UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005937

ANÁLISE DOS FÓSSEIS DE PARTE DA FAIXA PARAGUAI
(MS, MT) E SEU CONTEXTO TEMPORAL E
PALEOAMBIENTAL

Mariselma Ferreira Zaine

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. T.R.Fairchild</u>
Examinadores:	<u>Dr. D.H.G.Walde</u>
	<u>Dr. C.J.S. de Alvarenga</u>
	<u>Dr. S.Petri</u>
	<u>Dr. K.Kawashita</u>

ass.
<u>Thomas R. Fairchild</u>
<u>[Signature]</u>
<u>[Signature]</u>
<u>[Signature]</u>
<u>[Signature]</u>

SÃO PAULO
1991

Aos meus filhos

Daniel, Leandro, Gabriel

ÍNDICE

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	iii
AGRADECIMENTOS.....	v
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS.....	2
CAPÍTULO 2. TRABALHOS ANTERIORES.....	6
2.1 GENERALIDADES.....	6
2.2 GEOLOGIA.....	6
2.2.1 Unidades litoestratigráficas.....	12
2.2.1.1 Grupo Cuiabá.....	12
2.2.1.2 Formação Bauxi.....	15
2.2.1.3 Formação Puga.....	17
2.2.1.4 Grupo Jacadigo.....	18
2.2.1.5 Grupo Boqui.....	21
2.2.1.6 Grupo Corumbá.....	22
2.2.1.7 Formação Araras.....	25
2.2.1.8 Grupo Murciélagos.....	26
2.2.1.9 Grupo Itapucumi.....	27
2.2.1.10 Grupo Alto Paraguai.....	27
2.2.1.11 Grupo Tucavaca.....	29
2.3 DESENVOLVIMENTO GEOLÓGICO.....	30
2.4 TRABALHOS PALEONTOLÓGICOS PRÉVIOS.....	31
CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
3.1 TRABALHOS DE CAMPO.....	35
3.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	37
3.2.1 Estudos paleontológicos.....	37
3.2.2 Estudos petrográficos.....	38
3.2.3 Análises químicas.....	38
3.2.4 Difração de raio X.....	39

CAPÍTULO 4. CONTRIBUIÇÃO À CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA DOS GRUPOS JACADIGO E CORUMBÁ, FORMAÇÕES ARARAS E RAIZAMA.....	40
4.1 DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS VISITADOS E OBSERVAÇÕES EM LABORATÓRIO.....	40
4.1.1 Região de Corumbá.....	40
4.1.1.1 Grupo Jacadigo.....	40
4.1.1.2 Formação Bocaina.....	43
4.1.1.3 Formação Tamengo.....	45
4.1.2 Região de Bonito - serra da Bodoquena, MS.....	51
4.1.2.1 Formação Cerradinho.....	51
4.1.2.2 Formação Bocaina.....	56
4.1.3 Região de Jangada/Bauxi, MT.....	58
4.1.3.1 Formação Araras.....	58
4.1.4 Região de Cáceres, MT.....	59
4.1.4.1 Formação Araras.....	59
4.1.4.2 Formação Raizama.....	61
4.2 IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	63

CAPÍTULO 5. CARACTERIZAÇÃO PALEONTOLÓGICA DOS GRUPOS JACADIGO, CORUMBÁ, FORMAÇÕES ARARAS E RAIZAMA.....	68
5.1 FÓSSEIS PROTEROZÓICOS.....	68
5.1.1 Microfósseis.....	68
5.1.2 Metazoários.....	69
5.1.3 Metáfitas.....	70
5.1.4 Icnofósseis.....	70
5.1.5 Estromatólitos e estruturas afins.....	71
5.2 REGISTRO PALEONTOLÓGICO DO PROTEROZÓICO BRASILEIRO.....	71
5.3 FÓSSEIS DA FAIXA PARAGUAI.....	73
5.3.1 MICROFÓSSEIS	73
5.3.1.1 Microfósseis em forma de vaso (<i>Melanocygrillum</i> sp.).....	73
5.3.1.2 Microfósseis filamentosos e cocoidais.....	77
5.3.2 METAZOÁRIOS.....	79
5.3.2.1 <i>Cloudina lucianoi</i>	79
5.3.2.1.1 Considerações gerais e distribuição do gênero <i>Cloudina</i>	79

5.3.2.1.2 Caracterização e afinidade biológica de <i>Cloudina lucianoi</i>	81
5.3.2.2 <i>Corumbella wernerii</i>	87
5.3.2.3 Fósseis tubulares do Grupo Itapucumi.....	92
5.3.3 METÁFITAS.....	93
5.3.4 ICNOFÓSSEIS.....	96
5.3.5 ESTROMATÓLITOS.....	98
5.3.5.1 Formação Bocaina.....	99
5.3.5.2 Formação Araras.....	100
5.3.5.3 Interpretação paleoambiental dos estromatólitos.....	105
5.3.6 PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA.....	107
5.3.6.1 Microfósseis Incertae sedis.....	107
5.3.6.2 Metazoários.....	110
5.3.6.3 Metáfitas (algas eucarióticas).....	115
5.3.6.4 Icnofósseis.....	117

CAPÍTULO 6. ESTUDOS ISOTÓPICOS NO GRUPO CORUMBÁ E

FORMAÇÃO ARARAS.....	123
6.1 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO Sr	123
6.1.1 Introdução.....	123
6.1.2 Aplicação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a carbonatos pré-cambrianos.....	124
6.1.3 Razões isotópicas de Sr em carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras.....	126
6.1.3.1 Discussão dos resultados.....	128
6.2 DETERMINAÇÕES ISOTÓPICAS DE $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ EM CARBONATOS...	130
6.2.1 Introdução.....	130
6.2.2 Aplicação dos isótopos de carbono e oxigênio na interpretação ambiental de carbonatos.....	132
6.2.3 Considerações acerca das composições isotópicas de carbono e oxigênio no Pré-Cambriano.....	134
6.2.4. Análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras.....	138
6.2.4.1 Discussão dos resultados.....	140

CAPÍTULO 7. CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO ESTRATIGRÁFICO, PALEONTOLÓGICO E PALEOAMBIENTAL DA FAIXA PARAGUAI.....	145
7.1 GRUPO JACADIGO.....	145
7.1.1 Considerações de ordem estratigráfica e sedimentológica.....	145
7.1.2 Considerações de ordem paleontológica e temporal.....	148
7.2 GRUPO CORUMBÁ E FORMAÇÃO ARARAS.....	149
7.2.1 Considerações de ordem estratigráfica e paleoambiental.....	149
7.2.2 Considerações de cunho paleontológico, isotópico e temporal.....	150
7.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES.....	152
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	155

O texto inclui ainda 25 Figuras, 8 Tabelas, 9 Fotos , 15 Estampas e 2 Anexos.

RESUMO

O objetivo principal desse trabalho foi a análise dos fósseis, no contexto temporal e paleoambiental, em unidades sedimentares da Faixa Paraguai (grupos Jacadigo e Corumbá, formações Araras e Raizama) nas regiões de Corumbá e Bonito - serra da Bodoquena, MS, e de Cáceres e Bauxi/Jangada, MT. O conjunto paleontológico destas sequências é de grande importância para o melhor entendimento cronológico da transição Proterozóico/Cambriano em território brasileiro. Os fósseis presentes incluem megafósseis (metazoários e metáfitas), microfósseis, icnofósseis e estromatólitos, embora de ocorrência restrita.

No Grupo Jacadigo foram encontrados microfósseis (melanocirilídeos) em clastos carbonáticos, que, no registro mundial estão limitados ao intervalo entre 950 e 700 Ma. A maior diversificação fossilífera está presente na Formação Tamengo, a unidade superior do Grupo Corumbá, com metazoários (*Cloudina lucianoi* e *Corumbella wernerii*), metáfitas (*Tyrasotaenia* sp.), microfósseis (*Sphaerocongregus variabilis*) que, em conjunto apontam para uma idade vendiana superior para esta sequência sedimentar. Na Formação Araras, unidade considerada equivalente ao Grupo Corumbá, os quatro tipos de estromatólitos encontrados não fornecem indicações de idade, apenas informações de cunho paleoambiental. Os icnofósseis, pouco conhecidos no registro paleontológico do Pré-Cambriano do Brasil, foram descritos, pela primeira vez, nos sedimentos arenosos da Formação Raizama, e incluem formas horizontais, simples, semelhantes aos assinalados no final do Proterozóico.

As análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ mostraram valores coerentes com os de sequências mundiais do final do Vendiano e também puderam complementar os estudos paleoambientais, ao lado das evidências fornecidas pelo conjunto litológico e de estruturas sedimentares, e algumas análises de $\delta^{18}\text{O}$. As composições isotópicas de Sr isoladamente concordaram com valores

registrados no Proterozóico Superior, mas, associadas às evidências paleontológicas podem sugerir um intervalo de idade mais restrito ao final desse eon.

ABSTRACT

This dissertation describes fossils and their temporal and paleoenvironmental contexts from the Jacadigo and Corumbá Groups and Araras and Raizama Formations of the Paraguai Belt in the regions of Corumbá and Bonito/serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, Cáceres and Bauxi/Jangada in Mato Grosso, in Central-Western Brazil. The paleontologic record of these sequences is of great importance for a better understanding of the Proterozoic-Cambrian transition in Brazil. The fossils studied include metazoans, metaphytes, organic-walled microfossils, ichnofossils and stromatolites, all of rather limited occurrence.

Within the Jacadigo Group, vase-shaped microfossils apparently restrict the age of the carbonate clasts in which they occur to the interval between 700 and 950 Ma. Greater paleontological diversity is displayed by the overlying Corumbá Group in the form of metazoans (*Cloudina lucianoi* and *Corumbella werneri*), metaphytes (*Tyrasotaenia* sp.) and microfossils (*Sphaerocorynus variabilis*), that together point to a latest Vendian age at least for the uppermost part of this sedimentary sequence. In the Araras Formation, a lateral equivalent of the Corumbá Group, stromatolites provide no significant indication of age but are of considerable paleoenvironmental interest and may be useful in local correlation. Above the Araras Formation, in the Raizama Formation, simple, horizontal ichnofossils are here registered for the first time in the Paraguai Belt and are forms known elsewhere from the end of the Proterozoic although not necessarily restricted to this eon.

Isotopic analyses of the stable isotopes of C in limestone of the Corumbá Group and Araras Formation furnished $\delta^{13}\text{C}$ values consistent with those exhibited by other terminal Vendian sequences in the world; they also complement paleoenvironmental studies, together with evidence derived from study of lithologies, sedimentary structures and a few analyses of $\delta^{18}\text{O}$. Isotopic compositions of Sr for many of the same samples

analysed for C and O fall within the general range of values known for the Late Proterozoic; in conjunction with the associated fossil evidence, however, they appear to be consistent with a more restricted interval at the end of this eon.

AGRADECIMENTOS

A autora deseja exprimir seus maiores agradecimentos às várias pessoas e instituições que colaboraram para que esse trabalho se concretizasse.

Ao orientador, Dr. Thomas R. Fairchild, por sua dedicação, estímulo e, sobretudo, pela amizade cultivada nesses anos.

Ao geólogo José Eduardo Zaine, companheiro de todas as horas, pelo apoio e ajuda prestados.

Aos amigos, geólogos Maria Luiza M. de Carvalho e Silva, Harumi Takiya, Augusto J. Pedreira e bióloga Cristina Simonetti, por todo o incentivo, sugestões e discussões. Igualmente, ao geólogo José Henrique G. Ciguel, pela colaboração na descrição e discussões do material com icnofósseis.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pelo apoio financeiro para os trabalhos de campo e pela concessão de bolsa, extensivo à Coordenadoria de Aperfeiçoamento do Ensino Superior - CAPES.

À Companhia de Desenvolvimento da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Mato Grosso do Sul - CODESUL, de Campo Grande, MS, na pessoa do geólogo Yassuo Kasai, e ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso, em Cuiabá, MT, pelo apoio logístico para os trabalhos de campo.

As empresas Companhia de Cimento Itaú de Corumbá S.A., Mineração Corumbaense Reunida S.A., Urucum Mineração e Mineração Mato Grosso, todas com sede em Corumbá, MS, pela permissão para visita e pesquisa em suas áreas de mineração.

Aos geólogos Gisela A. L. Alexandre, da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Campus de Corumbá e Carlos J. S. Alvarenga, da Universidade Federal de Mato Grosso, de Cuiabá, pelo acompanhamento em trabalhos de campo. Também à geóloga Gisela e ao eng. Luis Alexandre, da Companhia de Navegação da Bacia do Prata, de Corumbá, pela cessão de várias amostras fossilíferas.

Ao eng. Paulo Tibana, da PETROBRÁS S.A., pelo auxílio nos trabalhos de campo e pelas sugestões sempre pertinentes.

Ao DNPM - Rio de Janeiro, em especial à paleontóloga Déa R. Buret Campos, pelo empréstimo de amostras fossilíferas e pela permissão para o estudo de outras. Também ao Dr. Fernando F. M. de Almeida, pela cessão de material fossilífero.

Ao Dr. Gerard J.B. Germs, da África do Sul, pelo envio de amostras fossilíferas da Namíbia.

Ao geólogo Stephen W. F. Grant, da Universidade de Harvard, EUA, pela troca de informações e envio de publicação sobre fósseis semelhantes aos de Corumbá, MS.

Aos Drs. Peter Crimes e Florencio G. Aceñolaza, respectivamente, da Universidade de Liverpool, Inglaterra, e da Universidade de Tucumán, Argentina, pelo exame e discussões acerca dos icnofósseis.

Ao Dr. Friederich W. Sommer, primeiro a descrever os fósseis de Corumbá, MS, pelas sugestões apresentadas, e ao Dr. Edmundo Nonato, do Instituto Oceanográfico da USP, pelas explanações a respeito de vermes poliquetas atuais.

Ao geólogo Reiner Neumann, pela tradução de uma publicação em alemão sobre um dos fósseis estudados.

Aos geólogos Dr. Armando M. Coimbra e Miriam N. Diniz, pelo auxílio no estudo de lâminas petrográficas de carbonatos.

À Seção de Laminação do IGUSP, na pessoa do Sr. Claudio Hopp, pela confecção das seções delgadas.

Aos técnicos Ricardino Pereira da Silva e Jorge Sakamoto, funcionários do DPE e DMP/IGUSP, respectivamente, pelo corte de amostras.

Ao geólogo Eleno de Paula Rodrigues, do Agrupamento de Petrologia da Divisão de Geologia e Recursos Minerais do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, pela autorização para serrar amostras e confeccionar lâminas petrográficas, extensivamente, ao técnico Nilson de Paula que executou essa tarefa.

Ao Sr. João Batista de Souza, do Laboratório de raios X do DMP/IGUSP, pela preparação de amostras para difratometria de raios X. Ao geólogo Jairo Santana de Taddeo e ao funcionário

Jilson Cardoso, ambos do IPT, pela confecção e interpretação dos difratogramas.

Ao Dr. Raphael Hypolito e à técnica Sandra Andrade, do Laboratório de Química do DMP/IGUSP, pelas análises químicas efetuadas.

À equipe do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IG-USP, pelas determinações isotópicas de estrôncio, em particular, aos funcionários Délcio D. Rosas, Helen M. Sonoki, Ivone K. Sonoki, Liliane A. Petronilho e Margarida Martins. Ao Dr. Koji Kawashita, agradecimentos especiais, pela orientação e sugestões apresentadas.

Ao Dr. Eiichi Matsui do Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CENA, Piracicaba, pelas análises isotópicas de carbono e oxigênio.

Ao Dr. George Humberto Bezerra do Laboratório de Metalografia do IPT, pelas análises de fósseis ao microscópio eletrônico de varredura.

À bibliotecária Maria Aparecida Bezerra, pela minuciosa revisão bibliográfica.

Aos Srs. Leopoldo Calligaris Netto, Rodrigo J.M. Vafcon e geólogo Alex U. G. Pellogia, pela confecção de desenhos.

Ao Sr. Jaime de Sousa Marcos do IG-USP, pelas ilustrações fotográficas.

À Gráfica do IGUSP, em especial aos Srs. Jayme Alves da Silva e Dalton Machado da Silva, pelos serviços de encadernação.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, colaboraram com essa tese, o mais sincero agradecimento da autora.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os eventos paleobiológicos em torno do limite Pré-Cambriano/Cambriano são do máximo interesse, pois envolvem questões básicas da evolução biológica e sua ligação com mudanças processadas na crosta, nos oceanos e na atmosfera do planeta Terra. Por exemplo, a evolução da biomineralização, levando à formação de esqueletos mineralizados (LOWENSTAM & WEINER, 1989), neste período, representou um grande avanço na escalada evolutiva e inaugurou um novo cenário na história dos metazoários.

A propalada radiação adaptativa que adentrou ao Cambriano Inferior envolveu, obviamente, organismos sem esqueleto mineralizado, mas sua manifestação, para o registro fóssil, se deu, principalmente, entre os biomineralizados (RUNNEGAR, 1982) e teria sido bem sucedida em função da aquisição de esqueletos mineralizados por vários grupos filogenéticos, em diferentes épocas, ao longo de algumas dezenas de milhões de anos (CLOUD, 1968; STANLEY, 1976; LOWENSTAM & WEINER, 1989).

O final do Proterozóico é caracterizado, além dos primeiros organismos biomineralizados, pelas metáfitas, representadas por filamentos carbonosos macroscópicos, e que constituem importante elemento para caracterização da idade das unidades onde ocorrem. Também os acritarcas (microfósseis de paredes orgânicas, normalmente interpretados como cistos ou células vegetativas de algas planctônicas, provavelmente eucarióticas, mas de afinidades biológicas desconhecidas), constituem um grupo bastante utilizado na bioestratigrafia de muitas seções do Proterozóico Superior.

Os icnofósseis, escassos e representados por formas horizontais simples no Proterozóico Superior, experimentam

grande expansão morfológica na base do Cambriano, que reflete uma explosão faunística nessa época.

Os estromatólitos (estruturas biossedimentares formadas a partir do aprisionamento de material detrítico e/ou pela precipitação de carbonato de cálcio por comunidades microbianas bentônicas, predominantemente procarióticas) mostram declínio ao final do Proterozóico, sendo então utilizados, principalmente, como fósseis de fácies.

Para um melhor esclarecimento acerca dos termos empregados no desenrolar do trabalho, são apresentadas algumas colunas do tempo geológico, com destaque apenas para as subdivisões do Pré-Cambriano e Cambriano Inferior (Tab. 1.1).

1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Nesta pesquisa é feita uma análise dos fósseis em sedimentos de idade situada em torno da transição Proterozóico/Cambriano, aflorantes nas proximidades de Corumbá e Bonito, Estado de Mato Grosso do Sul e nas regiões de Jangada/Bauxi e Cáceres, Estado de Mato Grosso, e que compreendem parte da extensão geográfica dos grupos Jacadigo e Corumbá e das formações Araras e Raizama (Fig. 1.1). Do ponto de vista paleontológico, essas áreas são de grande importância, pois aí são registrados megafósseis (metazoários e metáfitas), microfósseis, icnofósseis e estromatólitos.

A motivação para esse trabalho deveu-se ao conhecimento precário dos metazoários fósseis, os mais antigos do Brasil, e que ocorrem no Grupo Corumbá, na região de Corumbá, MS. Inicialmente identificados como algas (BEURLIN & SOMMER, 1957), estes fósseis foram usados para definir idade cambriana para a sequência do Grupo Corumbá e, posteriormente, reconhecidos como metazoários, de possível idade proterozóica superior (FAIRCHILD, 1978).

São dois os pontos de grande importância deste novo posicionamento biológico e cronológico: primeiro, os fósseis passaram a indicar a transição Pré-Cambriano/Cambriano e, segundo, exibem um exoesqueleto mineralizado.

Tab. 1.1 – Subdivisão do tempo geológico para o Pré-Cambriano e Cambriano Inferior. Valores numéricos em Ma (10^6 anos). A escala difere para o Proterozóico e Fanerozóico.

BRASIL (ALMEIDA & HASUI, 1984)		URSS (KELLER, 1979)		GERAL (HAQ & VAN EYSINGA, 1987; COWIE & BASSETT, 1989)			
FANEROZÓICO		FANEROZÓICO		FANEROZÓICO	245		
					PALEOZÓICO	CAMBRIANO	510
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	PROTEROZÓICO	VENDIANO	PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	INFERIOR	540
	1000		SUPERIOR		1000		LEN. 550
	MÉDIO		MÉDIO		MESOPROTEROZÓICO		ATD. 560
	1800		INFERIOR		1600		TOM. 570
	INFERIOR		1650		PALEOPROTEROZÓICO		
ARQUEANO		ARQUEANO		ARQUEANO			
				2500			

LEN. = LENIANO; ATD. = ATDABANIANO; TOM. = TOMOTIANO

Fig.11- MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS
(seg. Guia 4 Rodas 1990 - Mapa do Brasil)

Pretende-se, no presente trabalho, obter um melhor conhecimento dos vários tipos de fósseis que ocorrem no centro-oeste brasileiro, seu contexto temporal e paleoambiental, de modo a formar um quadro mais preciso da paleogeografia dessa porção da América do Sul, na época em questão, e sua integração no contexto mundial.

CAPÍTULO 2

TRABALHOS ANTERIORES

2.1 GENERALIDADES

A leitura dos principais trabalhos pertinentes à geologia do centro-oeste do Brasil, especificamente no oeste e sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul e no sul/sudoeste do Estado de Mato Grosso, ressalta várias controvérsias com referência às unidades litoestratigráficas. Não cabe neste trabalho a discussão das variações e modificações das colunas estratigráficas para a região, uma vez que o assunto é abordado extensivamente por DEL'ARCO *et al.* (1982), que apresentam todo o histórico da evolução da estratigrafia regional. As observações de campo feitas levaram a autora a optar pela coluna estratigráfica de ALMEIDA (1984; Fig. 2.1), talvez, o autor mais capacitado a discutir a geologia regional, dado o número de trabalhos pioneiros realizados no centro-oeste brasileiro.

2.2 GEOLOGIA

Rochas pré-silurianas (Grupo Cuiabá, formações Bauxi e Puga, grupos Jacadigo, Corumbá e Alto Paraguai) afloram ao longo de aproximadamente 1500 km na margem sul e sudeste do Cráton Amazônico (centro-oeste do Brasil) até a região do rio Apa, limite com o Paraguai, no sudoeste da Província Estrutural Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977; ALMEIDA, 1984; Fig. 2.2). A Província Tocantins apresenta uma história orogênica no Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior ao início do Paleozóico, equivalente ao Evento Pan-Africano, na África), ao final do qual se constituiu a Plataforma Sul-Americana. A duração deste ciclo ainda é problemática. ALMEIDA & HASUI (1984) posicionam-no entre 1000 e 450 Ma (Ma = 10⁶ anos), enquanto SCHOBENHAUS *et al.* & CAMPOS (1984) admitem o início do ciclo em 700 Ma e o término em 450 Ma.

Eon	Era	Período
Fanerozoico	Paleozoico	Cambriano
Proterozoico	Superior	Eocambriano

Ma	Grupo		Formação	
500			Granitos São Vicente, Vulcânicas do Mimoso	
	Alto Paraguai	Diamantino		
		Raizama		
570	Corumbá	Tamengo		Araras
		Bocaina		
		Cerradinho		
			Puga	
650			Bauxi	
	Boqui	Jacadigo	Santa Cruz	
			Urucum	
1000	Cuiabá			

Fig. 2.1 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA ADOTADA (segundo ALMEIDA, 1984).

Fig.22-A: PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS DO BRASIL. B: ZONAS TECTÔNICAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR DO SUDOESTE DA PROVÍNCIA TOCANTINS (Seg. Almeida *et al.*, 1977 e Almeida, 1984)

e AMARAL (1987) considera um valor entre 800 e 700 Ma para o início do mesmo e o final em torno de 500 Ma.

As unidades geológicas do sudoeste da Província Tocantins foram depositadas, dobradas e metamorfizadas durante o Ciclo Brasileiro, constituindo a Faixa Paraguai, representada nos estados de Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás (Fig. 2.3). Grande parte da faixa se acha encoberta pelos depósitos pós-ordovicianos das bacias do Paraná, Parecis, Pantanal e da ilha do Bananal (ALVARENGA, 1990).

No Estado de Mato Grosso do Sul, exposições de unidades da Faixa Paraguai são observadas na serra da Bodoquena e em uma série de serras e morros isolados nas regiões de Albuquerque, Porto Esperança, Corumbá e serra do Amolar, a norte de Corumbá. Na região de Corumbá, sedimentos pertencentes à Faixa Paraguai estão representados nas unidades geomorfológicas Planaltos Residuais do Urucum, Depressão do Rio Paraguai e Pantanal Matogrossense (FRANCO & PINHEIRO, 1982). Os Planaltos Residuais do Urucum abrangem as morrarias do Urucum, de Santa Cruz, Grande, Rabicho e da Tromba dos Macacos que formam o maciço do Urucum e outras morrarias a sul e a oeste do maciço, com altitudes variáveis entre 500 e 1065m. A Depressão do Rio Paraguai é caracterizada por uma superfície plana com altitudes entre 100 e 150m, enquanto a unidade, Pantanal Matogrossense, compreende as áreas sujeitas a inundações periódicas.

