. 2.648-2658., 1980.
- HIDALGO, R.L.L. Análise micropaleontológica das Formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS) e Formação Araras (MT), Transição do Neoproterozóico – Fanerozóico. *Dissertação de Mestrado*. 139p, 2002.
- HOFFMAN, P.F. e SCHRAG, D.P. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, 14:129-155, 2002.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281:1342-1346, 1998.
- HOFMANN, H. J. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics. *Journal of Paleontology*, 50: 1040-1073, 1976.
- HOFMANN, H. J. Proterozoic carbonaceous compressions ("metaphytes" and "worms"). p. 342-357. In: Bengtson, S. ed. *Early life on earth*. Nobel symposium n. 84, 1994.
- HOFMANN, H.J.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P. Comings and Goings of Global Glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today*, vol. 8 (5): 1-9, 1998.
- HUNTLEY, J. W.; XIAO, S.; KOWALEWSKI, M. 1.3 Billion years of acritarch history: An empirical morphospace approach *Precambrian Research*, v. 144, p. 52-68, 2006.
- HYDE, W. T., CROWLEY, T. J., BAUM, S. K. e PELTIER, W. R. Neoproterozoic "snowball Earth" simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature* 405. p. 425-429, 2000.
- HYDE, W.T.; CROWLEY, T.J.; BAUM, S. K.; PELTIER, W.R. Neoproterozoic snowball earth simulations with a coupled climate/ice-sheet model *Nature*, v. 405, p. 425-306, 2000.
- JACOBSEN, S.B. e KAUFMAN, A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161, 37-57, 1999.
- JANKAUSAS, T.V. *Mikrofossilii Dokembriia* SSSR – 188 p; Leningrad (Nauka), 1989.
- JANKAUSAS, T.V. SHISHENYAKSKAY microbiota from Upper Riphean of the southern Urals. *Doklady, Akad. Nauk. SSSR* 251, 190-192 (in Russian), 1980.
- JAVAUX, E. J.; KNOLL, A.H.; WALTER, M. Morphological and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems, *Nature* 412: 66-9, 2003
- JAVAUX, E. J.; KNOLL, A.H.; WALTER, M. Recognizing and interpreting the fossils of early eukaryotes. *Orig. Life Evol. Biosph.* 33(1): 75-94, 2003.
- JENKINS, R.J.F. Functional and ecological aspects of Ediacaran Assemblages. In: *Origin and Early Evolution of the Metazoa*. J.H. Lipps and P.W. Signor. 131-177. Plenum Press, New York, 1992.
- JIANG, G., L.E. SOHL; N. CHRISTIE-BLICK, Neoproterozoic stratigraphic comparison of the Lesser Himalaya (India) and Yangtze Block (South China): Paleogeographic implications. *Geology*, 31, 917-920, 2003.
- KAPPLER, A.; PASQUERO, C.; KONHAUSE, K.O.; NEWMAN, D.K.. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)-oxidizing bacteria, *Geology*; November 2005; v. 33; no. 11; p. 865-868, 2005
- KARFUNKEL J. ; HOPPE A. Late proterozoic glaciation in centraleastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 65 : 1-21, 1988.
- KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A.H. ; NARBONNE, G.M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 94, p. 6600-6605, 1997.
- KAUFMAN, A.; KNOLL, A.H.. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73: 27-49, 1995.
- KAUFMAN, AJ ; S XIAO, High CO₂ levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils. *Nature* 425: 279-282, 2003.
- KELLEY, D.; BAROSS, J.A. e DELANEY, J.R. VOLCANOES, Fluids and life at Mid-ocean ridge spreading centers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 30: 385-491, 2002.
- KENNEDY, M.J. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic

- postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, 66:1050-1064, 1996.
- KENNEDY, M.J., RUNNEGAR, B., PRAVE, A.R., HOFFMANN, K.-H., AND ARTHUR, M.A., Two or four Neoproterozoic glaciations?: *Geology*, v. 26p. 1059-1063, 1998.
- KENNEDY, M.J.; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L.E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, 29: 443-446, 2001
- KEPPEN, O. I.; BAULINA, O.I.; e; KONDRAT'eva, E. N. Oscillochloris trichoides neotype strain DG-6 *Photosynth. Res.*, vol. 41, pp. 29-33, 1994.
- KIRSCHVINK J.L., Late proterozoic low latitude global glaciations: the snowball earth. In: J.W. Schoopf, C. Klein (eds). *The Proterozoic Biophere, A Multidisciplinary Study*. Cambridge, pp. 51-52, 1992.
- KLEIN C, BEUKES NJ, SCHOPF JW Filamentous microfossils in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup: their morphology, significance, and paleoenvironmental setting. *Precambrian Res* 36:81-94, 1987.
- KNOLL, A.H.; SWETT, K. Micropaleontology across the precambrian-cambrian boundary in Spitsbergen *Journal of Paleontology*, v. 61, n. 5, p. 598-926, 1987.
- KNOLL A.H.; WALTER M.R., 1992. Latest Proterozoic Stratigraph and Earth history. *Nature*, 356: 673 - 678
- KNOLL, A. H. Microfossil-based biostratigraphy of the Precambrian Hecla Hoek sequence, Nordaustlandet, Svalbard. *Geological Magazine*, 119: 269-270, 1982.
- KNOLL, A. H. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian research* 100: 3-20., 2000.
- KNOLL, A. H.; BARGHOORN, E. S. e GOLUBIC, S. Paleopleurocapsa Wopfnerii Gen. et sp nov.: a Late Precambrian Alga and Its Modern Counterpart *Proc. Nat. Acad. Sci.*, v. 72, n. 7, p. 2488-2492, 1975.
- KNOLL, A. H.; e WALTER, M. R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356: 673-678. 1992.
- KNOLL, A.H.; OHTA, Y. Microfossil in metasediments from Prins Karls Forland, western Svalbard *Polar research*, v. 6, p. 59-67, 1988.
- KNOLL, A.H.. Archean and Proterozoic Paleontology. Chapter 4; in: Jansonius, J. e MacGregor, D. O. (ed.), *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, vol. 1, p. 51-80. 1996
- KNOLL, A.H. e CARROLL, S.B. Early animal evolution: Emerging views from Comparative Biology and Geology. *Science*, vol. 284: 2129-2137. 1999.
- KNOLL, A.H. Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard *Journal of Paleontology*, v. 58, n. 1, p. 131-162, 1984.
- KNOLL, A.H. Proterozoic and Early Cambrian Proteins: Evidence for Accelerating Evolutionary Tempo *PNAS*, v. 91, p. 6743-6750, 1994.
- KNOLL, A.H. The early evolution of eukaryotes: a geological perspective *Science*, v. 256, p. 622-627, 1992.
- KNOLL, A.H., e Golubic, S., Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite. *Precambrian Res.*, 10:1151511979,
- KNOLL, A.H., SWETT, K. AND MARK, J.,. Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoon complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen. *J. paleontology.*, 65: 531-570, 1991
- KNOLL, A.H.; JAVAUX, E.J.; HEWITT, D. E COHEN, P. Eukariot organisms in Proterozoic oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B, 361: 1023-1038, 2006.
- KNOLL, A.H.; SWETT, K.; BURKHARDT, E. Paleoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in the Upper Proterozoic Backlundtoppen Formation, Spitsbergen *J. Paleont.*, v. 63, n. 2, p. 129-145, 1989.
- KNOLL, A.H.; SWETT, K.; MARK, J. Paleobiology of a Neoproterozoic Tidal Flat/ Lagoonal Complex: The Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen *Journal of Paleontology*, v. 65, n. 4, p. 531-570, 1991.
- KOLOSOVA, S.P. Pozhnedokembriyeskiye shipivatiye microfossilii vostoka Sibirskoi Platformi. *Algologiya* 39, 53-59, 1991
- KUMAR, G., SHANKER, R., MATHUR, V.K., AND MAITHY, P.K., Maideota section, Mussoorie Syncline, Krol Belt, Lesser Himalaya, India: A candidate for Global Stratotype Section and Point for Terminal Proterozoic System: *Geoscience Journal*, v. 21(1), p. 1-10, 2000.
- LANIER, W.P. Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity. *Palaios* 1, 525-542, 1986.
- LOEBLICH, A.R. Morphology, ultrastructure and distribution of Paleozoic acritarchs. *Proc. 1st North American Palaeont. Convention*, pt. G, 2, 705-788, 1970.
- MACIEL, P. 1959. Tiliito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. S.B.G., São Paulo, 8 (1): 31-39.
- MADALOSSO, A.; VERONESE, V. F. Considerações sobre a estratigrafia das rochas carbonatadas do Grupo Bambuí na região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. *Anais. Recife, SBG.* v. 2, p. 635-648, 1978.
- MAGALHÃES, P. M. *Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia*

- do São Francisco. Ouro Preto, p. 1-100. (Tese de Mestrado - Departamento de Geologia da Escola de Minas / Universidade Federal de Ouro Preto), 1989.
- MARGULIS L. Biodiversity: Molecular biological domains, symbiosis and kingdom origins. *Biosystems* 27:39-51, 1993.
- MARGULIS, L. Symbiosis in cell evolution. Microbial communities in the Archean and Proterozoic Eons. Second edition. W. H. Freeman and Company. New York. 452 p., 1981.
- MARTIN, C., OBERER, L., INO, T., KÖNIG, W. A., BUSCH, M. & WECKESSER, J. Cyanopeptolins, new depsipeptides from the cyanobacterium *Microcystis* sp. PCC 7806. *J Antibiot* 46, 1550–1556, 1993.
- MCKAY, C. P. Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball Earth. *Geophysical research letters*, vol. 27, n. 14, p. 2153-2156, 2000
- McMENAMIN, M. A. S. 1998. The garden of Ediacara. Columbia University Press. 295p.
- MENDELSON, C. V.; SCHOPF, J. W In: Schopf, J, W & Klein, C. (eds.). *The Proterozoic biosphere*. New York, Cambridge University, 1992, p. 219-232.
- MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22(4): 105-118, 1985
- MIALL, A.D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. Eds. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa, *Society for Sedimentary Geology/SEPM*, P. 6-12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).1981.
- MOCZYDLOWSKA, M., G. VIDAL, & V. A. RUDAVSKAYA. 1993. Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia. *Palaeontology*, 36:495-521
- MOCZYDLOWSKA, M.; VIDAL, G. 1992. Phytoplankton from the Lower Cambrian Lousa formation on Bornhoen, Denmark: biostratigraphy and palaeoenvironmental constraints. *Geol. Mag.* 129(1), pp. 17-40.
- MOJZSIS, S.J.; ARRHENIUS, G.; MCKEEGAN, K.D.; HARRISON, T.M. NUTMAN, A.P. & FRIEND, C.R.L. 1996. Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature* 284: 55-59.
- MOORMAN, M. 1974. Microbiota of the Late Proterozoic Hector Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal Paleontology*, 48 (3): 524-539.
- MOURA, C.A., GAUDETTE, H.E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, north central Brazil, Actas IV., *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Brasília, Brasil., pp.232-235
- MÜCKE, A. General and comparative considerations of whole-rock and mineral compositions of Precambrian iron-formations and their implications. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 179: 175-219, 2003.
- NAGY, L.A. Transvaal Stromatolite: first evidence for the diversification of cells about 2.2 x years ago *Science*, v. 183, n. 4124, p. 514-516, 1974.
- NAUMOVA, S.N., Spory nizhnego kembriya. *Izvestiya Akademiyi Nauk SSSR, Seriya Geologicheskaya*, 49-56, 1949.
- NAUTIYAL, S.N.; PAVLOVSKI, Y.V. Nakhodka rastiteinykh ostatkov (spor) v slantsakh torridona Shotlandii. *Doklady Akademiyi Nauk SSSR* 141, 181-182, 1961.
- NEVES, R.; DALE, B. A modified filtration system for palynological preparations *Nature*, v. 198, p. 775-776, 1963.
- NOGUEIRA, A. C. R., RICCOMINI, C., SIAL, A. N., MOURA, C. A. V., TRINDADE, R. I. F., FAIRCHILD, T. R. C and Sr isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the Late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, v.237, p.168 - 190, 2007.
- NOGUEIRA, A. C. R., RICCOMINI, C., SIAL, A. N., MOURA, C. A. V., FAIRCHILD, T. R. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, v.31, p.613 - 616, 2003.
- NOGUEIRA, A.C.R, RICCOMINI, C., SIAL, A.N., MOURA, C.A.V., TRINDADE, R.I.F., FAIRCHILD, T.R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237:168-190; 2007.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America. In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. *Abstracts in CD-ROM*, 2003.
- NOGUEIRA, A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo., 2003.
- OBERMEIER, S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-an overview of how seismic features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of

- source sediment can be used to infer the locations and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44:1-76, 1996.
- OBERMEIER, S.F., GOHN, G.S., WEEMS, R.E., GELINAS, R.L.; RUBIN, M., Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina: *Science*, 227: 408-411, 1985.
- OEHLER, D.Z. Pyrenoid-like structures in late precambrian algae from the bitter Springs formation of Australia. *Journal of Paleontology*. Vol. 51, no. 5 USA., 1976.
- OLIVEIRA, A. I. de; e LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*, 2ª. edição, Rio de Janeiro, 813p., 1943.
- OLIVEIRA, A.I. DE E MOURA, P., Geologia da Região de Corumbáe minérios de manganês e ferro do Urucum, Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. DNPM, 62: 13-29, 1944.
- OLIVEIRA, M. A. M. (1967) Contribuição à geologia da parte sul do São Francisco e áreas do limite oeste do Cráton do São Francisco. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, short papers, p. 44-47.
- PLAZIAT, J.C. E AHMAMOU, M.K. "Les différents mecanismes à l'origine de la diversité des séismites, leur identification dans la Pliocène du Saïss de Fes et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique." *Geodinamica Acta* 11(4): 183-203, 1988.
- PLAZIAT, J.C.; PURSER, B.H.; PHILOBBOS, E. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. Géol. France*, 8(3):419-434, 1990.
- PLUMB, K.A. New Precambrian time scale. *Episodes* 14: 139-140, 1991.
- POLAT, A. e FREI, R. The origin of early Archean banded iron formations and of continental crust, Isua, southern West Greenland *Precambrian Research*, v. 138, p. 151-175, 2005.
- POPE, M.C.; READ, J.F.; BAMBACH, R.; HOFMANN, H.J.. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: sedimentary records of earthquakes in the Appalachian basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109:489-503, 1997.
- PYATILETOV, V. G. Microphytofossils from the late Precambrian in the Uchuro-Maysk region. In: Khomentovsky, V. V. & Shenfil, V. Yu. (eds) *Late Precambrian and early Palaeozoic of Siberia, Riphean and Vendian*, 47-94, [In Russian], 1988.
- QUADROS, L. P.; MELO, J. H. G. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-Mesozóico. *B. Geoci. Petrobrás*, RJ, 1(2): 205-214, 1987.
- RIDGWELL, A.; KENNEDY, M. J.; CALDEIRA, K. Carbonate deposition, Climate stability, and Neoproterozoic ice ages. *Science*, vol. 302, p. 859-862, 2004.
- ROMEIRO-SILVA, P.C. E ZALÁN, P.V. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação Precambriano superior no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.11, 2005.
- ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M.. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sediment. Geol.*, 135:137-156. 1999
- RUDAVCKAJA, V.A. Critarchs from the Riphean - Cambrian boundary deposits in the South of East Siberia. *Microfossils of the oldest deposits*, Nauka, Moscow, p. 17-21, 1973.
- RUNNEGAR, B. The Cambrian explosion: animals or fossils? *Journ. Geol. Soc. Australia*, 29: 395-411. 1982.
- RUNNEGAR, B. Palaeoclimate: Loophole for snowball Earth. *Nature*, 405, 403 - 404, 2000
- RUNNEGAR. Palaeoclimate: Loophole for snowball earth. *Nature* 405, 403-404. , B. 2000
- SUPPE, J.. *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 537 p. 1985
- SAMUELSON, J. ; BUTTERFIELD, N. J. Neoproterozoic fossils from the Franklin Mountains, northwestern Canada: stratigraphic and palaeobiological implications *Precambrian Research*, v. 107, p. 235-251, 2001.
- SAMUELSSON, J.; DAWES, P.R. & VIDAL, G. Organic-walled microfossils from the Proterozoic Thule Supergroup, Northwest Greenland *Precambrian Research*, v. 96, p. 1-23, 1999.
- SARJEANT W.A.S. Observations on the acritarch genus *Mycrhystridium* (Deflandre). *Rev. Micropaleontol*, 9: 201-208, 1967.
- SAYLOR, B.Z., KAUFMAN, A.J., GROTZINGER, J.P., URBAN, F., A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia: *Journal Sedimentary Research*, V. 68, p. 1223-1235, 1999.
- SCHOPF, J. W. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. *Journal of Paleontology* 42: 651-688, 1968.
- SCHOPF, J. W. Major events in the history of life. *Jones and Bartlett Publishers*. 190 p., 1992.
- SCHOPF, J. W. The oldest known records of life: Stromatolites, microfossils, and organic matter from the early Archean of South Africa and Western Australia. In: *Early Life on Earth*, pp. 193-206, S. Bengtson (ed.), Columbia Univ. Press, New York., 1994.
- SCHOPF, J. W. e KLEIN, C. eds. *The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary study*. Cambridge University Press. 1348p., 1992.
- SCHOPF, J. W. e PACKER, B.M.. Early Archean (3.3-billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia. *Science*. 1987 Jul 3; 237:70-3. 1987
- SCHOPF, J.W. e WALTER, M.R. In: *Earth's earliest biosphere* (ed. Schopf, J.W.) 214-239 (Princeton University

- Press, New Jersey, 1983).
- SCHOPF, J.W. Microfossils of the Early Archaean Apex Chert: New evidence of the antiquity of life *Science*, v. 260, n. 5108, p. 640-646, 1993.
- SCHOPF, J.W. Collapse of the Late Proterozoic ecosystem. *S. Afr. J. Geol.*, 94, 33-43. , 1991
- SCHOPF, J.W., The oldest known records of life: Early Archean stromatolites, microfossils, and organic matter, in Bengtson, S., ed., *Early life on Earth*: New York, Columbia University Press, p. 193-206, 1994.
- SCHOPF, J.W., e BLACIC, J.M. New microorganisms from the Bitter Springs Formation (late Precambrian) of the North-Central Amadeus Basin, Australia. *J. Paleontology* 46: 925-959., 1971
- SCHOPF, J.W.; HAUGH, B.N.; MOLNAR, R.E.; SATTERTHWAIT, D.F. On the development of metaphytes and metazoans. *J. Paleont.*, 47: 1-9. 1973.
- SCHOPF, T. J. M. Evolving paleontological views on deterministic and stochastic approaches. *Paleobiology* 5: 337-352. 1979.
- SERGEEV, V. N. The Importance of Precambrian Microfossils for Modern Biostratigraphy *Paleontological Journal*, v. 40, n. 5, p. S664-S673, 2006.
- SERGEEV, V. Paleobiology of the Neoproterozoic (Upper Riphean) Shorikha and Burovaya silicified microbiotas, Turukhansk Uplift, Siberia *J. Paleont.*, v. 75, n. 2, p. 427-448, 2001.
- SERGEEV, V.N.; VOROB'eva, N.G.; PETROV, P.YU. New Riphean Microbiotas of the Billyakh Group, the North Anabar Region (Fomich River Basin): To Riphean Biostratigraphy of the Siberian Platform *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 15, n. 1, p. 1-11, 2007.
- SHELDON, R.P., Ice-ring origin of the Earth's atmosphere and hydrosphere and Late Proterozoic-Cambrian phospho- genesis. *Geol. Surv. India Spec. Publ.* 17, 321-362, 1984
- SIMONETTI, C.; FAIRCHILD, T.R.. Paleobiologia de uma nova microfórmula silicificada do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) da região de Unai, MG. *Boletim IG-USP. Publicação Especial n. 7* (Paleobotânica e Palinologia na América do Sul), p. 1-25, 1989
- SIMONETTI, C.; FAIRCHILD, T.R. Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of the São Francisco Craton, south-central, Brazil *Precambrian Research*, v. 103, p. 1-29, 2000.
- SOHL, L.E., CHRISTIE-BLICK, N. & KENT, D.V.. Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia: Implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. *GSA Bulletin* 111 (8), 1120-1139, 1999
- SOKOLOV, B. S.; IWANOWSKI, A. B. (eds) *The Vendian System: Vol. 1 Paleontology* English edn (Springer, Berlin, 1990).
- SOMMER, F. W. 1971. Microfósseis do calcário Corumbá, de Ladário, Estado do Mato Grosso. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 43 (3/4): 615-617.
- STANEVICH, A.M.; CHATTA, E.N.; KORNILOVA, T.A. e NEMEROV, V.K. 2007. Habitats and probable nature of acritarchs from the Upper Riphean Chench Formation. *Paleontological Journal*. Vol. 41, n. 1, pp. 87-94.
- SEILACHER, A. 1989. Vendozoa: Organismic construction in the Proterozoic biosphere. *Lethaia* 22: 229-239.
- SEILACHER, A. 1993. Early multicellular life: Late Proterozoic fossils and the Cambrian explosion. In: Bengtson, S. (ed.) *Early Life on Earth*. Nobel Symposium No. 84. Columbia University Press, New York. pp. 389-400.
- STANEVICH, A.M.; CHATTA, E.N.; KORNILOVA, T.A. & NEMEROV, V.K. Habitats and Probable nature of acritarchs from the Upper Riphean Chench Formation *Paleontological Journal*, v. 41, n. 1, p. 87-94, 2007.
- STANIER, R. Y., SISTROM, W. R., HANSEN, T. A. & 9 OTHER AUTHORS (1978). Proposal to place the nomenclature of the cyanobacteria (blue-green algae) under the rules of the International Code of Nomenclature of Bacteria. *Int J Syst Bacteriol* 28, 335-336.
- STAPLIN, F.L. 1961. Reef-controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta *Paleontology* 4:382-424
- SUBACIUS, S.M.R. 1985. Estudo biogeoquímico e micropaleontológico do sílex negro da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí (Proterozóico superior), São Gabriel (GO), Brasil. São Paulo, Dissertação de Mestrado, IG-USP, 149p.
- TAPPAN, H.; LOEBLICH, A. R. 1971. Surface sculpture of the wall in Lower Paleozoic acritarchs. *Micropaleontology*, vol. 17, pp. 385-410.
- TEIXEIRA, N.P. 1985. Geologia da região central da Serra das Cordilheiras, Goiás. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33: 2234-2248. Anais
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1989) A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-227
- TERMIER, H., AND TERMIER, G., (1960) L'Ediacarien, premier etage paleontologique. *Revue Gen. Sci. Pure Appliquées et Bull. Assoc. France Avanc. Sci.*, v. 67, p. 79-87

- TIMOFEEV, B.V. 1966. *Mikropaleofitologicheskoe Issledovanie Drevnikh Svit.* (Micropalaeontological Investigations of Ancient Suites) 147p.
- TRINDADE, R. I. F. ; FONT, Eric ; D'AGRELLA FILHO, Manoel de Souza ; NOGUEIRA, Afonso C R ; RICCOMINI, Claudio . Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, v. 15, p. 441-446, 2003.
- TOWE, K.M. 1983. Precambrian atmospheric oxygen and banded iron Formations. Aa delayed ocean model. *Precambrian Research*. 21: 161-170.
- VIDAL, G. 1984. Biostratigraphic correlation of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of the Fennoscandian Shield and the Caledonides of East Greenland and Svalbard,. In: D.G. Gee and B.A. Sturt (editors), *The Caledonide Orogen – Sscandinavia andrelated areas*, Part 1. Wiley, Chichester, pp. 331-338.
- VIDAL, G. E KNOLL A.H., 1983. Proterozoic Plankton. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 161: 265-277
- VIDAL, G. Giant acanthomorph acritarchs from the Upper Proterozoic in Southern Norway *Palaeontology*, p. 287-298, 1990.
- VIDAL, G. PA palynological preparation method *Palynology*, v. 12, p. 231-229, 1988.
- VIDAL, G., 1976. Late Precambrian microfossils from the Visingso Beds in Southern Sweden. *Fossil and Strata*, 9: 57pp.
- VIDAL, G.; MOCZYDLOWSKA, M. 1997. Biodiversity, speciation, and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton. *Paleobiology* 23: 230-246.
- VIDAL, G.; NYSTUEN, J. P. 1990. Lower Cambrian acritarchs and the Proterozoic-Cambrian boundary in southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 70, pp. 191-222.
- VIDAL, G., 1984, The oldest eukaryotic cells: *Scientific American*, v. 250, pp. 48-57
- WALSH, M. M.; LOWE, D. R. 1985. Filamentous microfossils from the 3,500-Myr old Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Nature* 314: 530-532.
- WALSH, M. 1992. Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian research*, 54: 271-293.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. Facies Models: response to sea level change. *Geol. Assoc. Canada*, p. 1
- WALCOTT, C. D., 1914. Cambrian Geology and Paleontology III, No. 2, Precambrian algal flora. Smithsonian Misc. coll. v. 64, p. 77-156.
- VOROB'EVA, N.G.; SERGEEV, V.N. & ACADEMICIAN OF THE RAS M.A. SEMIKHATOV. 2006. Unique Lower Vendian Keltma Microbiota, Timan Ridge: new evidence for the Paleontological essence and global significance of the Vendian system. *Doklady Earth Sciences*, 410(7): 1038-1043
- VOLKOVA, N.A., 1968. Acritarchs from Precambrian and Lower Cambrian deposits in Estonia. In.: B.M. Keller et al. (Editors), *Problematics of Riphean and Cambrian Layers of the Russian Platform, Urals and Kazakhstan*. Acad. Sci. USSR, Geol. Inst. Moscow, Nauka, 188: 8=36 (in Russian)
- VOLKOVA N.A., 1969. Acritarchs f the north-west Russian Platform. In: Rozanov et al. (Editors). *Tommotian Stage and the Cambrian Lower Boundary Problem*. Acad. , pp. 86-88, 258-27. (Transl. Amerind Publ. Co. Pvt. Ltd. New Delhi, 1981).
- VIEIRA, L.C.; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R. & ADER, M. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil 2007.
- VIEIRA, L.C.; ALMEIDA, R.P; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R., JANIKIAN, L. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências. In Press., 2007*
- VIEIRA, L.C., TRINDADE, R.I.F., NOGUEIRA, A.C.R., ADER, M., 2007a. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus - Geoscience* 339 (3-4), 240-258
- VIEIRA, L. C., TRINDADE, R. I. F., NOGUEIRA, A. C. R., ADER, M. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus. Géoscience.* , v.339, p.240 - 258, 2007. doi:10.1016/j.crte.2007.02.003.
- TRINDADE, R. I. F. ; MACQUIN, Melina . Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice-ages. *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 339, p. 200-211, 2007.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, 11(6):587-597.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 482pp.
- TUCKER, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks* 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p.

- UESUGUI, N. 1979. Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *B. téc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 22(4): 229-240.
- VEIS, A.F.; VOROB'EVA, N.G. & GOLUBKOVA, E.YU. The Early Vendian Microfossils first found in the Russian Plate: Taxonomic composition and biostratigraphic significance *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 14, n. 4, p. 28-46, 2006.
- VIDAL, G E MOCZYDŁOWSKA, M. 1992. Patterns of phytoplankton radiation across the Precambrian-Cambrian boundary. *Journal of the Geological Society*, vol. 149, p. 647-654.
- VIDAL, G.; KNOLL, A.H. 1983. Proterozoic plankton. *Geol. Soc. America, Mem.*, 161: 265-277.
- WEAVER, J. & JEFFCOAT, R.. 1978. Carbonate ball and pillow structures: *Geological Magazine*, v. 115, p. 245-253.
- WILLIAMS, G.E. 1975. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. *Geol. Mag.*, 112:441-444.
- WILLIAMS, G. E. (2000), Geological constraints on the Precambrian history of Earth's rotation and the Moon's orbit, *Rev. Geophys.*, 38(1), 37-60.
- ZHANG, Y.; YIN, L.; XIAO, S. & KNOLL, A. Permineralized fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, South China *The paleontological Society*, v. Memoir 50, p. 1-52, 1998.
- ZHANG, W. 1983. Study on the sphinctozoans of Upper Permian Changxing Formation from Lichuan area, West Hubei, China, p. 111. In A collection of theses for master's degree, 1983. Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing.
- ZANG, W.; WALTER, M.R. 1992. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China. *Recambrian Research* 57: 243-323.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis da parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e Seu Contexto Temporal e Paleoambiental. São Paulo. 218p. *Tese de Doutorado*, IG-USP.
- XIAO, S.; ZHANG, Y.; KNOLL, A.H. 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, vol. 391 p. 553-558.
- YUAN, X., AND HOFMANN, H. J. (1998). New microfossils from Neoproterozoic (Sinian) Doushantuo Formation, Weng'an, Guizhou Province, Southwestern China. *Acheringa* 22, 189-222.
- YOUNG, G.M. 1995c. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. A Second Reply: *Geology*, 23:1054-1055.
- YOUNG, G.M. 1995b. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. Reply: *Geology*, 23, p.960.
- YOUNG, G.M. 1995a. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. *Geology*, 23:153-156.
- YOON, H. S., J. Y. LEE, S. M. BOO, AND D. BHATTACHARYA. 2001. Phylogeny of Iariaceae, Laminariaceae, and Lessoniaceae (Phaeophyceae) based on plastid-encoded RuBisCo spacer and nuclear-encoded ITS sequence comparisons. *Molecular Phylogenetics and Evolution* 21:231-243.
- YIN, L. 1987. Precambrian microfloras of southwestern China, with reference to their stratigraphic significance. *Mem. Nanjing Inst. Geol. Palaeontol.* 10: 41-102.
- YANKAUSKAS T.V., MIKHAILOVA, Y.T.V.; GERMAN, T.N. (1989).- Mikrofossilii dokembrija SSSR (Precambrian Microfossils in USSR).- Nauka, Leningrad, 190
- YAN, K. & ZHU, L. 1992. Acanthomorphic acritarchs from Meso-Neoproterozoic shales of the Ruyang Group, Shanxi, China. *Review of Palaeobotany and Palynology* 98, 15-25.
- XIAO, S.; KNOLL, A. H.; KAUFMAN, A. J.; YIN, L. & ZHANG, Y. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform *Precambrian Research*, v. 84, p. 197-220, 1997.
- WILLIAMS, G.E. 1993. History of the Earth's obliquity. *Earth Sci. Rev.*, 34:1-45.
- WILLIAMS, G.E. 1998. Late Neoproterozoic periglacial aeolian sand sheet. stuart shelf, South Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, 45:733-741.
- XIAO, S. & KNOLL, A.H. 2000. PHOSPHATIZED ANIMAL EMBRYOS FROM THE NEOPROTEROZOIC DOUSHANTUO FORMATION AT WENG'AN, GUIZHOU, SOUTH CHINA. *JOURNAL OF PALEONTOLOGY*, VOL. 74 (5): 767-788.
- ZAINE, M. F. & FAIRCHILD, T. R. 1985. COMPARISON OF AULOPHYCUS LUCIANOI BEURLIN & SOMMER FROM LADÁRIO (MS) AND THE GENUS CLOUDINA GERMS, EDIACARAN OF NAMIBIA. *ANais ACADEMIA BRASILEIRA CIÊNCIAS*, 57: 133.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: Congr. Bras. Paleo., 10, *Anais*, Rio de Janeiro, RJ. *SBP*, v. 2, p.797-807.
- ZANG, W. 1997. Early Neoproterozoic sequence stratigraphy and acritarch biostratigraphy, eastern Officer Basin, South Australia. *Precambrian Research* 74: 119-175.

ANEXO 1. Referências da Tabela 1

1. Altermann, W. e Schopf, J. W. 1995 Microfossils from the Neoarchean Campbell Group, GriqualandWest Sequence of the Transvaal Supergroup, and their paleoenvironmental and evolutionary implications. *Precambrian Res.* 75, 65–90.
 2. Altermann, W. 2005 The 3.5 Ga Apex fossil assemblage? Consequences of an enduring discussion. *ISSOL'05, Int. Soc. for the Study of the Origin Life Triennial Meeting, Beijing, Program and Abstracts*, pp. 136–137 (abstract).
 3. Awramik, S. M., Schopf, J. W. e Walter, M. R. 1983 Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia. *Precambrian Res.* 20, 357–374.
 4. Buick, R. 2001 Life in the Archean. In *Paleobiology II* (ed. D. E. G. Briggs & P. R. Crowther), pp. 13–21. London, UK: Blackwell Science, Oxford Press.
 5. Kiyokawa, S., Ito, T., Ikehara, M. & Kitajima, F. 2006 Middle Archean volcano-hydrothermal sequence: bacterial microfossil-bearing 3.2-Ga Dixon Island Formation, coastal Pilbara terrane, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 3–22.
 6. Klein, C., Beukes, N. J. e Schopf, J. W. 1987 Filamentous microfossils in the early Proterozoic Transvaal Supergroup: their morphology, significance, and paleoenvironmental setting. *Precambrian Res.* 36, 81–94.
 7. Knoll, A. H. e Barghoorn, E. S. 1977 Archean microfossils showing cell division from the Swaziland System of South Africa. *Science* 198, 396–398.
 8. Lanier, W. P. 1986 Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity. *Palaios* 1, 525–542.
 9. Muir, M. D. e Grant, P. R. 1976 Micropaleontological evidence from the Onverwacht Group, South Africa. In *The early history of the Earth* (ed. B. F. Windley), pp. 595–604. London, UK: Wiley.
 10. Rasmussen, B. 2000 Filamentous microfossils in a 3235-million-year-old volcanogenic massive sulphide deposit. *Nature* 405, 676–679.
 11. Schopf, J. W. e Barghoorn, E. S. 1967 Alga-like fossils from the Early Precambrian of South Africa. *Science* 156, 508–512.
 12. Schopf, J. W. e Walter, M. R. 1983 Archean microfossils: new evidence of ancient microbes. In *Earth's earliest biosphere* (ed. J. W. Schopf), pp. 214–239. Princeton, NJ: Princeton University Press.
 13. Schopf, J. W. e Packer, B. M. 1987 Early Archean (3.3-billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia. *Science* 237, 70–73.
 14. Schopf, J. W. 1992 Paleobiology of the Archean. In *The Proterozoic biosphere* (ed. J. W. Schopf e C. Klein), pp. 25–39. New York, NY: Cambridge University Press.
 15. Schopf, J. W. 1993 Microfossils of the Early Archean Apex chert: new evidence of the antiquity of life. *Science* 260, 640–646.
 16. Schopf, J. W. 1999 *Cradle of life*. Princeton, NJ: Princeton University Press.
 17. Schopf, J. W., Kudryavtsev, A. B., Agresti, D. G., Wdowiak, T. J. & Czaja, A. D. 2002 Laser-Raman imagery of Earth's earliest fossils. *Nature* 416, 73–76.
 18. Tice, M. M. e Lowe, D. R. 2004 Photosynthetic microbial mats in the 3,616-Myr-old ocean. *Nature* 431, 549–552.
 19. Ueno, Y., Isozaki, Y., Yurimoto, H. & Maruyama, S. 2001a Carbon isotopic signatures of individual Archean microfossils(?) from Western Australia. *Int. Geol. Rev.* 43, 196–212.
 20. Ueno, Y., Maruyama, S., Isozaki, Y. e Yuimoto, H. 2001b Early Archaean (ca. 3.5 Ga) microfossils and ^{13}C depleted carbonaceous matter in the North Pole area, Western Australia: field occurrence and geochemistry. In *Geochemistry and the origin of life* (ed. S. Nakasima, S. Maruyama, A. Brack e B. F. Windley), pp. 203–236. New York, NY: Universal Academic Press.
 21. Ueno, Y., Yoshioka, H. e Isozaki, Y. 2004 Carbon isotopes and petrography in w3.5 Ga hydrothermal silica dykes in the North Pole area, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 573–589.
 22. Walsh, M. M. e Lowe, D. R. 1985 Filamentous microfossils from the 3500 Myr-old Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Nature* 314, 530–532.
 23. Walsh, M. M. 1992 Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Res.* 54, 271–292.
- Referências na literatura de estromatólitos:**
1. Allwood, A., Walter, M., Marshall, C. e Van Kranendonk, M. 2004 Habit and habitat of earliest life on Earth. *Int. J. Astrobiol. Suppl.* 1, 105. (abstract).
 2. Arias, Z., deKemp, E. A. e Donaldson, J. A. 1986 Shallowmarine Archean stromatolites in the Eyapamikama Lake area, Superior Province, Canada. *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Annual Midyear Meeting, Raleigh, NC, Abstracts*, vol. 3, p. 3 (abstract).
 3. Awramik, S. M., Schopf, J. W. e Walter, M. R. 1983 Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia. *Precambrian Res.* 20, 357–374.
 4. Bertrand-Sarfati, J. e Eriksson, K. A. 1977 Columnar stromatolites from the Early Proterozoic Schmidtsdrift Formation, northern Cape Province, South Africa— Part 1: systematic and diagnostic features. *Palaeontol. Afr.* 20, 1–26.
 5. Beukes, N. J. e Lowe, D. R. 1989 Environmental control on diverse stromatolite morphologies in the 3000 Ma Pongola Supergroup, South Africa. *Sedimentology* 36, 383–397.
 6. Bickle, M. J., Martin, A. e Nisbet, E. G. 1975 Basaltic and periodotic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 155–162.
 7. Bond, G., Wilston, J. F. e Winnall, N. J. 1973 Age of the Huntsman limestone (Bulawayan) stromatolites. *Nature*.
 8. Buck, B. G. 1980 Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp Supergroup of South Africa. *Precambrian Res.* 12, 311–330.
 9. Buick, R., Dunlop, J. S. R. & Groves, D. I. 1981 Stromatolite recognition in ancient rocks: an appraisal of irregular laminated structures in an early Archean chert–barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa* 5, 161–181.