No Estado de Mato Grosso, unidades da faixa afloram nas zonas geomorfológicas (ALMEIDA, 1964a), Baixada Cuiabana, Província Serrana e Baixada do Alto Paraguai, assim distribuídas, de leste (Cuiabá) para oeste (Cáceres). A Baixada Cuiabana compreende uma superfície peneplanizada, com relevo saliente em morros isolados. As cotas estão em torno de 230m, sendo de 140m na cidade de Cuiabá. A Província Serrana é constituída por um conjunto de serras paralelas (Araras, Tombador), em cotas variáveis, geralmente entre 600 e 800m. A Baixada do Alto Paraguai abrange regiões de altitudes reduzidas, nunca superiores a 400m. A cidade de Cáceres, aí inserida, está na cota de 118m. A serra do Padre Inácio faz limite a oeste com esta província.

Em Goiás, as exposições das unidades da Faixa

Fig.2.3-ESBOÇO GEOLÓGICO DA FAIXA PARAGUAI E SUA DIVISÃO EM PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS
Fontes - Brasil: SCHOBENHAUS F^o et al. (1981); Bolívia: ALVARENGA (1990)
Paraguai: Interpretação de imagem Landsat 5 do Paraguai Oriental na escala 1:500.000 feita pela Anschutz Corp.

Paraguai ocorrem na região do Araguaia, proximidades de Bom Jardim de Goiás.

Esta faixa orogênica, originalmente denominada Geossinclíneo Paraguaio (ALMEIDA, 1964a, 1965a), estende-se para o leste da Bolívia e, possivelmente para sul, adentrando ao Paraguai (Tab. 2.1).

Tab. 2.1 - Correlação entre as unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai (ALMEIDA, 1984; LITHERLAND *et al.*, 1986)

BOLÍVIA	! BRASIL	! PARAGUAI
Grupo Murciélagos	! Grupo Corumbá	! Grupo Itapucumi
Grupo Tucavaca	!	!
Grupo Boqui	! Grupo Jacadigo	!

Posteriormente, ALMEIDA (1967, 1968) empregou o termo Faixa Paraguai-Araguaia, com extensão para norte, de modo a englobar os grupos Tocantins e Estrondo. Datações radiométricas no Grupo Tocantins efetuadas por HASUI *et al.* (1980) e CUNHA *et al.* (1981) demonstraram que essa porção fôra afetada pelo Evento "Uruaçuano" (equivalente em parte ao Kibariano, na África, do Proterozóico Médio com idade de 1400-1300 Ma, segundo CAHEN *et al.*, 1984) e, posteriormente, pelo Ciclo Brasileiro. Dessa forma, a Faixa Paraguai-Araguaia foi desmembrada em Faixa Araguaia-Tocantins, a norte, conforme empregado por SILVA *et al.* (1974) e Faixa Paraguai, a sul (ALVARENGA, 1984; ALMEIDA, 1985).

ALMEIDA (1984) apresentou uma síntese tectono-estratigráfica para a Faixa Paraguai, definindo três domínios estruturais: as Brasilídes metamórficas (zona ortotectônica da faixa, muito a pouco metamorfizada), da qual faz parte o Grupo Cuiabá; as Brasilídes não metamórficas (zona estrutural imediatamente adjacente ao cráton caracterizada por dobramentos lineares, falhamentos inversos e/ou de empurrão com vergência para o cráton, metamorfismo incipiente ou ausente); e o antepaís cratônico com suas coberturas sedimentares (zona geotectônica

marginal à faixa de dobramentos). Nas duas últimas zonas estruturais estão incluídos os grupos Boqui e Jacadigo, formações Bauxi e Puga, Grupo Corumbá e Formação Araras e o Grupo Alto Paraguai (Fig. 2.1).

Posteriormente, ALVARENGA (1986, 1988, 1990) utilizou as denominações zona interna e externa, correspondendo, respectivamente, às Brasilides metamórficas e não metamórficas, e coberturas cratônicas ou de plataforma. No seu trabalho mais recente, esse autor apresentou uma subdivisão das unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai, em três conjuntos sedimentares: a unidade inferior, de origem detrítica, que inclui o Grupo Cuiabá, as formações Bauxi, Puga e o Grupo Jacadigo e é caracterizada por diamictitos, às vezes associados a turbiditos; a unidade média, essencialmente carbonática, compreendendo o Grupo Corumbá e a Formação Araras; e a unidade superior, também detrítica, representada pelo Grupo Alto Paraguai.

2.2.1. Unidades litoestratigráficas

2.2.1.1 Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá expõe-se no Estado de Mato Grosso, na Baixada Cuiabana, alto vale do rio Araguaia, e no Estado de Mato Grosso do Sul, na área balizada pela serra da Bodoquena, Miranda e Aquidauana. Ocorrências isoladas são observadas em Goiás, a sul da cidade de Bom Jardim de Goiás, único local onde se expõe a sua base, representada por quartzitos seguidos por rochas vulcânicas no núcleo de uma estrutura arqueada granito-gnáissica (ALMEIDA, 1984).

O contato superior do Grupo Cuiabá com as formações mais jovens da Faixa Paraguai, geralmente se faz por grandes falhas (ALMEIDA, 1984). As rochas do Grupo Cuiabá compreendem grande variedade litológica como micaxistos, filitos, quartzitos, metadiamictitos, metapelitos, metarenitos e metarcóseos, metaconglomerados, subordinadamente, calcários e mármore. Seixos e blocos isolados, por vezes interpretados como

seixos pingados, são comuns nessas rochas. No Paraguai oriental ocorrem diamictitos e rochas glaciogênicas associadas (KARPOFF, 1965, *apud* ALMEIDA, 1974), correlacionáveis ao Grupo Cuiabá, de acordo com ALMEIDA (1974).

FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974) e RIBEIRO FÂ *et al.* (1975) inferem discordância angular entre o Grupo Cuiabá e a Formação Bauxi em Mato Grosso. NOGUEIRA & OLIVEIRA (1978) e CORRÊA *et al.* (1979) admitem uma discordância angular entre os grupos Cuiabá e Corumbá em Mato Grosso do Sul. ALMEIDA (1984) refere-se à possibilidade de correlação do Grupo Cuiabá com a Formação Bauxi e com o Grupo Boqui na Bolívia. ALVARENGA (1985, 1988, 1990) admite que o Grupo Cuiabá e as formações Puga e Bauxi são parcialmente contemporâneas, diferindo mais no intenso tectonismo e metamorfismo em fácies xisto verde do primeiro, que se encontra no domínio interno da Faixa Paraguai.

Vários são os corpos graníticos intrusivos no Grupo Cuiabá: São Vicente, Coxim, Rio Negro e Taboco, os quais desenvolveram auréolas de metamorfismo de contato com *hornfels* em metassedimentos dessa unidade (Fig. 2.3). Datações do Granito São Vicente pelo método Rb/Sr em rocha total forneceram uma isócrona de 483 ± 8 Ma para a idade de sua formação (ALMEIDA & MANTOVANI, 1975). Os dados obtidos para o conjunto dos granitos, considerados pertencentes a um só corpo, forneceram uma isócrona Rb/Sr de referência com 490 ± 8 Ma, interpretada como uma idade mínima para o Grupo Cuiabá (DEL'ARCO *et al.*, 1982).

Os dados geocronológicos para o Grupo Cuiabá obtidos por HASUI & ALMEIDA (1976), pelo método K/Ar, forneceram uma idade de 549 ± 17 Ma em muscovita, de um xisto próximo a pegmatito e outra de 639 ± 17 Ma para ardósia, ambas consideradas mínimas. BARROS *et al.* (1982) obtiveram idade de 484 ± 19 Ma pelo método Rb/Sr para filitos desse grupo, idade esta interpretada por TASSINARI (1981) como a época de resfriamento regional. Assim, todas estas idades sempre são mínimas, não indicando o tempo de sedimentação e sim, os processos metamórficos posteriores.

Outras indicações sobre a idade do Grupo Cuiabá, sem utilizar datações radiométricas, são sugeridas por LUZ *et al.*

(1980), que subdividem o Grupo Cuiabá no Estado de Mato Grosso em nove subunidades e admitem um intervalo entre 1800 e 1300 Ma para sua deposição. Também SCHOBENHAUS F. & CAMPOS (1984) consideram o Grupo Cuiabá do Proterozóico Médio, fazendo parte do Ciclo "Uruaçuano" e afetado, posteriormente, pelo Ciclo Brasileiro. Para isso se baseiam numa continuidade física entre o Grupo Cuiabá e o Tocantins (Faixa Araguaia-Tocantins) a norte, através da semelhança na intensidade de metamorfismo e deformações, reconhecendo haver algumas diferenças nas respectivas associações litológicas. Atualmente, considera-se que essas duas unidades não fazem parte da mesma faixa orogênica (ALVARENGA, 1984; ALMEIDA, 1985), o que pode tornar frágil a argumentação de SCHOBENHAUS F. & CAMPOS (1984).

A geologia do leste da Bolívia tem sido detalhada através de projeto de cooperação técnica anglo-boliviana de mapeamento das unidades pré-cambrianas. LITHERLAND *et al.* (1986, 1989) sugerem que o Grupo Cuiabá possa ser mais antigo que o Ciclo Brasileiro e, provavelmente, correlacionável aos grupos Vibosi e Sunsas, do extremo sudeste da Bolívia, que estão associados à Faixa orogênica Sunsas (1300-1000 Ma).

O Grupo Cuiabá apresenta intensa deformação expressa por dobramentos holomórficos (anticlinais, sinclinais e isoclinais) e por grandes falhas inversas e de empurrão. Foram reconhecidas três fases de deformação, com vergência para o cráton, afetando o grupo na porção sul de Mato Grosso do Sul (NOGUEIRA & OLIVEIRA, 1978; CORRÊA *et al.*, 1979) e na região da Província Serrana - Cuiabá, MT (LUZ *et al.*, 1980). Já, ALVARENGA (1986, 1990) descreve quatro fases de deformações sucessivas nas proximidades de Cuiabá. A primeira fase, a principal, que afeta toda a área da unidade é representada pelo metamorfismo regional de fácies xisto verde e pelos grandes dobramentos holomórficos. As duas fases seguintes que originaram as clivagens de crenulação, não mostram uma evolução regional clara. A quarta fase é ligada a dobras amplas, transversais às estruturas anteriores.

Esta complexidade estrutural do Grupo Cuiabá dificulta o esclarecimento da estratigrafia e interpretações sobre a natureza dos sedimentos. Por exemplo, o conjunto

litológico da unidade sugere deposição em ambiente marinho sob instabilidade tectônica. Os depósitos rítmicos, provavelmente, representam turbiditos. Os metaconglomerados polimiticos, com raras intercalações de filitos e metarenitos, podem estar relacionados à influência glacial (LUZ *et al.*, 1980; ALMEIDA, 1984). Para ALVARENGA (1990), o Grupo Cuiabá foi depositado durante um período glacial, com os turbiditos representando depósitos de leques submarinos, em parte contemporâneos com as formações Fuga e Bauxi.

Admite-se neste trabalho, conforme ALMEIDA (1984), que a história sedimentar da Faixa Paraguai se iniciou no Proterozóico Superior, no final do Rifeano, com a instalação da bacia Cuiabá na margem tectonicamente instável do cráton e sob influência glacial, o que é coerente com modelos deposicionais no final do Proterozóico em várias partes do mundo.

2.2.1.2 Formação Bauxi

A Formação Bauxi foi definida por VIEIRA (1965) no vilarejo de Bauxi, cerca de 90 km a noroeste de Cuiabá. Ocorre apenas no Estado de Mato Grosso (Fig. 2.4) e, como no caso de tantas unidades pré-cambrianas nessa região, suas relações de contato ainda são muito discutíveis. FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974) referem-se a contato por discordância angular com o Grupo Aguapeí (Proterozóico Médio) que representa o prolongamento do Grupo Sunsas boliviano em território brasileiro. Segundo ALMEIDA (1984), o contato com o Grupo Cuiabá é tectônico. Também é incerta a natureza do contato superior com a Formação Fuga, embora LUZ (1978) afirme que seja através de discordância angular.

Autores como FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974), DEL'ARCO *et al.* (1981), ALMEIDA (1984) e ALVARENGA (1990) correlacionam a Formação Bauxi com o Grupo Cuiabá. A idade atribuída à Formação Bauxi é do Proterozóico Superior (ALMEIDA, 1984).

Sua litologia consiste de arenitos, por vezes quartzitos, com intercalações de siltitos e folhelhos e algumas lentes de seixos. A espessura pode atingir cerca de 300m.

Fig.24-MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CUIABÁ- CÁCERES (MT)
(MODIFICADO DE SCHOBENHAUS F2 & OLIVA, 1979)

segundo VIEIRA (1965). A sedimentação teria sido marinha, de caráter regressivo (FIGUEIREDO & OLIVATTI, 1974), com influência glacial (ALVARENGA, 1990).

2.2.1.3 Formação Puga

A Formação Puga, definida por MACIEL (1959) no morro do Puga, região de Porto Esperança (MS), aflora também no extremo nordeste da serra da Bodoquena e na Província Serrana, em Mato Grosso (Fig. 2.4).

O limite inferior dessa formação não se expõe em Mato Grosso do Sul (CORRÊA et al., 1979), enquanto na Província Serrana predominam contatos tectônicos através de falhamentos inversos (ALMEIDA, 1984). A passagem superior para o Grupo Corumbá é descrita como gradacional (CORRÊA et al., 1979) e concordante com a Formação Araras na Província Serrana (FIGUEIREDO & OLIVATTI, 1974).

A litologia característica da unidade é constituída por diamictitos com seixos e blocos (até decimétricos) polimíticos, geralmente maciços, com intercalações locais de arenitos finos e siltitos. Seixos estriados e facetados foram citados por MACIEL (1959). A sedimentação da Formação Puga é associada a processos glaciais (MACIEL, 1959; ALMEIDA, 1964b). CORRÊA et al. (1979) e LUZ (1978) consideram-na marinha, relacionada a depósitos de correntes de turbidez.

A Formação Puga, conforme definida por ALVARENGA (1990), engloba as intercalações de quartzitos típicos da Formação Bauxi, que são considerados como uma fácies da Formação Puga, interdigitados com diamictitos. Nas zonas de cobertura cratônica e externa da Faixa Paraguai, de acordo com esse autor, os diamictitos da Formação Puga representam depósitos glácio-marinhos, enquanto na zona interna passam aos metassedimentos do Grupo Cuiabá, depositados em uma bacia mais profunda instalada na borda oriental do cráton, cuja deposição deve ter ocorrido no Proterozóico Superior.

A Formação Puga é correlacionada por ALMEIDA (1984) ao Grupo Macaúbas em Minas Gerais, do Proterozóico Superior,

considerado de origem glacial (ROCHA-CAMPOS & HASUI, 1981a; KARFUNKEL & HOPPE, 1988) e também recoberto por seqüência calcária (Grupo Bambuí), de modo semelhante à relação entre a Formação Puga e o Grupo Corumbá. A existência de glaciação no Proterozóico Superior em sedimentos da Faixa Paraguai é coerente com uma ocorrência ampla de glaciação nessa época, com registro em todos os continentes, com exceção da Antártida (HAMBREY & HARLAND, 1985).

2.2.1.4 Grupo Jacadigo

Rochas do Grupo Jacadigo ocorrem no Estado de Mato Grosso do Sul, principalmente na região de Corumbá, na serra do Amolar, a norte de Corumbá, e se distribuem esparsamente na borda oeste da serra da Bodoquena (Fig. 2.5).

O Grupo Jacadigo foi bastante afetado por falhamentos e por dobramentos (CORRÊA *et al.*, 1979), razão pela qual fôra considerado mais recente do que o Grupo Corumbá, até que os trabalhos de HARALYI (1972) e CORRÊA *et al.* (1979) mostrassem o inverso. Recobre discordantemente as rochas do complexo cristalino e o contato com o Grupo Corumbá, sobreposto, freqüentemente se faz através de falhas.

A unidade é subdividida nas formações Urucum, inferior e Santa Cruz, superior (ALMEIDA, 1945). Na Formação Urucum predominam arcóseos e conglomerados arcoseanos, com seixos e blocos, na maioria, de granito, sendo freqüentes os de dolomito. A formação mostra contato gradacional com a Formação Santa Cruz, passando de arcóseo com cimento calcífero a arcóseo com cimento ferruginoso, sendo a base da formação superior marcada pela primeira ocorrência de uma camada de óxido de manganês (criptomelana).

Os depósitos da Formação Santa Cruz constituem formações bandadas de ferro (*banded iron formations* ou *BIFs*), predominantemente de jaspilitos hematíticos e hematita na forma de camadas delgadas e lentes, e subordinadamente, camadas e lentes de óxido de manganês. Ocorrem ainda arcóseos ferruginosos e manganesíferos, às vezes com estratificação cruzada e marcas

onduladas (HARALYI & WALDE, 1986). Seixos, blocos ou até matações de rocha granítica ocorrem ocasionalmente na forma de *lonestones* em meio aos termos não clásticos da formação. Formações ferríferas também são registradas em várias seqüências mundiais no Proterozóico Superior, como no Canadá, África e Austrália (YOUNG, 1976, 1988).

HARALYI & WALDE (1986) descrevem a Formação Taquaral na região fronteiriça com a Bolívia, como uma terceira unidade do Grupo Jacadigo, situada abaixo da Formação Urucum. Compreende rochas vulcânicas básicas e intermediárias, sob a forma de diques, lavas e tufo, metamorfizadas, e a correlacionam à Formação Pimienta (O'CONNOR & WALDE, 1985), registrada na Bolívia próximo à base do Grupo Boqui e que consiste de brechas e tufo vulcânicos recobertos por tufo líticos laminados. Estas intrusivas básicas (Formação Taquaral) poderiam ter sido a fonte do ferro e do manganês para a sedimentação do Grupo Jacadigo.

É discutível a manutenção da Formação Taquaral como unidade do Grupo Jacadigo, pois os autores não se referem à área de ocorrência e, mesmo que tenha sido mapeada, a denominação não é conveniente por já existir uma unidade de mesmo nome na Bacia do Paraná.

De acordo com CORRÊA *et al.* (1979), o Grupo Jacadigo exibe duas fases de deformação: a primeira, com eixo N40-60E, a segunda com direção N-S e que também afeta o Grupo Corumbá. Apresenta metamorfismo incipiente, com uma foliação metamórfica desenvolvendo muscovita (HARALYI & WALDE, 1986).

Os sedimentos da Formação Urucum mostram rápida acumulação de clásticos imaturos em bacia marginal, tectonicamente instável, em ambiente continental (ALMEIDA, 1984). Para a Formação Santa Cruz, o mesmo autor admite ambiente marinho pouco profundo, com possível ação glacial, o que também é aceito por DORR (1973), BARBOSA & OLIVEIRA (1978), WALDE *et al.* (1981), HARALYI & WALDE (1986).

A idade de sedimentação do Grupo Jacadigo no Proterozóico Superior é sugerida a partir dos microfósseis encontrados em clastos carbonáticos da Formação Urucum (FAIRCHILD *et al.*, 1978; o presente trabalho, Capítulo 5) e que são identificados em seqüências mundiais no intervalo entre 950

e 700 Ma (HOFMANN, 1987), sugerindo um limite inferior de idade para o grupo. Datações radiométricas em rochas intrusivas situadas abaixo do Grupo Boqui na Bolívia, considerado estratigraficamente correlato ao Grupo Jacadigo (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981; ALMEIDA, 1984; O'CONNOR & WALDE, 1985; LITHERLAND *et al.*, 1986), forneceram idade proterozóica superior, como será visto adiante.

2.2.1.5 Grupo Boqui

A fase sedimentar do Ciclo Brasileiro estende-se para o leste da Bolívia e é representada pela sequência dos grupos Boqui, Tucavaca e Murciélagos (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981).

O Grupo Boqui foi definido por MITCHELL (1979, *apud* LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981), a 50 km a nordeste de Roboré (Fig. 2.3). Recobre discordantemente rochas do Grupo Vibosi (Ciclo Sunsas, 1300-950Ma) e as intrusivas ultrabásicas do Complexo Rincón del Tigre, datadas pelo método Rb/Sr em 992 ± 86 Ma (ANNELS *et al.*, 1986, *apud* LITHERLAND *et al.*, 1989), que, provavelmente, se estendem ao Brasil, na região da serra do Amolar.

Um conjunto de diques ácidos e básicos ocorre próximo à base do Grupo Boqui na área de Puerto Suarez (MITCHELL, 1979, *apud* LITHERLAND *et al.*, 1986). Uma amostra de quartzo pórfiro, datada pelo método K/Ar em rocha total, forneceu idade mínima de 623 ± 15 Ma, que poderia representar um limite para o início da deposição do Grupo Boqui. Deve-se ter cautela em utilizar esse dado, uma vez que poderia refletir uma idade de aquecimento da borda do cráton durante os processos termotectônicos ocorridos na Faixa Paraguai.

A subdivisão do grupo proposta por MITCHELL (1979, *apud* LITHERLAND *et al.*, 1986) compreende, da base para o topo, as formações San Francisco, Colmena e Cahama.

Tab. 2.2- Subdivisões do Grupo Boqui, Bolívia (MITCHELL, 1979)

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	DEPÓSITO
Cabama	diamictitos, arenitos e siltitos	turbiditos marinhos
Colmena	arenitos e siltitos, subordinadamente calcários	intermaré ou lagunar
San Francisco	arcóseos e conglomerados, com lâminas ferruginosas	conglomerados

Os diamictitos da Formação Cabama também poderiam representar ação de geleiras (ALMEIDA, 1984).

LITHERLAND *et al.* (1986) referem-se a profundas mudanças laterais de fácies dentro do Grupo Boqui que dificultam o empilhamento das unidades, como originalmente descritas.

Pelo menos a Formação San Francisco, base do grupo, parece ter semelhança litológica com a Formação Urucum (Grupo Jacadigo). Porém, não se tem registro de depósitos ferríferos no Grupo Boqui, como os da Formação Santa Cruz.

2.2.1.6 Grupo Corumbá

As rochas do Grupo Corumbá expõem-se em uma faixa norte-sul desde o vale do rio Apa, no extremo sul do Estado de Mato Grosso do Sul, através da serra da Bodoquena, até a região de Forte Coimbra e Albuquerque, a sul de Corumbá, onde constituem morros isolados e alinhados no meio do Pantanal. Voltam a aparecer na região de Corumbá e na serra do Amolar, a norte. Para nordeste, na Província Serrana, no Estado de Mato Grosso, a Formação Araras é a unidade correlacionável ao Grupo Corumbá (ALMEIDA, 1984).

O Grupo Corumbá penetra cerca de 200 km em território boliviano, representado pelo Grupo Murciélagos (LITHERLAND & BLOOMFIELD, 1981; ALMEIDA, 1984). Para sul, no Paraguai, a unidade correlata ao Grupo Corumbá é o Grupo Itapucumi, cuja semelhança fôra apontada por ALMEIDA (1945), antes mesmo da descrição formal dessa unidade por HARRINGTON (1950).

Os contatos do Grupo Corumbá com rochas do embasamento, e dos grupos Cuiabá e Jacadigo geralmente são discordantes ou obscurecidos por grandes falhamentos (ALMEIDA, 1984). Com a Formação Fuga, o contato é descrito como concordante (CORRÊA *et al.*, 1979). A idade do Grupo Corumbá, estabelecida no Proterozóico Superior, com base em evidências paleontológicas, será discutida no Capítulo 5.

O Grupo Corumbá, de acordo com ALMEIDA (1964a, 1984), FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974) e CORRÊA *et al.* (1979), foi afetado pela terceira fase de deformação da Faixa Paraguai que gerou dobramentos incipientes de direção nordeste.

As formações que compõem o Grupo Corumbá são: Cerradinho, Bocaina e Tamengo (ALMEIDA, 1984). A Formação Cerradinho, restrita à serra da Bodoquena, foi definida por ALMEIDA (1965b), a noroeste de Bonito (Fig. 2.6). Caracteriza-se por uma alternância de arenitos, siltitos, folhelhos, margas, calcários, dolomitos e, localmente, arcóseos e conglomerados. A passagem é transicional para a Formação Bocaina.

A Formação Bocaina foi definida por ALMEIDA (1945) na região de Corumbá (Fig. 2.5), também se expõe a sul de Corumbá, nas morrarias de Albuquerque, Saiutã e Pelada e nos arredores do Forte Coimbra, cerca de 90km a sul de Corumbá. Seus sedimentos afloram ainda na serra da Bodoquena (Fig. 2.6). É constituída por dolomitos, às vezes estromatolíticos, localmente silicificados, calcários e delgadas intercalações de pelitos ou de lentes arenosas. O contato superior com a Formação Tamengo é transicional.

Nos arredores do Forte Coimbra, a Formação Bocaina é recoberta em discordância angular pela Formação Coimbra (OLIVEIRA & MOURA, 1941, *apud* OLIVEIRA & MOURA, 1944), composta predominantemente por arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada, níveis centimétricos de conglomerados e folhelhos. Nessa formação não foram registrados fósseis até o momento, porém tem sido correlacionada com a Formação El Carmen da Bolívia que apresenta fósseis de idade siluriana (LANGE, 1955).