10. Buick, R. 2001 Life in the Archean. In *Paleobiology II* (ed. D. E. G. Briggs & P. R. Crowther), pp. 13–21. London, UK: Blackwell Science, Oxford Press.
11. Burbridge, G. H. & Lambert, M. B. 1990 Sedimentary features of the 2.7 Ga Black River volcanic complex, Slave Province, N.W. T., Central Canada. *Central Canada Geol. Conf. '90*, Ottawa, Ontario, Abstracts, p. 13 (abstract).
12. Byerly, G. R., Lowe, D. R. & Walsh, M. M. 1986 Stromatolites from the 3,300–3,500 Myr Swaziland Supergroup, Barberton Mountain Land, South Africa. *Nature* 319, 489–491.
13. Byerly, G. R. e Palmer, M. R. 1991 Tourmaline mineralization in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: Early Archean metasomatism by evaporite-derived boron. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 387–402.
14. Cloud Jr, P. E. & Semikhatov, M. A. 1969 Proterozoic stromatolite zonation. *Am. J. Sci.* 267, 1017–1061.
15. de laWinter, H. R. 1963. Algal structures in the sediments of the Ventersdorp System. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 66, 115–121.
16. Furnes, H., Banerjee, N. R., Muehlenbachs, K., Staudigel, K., 1979 Preliminary results of biostratigraphic studies of Proterozoic stromatolites in Western Australia. *Geol. Surv. W. Aust. Rec.* 1979/2, 1–26.
17. Grey, K. 1981 Small conical stromatolites from the Archean near Kanawna, Western Australia. *Annu. Rep. Geol. Surv. W. Aust.* 1980, 90–94.
18. Grobler, N. J. e Emslie, D. P. 1976 Stromatolitic limestone and chert in the Ventersdorp Supergroup at the T'Kuip Hills area and surroundings, Bristown District, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 79, 49–52.
19. Groves, D. I., Dunlop, J. S. R. & Buick, R. 1981 An early habitat of life. *Sci. Am.* 245, 64–73.
20. Henderson, J. B. 1975 Archean stromatolite in the northern Slave Province, North West Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 12, 1619–1630.
21. Hofmann, H. J. 1971 Precambrian fossils, pseudofossils, and problematica in Canada. *Geol. Surv. Can. Bull.* 189, 1–146.
22. Hofmann, H. J. 1973 Stromatolites: characteristics and morphogenesis. *Earth Sci. Rev.* 9, 339–373.
23. Hofmann, H. J., Thurston, P. C. e Wallace, H. 1985 Archean stromatolites from the Uchi greenstone belt, northwestern Canada. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 28, 125–132.
24. Hofmann, H. J., Sage, P. R. e Berdusco, E. N. 1991 Archean stromatolites in the Michipicoten Group siderite ore at Wawa, Ontario. *Econ. Geol.* 86, 1023–1030.
25. Hofmann, H. J. e Masson, M. 1994 Archean stromatolites from Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 424–429.
26. Hofmann, H. J., Grey, K., Hickman, A. H. & Thorpe, R. I. 1999 Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1256–1262.
27. Hofmann, H. J. 2000 Archean stromatolites as microbial archives. In *Microbial sediments* (ed. R. E. Riding & S. M. Awramik), pp. 315–327. Berlin: Springer.
28. Jolliffe, A. W. 1955 Geology and iron ores of Steep Rock Lake. *Econ. Geol.* 50, 373–398.
29. Kiyokawa, S., Ito, T., Ikehara, M. e Kitajima, F. 2006 Middle Archean volcano-hydrothermal sequence: bacterial microfossil-bearing 3.2-Ga Dixon Island Formation, coastal Pilbara terrane, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 3–22.
30. Lambert, M. B., Burbridge, G., Jefferson, C. W. & Beaumont, M. 1990 Stratigraphy, facies and structure in volcanic and sedimentary rocks of the Archean Back River Volcanic Complex, Northwest Territories. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90-1C, 151–165.
31. Lambert, M. B. 1996 Stratigraphy of the southern portion of an Archean stratovolcano, Slave Province, Northwest Territories. *Geol. Surv. Can. Pap.* 96-C, 19–28.
32. Lambert, M. B. 1998 Stromatolites of the late Archean Back River stratovolcano, Slave structural province, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 35, 290–301.
33. Lanier, W. P. 1986 Approximate growth rates of Early Proterozoic microstromatolites as deduced by biomass productivity. *Palaaios* 1, 525–542.
34. Lowe, D. R. 1980 Stromatolites 3,400-Myr old from the Archean of Western Australia. *Nature* 284, 441–443.
35. Lowe, D. R. 1983 Restricted shallow-water sedimentation of Early Archean stromatolitic and evaporitic strata of the Strelley Pool Chert, Pilbara Block, Western Australia. *Precambrian Res.* 19, 239–283.
36. MacGregor, A. M. 1941 A Precambrian algal limestone in Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 43, 9–15.
37. Martin, A., Nisbet, E. G. e Bickle, M. J. 1980 Archean stromatolites of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Precambrian Res.* 13, 337–362.
38. Mason, T. R. e von Brunn, V. 1977 3-Gyr-old stromatolites from South Africa. *Nature* 266, 47–49.
39. Muir, M. D. e Grant, P. R. 1976 Micropaleontological evidence from the Onverwacht Group, South Africa. In *The early history of the Earth* (ed. B. F. Windley), pp. 595–604. London, UK: Wiley.
40. Oprea, J. L. e Wilson, J. F. 1981 Stromatolites at 3500 Myr and a greenstone–granite unconformity in the Zimbabwean Archean. *Nature* 291, 2180–2220.
41. Schopf, J. W., Oehler, D. Z., Horodyski, R. J. & Kvenvolden, K. A. 1971 Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites. *J. Paleontol.* 45, 477–485.
42. Schopf, J. W. e Walter, M. R. 1983 Archean microfossils: new evidence of ancient microbes. In *Earth's earliest biosphere* (ed. J. W. Schopf), pp. 214–239. Princeton, NJ: Princeton University Press.
43. Srinivasan, R., Shukla, M., Naqvi, S. M., Yadav, V. K., Venkatachala, B. S., Ray, B. U. e Rao, S. 1989 Archean stromatolites from the Chitradurga schist belt, Dharwar craton, South India. *Precambrian Res.* 43, 239–250.
44. Sumner, D. Y. 1997 Late Archean calcite–microbe interactions: two morphologically distinct microbial communities that affected calcite nucleation differently. *Palaaios* 12, 302–318.
45. Sumner, D. Y. 2000 Microbial vs environmental influences on the morphology of Late Archean fenestrate microbialites. In *Microbial sediments* (ed. R. E. Riding & S. M. Awramik), pp. 307–314. Berlin: Springer.

46. Thurston, P. C., Cortis, A. L. e Chivers, K. M. 1987 A reconnaissance re-evaluation of a number of northwestern greenstone belts: evidence of an early Archean sialic crust. *Geol. Surv. Ontario Can. Misc. Pap.* 137, 4–24.
47. Tice, M. M. e Lowe, D. R. 2004 Photosynthetic microbial mats in the 3,616-Myr-old ocean. *Nature* 431, 549–552.
48. Truswell, J. F. e Eriksson, K. A. 1972 The morphology of stromatolites from the Transvaal Dolomite northwest of Johannesburg, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 75, 99–110.
49. Truswell, J. F. e Eriksson, K. A. 1973 Stromatolite associations and their paleoenvironmental significance: a reappraisal of a Lower Proterozoic locality in the North Cape Province, South Africa. *Sed. Geol.* 10, 1–23.
50. Truswell, J. F. e Eriksson, K. A. 1975 A paleoenvironmental interpretation of the early Proterozoic Malmani Dolomite from Zwartkops, South Africa. *Precambrian Res.* 9, 277–303.
51. Van Kranendonk, M. J., Webb, G. E. & Kamber, B. S. 2003 Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archean ocean. *Geobiology* 1, 91–108.
52. von Brunn, V. e Mason, T. R. 1977 Silicoclastic-carbonate tidal deposits from the 3000 m.y. Pongola Supergroup, South Africa. *Sed. Geol.* 18, 245–255.
53. Walsh, M. M. e Lowe, D. R. 1985 Filamentous microfossils from the 3500 Myr-old Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Nature* 314, 530–532.
54. Walsh, M. M. 1992 Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Res.* 54, 271–292.
55. Walter, M. R. 1972 Stromatolites and biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Palaeontol. Assoc. Lond. Spec. Pap. Palaeontol.* 11. 190 pp.
56. Walter, M. R., Buick, R. e Dunlop, J. S. R. 1980, Stromatolites, 3,400–3,500 Myr old from the North Pole area, Western Australia. *Nature* 284, 443–445.
57. Walter, M. R. 1983 Archean stromatolites: evidence of Earth's earliest benthos. In *Earth's earliest biosphere* (ed. J. W. Schopf), pp. 187–213. Princeton, NJ: Princeton University Press.
58. Wilks, M. E. e Nisbet, E. G. 1985 Archean stromatolites from Abitibi Belt, northwestern Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 22, 792–799.
59. Wilks, M. E. e Nisbet, E. G. 1988 Stratigraphy of the Steep Rock Group, northwest Ontario: a major Archean unconformity and Archean stromatolites. *Can. J. Earth Sci.* 25, 370–391.
60. Williams, I. R. 2000 Geology of the Cooragoora 1:100 000 sheet: 1:100 000 geological series explanatory notes, pp. 1–23. Perth, Australia: Western Australia Geological Survey.
61. Young, R. B. 1932 The occurrence of stromatolitic or algal limestones in the Campbell Rand Series, Griqualand West. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 53, 29–36.

ANEXO 2. DETALHES DAS AMOSTRAS

Análise micropaleontológica em microscópio Nikon Eclipse ME 600

Fotografias em Câmera Digital Nikon DXM1200

Software de análise: Nikon ACT-1

Local: Center for Nanoscale Systems – Harvard University

Nº Lãm = número das lâminas analisada; **Nº**

Res= número do resíduo;

Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais

N.	Nº Lãm.	Nível	Nº Am. Seca	Nº Res.
1	424	M-4	106	184
2	425	M-7	109	187
3	426	M-7	109	187
4	427	M-7	109	187
5	428	M-7	109	187
6	429	M-4	106	184
7	430	M-4	106	184
8	435	M-1	103	181
9	436	M-1	103	181
10	437	M-1	103	181
11	438	M-1	103	181
12	439	M-2	104	182
13	440	M-2	104	182
14	441	M-2	104	182
15	442	M-2	104	182
16	443	M-3	105	183
17	444	M-3	105	183
18	445	M-3	105	183
19	446	M-3	105	183
20	447	M-4	106	184
21	448	M-4	106	184
22	449	M-4	106	184
23	450	M-4	106	184
24	451	M-5	107	185
25	452	M-5	107	185
26	453	M-5	107	185
27	454	M-5	107	185
28	455	M-6	108	186
29	456	M-6	108	186
30	457	M-6	108	186
31	458	M-6	108	186
32	459	M-7	109	187
33	460	M-7	109	187
34	461	M-7	109	187
35	462	M-7	109	187
36	463	M-8	110	188
37	464	M-8	110	188
38	465	M-8	110	188
39	466	M-8	110	188
40	467	M-9	111	189
41	468	M-9	111	189
42	469	M-10	112	190

43	470	M-10	112	190
44	471	M-11	113	191
45	472	M-11	113	191
46	473	M-11	113	191
47	474	M-11	113	191

Grupo Araras, Mato Grosso, Brasil MI=Formação Mirassol d'Oeste

No.	Nº Lãm.	Nível	Nº Am. Seca	Nº Res.	Unidade estratigráfica Formação
1	154	A1		4	MI
2	155	P1		5	MI
3	156	A1		4	MI
4	157	A1		4	MI
5	158	P1		5	MI
6	159	P1		5	MI
7	160	P1		5	MI
8	161	P1		5	MI
9	162	P1		5	MI
10	163	A1		4	MI
11	164	A1		4	MI
12	165	P1		5	MI
13	171	A1		4	MI
14	172	P1		5	MI
15	330	A1M-1		137	MI
16	331	A1M-1		137	MI
17	332	A1M-4		159	MI
18	333	A1M-4		159	MI
19	334	A1M-6		139	Guia
20	335	A1M-6		139	Guia
21	336	A1M-7	55	146	Guia
22	337	A1M-7	55	146	Guia
23	338	A1M-8		141	Guia
24	339	A1M-8		141	Guia
25	642	A1M-9		157	Guia
26	309	A1M-9		157	Guia
27	310	A1M-9		157	Guia
28	311	A1M-9		157	Guia
29	312	A1M-9		157	Guia
30	641	A1M-9		157	Guia
31	340	A1M-11		142	Guia
32	341	A1M-11		142	Guia
33	684	A1M-11		142	Guia
34	342	A1M-12		143	Guia
35	343	A1M-12		143	Guia
36	556	A1M-12	-	143	Guia
37	344	A1M-13		144	Guia
38	345	A1M-13		144	Guia
39	558	A1M-13	-	144	Guia
40	559	A1M-13	-	144	Guia
41	346	A1M-14	50	145	Guia
42	347	A1M-14	50	145	Guia
43	374	A1M-15			Guia
44	373	A1M-15		115	Guia
45	557	A1M-12	-	143	Guia
46	375	A1M-17	57	137	Guia
47	376	A1M-17	57	137	Guia
48	377	A1M-17	57	137	Guia

49	412	A1M-17	57	137	Guia
50	413	A1M-17	57	137	Guia
51	414	A1M-17	57	137	Guia
52	415	A1M-17	57	137	Guia
53	416	A1M-17	57	137	Guia
54	417	A1M-17	57	137	Guia
55	418	A1M-17	57	137	Guia
56	419	A1M-17	57	137	Guia
57	630	A1M-17	-	163	Guia
58	631	A1M-17	-	163	Guia
59	632	A1M-17	-	163	Guia
60	633	A1M-17	-	163	Guia
61	634	A1M-17	-	163	Guia
62	635	A1M-17	-	163	Guia
63	636	A1M-17	-	163	Guia
64	637	A1M-17	-	163	Guia
65	638	A1M-17	-	163	Guia
66	639	A1M-17	-	163	Guia
67	640	A1M-17	-	163	Guia
68	679	A1M-17	-	163	Guia
69	348	A1M-19		165	Guia
70	349	A1M-19		165	Guia
71	645	A1M-19		165	Guia
72	646	A1M-19		165	Guia
73	680	A1M-19		165	Guia
74	681	A1M-19		165	Guia
75	682	A1M-19		165	Guia
76	683	A1M-19		165	Guia
77	685	A1M-19		165	Guia
78	686	A1M-19		165	Guia
79	323	A1C5-101		132	Nobres
80	324	A1C5-101		132	Nobres
81	325	A1C5-101		132	Nobres
82	590	A1C5-101	-	132	Nobres
83	591	A1C5-101	-	132	Nobres
84	592	A1C5-101	-	132	Nobres
85	593	A1C5-101	-	132	Nobres
86	594	A1C5-101	-	132	Nobres
87	595	A1C5-101	-	132	Nobres
88	596	A1C5-101	-	132	Nobres
89	597	A1C5-101	-	132	Nobres
90	598	A1C5-101	-	132	Nobres
91	599	A1C5-101	-	132	Nobres
92	356	A1C5-102		150	Nobres
93	357	A1C5-102		150	Nobres
94	580	A1C5-102	-	150	Nobres

95	581	A1C5-102	-	150	Nobres
96	582	A1C5-102	-	150	Nobres
97	583	A1C5-102	-	150	Nobres
98	584	A1C5-102	-	150	Nobres
99	585	A1C5-102	-	150	Nobres
100	586	A1C5-102	-	150	Nobres
101	587	A1C5-102	-	150	Nobres
102	588	A1C5-102	-	150	Nobres
103	589	A1C5-102	-	150	Nobres
104	166	A1C5-1	35	1	Nobres
105	167	A1C5-1	35	1	Nobres
106	358	A1C5-106		151	Nobres
107	359	A1C5-106		151	Nobres
108	360	A1C5-107		152	Nobres
109	361	A1C5-107		152	Nobres
110	610	A1C5-107	-	152	Nobres
111	611	A1C5-107	-	152	Nobres
112	612	A1C5-107	-	152	Nobres
113	613	A1C5-107	-	152	Nobres
114	614	A1C5-107	-	152	Nobres
115	615	A1C5-107	-	152	Nobres
116	616	A1C5-107	-	152	Nobres
117	617	A1C5-107	-	152	Nobres
118	618	A1C5-107	-	152	Nobres
119	619	A1C5-107	-	152	Nobres
120	168	A1C5-2		2	Nobres
121	169	A1C5-2		2	Nobres
122	313	A1C5-21		160	Nobres
123	314	A1C5-21		160	Nobres
124	315	A1C5-21		160	Nobres
125	316	A1C5-21		160	Nobres
126	643	A1C5-21		160	Nobres
127	644	A1C5-21		160	Nobres
128	378	A1C5-24		156	Nobres
129	379	A1C5-24		156	Nobres
130	380	A1C5-25		158	Nobres
131	381	A1C5-25		158	Nobres
132	382	A1C5-35		138	Nobres
133	383	A1C5-35		138	Nobres
134	182	A1C5-3B	30	8	Nobres

135	183	A1C5-3B	30	8	Nobres
136	184	A1C5-4	33	9	Nobres
137	185	A1C5-4	33	9	Nobres
138	560	A1C5-4	33	162	Nobres
139	561	A1C5-4	33	162	Nobres
140	562	A1C5-4	33	162	Nobres
141	563	A1C5-4	33	162	Nobres
142	564	A1C5-4	33	162	Nobres
143	565	A1C5-4	33	162	Nobres
144	566	A1C5-4	33	162	Nobres
145	567	A1C5-4	33	162	Nobres
146	568	A1C5-4	33	162	Nobres
147	569	A1C5-4	33	162	Nobres
148	319	A1C5-42		162	Nobres
149	320	A1C5-42		162	Nobres
150	321	A1C5-42		162	Nobres
151	322	A1C5-42		162	Nobres
152	384	A1C5-43		110	Nobres
153	385	A1C5-43		110	Nobres
154	386	A1C5-44		140	Nobres
155	387	A1C5-44		140	Nobres
156	388	A1C5-48		154	Nobres
157	389	A1C5-48		154	Nobres
158	390	A1C5-49		112	Nobres
159	400	A1C5-49		112	Nobres
160	170	A1C5-5		3	Nobres
161	350	A1C5-51		147	Nobres
162	600	A1C5-51	-	147	Nobres
163	601	A1C5-51	-	147	Nobres
164	602	A1C5-51	-	147	Nobres
165	603	A1C5-51	-	147	Nobres
166	604	A1C5-51	-	147	Nobres
167	605	A1C5-51	-	147	Nobres
168	606	A1C5-51	-	147	Nobres
169	607	A1C5-51	-	147	Nobres
170	608	A1C5-51	-	147	Nobres
171	609	A1C5-51	-	147	Nobres
172	351	A1C5-52			Nobres
173	399	A1C5-52		153	Nobres
174	410	A1C5-52		153	Nobres
175	352	A1C5-53		148	Nobres
176	353	A1C5-53		148	Nobres
177	409	A1C5-53		164	Nobres
178	411	A1C5-53		164	Nobres
179	620	A1C5-53	-	148	Nobres
180	621	A1C5-53	-	148	Nobres
181	622	A1C5-53	-	148	Nobres
182	623	A1C5-53	-	148	Nobres
183	624	A1C5-53	-	148	Nobres
184	625	A1C5-53	-	148	Nobres
185	626	A1C5-53	-	148	Nobres
186	627	A1C5-53	-	148	Nobres
187	628	A1C5-53	-	148	Nobres
188	629	A1C5-53	-	148	Nobres
189	354	A1C5-54		149	Nobres
190	355	A1C5-54		149	Nobres
191	570	A1C5-54	-	149	Nobres
192	571	A1C5-54	-	149	Nobres
193	572	A1C5-54	-	149	Nobres
194	573	A1C5-54	-	149	Nobres
195	574	A1C5-54	-	149	Nobres
196	575	A1C5-54	-	149	Nobres

197	576	A1C5-54	-	149	Nobres
198	577	A1C5-54	-	149	Nobres
199	578	A1C5-54	-	149	Nobres
200	579	A1C5-54	-	149	Nobres
201	186	A1C5-6	37	10	Nobres
202	187	A1C5-6	37	10	Nobres
203	649	A1C5-76		13	Nobres
204	650	A1C5-76		13	Nobres
205	651	A1C5-78		12	Nobres
206	652	A1C5-78		12	Nobres
207	188	A1C5-7A	31	11	Nobres
208	189	A1C5-7A	31	11	Nobres
209	190	A1C5-7B	32	12	Nobres
210	191	A1C5-7B	32	12	Nobres
211	192	A1C5-7C		13	Nobres
212	193	A1C5-7C		13	Nobres
213	174	A1C5-8		6	Nobres
214	175	A1C5-8		6	Nobres
215	176	A1C5-8		6	Nobres
216	177	A1C5-8		6	Nobres
217	653	A1C5-8		6	Nobres
218	654	A1C5-8		6	Nobres
219	178	A1C5-9		7	Nobres
220	179	A1C5-9		7	Nobres
221	180	A1C5-9		7	Nobres
222	181	A1C5-9		7	Nobres
223	655	A1C5-9		7	Nobres
224	656	A1C5-9		7	Nobres
225	378	A1M-24		156	Nobres
226	305	A1M-5	56	155	MI
227	306	A1M-5	56	155	MI
228	307	A1M-5	56	155	MI
229	308	A1M-5	56	155	MI
230	554	A1M-5	56	155	MI
231	555	A1M-5	56	155	MI
232	647	A1M-5		155	MI
233	648	A1M-5		155	MI

Formação Couto Magalhães, PA.

No.	No. Lãm.	Nível	No. Am. seca	No. Res.
1	265	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124
2	266	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124
3	267	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
4	268	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
5	269	SMD-8-622.35/PL SMD-12		
6	270	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124
7	271	SMD-08-623.73/PL SMD-12		126
8	272	SMD-08-623.73/PL SMD-12		126
9	297	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
10	298	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
11	299	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124
12	300	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124
13	301	SMD-08-622.35/PL SMD-12		125
14	302	SMD-08-622.35/PL SMD-12		125
15	303	SMD-08-623.78 PL SMD-12		
16	304	SMD-08-623.73/PL SMD-12		126
17	401	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
18	402	SMD-15-58.30/PL SMD-12		123
19	403	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124

20	404	SMD-08-612.37/PL SMD-12		124	82	532	SMD-08-M.140.4	327	206
21	405	SMD-08-622.35/PL SMD-12		125	83	533	SMD-08-M.140.4	327	206
22	406	SMD-08-622.35/PL SMD-12		125	84	534	SMD-08-M.140.4	327	206
23	407	SMD-08-623.73/PL SMD-12		126	85	535	SMD-08-M.113.3	325	207
24	408	SMD-08-623.73/PL SMD-12		126	86	536	SMD-08-M.113.3	325	207
25	475	SMD-08-629,0	20	192	87	537	SMD-08-M.113.3	325	207
26	476	SMD-08-629,0	20	192	88	538	SMD-08-M.113.3	325	207
27	477	SMD-08-629,0	20	192	89	539	SMD-08-M.64.1	318	208
28	478	SMD-08-629,0	20	192	90	540	SMD-08-M.64.1	318	208
29	479	SMD-08-629,0	20	192	91	541	SMD-08-M.64.1	318	208
30	480	SMD-08-M.82.1	320	193	92	542	SMD-08-M.64.1	318	208
31	481	SMD-08-M.82.1	320	193	93	543	SMD-08-M.140.5	328	209
32	482	SMD-08-M.82.1	320	193	94	544	SMD-08-M.140.5	328	209
33	483	SMD-08-M.82.1	320	193	95	545	SMD-08-M.140.5	328	209
34	484	SMD-08-M.82.1	320	193	96	546	SMD-08-M.140.5	328	209
35	485	SMD-08-M.7.1	315	194	97	547	SMD-08-M.96.1	322	210
36	486	SMD-08-M.7.1	315	194	98	548	SMD-08-M.96.1	322	210
37	487	SMD-08-M.7.1	315	194	99	549	SMD-08-M.96.1	322	210
38	488	SMD-08-M.14.1	316	195					
39	489	SMD-08-M.14.1	316	195					
40	490	SMD-08-M.14.1	316	195					
41	491	SMD-08-M.14.1	316	195					
42	492	SMD-08-632,87	21	196					
43	493	SMD-08-632,87	21	196					
44	494	SMD-08-632,87	21	196					
45	495	SMD-08-632,87	21	196					
46	496	SMD-08-630,30	19	197					
47	497	SMD-08-630,30	19	197					
48	498	SMD-08-630,30	19	197					
49	499	SMD-08-630,30	19	197					
50	500	SMD-08-621,90	26	198					
51	501	SMD-08-621,90	26	198					
52	502	SMD-08-621,90	26	198					
53	503	SMD-08-621,90	26	198					
54	504	SMD-08-M.94.1	321	199					
55	505	SMD-08-M.94.1	321	199					
56	506	SMD-08-M.94.1	321	199					
57	507	SMD-08-M.94.1	321	199					
58	508	SMD-08-M.144.3	330	200					
59	509	SMD-08-M.144.3	330	200					
60	510	SMD-08-M.144.3	330	200					
61	511	SMD-08-M.144.3	330	200					
62	512	SMD-08-M.145.1	331	201					
63	513	SMD-08-M.145.1	331	201					
64	514	SMD-08-M.145.1	331	201					
65	515	SMD-08-M.145.1	331	201					
66	516	SMD-08-M.113.2	324	202					
67	517	SMD-08-M.113.2	324	202					
68	518	SMD-08-M.113.2	324	202					
69	519	SMD-08-M.113.2	324	202					
70	520	SMD-08-M.140.6	329	203					
71	521	SMD-08-M.140.6	329	203					
72	522	SMD-08-M.140.6	329	203					
73	523	SMD-08-M.113.1	323	204					
74	524	SMD-08-M.113.1	323	204					
75	525	SMD-08-M.113.1	323	204					
76	526	SMD-08-M.113.1	323	204					
77	527	SMD-08-M.114.1	326	205					
78	528	SMD-08-M.114.1	326	205					
79	529	SMD-08-M.114.1	326	205					
80	530	SMD-08-M.114.1	326	205					
81	531	SMD-08-M.140.4	327	206					

LEGENDA PARA AS ESTAMPAS:

ESTAMPA 1

1. *Siphonophycus capitaneum*, Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâminas 305, foto 3
1. *Dictyotidium minor*, Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 305, foto 12
2. *Siphonophycus capitaneum*, Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 307, foto 19
3. Resto de acritarca, possivelmente um esferomorfo. Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 307, foto 21
4. *Siphonophycus robustum*, filamento indeterminado Alga?, Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 307, foto 28
5. *Leiosphaeridia jacutica*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 309, foto 29
6. *Lophosphaeridium* sp., Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 309, foto 30
7. *Bavlinella faveolata*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 310, foto 31
8. Bainha, exemplares semelhantes foram encontrados na Formação Vychegda. Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 310, foto 35
9. *Micrhystridium ?geminatum*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 312, foto 36
10. *Leiosphaeridia crassa*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 312, foto 38
11. *Chlorogloeopsis*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-9, lâmina 312, foto 40
12. Cianobactéria, Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-4, lâmina 333, foto 46
13. ? *Chlorogloeopsis* sp., Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-4, lâmina 333, foto 51

14. Forma indeterminada, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 334, foto 60
15. Restos de filamentos de cianobactérias, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 67
16. *Chlorogloeaopsis contexta*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 72
17. *Bavlinella faveolata*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 77
18. Filamento de cianobactéria. Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 76
19. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 76
20. *Bavlinella faveolata*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-6, lâmina 335, foto 76
21. ?*Vandalosphaeridium* sp, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-11, lâmina 341, foto 83
22. ?*Comasphaeridium*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-11, lâmina 341, foto 85
23. Acritarca não identificado, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-12, lâmina 342, foto 95

ESTAMPA 2

24. Acritarca não identificado, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-12, lâmina 342, foto 102
25. ?*Gyalosphaeridium* sp, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 113
26. Acritarca não identificado, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 114
27. ? *Sinosphaera rupina*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 116
28. *Sinosphaera rupina*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 116
29. *Micrhystridium ?geminatum*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 120
30. ? *Pterospermella*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-13, lâmina 346, foto 121
31. *Micrhystridium ?geminatum*, Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-15, lâmina 374, foto 122
32. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 127
33. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 128
34. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 130
35. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 131
36. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 133

37. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 134
38. Acritarca não identificado, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 375, foto 135
39. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 137
40. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 139
41. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 140
42. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 141

ESTAMPA 3

43. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 143
44. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 144
45. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 376, foto 145
46. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 146
47. ? *Gemmuloides*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 150
48. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 151
49. *Micrhystridium ?geminatum*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 151
50. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 152
51. Filamento de cianobactéria, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 154
52. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 377, foto 158
53. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 412, foto 164
54. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 169
55. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 178

ESTAMPA 4

56. *Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 183
57. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 190

58. ? *Gemmuloides*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 192
59. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 199
60. Resto de acritarca – ?*Tanarium*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 206
61. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 209
62. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 413, foto 219
63. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 220
64. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 224
65. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 443, foto 228
66. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 227
67. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 229
68. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 230

ESTAMPA 5

69. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 414, foto 235
70. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 416, foto 246
71. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 256
72. Resto de acritarca – *Tanarium*?, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 259
73. *Siphonophycus capitaneum*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 260
74. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 261
75. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 262
76. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 417, foto 265
77. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 269
78. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 272

79. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 276
80. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 277
81. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 278
82. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 418, foto 279
83. *Siphonophycus capitaneum* Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 554, foto 309
84. *Siphonophycus capitaneum* Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 554, foto 312

ESTAMPA 6

85. Células em divisão. Topo da Formação Mirassol d'Oeste, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-5, lâmina 554, foto 340
86. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 639, foto 366
87. *Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 639, foto 367
88. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 639, foto 368
89. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 639, foto 369
90. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 371
91. Filamento, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 373
92. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 375
93. *Octoedryxium truncatum*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 377
94. ?*Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 378
95. *Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 379
96. ?*Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 380
97. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 630, foto 383

ESTAMPA 7

98. *Appendisphaera* sp, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 384
99. Agregado de uma forma coenobial, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 384

100. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 387
101. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 390
102. *Leiosphaeridia minutissima* Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 392
103. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 631, foto 393
104. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 632, foto 401
105. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 632, foto 403
106. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 632, foto 406
107. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 632, foto 408

ESTAMPA 8

108. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 415
109. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 417
110. Note espinho de acritarca, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 419
111. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 423
112. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 424
113. Acritarca não determinado, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 425
114. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 426
115. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 432

ESTAMPA 9

116. Acritarca não determinado, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 434
117. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 435
118. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 636, foto 436
119. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 437
120. *Gemmuloides*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 438

121. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 439
122. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 440
123. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 441
124. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 443
125. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 444
126. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 445
127. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 446

ESTAMPA 10

128. Acritarca não identificado, Forma não identificada, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 447
129. ? *Gemmuloides*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 449
130. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 450
131. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 452
132. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 453
133. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 637, foto 454
134. ? *Lophosphaeridium granulatum*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 456
135. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 457
136. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 459
137. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 460
138. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 461
139. *Leiosphaeridia minutissima*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 462

ESTAMPA 11

140. *Leiosphaeridia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 465
141. ? *Gemmuloides*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 466

142. *Leiospharidia crassa*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17, lâmina 638, foto 468
143. Cianobactéria, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 5
144. *Cavaspina acuminata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 17
145. *Cavaspina acuminata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 19
146. *Chlorogloeaopsis* sp., Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 20
147. *Cavaspina acuminata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 33
148. *Appendisphaera barbata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 34
149. *Chlorogloeaopsis* sp., Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 37
150. *Ericiasphaera* sp., Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 38

ESTAMPA 12

151. Poligomorfos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 39
152. Poligomorfos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 42
153. Poligomorfos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 41
154. *Bavlinella faveolata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 45
155. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 47
156. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 49
157. Trata-se de um possível contaminante, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 560, foto 50
158. Filamentos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 562, foto 53
159. Acritarca parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 67
160. Acritarca não identificado, Note espinhos curvos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 75
161. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 76

ESTAMPA 13

162. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 77
163. Acritarca não identificado, note espinhos curvos semelhante ao exemplar número 161, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 78

164. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 83
165. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 85
166. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 87
167. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 88
168. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 89
169. Cianobactéria em divisão, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 90
170. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 563, foto 91
171. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 564, foto 115
172. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 564, foto 117
173. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 564, foto 118
174. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 564, foto 119
175. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 120
176. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 122

ESTAMPA 14

177. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 566, foto 128
178. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 566, foto 130
179. Acritarca com espinhos degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 133
180. Acritarca não identificado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 134
181. Possivelmente contaminante, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 139
182. Acritarca não identificado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 141
183. *Micrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 142
184. *Bavlinella faveolata*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 143

185. Acritarca com espinhos parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 148
186. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 149
187. Acritarca com espinhos não identificado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 155
188. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 157
189. Acritarca não identificado parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 568, foto 165
190. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 568, foto 166
191. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 568, foto 168
- ESTAMPA 15**
192. *Michrhystridium ?pisinnum* Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 176
193. Acritarca com espinhos não identificado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 179
194. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 186
195. *Michrhystridium ?pisinnum* Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 187
196. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 192
197. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 194
198. *Michrhystridium ?pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 195
199. *Michrhystridium ?pisinnum* Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 196
200. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 201
201. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 202
202. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 204
203. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 205
204. Poligomorfo degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 211
205. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 565, foto 216
206. *Michrhystridium ?pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 566, foto 220
- ESTAMPA 16**
207. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 566, foto 224
208. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 566, foto 225
209. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 567, foto 232
210. *Leiosphaeridia minutissima*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 4, lâmina 569, foto 249
211. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 574, foto 265
212. Acritarca com espinhos não identificado e parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 574, foto 266
213. *Octoedryxium truncatum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 319, foto 283
214. Filamentos, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 285
215. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 286
216. Filamentos, note a ramificação, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 288
217. *Michrhystridium pisinnum* parcialmente degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 292
218. *Tanarium* sp. Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 290
- ESTAMPA 17**
219. *Tanarium* sp. Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 293
220. *Tanarium* sp. Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 320, foto 294
221. *Michrhystridium pisinnum*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 321, foto 295
222. *Tanarium* sp. Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 323, foto 299
223. *Tanarium* sp. Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 323, foto 300
224. Forma não identificada, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 324, foto 303

225. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 324, foto 306
226. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 324, foto 307
227. Acritarca degradado, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 324
228. *Wengania globosa*, Formação Nobres, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1C5- 54, lâmina 324, foto 423
229. *Chlorogloeaopsis contexta*, Topo da Formação Guia, Grupo Araras, Mato Grosso, Nível A1M-17
230. Matéria orgânica amorfa, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 1
231. Acritarca não identificado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265
232. *Comasphaeridium* sp, acritarca parcialmente degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 4
233. Acritarca parcialmente degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265

ESTAMPA 18

234. Acritarca não identificado, degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 6
235. *Germinosphaera* sp, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 7
236. Acritarca completamente degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 8
237. *Leiosphaeridia* parcialmente degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 9
238. *Leiosphaeridia crassa*, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 11
239. *Leiosphaeridia minutissima*, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 12
240. Acritarca degradado com espinhos, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 13
241. *Leiosphaeridia* sp degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 14
242. *Leiosphaeridia* sp degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 15
243. Agregado coenobial, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 16
244. Detalhe do espinho da Figura 244, agregado coenobial, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 17
245. Acritarca degradado com espinhos, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 19
246. Acritarca degradado com espinhos, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 21
247. *Leiosphaeridia* sp degradado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 22
248. Acritarca não identificado, Formação Couto Magalhães, Pará, lâmina 265, foto 23

ESTAMPA 19

249. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
250. *Trachyhystrichosphaera truncata*, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 422, nível M-7
251. ? *Trachyhystrichosphaera truncata*, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 424, nível M-4

252. ? *Trachyhystrichosphaera truncata*, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 424, , nível M-4
253. *Myxococoides* sp, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 424, , nível M-4
254. Restos de *Cymatiosphaeroides* (parede externa), Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
255. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
256. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
257. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
258. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
259. ? Restos de *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
260. *Cymatiosphaeroides* sp, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7
261. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
262. *Cymatiosphaeroides?kullingii*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
263. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 425, nível M-7

Estampa 20

264. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
265. *Leiosphaeridia* sp., Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
266. *Trachyhystrichosphaera aimika*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
267. ? restos de acritarca não identificado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
268. *Leiosphaeridia* sp., Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
269. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
270. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
271. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
272. *Simia* sp, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
273. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
274. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7

275. *Cymatiosphaeroides* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 276. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 277. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 278. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7

Estampa 21

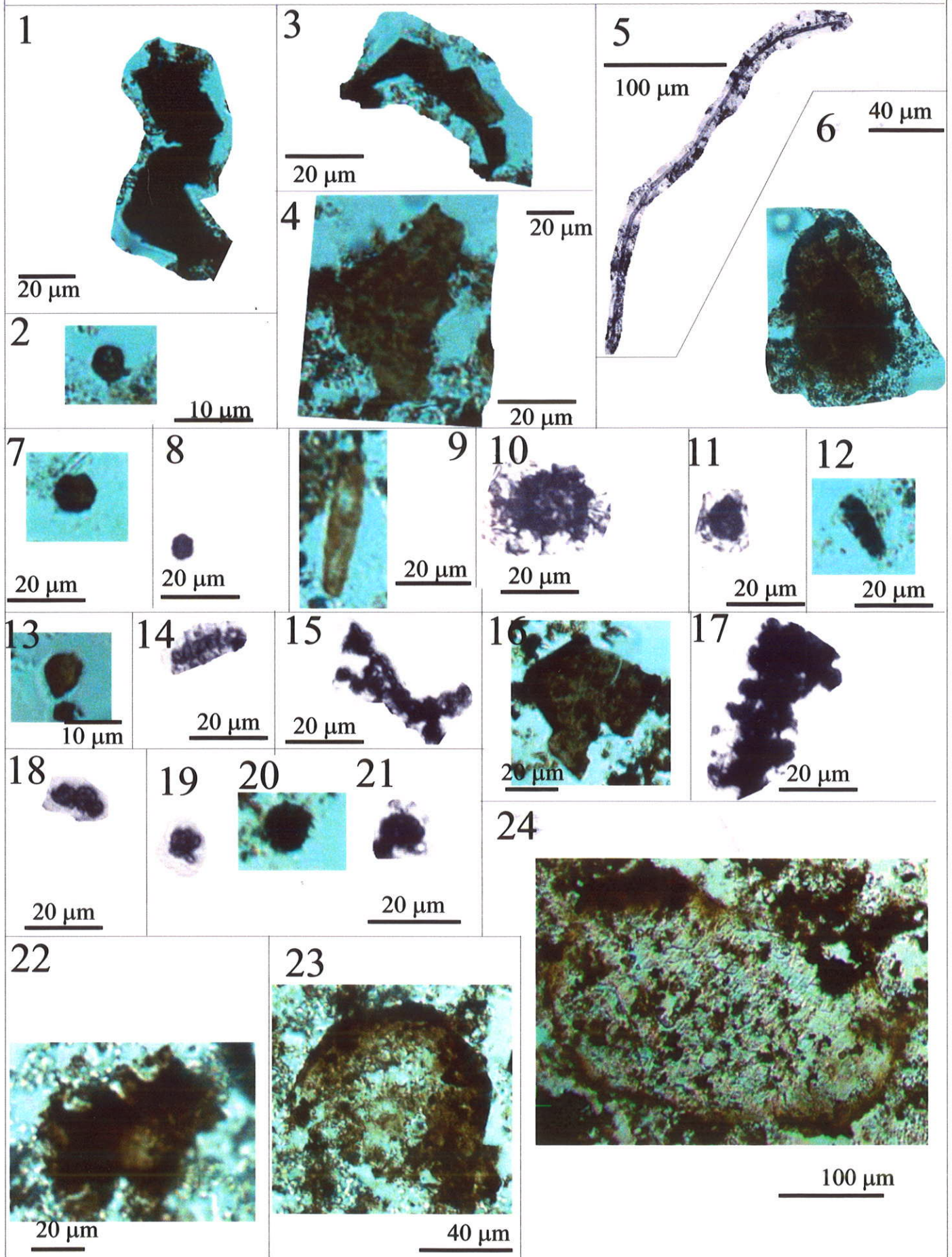
279. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 280. *Cymatiosphaeroides* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 281. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 282. Restos de microfóssil não identificado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 283. Restos de *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 426, nível M-7
 284. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 427, nível M-7
 285. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 427, nível M-7
 286. *Trachyhystrichosphaera aimica*, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 427, nível M-7
 287. Resto de *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 288. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 289. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 290. *Leiosphaeridia* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 291. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 292. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 293. Microfóssil não identificado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 125, , nível M-7

ESTAMPA 22

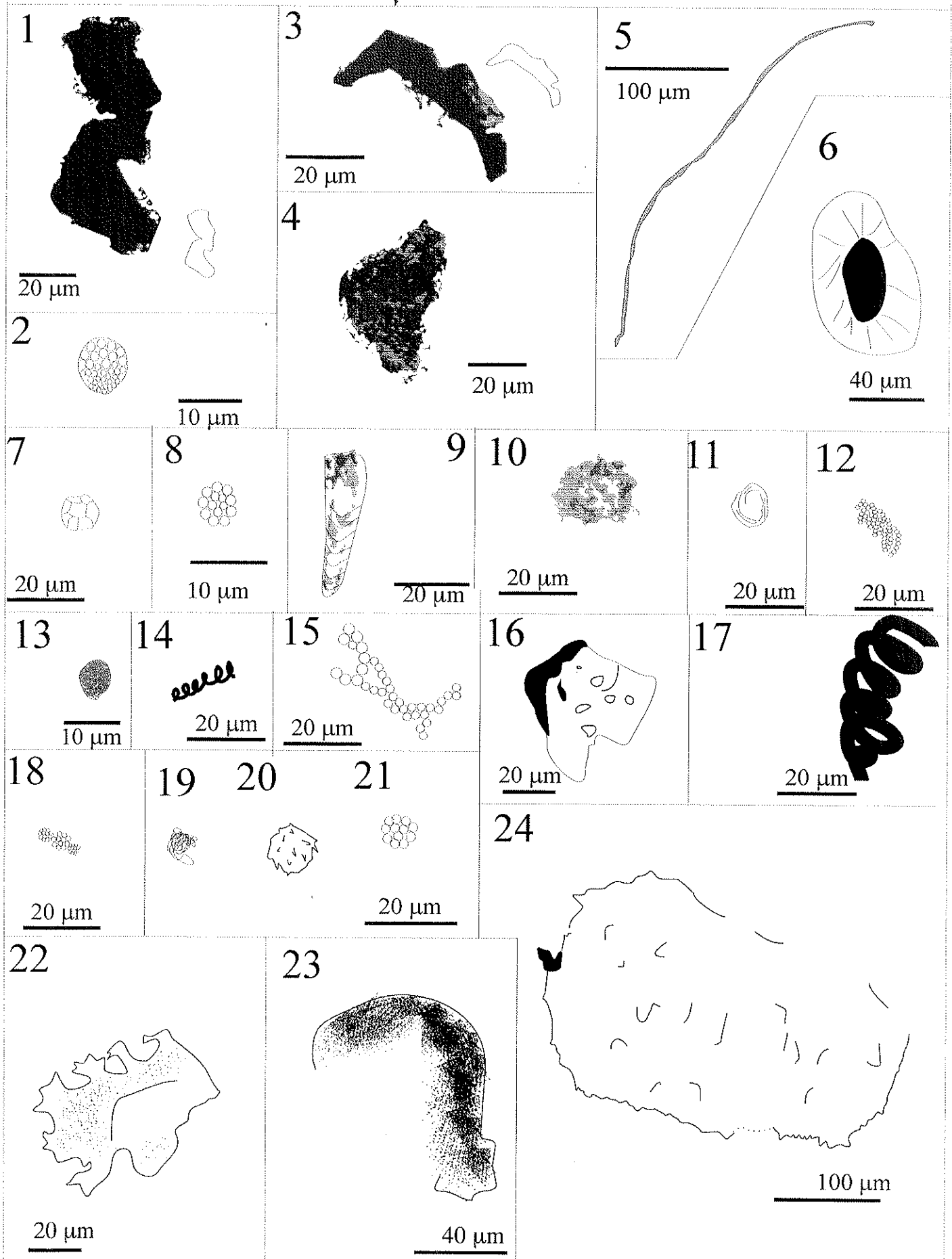
294. *Spumosina rubiginosa*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 474, , nível M-3
 295. *Trachyhystrichosphaera ?aimica*, degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 473, nível M-7
 296. *Símia* sp, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina delgada, lâmina 131, nível A1M-7
 297. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina delgada, lâmina 131, nível A1M-7

298. *Myxococoides* sp, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina delgada, lâmina 131, nível M-1
 299. *Trachyhystrichosphaera truncata*, parcialmente degradado, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 429, nível M-7
 300. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460
 301. *Trachyhystrichosphaera truncata*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460
 302. *Acrítarca* degradado, possivelmente *Trachyhystrichosphaera laminarium*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460
 303. *Trachyhystrichosphaera laminarium*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460, A1M-7
 304. *Trachyhystrichosphaera laminarium*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460, A1M-7
 305. *Vandalosphaeridium* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 460, A1M-7
 306. *Vandalosphaeridium* sp., Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 461, A1M-7
 307. *Cymatiosphaeroides* sp, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 428, nível M-7
 308. *Trachyhystrichosphaera aimica*, Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, Minas Gerais, lâmina 465