NOGUEIRA & OLIVEIRA (1978) subdividiram a Formação Cerradinho em membros clástico-dolomítico e clástico-calcítico e a Formação Bocaina em membros dolomítico e calcítico, na serra

da Bodoquena, mas tal esquema tem se mostrado inadequado. BOGGIANI (1990) considerou o Grupo Corumbá indiviso nessa área, interpretando as diversas litologias como fácies e associando-as à evolução sedimentar da Faixa Paraguai. Esse autor situou as fácies deposicionais de plataforma carbonática na zona interna da faixa, em área tectonicamente estável, e as fácies terrigenas (conglomerados, arcóseos e lamitos), na zona externa.

ALMEIDA (com. oral, 1990) considera que a zona interna da Faixa Paraguai estaria a leste da serra da Bodoquena, como na região de Bom Jardim de Goiás (GO), onde se expõe a base do Grupo Cuiabá, além de vulcânicas associadas a essa unidade.

A Formação Tamengo é exposta unicamente na área de Corumbá (Fig. 2.5). A litologia predominante consiste de calcários negros, por vezes oolíticos, intercalados com sedimentos clásticos (folhelhos, siltitos e arenitos finos). Esta unidade é a mais importante do ponto de vista paleontológico por apresentar fósseis que podem definir a transição Pré-Cambriano/Cambriano em território brasileiro.

A única datação de que se dispõe para o Grupo Corumbá foi obtida a partir de quatro amostras de siltitos da Formação Tamengo (FUGITA, 1979, *apud* CORDANI *et al.*, 1985), pelo método Rb/Sr em rocha total, fornecendo uma idade de 489 ± 29 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7144. Esta idade corresponderia aos últimos eventos termodinâmicos do Ciclo Brasileiro (CORDANI *et al.*, 1985).

A sedimentação predominantemente carbonática do Grupo Corumbá parece ter se processado sob lenta e progressiva subsidência em ambiente nerítico, de águas rasas e calmas, contudo possibilitando a formação de oólitos, intraclastos, e de estruturas como estratificações cruzadas e marcas onduladas. A intercalação de sedimentos siliciclásticos na sequência sugere repetidas ativações da área-fonte.

2.2.1.7 Formação Araras

Essa unidade é equivalente ao Grupo Corumbá, no Estado de Mato Grosso (Fig. 2.4). Ocorre quase continuamente ao

longo da Província Serrana, na serra do Padre Inácio e em raros afloramentos na Planície Araguaia, GO (RIBEIRO F^{ca} et al., 1975 apud ALMEIDA, 1984). Na Província Serrana, os dolomitos da Formação Araras podem desempenhar importante papel na sustentação do relevo alto (como na serra das Araras), principalmente quando mais silicificados.

A Formação Araras mostra contato inferior concordante com a Formação Puga e transicional no topo para a Formação Raizama, segundo FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974), que, dessa forma, a incluem no Grupo Alto Paraguai.

No presente trabalho, a Formação Araras foi mantida como unidade à parte do Grupo Alto Paraguai, considerando-se a possança de sua acumulação (1300m, de acordo com LUZ, 1978) e sua semelhança com a sequência carbonática do Grupo Corumbá.

A Formação Araras foi subdividida por FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974) em três pacotes litologicamente distintos: basal, com margas conglomeráticas e calcários margosos; médio, com calcários dolomíticos, maciços e intercalações de calcários calcíticos, maciços; superior, com dolomitos, nódulos de sílex e lentes de arenitos e siltitos. Posteriormente, LUZ (1978) dividiu-a em dois membros, a exemplo do que havia sido sugerido por ALMEIDA (1964a) e por HENNIES (1966), que a subdividira em formações Guia e Nobres. O membro inferior foi caracterizado como uma alternância de margas, folhelhos, conglomerados com cimento margoso, calcários cinza-escuros, às vezesoolíticos, maciços, localmente com estratificação plano-paralela. No membro superior predominam dolomitos cinza-claros, maciços, localmente com estrutura plano-paralela e estromatólitos. Esta divisão adotada por LUZ (1978) parece encontrar melhor aplicação em trabalhos de campo, razão pela qual se concorda com a mesma no presente trabalho.

2.2.1.8 Grupo Murciélagos

Este grupo representa a unidade superior do pacote sedimentar do Ciclo Brasileiro no sudeste da Bolívia, e é equivalente ao Grupo Corumbá, recobrindo, discordantemente, o

Grupo Boqui (Fig. 2.3). É constituído por calcários, por vezes oolíticos ou estromatolíticos e, subordinadamente, por folhelhos e arcóseos (O'CONNOR & WALDE, 1985; LITHERLAND *et al.*, 1986).

A sequência sedimentar desse grupo é considerada transgressiva e, provavelmente, depositada em ambiente marinho raso (O'CONNOR & WALDE, 1985), com fases locais de bioconstruções, originadas por comunidades microbianas bentônicas.

2.2.1.9 Grupo Itapucumi

Definida por HARRINGTON (1950), essa unidade ocorre a sul do rio Apa e leste do rio Paraguai, em território paraguaio (Fig. 2.3). Recobre, em discordância, rochas do embasamento ou sobrepõe-se, concordantemente, à "Série clástica de San Luis" (arenitos, quartzitos e micaxistos), segundo PUTZER (1962). O Grupo Itapucumi está sotoposto aos sedimentos do Grupo Tubarão (Bacia do Paraná).

O Grupo Itapucumi é representado por calcários calcíticos a dolomíticos, cinza-claros a escuros, geralmente estratificados, localmente maciços, às vezes oolíticos, alternando com calcários margosos e margas (ECKEL, 1959). PUTZER (1962) refere-se à grande semelhança litológica entre os calcários Itapucumi e os da Formação Tamengo, Grupo Corumbá.

2.2.1.10 Grupo Alto Paraguai

O Grupo Alto Paraguai (Fig. 2.4) foi definido por ALMEIDA (1964a) como uma sequência detrítica de vários milhares de metros de espessura, sobreposta, concordantemente, aos carbonatos da Formação Araras, e compreendendo as formações Raizama (EVANS, 1894, *apud* ALMEIDA, 1964a), Sepotuba e Diamantino. ALMEIDA (1984) abandonou a designação Sepotuba, englobando os pelitos dessa formação na porção basal da Formação Diamantino, também de natureza pelítica.

A Formação Raizama ocorre na Província Serrana e na

serra do Padre Inácio, próximo a Cáceres, MT. Constitui-se de arenitos brancos e róseos, quartzosos, com finos níveis conglomeráticos e arenitos feldspáticos, ambos com estratificações cruzadas e marcas onduladas, apresentando, localmente, intercalações siltico-argilosas, de cores avermelhadas (OLIVATTI, 1981). O contato com a Formação Diamantino é gradacional.

A Formação Diamantino é, geograficamente, a mais extensa do grupo, aflorando desde as proximidades de Cáceres, através da Província Serrana, até a serra do Roncador no vale do rio Araguaia (OLIVATTI, 1981). Na porção inferior da unidade predominam pelitos, com algumas intercalações de arcóseos avermelhados, verdes ou cinza-claros, finos e, na superior, arcóseos maciços avermelhados. A estratificação plano-paralela é comum entre os sedimentos finos e os arcóseos podem exibir estratificação cruzada.

CORDANI et al. (1978) dataram quatro amostras de folhelhos (então considerados pertencentes à Formação Sepotuba, atualmente, Formação Diamantino) pelo método Rb/Sr em rocha total, obtendo uma idade de 547 ± 5 Ma com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,711. Posteriormente, os dados foram recalculados, indicando uma idade de 569 ± 20 Ma com a mesma razão inicial, idade esta que corresponderia, em função da cristalinidade da illita, a um evento anquimetamórfico (CORDANI et al., 1985). Neste último trabalho foram datadas, pelo mesmo método, dez amostras de folhelhos da Formação Diamantino em rocha total, fornecendo uma isócrona de 660 ± 60 Ma (com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7082), considerada a idade provável da sedimentação. No Capítulo 5 são feitas considerações sobre essa idade, com base em evidências paleontológicas.

Os vários autores que trabalharam na área (ALMEIDA, 1964a; VIEIRA, 1965; FIGUEIREDO & OLIVATTI, 1974) concordaram que os depósitos sedimentares do Grupo Alto Paraguai representam uma sequência regressiva, iniciada com a deposição da Formação Raizama em ambiente marinho costeiro, de águas rasas, sujeitas a correntes e com áreas de menor energia onde se acumulavam os pelitos. Na Formação Diamantino, o ambiente deve ter evoluído de

transicional para francamente continental, sob contínua subsidência da bacia deposicional.

2.2.1.11 Grupo Tucavaca

Além das unidades litoestratigráficas já descritas e correlacionáveis entre o Brasil, o Paraguai e a Bolívia (Tab. 2.1), ainda ocorre, neste último país, o Grupo Tucavaca, aparentemente sem equivalente em territórios brasileiro e paraguaio.

Essa unidade foi definida por HESS (1959, *apud* LITHERLAND *et al.*, 1986) na região de San José de Chiquitos, no leste da Bolívia. Repousa, em discordância angular, sobre rochas do Ciclo Sunsas e, concordantemente, sobre o Grupo Boqui. É recoberto, em discordância, por rochas de idade siluriana, e provavelmente pelo Grupo Murciélagos, embora os contatos sejam por falha (LITHERLAND *et al.*, 1986).

Tab. 2.3- Subdivisões do Grupo Tucavaca, Bolívia (HESS, 1959)

FORMAÇÃO	LITOLOGIA
Pesenema	folhelhos
Bocamina/Motacu/Piococa	arenitos
Pororó	calcários dolomíticos, com laminação microbiana
Cuarri/Pacobillo	conglomerados

As diferentes designações das unidades litoestratigráficas derivam de sua situação geográfica.

LITHERLAND *et al.* (1986) propõem duas possíveis interpretações estratigráficas para o Grupo Tucavaca. A primeira considera que essa unidade tem caráter local e é recoberta, discordantemente, pelo Grupo Murciélagos. A segunda se baseia na correlação dos calcários da Formação Pororó com os grupos Murciélagos e Corumbá, conforme sugerido por HESS (1960, *apud*

LITHERLAND *et al.*, 1986). Se esta última hipótese estiver correta, haveria um alargamento da bacia de sedimentação e a possibilidade de correlação dos arenitos e folhelhos do Grupo Tucavaca com as formações Raizama e Diamantino e então, toda a estratigrafia dos sedimentos do Ciclo Brasileiro na Bolívia necessitaria ser revista.

Extremamente relevante a essa discussão é a menção de LITHERLAND *et al.* (1986) sobre a presença de icnofósseis nas formações Fesenema e Bocamina, inclusive, formas similares a *Phycodes pedum*. Estes autores não mencionam que essa icnoespécie é característica do Cambriano, e, no caso dessa sistemática ser confirmada, permitiria confirmar o Grupo Tucavaca como uma unidade mais jovem do que considerado até o momento, estreitando, dessa forma, a possível correlação com o Grupo Alto Paraguai.

2.3 DESENVOLVIMENTO GEOLÓGICO

ALMEIDA (1984) considera todo o pacote depositado anteriormente às seqüências carbonatadas (grupos Corumbá, Itapucumi, Murciélago, Formação Araras) como constituindo um único conjunto em ambiente tectonicamente instável, sob condições geossinclinais a leste. Contemporaneamente à deposição do Grupo Cuiabá, uma tectônica vertical teria originado diversas bacias sedimentares onde se depositariam os grupos Boqui, Jacadigo, Tucavaca (Bolívia) e, possivelmente a Formação Bauxi. A Formação Fuga, posterior, refletiria época de eventos glaciais, seguida pelos espessos depósitos carbonáticos do Grupo Corumbá e unidades correspondentes na Bolívia e Paraguai. Finalmente, teria ocorrido expressiva acumulação detrítica de caráter molássico, com a sedimentação do Grupo Alto Paraguai.

JONES (1985) incluiu na Faixa Paraguai, quatro bacias sedimentares ativas durante o Proterozóico Superior a Cambriano, representadas, atualmente, pela região do Alto Paraguai, pela serra da Bodoquena, pela região de Corumbá e pela região de Tucavaca e Boqui, na Bolívia. Os eixos destas bacias, separados por ângulo de cerca de 120°, constituiriam uma junção tríplice

na região de Corumbá. Independentemente, BRITO NEVES *et al.* (1985) propuseram modelo semelhante para as seqüências da Faixa Paraguai. Por outro lado, RAMOS (1988) interpretou as estruturas brasilides como resultado de uma fase de colisão continente-continente, terminando com a junção do Cráton Amazônico ao terreno ensialico do Alto Paraguai (provavelmente limitado pelo Cráton do Rio da Prata, pela Faixa Dom Feliciano e pelos crátons de Luis Alves e do São Francisco).

As idéias de JONES (1985) e BLEY *et al.* (1985), evidentemente, são antagônicas às de RAMOS (1988), uma vez que se referem a ambientes geotectônicos distintos, respectivamente, extensional e compressional no mesmo intervalo de tempo. A interpretação mais lógica seria a formação das bacias citadas por JONES (1985) e, posteriormente, a colisão referida por RAMOS (1988).

A equivalência temporal, bem como, a possível afinidade paleogeográfica entre América do Sul e África, no final do Proterozóico, pode ser sugerida pela presença de fósseis do mesmo gênero que ocorrem no Grupo Corumbá e no Grupo Nama, da Namíbia. DALLA SALDA (1982) correlacionou, através de critérios tectono-sedimentares, o Grupo La Tinta, sul da Argentina (serras Tandilia), com a parte inferior do Grupo Nama, o que permitiria supor a correlação entre as unidades do continente sul-americano.

2.4 TRABALHOS PALEONTOLÓGICOS PRÉVIOS

Até o momento, os poucos trabalhos de cunho paleontológico nas unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai registram fósseis somente nos grupos Jacadigo e Corumbá.

A unidade mais antiga com registro fóssil é a Formação Urucum (Grupo Jacadigo). Em clastos carbonáticos dessa unidade, FAIRCHILD *et al.* (1978) observaram microfósseis em forma de vaso, para os quais sugeriram afinidades com protistas e notaram sua semelhança com formas presentes em folhelhos do Membro Walcott (Formação Kwagunt, Grupo Chuar), Proterozóico

Superior dos EUA (BLOESER *et al.*, 1977). Posteriormente, BLOESER (1985) descreveu as formas dos EUA como o novo gênero, *Melanocygrillium*, referindo-o a acritarcas, com amplitude de idade entre 950 e 700 Ma (HOFMANN, 1987).

YOSHIDA *et al.* (1967) referiram-se a formas globulares ou esféricas, de suposta origem orgânica, em jaspilitos no morro do Urucum (MS), atribuídos, equivocadamente, ao Grupo Corumbá, e cuja real posição estratigráfica é no Grupo Jacadigo (Formação Santa Cruz). Na mesma unidade, FAIRCHILD *et al.* (1978) descreveram restos tubulares de cianobactérias, em moldes definidos por plaquetas de hematita.

DORR (1945) citou a ocorrência de possíveis estruturas biogênicas macroscópicas nos jaspilitos da Formação Santa Cruz. Descreveu-as como sulcos rasos (moldes), entrelaçados, com menos de 1m de comprimento e de 1 a 3mm de profundidade. CORRÊA *et al.* (1979) ilustram, pela primeira vez, estas estruturas, interpretadas como "vestígios de atividades de algas". Nos trabalhos de campo, para a presente tese, foi verificado que esses sulcos não apresentam qualquer padrão morfológico que corroborasse uma origem biológica; são considerados, portanto, pseudofósseis originados por processos diagenéticos ou intempéricos, mais recentes.

Em dolomitos da Formação Bocaina, ALMEIDA (1945) mencionou, sem precisar a origem nem outros detalhes morfológicos, a ocorrência de prováveis estruturas orgânicas, aproximadamente esféricas, milimétricas. A origem biológica, neste caso, é duvidosa, dada a associação com oólitos. Mais tarde, em 1958, ALMEIDA descreveu estromatólitos colunares na Formação Bocaina, classificando-os no grupo *Collema*, um termo empregado, indiscriminadamente, para qualquer tipo de estromatólito colunar.

Já na década de 40, ALMEIDA (1945, p.66) notara fósseis aparentando briozoários, em blocos de calcário negro da Formação Tamengo, na margem do rio Paraguai, em Ladário. No ano seguinte, Barbosa encontrou formas semelhantes e, posteriormente (BARBOSA, 1949, p.272), atribuiu-as ao gênero *Hyolithes*, molusco da classe Calyptoptomatida (FISHER, 1962). BEURLIN & SOMMER (1957) identificaram os fósseis como algas do gênero *Aulophycus*

(FENTON & FENTON, 1939), que ocorre no Cambriano Médio a Superior da América do Norte e, dessa forma, o Grupo Corumbá foi considerado de idade cambriana. Estes autores descreveram o taxon *Aulophycus lucianoi*, como tubos calcários milimétricos encontrados na porção superior da Formação Tamengo.

O reconhecimento desses organismos como representantes dos metazoários, de possível idade proterozóica superior, deveu-se a FAIRCHILD (1978), que apontou a grande similaridade de *Aulophycus lucianoi* com as duas espécies de fósseis tubulares do gênero *Cloudina*, atribuído ao grupo de vermes poliquetas (GERMS, 1972; GLAESSNER, 1976) e que ocorre em calcários do Grupo Nama, de idade vendiana, na Namíbia. Mais recentemente, ZAIKE & FAIRCHILD (1985) e HAHN & PFLUG (1985) confirmaram, independentemente, a inserção de *Aulophycus lucianoi* no gênero *Cloudina*. ZAIKE & FAIRCHILD (1987) propuseram para os fósseis a denominação *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer) nov. comb..

HAHN et al. (1982) descreveram outro metazoário fóssil, *Corumbella werneri*, na Formação Tamengo, em Ladário, como formas centimétricas, de conformação pinulada. Consideraram que os fósseis estavam preservados tridimensionalmente e que exibiam periderme quitinosa, colocando-os na classe dos cifozoários (phylum Cnidaria), constituindo-se em novo elemento da fauna de Ediacara (animais megascópicos, de corpo mole, preservados como moldes em sedimentos clásticos do final do Proterozóico Superior, GLAESSNER & WADE, 1966). ZAIKE & FAIRCHILD (1987) levantaram dúvidas quanto à sistemática, reconstrução e idade de *Corumbella*.

Em calcários da Formação Tamengo, na mesma localidade de *Cloudina lucianoi*, SOMMER (1971) encontrou vestígios orgânicos microscópicos que enquadrou no gênero *Bambuities*, anteriormente registrado no calcário Bambuí de Pedro Leopoldo, MG (SOMMER, 1970).

Na mesma unidade estratigráfica, FAIRCHILD & SUNDARAM (1981) assinalaram a presença do microfóssil *Bavlinella faveolata*, uma possível cianobactéria planctônica, e chamaram a atenção ao seu valor bioestratigráfico, principalmente para o Vendiano (VIDAL, 1976, 1981; KNOLL et al., 1981; FOSTER et al.,

1985). ZAIKE & FAIRCHILD (1987) confirmaram a ocorrência deste microfóssil e registraram outro, atribuindo-o, duvidosamente, ao gênero *Vandalosphaeridium* (VIDAL, 1981) conhecido, na literatura, como restrito ao Vendiano.

Para a Formação Araras, na Província Serrana, há vagas menções sobre a ocorrência de fósseis. ALMEIDA (1964a, p. 47) referiu-se a estruturas provavelmente estromatolíticas em dolomitos, que ocorrem próximo a Rosário Oeste, MT. VIEIRA (1965) coletou amostras de calcários na serra das Araras, a nordeste de Cáceres, MT, com prováveis fósseis, supostamente semelhantes a *Cloudina lucianoi*, que nunca foram ilustrados e nenhum trabalho foi elaborado a respeito.

Os fósseis citados de unidades da Faixa Paraguai são de grande importância para o melhor entendimento da evolução da vida no Proterozóico Superior em território brasileiro e sua inserção no contexto mundial.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo constaram de quatro etapas. A primeira, com 12 dias de duração (julho/1984), foi realizada nos arredores de Corumbá, MS, a segunda ocorreu no período de 20 de janeiro a 06 de fevereiro de 1986 nas regiões de Bonito - serra da Bodoquena, MS, Cáceres e Jangada/Bauxi, MT (Fig. 1.1). Uma terceira campanha foi efetuada às regiões de Bonito e Corumbá entre 31 de janeiro e 09 de fevereiro de 1988. Finalmente, realizou-se uma viagem de dois dias a Corumbá, em agosto de 1988.

Na região de Corumbá, os trabalhos de campo consistiram no reconhecimento geológico local dos grupos Jacadigo (formações Urucum e Santa Cruz) e Corumbá (formações Bocaina e Tamengo). Nas unidades do Grupo Jacadigo, observações foram feitas em minas de ferro e manganês nas morrarias do Urucum (mina dos Belgas/Cia. Vale do Rio Doce, Mineração Mato Grosso), de Santa Cruz e São Domingos (Mineração Corumbaense), concentrando-se na sequência do topo da Formação Urucum e da base da Formação Santa Cruz para coleta de jaspilitos, que já haviam exibido microfósseis, anteriormente.

Para o Grupo Corumbá, as observações de campo foram efetuadas em cortes da ferrovia a sul de Corumbá e de estradas, e pedreiras de calcário e dolomito, na tentativa de localizar novos jazigos fossilíferos e coletar mais material da Formação Tamengo. Foram levantadas duas seções colunares na Formação Tamengo, utilizando-se de trena, metro de carpinteiro, clinômetro tipo Abney e bússola Brunton, com detalhamento estrato a estrato.

Na pedreira Itai, em Ladário, MS, à margem direita do rio Paraguai, foi descrita uma seção de cerca de 24m de sedimentos, com amostragem sistemática a cada metro e mais densa

em horizontes fossilíferos. Na segunda seção, levantada na pedreira Lajinha, cerca de 12km a sul de Corumbá, descreveu-se um total de 92m de sedimentos, com amostras coletadas, geralmente, de 5 em 5m. Nestas seções, além da coleta de megafósseis, procedeu-se à amostragem de pelitos de coloração cinza-escuro a preto, potencialmente favoráveis à preservação de microfósseis. As seções colunares (Figs. 4.2, 4.3) foram representadas, graficamente, segundo o método de "largura variável" (MIALL, 1984, p.56, 57), ou seja, quanto maior a granulometria, maior a largura da coluna.

Na região de Bonito - serra da Bodoquena, foram percorridas unidades do Grupo Cuiabá e Grupo Corumbá: formações Cerradinho e Bocaina, no trecho Bonito - Bodoquena - Morraria, Bonito - fazenda Baía das Garças, Três Morros - vila Gaúcha e em uma pedreira de calcário, na rodovia BR 262, cerca de 50km a oeste de Jardim (Fig. 4.4). A amostragem, somente em sedimentos do Grupo Corumbá, visou principalmente a pesquisa de microfósseis e de estromatólitos. Estes trabalhos de campo foram feitos em companhia do geólogo Paulo C. Boggiani que levantou seções colunares na região, como parte de sua Dissertação de Mestrado (1990).

No Estado de Mato Grosso, as atividades se concentraram principalmente nos calcários da Formação Araras. Foram coletadas amostras de estromatólitos, sílex e carbonatos para pesquisa de microfósseis e estudos petrográficos, e foi levantada uma seção colunar dessa unidade na rodovia BR 070 (32km a sudeste de Cáceres). Afloramentos do Grupo Cuiabá e das formações Bauxi, Fuga e Diamantino foram examinados, enquanto na Formação Raizama coletou-se amostras com icnofósseis e pseudofósseis.

Utilizou-se, nestas etapas de campo, as folhas topográficas Corumbá e Albuquerque, escala 1:100.000, executadas pelo Serviço Geográfico do Exército, editadas em 1980, e os seguintes mapas geológicos:

-Folha Corumbá	1:100.000	(BEZ & GUIMARÃES, 1972)
-Projeto Alto Guaporé	1:250.000	(FIGUEIREDO & OLIVATTI, 1974)
-Projeto Coxipó	1:250.000	(LUZ <u>et al.</u> , 1980)
-Folha Cuiabá	1:1.000.000	(OLIVA <u>et al.</u> , 1979)
-Folha Corumbá	1:1.000.000	(SCHOBENHAUS F ^{ca} & OLIVA, 1979)
-Folha Rio Apa	1:1.000.000	(SCHOBENHAUS F ^{ca} & SOARES, 1979)
-Mapa Geológico de Mato Grosso do Sul	1:1.000.000	(ORDACOWSKI <u>et al.</u> , 1980)
-Folha SE.21 Corumbá e parte da SE.20	1:1.000.000	(DEL'ARCO <u>et al.</u> , 1982)

3.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

3.2.1 Estudos paleontológicos

Ficaram disponíveis para estudo, cerca de 120 amostras fossilíferas, coletadas nas viagens de campo e por Thomas R. Fairchild em 1979, acrescidas de oito amostras de material-tipo emprestadas do DNPM - Rio de Janeiro. As amostras com conteúdo fossilífero encontram-se depositadas nas Coleções Paleontológicas do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia (DPE) do Instituto de Geociências da USP (IG-USP), cuja relação consta do Anexo 1.

As amostras de calcários com megafósseis da Formação Tamengo foram estudadas sob lupa binocular em amostras de mão, cortes polidos, lâminas petrográficas e em *peels* de acetato. Para confecção de *peels* (KUMMEL & RAUP, 1965), as amostras foram lixadas e em seguida submetidas a ataque com ácido acético a 10%, entre 2 e 2,5 minutos. Algumas amostras de calcários com fósseis silicificados foram dissolvidas em ácido acético a 10% (KUMMEL & RAUP, 1965) e os resíduos examinados.