ESTAMPA 1

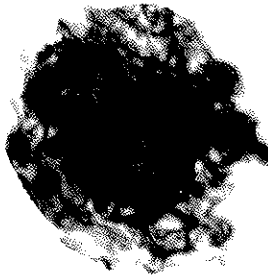


ESTAMPA 1 - ilustração



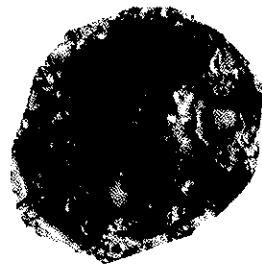
ESTAMPA 2

25



25 μm

26



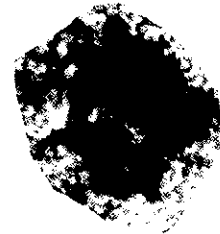
50 μm

27



50 μm

28



29



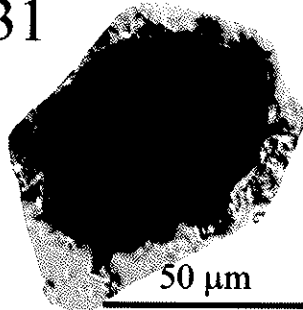
100 μm

30



25 μm

31



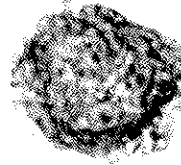
50 μm

32



25 μm

33



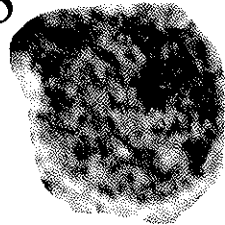
25 μm

34



50 μm

35



25 μm

36



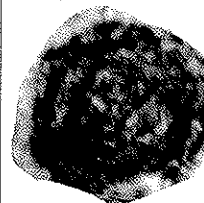
25 μm

37



25 μm

38



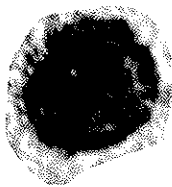
25 μm

39



25 μm

40



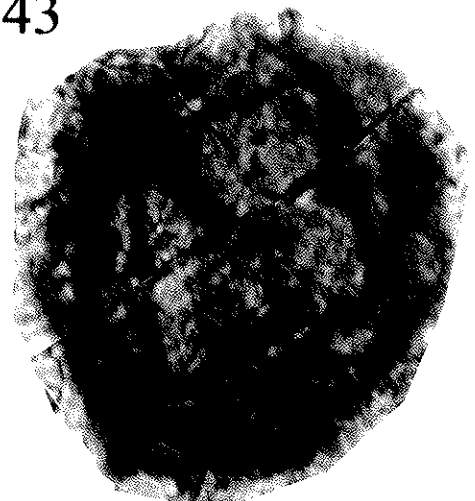
25 μm

41



50 μm

43



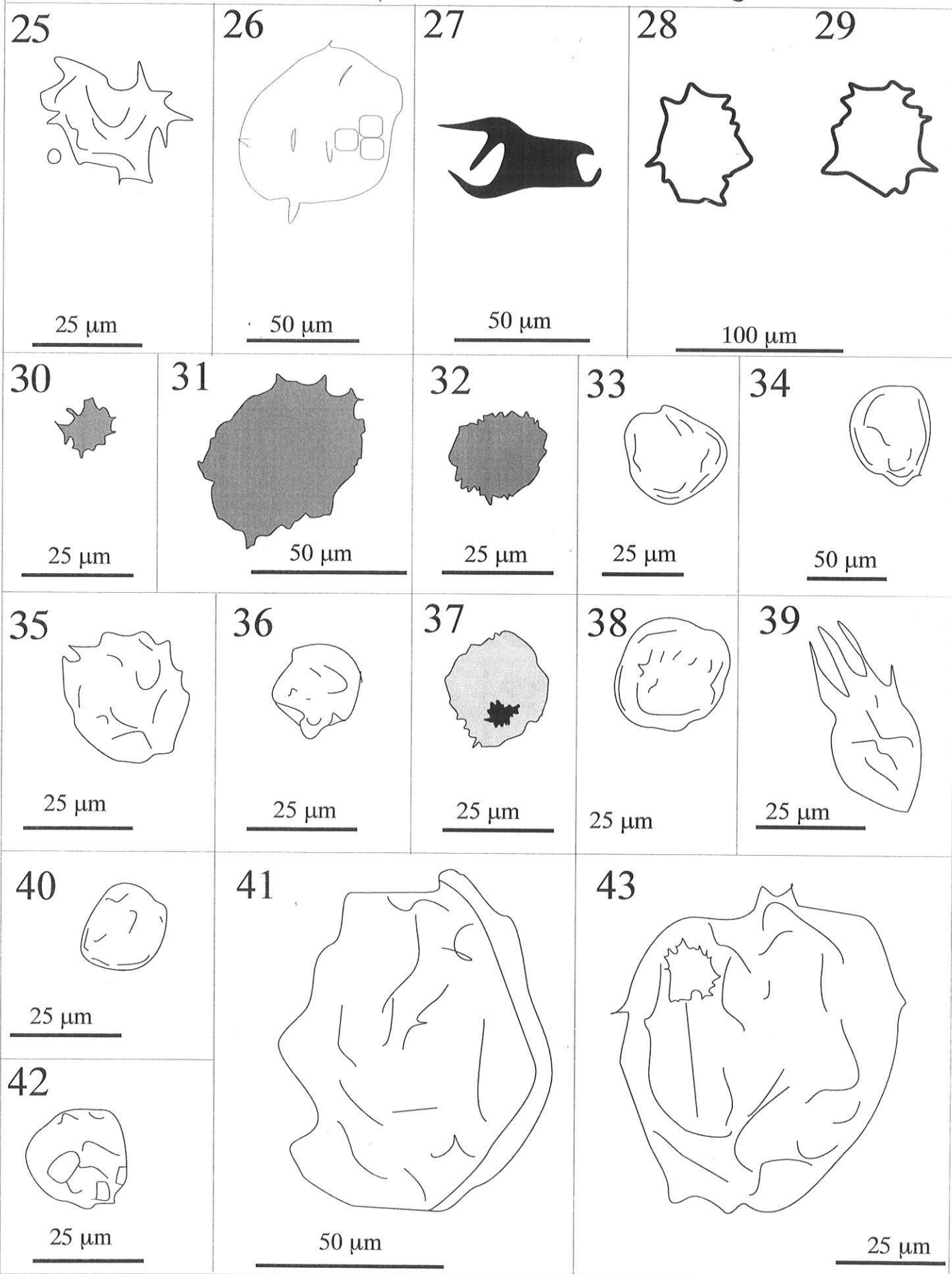
25 μm

42



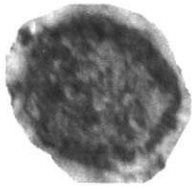
25 μm

ESTAMPA 2 - ilustração



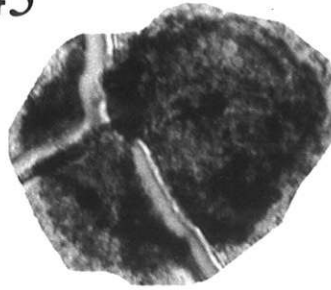
ESTAMPA 3

44



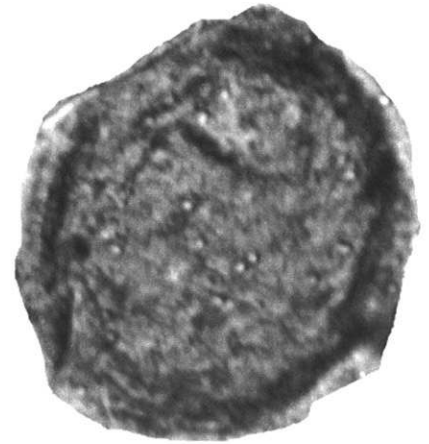
25 μ m

45



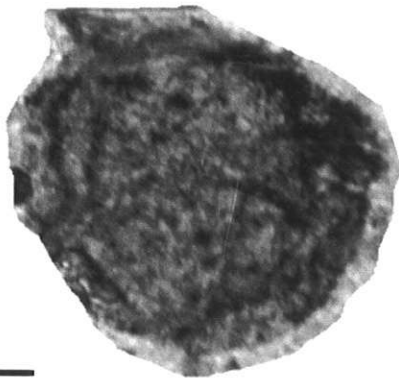
50 μ m

46



25 μ m

47



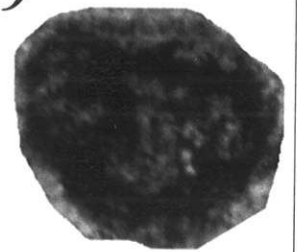
25 μ m

48



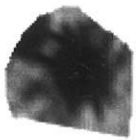
50 μ m

49



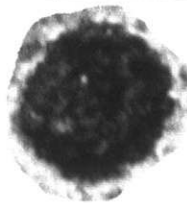
25 μ m

50



10 μ m

51



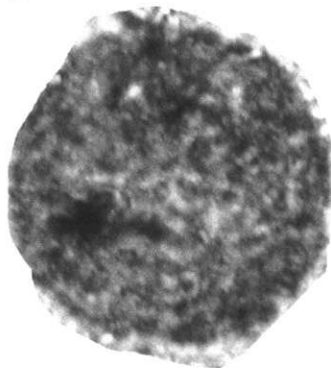
25 μ m

52



25 μ m

53



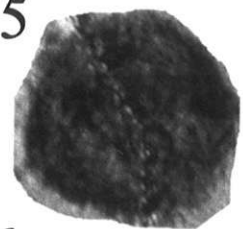
25 μ m

54

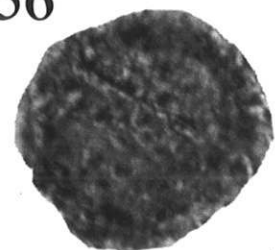


25 μ m

55



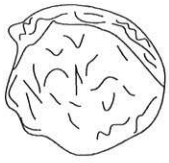
56



50 μ m

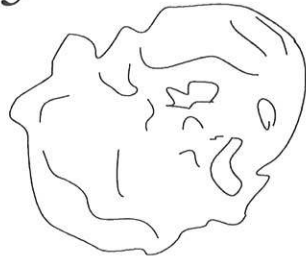
ESTAMPA 3 - ilustração

44



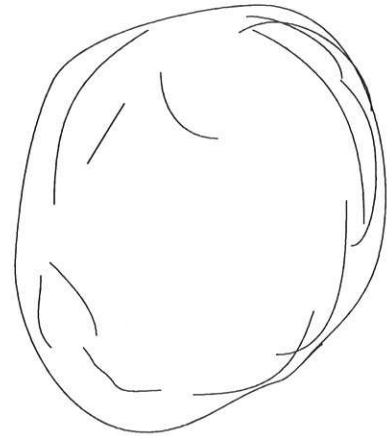
25 μ m

45



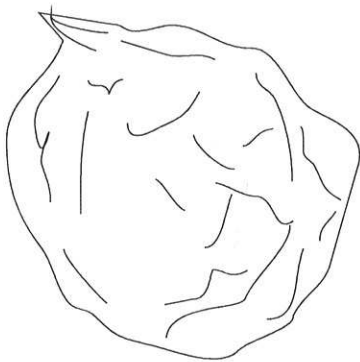
50 μ m

46



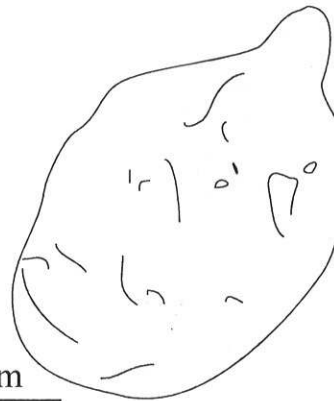
25 μ m

47



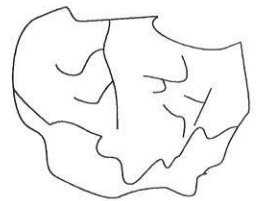
25 μ m

48



50 μ m

49



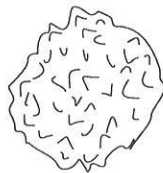
25 μ m

50



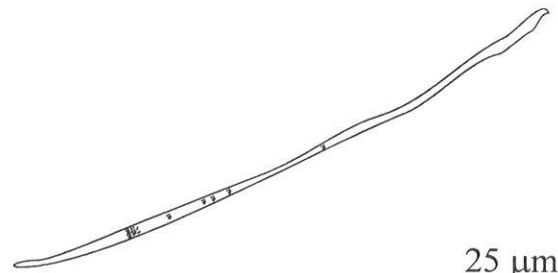
10 μ m

51



25 μ m

52



25 μ m

53



25 μ m

54



25 μ m

55



56



50 μ m

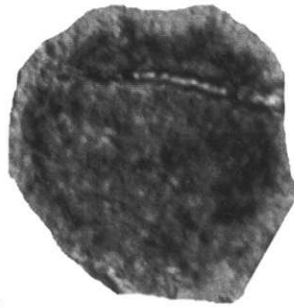
ESTAMPA 4

57



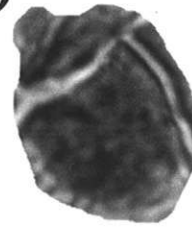
50 μm

58



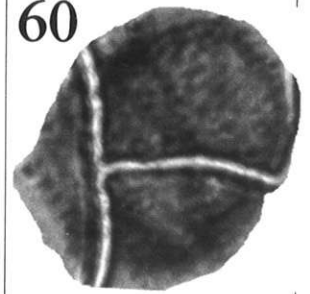
50 μm

59



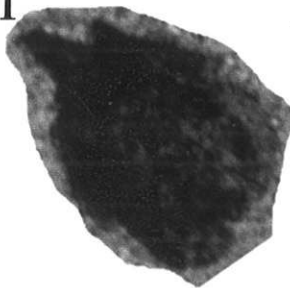
50 μm

60



50 μm

61



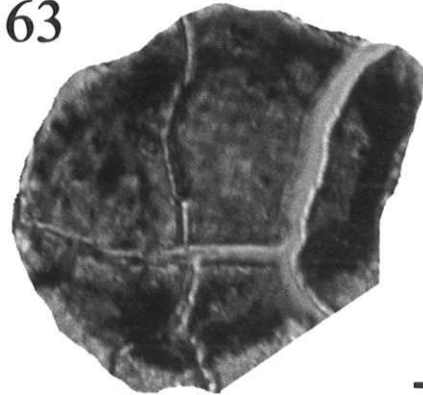
50 μm

62



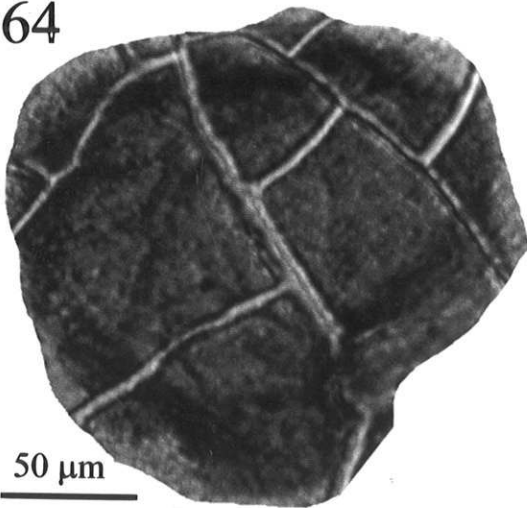
50 μm

63



50 μm

64



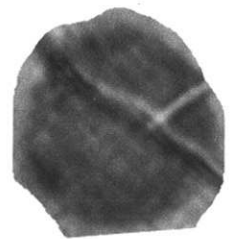
50 μm

65



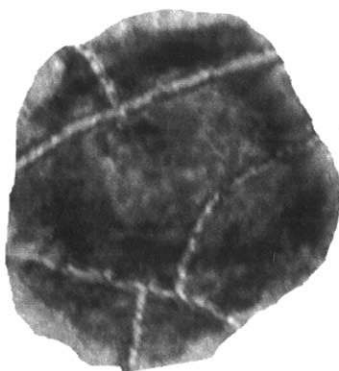
20 μm

66



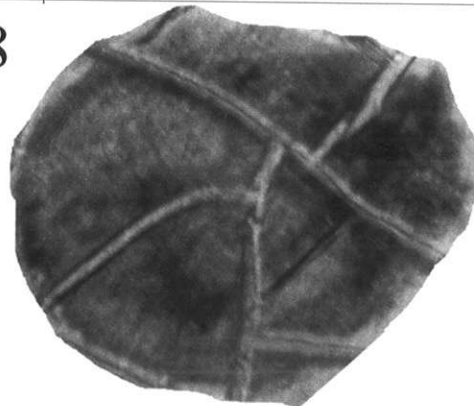
20 μm

67



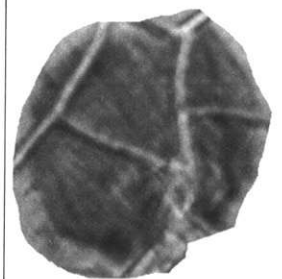
20 μm

68



20 μm

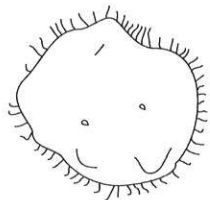
69



40 μm

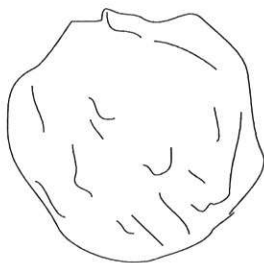
ESTAMPA 4 - ilustração

57



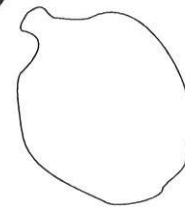
50 μm

58



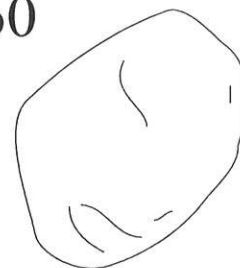
50 μm

59



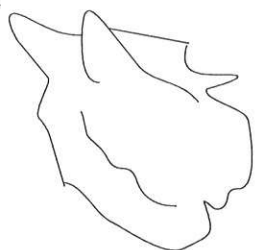
50 μm

60



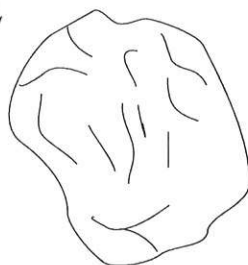
50 μm

61



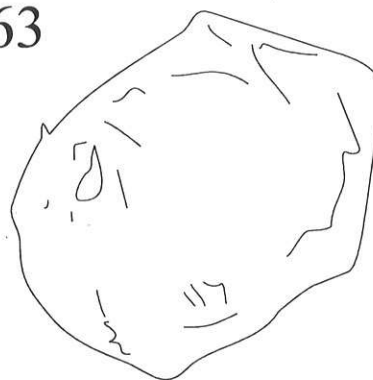
50 μm

62



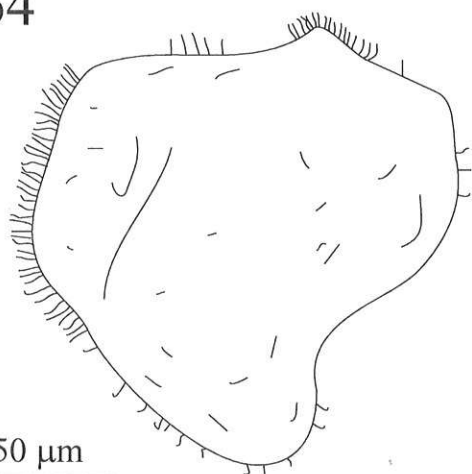
50 μm

63



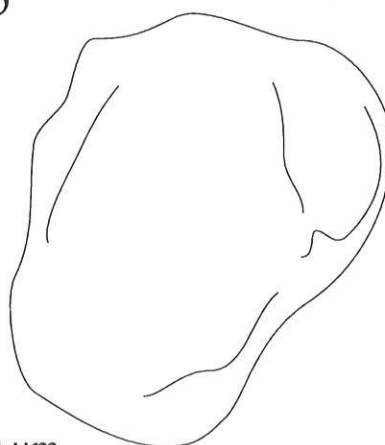
50 μm

64



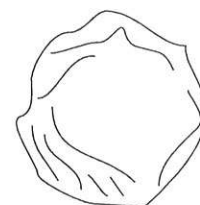
50 μm

65



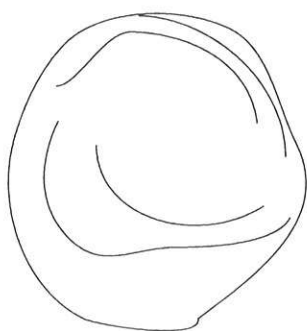
20 μm

66



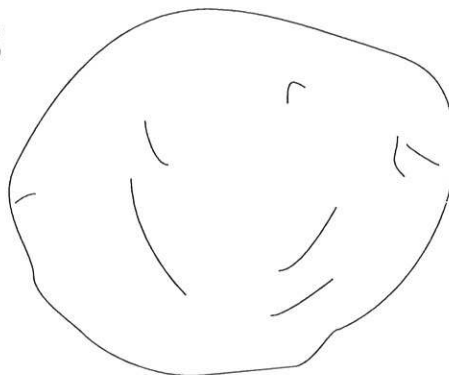
20 μm

67



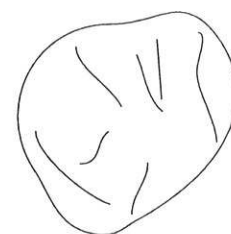
20 μm

68



20 μm

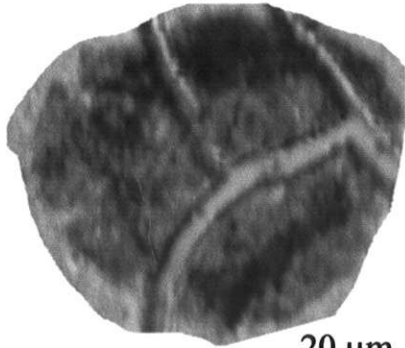
69



40 μm

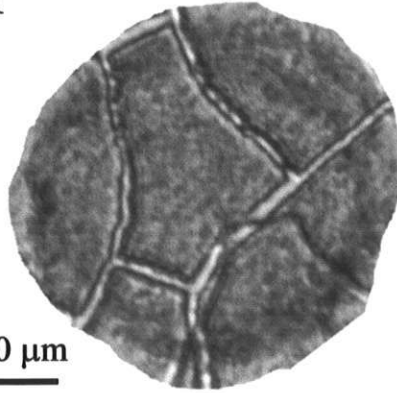
EȘTAMPA 5

70



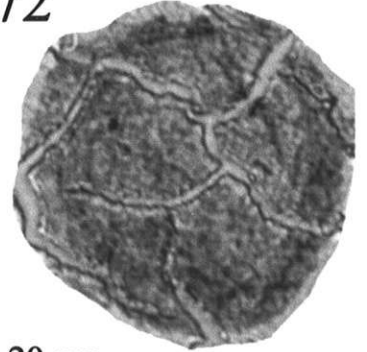
20 μ m

71



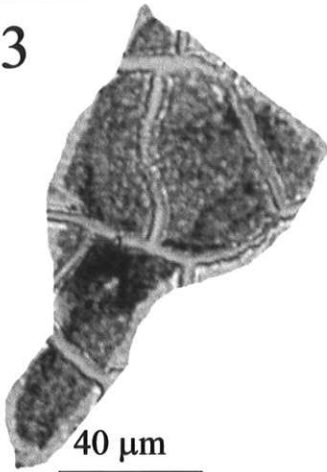
20 μ m

72



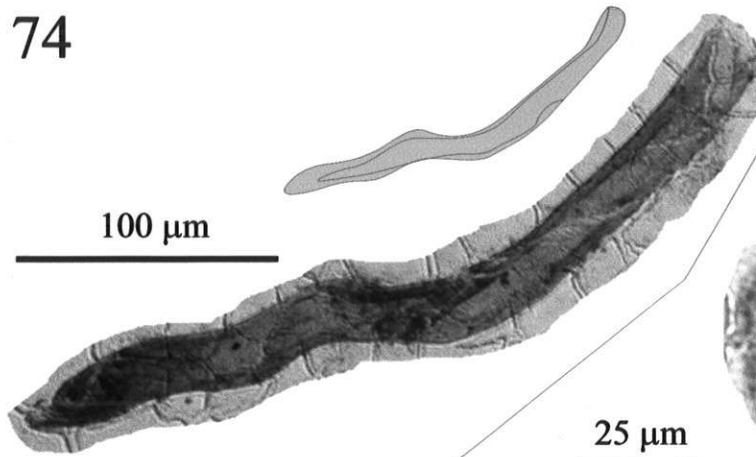
20 μ m

73



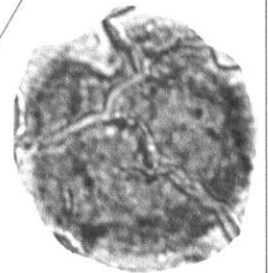
40 μ m

74



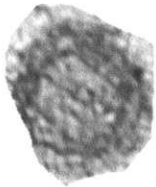
100 μ m

75



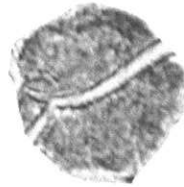
25 μ m

76



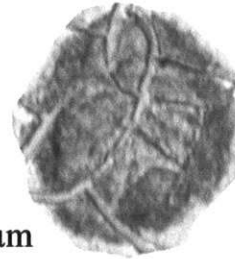
25 μ m

77



25 μ m

78



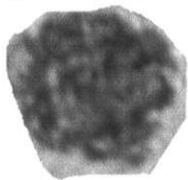
25 μ m

79



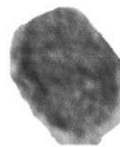
50 μ m

80



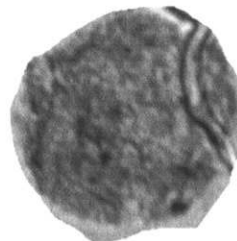
25 μ m

81



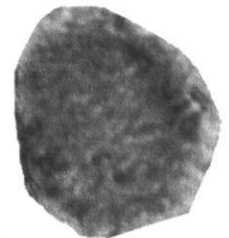
25 μ m

82



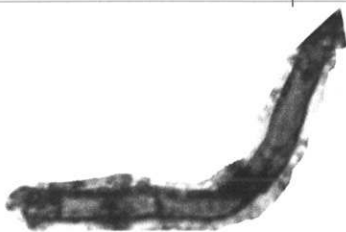
25 μ m

83



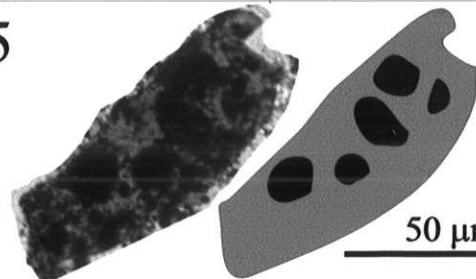
25 μ m

84



50 μ m

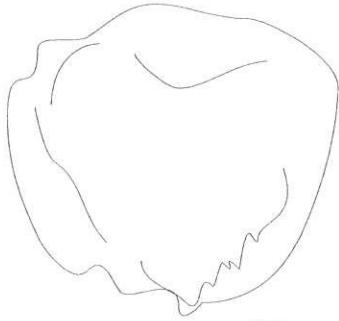
85



50 μ m

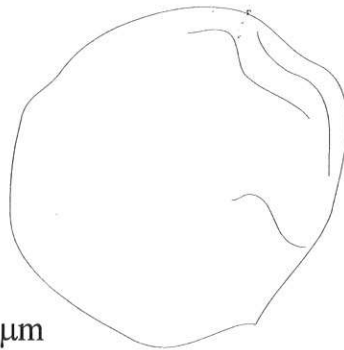
ESTAMPA 5 - ilustração

70



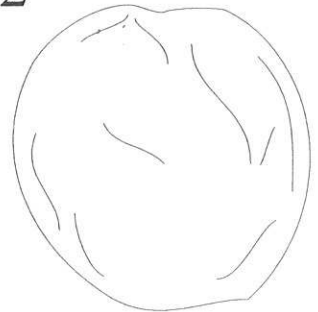
20 μm

71



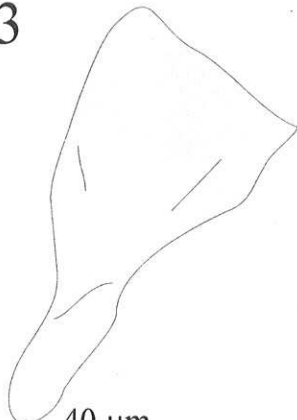
20 μm

72



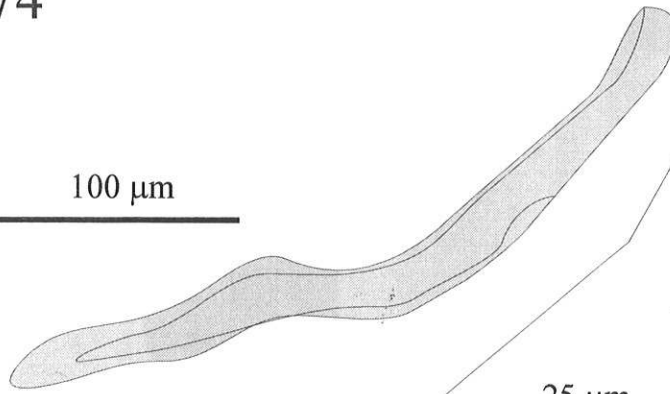
20 μm

73



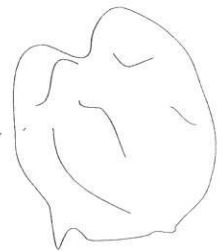
40 μm

74



100 μm

75



25 μm

76



25 μm

77



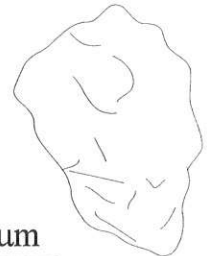
25 μm

78



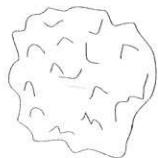
25 μm

79



50 μm

80



25 μm

81



25 μm

82



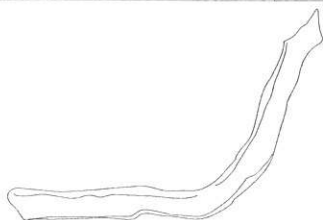
25 μm

83



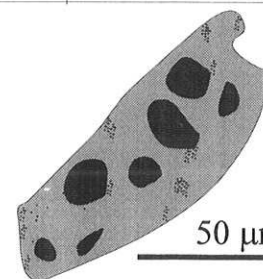
25 μm

84



50 μm

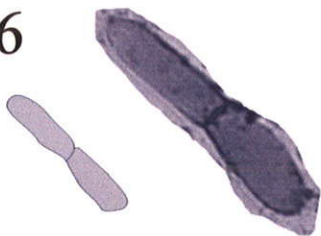
85



50 μm

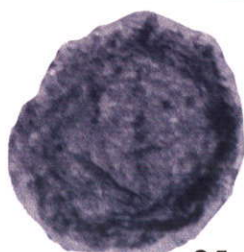
ESTAMPA 6

86



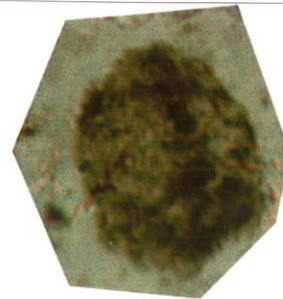
25 μm

87



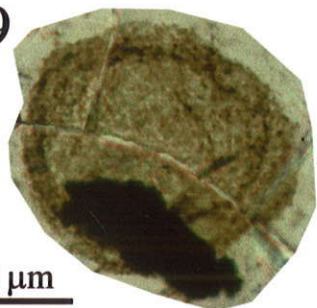
25 μm

88



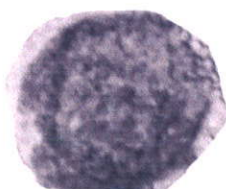
25 μm

89



50 μm

90



25 μm

91



25 μm

92



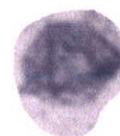
50 μm

93



25 μm

94

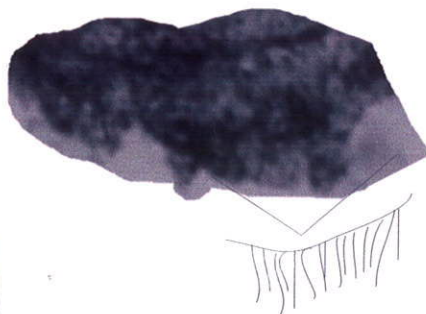


25 μm

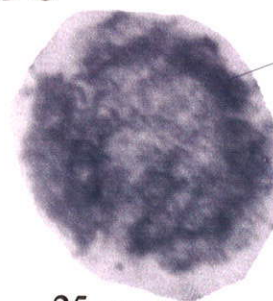
95



50 μm



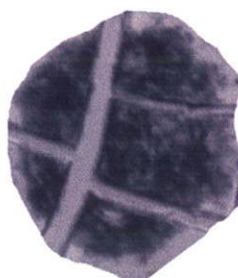
96



25 μm

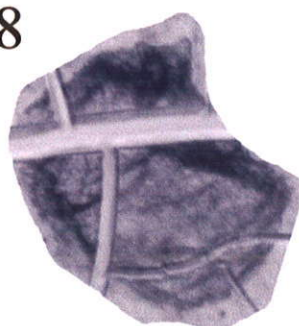


97



25 μm

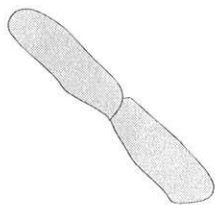
98



25 μm

ESTAMPA 6 - ilustração

86



25 μm

87



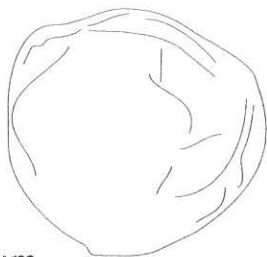
25 μm

88



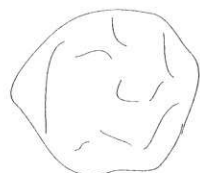
25 μm

89



50 μm

90



25 μm

91



25 μm

92



50 μm

93



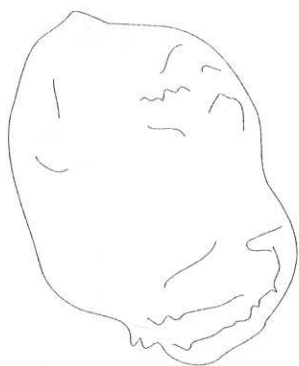
25 μm

94

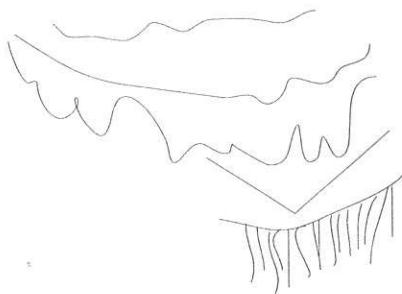


25 μm

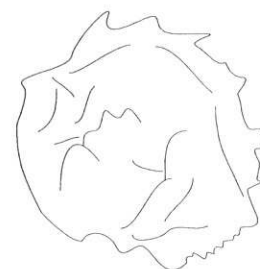
95



50 μm

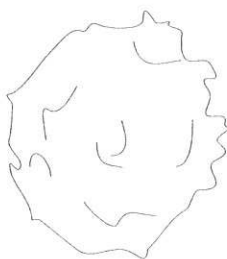


96



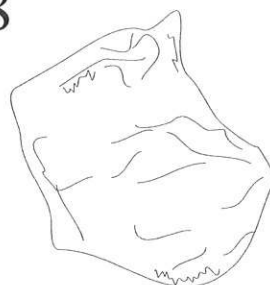
25 μm

97



25 μm

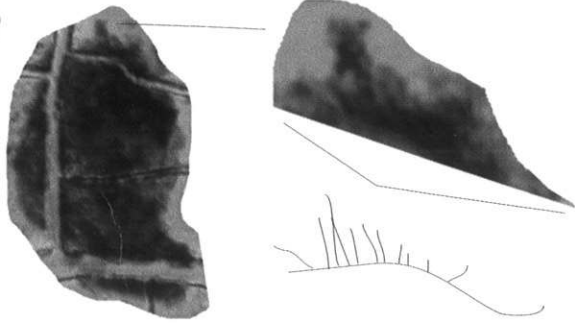
98



25 μm

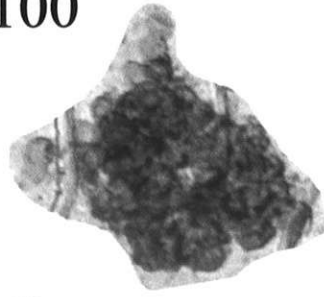
ESTAMPA 7

99



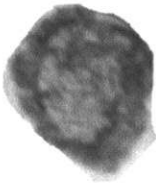
25 μm

100



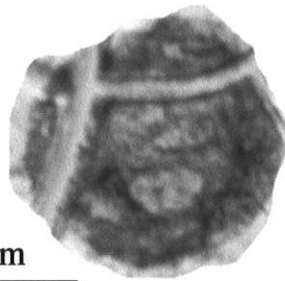
50 μm

101



25 μm

102



25 μm

103



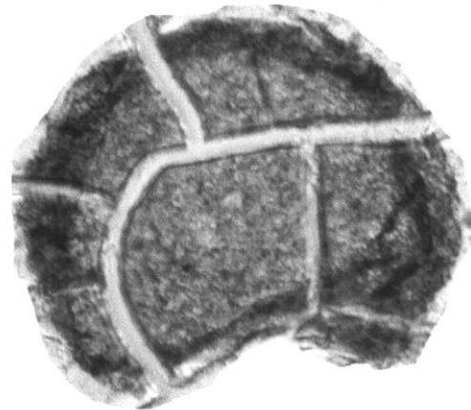
50 μm

104



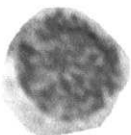
25 μm

105



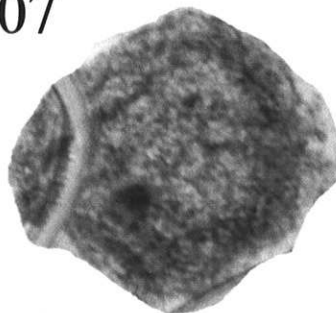
50 μm

106



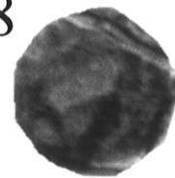
25 μm

107



25 μm

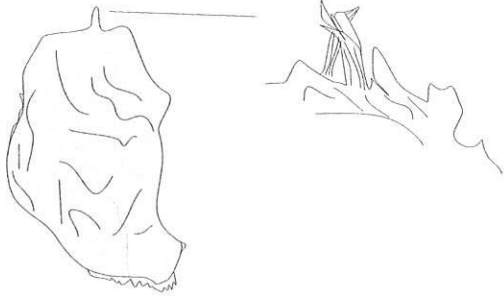
108



25 μm

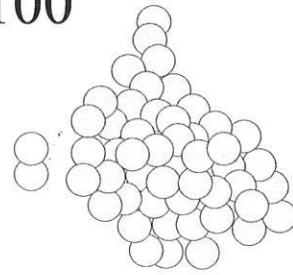
ESTAMPA 7 - ilustração

99



25 μm

100



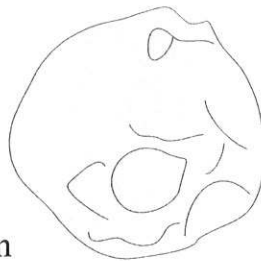
50 μm

101



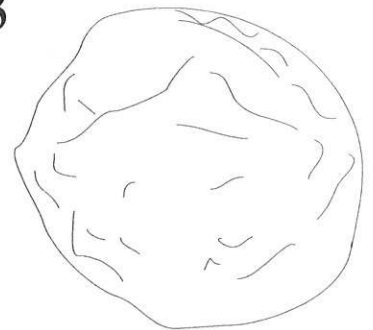
25 μm

102



25 μm

103



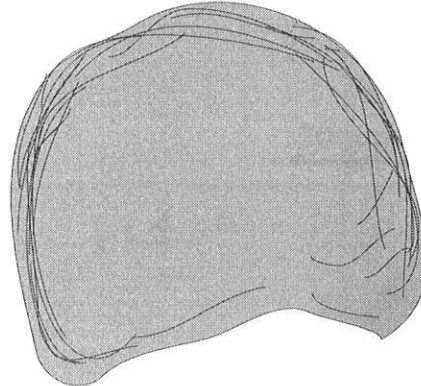
50 μm

104



25 μm

105



50 μm

106



25 μm

107



25 μm

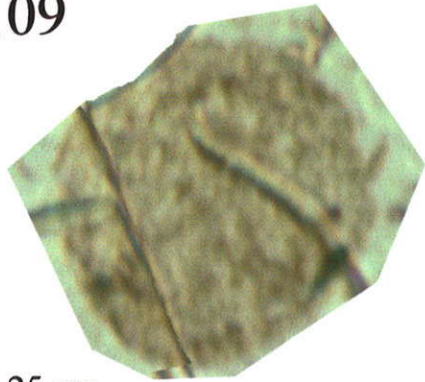
108



25 μm

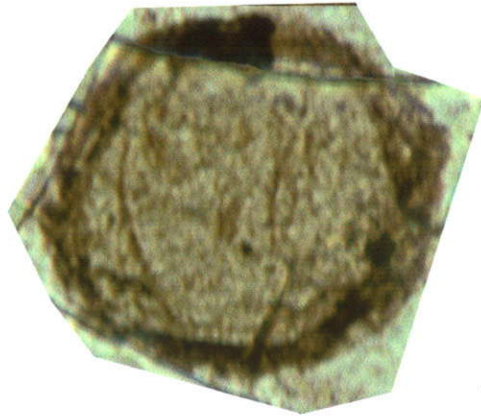
ESTAMPA 8

109



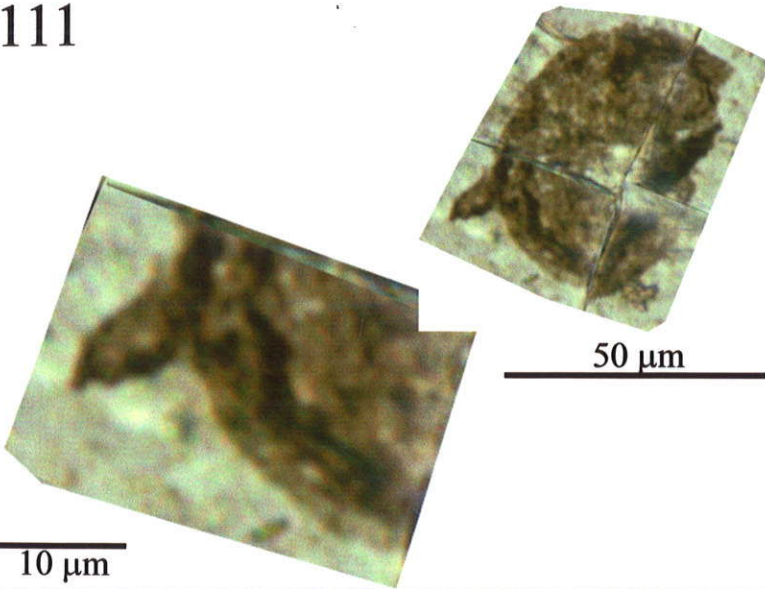
25 μm

110



25 μm

111



10 μm

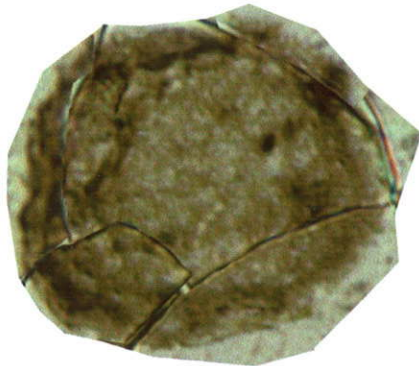
50 μm

112



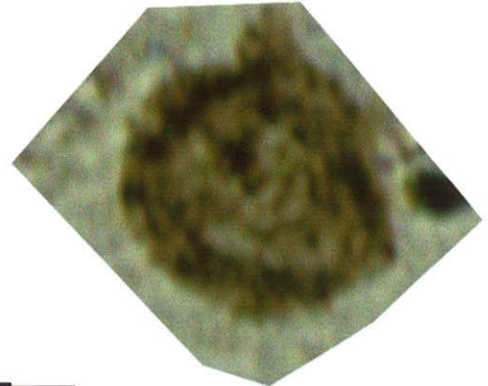
20 μm

113



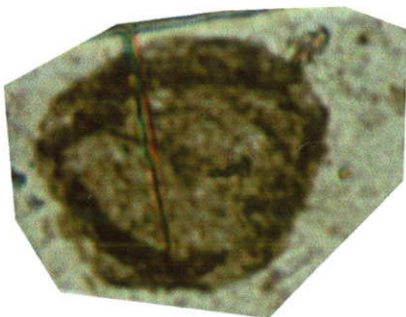
20 μm

114



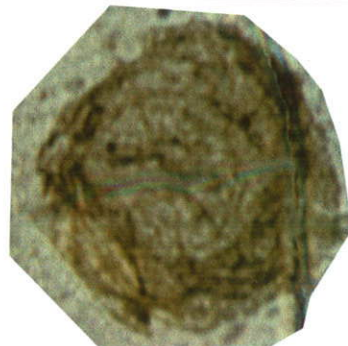
20 μm

115



20 μm

116



20 μm

ESTAMPA 8 - ilustração

109



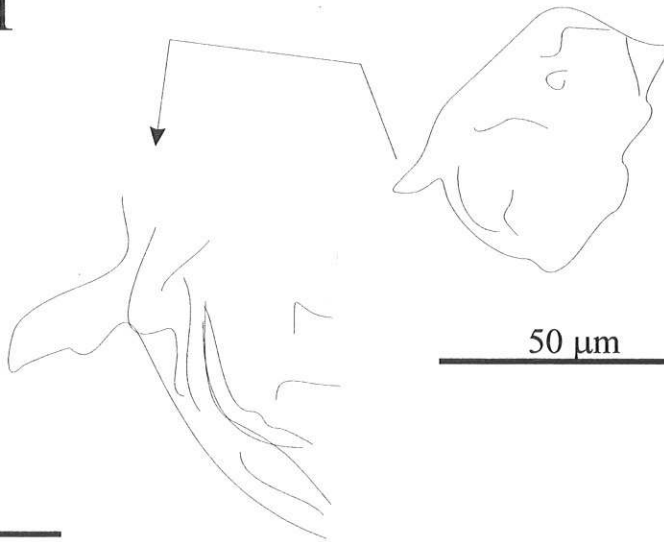
25 μm

110



25 μm

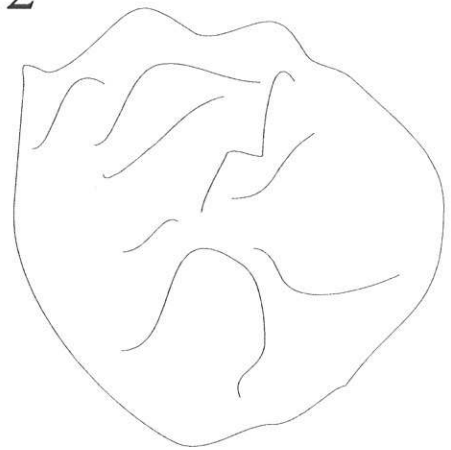
111



10 μm

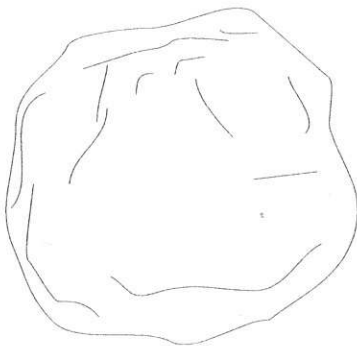
50 μm

112



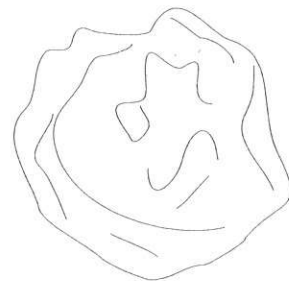
20 μm

113



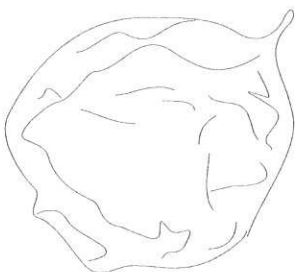
20 μm

114



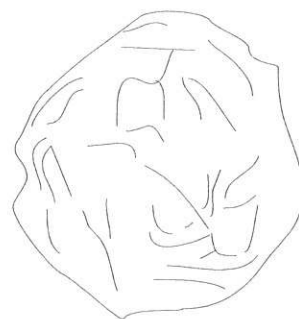
20 μm

115



20 μm

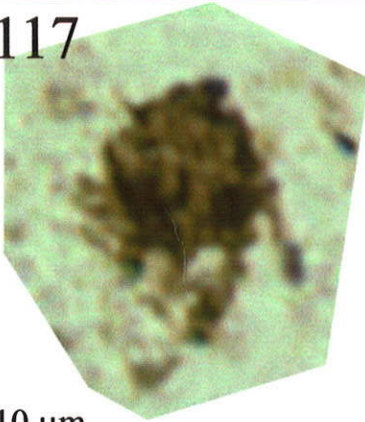
116



20 μm

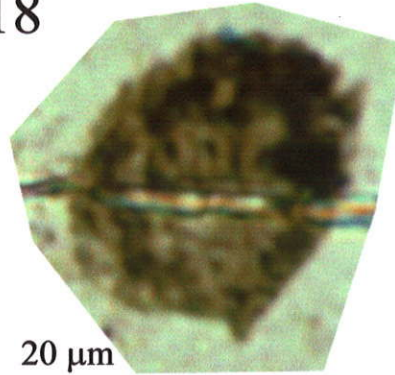
ESTAMPA 9

117



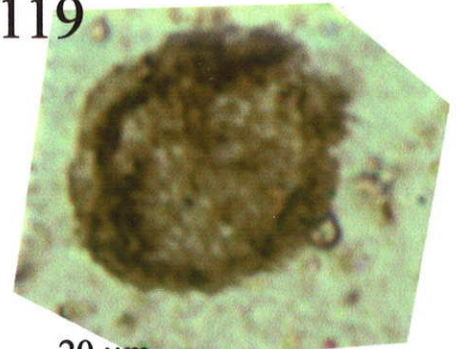
10 μm

118



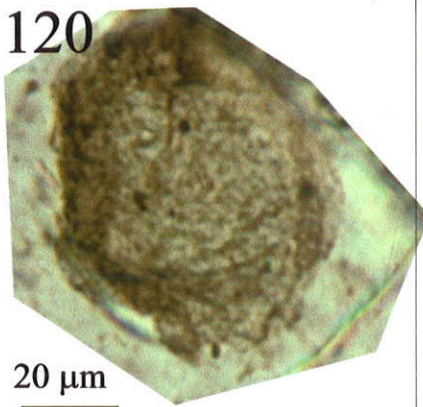
20 μm

119



20 μm

120



20 μm

121



20 μm

122



20 μm

123



20 μm

124



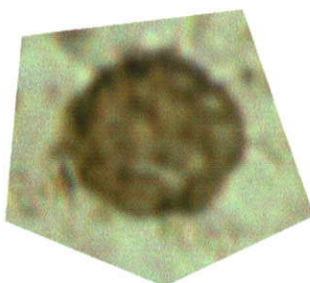
10 μm

125



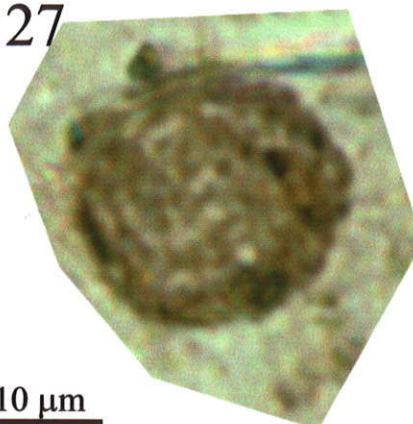
10 μm

126



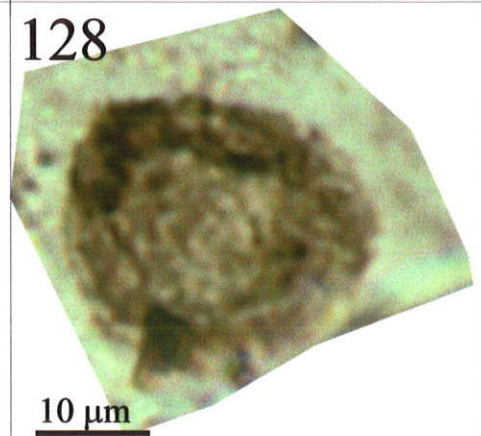
10 μm

127



10 μm

128



10 μm

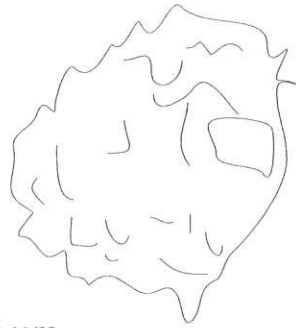
ESTAMPA 9 - ilustração

117



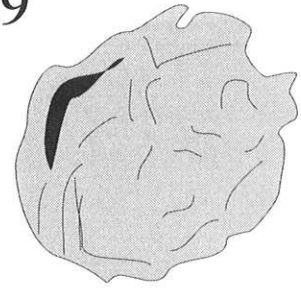
10 μm

118



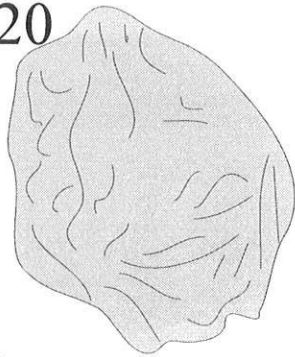
20 μm

119



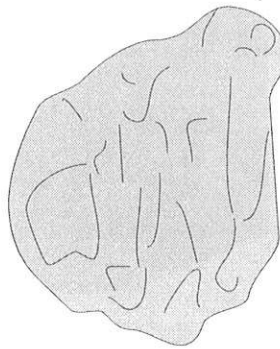
20 μm

120



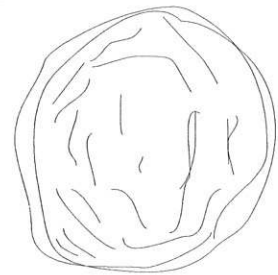
20 μm

121



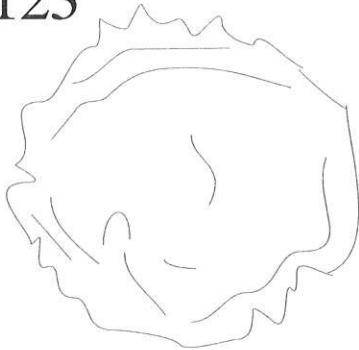
20 μm

122



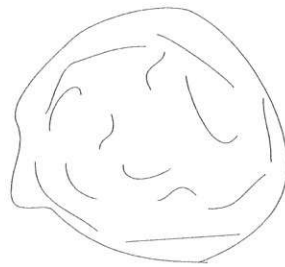
20 μm

123



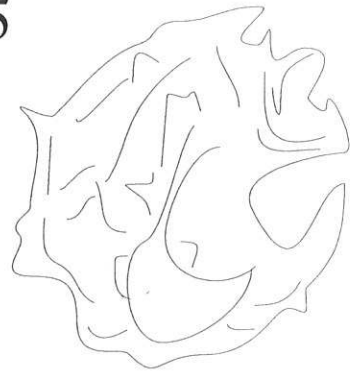
20 μm

124



10 μm

125



10 μm

126



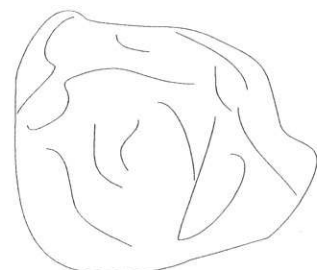
10 μm

127



10 μm

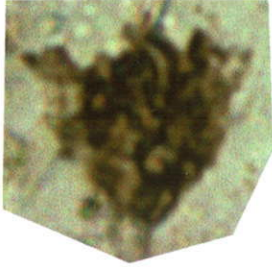
128



10 μm

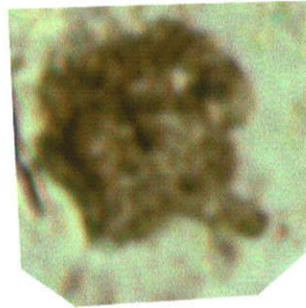
ESTAMPA 10

129



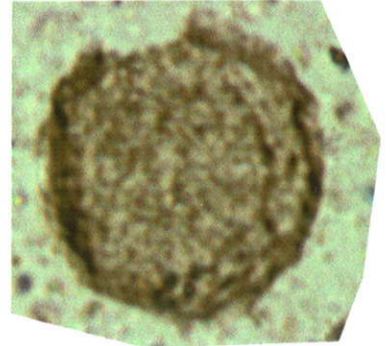
20 μm

130



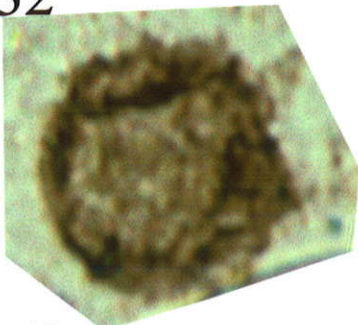
10 μm

131



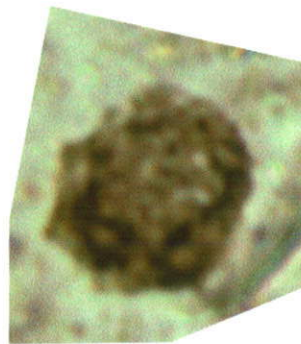
20 μm

132



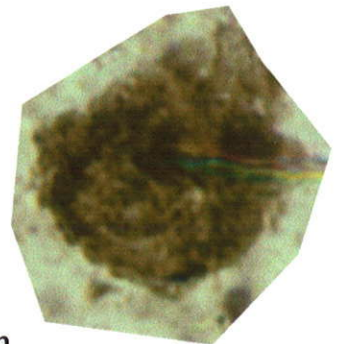
20 μm

133



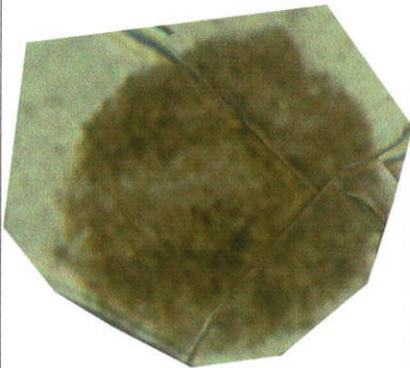
20 μm

134



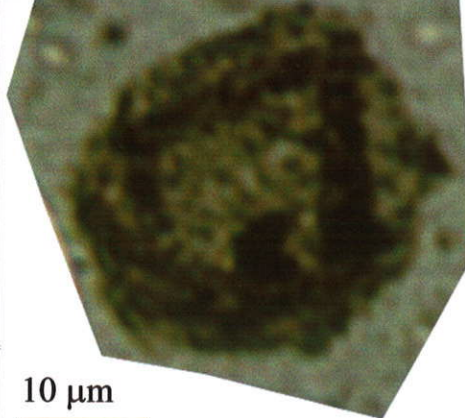
20 μm

135



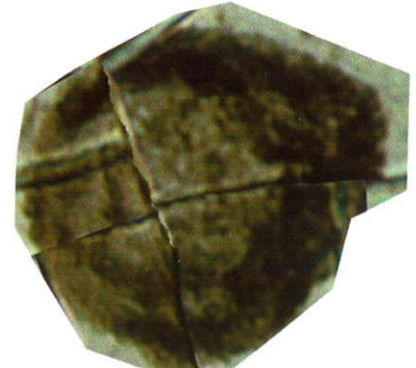
20 μm

136



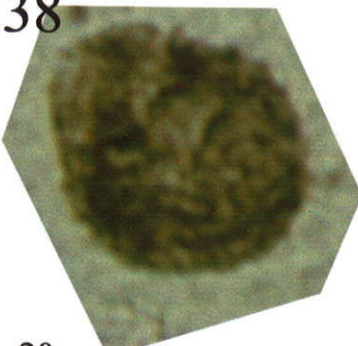
10 μm

137



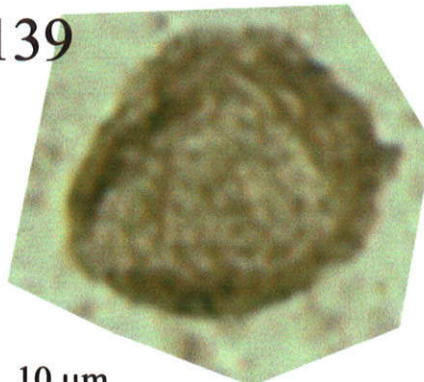
20 μm

138



20 μm

139



10 μm

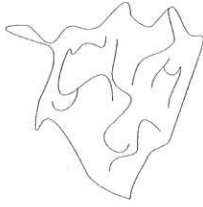
140



50 μm

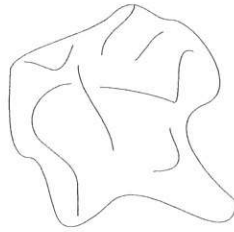
ESTAMPA 10 - ilustração

129



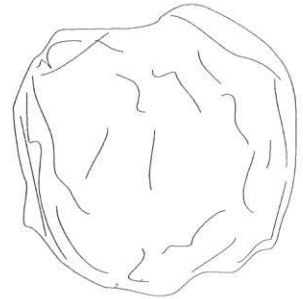
20 μm

130



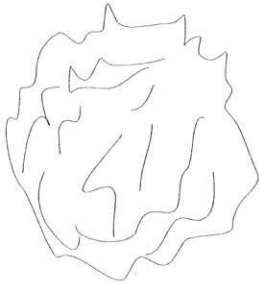
10 μm

131



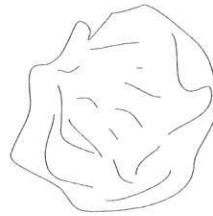
20 μm

132



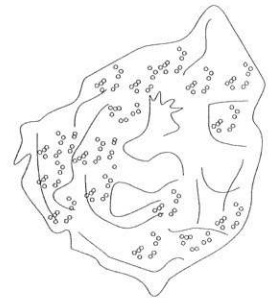
20 μm

133



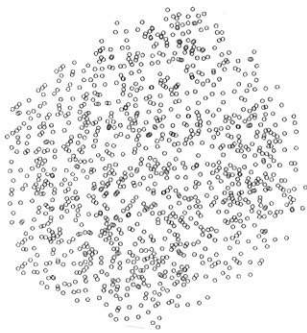
20 μm

134



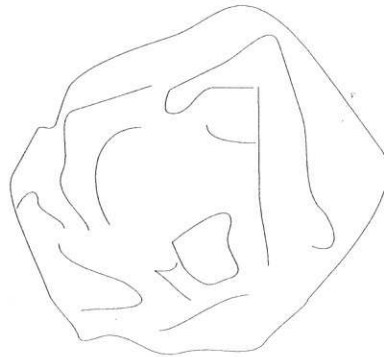
20 μm

135



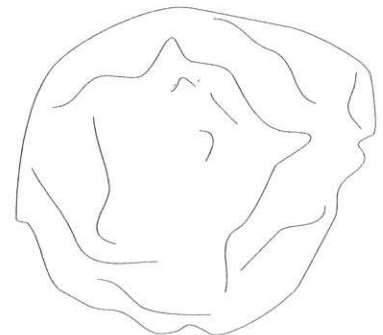
20 μm

136



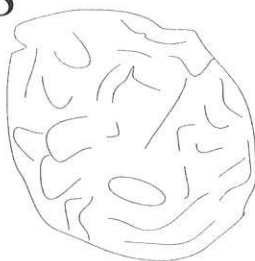
10 μm

137



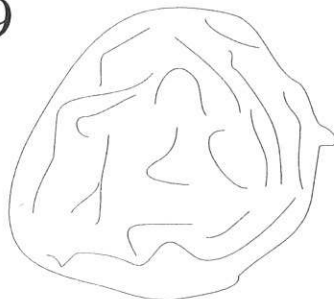
20 μm

138



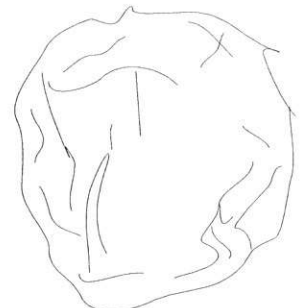
20 μm

139



10 μm

140



50 μm

ESTAMPA 11

141



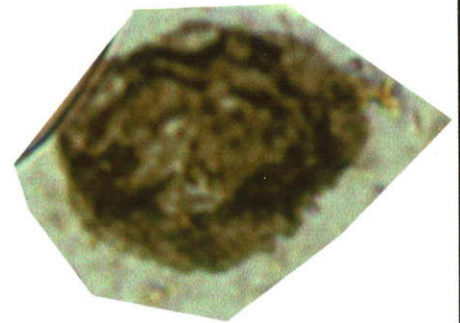
10 μ m

142



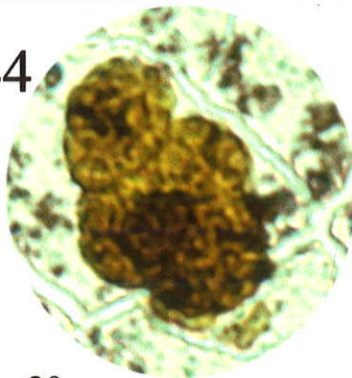
20 μ m

143



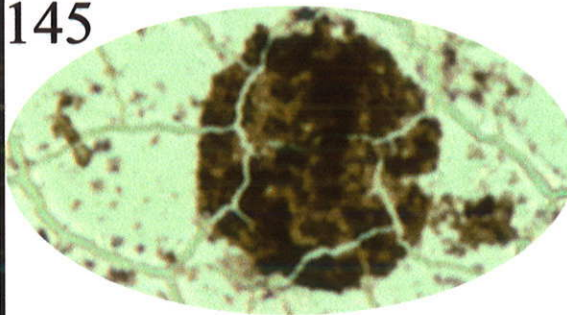
10 μ m

144



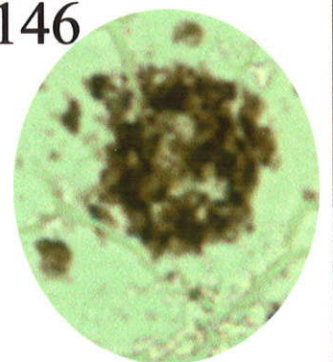
20 μ m

145



20 μ m

146



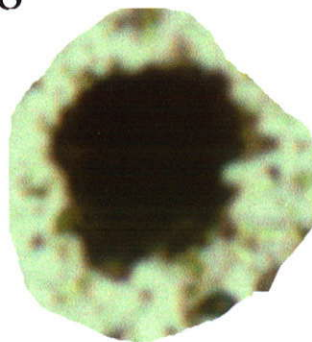
10 μ m

147



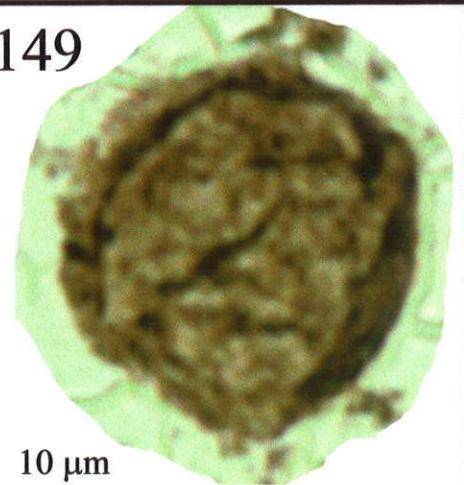
10 μ m

148



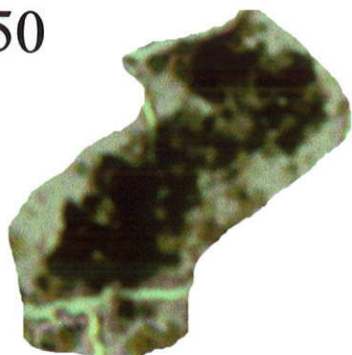
10 μ m

149



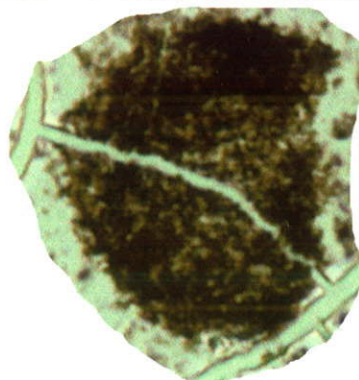
10 μ m

150



10 μ m

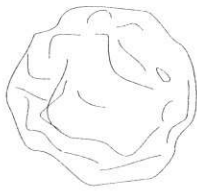
151



20 μ m

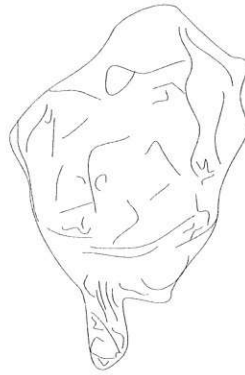
ESTAMPA 11 - ilustração

141



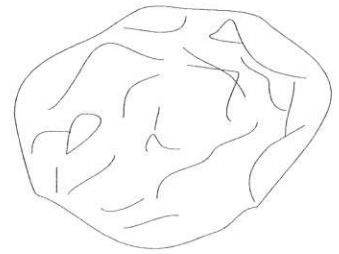
10 μ m

142



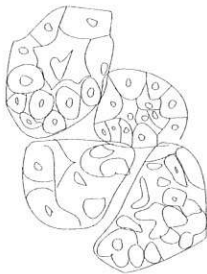
20 μ m

143



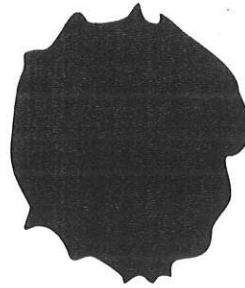
10 μ m

144



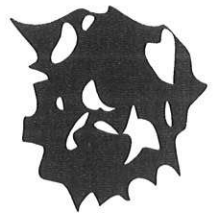
20 μ m

145



20 μ m

146



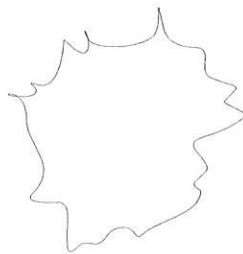
10 μ m

147



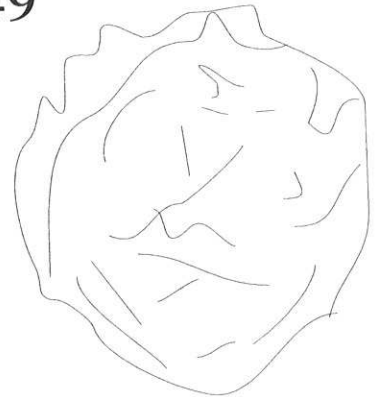
10 μ m

148



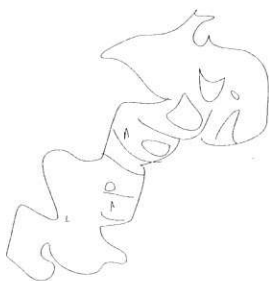
10 μ m

149



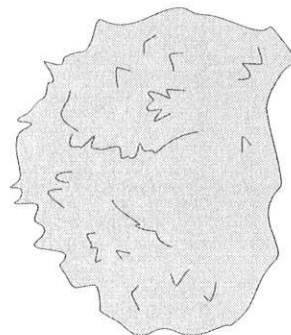
10 μ m

150



10 μ m

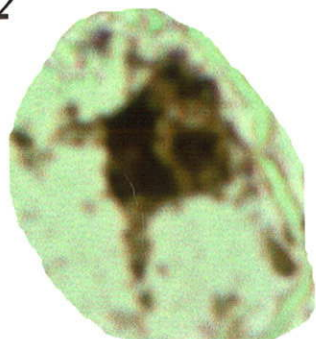
151



20 μ m

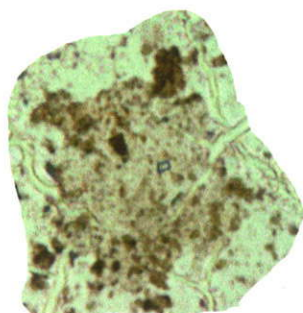
EŞTAMPA 12

152



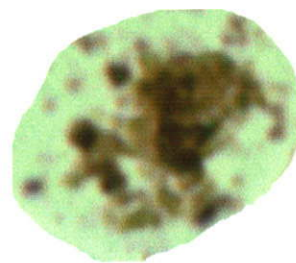
50 µm

153



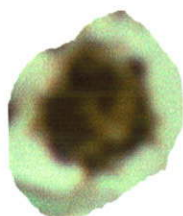
50 µm

154



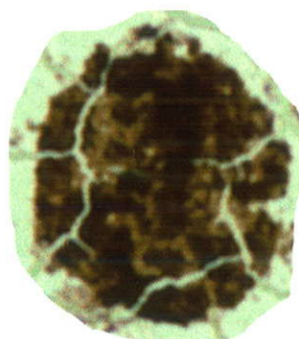
50 µm

155



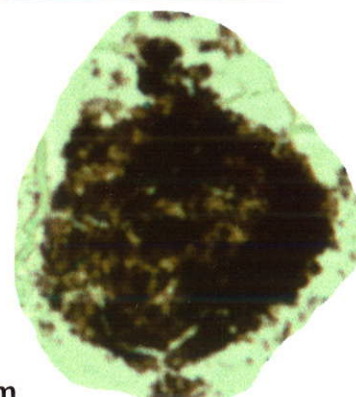
30 µm

156



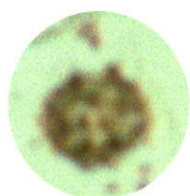
20 µm

157



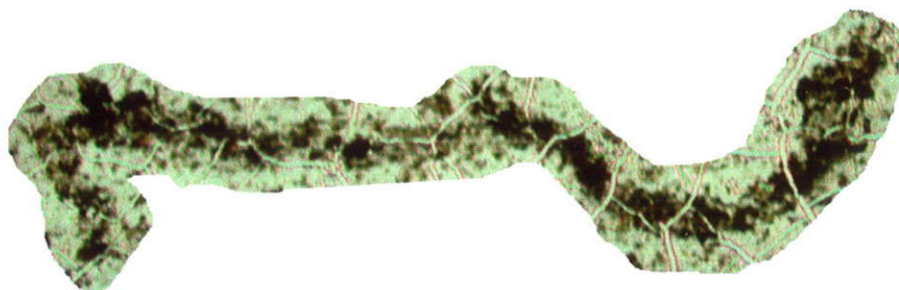
20 µm

158



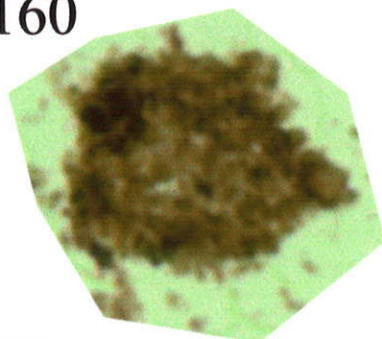
30 µm

159



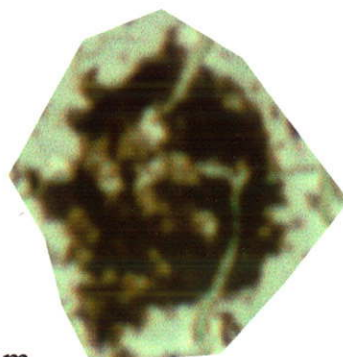
100 µm

160



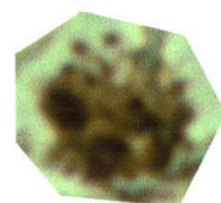
50 µm

161



50 µm

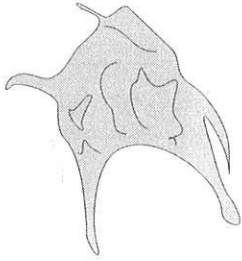
162



40 µm

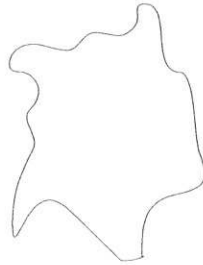
ESTAMPA 12 - ilustração

152



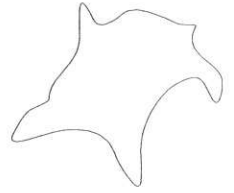
50 µm

153



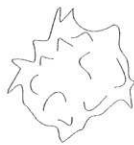
50 µm

154



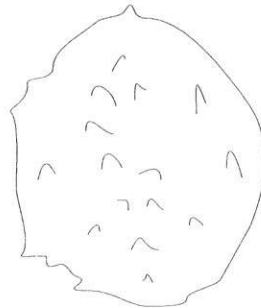
50 µm

155



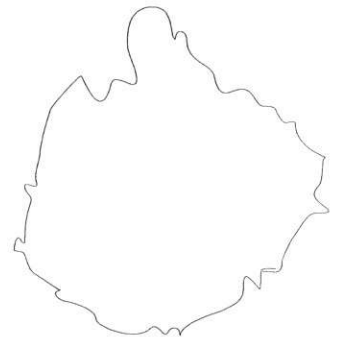
30 µm

156



20 µm

157



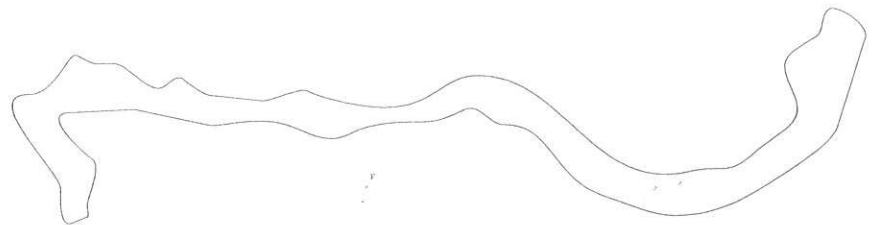
20 µm

158



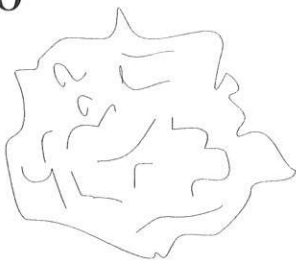
30 µm

159



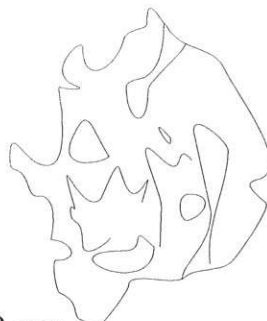
100 µm

160



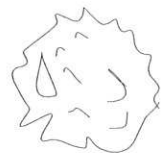
50 µm

161



50 µm

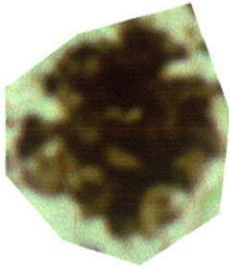
162



40 µm

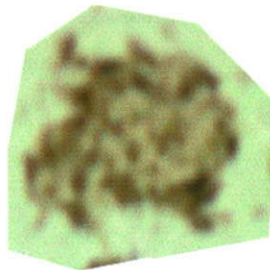
ESTAMPA 13

163



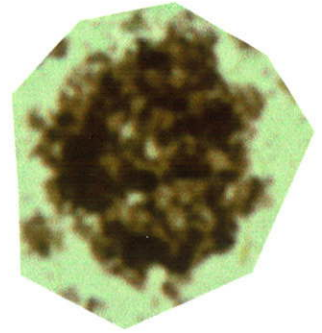
10 μm

164



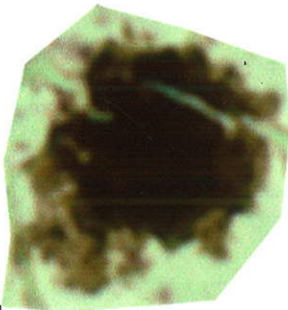
10 μm

165



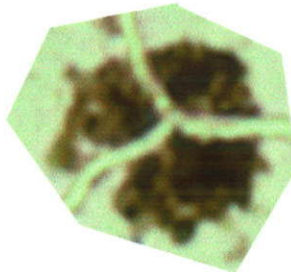