Duas amostras de folhelho com o fóssil *Corumbella werneri* foram analisadas com Microscópio Eletrônico de Varredura, da marca JEOL-JXA-50A, no Laboratório de Metalografia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A - IPT.

Foram confeccionados quatro moldes de látex (KUMMEL & RAUP, 1965) em arenitos com icnofósseis da Formação Raizama.

Os estromatólitos coletados nas formações Bocaina e Araras foram serrados, polidos com lixa d'água (de números 150, 240, 400 e 600); sobre a superfície molhada foram realçados com lápis os contornos das lâminas e de outras estruturas internas, que, por último, foram copiados em folha de acetato (Figs. 5.6, 5.7).

Foram maceradas, à procura de microfósseis orgânicos, amostras de siltitos e folhelhos cinza-escuros a pretos, frescos, da Formação Tamengo, bem como algumas amostras de calcários dessa mesma unidade, de dolomitos da Formação Bocaina e de calcários da Formação Araras. Seguiu-se o método descrito em UESUGUI (1979), utilizando uma bateria de ácidos (clorídrico, fluorídrico, nítrico). O resíduo insolúvel foi montado, em seguida, em lâminas permanentes com *Cellosize* e *Entellan*.

3.2.2 Estudos petrográficos

Foram estudadas cerca de 170 lâminas petrográficas de jaspilitos, carbonatos e pelitos de amostras dos grupos Jacadigo, Corumbá e da Formação Araras, com a finalidade principal de identificar microfósseis, além de fornecer subsídios à interpretação paleoambiental.

3.2.3 Análises químicas

As amostras de calcários destinadas às análises químicas foram fragmentadas mecanicamente, passadas em moinho de bolas, até atingir uma granulometria inferior a 200 mesh, e alíquotas encaminhadas aos diferentes laboratórios.

Quinze amostras de carbonato foram analisadas no Laboratório de Química do IG-USP, para determinação das porcentagens em peso de SiO_2 , por gravimetria, e de CaO e MgO , por volumetria complexométrica com EDTA (Tab. 6.1).

A composição isotópica de Sr, em 28 amostras de

carbonatos (Tab. 6.1), foi determinada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IG-USP. Inicialmente, procedeu-se a análises semi-quantitativas de Rb e Sr por fluorescência de raio X (equipamento Philips, com tubo de molibdênio, com padrões de referência DTS-1, FCC-1 e GSP-1). Para amostras com valores de Rb e Sr totais fora do intervalo entre 50 e 500ppm, utilizou-se a técnica de diluição isotópica com traçadores enriquecidos em ^{87}Rb e ^{87}Sr (KAWASHITA, 1972). Após ataques com HCl (0,1N e 2,62N), as amostras foram passadas na coluna de troca iônica para separação do Rb e Sr. Os teores destes elementos foram determinados em espectrômetro de massa VG354, acoplado a um microcomputador, conforme técnica descrita por KAWASHITA et al. (1983). Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para a relação $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram executadas em 14 amostras de carbonatos no laboratório do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA, Piracicaba), sob a responsabilidade do Prof. Dr. Eiichi Matsui, segundo procedimentos técnicos descritos em GIOVANI et al. (1974).

3.2.4 Difração de raio X

Foram obtidos difratogramas de raio X de 12 amostras de carbonatos, utilizando equipamento RIGAKU GIGERFLAX, tubo de Cu, 400 cps, 40 kv, 20 mA, 2°/min, da Divisão de Geologia e Recursos Minerais do IPT. Os difratogramas foram interpretados semiquantitativamente para calcita e dolomita, segundo a relação entre as alturas dos picos desses minerais (Tab. 6.1).

CAPÍTULO 4

CONTRIBUIÇÃO À CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA DOS GRUPOS JACADIGO, CORUMBÁ, FORMAÇÕES ARARAS E RAIZAMA

A área da Faixa Paraguai abrangida pelo presente estudo compreendeu as regiões de Corumbá e Bonito no Estado de Mato Grosso do Sul, de Cáceres e Jangada/Bauxi no Estado de Mato Grosso (Fig. 1.1). Conforme referido no Capítulo 3, os trabalhos de campo tiveram caráter diferenciado nas várias regiões. O estudo mais intenso na região de Corumbá deveu-se ao conhecimento prévio da ocorrência de fósseis, principalmente megafósseis, no Grupo Corumbá. Na região de Bonito - serra da Bodoquena, as observações feitas no Grupo Corumbá foram integradas com as de BOGGIANI (1990).

No Estado de Mato Grosso, os estudos deram prioridade à pesquisa na Formação Araras e não abrangeram a maior parte da área de exposição da Formação Raizama, posto que pesquisas geológicas anteriores não abriam a possibilidade de se encontrar fósseis nesta unidade.

4.1 DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS VISITADOS E OBSERVAÇÕES EM LABORATÓRIO

As várias unidades estratigráficas estudadas são aqui apresentadas dentro do contexto geográfico.

4.1.1 Região de Corumbá

4.1.1.1. Grupo Jacadigo

O Grupo Jacadigo, composto pela Formação Urucum (com

cerca de 280m de espessura) e Formação Santa Cruz (aproximadamente 420m de sedimentos), sustenta o relevo proeminente das várias morrarias a sul de Corumbá.

As observações de campo se concentraram no topo da Formação Urucum, na passagem transicional para a Formação Santa Cruz. Amostras com microfósseis (FAIRCHILD *et al.*, 1978) coletadas próximo ao contato Urucum/Santa Cruz na morraria de Urucum e na morraria do Rabicho por Fairchild, em 1979, levaram a autora a observações mais detalhadas neste intervalo estratigráfico.

O topo da Formação Urucum, observado na morraria de Santa Cruz (Fig. 4.1, Loc.1), é composto por arenito arcoseano com coloração cinza, mal selecionado, grãos subarredondados, com cimento ferruginoso e manganesífero. O arenito é aparentemente maciço a incipientemente estratificado, por vezes com níveis de granulometria mais grossa e lentes de jaspilito. A base da Formação Santa Cruz é definida pela ocorrência de nível mais contínuo de manganês (criptomelana), de até 20cm de espessura, intercalado no arenito arcoseano, compondo a primeira das três camadas de manganês que ocorrem e são exploradas nessa formação. Neste local, a Formação Santa Cruz é constituída predominantemente por jaspilito (alternância de lâminas de hematita e jaspe) ou hematita compacta, entremeados com camadas e lentes de criptomelana, e arenitos arcoseanos.

Outra exposição na morraria de Santa Cruz mostra a presença de seixos, até blocos (2m de dimensão maior) de granito e gnaiss alterados, alojados no meio das camadas de ferro e manganês (Foto 4.1).

Na morraria de São Domingos (Fig. 4.1, Loc.2), a passagem transicional Urucum - Santa Cruz é marcada por uma sequência, com 7m de espessura, de jaspilito intercalado com níveis, lentes ou lâminas de arcóseo, sobreposta pela primeira camada de manganês, a qual está representada por níveis de manganês intercalados no arcóseo de cimento manganesífero.

Na morraria do Urucum, mais especificamente, na mina dos Belgas (Fig. 4.1, Loc.3), sotoposto à camada de manganês, com 2,5m de espessura e contendo intercalações de arcóseo, expõe-se arcóseo de coloração vermelho-arroxeadado, alternado com

níveis centimétricos de jaspilitos avermelhados, sendo que a mesma seqüência é evidente na área da Mineração Mato Grosso, contígua (Fig. 4.1, Loc.4).

A mais importante indicação da relação estratigráfica entre o Grupo Jacadigo e o Grupo Corumbá ocorre na fazenda São Carlos (Fig. 4.1, Loc.5), onde o granito do embasamento é cortado por dique máfico e recoberto por conglomerado com seixos derivados do dique e blocos do granito que grada rapidamente para um arenito conglomerático e, em seguida, para arenito arcoseano, estratificado, com poucos clastos, mas com níveis de sílex ferruginoso, perfazendo, no total uma seqüência de 4m de espessura (Foto 4.2). A semelhança com o Grupo Jacadigo é óbvia. Sobre esta seqüência jazem dolomitos com estratificação cruzada e estromatólitos do Grupo Corumbá (Formação Bocaina).

4.1.1.2 Formação Bocaina

Os dolomitos da Formação Bocaina sustentam a topografia mais elevada que a Formação Tamengo, sobrejacente, e somam cerca de 300m de espessura (ALMEIDA, 1945). Estão bem expostos a sudoeste de Corumbá (Fig. 4.1, Loc. 6) em uma série de cinco pedreiras, conhecidas como "pedreiras do Xavier", pertencentes à Corumbaense de Calcário (CORCAL). A seqüência revelada nessas pedreiras é predominantemente dolomítica, de coloração cinza-clara a esbranquiçada, com estratificação plano-paralela mal definida, relativamente espessa (estratos com mais de 15cm de espessura), às vezes lenticular. Comumente, os dolomitos são oolíticos ou intraclásticos, com raras intercalações de arenitos e pelitos, e concreções epigenéticas de sílica. Material pelítico e grãos de quartzo por vezes se infiltram secundariamente no dolomito, através de fraturas, e também é comum a ocorrência de brechas formadas por processos de paleocarstificação.

Na fazenda São Carlos (Fig. 4.1, Loc.5) aparece dolomito com estratificação plano-paralela e microbialitos dolomitizados. Os estromatólitos aí presentes, descritos por ALMEIDA (1958), exibem coloração cinza-avermelhada e suas lâminas são salientadas pelo intemperismo (Estampa 14, B-E).

Foto 4.1- Jaspilitos e arcóseos do Grupo Jacadigo com *lonestone* de granito. Morraria de Santa Cruz, Corumbá (MS).

Foto 4.2 - Conglomerados (c), arcóseos (a) e sílex ferruginoso (s) do Grupo Jacadigo entre o embasamento cristalino e o Grupo Corumbá. Fazenda São Carlos, Corumbá (MS).

Na garganta Bocaina (Fig. 4.1, Loc.7), localidade de sua descrição (ALMEIDA, 1945), a Formação Bocaina mostra dolomito cinza-claro a cinza-médio, aparentemente maciço, com possível acamamento lenticular na porção inferior. Oólitos são ressaltados na superfície intemperizada e ocorrem brechas dolomíticas autoclásticas com cimento arenoso preenchendo fraturas no dolomito.

Nas proximidades da garganta Bocaina, já na nova estrada Corumbá - Campo Grande, logo após o entroncamento com a estrada velha, o dolomito apresenta oólitos e pisólitos silicificados, bem evidentes e em grande número. Em lâminas petrográficas, os oólitos são mal preservados e com patentes evidências de silicificação tardia, como, por exemplo, nos casos em que a solução de sílica parece ter passado de um oólito a outro, e também em oólitos que sofreram silicificação em 1/3 a 1/4 de sua área exposta em lâmina.

Em Morrinhos (Fig. 4.1, Loc.8), a sequência de calcários e dolomitos tem cerca de 20m de espessura. No terço inferior ocorre brecha dolomítica com seixos de sílex negro, arenito e dolomito, comumente entre 5 e 10cm de diâmetro. Níveis conglomeráticos também aparecem em meio à brecha, com clastos subarredondados e, para o topo do pacote, dolomitos com laminação ondulada (microbiana, provavelmente) e raros estromatólitos (Estampa 14, A), além de estruturas do tipo *tepees*.

4.1.1.3 Formação Tamengo

A Formação Tamengo, unidade superior do Grupo Corumbá (Fig. 2.5), é bem exposta ao longo da margem direita do rio Paraguai. No canal Tamengo, em Porto Aurora (Fig. 4.1, Loc.9), aflora uma sequência de aproximadamente 15m de folhelhos e siltitos, de coloração esverdeada e marrom-avermelhada, alternando-se com níveis de arenitos finos, tectonizados, ressaltando um forte padrão de clivagem vertical. Cerca de 2km a leste de Porto Aurora, em uma pedreira abandonada, próximo à vila de pescadores de Corumbá, afloram calcários com intercalações dos sedimentos terrígenos observados

anteriormente. Três níveis centimétricos com fósseis *Cloudina*, bem próximos entre si, foram encontrados no calcário do meio da sequência.

Entre Corumbá e Ladário, a Formação Tamengo é representada principalmente por calcários, dispostos em pacotes relativamente homogêneos entre 5 e 10m de espessura alternados com folhelhos e siltitos, com atitude geral de direção N80W e mergulho 20NE. Os calcários são explorados pela Companhia de Cimento Itaú, com sede em Ladário, para fabricação de cimento e cal.

A seção colunar foi levantada na frente oeste, atualmente desativada, da pedreira Itaú (Fig. 4.1, Loc. 10; Fig. 4.2; Foto 4.3), no limite com a empresa Sistema de Navegação da Bacia do Prata. A seção apresenta predominância de calcário, cinza-escuro a preto, com acamamento plano-paralelo a levemente irregular ou, menos comumente, maciço, em camadas de 0,70 a 0,80m de espessura. Intercalam-se níveis de até 2,5m de espessura e/ou lâminas de terrígenos finos com laminação plano-paralela, às vezes cruzada, ou em alguns casos, com estruturas *linsen* ou *flaser* representadas, respectivamente, por lentes milimétricas de areia dentro da argila ou níveis de argila preenchendo marcas onduladas. Essa sequência, representada principalmente por folhelhos cinza-escuros, quando frescos, amarelados, quando alterados, apresenta, em sua porção intermediária, o fóssil *Corumbella weneri*. O calcário do topo da seção (2,70m) é maciço nos 0,70m basais e com estratificação plano-paralela no restante. Cerca de 0,80m acima do topo do calcário maciço ocorrem vários níveis com o fóssil *Cloudina lucianoi*.

Em seções delgadas, o calcário mostra intensa recristalização (pseudomicroesparito a pseudoesparito) que obliterou muitas estruturas sedimentares originais. Ocasionalmente, é possível identificar feições como laminação rompida, prováveis estruturas *bird's eyes* e microfendas.

Na frente de lavra ativa da pedreira Itaú (Fig. 4.1, Loc. 11), situada defronte ao viaduto que dá acesso à fábrica de cimento de Ladário, também pôde ser observado um nível fossilífero com *Corumbella weneri* nos folhelhos. Em outro

Fig.4.2- SEÇÃO COLUNAR DA FORMAÇÃO TAMENGO NA PEDREIRA ITAÚ - LADÁRIO (MS).

afloramento localizado na extremidade oeste da pedreira Itaú (Fig. 4.1, Loc.12), este fóssil aparece mal preservado em folhelhos alterados de coloração amarelada, correspondentes ao nível superior de folhelho mostrado na seção colunar (Fig. 4.2).

A seção da Formação Tamengo na pedreira Lajinha (Fig. 4.1, Loc.13; Fig. 4.3), inicia-se com uma brecha carbonática (Foto 4.4), sustentada pela matriz, contendo fragmentos com diâmetros entre 1 e 180cm, de calcário cinza-claro, calcário bandado e colofanito. A matriz é arenosa com cimento calcífero. Acima da brecha estão 6m de calcário cinza-escuro com clastos menores (poucos cm) e angulosos. Intercaladas neste calcário ocorrem camadas argilosas que apresentam estruturas de sobrecarga na base. Este calcário é seguido por 29,0m de calcário oolítico cinza-médio a cinza-escuro. Na parte média desse pacote existe grande concentração de intraclastos, sobreposta por uma camada com 3m de brecha carbonática com estruturas de deslizamento no topo, a qual é seguida por 0,70 a 0,80m de folhelhos com estruturas de carga e nível lenticular de calcário com 15cm de espessura.

A esse pacote seguem-se 11,3m de folhelho com intercalações de calcário com espessura variável entre 0,05 e 0,10m. Dentro do folhelho ocorrem seqüências de Bouma incompletas (T_{ac}d, T_{ac}e). Nessa mesma seqüência, no nível 46,2 e 49,5m estão presentes fósseis dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella*, semelhantes aos da pedreira Itaú. Acima desses estratos voltam a ocorrer calcários oolíticos até o topo da coluna, mostrando intercalações de níveis argilosos na base.

Em seção delgada, os oólitos preservam estrutura concêntrica, ou do tipo *half moon* e às vezes são agrupados para formar *grapestones*, em meio a esparito e pseudoesparito. A deformação de alguns oólitos poderia ter sido provocada por dissolução (SARKAR, 1973; CONLEY, 1977), mas a influência da tectônica também poderia ser invocada.

Fig. 4.3- SEÇÃO COLUMAR DA FORMAÇÃO TAMENGO NA PEDREIRA LAJINHA - CORUMBÁ (MS)

Foto 4.3- Vista geral da pedreira Itaú, Ladário (MS), mostrando intercalação de bancos de calcário escuro com folhelhos e siltitos (mais claro).

Foto 4.4- Brecha carbonática da Formação Tamengo. Pedreira Lajinha, Corumbá (MS).

4.1.2 Região de Bonito - serra da Bodoquena, MS

Na região de Bonito, serra da Bodoquena, o Grupo Corumbá é composto pelas formações Cerradinho e Bocaina (ORDACOWSKI *et al.*, 1980; ALMEIDA, 1984; Fig. 2.6). A unidade basal, Formação Cerradinho (ALMEIDA, 1965b), compreende carbonatos (calcários e dolomitos) e termos clásticos intercalados, e a Formação Bocaina (ALMEIDA, 1945), os dolomitos. Porém, a distinção entre estas formações se torna difícil quando se depara apenas com os pacote carbonáticos. No estudo mais recente sobre a região, BOGGIANI (1990) interpretou as diversas litologias como fácies, mas sem as atribuir a nenhuma das unidades litoestratigráficas já estabelecidas, por julgar inadequados os esquemas litoestratigráficos propostos para a região. No presente estudo, no entanto, se utiliza a nomenclatura clássica por se tratar de um trabalho de caráter regional, e, quando possível, é feita uma associação com as fácies descritas por BOGGIANI (1990).

As descrições das unidades são baseadas nas observações de afloramentos ao longo das estradas entre a fazenda Baía das Garças e Bonito, Três Morros e Vila Gaúcha, Bonito e Morraria, em algumas fazendas nesses trechos, e na pedreira da Mineração Bodoquena (Fig. 4.4).

4.1.2.1 Formação Cerradinho

A Formação Cerradinho, em termos gerais, é composta por conglomerados, arenitos arcoseanos e folhelhos, na base, e por calcários e dolomitos com alternância de folhelhos e arenitos na porção intermediária e no topo.

Na fazenda Baía das Garças (retiro Mangueirão), esta unidade recobre rochas granito-gnáissicas do Complexo Metamórfico do Alto Tererê (ORDACOWSKI *et al.*, 1980). Com base em vários afloramentos, a partir dessa localidade em direção a Bonito, BOGGIANI (1990) levantou uma seção colunar com 135m de espessura (Fig. 4.5), em que predominam arenitos arcoseanos e lamitos na base e um pacote carbonático no topo, que, possivelmente, corresponde, em parte, à Formação Bocaina,

Fig. 4.4-LOCALIDADES DA REGIÃO DE BONITO-SERRA DA BODOQUENA (MS)-(BOGGIANI, 1990)

Fig. 4.5- SEÇÃO COLUNAR DESCRITA NA ESTRADA FAZENDA BAÍA DAS GARÇAS-TRÊS MORROS (MODIF. DE BOGGIANI, 1990)

conforme consta no mapa geológico de ORDACOWSKI *et al.* (1980, Fig. 2.6).

Os arenitos arcoseanos, nas proximidades da fazenda Baía das Garças, apresentam granulometria média a grossa, com seixos de até 1cm de granito e quartzo, estratificação cruzada e raras marcas onduladas. Sobre os arenitos, afloram folhelhos, siltitos e lentes centimétricas de calcário. Por vezes, ocorrem seqüências dolomíticas com intercalações clásticas, mostrando acamamento irregular ondulado, com lâminas rompidas, intensamente fraturados, e sílex associado às fraturas.

Calcário calcítico, cinza-médio a cinza-escuro, com acamamento plano-paralelo é observado próximo a Três Morros, bastante semelhante ao calcário da Formação Tamengo, da região de Corumbá. Também são registrados calcários calcíticos, em parte intraclásticos, com laminação plano-paralela a irregularmente ondulada, nesta mesma estrada, 1km a nordeste de Três Morros. Nas imediações da sede da fazenda Cerradinho, expõem-se margas dolomíticas arroxeadas, com intercalações de pelitos e de níveis finos (1cm) carbonáticos.

Entre Três Morros e Vila Gaúcha (Fig. 4.4), próximo à fazenda Taboquinha, a porção basal da Formação Cerradinho está representada por arenitos feldspáticos, com seixos, recobertos por calcarenito cinza-escuro, em parte oolítico, portando estratificações do tipo *hummocky cross-stratification* (HCS). Localmente, estão representados pseudomorfos de evaporitos (gipsita), substituídos por calcita, folhelhos intercalados com margas e calcários, e brecha carbonática. Mais alto, neste mesmo perfil, ocorre calcário calcítico, com prováveis trombólitos (construções biossedimentares formadas por comunidades microbianas bentônicas, com estrutura grumosa; BURNE & MOORE, 1987) e estruturas como gretas de ressecamento.

Na pedreira da Mineração Bodoquena (Fig. 4.4), a Formação Cerradinho está representada por até 27m de calcário calcítico, cinza-médio a cinza-escuro, oolítico e pisolítico (Foto 4.5), intraclástico, com laminação plano-paralela, e estratificação dos tipos *HCS* e, predominantemente, sigmoidal, em níveis distintos.

No trecho entre Bodoquena e Morraria (Fig. 4.4), 6km

Foto 4.5- Oólitos ressaltados pelo intemperismo, Formação Cerradinho. Pedreira da Mineração Bodoquena, BR 267 (MS). Escala em cm.

a leste de Morraria, a Formação Cerradinho mostra uma sequência de cerca de 10m de calcário dolomítico, cinza-claro, finamente laminado (milimétrico), com intercalações argilosas e silticas entre 1 e 3mm de espessura, recoberto por aproximadamente 10m de folhelho, sobreposto por um pacote de arenito, com espessura não medida.

4.1.2.2 Formação Bocaina

A Formação Bocaina, conforme referido por ALMEIDA (1965b), tem contato transicional com a Formação Cerradinho, sendo composta basicamente por calcários calcíticos e dolomitos. Os dolomitos expostos nas grutas a noroeste de Bonito são colocados nessa unidade (ALMEIDA, 1965b).

Na fazenda Olaria (Fig. 4.4) aflora calcário calcítico com gretas de contração e estruturas de ressecamento em placas. Intercalam-se níveis maciços de calcário mais grosso (calcarenito), e prováveis esteiras microbianas. Na fazenda Pitangueiras (Fig. 4.4) ocorre dolomito com intraclastos, oncólitos achatados e estromatólitos. Exposição de dolomito oolítico, em parte intraclástico (clastos entre 1 e 4cm), cinza-claro, com laminação levemente irregular, assemelhando-se a microbialitos, ocorre 5km a norte do córrego Olaria, na estrada Bonito-Bodoquena.

Junto à sede da fazenda Colina (Fig. 4.4) expõe-se brecha de matriz dolomítica com predominância de clastos de dolomito, e outros clastos de arenito, quartzito, sílex. Na brecha (Fotos 4.6, 4.7) ocorrem oólitos, pisólitos e porosidade oomóldica (provavelmente formada pela dissolução de oólitos), além de nódulos (decimétricos) e grânulos de fosfato, e, pelo menos, um fragmento de estromatólito (descrito no Capítulo 5).

Fosfato, na forma de clastos de microfosforito em brecha dolomítica e em dolomito, havia sido referido anteriormente por LUZ *et al.* (1980), nas fazendas Colina, Bocaiúva e Guajuvira (Fig. 4.4). Nova ocorrência foi constatada por BOGGIANI (1990) na fazenda Ressaca (Fig. 4.4), onde os clastos de microfosforito apresentam formas e tamanho variados, em meio a dolomito com estromatólitos e oncólitos.

Foto 4.6- Fragmento de estromatólito (canto inferior esquerdo) em brecha carbonática da Formação Bocaina. Fazenda Colina, Bonito (MS). Escala em cm.

Foto 4.7- Brecha carbonática com clastos de fosfato (indicado pelas setas). Fazenda Colina, Bonito (MS). Escala em cm.

Na sede da fazenda Paraíso Verde (Fig. 4.4) afloram dolomito arenoso com clastos centimétricos de dolomito não arenoso e brecha dolomítica com clastos de até 40cm de comprimento e 3cm de espessura, alongados e fraturados.

No mesmo perfil Bonito-Bodoquena, a 1km de Bonito, a Formação Bocaina consiste de dolomito de coloração cinza-clara, apresentando fraturas preenchidas por sílica; a intensa silicificação obliterou estruturas sedimentares primárias, embora, às vezes, seja possível distinguir a laminação.

4.1.3 Região de Jangada/Bauxi, MT

4.1.3.1. Formação Araras

A Formação Araras, unidade correlacionada ao Grupo Corumbá, foi observada na extremidade norte da serra das Araras, próximo às localidades de Jangada e Bauxi (Fig. 2.4, Áreas 2 e 3), onde é composta de dolomitos cinza-claros a cinza-médios, com laminação plano-paralela, às vezes cruzada, com alguns níveis brechados e prováveis estruturas do tipo *tepee*. Nas pedreiras da Mineração Itaipu, 30km a sudoeste de Bauxi, são encontradas duas litofácies da Formação Araras. A basal, pouco espessa, é constituída predominantemente por calcários cinza-escuros a pretos, calcíticos, subordinadamente dolomíticos, laminados, com estilólitos de até 8cm de altura. A litofácies superior é de dolomitos de coloração cinza-clara a esbranquiçada, silicificados, localmente com laminação irregular levemente ondulada, aparentando laminação microbiana, e com níveis oolíticos. Também se apresentam brechados e fraturados e exibem concreções concêntricas, de forma elipsoidal, de sílica secundária.