20 μm

166



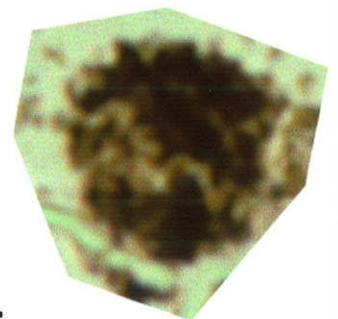
10 μm

167



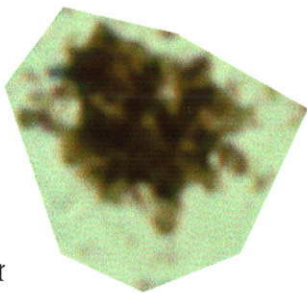
10 μm

168



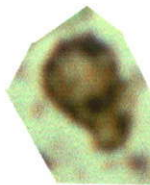
10 μm

169



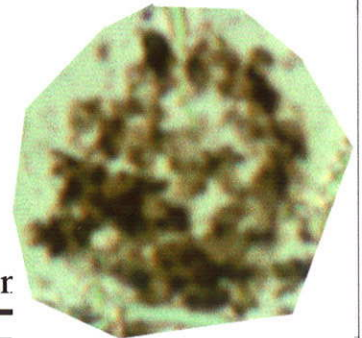
10 μm

170



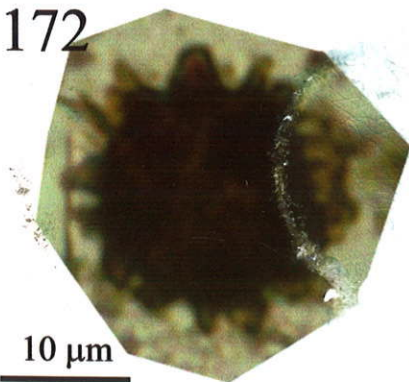
10 μm

171



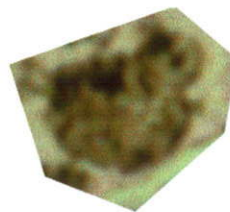
20 μm

172



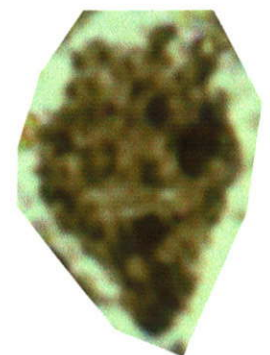
10 μm

173



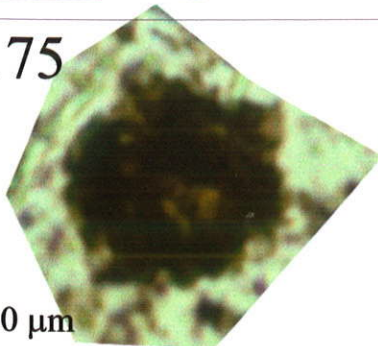
10 μm

174



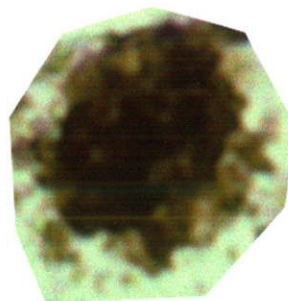
10 μm

175



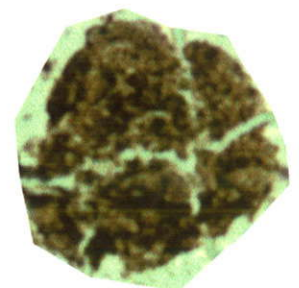
10 μm

176



10 μm

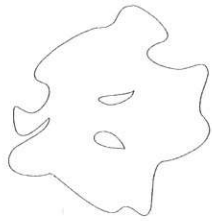
177



20 μm

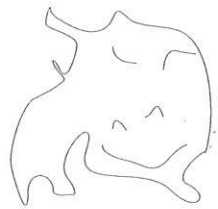
ESTAMPA 13 - ilustração

163



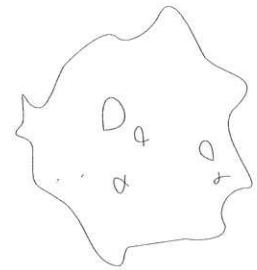
10 μm

164



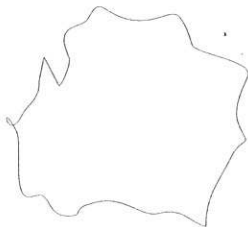
10 μm

165



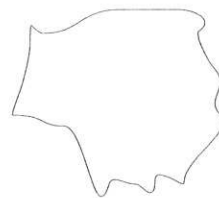
20 μm

166



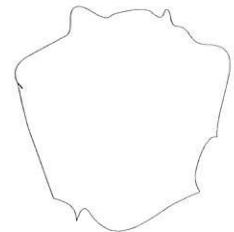
10 μm

167



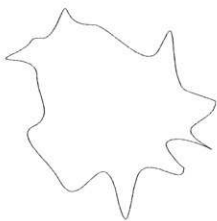
10 μm

168



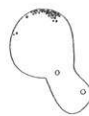
10 μm

169



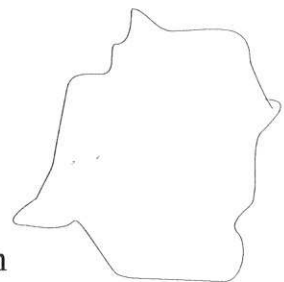
10 μm

170



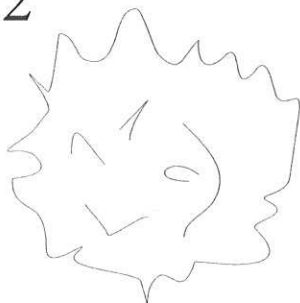
10 μm

171



20 μm

172



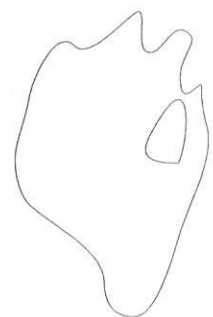
10 μm

173



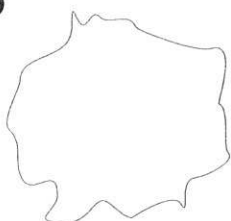
10 μm

174



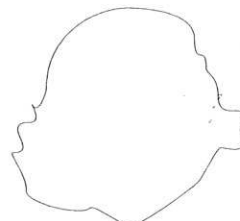
10 μm

175



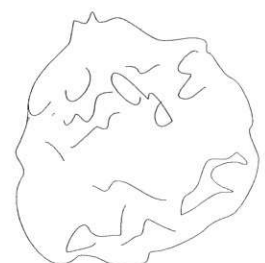
10 μm

176



10 μm

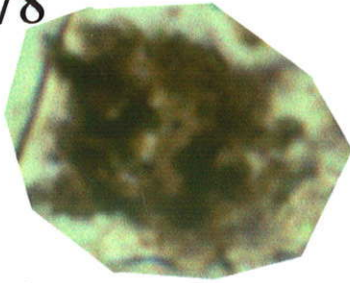
177



20 μm

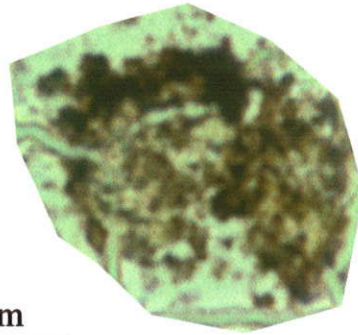
ESTAMPA 14

178



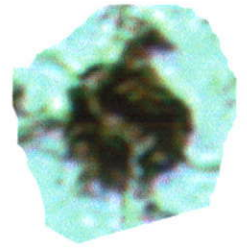
20 μm

179



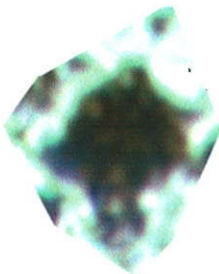
20 μm

180



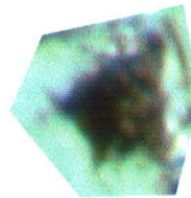
10 μm

181



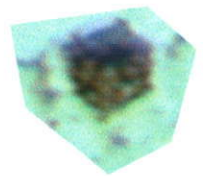
10 μm

182



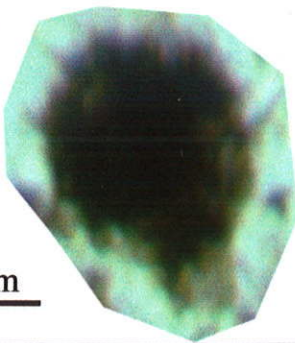
10 μm

183



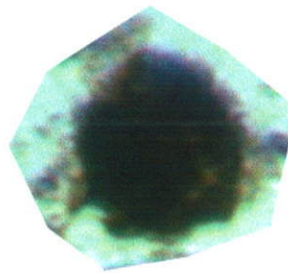
10 μm

184



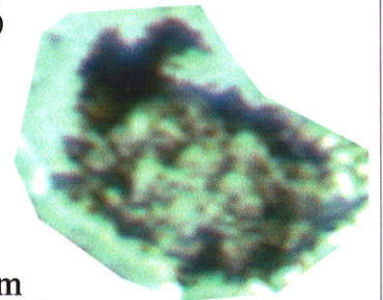
10 μm

185



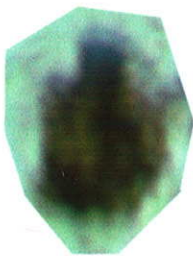
10 μm

186



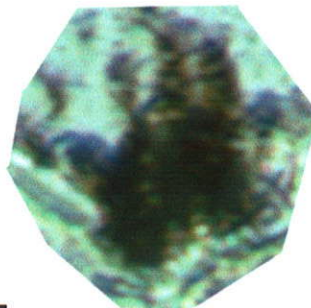
10 μm

187



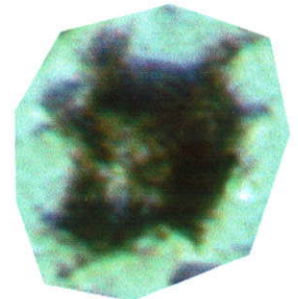
10 μm

188



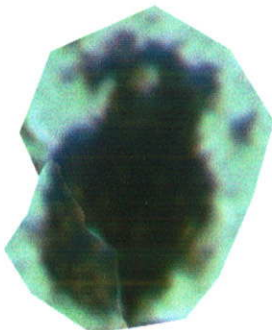
10 μm

189



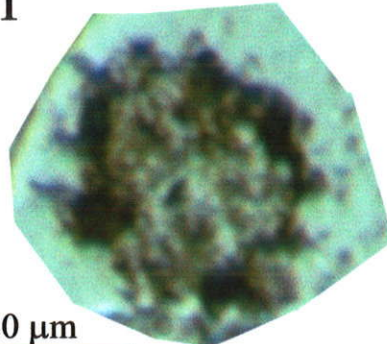
10 μm

190



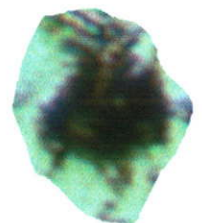
10 μm

191



20 μm

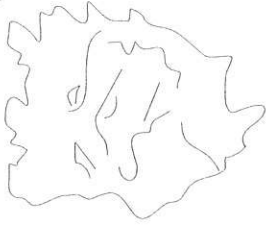
192



10 μm

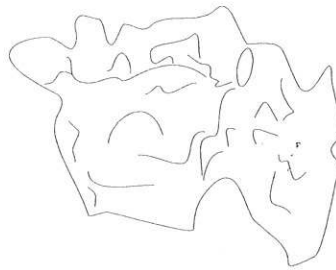
ESTAMPA 14 - ilustração

178



20 μm

179



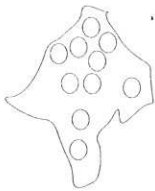
20 μm

180



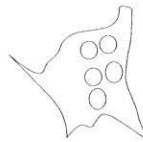
10 μm

181



10 μm

182



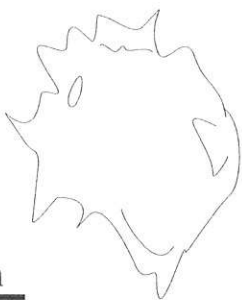
10 μm

183



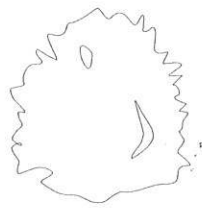
10 μm

184



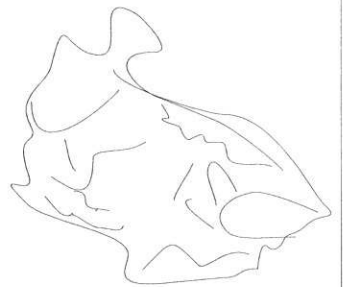
10 μm

185



10 μm

186



10 μm

187



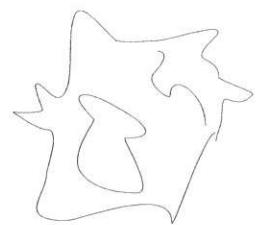
10 μm

188



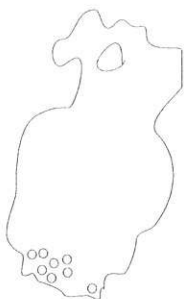
10 μm

189



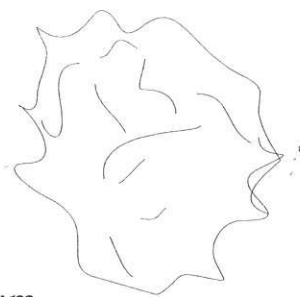
10 μm

190



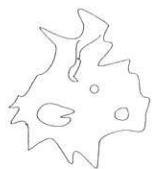
10 μm

191



20 μm

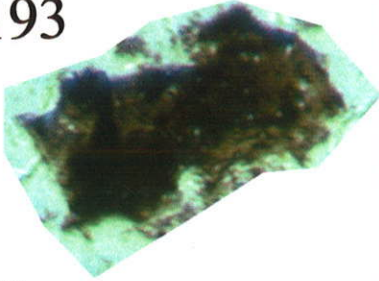
192



10 μm

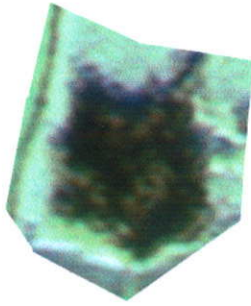
EȘTAMPA 15

193



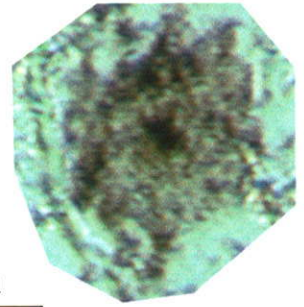
20 μm

194



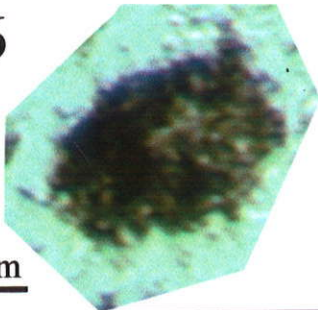
10 μm

195



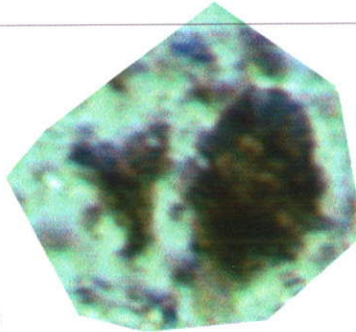
20 μm

196



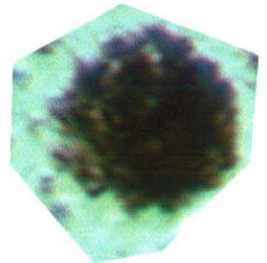
10 μm

197



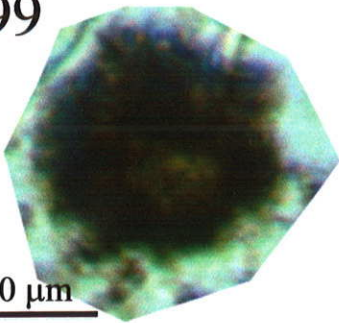
10 μm

198



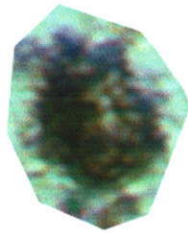
10 μm

199



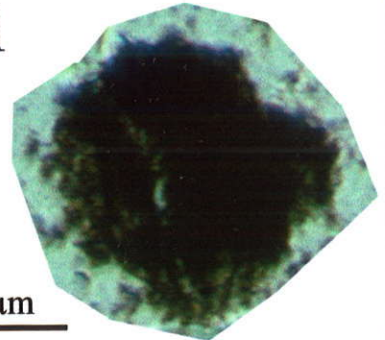
10 μm

200



10 μm

201



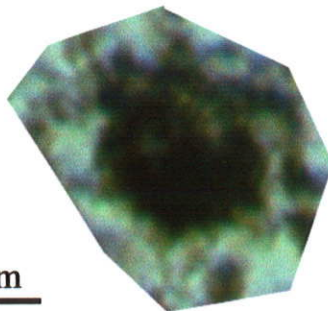
20 μm

202



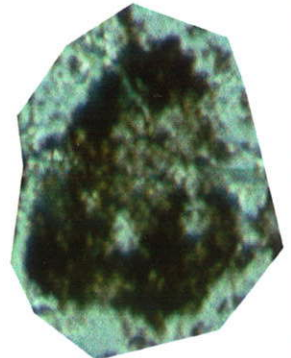
20 μm

203



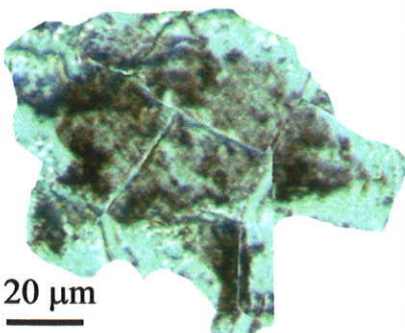
10 μm

204



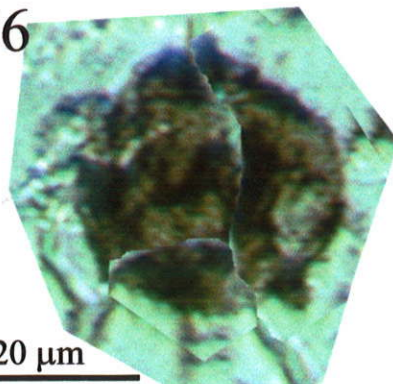
20 μm

205



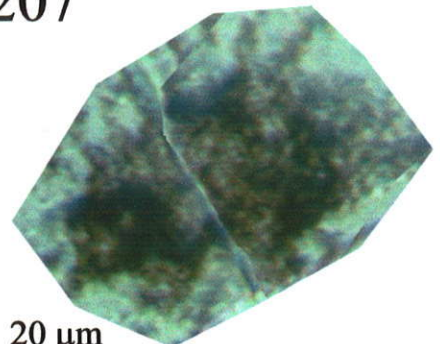
20 μm

206



20 μm

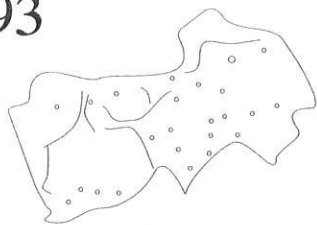
207



20 μm

ESTAMPA 15 - ilustração

193



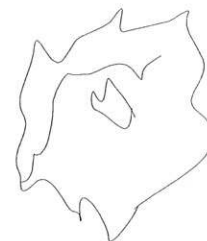
20 μm

194



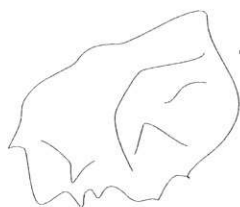
10 μm

195



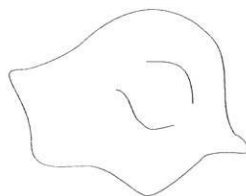
20 μm

196



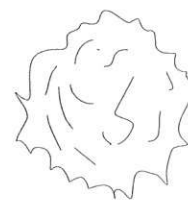
10 μm

197



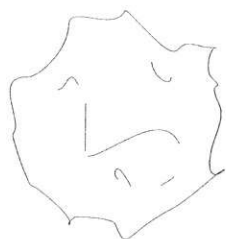
10 μm

198



10 μm

199



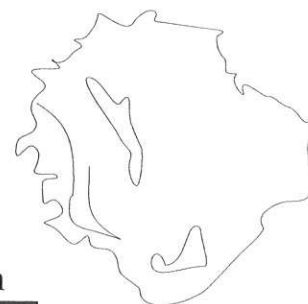
10 μm

200



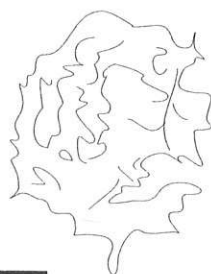
10 μm

201



20 μm

202



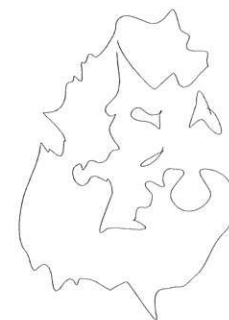
20 μm

203



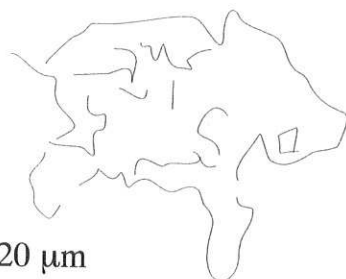
10 μm

204



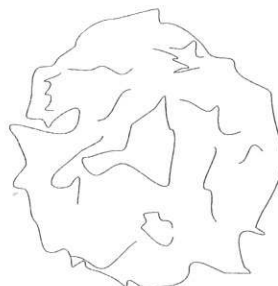
20 μm

205



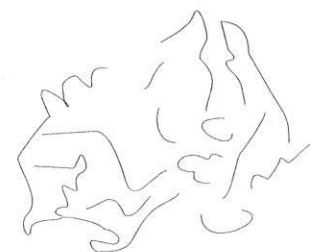
20 μm

206



20 μm

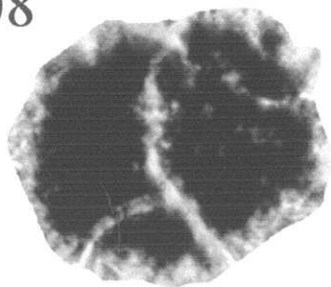
207



20 μm

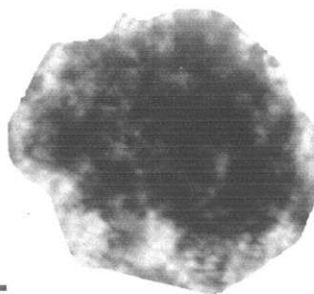
ESTAMPA 16

208



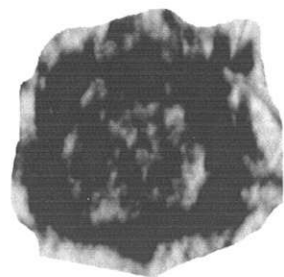
20 μm

209



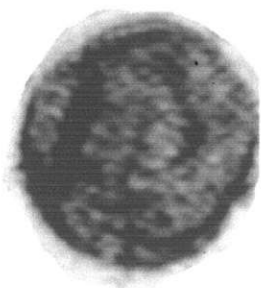
20 μm

210



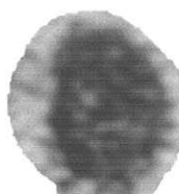
20 μm

211



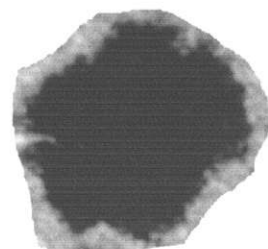
20 μm

212



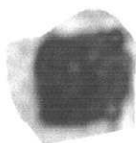
20 μm

213



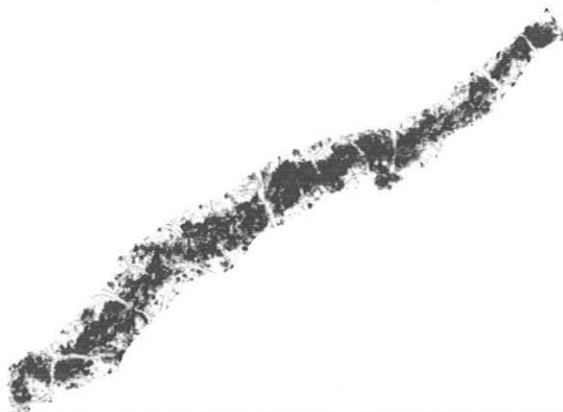
20 μm

214



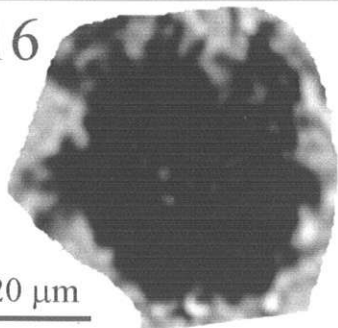
10 μm

215



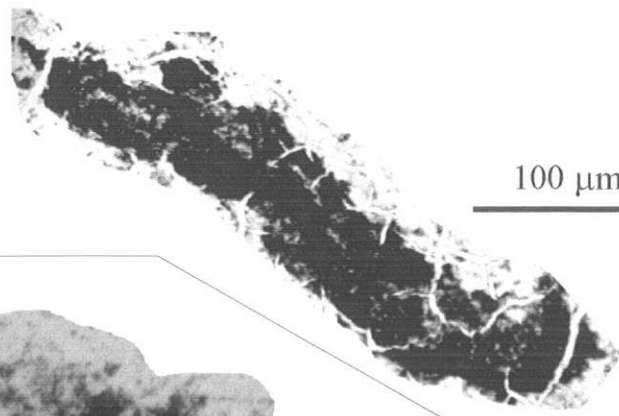
100 μm

216



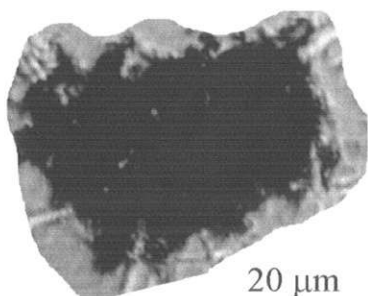
20 μm

217



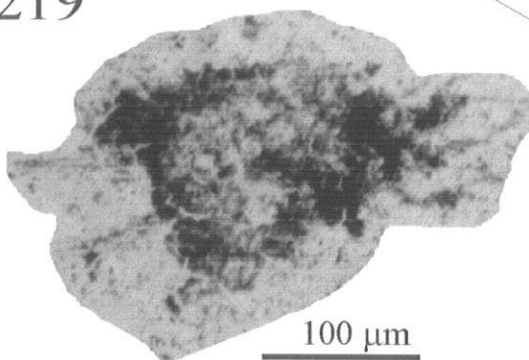
100 μm

218



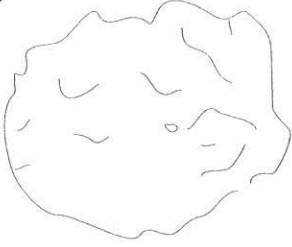
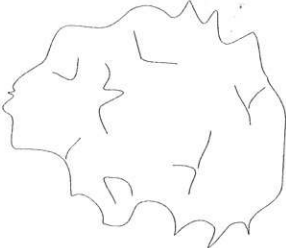
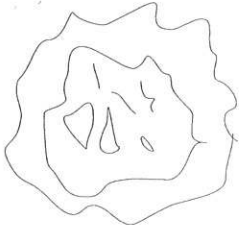
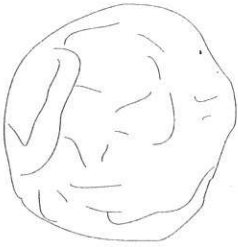

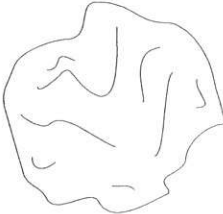
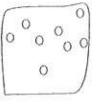
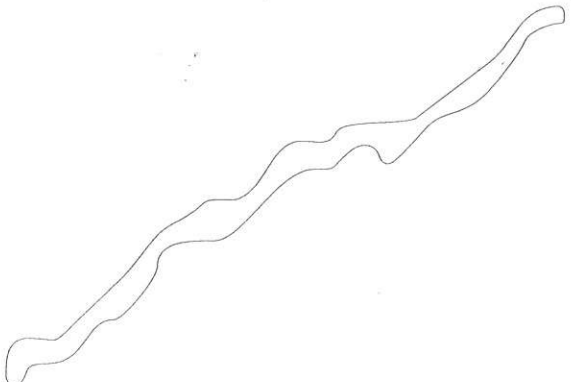
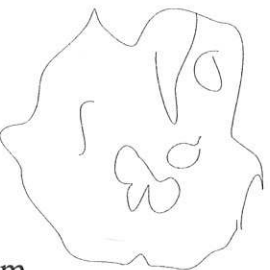
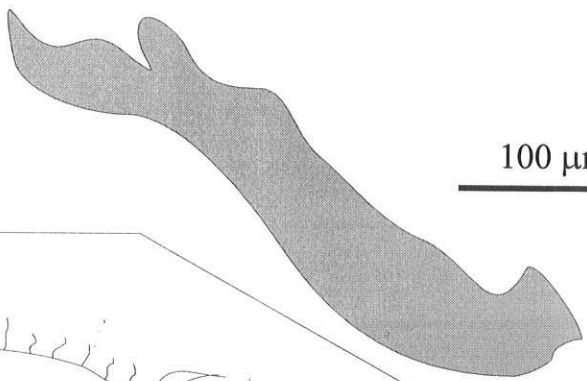
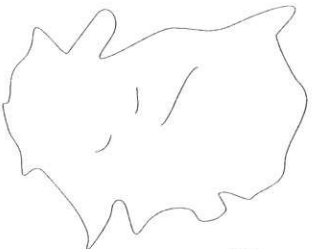
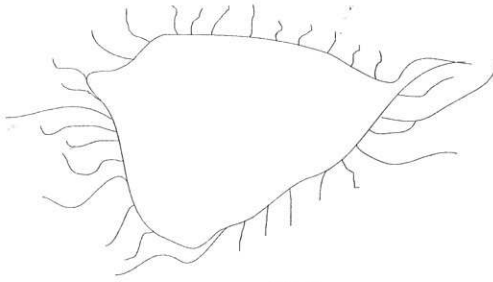
20 μm

219



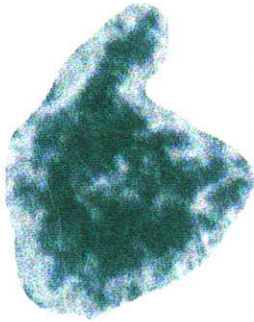
100 μm

ESTAMPA 16 - ilustração

<p>208</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>209</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>210</p>  <p><u>20 μm</u></p>
<p>211</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>212</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>213</p>  <p><u>20 μm</u></p>
<p>214</p>  <p><u>10 μm</u></p>	<p>215</p>  <p><u>100 μm</u></p>	
<p>216</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>217</p>  <p><u>100 μm</u></p>	
<p>218</p>  <p><u>20 μm</u></p>	<p>219</p>  <p><u>100 μm</u></p>	

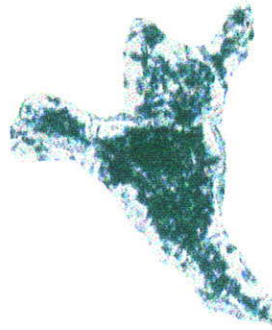
ESTAMPA 17

220



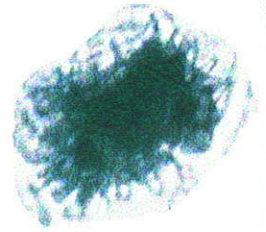
10 μm

221



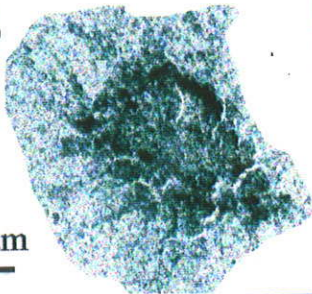
20 μm

222



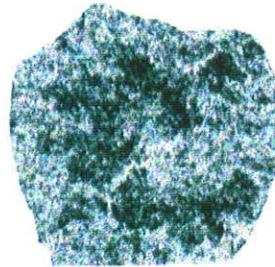
50 μm

223



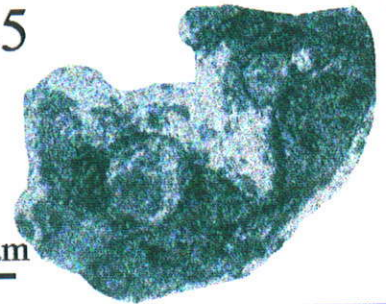
100 μm

224



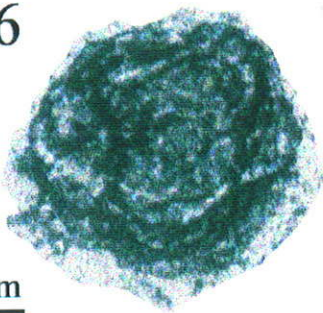
100 μm

225



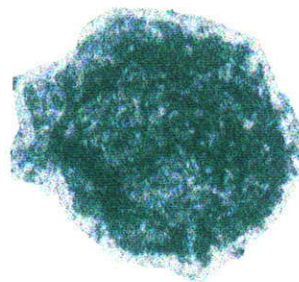
20 μm

226



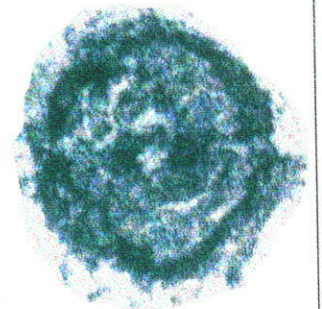
20 μm

227



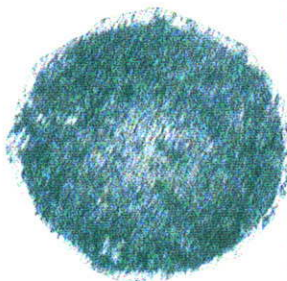
20 μm

228



20 μm

229



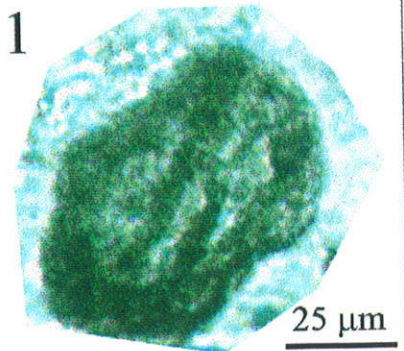
50 μm

230



100 μm

231



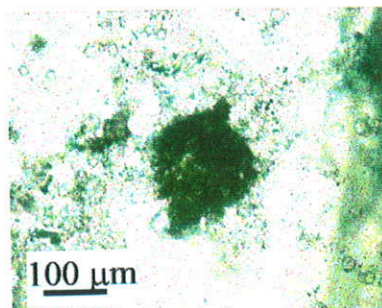
25 μm

232



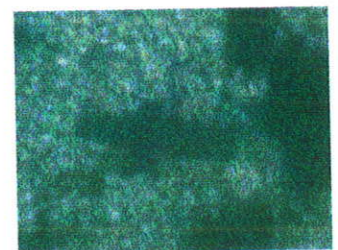
50 μm

233



100 μm

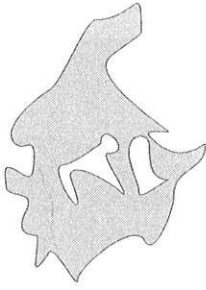
234



30 μm

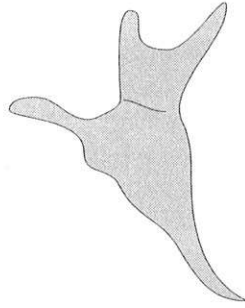
ESTAMPA 17 - ilustração

220



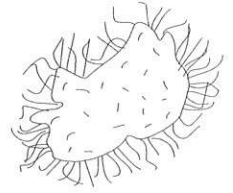
10 μm

221



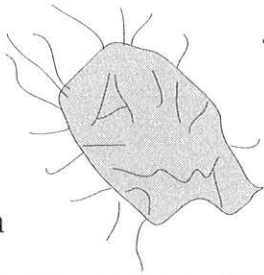
20 μm

222



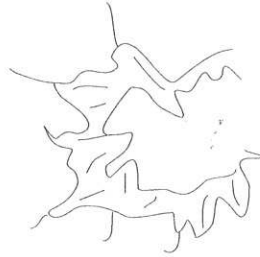
50 μm

223



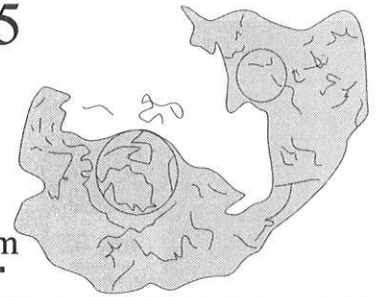
100 μm

224



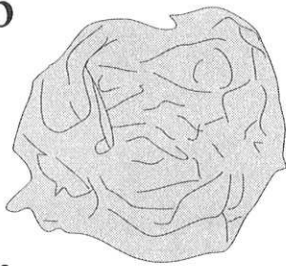
100 μm

225



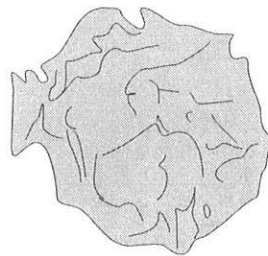
20 μm

226



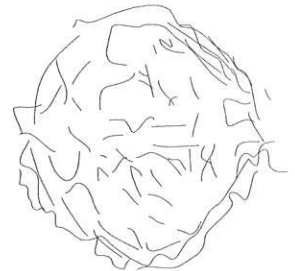
20 μm

227



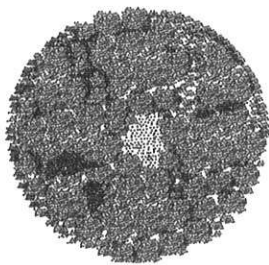
20 μm

228



20 μm

229



50 μm

230



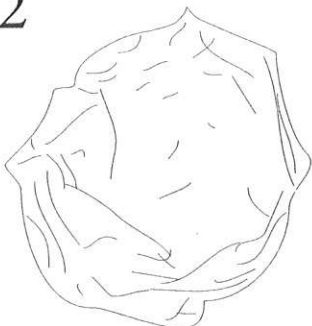
100 μm

231



25 μm

232



50 μm

233



100 μm

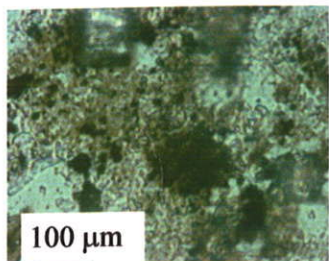
234



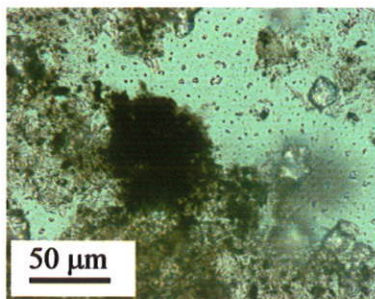
30 μm

ESTAMPA 18

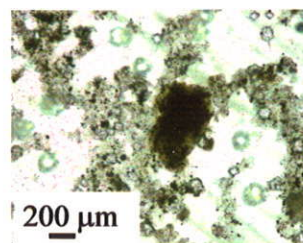
235



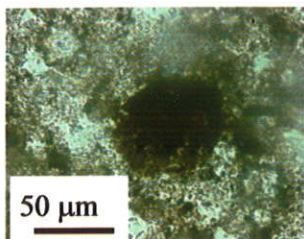
236



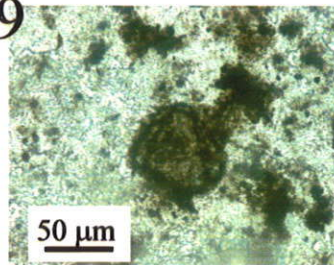
237



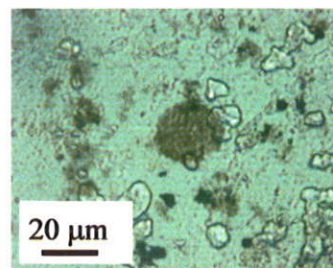
238



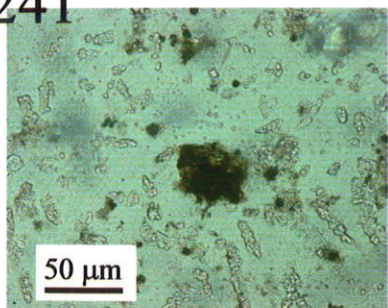
239



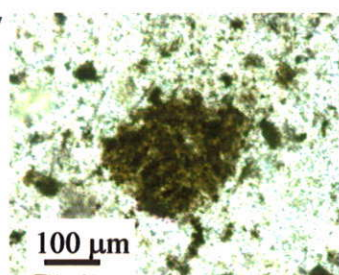
240



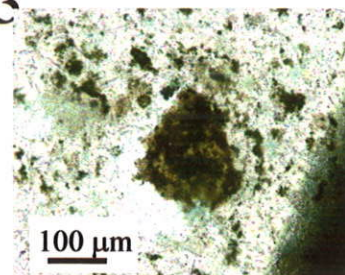
241



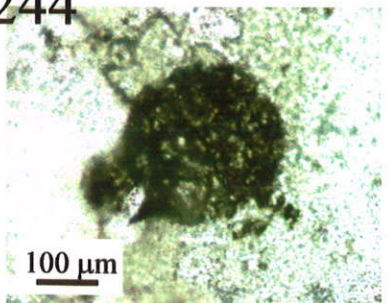
242



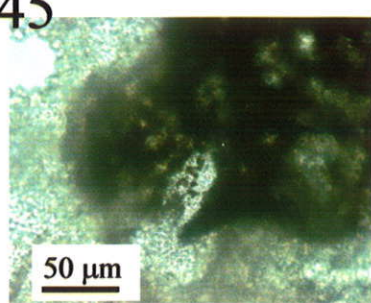
243



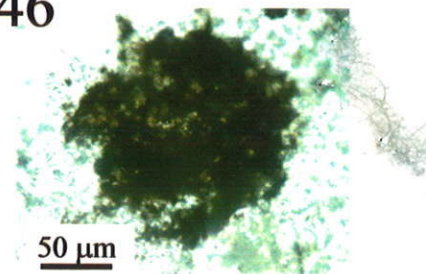
244



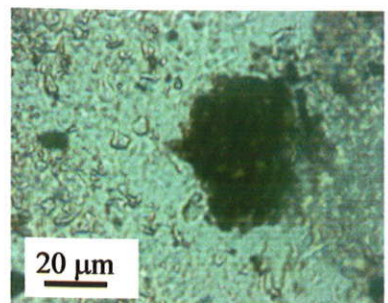
245



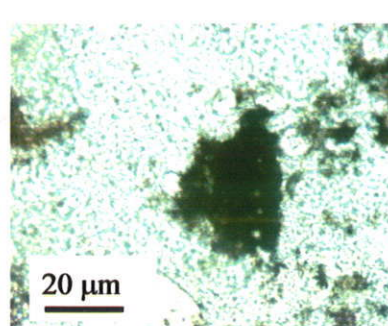
246



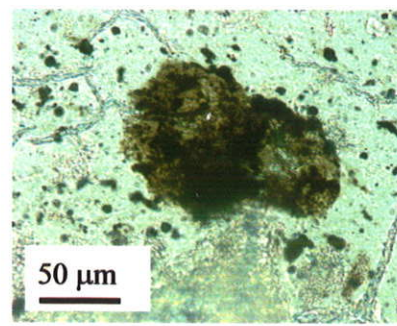
247



248



249



ESTAMPA 18 - ilustração

235



100 μm

236



50 μm

237



200 μm

238



50 μm

239



50 μm

240



20 μm

241



50 μm

242



100 μm

243



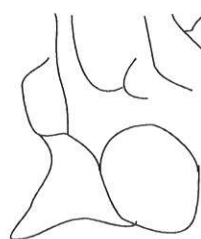
100 μm

244



100 μm

245



50 μm

246



50 μm

247



20 μm

248



20 μm

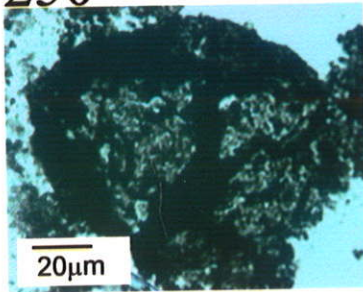
249



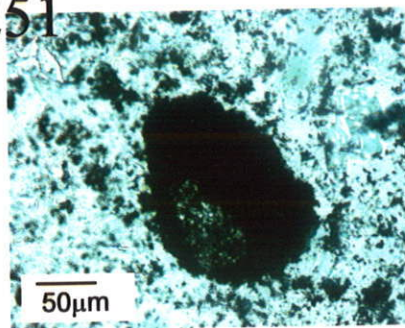
50 μm

ESTAMPA 19

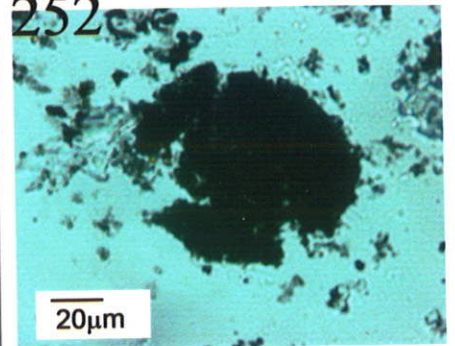
250



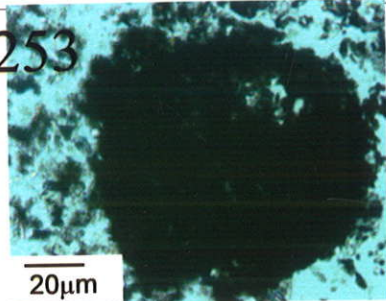
251



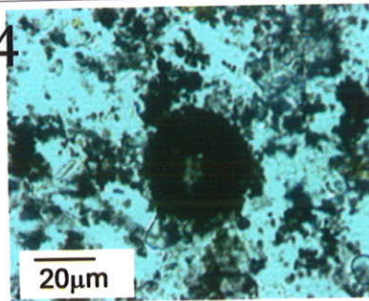
252



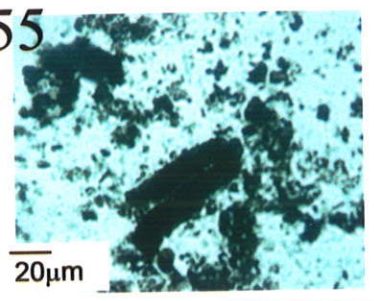
253



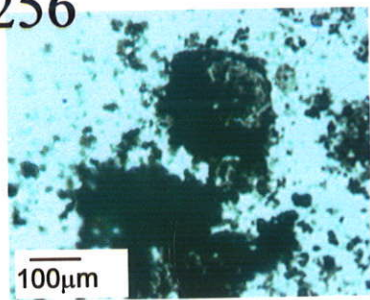
254



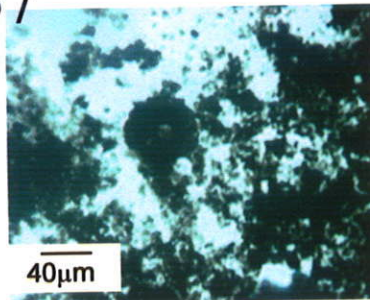
255



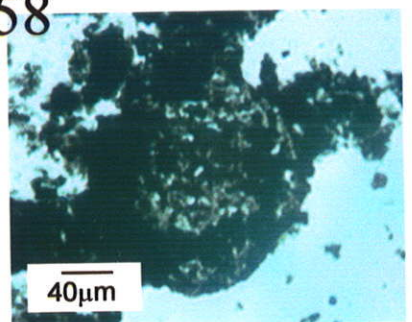
256



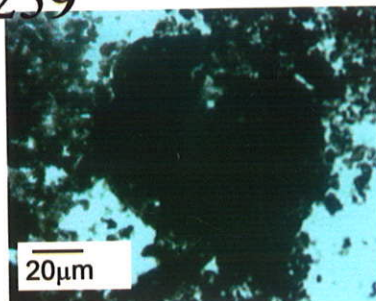
257



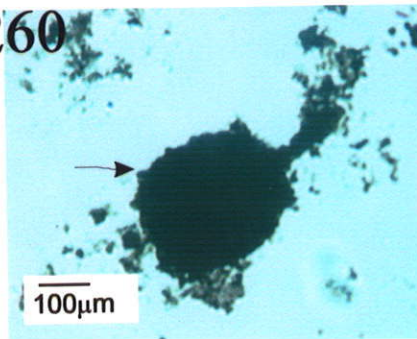
258



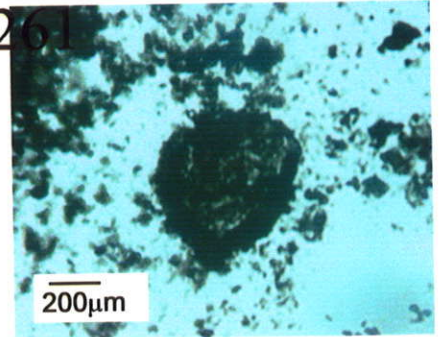
259



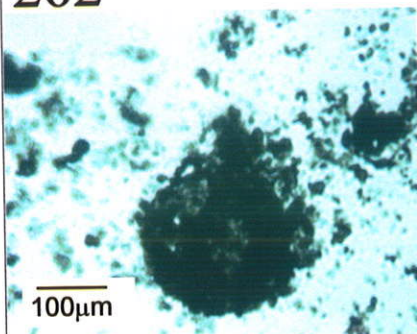
260



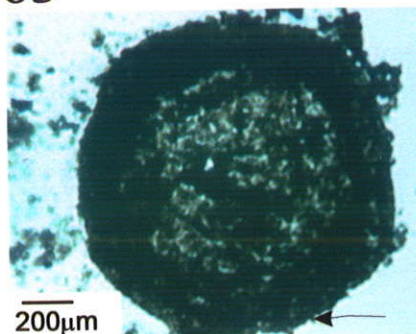
261



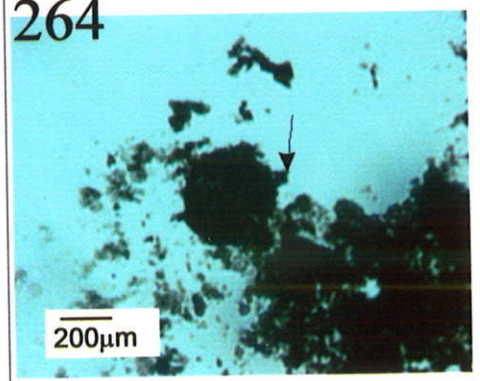
262



263

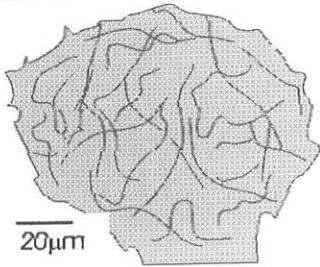


264

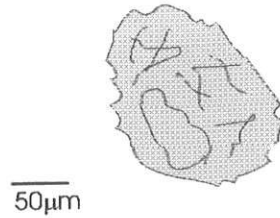


ESTAMPA 19 - ilustração

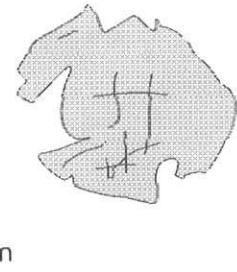
250



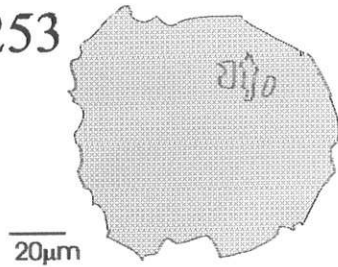
251



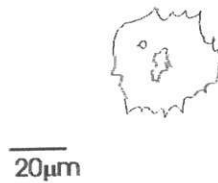
252



253



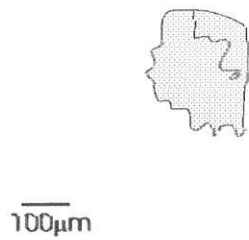
254



255



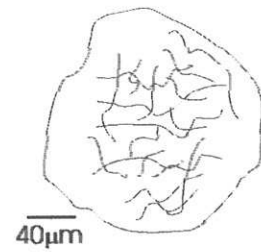
256



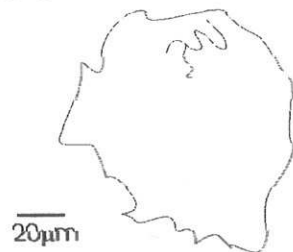
257



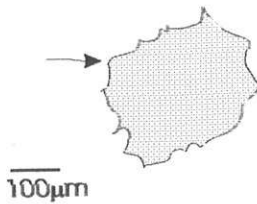
258



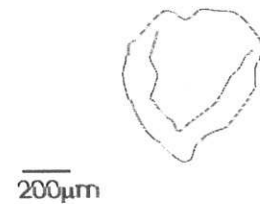
259



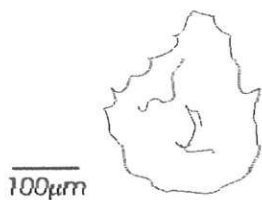
260



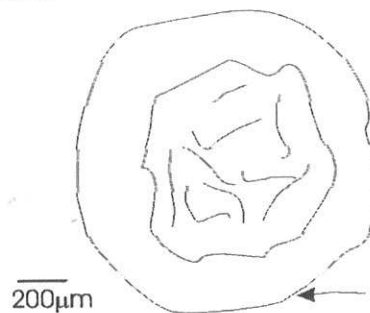
261



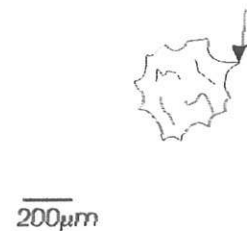
262



263

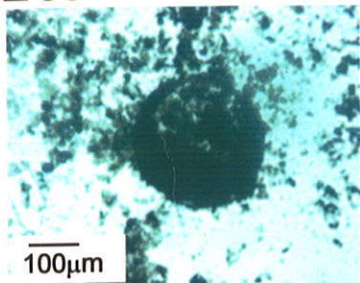


264

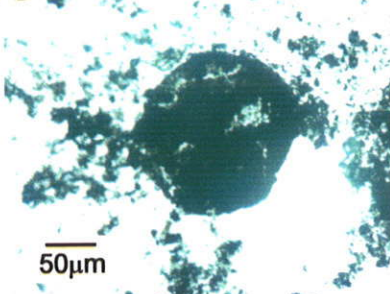


ESTAMPA 20

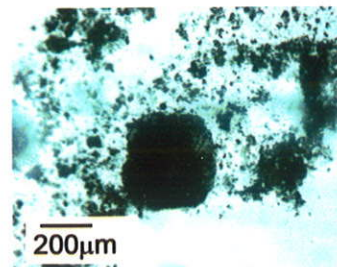
265



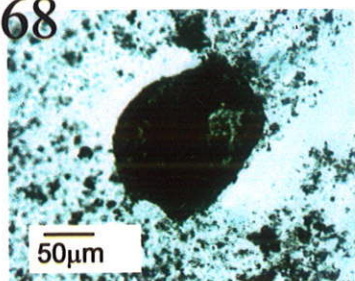
266



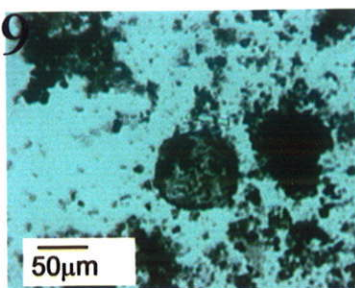
267



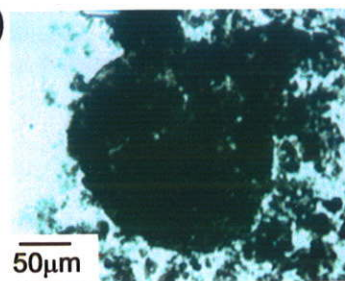
268



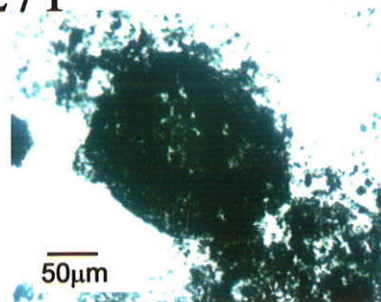
269



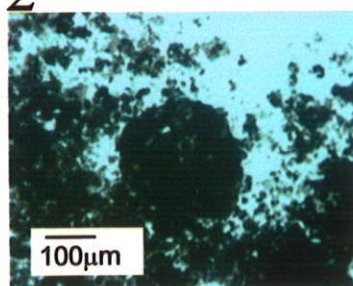
270



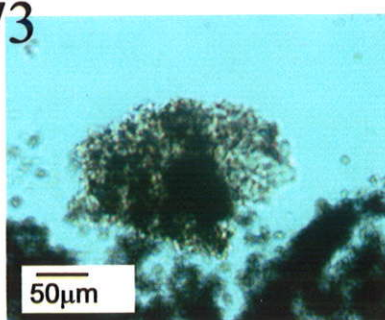
271



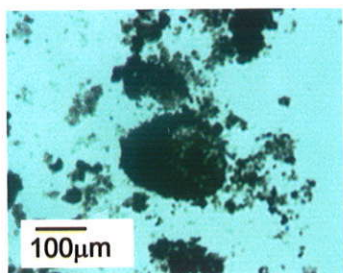
272



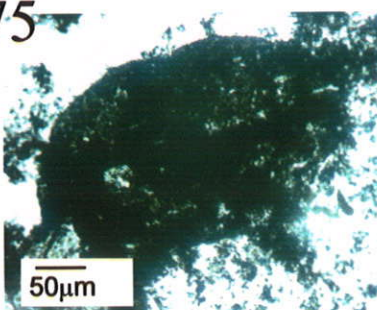
273



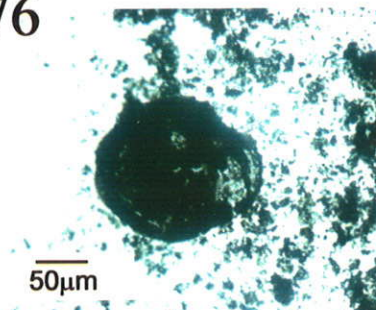
274



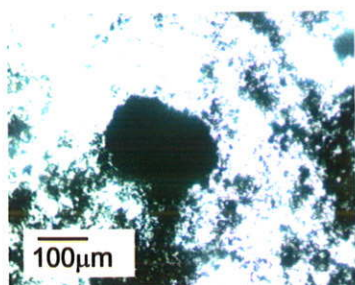
275



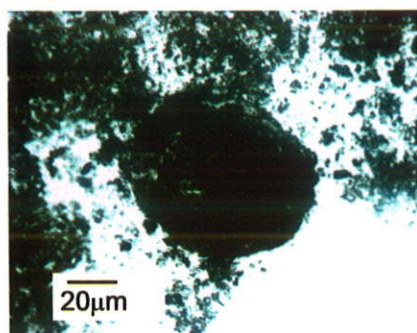
276



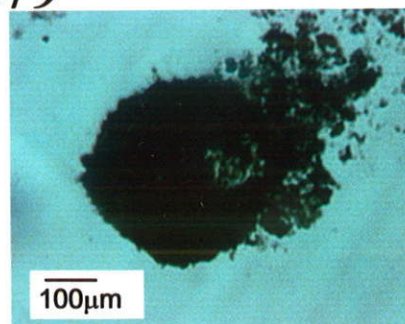
277



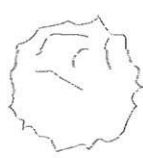


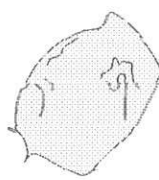

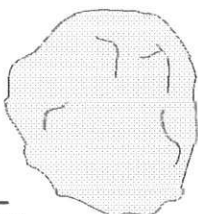
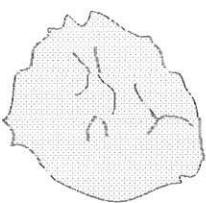

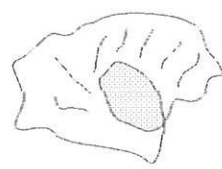
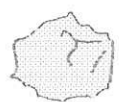
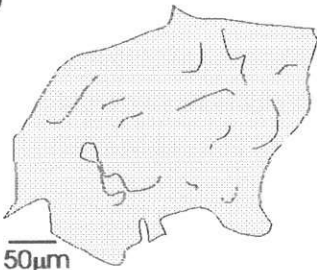
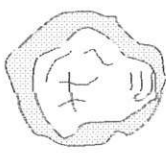

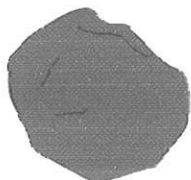

278



279

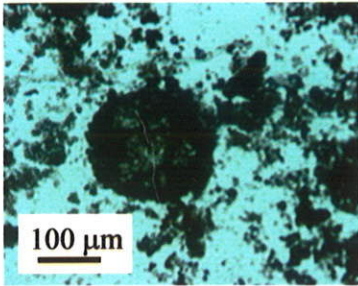


ESTAMPA 20 - ilustração

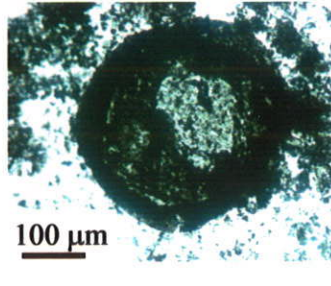
<p>265</p>  <p>100µm</p>	<p>266</p>  <p>50µm</p>	<p>267</p>  <p>200µm</p>
<p>268</p>  <p>50µm</p>	<p>269</p>  <p>50µm</p>	<p>270</p>  <p>50µm</p>
<p>271</p>  <p>50µm</p>	<p>272</p>  <p>100µm</p>	<p>273</p>  <p>50µm</p>
<p>274</p>  <p>100µm</p>	<p>275</p>  <p>50µm</p>	<p>276</p>  <p>50µm</p>
<p>277</p>  <p>100µm</p>	<p>278</p>  <p>20µm</p>	<p>279</p>  <p>100µm</p>

ESTAMPA 21

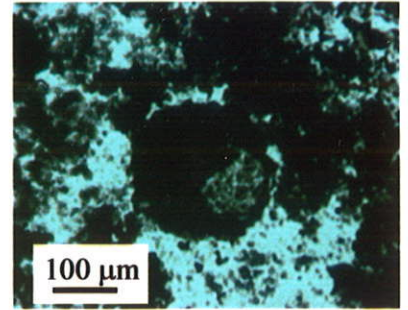
280



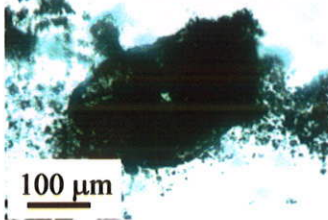
281



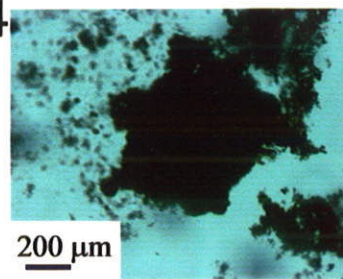
282



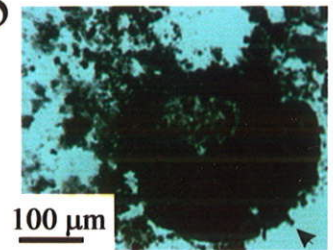
283



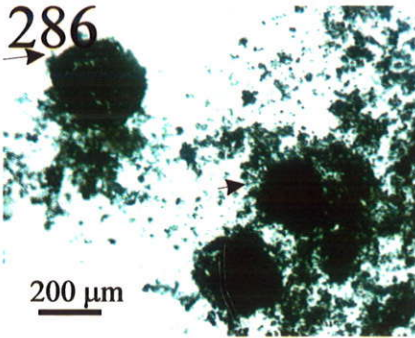
284



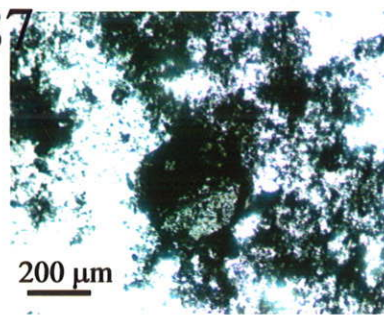
285



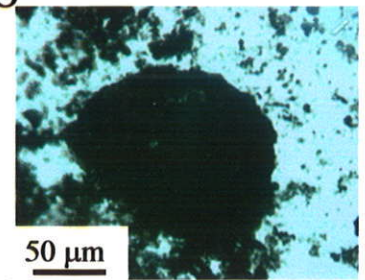
286



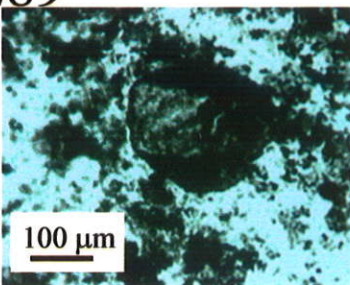
287



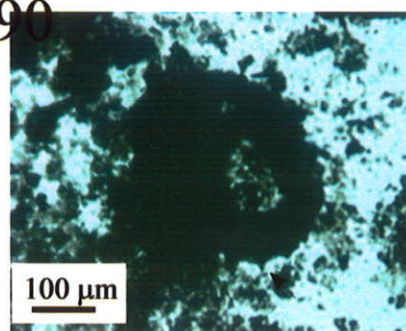
288



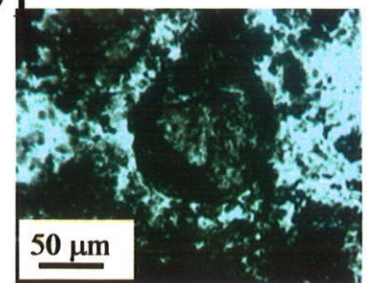
289



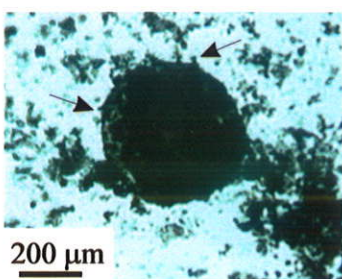
290



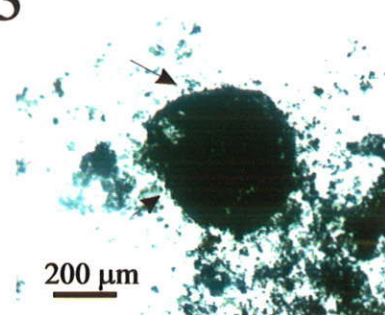
291



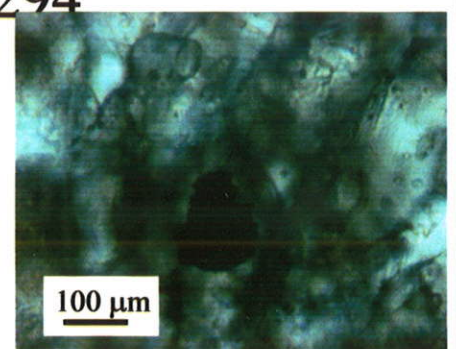
292



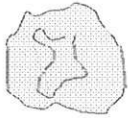
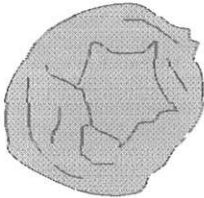
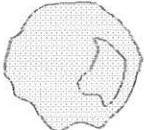
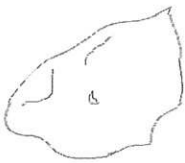
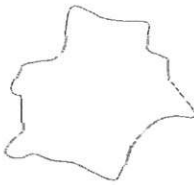
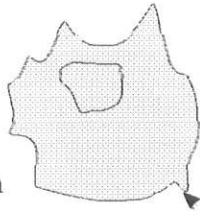
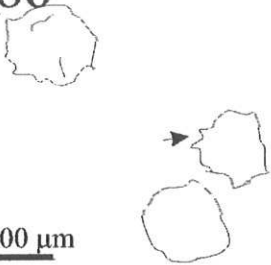


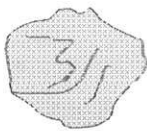
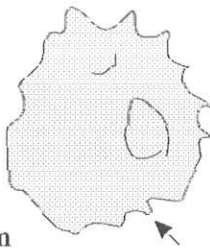
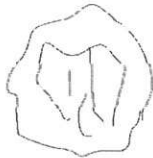
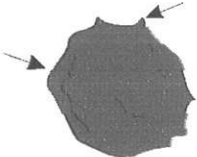
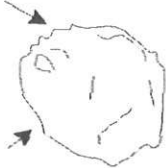

293



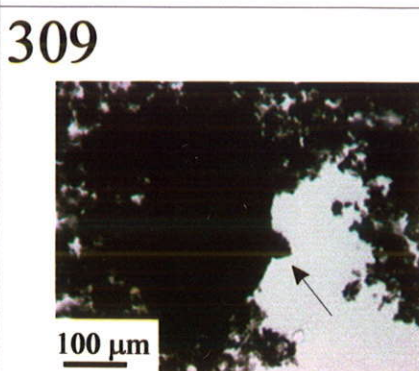
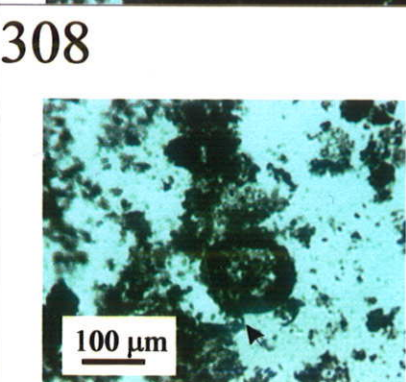
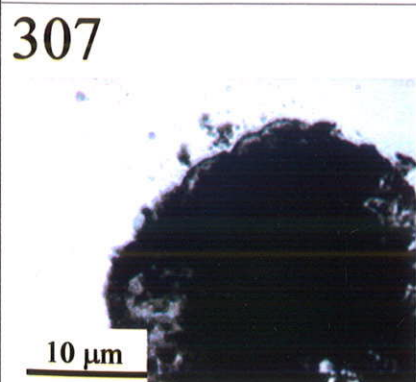
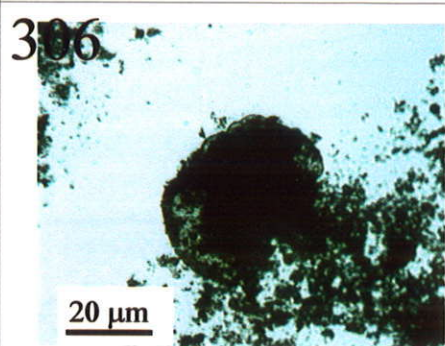
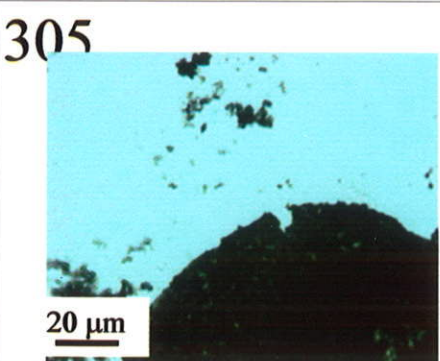
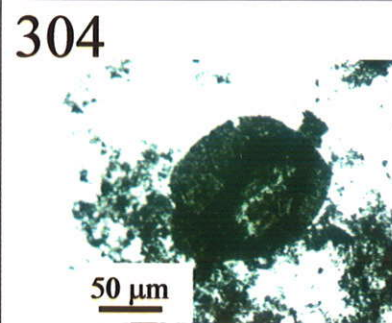
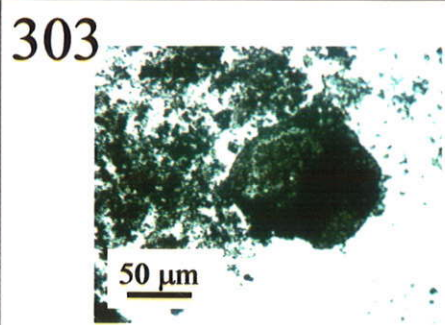
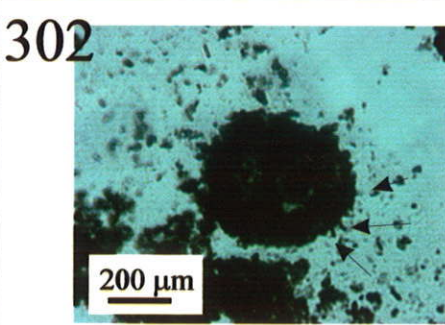
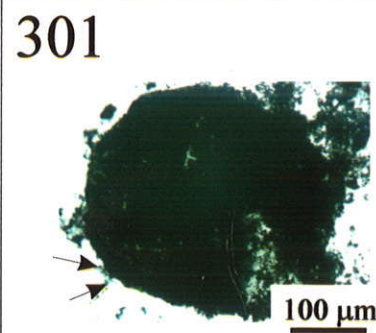
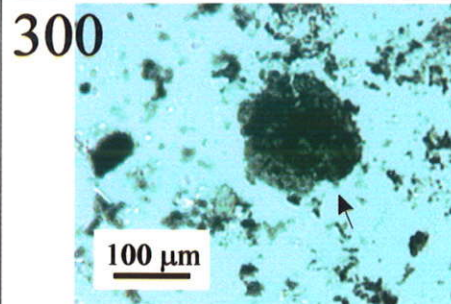
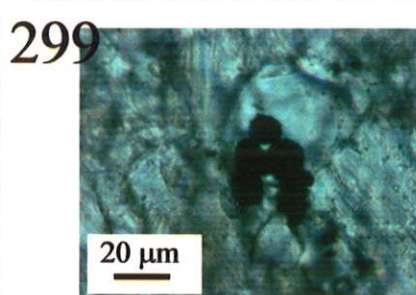
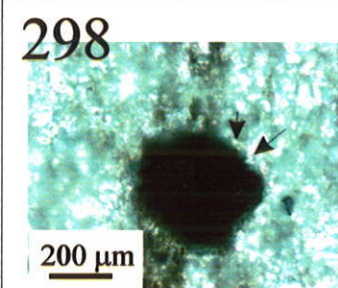
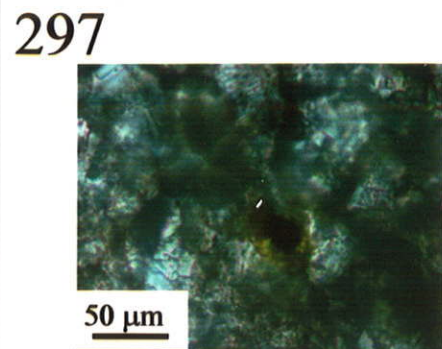
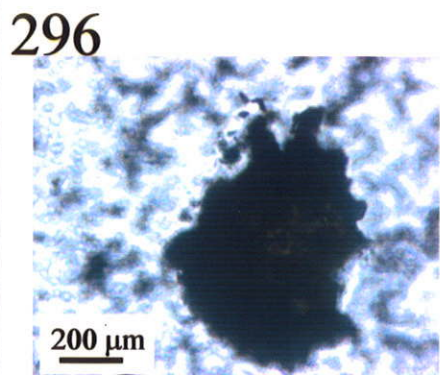
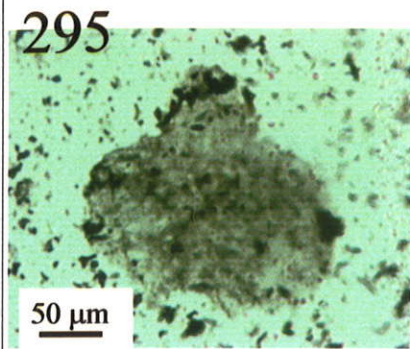
294



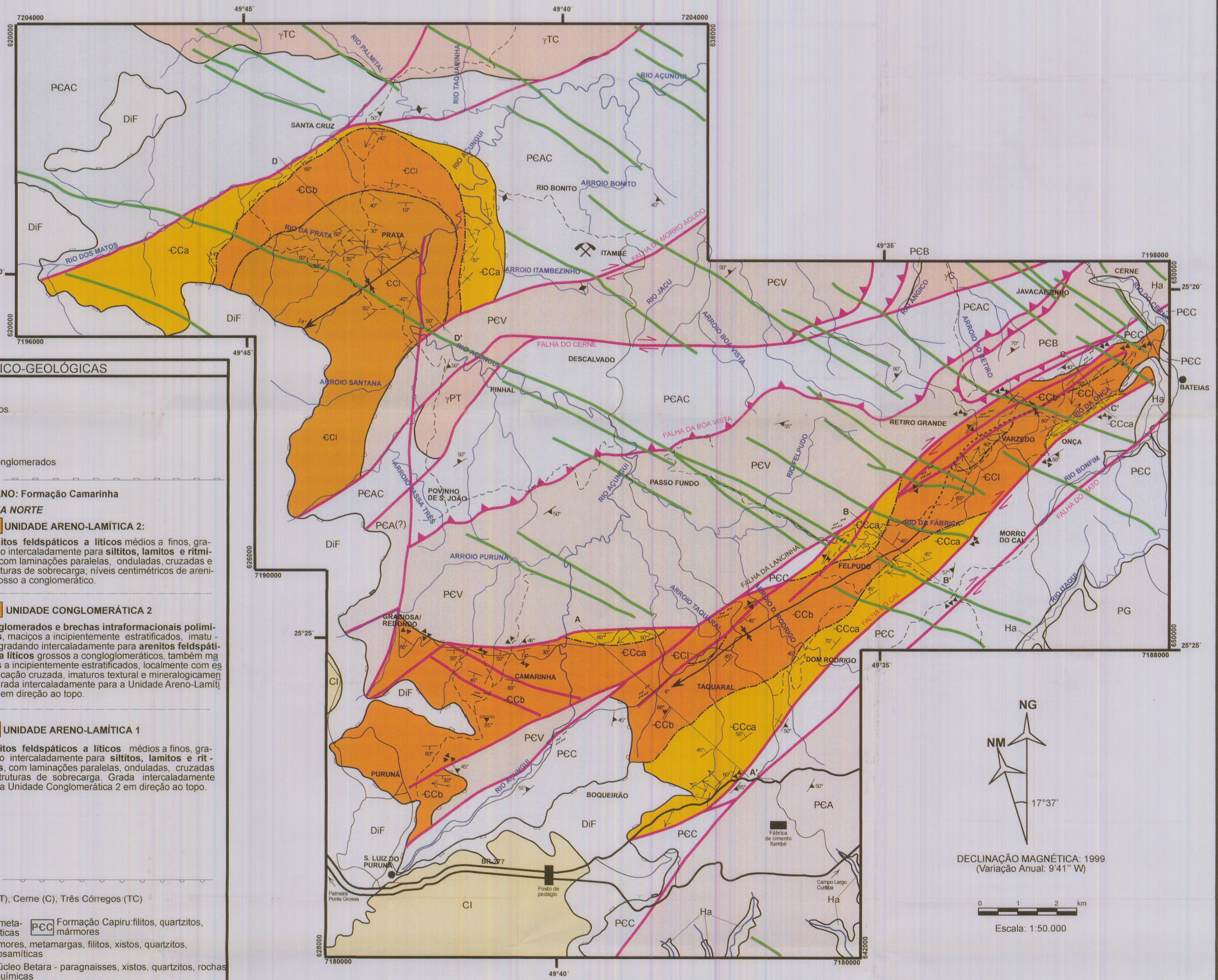
ESTAMPA 21 - ilustração

<p>280</p>  <p>100 μm</p>	<p>281</p>  <p>100 μm</p>	<p>282</p>  <p>100 μm</p>
<p>283</p>  <p>100 μm</p>	<p>284</p>  <p>200 μm</p>	<p>285</p>  <p>100 μm</p>
<p>286</p>  <p>200 μm</p>	<p>287</p>  <p>200 μm</p>	<p>288</p>  <p>50 μm</p>
<p>289</p>  <p>100 μm</p>	<p>290</p>  <p>100 μm</p>	<p>291</p>  <p>50 μm</p>
<p>292</p>  <p>200 μm</p>	<p>293</p>  <p>200 μm</p>	<p>294</p>  <p>100 μm</p>