4.1.4 Região de Cáceres, MT

4.1.4.1 Formação Araras

Na região de Cáceres ocorrem afloramentos mais típicos da Formação Araras. Boas exposições podem ser vistas na rodovia BR 070 (Fig. 2.4, Área 4), como em uma pedreira desativada 60km a sudeste de Cáceres, onde ocorrem dolomitos oolíticos a intraclásticos, cinza-esbranquiçados, incipientemente laminados e com prováveis esteiras microbianas e estruturas *fepees*.

Outra exposição (Fig. 4.6) da parte superior da unidade (32 km a sudeste de Cáceres, no km 698 da BR 070) exhibe uma seqüência predominante de dolomitos cinza-claros, com pelo menos nove níveis de sílex negro (entre 10 e 20cm de espessura), além de concreções centimétricas de sílex e ainda quatro níveis de arenitos cinza-esverdeados grossos a finos. No topo da seqüência ocorre um nível de margas com cerca de 2,5m de espessura. Nos dolomitos, a principal estrutura sedimentar é a estratificação plano-paralela, às vezes incipiente. Os arenitos apresentam, além da estratificação plano-paralela a levemente irregular, marcas onduladas.

Os componentes aloquímicos no dolomito são oncólitos, oólitos e intraclastos. Os intraclastos são alongados (*flat-pebble conglomerate*), centimétricos (0,5 a 2cm), enquanto os oólitos têm, em média, 2mm de diâmetro e chegam a formar oólitos compostos (*grapestones*). Os oncólitos atingem até 1cm de diâmetro, alguns alongados. Na metade inferior da seção registra-se a presença de estromatólitos em quatro níveis e em blocos rolados localizados, aproximadamente, na parte média.

Outra fácies da Formação Araras é exposta em uma pedreira abandonada no km 707 da rodovia BR 070 (23km sudeste de Cáceres), em uma seqüência verticalizada de, aproximadamente, 84m de calcários cinza-escuros a pretos, calcíticos. A estratificação é plano-paralela, com alternância de estratos mais escuros (aparentemente com mais matéria orgânica) e mais claros, milimétricos a centimétricos, e numerosos estilólitos (Foto 4.8). Recobrando este pacote ocorre dolomito.

Fig.4.6- SEÇÃO COLUNAR DA FORMAÇÃO ARARAS, ROD. BR 070 (CUIABÁ - CÁCERES, MT), km 698

Na serra do Padre Inácio, 64km a noroeste de Cáceres (Fig. 2.4, Área 5), a Formação Araras está exposta em uma pedreira de dolomito cinza-esbranquiçado, silicificado. O dolomito é oolítico, por vezes arenoso, e apresenta, subordinadamente, intercalações de calcário calcítico oolítico, além de siltito cinza-esverdeado, calcífero e de arenito cinza-claro de granulação média. Estruturas sedimentares incluem estratificação plano-paralela a levemente ondulada, estratificação cruzada, marcas onduladas. Também ocorre laminação microbiana e três tipos de estromatólitos, silicificados, descritos no Capítulo 5.

Neste local foram observados prováveis pseudomorfos de anidrita e gipsita (Foto 4.9), representados, respectivamente, por nódulos equidimensionais e cristais laminares dispostos radialmente (comprimento até 0,5cm). Esses pseudomorfos ocorrem ainda em concentrações, depositados nas calhas de marcas onduladas. A análise petrográfica confirmou a presença de pseudomorfos de gipsita e anidrita constituídos por sílica microcristalina, calcedônia e quartzina. No dolomito silicificado foram identificadas lentes de calcedônia, quartzina e lutecita; os dois últimos minerais de sílica ocorrem quase exclusivamente em associação com evaporitos e sulfatos (FOLK & PITTMAN, 1971).

Os oólitos mostram, em seção delgada, estrutura radial e eventualmente concêntrica (diâmetro médio entre 0,5 e 1mm), além de agregados (*grapestones*) de até 2mm de diâmetro.

O processo de silicificação afetou de forma generalizada as rochas da região. Nesta pedreira foram registradas camadas maciçamente silicificadas, bem como lentes e nódulos de sílex, centimétricos, arredondados a irregulares.

4.1.4.2 Formação Raizama

Bons afloramentos da Formação Raizama são encontrados entre os km 692 e 695, e no km 710 da rodovia BR 070, respectivamente a 35 e 20km a sudeste de Cáceres. Consiste de arenitos avermelhados a amarelados, muito grossos/conglomeráticos gradando a finos/muito finos, com

Foto 4.8- Calcário calcítico, finamente estratificado em faixas escuras e claras, Formação Araras. Pedreira do km 707, BR 070, Cáceres (MT). Escala em cm.

Foto 4.9- Pseudomorfos de gipsita (g) e anidrita (a) em dolomitos silicificados da Formação Araras. Pedreira abandonada na serra do Padre Inácio, BR 174 (MT). Escala em cm.

intercalações de níveis milimétricos até decimétricos (20cm) de siltitos e argilitos. Entre as estruturas primárias destacam-se estratificação plano-paralela, estratificação cruzada em sets de 10cm de espessura, marcas onduladas simétricas e assimétricas e gretas de contração, estas somente nos termos mais finos, observadas na porção superior da seqüência.

Na serra do Padre Inácio, em pedreira abandonada, 4km a sul da rodovia BR 174 (Fig. 2.4, Área 5), também estão expostos arenitos da Formação Raizama e apresentam gretas de contração.

Nessas três localidades foram descobertos, pela primeira vez na formação, icnofósseis, descritos detalhadamente no Capítulo 5.

4.2 IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

As observações descritas acima, aliadas à análise da literatura disponível, permitem detalhar algumas interpretações paleoambientais acerca das seqüências englobadas nesta pesquisa.

No Grupo Jacadigo são distinguidos dois tipos de depósitos sedimentares: o da Formação Urucum, base do grupo, que se inicia por conglomerados que passam a arcóseos, com intercalações locais de siltitos; o da Formação Santa Cruz, sobrejacente, caracterizado por jaspilitos, que se alternam com camadas e lentes de manganês, arenitos arcoseanos e siltitos.

A seqüência deposicional da Formação Urucum tem sido interpretada como de ambiente continental que passa a marinho raso em direção ao topo. O espesso pacote detrítico grosso, em forma de cunha, sugere depósito de fanglomerado, associado à influência tectônica (ALMEIDA, 1984). A sedimentação da Formação Santa Cruz, de caráter predominantemente químico, deve ter ocorrido em ambiente marinho. A presença de blocos com até 2m de diâmetro em meio aos jaspilitos é incoerente com sedimentação predominantemente por processos de decantação, e, portanto, parece representar *dropstone*, de origem glacial (BARBOSA & OLIVEIRA, 1978; WALDE *et al.*, 1981; ALMEIDA, 1984; HARALYI &

WALDE, 1986).

No Grupo Corumbá, a Formação Cerradinho, na borda oeste da serra da Bodoquena, mostra uma sequência de sedimentos terrígenos arcoseanos na base, evidentemente derivados do Complexo Metamórfico do Alto Tererê, a oeste, e pode representar a porção distal de depósitos de fanglomerados (BOGGIANI, 1990). Os sedimentos terrígenos mais finos devem ter sido depositados em ambiente calmo, de águas rasas.

Os calcários escuros, com estratificação plano-paralela, como aqueles encontrados na região de Três Morros, serra da Bodoquena (semelhantes aos calcários da Formação Tamengo), indicariam deposição por decantação, em ambiente marinho mais profundo. Também seriam indicativas de águas mais profundas as margas com pelitos e carbonatos intercalados em níveis centimétricos.

Ambientes de águas rasas, chegando à exposição subaérea, são evidenciados por calcários com pseudomorfos de evaporitos, prováveis trombólitos e gretas de ressecamento. O mesmo tipo de ambiente é sugerido pela presença de calcário oolítico e pisolítico, intraclástico, com estratificação dos tipos HCS e sigmoidal em níveis distintos (pedreira da Mineração Bodoquena, região de Bonito, MS), indicativas, respectivamente, de ação de ondas e de maré; no segundo caso, em provável ambiente de intermaré a inframaré superior.

A sedimentação da Formação Bocaina, deduzida a partir das observações de campo nas regiões de Corumbá e Bonito, se processou em ambiente marinho raso e quente, com precipitação de carbonato e fases de maior energia levando à formação de oólitos, pisólitos e estratificação lenticular. Esporadicamente, em zona de supramaré, formar-se-iam estruturas de ressecamento e microbialitos. O envolvimento biológico na formação dos carbonatos é inegável, a partir da presença de estromatólitos, como os observados na fazenda São Carlos (Corumbá) e em várias localidades na região de Bonito.

Finalmente, as brechas de litologia variada, encontradas nas duas regiões, representariam brecha de talude. O fosfato, presente na forma de blocos e grânulos nas brechas da região de Bonito e em estromatólitos, poderia ter se formado em

ambiente marinho de plataforma rasa, segundo o modelo de LI YUEYAN (1986) para os depósitos de fosforito da transição Proterozóico/Cambriano na China. Neste modelo, interagem diferentes processos fosfogênicos, como, por exemplo, precipitação coloidal, deposição de grãos fosfáticos, aprisionamento de partículas fosfáticas por algas e cimentação diagenética, atuando com intensidades variáveis nos diferentes ambientes dentro da plataforma. Desta forma, um mesmo depósito de talude poderia conter fragmentos de estromatólitos fosfáticos ao lado de fosforito com granulometria de seixos, grânulos até argila.

Interpretações paleoambientais mais específicas podem ser feitas para a Formação Tamengo com base nas seções colunares descritas nas duas pedreiras dessa unidade (Figs. 4.2; 4.3).

Na seção da pedreira Itaú, o calcário maciço, inferior, não mostra estrutura que indique deposição em água agitada. Aquele com estratificação plano-paralela deve ter sido depositado, à maneira dos terrígenos, por decantação. As intercalações de terrígenos possuem evidências de tração por correntes fracas (estruturas *linsen*, *flaser* e laminações cruzadas), e de suspensão (laminação plano-paralela). Assim, a sequência da Formação Tamengo na pedreira Itaú pode ser interpretada como depositada em uma plataforma carbonática, em ambiente de águas mais profundas, de inframaré, pois, mesmo os terrígenos intercalados são de granulometria de argila e silte, predominantemente. Essa sedimentação siliciclástica deve refletir oscilações no suprimento de terrígenos ao sítio deposicional, possivelmente, devido a pequenas mudanças no nível do mar ou, talvez, por alguma movimentação tectônica branda na área-fonte.

A Formação Tamengo na pedreira Lajinha compreende três sequências indicativas de oscilações do nível do mar, a partir da brecha da base da seção. A brecha é interpretada como brecha de talude, originada por abaixamento do nível do mar ou por reativação tectônica do talude (B. Baldis, com. oral, 1990). Os níveis terrígenos, logo acima da brecha, são sugestivos do início de um ciclo prográdacional com os calcários maciços sobrepostos depositando-se nas zonas mais profundas e os

oolíticos, nas mais rasas. A segunda sequência é iniciada também por uma brecha, com folhelhos sobrejacentes depositando-se em águas mais profundas, abaixo do nível de base das ondas normais, seguindo-se deposição em águas mais rasas, conforme indicam os oólitos e intraclastos esparsos. Finalmente, o terceiro episódio, de caráter transgressivo, é representado pelo pacote pelítico-carbonático de caráter turbidítico caracterizado pelas sequências de Bouma incompletas. A porcentagem de carbonato aumenta em direção ao topo desse pacote, evidenciando uma diminuição tanto do afluxo terrígeno como da profundidade, conforme é sugerido pelos calcários oolíticos no topo da seção.

O ambiente deposicional da Formação Araras pode ser interpretado, a partir dos dados de campo, como uma plataforma carbonática, variando desde águas mais profundas até águas mais rasas, ou mesmo, com exposição subaérea.

Na região de Cáceres, sedimentação em ambiente marinho mais profundo e calmo é sugerida pela sequência no km 707 da rodovia BR 070, onde o calcário calcítico apresenta estratificação plano-paralela com alternância de estratos escuros e claros, sem evidências de processos de tração nem indicadores de águas rasas. Também na região de Bauxi ocorrem calcários laminados, para os quais essa mesma interpretação seria válida.

Evidências de ambiente de águas mais rasas são encontradas no km 668 e no km 698 da BR 070. Os componentes aloquímicos (oólitos, oncólitos e intraclastos) e a estratificação plano-paralela no dolomito e arenito, além de marcas onduladas nesse último, sugerem que a deposição da Formação Araras se deu sob condições de águas rasas e agitadas, com atuação de processos de tração. A forma achatada dos intraclastos (observados no km 698) teriam resultado do ressecamento subaéreo do carbonato, seguido de retrabalhamento por correntes, em águas rasas (vide BOULTER *et al.*, 1987).

Na serra do Padre Inácio, a Formação Araras também mostra feições indicativas de águas rasas, já de maior salinidade, como os pseudomorfos de evaporitos e os oólitos de estrutura radial (comumente encontrados em lagos hipersalinos; SCHOLLE, 1978). Os estromatólitos e as estruturas sedimentares,

como marcas onduladas e estratificação cruzada, sugestivas de transporte por tração, permitem interpretar o ambiente de deposição dessa unidade como uma área marginal da bacia, com águas rasas, sob clima árido a semi-árido. Esse conjunto de feições sedimentares aponta para ambientes de inter e supramaré, como, por exemplo, o de *sabkha* costeiro (ERIKSSON & WARREN, 1983; KENDALL, 1984).

As características litológicas e estruturas sedimentares (gretas de contração) da Formação Raizama apontam para ambiente marinho raso sujeito a correntes com fases de exposição subaérea, conforme já foi interpretado pelos diversos autores que trabalharam na área de afloramentos dessa unidade (ALMEIDA, 1964a; FIGUEIREDO & OLIVATTI, 1974; ALMEIDA, 1984).

Em resumo, a sedimentação das várias unidades estudadas (grupos Jacadigo, Corumbá e Alto Paraguai) se processou sob diferentes condições tectônicas e climáticas, à margem sul/sudeste do Cráton Amazônico. A deposição da parte basal do Grupo Jacadigo (Formação Urucum) teria ocorrido em ambiente tectonicamente instável e sob influência de clima frio (glacial), cuja condição climática teria persistido, pelo menos durante parte da época da sedimentação química da Formação Santa Cruz.

A sedimentação predominantemente carbonática que se seguiu (Grupo Corumbá e Formação Araras) revela quiescência tectônica e a melhoria das condições climáticas, com alguns episódios de sedimentação siliciclástica. O caráter de depósitos de cobertura de plataforma é, principalmente, revelado pelos sedimentos da Formação Araras, da região de Cáceres, MT.

Finalmente, a unidade superior, Grupo Alto Paraguai, que somente está exposta no Estado de Mato Grosso, mostra evidências de sedimentação marinha rasa a continental, de caráter molássico (segundo a literatura), sob condições climáticas estáveis (clima quente).

CAPÍTULO 5

CARACTERIZAÇÃO PALEONTOLÓGICA DOS GRUPOS JACADIGO, CORUMBÁ, FORMAÇÕES ARARAS E RAIZAMA

5.1 FÓSSEIS PROTEROZÓICOS

É de crescente importância o estudo paleontológico do Pré-Cambriano, em especial do Proterozóico (HOFMANN, 1987). Os fósseis deste período podem ser agrupados em várias categorias, destacando-se microfósseis, megafósseis, icnofósseis e estromatólitos, cada categoria com seu próprio significado evolutivo, cronológico e/ou paleoambiental.

5.1.1 Microfósseis

Dentre os microfósseis, os acritarcas constituem um importante grupo da transição Proterozóico/Cambriano. Apresentam paredes orgânicas resistentes, sendo normalmente comparados a cistos ou células vegetativas de algas eucarióticas planctônicas. Esse grupo tem sido utilizado na bioestratigrafia do Proterozóico como, por exemplo, nos Montes Urais, onde foram reconhecidas quatro subdivisões no Proterozóico Médio e Superior (KELLER & YANKAUSKAS, 1982) ou no Proterozóico Superior da região do Atlântico Norte (Escandinávia e leste da Groenlândia), que, também foi dividido em quatro biozonas (VIDAL & KNOLL, 1983). Esses esquemas vêm sendo aplicados a seqüências proterozóicas de outras partes do mundo.

Entre os acritarcas de maior importância e distribuição no Proterozóico Superior está o grupo dos melanociriliídeos (BLOESER *et al.* 1977; BLOESER, 1985), constituído de microfósseis em forma de vaso (*vase-shaped microfossils*). Considerando as semelhanças dos melanociriliídeos com os tintinídeos e os quitinozoários, FAIRCHILD *et al.* (1978) e HOFMANN (1987), julgaram possível enquadrá-los entre os

protistas, embora haja exemplares com forte semelhança morfológica com esporângios de algas verdes (com. oral de R.J. Horodyski a T.R. Fairchild, 1988). Outros tipos de acritarcas incluem os subgrupos dos esferomorfos, acantomorfos, disferomorfos e poligonomorfos, relativamente comuns em seqüências proterozóicas de várias partes do mundo (HOFMANN, 1987).

Além dos acritarcas, o registro de outros microfósseis proterozóicos inclui filamentos e cocóides, com dimensões inferiores a 30µm, interpretados como vestígios de cianofíceas (cianobactérias), e algumas algas calcárias, cujo aparecimento está relacionado ao advento da biomineralização no final do Proterozóico (RIDING & VORONOVA, 1984).

5.1.2 Metazoários

Os primeiros fósseis de metazoários foram identificados em sedimentos, supostamente cambrianos, da Namíbia por GURICH (1930, *apud* HOFMANN, 1987). Na década de 40, SPRIGG (1947, 1949) registrou nas colinas de Ediacara, na Austrália, uma assembléia de invertebrados semelhantes àqueles, preservados como impressões de corpos moles, não mineralizados, em arenitos, então considerados cambrianos.

As pesquisas de GLAESSNER (1958), GLAESSNER & DAILY (1959) e GLAESSNER & WADE (1966) vieram demonstrar que essa "fauna de Ediacara" era mais antiga, de idade vendiana (680-570 Ma). Contudo, estudos recentes na seção-tipo da fauna de Ediacara parecem indicar idade mais jovem para esta seqüência, sugerindo que o topo da seção, cerca de 300m acima da unidade com os fósseis, já se incluía no Cambriano Inferior (MOUNT, 1989).

A maioria dos paleontólogos atribui os metazoários ediacaranos a filos atuais. Entre os fósseis identificados, cerca de 70% são considerados cnidários (classes Scyphozoa, Cubozoa, Hydrozoa, Anthozoa e a extinta classe Conulata), seguidos por animais celomados: anelídeos e artrópodes, formas semelhantes a equinodermas, icnofósseis e outros sem relação com filos modernos (RUNNEGAR, 1988). PFLUG (1972) criou o filo Petalonamae, por

reconhecer que os fósseis do tipo de Ediacara que ocorriam na Namíbia não tinham relação com taxa atuais. Fósseis semelhantes foram também registrados na América do Norte, Europa e Ásia (HOFMANN, 1987).

Elementos da fauna de Ediacara são normalmente encontrados como impressões em arenitos ou em seqüências de arenito/folhelho, junto com icnofósseis (CRIMES, 1989), possivelmente, de animais distintos, refletindo condições de águas rasas e oxigenadas. Pela notável qualidade de preservação, é provável que tais metazoários tenham sido preservados por rápido soterramento (FEDONKIN, 1985; CONWAY MORRIS, 1990). Ocorrências em águas mais profundas são poucas, como por exemplo, em carbonatos no norte da Sibéria (SOKOLOV & FEDONKIN, 1984) e no sudeste de Newfoundland onde os organismos teriam sido soterrados por cinzas vulcânicas sobre areias turbidíticas (CONWAY MORRIS, 1990).

5.1.3 Metáfitas

Fósseis megascópicos, preservados como filmes ou compressões carbonosas, ocorrem em rochas proterozóicas com até 2 Ga (10^9 anos), e já foram registrados na América do Norte, Eurásia, Austrália e Antártida (HOFMANN, 1987). No intervalo Vendiano/Cambriano Inferior há certa abundância de um tipo filamentoso de fóssil carbonoso parecido com fitas finas, o grupo dos vendotaenídeos (GNILOVSKAYA, 1971, 1979). Os fósseis carbonosos são morfologicamente muito variados e, embora alguns tenham sido comparados a algas eucarióticas (Rhodophyta e Phaeophyta), a maioria permanece com afinidade incerta (HOFMANN, 1985; VIDAL, 1989).

5.1.4 Icnofósseis

Os icnofósseis, vestígios da atividade de animais, são conhecidos do Proterozóico Superior, a partir de 700 Ma (HOFMANN, 1987). As formas dessa idade são simples, milimétricas a

centimétricas, orientadas paralelamente ao acamamento. Dos 25 gêneros proterozóicos, cerca de 1/3 se estende ao Cambriano, quando o grupo, como um todo, mostra notável aumento de diversidade e complexidade (HOFMANN, 1988). Icnofósseis são conhecidos de seções do limite Pré-Cambriano/Cambriano na África, América do Sul (Argentina), América do Norte, Ásia, Austrália e Europa (CRIMES, 1989).

5.1.5 Estromatólitos e estruturas afins

O Proterozóico Superior marca uma fase de declínio na abundância e diversidade dos estromatólitos (AWRAMIK, 1971; MONTY, 1973; PRATT, 1982; GROTZINGER, 1990). Esses depósitos biossedimentares formam-se, predominantemente, por aprisionamento de material detrítico e/ou pela precipitação de carbonato de cálcio resultante da atividade metabólica de comunidades microbianas bentônicas (BURNE & MOORE, 1987), provavelmente de procariontes (HOFMANN, 1987). A escassez dos estromatólitos ao final do Proterozóico tem sido atribuída à competição com os primeiros metazoários pelo ecoespaço, ao consumo das esteiras por metazoários, à inclusão de algas eucarióticas nas comunidades de cianobactérias, produzindo massas menos coesas (WALTER, 1988), ou a mudanças na concentração de carbonato dissolvido no mar (GROTZINGER, 1990).

Outra estrutura sedimentar de origem algácea, cujo registro se inicia no Proterozóico Superior (AITKEN & NARBONNE, 1989) e se torna abundante no Cambriano, é representada pelos trombólitos, que exibem estrutura maciça ou grumosa.

5.2 REGISTRO PALEONTOLÓGICO DO PROTEROZÓICO BRASILEIRO

O registro fóssil do Proterozóico no Brasil é ainda pouco conhecido. Os microfósseis são conhecidos de, pelo menos, 14 localidades, distribuídas em uma extensa área nos estados de Minas Gerais e Goiás (C. Simonetti, com. oral, 1990). Os primeiros estudos datam de 1965, por CASSEDANE, sendo que o

número de publicações aumentou significativamente nos últimos 15 anos, com a descrição de microflóculas relativamente bem preservadas, associadas a microbialitos (FAIRCHILD & DARDENNE, 1978; FAIRCHILD *et al.*, 1980; SUBACIUS, 1985; SIMONETTI & FAIRCHILD, 1989). A maioria das ocorrências brasileiras pertence ao Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), embora algumas possam ser incluídas em unidades mais antigas (SIMONETTI, 1990). Raros microfósseis foram registrados ainda nos grupos São Roque (YOSHIDA *et al.*, 1967), Jacadigo (YOSHIDA *et al.*, 1967; FAIRCHILD *et al.*, 1978) e Corumbá (SOMMER, 1971; FAIRCHILD & SUNDARAM, 1981).

De modo geral, os microfósseis brasileiros incluem formas esferoidais ou elipsoidais, simples, com dimensões inferiores a 30 µm; filamentos raramente septados, possivelmente de natureza procariótica; esferóides com dimensões superiores a 30 µm (até 150 µm) são também conhecidos e podem sugerir a existência de eucariontes.

O Grupo Corumbá possui os únicos metazoários fósseis conhecidos de rochas da transição Proterozóico/Cambriano no Brasil, atribuídos aos gêneros *Cloudina* (FAIRCHILD, 1978; ZAIEN & FAIRCHILD, 1985, 1987) e *Corumbella* (HAHN *et al.*, 1982) e que foram comparados, respectivamente, a tubos de anelídeos e a cnidários. Por outro lado, não existe menção à ocorrência de metáfitas.

O único icnofóssil descrito no Brasil do Proterozóico Superior/Cambriano é *Cochlichnus lagartensis* (MUNIZ, 1980) do Grupo Estância, de Sergipe. Há menção de prováveis estruturas biogênicas no Grupo Paranoá (Proterozóico Médio-Superior), de Goiás (FERREIRA, 1983).

Pela facilidade de reconhecimento no campo, os estromatólitos constituem a categoria de fósseis mais bem estudada em seqüências proterozóicas brasileiras, principalmente, nas do Ciclo Brasileiro. O primeiro estromatólito identificado na América do Sul foi *Collenia itapevensis*, em dolomitos do Grupo Açungui (ALMEIDA, 1944). Os estromatólitos do Grupo Corumbá também foram atribuídos ao grupo *Collenia* (ALMEIDA, 1958), uma designação que não tem sido mais utilizada, dado à variedade de formas colunares que foram enquadradas nesse grupo.