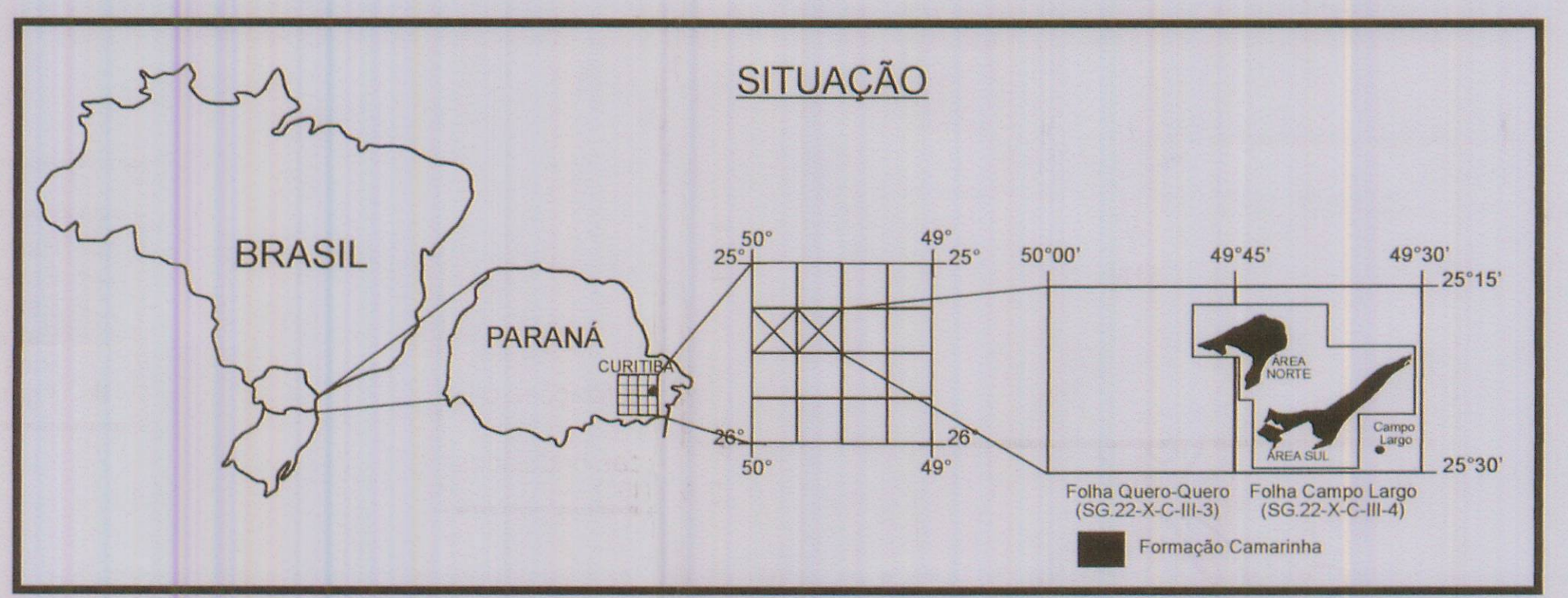
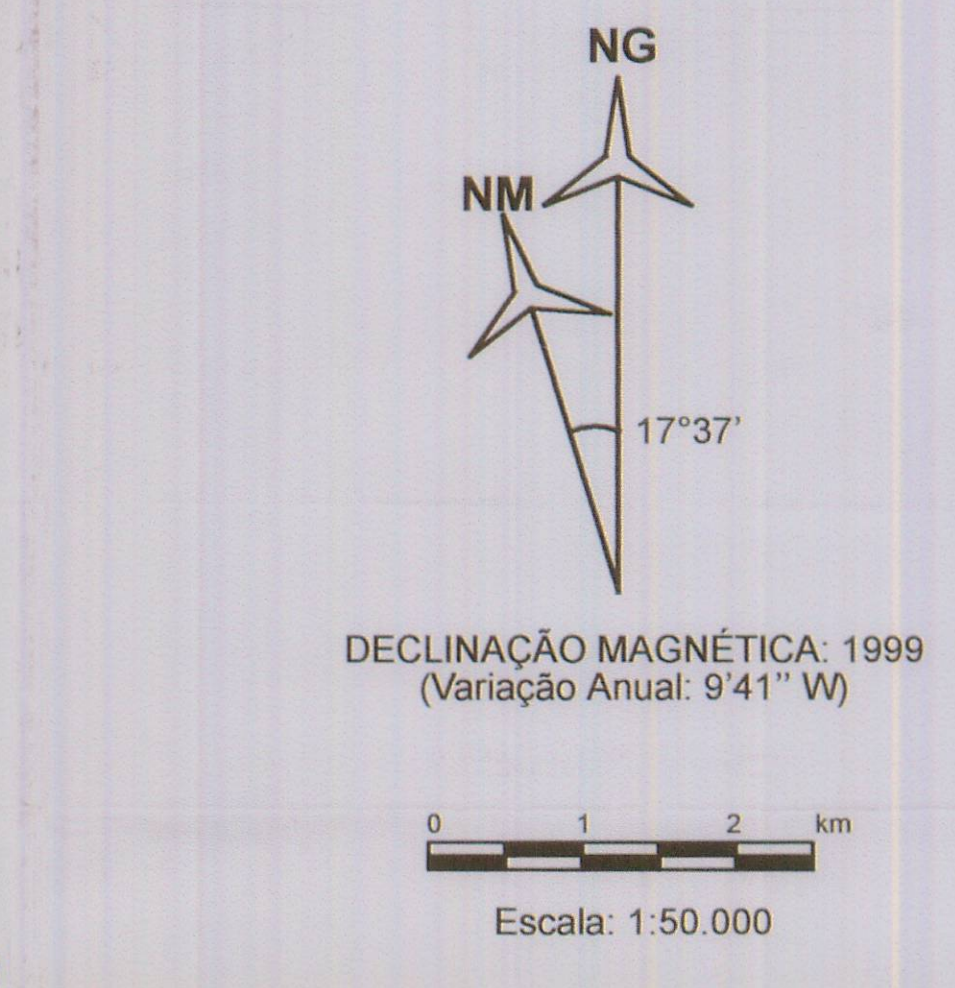
ESTAMPA 22



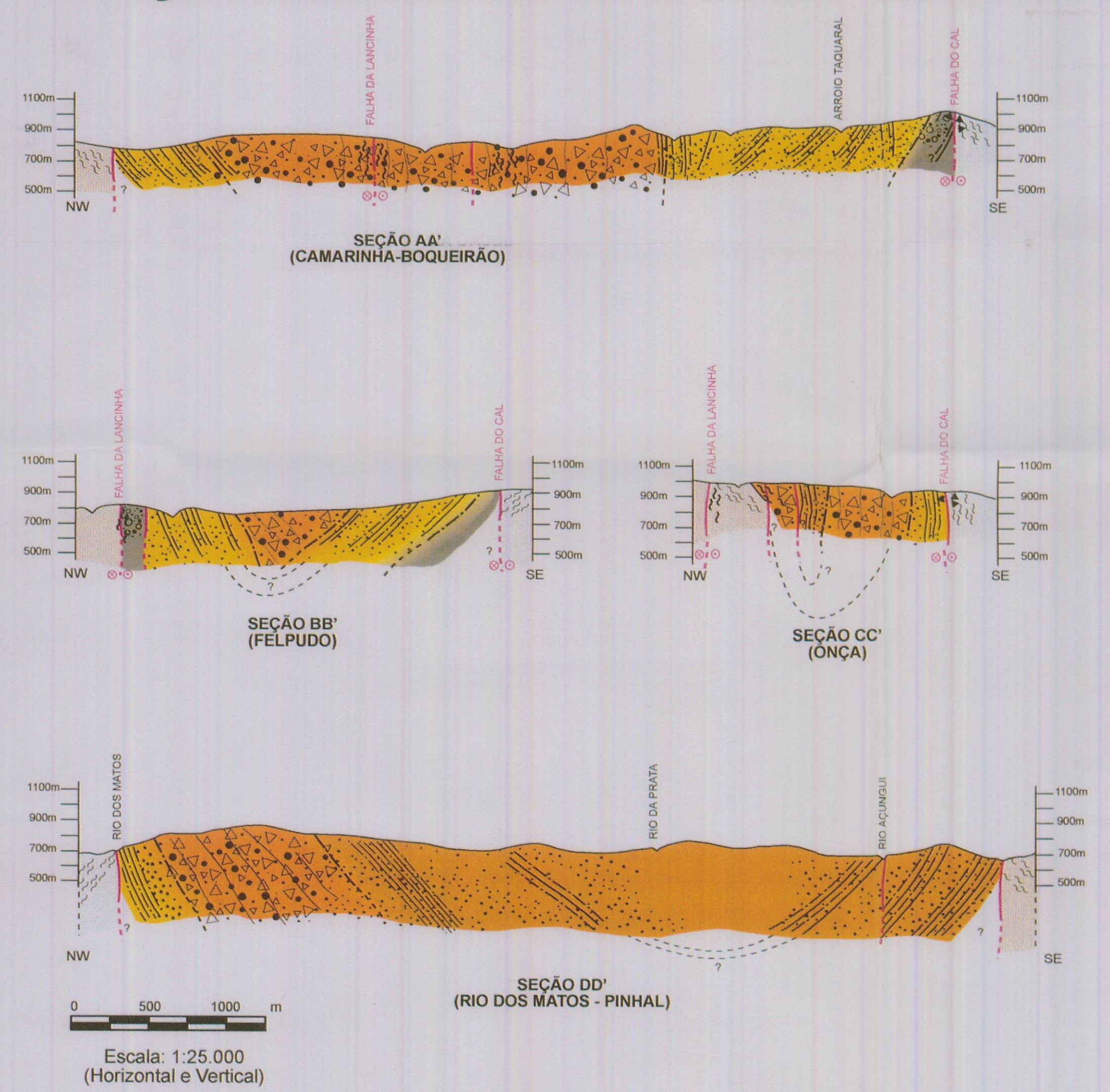
MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA E UNIDADES ADJACENTES - PR



CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICO-GEOLÓGICAS	
Ha	HOLOCENO: Depósitos aluvionares
PG	PLEISTOCENO: Formação Guabirotuba - argilitos, arenitos
JURASSICO-CRETÁCEO	Diques de diabásio
CI	PERMO-CARBONIFERO: Grupo Itararé - arenitos, xistos
DIF	DEVONIANO INFERIOR: Formação Furnas - arenitos, conglomerados
NEOPROTEROZOICO-EOCAMBRIANO: Formação Camarinha	
ÁREA SUL	
CCI	UNIDADE ARENO-LAMÍTICA 2: Lentes de arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
CCb	UNIDADE CONGLOMERÁTICA 2 Conglomerados e brechas intraformacionais polimíticos, maciços a incipientemente estratificados, imaturos, gradando intercaladamente para arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
CCCa	UNIDADES CONGLOMERÁTICA 1 E ARENO-LAMÍTICA 1 Conglomerados polimíticos pouco espessos, maciços a incipientemente estratificados, imaturos, gradando intercaladamente para arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
CCc	UNIDADE ARENO-LAMÍTICA 1 Arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
NEOPROTEROZOICO (MESOPROTEROZOICO?)	
PT	Rochas graníticas: Passa Três (PT), Cerne (C), Três Córregos (TC)
PCV	Formação Votuverava: filitos, metarritmitos, metassiltitos, metaconglomerados, quartzitos, mármores, rochas cálcio-silicáticas
PCa	Formação Capiru: filitos, quartzitos, mármores
PCAd	MESOPROTEROZOICO (?): Formação Água Clara - mármores, metamargas, filitos, xistos, quartzitos, metacherts, rochas metavulcânicas, metapelíticas e metapsamíticas
PCB	PALEOPROTEROZOICO-MESOPROTEROZOICO (?): Núcleo Betara - paragneisses, xistos, quartzitos, rochas metavulcânicas e metassedimentares terrígenas e clastoquímicas
PCA	PALEOPROTEROZOICO: Complexo Atuba - rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas
PLANIMETRIA	
	Estrada asfaltada - pista dupla
	Estrada asfaltada - pista simples
	Estrada de terra - tráfego permanente
	Estrada de terra - tráfego periódico
	Rios
	Aglomeramentos urbanos



SEÇÕES GEOLÓGICAS DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - PR



LEGENDAS	
NEOPROTEROZOICO-EOCAMBRIANO: Formação Camarinha	
ÁREA SUL	
CCI	UNIDADE ARENO-LAMÍTICA 2 Lentes de arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos.
CCb	UNIDADE CONGLOMERÁTICA 2 Conglomerados e brechas intraformacionais polimíticos, gradando intercaladamente para arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
CCCa	UNIDADES CONGLOMERÁTICA 1 E ARENO-LAMÍTICA 1 Conglomerados polimíticos pouco espessos, maciços a incipientemente estratificados, imaturos, gradando intercaladamente para arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
CCc	UNIDADE ARENO-LAMÍTICA 1 Arenitos feldspáticos a líticos médios a finos, gradando intercaladamente para siltitos, lamitos e ritmitos, com laminações paralelas, onduladas, cruzadas e estruturas de sobrecarga; níveis centimétricos de arenito grosso a conglomerático.
NEOPROTEROZOICO (MESOPROTEROZOICO?)	
PCV	Formação Votuverava: filitos, metarritmitos, metassiltitos, metaconglomerados, quartzitos, mármores, rochas cálcio-silicáticas
PCa	Formação Capiru: filitos, quartzitos, mármores
PCAd	MESOPROTEROZOICO (?): Formação Água Clara: mármores, metamargas, filitos, xistos, quartzitos, metacherts, rochas metavulcânicas, metapelíticas e metapsamíticas
PCB	PALEOPROTEROZOICO-MESOPROTEROZOICO (?): Núcleo Betara: paragneisses, xistos, quartzitos, rochas metavulcânicas e metassedimentares terrígenas e clastoquímicas
PCA	PALEOPROTEROZOICO: Complexo Atuba: rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas
ERRATA/ATUALIZAÇÃO	
1.	ONDE SE LÊ: PALEOPROTEROZOICO-MESOPROTEROZOICO (?) LEIA-SE: PALEOPROTEROZOICO (?)
2.	ONDE SE LÊ: NEOPROTEROZOICO (MESOPROTEROZOICO?) LEIA-SE: NEOPROTEROZOICO

PROJEÇÃO UTM (m):
 ORIGEM: Equador e Meridiano 51° W GR
 CONSTANTES ACRESCIDAS: 10.000.000 m (Y)
 500.000 m (X)
 DATUM ALTIMÉTRICO: Corrego Alegre
 DATUM ALTIMÉTRICO: Imbituba

BASES CARTOGRÁFICAS:
 Topografia
 COMERC (1978): Folhas SG-22-X-C-III-4 e SG-22-X-C-III-3, escala 1:50.000
 MINISTÉRIO DO EXERCÍTO (1964): Folhas Campo Largo e Quero-Quero, escala 1:50.000
 Geologia das unidades adjacentes à Formação Camarinha:
 Muralon et al. 1962: Folha Geológica de Campo Largo
 Comissão da Carta Geológica do Paraná, escala 1:50.000
 Fuck et al. 1953: Folha Geológica de Quero-Quero
 Comissão da Carta Geológica do Paraná, escala 1:50.000
 Rodrigues et al. 1977: Projeto Leste do PR - Folha Campo Largo (SG-22-X-C-III)
 CPRM / DNPM, escala 1:100.000
 Fiori, A.P. 1990: Mapa Geológico-estrutural da Região de Rio Branco do Sul. Anexo de Tese de Livre-Docência / IG-USP, escala 1:100.000
 CPRM 1997: Carta Geológica - Folha Curitiba, escala 1:100.000 (ined.)

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA E UNIDADES ADJACENTES- PR

PROJETO: "PROPOSTAS DE ORIGEM, EVOLUÇÃO E CONTEXTO DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - TRANSIÇÃO NEOPROTEROZOICO-EOCAMBRIANO DO ESTADO DO PARANÁ"

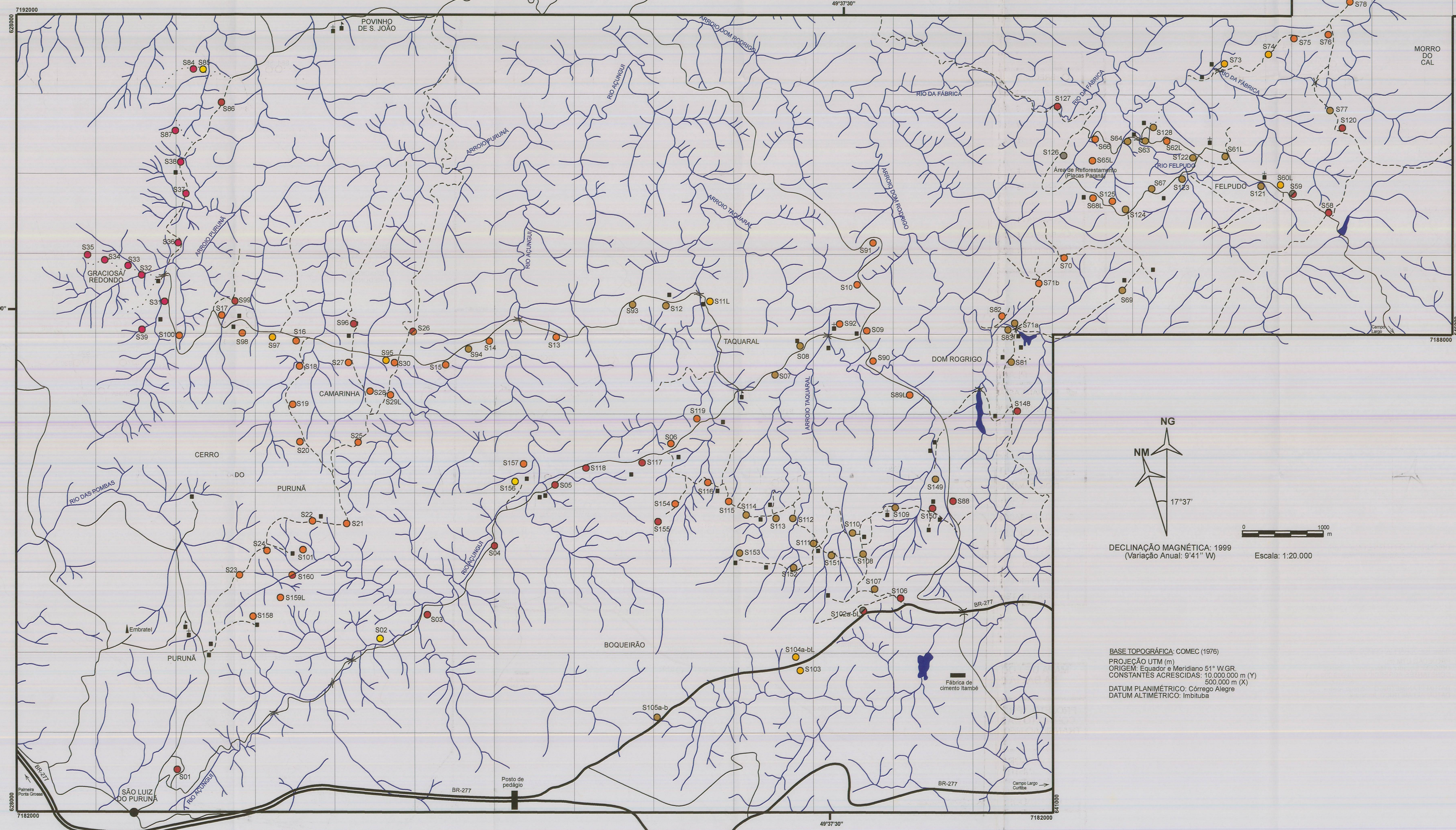
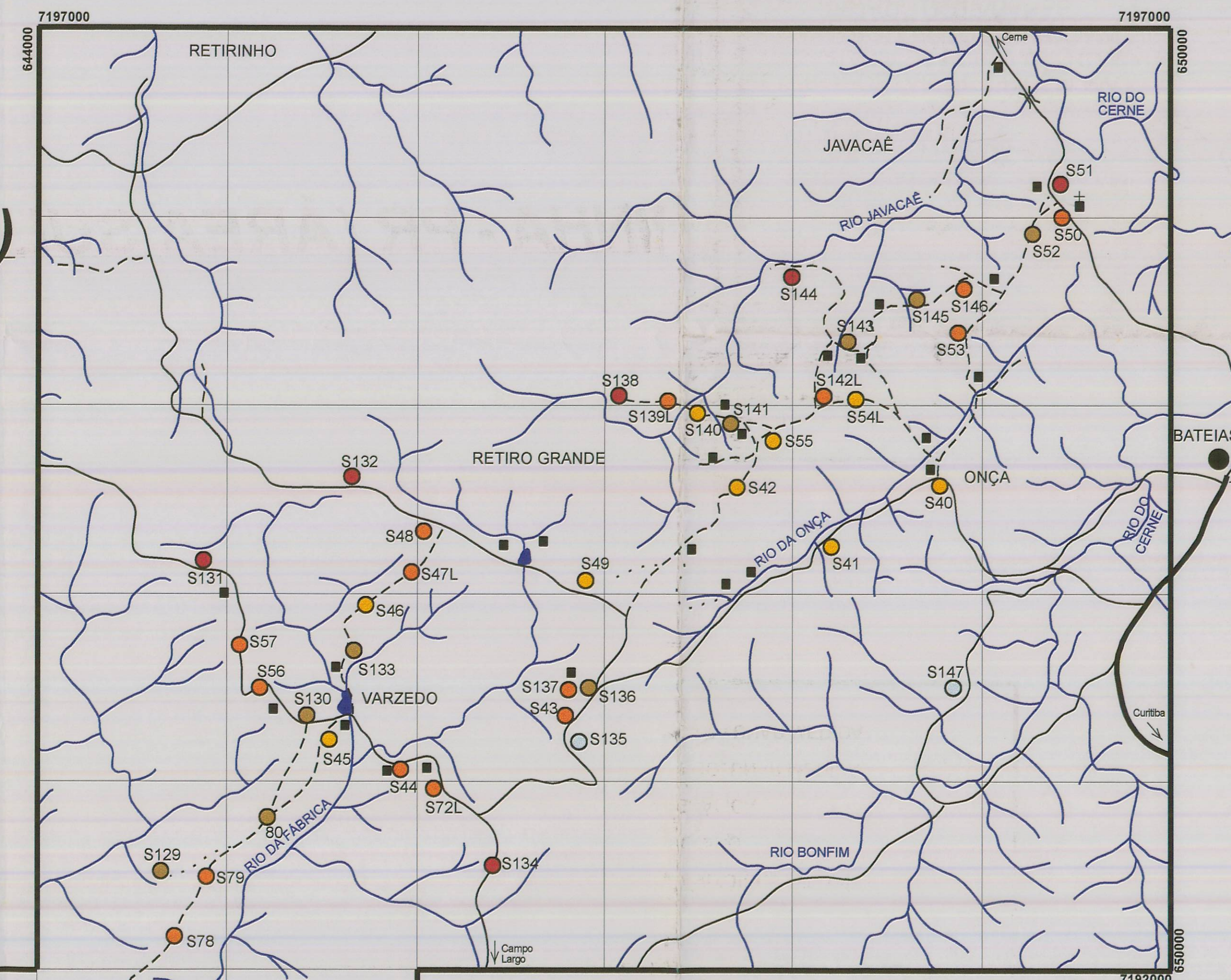
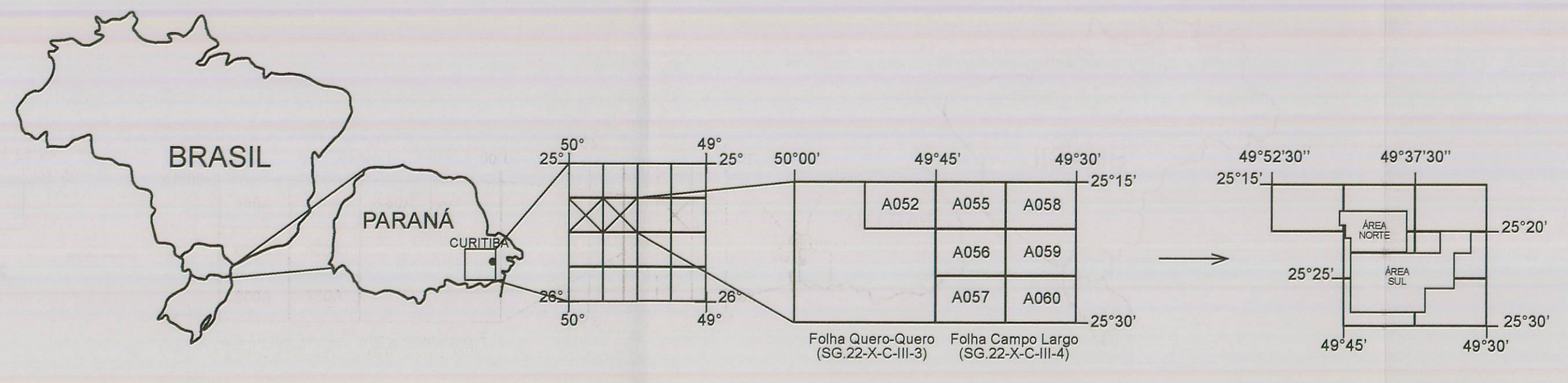
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECTÔNICA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

DOCTORANDA: Renata de Paula Xavier Moro
ORIENTADOR: Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

SÃO PAULO - 1999

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - PR (ÁREA SUL)

SITUAÇÃO



PONTOS

- BRECHAS
- ARENITOS FINOS, SILTITOS, LAMITOS E RITMITOS
- ARENITOS GROSSOS A CONGLOMERÁTICOS
- CONGLOMERADOS
- QUARTZITOS
- FILITOS
- MÁRMORES
- GNAISSOS E GRANITÓIDES MILONÍTICOS
- CONTATO GEOLÓGICO
- LÂMINA PETROGRÁFICA
- a BASE DE SEÇÃO COLUNAR MEDIDA
- b TOPO DE SEÇÃO COLUNAR MEDIDA

PLANIMETRIA

- ESTRADA ASFALTADA - pista dupla
- ESTRADA ASFALTADA - pista simples
- ESTRADA DE TERRA - tráfego permanente
- ESTRADA DE TERRA - tráfego periódico
- ... PICADA, TRILHA
- PONTE, VIADUTO
- RIOS, CANAIS DE DRENAGEM
- REPRESA, AÇUDE
- AGLOMERAÇÕES URBANAS
- CONSTRUÇÕES
- IGREJAS
- ESCOLAS
- † CEMITÉRIOS
- ↑ TORRE DE TELECOMUNICAÇÕES

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA: 1999
(Variação Anual: 9'41" W)

Escala: 1:20.000

BASE TOPOGRÁFICA: COMEC (1976)
PROJEÇÃO UTM (m)
ORIGEM: Equador e Meridiano 51° W GR.
CONSTANTES ACRESCIDAS: 10.000.000 m (Y)
500.000 m (X)

DATUM PLANIMÉTRICO: Córrego Alegre
DATUM ALTIMÉTRICO: Imbituba

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - PR (ÁREA SUL)

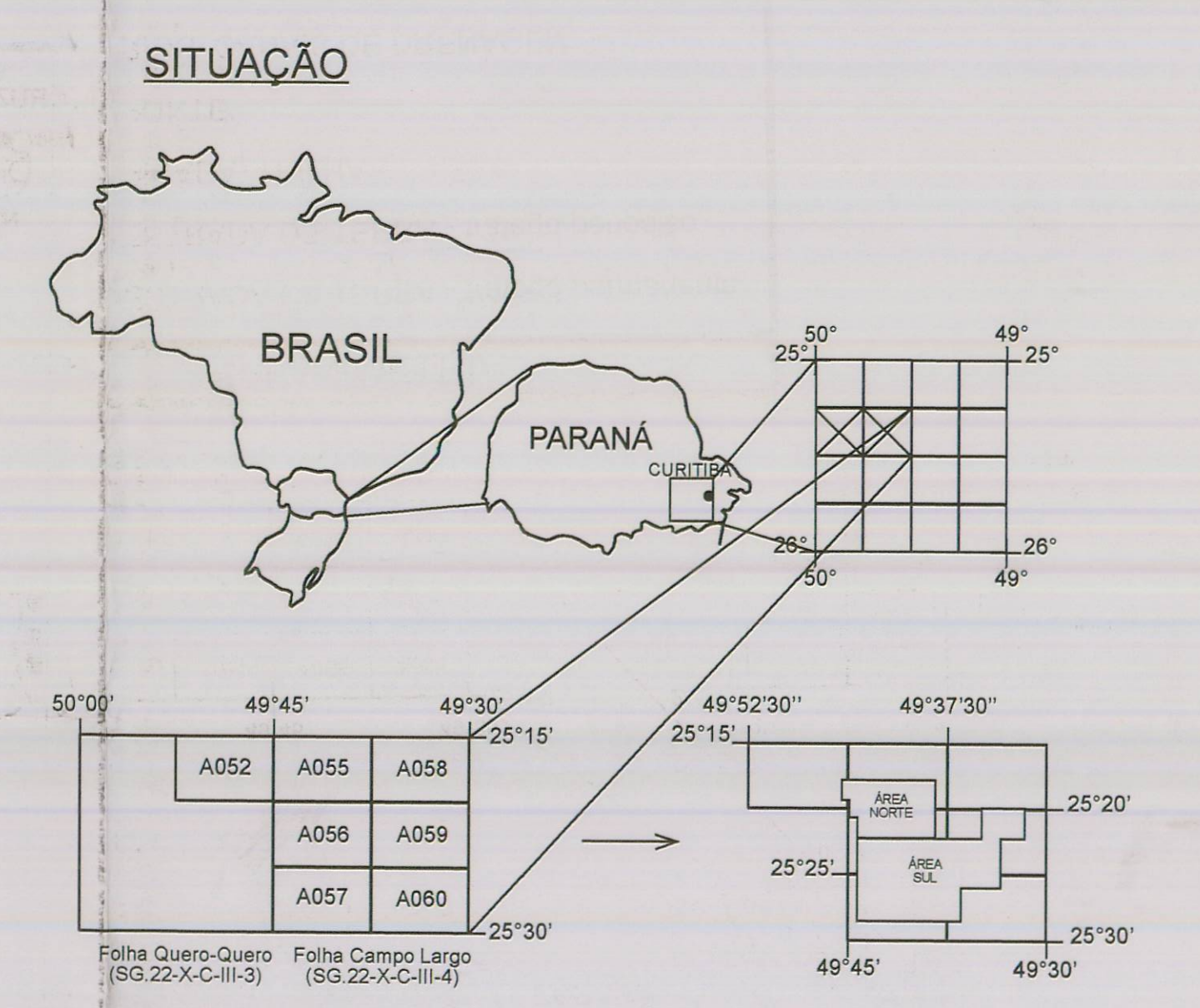
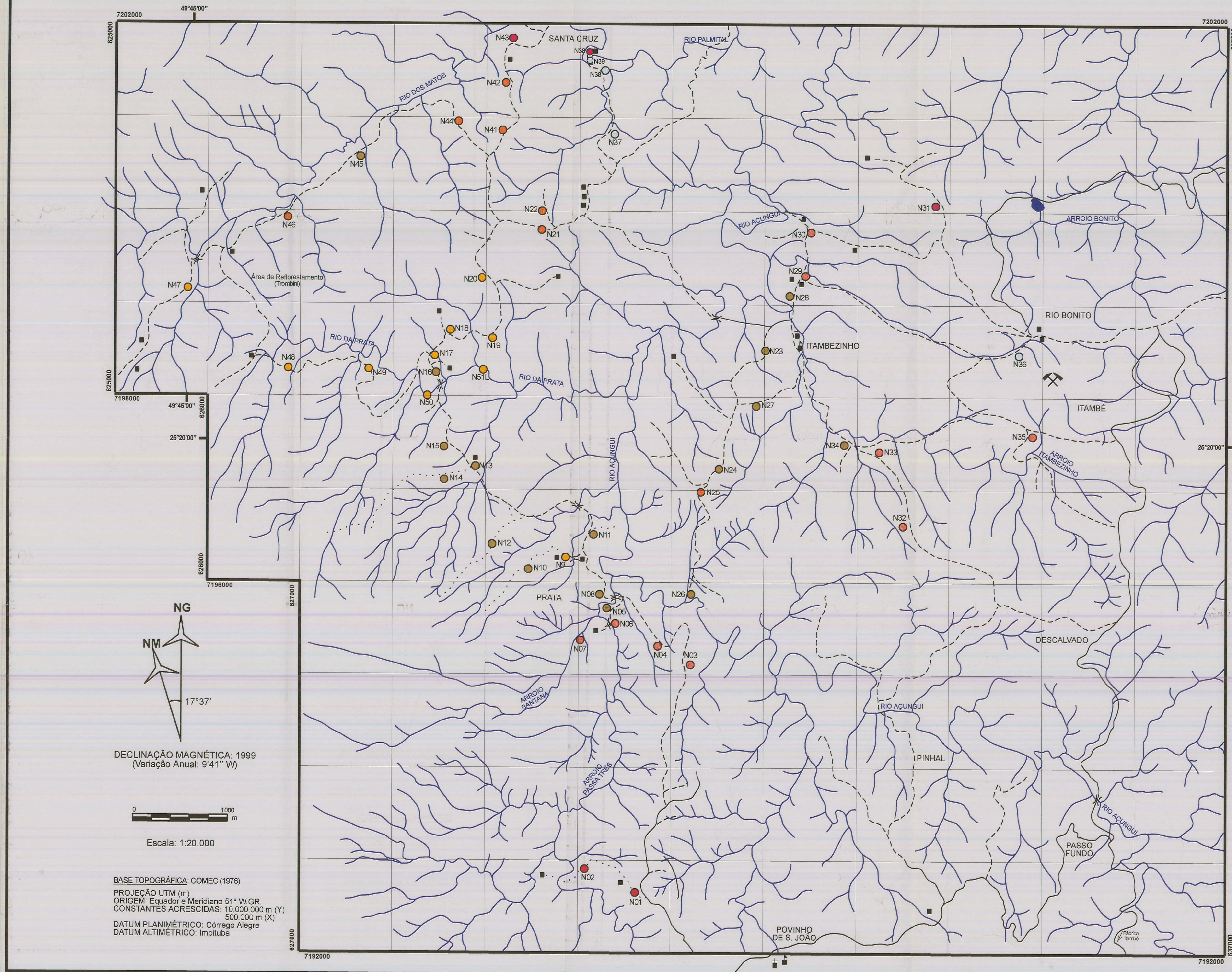
PROJETO: "PROPOSTAS DE ORIGEM, EVOLUÇÃO E CONTEXTO DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - TRANSIÇÃO NEOPROTEROZOICO - EOCAMBRIANO DO ESTADO DO PARANÁ"

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECTÔNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

DOUTORANDA: Renata de Paula Xavier Moro
ORIENTADOR: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

SÃO PAULO - 1999

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - PR (ÁREA NORTE)



- PLANIMETRIA**
- ESTRADA DE TERRA - tráfego permanente
 - - - ESTRADA DE TERRA - tráfego periódico
 - ... PICADA, TRILHA
 - PONTE
 - RIOS, CANAIS DE DRENAGEM
 - REPRESA, AÇUDE
 - CONSTRUÇÕES
 - IGREJAS
 - ESCOLAS
 - LAVRA EM ATIVIDADE

- PONTOS**
- BRECHAS E CONGLOMERADOS
 - ARENITOS FINOS, SILTITOS, LAMITOS E RITMITOS
 - ARENITOS GROSSOS A CONGLOMERÁTICOS
 - GRANITOS
 - FILITOS
 - MÁRMORES
 - XISTOS
 - CONTATO GEOLÓGICO
 - LÂMINA PETROGRÁFICA

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - PR (ÁREA NORTE)

PROJETO: "PROPOSTAS DE ORIGEM, EVOLUÇÃO E CONTEXTO DA BACIA DA FORMAÇÃO CAMARINHA - TRANSIÇÃO NEOPROTEROZOICO - EOCAMBRIANO DO ESTADO DO PARANÁ"

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECTÔNICA
 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

DOCTORANDA: Renata de Paula Xavier Moro
 ORIENTADOR: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

SÃO PAULO - 1999