Estromatólitos com laminação cilindro-cônica, do grupo *Conophyton*, são comuns no Grupo Acungui (FAIRCHILD, 1977, 1982), Grupo Paranoá (Proterozóico Médio/Superior; DARDENNE *et al.*, 1973, 1976) e Grupo Macaúbas (Proterozóico Superior; SCHOLL, 1976). No Grupo Bambuí, em especial nas formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, são registradas várias formas de estromatólitos colunares, além de esteiras microbianas (FAIRCHILD & DARDENNE, 1978). Em unidades comumente correlacionadas com o Grupo Bambuí, no Estado da Bahia, são conhecidos estromatólitos descritos como *Conophyton* (CASSEDANNE *et al.*, 1979), *Jurusania* (SRIVASTAVA, 1982), *Gymnosolen*, *Tungussides* e formas não colunares, *Stratifera* e *Irregularia* (PEDREIRA, 1989), entre outros.

5.3 FÓSSEIS DA FAIXA PARAGUAI

Neste trabalho são descritos representantes das várias categorias mencionadas acima. O desenvolvimento histórico dos trabalhos paleontológicos da Faixa Paraguai consta do Capítulo 2. Os fósseis estudados estão resumidos na Tabela 5.1.

5.3.1 Microfósseis

Os microfósseis estudados podem ser subdivididos, morfológicamente, "em forma de vaso", cocóides e filamentos.

5.3.1.1 Microfósseis em forma de vaso (*Melanocyrrillium* sp.)

Os microfósseis em forma de vaso ou vase-shaped microfossils foram registrados pela primeira vez por BLOESER *et al.* (1977) em folhelhos do Grupo Chuar, Grand Canyon, EUA, e, em seguida, por FAIRCHILD *et al.* (1978) no Brasil, VIDAL (1979) na Groenlândia, KNOLL & VIDAL (1980) na Escandinávia e por BINDA & BOKHARI (1980) na Arábia Saudita. Para os microfósseis do Grupo Chuar, BLOESER (1985) criou o gênero *Melanocyrrillium* com três espécies distintas, interpretadas como formas reprodutivas ou talvez, maduras de organismos eucarióticos planctônicos (acritarcas). R. J. Horodyski (com. oral a T. R. Fairchild,

Tab. 5.1 - Fósseis da Faixa Paraguai

Categoria	Gr. Jacadigo		Gr. Corumbá			Fm. Araras	Gr. Alto Paraguai Fm. Raizama
	Fm. Urucum	Fm. Sta. Cruz	Fm. Ceradinho	Fm. Bocaína	Fm. Tamengo		
MICROFÓSSEIS							
-Formas planctônicas:							
<i>Melanocyrrillium</i> sp	X						
<i>Sphaerocongregus variabilis</i>					X		
Indiferenciados		X			X		
-Formas bentônicas:							
Filamentos		X			X		
METÁFITAS (Vendotaenídeos)							
<i>Tyrasotaenia</i> sp.					X		
METAZÓARIOS							
<i>Cloudina lucianoï</i>					X		
<i>Corumbella wernerï</i>					X		
ICNOFÓSSEIS							X
ESTROMATÓLITOS							
Forma 1 (= " <i>Collenia</i> " de ALMEIDA, 1958)				X			
Forma 2						X	
Forma 3						X	
Forma 4						X	
Forma 5						X	
Formas não classificadas			?	X			

agosto de 1988) encontrou células esferoidais dentro de espécimes desses microfósseis do Grupo Chuar, que interpretou como esporos dentro de estruturas reprodutivas especializadas de algas eucarióticas pluricelulares, mas ressaltou que isto não significaria que todos devessem ter o mesmo significado.

HOFMANN caracterizou a amplitude temporal desses microfósseis entre 950 - 700 Ma nos vários continentes. DUAN CHENGHUA (1986) descreveu microfósseis em forma de vaso no Cambriano Inferior da China, porém, muito maiores (entre 200 e 800 μ m) que as formas pré-cambrianas.

Os *vase-shaped microfossils* descritos no Brasil por FAIRCHILD *et al.* (1978) ocorrem em clastos carbonáticos de arcóseos conglomeráticos da Formação Urucum, Grupo Jacadigo, no morro do Urucum. No presente trabalho foram examinadas, além das amostras referidas por aqueles autores, três outras de mesma litologia, mas de outro local, coletadas por Fairchild em 1979, na morraria do Rabicho.

Os microfósseis possuem uma parede orgânica fina a moderadamente espessa, sem ornamentação, eventualmente substituída por micrito e/ou sílica. Às vezes, a parede é total ou parcialmente mascarada por uma "franja" irregular de cristais fibrosos irradiando da parede e/ou penetrando no espaço interno (Est. 1, A-0). Em 252 espécimes medidos em seção delgada, predominam formas elípticas (145) e circulares (65) que representam, respectivamente, seções longitudinais/obíquas e transversais, sobre as formas de vaso, com "pescoço" evidente (42 seções longitudinais). Os exemplares têm largura de 28 a 108 μ m e comprimento entre 60 e 143 μ m, mais frequentemente entre 92 e 125 μ m. Em média há cerca de 12 indivíduos por cm^2 de seção delgada. São aqui incluídos no gênero *Melanocyrrillium* Bloeser, 1985, sem indicação da espécie.

Os espécimes da Formação Urucum assemelham-se, morfologicamente, a quitinozoários (Tab. 5.2). De modo geral, os quitinozoários são maiores, opacos, podem apresentar ornamentação na "pança". Sua distribuição geológica mais antiga não ultrapassa o Cambriano Superior, o que é bastante distinto da faixa de idade dos melanocirilídeos.

A ocorrência desses microfósseis em clastos de

Tab. 5.2- Características morfológicas de "vase-shaped microfossils" e Chitinozoa (modificado de BLOESER, 1985)

CARACTERÍSTICAS	Microfósseis da Fm. Urucum	<i>Melanocyrrillium</i> Bloeser, 1985	Chitinozoa
FORMA	Vaso (cilindro-esferóide), unilocular, solitários	Vaso, unilocular, solitários	cilíndrico, cilindro-esferóide a discóide; unilocular; solitários ou coloniais
SIMETRIA	Bilateral	Bilateral	Bilateral
POLARIDADE	Bipolar: polo oral aberto, com pescoço bem distinto; aboral fechado	Bipolar: região oral pouco distinta - abertura triangular e piloma; aboral fechado	Bipolar: tubo oral aberto, aboral ("pança") fechado ou aberto
PAREDE	Mal preservada, aparentemente fina (4-8 μ m) e orgânica, sem ornamentação	Orgânica, 5-7 μ m de espessura, sem ornamentação	Orgânica (quitinosa), com ou sem ornamentação na "pança"
COMPRIMENTO	60-143 μ m	32-170 μ m	Normalmente 60-300 μ m
LARGURA	28-108 μ m	19-123 μ m	---
LARGURA FINAL ORAL	15-36 μ m	8-85 μ m	---
AMBIENTE E DISTRIBUIÇÃO GEOLOGICA	Marinho? Rifeano Superior	Marinho Rifeano Superior (950-700Ma)	Marinho; Cambriano?- Permiano?; apogeu Ordoviciano-Devoniano

proveniência desconhecida sugere uma idade para a rocha-fonte entre 950 e 700Ma, limitando assim a idade máxima da sedimentação da Formação Urucum.

5.3.1.2 Microfósseis filamentosos e cocoidais

Não foram encontrados, nas amostras coletadas nessa pesquisa, exemplares dos microfósseis tubulares registrados por FAIRCHILD *et al.* (1978) da Formação Santa Cruz, sobrejacente à Formação Urucum.

Outros microfósseis, cocoidais e filamentosos, registrados nas formações Tamengo e Araras, foram recuperados de resíduos orgânicos obtidos por macerações químicas de calcários e folhelhos, embora em número muito pequeno e em condições precárias de preservação (Est. 2, A-D). Amostras de calcário da Formação Tamengo, na pedreira Itaú (Fig. 4.2), apresentam matéria orgânica amorfa, cinza-escura a preta, fragmentada, com textura granulosa, degradada. A coloração escura dessa matéria orgânica indica grau acentuado de metamorfismo orgânico (VIDAL, 1981; HOFMANN, 1984).

As formas identificadas por SOMMER (1971) como *Bambuites* sp., da mesma pedreira, parecem restos aglutinados de matéria orgânica amorfa e assim, não devem representar fósseis.

A assembléia microfossilífera da Formação Tamengo, na pedreira Itaú, inclui formas esferoidais translúcidas, lisas, com diâmetros entre 6 e 15 μ m e raramente menores, de 3 a 5 μ m. Ocorrem solitárias ou em pares compactos, recém-divididos (Est. 2, G), ou ainda, em conjuntos maiores.

De particular interesse é uma forma colonial diminuta (diâmetros entre 4 e 15 μ m) que consiste de minúsculos componentes (0,5 a 2 μ m), densamente agrupados, aqui atribuídos a *Sphaerocongregus variabilis*. Este taxon foi criado por MOORMAN (1974) para um conjunto de microfósseis do Proterozóico Superior do Canadá, morfológicamente diversos, que aquela autora julgou representar várias fases do ciclo de vida de uma única entidade biológica, provavelmente, cianobactérias (vide também CLOUD *et al.*, 1975). Posteriormente, VIDAL (1976) transferiu a espécie para *Bavlinella faveolata*, descrita por SHEPELEVA (1962, *apud*

VIDAL, 1976) do Rifeano da União Soviética. Recentemente, VIDAL & NYSTUEN (1990) julgaram inválido o termo *Savlinella faveolata*, porque o espécime-tipo se trata de pseudofóssil (pirita framboidal), tornando-se necessário, portanto, voltar à designação original *Sphaerocongregus variabilis*.

Esse taxon é conhecido de seqüências do final do Proterozóico Superior, na América do Norte (KNOLL et al., 1981; HOFMANN, 1984), na América do Sul (FAIRCHILD & SUNDARAM, 1981; ZAIANE & FAIRCHILD, 1987), na Europa (KNOLL, 1982; KNOLL & SWETT, 1987), na Antártida (COOPER et al., 1982) e na África (GERMS et al., 1986). HOFMANN (1987) considera esse microfóssil como típico do Vendiano Inferior, mas não restrito a esse intervalo, uma vez que já foi registrado em estratos do Cambriano Inferior, como, por exemplo, no Canadá (HOFMANN, 1984) e na Austrália (FOSTER et al., 1985).

A forma ilustrada na Estampa 2, F foi comparada originalmente por ZAIANE & FAIRCHILD (1987) com o gênero *Vandalosphaeridium* Vidal, 1981, devido ao aspecto da estrutura periférica (cf. VIDAL & KNOLL, 1983). O exame de novos espécimes ressaltou o tamanho menor e a estrutura mais simples da margem. Talvez a maior semelhança seja com o gênero *Comesphaeridium* (VIDAL & NYSTUEN, 1990), mas não foi possível determinar melhor a natureza interna do microfóssil, opaca.

Em macerações de folhelhos calcíferos da mesma pedreira Itaú, FAIRCHILD & SUNDARAM (1981), em trabalho inédito, haviam encontrado microfósseis cocoidais muito semelhantes aos ilustrados na Estampa 2, com exceção da forma filamentosa.

A matéria orgânica de calcários e folhelhos da Formação Tamengo, na pedreira Lajinha (Fig. 4.3; Est. 2, H-J, N, O), também mostra coloração cinza-escura, predominantemente opaca, amorfa e/ou granulada. No geral, os microfósseis são raros, mas ocorrem formas esferoidais, com diâmetros de 7 a 15µm, às vezes mostrando vários estágios de fissão celular (Est. 2, H). O material intracelular aparece coalescido ou, mais raramente, disseminado pelas células (Est. 2, H, J). Ainda estão presentes bainhas tubulares (Est. 2, N, O) com diâmetro entre 2 e 3µm e pelo menos 300µm de comprimento, por vezes emaranhadas, e com as margens bastante granuladas por degradação.

A predominância de formas cocoidais e sua presença em sedimentos de águas mais profundas (folhelhos e calcários) sugerem hábito planctônico para esses microfósseis.

Os calcários da Formação Araras, na região de Cáceres, revelaram abundante matéria orgânica amorfa, cinza-escura a negra, opaca, com textura granulosa, e raras formas esferoidais a elipsoidais com cerca de 10µm de diâmetro (Est. 2, L).

A matéria orgânica dos calcários dessa unidade, na região de Bauxi, exibe coloração amarelada, refletindo alteração termal mais branda (VIDAL, 1981). Os raros microfósseis identificados foram fragmentos de bainhas tubulares com 1 a 2µm de diâmetro e uma única forma elipsoidal (diâmetro de 45x35µm) de coloração castanha-clara, com textura pouco granulada, degradada, assemelhando-se a acritarca do gênero *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958 (Est. 2, M).

5.3.2 METAZOÁRIOS

Os metazoários descritos da Faixa Paraguai incluem os fósseis tubulares da Formação Tamengo, *Cloudina lucianoi*, os fósseis alongados e algo achatados, *Corumbella weneri*, da mesma formação, e formas, também tubulares, do Grupo Itapucumi, do Paraguai.

5.3.2.1 *Cloudina lucianoi*

5.3.2.1.1 Considerações gerais e distribuição do gênero *Cloudina*

Como já mencionado no Capítulo 2, os primeiros fósseis encontrados na Formação Tamengo, Grupo Corumbá, *Cloudina lucianoi* (Est. 3-6), foram originalmente descritos como algas do gênero *Aulophycus*, de idade cambriana (BEURLIN & SOMMER, 1957) e assim considerados até que FAIRCHILD (1978) os relacionou ao gênero *Cloudina* Germs, 1972, do Grupo Nama (Proterozóico Superior) da Namíbia, atribuídos a vermes poliquetas. Novos estudos por ZAIEN & FAIRCHILD (1985, 1987) e HAHN & PFLUG (1985) confirmaram essa

suspeita e reabriram a discussão da idade do Grupo Corumbá. A designação *Aulophycus lucianoi* foi alterada para *Cloudina lucianoi* (ZAIKE & FAIRCHILD, 1985), enquanto esses últimos classificaram os mesmos fósseis como *Cloudina waldei*.

Ao contrário da opinião recentemente expressa por CONWAY MORRIS *et al.* (1990), o nome *Cloudina waldei* Hahn & Fflug, 1985, não tem prioridade sobre *Cloudina lucianoi* Zaine & Fairchild, 1985. De acordo com o Artigo 10.f do *International Code of Zoological Nomenclature* (1985), para um organismo inicialmente não classificado como animal, mas assim classificado posteriormente, o nome original continua disponível, desde que publicado de forma válida pelo código que regeu seu estabelecimento. Nesse caso, o nome do gênero *Aulophycus* é abandonado, mas continua válido o epíteto específico *lucianoi*.

Com a recente revisão feita por GRANT (1990) e as descobertas de CONWAY MORRIS *et al.* (1990), *Cloudina* desponta como fóssil-guia do Proterozóico Superior. As ocorrências de *Cloudina* incluem, além da Namíbia e Brasil, a Argentina, Antártida, Espanha, Oman, China, e, provavelmente, EUA e México.

Cloudina borrelloi, descrita de depósitos do Cambriano Inferior da Argentina, possivelmente se trata do gênero *Salterella*, tipicamente cambriano (CONWAY MORRIS *et al.*, 1990; GRANT, 1990). Exemplares da Antártida referidos a *Cloudina?* sp. (YOCHELSON & STUMP, 1977) estão muito mal preservados, para se estabelecer uma classificação mais precisa.

Na Espanha, *Cloudina* foi descoberta (PALACIOS, 1989, *apud* CONWAY MORRIS *et al.*, 1990) em depósitos do Vendiano Superior.

A idade dos exemplares de *Cloudina* de Oman não está clara. CONWAY MORRIS *et al.* (1990) colocam que o gênero se estende ao Cambriano Inferior, por ocorrer associado a algas calcárias, diagnósticas do Tommotiano (RIDING & VORONOVA, 1984). GRANT (1990) reafirma a idade vendiana de *Cloudina*, pois considera que essas algas calcárias também poderiam ter ocorrido no final do Vendiano.

GRANT (1990) coloca em sinonímia com *Cloudina*, os gêneros *Sinotubulites*, *Nevadatubulus*, muito semelhantes a *Cloudina*, com tamanho dentro da faixa observada para *Cloudina*, e

que são conhecidos de seqüências próximas ao limite Pré-Cambriano/Cambriano. *Sinotubulites* ocorre em rochas do Proterozóico Superior da China (CHEN MENG'E *et al.*, 1981) e do Cambriano Inferior do México (McMENAMIN *et al.*, 1983; McMENAMIN, 1985), da Califórnia e Nevada, EUA (SIGNOR *et al.*, 1987). A ornamentação longitudinal, diagnóstico para distinguir *Sinotubulites* de *Cloudina*, provavelmente, representaria feição tafonômica.

Nevadatubulus foi registrado em Nevada e na Califórnia, EUA (SIGNOR *et al.*, 1987), em seqüências pré-trilobitas, e incluído no Cambriano Inferior. A aparente diferença na forma, apontada por SIGNOR *et al.* (1987) para diferenciar *Nevadatubulus* de *Cloudina* não seria critério suficiente para distinguir os dois gêneros e também poderia resultar de alterações diagenéticas (GRANT, 1990).

Dessa forma, a distribuição geográfica e temporal de *Cloudina* se torna ampliada e melhor esclarecida, pois ocorre em seqüências próximas ao limite Proterozóico/Cambriano.

5.3.2.1.2 Caracterização e afinidade biológica de *Cloudina lucianoi*

O gênero *Cloudina* Germs, 1972, compreende formas tubulares, suavemente curvas a sinuosas, não segmentadas, não ramificadas. Os tubos podem apresentar elevações na superfície externa, e a superfície interna é lisa. São abertos em uma extremidade (distal) e fechados por uma terminação arredondada na outra (apical). A parede do tubo é constituída por várias camadas finas, parcialmente orgânicas e calcificadas, com espaço entre elas. Cada nova camada aparece disposta excentricamente dentro da anterior, formando-se uma cavidade central. Em seção transversal, as formas são circulares a ovaladas, com diâmetros entre 0,2 e 3,8mm e comprimento máximo de 15mm. Duas espécies, *Cloudina hartmannae* e *C. riemkeae* foram erigidas quando da criação do gênero, com base em espécimes com diâmetro de 0,3 a 6,5mm e comprimento que, segundo GRANT (1990) pode atingir até 35mm. Esse mesmo autor apresenta um esquema de reconstrução da concha de

Cloudina, considerando as mudanças de orientação do eixo de crescimento (Fig. 5.1).

Em amostras intemperizadas, *Cloudina lucianoi* da Formação Tamengo (Ests. 3-6), sobressai por dissolução intempérica do calcário e por silicificação da parede, em alguns casos (Est. 4). Os tubos podem ocorrer em grande abundância, chegando a constituir o principal componente de camadas com até 3cm de espessura, que podem representar acumulações alóctones. Em seção delgada destas camadas, observa-se calcário recristalizado, na forma de pseudoesparito, com cristais sujos (vestígios de matriz anterior), em meio aos muitos fósseis de *Cloudina lucianoi* (Ests. 4-6). A rocha é, portanto, um calcirrudito recristalizado, em função da granulometria predominante dos componentes aloquímicos, com dimensões comumente maiores que 2mm.

Ainda em seção delgada, predominam seções circulares de 0,2 a 3,8mm, ou elípticas sobre as seções longitudinais, que alcançam até 15mm de comprimento. Os fósseis exibem parede com estrutura múltipla, em finas camadas escuras (orgânicas e calcificadas), excêntricas, separadas por calcita espática, e cavidade central também preenchida por calcita espática (Est. 5, D, F-I). Os tubos aumentam suavemente de diâmetro do ápice para a extremidade distal. A superfície interna da parede é lisa e a externa, lisa a irregular, raramente exibindo pregueamentos transversais. Em poucos casos, distingue-se tênue franja fibro-radiada (originalmente aragonita) ao redor das conchas, geralmente obliterada pela recristalização.

GRANT (1990) observou franja fibro-radiada entre as camadas da parede de *Cloudina* da Namíbia, e que deve ter sido precoce para ficar preservada (SANDBERG, 1985). Dessa forma, a aragonita teria preenchido espaços vazios entre as camadas da parede da concha, o que contraria a hipótese de uma parede originalmente espessa.

Alguns espécimes de *Cloudina lucianoi* contêm fragmentos de outros indivíduos em seu interior, devido a transporte. Feições geopetais estão presentes em algumas conchas. Ocorrem zonas cimentadas por calcita espática, alternadas com zonas mais micríticas. Sílica microcristalina secundária afeta parte dos fósseis e da matriz.

Fig. 5.1 - Variações nas seções transversais de *Cladina*, em função de mudanças no eixo de crescimento e da orientação da seção (GRANT, 1990).

A parede de *Cloudina lucianoi* mostra sinais de um comportamento flexível a quebradico, que pode ser explicado por uma composição parcialmente orgânica com impregnação por carbonato de cálcio. A abundância de fragmentos muito finos e curvos, não rompidos, já havia levado GLAESSNER (1976) a postular alguma flexibilidade para a parede de *Cloudina* da Namíbia, e que GRANT (1990) interpretou como resultado da parede ser de composição principalmente orgânica, levemente impregnada por carbonato de cálcio.

Aparentemente, as conchas de *Cloudina lucianoi* foram transportadas (grande número de fragmentos) e depositadas sob condições de maior energia, indicadas pelas zonas de cimento espático, mais porosas, intercaladas com faixas mais micríticas. Haveria deposição, primeiramente, dos fósseis maiores e, posteriormente, de lama micrítica, inclusive com a formação de estruturas geopetais, seguindo-se então a cimentação, dissolução, recristalização total ou parcial, compactação e, finalmente, a silicificação parcial dessa calcita. Segundo SCHOLLE (1978), cimentação precoce fibro-radiada sobre película de micrito e material orgânico costuma estar associada a ambiente de intermaré inferior a inframaré.

Parte do material-tipo de *Cloudina lucianoi* foi medido em lâminas petrográficas e os histogramas da distribuição dos diâmetros são apresentados nas Figuras 5.2 e 5.3. À primeira vista, as interpretações poderiam ser: representariam espécies diferentes (uma com diâmetros menores que 1mm e outra entre 1 e 3mm); seria uma população autóctone, com indivíduos jovens e adultos, com alta mortalidade dos de tamanhos intermediários; representariam segmentos de uma população de uma mesma espécie. Das várias explicações para essa distribuição, a última parece a mais coerente, pois, de acordo com as evidências do arranjo dos fósseis, concentrados em camadas, de feições como truncamento por ondas, com os fósseis dispostos na superfície da camada, e da grande quantidade de fragmentos, os depósitos, provavelmente, representam tempestitos.

O grande número de indivíduos juntos, apesar de formas alóctones, em sedimentos de águas mais profundas, sugere hábito gregário e, possivelmente, sedentário.

Fig. 5.2 - Distribuição de tamanho (em intervalos de 0,2mm) de *Cloudina lucianoi* em seção delgada, Formação Tamengo (pedreira Itaú, Ladário). Material-tipo: 1- DNPM-1149; 2- DNPM 1152; 3- DNPM 1154; 4- DNPM 1155.

Fig. 5.3 - Comparação entre as distribuições de tamanho de *Cloudina lucianoi* (Grupo Corumbá, Brasil) e *Cloudina riemkeae* (Grupo Nama, Namíbia).

Espécimes de *Cloudina riemkeae*, da Namíbia, foram estudadas a partir de amostras de calcário enviadas por G.J.B. Germs. A rocha é um calcirrudito recristalizado, com menor quantidade de lama que o calcário da Formação Tamengo; o histograma da Figura 5.3 mostra menor dispersão dos diâmetros quando comparado com os de *Cloudina lucianoi*, o que sugere maior transporte e deposição em ambiente de maior energia para os fósseis africanos.

Cloudina foi atribuída a anelídeos poliquetas, dentro de um grupo problemático de fósseis tubulares, a ordem Cribricyathida (GERMS, 1972). Esta sistemática foi reforçada por BLAESSNER (1976) com o argumento da constituição da parede na forma de meio-anéis em seção transversal, conforme em poliquetas atuais da família Serpulidae. O estudo detalhado da concha de *Cloudina* de várias localidades (GRANT, 1990) tem demonstrado que este gênero não apresenta parede com estrutura robusta como os serpulídeos. Como o organismo deslocar-se-ia para cima, à medida que sucessivas camadas eram secretadas, teria possuído uma musculatura e complexidade interna de metazoário diploblástico ou triploblástico (GRANT, 1990).

5.3.2.2 *Corumbella weneri*

A Formação Tamengo também comporta outro metazoário fóssil importante, *Corumbella weneri* (Ests. 7-9). Descrito por HAHN et al. (1982) com base em um número limitado de exemplares, este fóssil seria o único membro de uma nova subclasse (Corumbellata), na classe Scyphozoa, dentre os Cnidaria. Os fósseis são segmentados, alongados (até 50mm de comprimento), algo achatados (entre 2,5 e 4mm de largura), encurvados, com arranjo uni ou bisseriado. Segundo HAHN et al. (1982), *Corumbella* seria um organismo bipartite, com uma porção proximal unisseriada de pólipos primários e uma porção distal bisseriada, constituída de pólipos secundários com uma organização que lembra penatuláceos. As supostas semelhanças morfológicas com o gênero recente *Stephanoscyphus* (Fig. 5.4) justificariam sua colocação nos cifozoários.

Fig. 5.4 - *Corumbella werneri* na interpretação de HAHN et al. (1982).

A- Estrutura da periderme tubular na porção proximal do holótipo (DGM 5602-1). Os "esclerosseptos" (S_1 , S_2 , S_3) seriam muito delicadamente construídos e, na parte externa da periderme, apenas fracamente indicados.

B- Forma e arranjo dos "polipários" (amostra DGM 5611-1). Três níveis de polipários seriam preservados: P_1 = nível basal, com traços de preservação parcial; P_2 = nível médio, apenas parcialmente intacto; P_3 = nível superior, polipários preservados como no nível P_2 .

C- Interpretação da suposta porção proximal (pólipo primário), com a representação de quatro esclerosseptos (protuberâncias) na parte interna dos anéis.

D- Corte transversal através da suposta porção distal, com arranjo dos polipários secundários similar àquele de *Pennatula*, ou seja, todos encurvados na mesma direção. O pólipo primário nessa porção seria fortemente reduzido e, como no caso dos pólipos secundários, envolvido por uma periderme firme.

E, F- Reconstituição de *Corumbella werneri*: face voltada para dentro da corrente (E) e do lado oposto (F).

Novas coletas na área revelaram a posição precisa de *Corumbella wernerii* na sequência de folhelhos cinza-escuros, calcíferos, da pedreira Itaú, abaixo do pacote de calcário com *Cloudina* (Fig. 4.2). Também foi registrada em finos níveis de calcário intercalados com folhelho na pedreira Lajinha (Fig. 4.3). Não ocorrem outros fósseis associados com *Corumbella wernerii*, seja *Cloudina*, icnofósseis ou metáfitas.

Os fósseis são tridimensionais (Fig. 5.5), preservados por conservação parcial, por meio de moldes ou, menos comumente, por incarbonização quando se assemelham a "tubos" achatados. O material original do fóssil parece ter sido lixiviado na maioria das amostras. Gipsita preenche os moldes abertos em muitos casos; também há carbonato associado aos fósseis.

As dimensões são comprimento máximo, ainda incompleto, de 140mm e largura de até 3mm, muito uniforme ao longo do espécime, normalmente com a relação comprimento/largura em torno de 10. Os espécimes aparecem na forma de duas, três ou até quatro séries longitudinais, também ocorrem formas unisseriadas. As séries são subdivididas em segmentos ou compartimentos, que variam de 25 a 50 segmentos por centímetro em oito espécimes medidos (seis do material-tipo), dispostos de forma oposta ou alternada, ou mesmo com aspecto imbricado, ao longo do espécime. Os compartimentos são normalmente ociosos e os exemplares melhor preservados, chegam a exibir três níveis de compartimentos.

Os espécimes não mostram evidências de conexões entre os compartimentos ou de quaisquer estruturas marginais para comunicação com o meio. Não há indícios de organização antero-posterior, nem do modo de reprodução ou ainda de estrutura de fixação. Nenhuma evidência foi encontrada de conexão entre partes uni e bisseriada. Dessa forma, o exame de dezenas de novos exemplares não confirmou a reconstituição feita por HAHN et al. (1982) de um organismo com uma porção proximal, unisseriada, conectada à porção distal, bisseriada (Fig. 5.4).

A flexibilidade dos organismos se confirma, conforme já referido pelos autores. A conotação anterior desse fóssil como representante da fauna de Ediacara não parece descabida, pois o tipo de preservação sugere um organismo de corpo mole, razoavelmente achatado que, provavelmente, teria que realizar as

Fig. 5.5 - Desenhos de *Corumbella wernerii* (A,B,C) com câmara clara. Formas bisseriada (A,B-GP/1E-3092) e unisseriada (C-GP/1T-97a) em preservação parcial, mostrando aspecto de compartimentos (A,B) e segmentado (C). B- detalhe da porção à direita de A com três níveis preservados (1- inferior; 2- médio; 3- superior). Escala em C serve para A. Formação Tamengo, pedreira Itaú, Ladário (MS).

trocas com o meio através de difusão. SEILACHER (1989) agrupa os representantes dessa fauna nos Vendozoa, uma designação por ele criada para tais organismos que ainda não representariam metazoários no sentido atual.

A abundância de espécimes sugere formas gregárias ou uma tanatocenose, porém, é possível que viviam em grupos, conforme preservados. A ocorrência em folhelho calcífero e em calcário argiloso sugere ambiente de águas mais profundas.

5.3.2.3 Fósseis tubulares do Grupo Itapucumi

Uma amostra de calcário escuro, fossilífero, coletado no Grupo Itapucumi, por F.F.M.de Almeida, cerca de 20km a sul do rio Apa, no Paraguai, exhibe tubos milimétricos, alongados, com até 20mm de comprimento e diâmetro máximo de 2mm, cujas margens são subparalelas a paralelas, e, comumente, com ápice anguloso (Est. 3, E, F). A orientação dos tubos, aparentemente paralela ao acamamento, sugere transporte e, por vezes, fragmentação. Ao microscópio, o calcário apresenta-se bastante recristalizado (pseudoesparito a pseudomicroesparito), com poucos fósseis, de granulometria rudácea (5 a 10mm de comprimento e diâmetro máximo de 3mm), de contorno pouco nítido, devido à recristalização; também não se distingue estrutura interna. Ocorre dissolução parcial da rocha e de partes do fóssil, com preenchimento por calcita espática. As características morfológicas desses fósseis são distintas de *Cloudina lucianoi* e do gênero *Cloudina*, em geral. Talvez, possam representar algas calcárias, que surgiram no registro geológico próximo à transição Proterozóico/Cambriano (RIDING & VORONOVA, 1984).

5.3.3 METÁFITAS: *Tyrasotaenia* sp.

Restos orgânicos megascópicos, na forma de fitas (Fig. 5.6; Est. 10, A-C), foram encontrados na Formação Tamengo, na pedreira Itaú em Ladário (no pacote de folhelhos contendo *Corumbella wernerii*) e em um afloramento a oeste desta pedreira, atrás do Campus da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, em Corumbá. Nas amostras da pedreira Itaú, os espécimes são bem visíveis nos folhelhos cinza-escuros, enquanto na outra localidade, a alteração dos folhelhos prejudica a preservação dos fósseis. Vários indivíduos podem estar presentes em um mesmo nível (Est. 10, A-C), embora, de modo geral, sejam raros na sequência.

Os fósseis compreendem compressões carbonosas, cinza-esbranquiçadas, lineares, cobertas por uma película de gipsita (secundária), às vezes encurvados, algo enrolados ou se entrecruzando. Um espécime parece estar ramificado (Fig. 5.6, A; Est. 10, B). Os filamentos apresentam bordos lisos sem qualquer evidência de serrilhamento e alcançam 58mm em comprimento, e de largura variam de 0,3 a 1,0mm, mais comumente em torno de 0,6mm. Parece não haver variação de largura ao longo de um mesmo indivíduo. Não há evidências de estrutura celular nem de órgãos de reprodução, como esporângios.

Os fósseis encontrados se assemelham muito aos vendotaenídeos, um grupo criado por GNILOVSKAYA (1971) para formas filamentosas, megascópicas, com dimensões muito variadas, ramificadas e não ramificadas, que ocorrem em sedimentos clásticos finos, de idade vendiana, na Plataforma do Leste Europeu. GNILOVSKAYA (1979) atribuiu os vendotaenídeos a algas rodofíceas ou feofíceas, porém, em trabalho recente, VIDAL (1989) questionou a atribuição dos vendotaenídeos às metáfitas e interpretou-os como bainhas gigantes de cianobactérias organotróficas.

GNILOVSKAYA (1985, *apud* HOFMANN, 1987) reconheceu três floras sucessivas de vendotaenídeos no intervalo Vendiano/Cambriano Inferior. Na flora inferior registrou os gêneros *Eoholynia*, *Orbisiana* e *Leiothricoides*; na média, *Vendotaenia*, *Astaenia* e *Leiothricoides*, e na superior (Vendiano

Fig. 5.6 – Representação esquemática de vendotaenídeos (A, B, C) da Formação Tanjengo, pedreira Itaú, Ladário (MS). Observar em A (indicado pela seta), forma possivelmente ramificada (vide também Estampa 10).

Terminal/Cambriano Inferior), *Tyrasotaenia* e *Dvinia*. VIDAL (1989) reconhece os vendotaenídeos como a categoria de megafósseis carbonosos com distribuição geográfica mais ampla (Europa, América do Norte, China, África), registrada no Vendiano Terminal (650-570 Ma) e Cambriano Inferior.

HOFMANN (1985) subdividiu, informalmente, o grupo vendotaenídeos em categorias morfológicas, separando-o em formas geralmente não ramificadas (vendotaenídeos, com os gêneros *Vendotaenia*, *Tyrasotaenia*, *Aataenia*, *Proterotainia*, *Lanceoforma*, *Grypania* e *?Helminthoidicnites*) e formas ramificadas (eoholynídeos: gêneros *Eoholynia*, *?Orbisiana*, *?Hajaphyton* e *?Ulophyton*).

Desse modo, os filamentos encontrados na Formação Tamengo podem ser enquadrados dentro dos vendotaenídeos e suas características morfológicas correspondem mais com as de *Tyrasotaenia* (GNILOVSKAYA, 1979): fitas que variam de finas a largas, superfície lisa e homogênea, sem estrutura celular ou órgãos reprodutores visíveis. SOKOLOV & FEDONKIN (1984) registraram *Tyrasotaenia* nas camadas do topo do Vendiano (Horizonte Rovno) na URSS e *Dvinia* no Horizonte Lontova (Tommotiano). Aparentemente, o Cambriano Inferior, a que GNILOVSKAYA (1979) se refere, corresponderia ao Andar Tommotiano, ou seja, a parte mais inferior deste período. Assim, os vendotaenídeos (*Tyrasotaenia* sp.) da Formação Tamengo constituem importante evidência de uma idade entre o Vendiano Terminal e o Cambriano Inferior para essa unidade.

As formas encurvadas, dobradas, não fragmentadas sugerem que eram flexíveis. Os poucos espécimes encontrados não exibem feições que sugiram o hábito de vida, planctônico ou bentônico. A afinidade biológica deve ser com algas, não necessariamente, metafíticas, uma vez VIDAL (1989) cita a ocorrência de bainhas, com dimensões semelhantes entre cianobactérias atuais. As margens lisas, sem evidência de serrilhamento, eliminam a possibilidade de representarem graptozoários.

5.3.4 ICNOFÓSSEIS

Os icnofósseis têm uma importância cada vez mais reconhecida para correlação dos estratos da transição Pré-Cambriano/Cambriano. As vantagens de sua utilização são inúmeras, destacando-se sua relativa abundância em sedimentos clásticos de águas rasas, seu reconhecimento e identificação fáceis, e sua preservação *in situ* (CRIMES, 1989). O estudo dos icnofósseis também permite inferências quanto ao comportamento dos animais primitivos.

Estão registrados aqui, pela primeira vez, icnofósseis na Faixa Paraguai, em arenitos da Formação Raizama, unidade inferior do Grupo Alto Paraguai. Os pontos de coleta situam-se em três localidades na região de Cáceres, sendo duas na rodovia BR 070, a 35 e a 20km a sudeste de Cáceres, e a outra na serra do Padre Inácio, em uma pedreira abandonada, 4km a sul do km64 da rodovia BR 174, a noroeste de Cáceres (Fig. 2.4).

As formas encontradas (Ests. 11-13) são muito simples, horizontais, muito semelhantes às assinaladas para o final do Pré-Cambriano. Formas perfurantes estão ausentes. Os poucos exemplares encontrados não permitem sistemática refinada, mas, podem ser atribuídos a organismos vermiformes, ou seja, "organismos moles, flexíveis, bilateralmente simétricos com órgãos sensoriais na porção anterior e excretores na porção posterior" (GOULD, 1989). Dentre esses, *Cochlichnus* e *Planolites* (Ests. 11, A-D; 12, A-B; 13, B), cuja amplitude temporal é do Vendiano ao Fanerozóico, ocorrem associados em seções do Vendiano à parte média do Cambriano Inferior (Andar Atdabaniano) de várias partes do mundo (Tab. 5.3), como Argentina, EUA, Canadá, Finlândia, Noruega, Espanha, União Soviética, Namíbia, Índia, Austrália e China (CRIMES, 1987, 1989; DURAND & ACEÑOLAZA, 1990).

Outras formas são mais problemáticas. Por exemplo, uma forma se parece com *Lockeia* (Est. 12, A, B), um icnogênero aparentemente formado por organismos portadores de concha bivalve, cujo registro mais antigo data do Ordoviciano. Isto implicaria em baixar a amplitude de *Lockeia*, ou em idade mais jovem para a Formação Raizama ou em mudar a identificação sistemática. Três formas que não mostram similaridade com

Tab. 5.3 - Amplitude temporal de icnogêneros da Formação Raizana em relação ao registro mundial, no intervalo Vendiano-Atadabaniano (modificado de CRIMES, 1987; DURAND & ACENOLAZA, 1990). Valores numéricos em Ma (10^6 anos).

	580	Vendiano	570	Tomotiano	560	Atadabaniano
1				<i>Planolites</i>		
2				<i>Cochlichnus</i>		
3				<i>Planolites</i>		
4				<i>Planolites</i>		<i>Cochlichnus</i>
5				<i>Planolites</i>		
6				<i>Cochlichnus</i>		
7				<i>Planolites</i>		<i>Planolites</i>
8				<i>Cochlichnus</i>		<i>Cochlichnus</i>
9				<i>Planolites</i>		

1- URSS, Polônia; 2- Cassiar Mountains, Canadá; 3- Rocky Mountains, Canadá; 4- White-Inyo Mountains, EUA;
5- Newfoundland, Canadá; 6- Norte da Espanha; 7- Finlândia; 8- China; 9- Austrália

icnofósseis conhecidos foram denominadas, provisoriamente, "Dubiofóssil 1, 2 e 3" (termo empregado para objetos ou estruturas de possível origem biogênica, mas não comprovada; SCHOPF, 1983), até que espécimes adicionais permitam sua classificação ou como fósseis verdadeiros ou como pseudofósseis.

Dubiofóssil 1 (Est. 12, D) tem alguma semelhança na forma geral com *Rusophycus*, um icnofóssil associado com trilobitas, porém, faltam as feições características desse icnogênero. Os espécimes atribuídos a Dubiofóssil 2 e 3 (Est. 13, C, D) assemelham-se a fósseis de corpo, respectivamente, medusa e organismo vermiforme.

5.3.5 ESTROMATÓLITOS

Os estromatólitos, depois da fase de expansão no Proterozóico Inferior e Médio, experimentaram o declínio ao final do Proterozóico, cujas supostas razões foram explicitadas no início deste capítulo.

A primeira menção a estromatólitos na Faixa Paraguai foi feita por ALMEIDA (1958) com a descrição dos estromatólitos da Formação Bocaina, em Corumbá, MS. Nesta pesquisa são registrados, pela primeira vez, estromatólitos da Formação Araras, com a descrição informal de quatro formas; inclusive uma mesma forma encontrada em duas localidades, distando cerca de 100km. Foram também confirmados os estromatólitos citados para a Formação Bocaina, na serra da Bodoquena (ALMEIDA, 1965b).

Os motivos de não se utilizar a nomenclatura binomial para os estromatólitos se devem ao pequeno número de amostras, à revisão taxonômica a que estão sendo submetidos ou que se torna necessária para os estromatólitos em geral, uma vez que formas muito distintas estão englobadas em um único grupo, como é o caso de *Collenia*. As descrições apresentadas para os estromatólitos seguem o roteiro de estudo proposto por GREY (1989), o qual utiliza a terminologia para estruturas estromatolíticas, baseada em HOFMANN (1969), PREISS (1972, 1976) e WALTER (1972). Os estromatólitos podem ser referidos como microbialitos (designação genérica que engloba estromatólitos e trombólitos, no sentido de

BURNE & MOORE, 1987).

5.3.5.1 Formação Bocaina

Na região de Corumbá, os estromatólitos foram descritos (ALMEIDA, 1958) em dolomitos da base da Formação Bocaina, na fazenda São Carlos, e classificados no grupo *Collenia* (Fig. 4.1, Loc. 7). Afloram em blocos soltos, submétricos, em uma área plana de pastagem, de cerca de 20m de largura por 100m de comprimento. Desta forma, a espessura original é desconhecida, mas algumas colunas alcançam 60cm de altura que fornece uma estimativa grosseira da espessura original da camada. Aparentemente, os estromatólitos constituem um biostroma (comprimento pelo menos 100 vezes a altura, na definição de WALTER, 1972), sobreposto a cerca de 2m de dolomito cinza-claro com estratificação plano-paralela e cruzada. Sua base não é visível e o contato superior foi erodido.

Os estromatólitos individuais ocorrem na forma de colunas cilíndricas, não ramificadas, retas, moderadamente preservadas. Em seção transversal apresentam contorno circular a elíptico, com diâmetros de 7 a 30cm, razoavelmente constante para cada coluna. A altura (incompleta) das colunas varia entre 12 e 60cm. A estrutura marginal é caracterizada por uma parede única (formada pela inflexão para baixo e superposição de lâminas sucessivas) e algumas pontes entre colunas (Est. 14, B-E). As lâminas são moderadamente convexas e lisas e de espessura submilimétrica, com relevo sinóptico moderado (cerca de 3cm) e grau de herança morfológica alto, entre lâminas sucessivas.

O espaço intercolunar é preenchido por intraclastos, alguns com evidente deformação plástica, de coloração cinza-escura que o diferencia do estromatólito, que é cinza-claro na superfície e cinza-avermelhado em corte longitudinal ou transversal.

Raros fragmentos de estromatólitos foram encontrados na Formação Bocaina, em Morrinhos (Fig. 4.1, Loc. 8), na forma de domos baixos (Est. 14, A), acima de uma brecha dolomítica, não tendo sido possível uma descrição mais detalhada.

É aqui utilizada a nomenclatura não formal de estromatólito **Forma 1** para os estromatólitos da Formação Bocaina, da fazenda São Carlos, Corumbá.

Os estromatólitos da área de Bonito, serra da Bodoquena, estão em geral silicificados e mal preservados, o que dificulta sua descrição. O estromatólito da fazenda Colina (Fig. 4.4; Foto 4.6) foi encontrado como um bloco silicificado dentro de uma brecha dolomítica. O bloco mostra claramente um indivíduo e partes de dois outros, lateralmente ligados. A coluna central tem de 7 a 7,5cm de largura por 25cm de altura. É constituído por lâminas finas (1mm), pouco convexas até perto da margem, onde infletem fortemente como se fossem constituir parede. O relevo sinóptico chega a 1,5cm de altura. Foi impossível coletar estes espécimes.

BOGGIANI (1990) refere-se a estromatólitos na fazenda Ressaca (Fig. 4.4), que incluem formas colunares incompletas em dolomito, atingindo 0,5m de largura e cerca de 1m de altura, além de oncólitos achatados, com diâmetros entre 5 e 8cm. Estes estromatólitos podem apresentar fraca reação para fosfato, mais comumente na matriz dolomítica. Outra localidade referida por BOGGIANI é a fazenda Santa Cruz, próxima à estação ferroviária Guaicurus (norte de Bodoquena), onde ocorrem formas colunares não ramificadas, cilíndricas, silicificadas, com 10 a 20cm de largura e 30 a 50cm de altura. As margens dos estromatólitos são irregulares e existem pontes ligando as colunas. As lâminas são moderadamente convexas e lisas. O espaçamento entre as colunas é de até 2cm e preenchido por sílex que substitui o dolomito.

5.3.5.2 Formação Araras

Os estromatólitos registrados na Formação Araras estão distribuídos em três localidades na região de Cáceres, sendo uma na pedreira da serra do Padre Inácio e as outras duas nos km698 e 707,5 da rodovia BR 070 (Figs. 5.7; 5.8; Est. 15).

Na pedreira da serra do Padre Inácio, os estromatólitos mostram grau de preservação moderado, devido aos

processos de dolomitização e silicificação e à presença de estilólitos, que dificultam a observação das feições originais.

O estromatólito designado Forma 2 (Fig. 5.7; Est. 15, A) está preservado na parte basal de uma sequência de cerca de 12m de dolomito parcialmente silicificado. A altura atinge 24cm, limitada na base e no topo por camadas de evaporito com, respectivamente, 4 e 1,5cm de espessura (provavelmente parcial). A extensão lateral deste nível estromatolítico não é visível, daí não ser possível determinar a natureza da camada, se biostroma ou bioerme. Forma 2 se inicia com laminação estratiforme que evolui para formas colunares, que voltam novamente à laminação estratiforme. A parte laminada da base apresenta-se suavemente ondulada formando domos baixos, não uniformes, de 2,5 a 4cm de altura. As lâminas são pouco convexas, lisas, com baixo a moderado grau de herança e relevo sinóptico baixo, de até 1cm. Estes laminitos microbianos são sobrepostos por cerca de 13cm de formas colunares.

As colunas são retas, pouco inclinadas, com hábito ramificado, multifurcado. A altura das colunas varia entre 1,3 e cerca de 6cm. A largura mais comum está entre 1 e 1,5cm, com um máximo de 5cm, com elongação (razão entre altura e largura) maior que 2. A forma das colunas, em seção transversal, é circular a ovalada. As colunas mostram mudanças suaves de largura. Não estão evidentes parede ou outra estrutura marginal. As lâminas são moderada a fortemente convexas, lisas, com alto grau de herança e relevo sinóptico baixo. Os espaços intercolunares estão preenchidos por dolomito silicificado, com alguns pseudomorfos de evaporitos.

A parte superior desta camada estromatolítica compreende cerca de 7cm de laminitos ondulados, aparentando pseudocolunas nos primeiros 2 a 3cm. As lâminas são pouco a moderadamente convexas e lisas. O grau de herança é moderado a baixo e o espaçamento entre as lâminas é de 2mm.

Outra amostra estromatolítica, também coletada na parte basal da pedreira, pode ser classificada como Forma 2, porém, a ramificação não é tão perceptível como na amostra descrita acima (Fig. 5.7).

Ainda neste local, foi encontrado estromatólito em

Fig. 5.7 - Aspecto de seções longitudinais (A,B) e seção transversal (C) de estromatólitos da Fm. Araras na serra do Pe. Inácio, mostrando morfologia estratiforme a colunar (Forma 2). A (GP/6E-39); B, C (GP/6E-40). Escala em C serve para B.

bloco solto, que apresenta hábito colunar cilíndrico, expandindo-se ligeiramente para o topo das colunas, sem ramificação (Fig. 5.8, A). Em três indivíduos medidos, a altura (parcial) variou de 7 a 11cm e a largura, de 2 a 6cm. A seção transversal mostra contorno circular.

A alteração diferencial deixou cavidade na porção central, evidentemente menos silicificada que as margens e a base (Est. 15, B). A silicificação deve ter sido relativamente tardia na diagênese do estromatólito, pois não apresenta microfósseis nem vestígios de matéria orgânica, e outras estruturas primárias são mal preservadas.

Em seção longitudinal, os indivíduos mostram suaves mudanças de largura e nas margens a parede parece multilaminada (2 ou 3), com possíveis pontes. As lâminas são parabólicas e lisas, com relevo sinóptico moderado e grau de herança alto. O sedimento que preenche os interespaços é doloarenito silicificado ou *grainstone* (DUNHAM, 1962). Essa forma de estromatólito é designada aqui como **Forma 3**.

A última forma, **Forma 4**, encontrada na mesma pedreira, também em bloco solto (Fig. 5.8, C-E; Est. 15, D) é representada por um único indivíduo colunar, não ramificado, de formato turbinado (acentuado aumento de largura da base para o topo). A coluna mede 7cm de altura (parcial) e a largura varia de 7cm na base a 10cm próximo ao topo. A seção transversal mostra contorno circular ou elíptico (incompleto). A parede é multilaminada, mais evidente e espessa para o topo. As lâminas são muito convexas e lisas, tornando-se ligeiramente onduladas nas paredes. O relevo sinóptico é moderado (aproximadamente 3,5cm) e o grau de herança, alto. O material adjacente à coluna é constituído por cerca de 3cm de *grainstone* oolítico (submilimétricos) e intraclástico (submilimétricos até 0,5cm) com gradação, para cima, para níveis mais finos. A parte central da amostra foi mais intensamente intemperizada do que as margens, como nos exemplares da **Forma 3** descritos acima. Na Figura 5.8, B, C estão representados indivíduos da **Forma 3** e **Forma 4** em uma mesma amostra. Deste modo, devem representar o mesmo nível, que não foi identificado na pedreira.

No afloramento do km698 (32km a sudeste de Cáceres) da

Fig. 5.8 - Aspecto laminar de seções longitudinais (A, D, F, G) e seção transversal (E) de estromatólitos da Fm. Araras, na serra do Pe. Inácio (A-E) e na rodovia BR 070 (F, G). Forma 3 : A (GP/6E-41); B (GP/6E-42-a). Forma 4: C (GP/6E-42b); D, E (GP/6E-43). Forma 5: F, G (GP/6E-44).

rodovia BR 070, ocorrem estromatólitos silicificados, em blocos soltos. Um deles, aparentemente se expande para cima (tipo turbinado, Forma 4), com largura variando de 5 a 7cm na base, até cerca de 15cm no topo. Em outros cinco indivíduos, os diâmetros, em seção transversal, mostram contorno elíptico e as seguintes dimensões (diâmetro maior x diâmetro menor): 13cm (incompleto) x 13cm, 17 x 13cm, 12 x 7,5cm, 7,5 x 7cm e 5,5 x 3cm. Há poucos detalhes nítidos, mas o tipo de alteração é o mesmo observado nas formas 3 e 4 da pedreira da serra do Padre Inácio (Est. 15, E).

O estromatólito Forma 5 (Fig. 5.8, F, G; Est. 15, C) foi coletado no km707,5 da rodovia BR 070. Junto a uma exposição de 20cm de calcário cinza-escuro silicificado, foi encontrada uma amostra solta de sílex com estromatólito colunar, que deve ser do local. As colunas apresentam ramificação paralela, aparente coalescência entre algumas e atitude pouco inclinada em relação ao plano de acamamento. A altura das colunas (parcial) é de 4cm e a largura (parcial), de 6cm. Não mostram parede, nem ornamentação marginal. As lâminas são lisas e moderadamente convexas, com relevo sinóptico baixo a moderado e grau de herança moderado. O grau de preservação é moderado, semelhante ao dos outros estromatólitos. Intraclastos do material intercolunar são de coloração amarelada, resultante da erosão do calcário escuro, já silicificado.

A Tabela 5.4 apresenta um resumo das características e a comparação entre os estromatólitos descritos da Formação Bocaina, em Corumbá, e aqueles da Formação Araras.

5.3.5.3 Interpretação paleoambiental dos estromatólitos

A presença de estromatólitos colunares das formações Bocaina e Araras, associados a oncólitos e intraclastos, sugere ambiente com certa movimentação das águas. Oncólitos, como por exemplo, os de dimensões centimétricas da Formação Bocaina na região de Bonito, devem ter sido formados em águas rasas sob condições de energia intermediária entre as que permitem a formação de esteiras microbianas e aquelas necessárias para a acreção de oólitos e pisólitos (SWETT & KNOLL, 1985).

Tab 5.4— Comparação entre estromatólitos das formações Bocaina e Araras

FORMA	HABITO	RAMIFI- CAÇÃO	CONVEXIDADE DAS LAMINAS	ESTRUTURA DA MARGEM	DIMEN- SÕES	OCORRENCIA
1	Colunar: cilíndrico	Não	Moderada	Parede única	dm	Fm.Bocaina
2	Misto: estratiforme passando a domos baixos que se ramificam	Paralela: multifur- cada	Baixa (na base) a moderada a alta nas colunas	Sem parede	cm	Fm.Araras, serra do Pe. Inácio
3	Colunar: cilíndrico, expandindo-se ligei- ramente para os topos	Não	Alta a parabólica	Parede multilaminada, mais evidente para o topo.Possíveis pontes	cm	Fm.Araras, serra do Pe. Inácio
4	Colunar: turbinado (expandindo-se acen- tuadamente para o topo)	Não	Alta	Parede multilaminada	cm	Fm.Araras, serra do Pe. Inácio e km 698 BR-070
5	Colunar: cilíndrico, ramificado com tendência à coalescência	Paralela	Moderada	Sem parede. Algumas pontes.	cm	Fm.Araras km 698 BR-070

Especificamente, o estromatólito Forma 2 da Formação Araras na região de Cáceres, que se apresenta limitado abaixo e acima por evaporitos (pseudomorfo), mostra evidências de salinidade variável no ambiente deposicional. Os laminitos presentes na base e no topo da camada estromatolítica parecem estar relacionados a maior salinidade, intercalados com formas colunares que devem representar época(s) de salinidade mais baixa, variando entre as faixas de intermaré e supramaré, predominantemente, nesta última.

5.3.6 PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA

Segue abaixo a paleontologia sistemática dos taxa aqui individualizados, para os quais foi possível atribuir um nome científico ou que, mesmo sendo problemáticos (dubiofósseis), merecem tratamento sistemático por causa de sua importância paleontológica. São excluídos desta discussão especializada, as cinco formas de estromatólitos descritas acima, e aqueles microfósseis orgânicos muito simples e raros, inclusive os filamentos da Formação Santa Cruz, referidos por FAIRCHILD *et al.* (1978). Assim sendo, são tratados os seguintes taxa: *Melanocygrillum* sp., *Sphaerocongregus variabilis*, *Cloudina lucianoi*, *Corumbella wernerii*, *Tyrasotaenia* sp., *Cochlichnus* sp., cf. *Lockeia* sp., *Palaeopohycus* sp., *Planolites* sp. 1, *Planolites* sp. 2, Dubiofóssil 1, Dubiofóssil 2 e Dubiofóssil 3.

5.3.6.1 Microfósseis Incertae sedis

Gênero *Melanocygrillum* Bloeser, 1985

Espécie-tipo: *Melanocygrillum hexodiadema* Bloeser, 1985

Melanocygrillium sp.

Est. 1, A-O; Tab. 5.1

Descrição: Microfósseis unicelulares, bipolares, em forma de vaso, com parede orgânica, sem ornamentação. Polo oral aberto, comumente com pescoço reto, bem distinto, alargando-se muito suavemente para o polo oral, polo aboral fechado. Seção transversal circular, com largura entre 28 e 108 μm , com predomínio entre 46 e 62 μm (102 de 187 espécimes medidos). Em seção longitudinal, comprimento total entre 60 e 143 μm , mais frequentemente entre 92 e 125 μm , nos 42 espécimes medidos. Comprimento do pescoço entre 10 e 70 μm . Largura da abertura oral de 16 a 36 μm . Parede fina a moderadamente espessa (de 1 a 8 μm de espessura). Nenhuma evidência de piloma.

Material: Melanocirilídeos encontrados em cinco lâminas petrográficas de clastos carbonáticos em arcóseos conglomeráticos da Formação Urucum, sendo duas da morraria do Urucum (GP/L-3T-45; GP/L-4E-1323) e três amostras da morraria do Rabicho (GP/L-4E-1324 a 1326), depositadas na Coleção do DPE, IG-USP.

Discussão: O formato distinto e as dimensões destes microfósseis permitem sua classificação no gênero *Melanocygrillium* Bloeser, 1985. O material aqui estudado é moderadamente preservado, visível apenas em lâminas petrográficas, não resistindo à maceração química. Uma franja de cristais fibrosos irradia da região da parede de muitos exemplares, mascarando parcialmente a estrutura original (Est. 1, A, B, D, G, M). Vários microfósseis se apresentam silicificados (Est. 1, E). É possível, ainda, que a ausência de pescoço, quando não resultante da orientação dos espécimes, se deva à perda durante os processos tafonômicos.

Espécimes da Formação Urucum diferem dos outros vase-shaped microfossils descritos do Proterozóico Superior (BLOESER *et al.*, 1977; BLOESER, 1985; VIDAL, 1979; KNOLL & VIDAL, 1980; BINDA & BOKHARI, 1980) pela presença de pescoço longo; nesse caso têm mais semelhança com *M. hexodiadema* Bloeser, 1985. Porém, importantes detalhes da porção oral, como por exemplo a abertura triangular e o piloma, não estão preservados, impedindo assim a caracterização específica. Melanocirilídeos são, mais comumente, considerados acritarcas.

A distribuição geológica dos melanocirilídeos é restrita, até o momento, a rochas do Proterozóico Superior (950 - 700 Ma; HOFMANN, 1987).

Gênero *Sphaerocongregus* Moorman, 1974

Sphaerocongregus variabilis

Est. 2, A

Sinonímia: *Davlinella faveolatus* Shepeleva, 1962, p. 170, Fig. 1. # *Favososphaera sola* Burmann, 1972, p. 405-406, Est. 3, Figs. 8-12. # *Sphaerocongregus variabilis* Moorman, 1974, p. 535, Est. 1, Figs. 1-4, 7-9. # *Sphaerocongregus variabilis* Cloud, Moorman, Pierce, 1975, p. 134-135, Figs. 3-18. # *Davlinella faveolata* Vidal, 1976, p. 17-18, Fig. 7. # *Davlinella faveolata* Knoll, Blick, Awramik, 1981, p. 250, Est. 1, Figs. Q, R. # *Davlinella* sp. A Hofmann, 1984, p. 285-289, Est. 32.1, Figs. A-G. # *Sphaerocongregus* sp. A Foster, Cernovskis, O'Brien, 1985, p. 262-266, Figs. 2-4. # *Davlinella faveolata* Germs, Knoll, Vidal, 1986, p. 54-55, Fig. 4, g, i, j. # *Sphaerocongregus variabilis* Vidal & Nystuen, 1990, p. 192-196, Fig. 7, A, B, D, E, G-L.

Descrição: Agregados esféricos de material orgânico cinza-escuro, com diâmetro entre 4 e 15 µm, mais comumente com 7 µm (N= 20 espécimes), consistindo de minúsculos globulosos densamente agrupados, variando de 0,5 a 2 µm de diâmetro.

Material estudado: Microfósseis registrados de folhelhos e calcários calcíferos da pedreira Itaú, Ladário, MS. Lâminas GP/4T-224, GP/4E-1330 da Coleção do DPE-IGUSP.

Discussão: MOORMAN (1974) incluiu três categorias morfológicas dentro de *Sphaerocongregus variabilis*: células cocoidais simples com 3 a 5 µm de diâmetro; células cocoidais maiores, 5 a 16 µm de diâmetro, ocorrendo individualmente ou em cadeias longas; massas globosas sólidas (?) com 5 a 20 µm de diâmetro, compostas de subunidades cocoidais de 0,1 a 2 µm de diâmetro. De acordo com VIDAL & NYSTUEN (1990), os vários morfotipos podem representar ou não o mesmo taxon.

Os espécimes aqui registrados como *S. variabilis* são

os de agregados esferoidais (3º tipo morfológico de MOORMAN, 1974), conforme considerado pela maioria dos autores citados em sinonímia.

Esses microfósseis têm sido relacionados a esporângios de cianobactérias planctônicas, assemelhando-se a certas chroococcales atuais (HOFMANN, 1984, 1987; VINAL & NYSTUEN, 1990).

Sphaerocongregus variabilis é uma forma com valor bioestratigráfico, assinalada como característica do Vendiano (HOFMANN, 1987), mas também conhecida do Cambriano Inferior do Canadá (HOFMANN, 1984) e da Austrália (FOSTER *et al.*, 1985).

Dessa forma, a presença de *Sphaerocongregus variabilis* na Formação Tamengo favorece a argumentação de idade vendiana para essa unidade, reforçada pela ocorrência de metazoário *Cloudina* em calcários na mesma seção, a exemplo da Namíbia.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Folhelhos e calcários calcíferos da Formação Tamengo, da parte superior da seção exposta na pedreira de calcário Itaú, em Ladário, MS.

5.3.6.2 Metazoários

Filo, Classe, Ordem, Família Incertae sedis

Gênero *Cloudina* Germs, 1972

Sinonímia: *Aulophycus* Beurlen & Sommer, 1957, p. 12-13, 30-33, Est. I a IV. # *Cloudina* Germs, 1972, p. 753-757, Est. 1, Figs. 1 - 13. # *Cloudina* Glaessner, 1976, p. 265-268, Est. 1, Fig. 2; Est. 2, Fig. 1-6. # *Cloudina*? Chen Meng'e & Wang, 1977, p. 220-221, Figs. 1a-b. # *Cloudina*? Yochelson & Stump, 1977, p. 872-875, Figs. 2 a-d. # *Sinotubulites* Chen Meng'e, Chen Yiguan, Qian Yi, 1981, p. 119 - 120, Est. 1, Figs. 1-2; Est. 2, Figs. 1-6. # *Cloudina* Zaine & Fairchild, 1985, p. 130. # *Cloudina* Hahn & Pflug, 1985, p. 421-425, Est. 1, Figs. 1-2; Est. 2, Figs. 3-4. # *Sinotubulites* McMenamin, 1985, p. 1416-1421, Figs. 3.2-3.6, 4.1, 4.2, 4.4-4.7, 5.2; 5.3, 5.5, 5.6. # *Cloudina* Zaine & Fairchild, 1987, p. 804-807, Figs. 1-7. # *Sinotubulites* Signor, Mount, Onken, 1987, p. 431-432, Fig. 5.1. # *Nevadatubulus* Signor,

Mount, Onken, 1987, p. 428-429, Figs. 3, 4.1-4.14. # Fósseis tubulares Palacios, 1989, p. 63, Est. 16, Figs. 1-4. # *Cloudina* Conway Morris, Mattes, Chen Meng'e, 1990, p. 252-256, Figs. 4, 5. # *Cloudina* Grant, 1990, p. 287-290, Figs. 4-10.

Espécie-tipo: *Cloudina hartmannae* Germs, 1972

Diagnose (emendada): Pequenos tubos calcários, levemente curvos a sinuosos, fechados em uma extremidade e abertos em outra, constituídos de parede interna composta por várias camadas finas, orgânicas, parcialmente calcificadas, excentricamente depositadas dentro das camadas anteriores. Parede externa ornamentada com estriações transversais e depressões.

Cloudina lucianoi

Ests. 3-6, Figs. 5.2, 5.3

Sinonímia: *Aulophycus lucianoi* Beurlen & Sommer, 1957, p. 12-13, 30-33, Est. 1 a 10. # *Cloudina waldei* Hahn & Pflug, 1985, p. 423-425, Est. 1, Figs. 1, 2; Est. 2, Figs. 3, 4. # *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer) Zaine & Fairchild, 1985, p. 130; Zaine & Fairchild, 1987, p. 804-807, Figs. 1-7. *Cloudina lucianoi* Grant, 1990, p. 280, Fig. 10-E.

Descrição: Tubos calcários gregários, suavemente curvos, não segmentados, não ramificados, fechados por uma terminação arredondada no ápice, abertos na extremidade distal. Seções transversais circulares, ovaladas. Parede com estrutura composta, com 1 a 5 finas camadas orgânicas e calcificadas, geralmente excêntricas, com abundante espaço entre elas. Diâmetros entre 0,2 e 3,8mm e comprimento máximo de 15mm; suave aumento no diâmetro do tubo do ápice para a extremidade distal. Superfície interna da parede, lisa; superfície externa, lisa a irregular, raramente com estriações transversais.

Material estudado: Parte do material-tipo de BEURLEN & SOMMER (1957), depositado na Coleção de Paleobotânica da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM - Rio de Janeiro, sob os números 1149, 1151 a 1157, 1159 e cinco lâminas delgadas deste material.

Também inclui material coletado por Fairchild em 1979 e por Zaine em 1984 e 1988, depositado nas Coleções de Paleontologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IG-USP, sob os números GP/1T- 94, GP/1T- 95, GP/1T- 99 a 109, GP/1E- 3116 a 3124, GP/1E- 3869 a 3891.

Discussão: *Cloudina lucianoi* difere de *Cloudina hartmannae* e de *Cloudina riemkeae*, da Namíbia por raramente apresentar ornamentação na superfície externa. Mostra diâmetros no domínio inferior de *Cloudina hartmannae* e tem paredes relativamente finas como na espécie menor, *Cloudina riemkeae*. No geral, seu tamanho é intermediário entre o de *Cloudina riemkeae* e o de *Cloudina hartmannae*. A proposição da espécie *Cloudina waldei* Hahn & Pflug, 1985, deve ser suprimida, pois foi criada com base em material da localidade-tipo de "*Aulophycus lucianoi*" e, pelas figuras e descrições publicadas, se trata do mesmo fóssil. Portanto, contraria as normas do *International Code of Zoological Nomenclature* (1985) e deve ser considerada um sinônimo junior de *Cloudina lucianoi*.

Crescimento periódico por acreção interna e forma sinuosa do tubo são incompatíveis com uma origem algácea, como queriam BEURLEN & SOMMER (1957). Afinidades com esponjas ou arqueociatídeos são rejeitadas, pois as camadas da concha são imperfuradas. Apesar da forma de meio-anéis, em seção transversal, semelhante aos poliquetas da família Sêrpulidae, *Cloudina* não apresenta parede robusta como os serpulídeos. *Cloudina* foi, provavelmente, um organismo filtrador de lama, pelo menos com grau de organização de Cnidaria (GRANT, 1990).

As espécies da Namíbia, *Cloudina hartmannae* e *C. riemkeae* teriam constituído bioermes (GERMS, 1972; GRANT, 1990), portanto, de hábito gregário e sedentário. Os exemplares da Formação Tamengo não mostram evidência de terem formado bioermes, mas também devem sido gregários e sedentários.

Distribuição geográfica e estratigráfica: A localidade-tipo é a pedreira de calcário Itaú de Ladário, da Formação Tamengo que data da transição Proterozóico/Cambriano. O local da coleta original, próximo à antiga casa da bomba d'água, encontra-se encoberto por rejeito de lavra; dali Fairchild coletou material adicional em 1979. Na extremidade leste da pedreira, algumas

centenas de metros do ponto anterior, os fósseis foram encontrados *in situ* em calcários cinza-escuros, em quatro níveis nos últimos 3m de seção exposta na pedreira. *C. lucianoi* também ocorre em três níveis muito próximos numa pedreira de calcário abandonada na vila de pescadores em Corumbá e na pedreira Lajinha, cerca de 12km a sul de Corumbá, onde foi observada em lâminas petrográficas de calcário cinza-escuro.

Filo, Classe, Ordem, Família Incertae sedis

Gênero *Corumbella* Hahn, Hahn, Leonardos, Pflug, Walde, 1982

Diagnose (emendada): Organismos fósseis alongados (incompletos), segmentados, retos a fortemente curvos, com arranjo longitudinal em uma ou duas (excepcionalmente até quatro?) séries de compartimentos, aproximadamente cilíndricos, em até três níveis sobrepostos. Em formas uni ou bisseriadas (mais comuns), largura até 3mm, uniforme; comprimento máximo de 140mm, com 2,5 a 5 segmentos por mm. Fósseis representados por uma periderme relativamente firme, lisa, possivelmente quitinosa.

Espécie-tipo: *Corumbella wernerii* Hahn, Hahn, Leonardos, Pflug, Walde, 1982

Ests. 7-10; Figs. 5.4, 5.5.

Sinonímia: *Corumbella wernerii* Hahn, Hahn, Leonardos, Pflug, Walde, 1982, p. 3-10, Ests. 1-3, Figs. 3-5, 9, 11. #
Corumbella wernerii Zaine & Fairchild, 1987, p. 806, Est. 1, Figs. 8-10.

Diagnose: Como para o gênero.

Material estudado: Parte do material-tipo de HAHN et al. (1982) depositado na Coleção de Paleontologia da Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM) - Rio de Janeiro, sob os números DGM-5601-I, DGM-5604-I a DGM-5613-I, à exceção do holótipo (DGM-5602-I) e da amostra DGM-5603-I, ainda de posse dos autores. Também inclui material coletado por Gisela L. Alexandre em 1979, por Fairchild em 1979 e por Zaine em 1984 e 1988, depositado na Coleção de

Paleontologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IG-USP, sob os números GP/1E- 3092 a 3094, GP/1T- 96 a 98, GP/1E- 3099 a 3109, GP/1E- 3113, GP/1E- 3115, GP/1E- 3840 a 3868.

Discussão: A espécie *Corumbella wernerí* foi descrita por HAHN et al. (1982) como representante da classe Scyphozoa (Phylum Cnidaria), com base na semelhança com o gênero recente, de periderme quitinosa, *Stephanoscyphus* Allman, 1874, da subclasse Scyphomedusae, mas com diferenças suficientes, segundo os autores, para justificar a criação da nova subclasse Corumbellata (Figs. 5.4; 5.5). Os pontos cruciais na reconstituição são a presença de quatro esclerosseptos, conforme presentes em *Stephanoscyphus*, e passagem de uma porção proximal unisseriada (pólipo primário) para uma distal (pólipo secundário), bisseriada, com numerosos polipários, esta semelhante aos penatuláceos atuais (classe Anthozoa). Não foi verificada conexão entre as porções proximal e distal, entre as dezenas de novos espécimes observados nem mesmo na parte do material-tipo depositado no DNPM. A presença dessas porções na ilustração do holótipo não é convincente; essa amostra ainda se encontra com os autores e não estava disponível para estudo.

A fossilização é do tipo preservação parcial, com espaços ociosos nos compartimentos, por provável lixiviação do material original; moldes compostos, com preenchimento por calcita, gipsita; ou menos, comumente, por incarbonização, quando se assemelham a "tubos" achatados. A flexibilidade parece ter existido, em função das formas fortemente encurvadas e não rompidas.

A reconstrução do organismo fica prejudicada, uma vez que os espécimes não mostram diferenciação em regiões antero-posterior, dorso-ventral, nem ornamentação ou ramificação ou mesmo quaisquer estruturas especializadas para reprodução e para fixação. Os indivíduos são numerosos e aparecem pouco fragmentados, raramente com os segmentos separados, e devem ter tido hábito gregário. A ocorrência em folhelho calcífero e em calcário argiloso (caso da pedreira Lajinha) sugere ambiente de águas profundas para tal organismo.

A conotação dada a *Corumbella wernerí* por HAHN et al. (1982) como um representante da fauna de Ediacara não parece

descabida; mesmo tridimensionalmente preservado, poderia ter constituído um organismo de corpo mole, suficientemente achatado para realizar suas trocas com o meio através de difusão. *Corumbella wernerii* mostra alguma semelhança com os charniídeos vendianos que, por sua vez, são comparados com penatuláceos atuais. Porém, a ausência de organismos recentes com feições mais próximas de *Corumbella wernerii*, sugere que este organismo poderia não estar agrupado entre os Metazoa, no sentido atual (GOULD, 1989), e, sim ser incluído nos Vendozoa, segundo a designação de SEILACHER (1990).

Distribuição geográfica e estratigráfica: Parte mediana do segundo pacote de folhelho calcífero, intercalado nos calcários da Formação Tamengo, pedreira de calcário da Companhia de Cimento Itaú, em Ladário, MS, na margem direita do rio Paraguai. *Corumbella* foi, ainda, encontrada na pedreira Lajinha, na mesma unidade estratigráfica, em um nível decimétrico de calcário intercalado em folhelho.

5.3.6.3 Metáfitas (algas eucarióticas)

Grupo Vendotaenides Gnilevskaya, 1971

Gênero *Tyrasotaenia* Gnilevskaya, 1971

Espécie-tipo: *Tyrasotaenia podolica* Gnilevskaya, 1971

Tyrasotaenia sp.

Est. 10, A-C; Fig. 5.6, A-C

Descrição: Compressões carbonosas em forma de fitas, fragmentadas, de bordos lisos, retas a fortemente encurvadas, chegando a descrever uma volta em torno de si mesma; 0,3 a 1,0mm de largura, comumente em torno de 0,6mm, e até 50mm de comprimento (N= 25 espécimes); cor cinza-clara, devido, principalmente à fina película de gipsita que recobre os espécimes; apenas um caso que aparenta dicotomia; sem evidências de estrutura celular interna ou de estrutura reprodutiva ou ainda de estrutura especializada para fixação dos indivíduos. Espécimes raros na sequência, mas comuns num mesmo plano de acamamento.

Material: Vendotaenídeos encontrados em folhelhos calcíferos da Formação Tamengo, na pedreira Itaú, Ladário, depositados na Coleção de Paleobotânica, do DPE, IG-USP, com os números GP/3E-5464 a 5474.

Discussão: Pelas dimensões, os espécimes são, à primeira vista, associados com algas metáfitas. Porém, VIDAL (1990) compara os vendotaenídeos a bainhas gigantes de cianobactérias, semelhantes ao gênero recente *Thioploca*. As margens lisas dos espécimes da Formação Tamengo excluem a possibilidade de representarem graptozoários. Assemelham-se a formas atribuídas ao gênero *Dalmanella* Hofmann, 1985, mas diferem destas pela maior flexibilidade das fitas. O material aqui estudado é, pois, classificado no gênero *Tyrasotaenia* com base na caracterização de GNILOVSKAYA (1979), como fitas de largura bastante variável, sem estrutura interna visível, raramente ramificadas (vide também HOFMANN, 1985).

Segundo GNILOVSKAYA (1985, *apud* HOFMANN, 1987), *Tyrasotaenia* é restrita ao intervalo Vendiano Terminal/Cambriano Inferior na Plataforma do Leste Europeu, aparentemente, aos horizontes Rovno, inferior e Lontova, superior, o primeiro atribuído ao Vendiano e o segundo ao Tommotiano, primeiro andar do Cambriano (SOKOLOV & FEDONKIN, 1984).

5.3.6.4 Icnofósseis

Gênero *Cochlichnus* Hitchcock, 1858

Cochlichnus sp.

Est. 11, A-D

Descrição: Traco horizontal, liso, planar, alongado, irregularmente meandrante, em epirelevo (semi-relevos na superfície de topo de camada de arenito: côncavo, forma de sulco; convexo, forma de crista ou elevação; SEILACHER, 1964), ocorrendo entre cristas de marcas onduladas. O comprimento varia de 22 a 93mm e a largura de 2 a 3mm (N= 7 espécimes). A amplitude dos meandros é variável entre 6 e 20mm e o comprimento de onda oscila entre 35 e 40mm.

Material estudado: Uma amostra de arenito fino a muito fino com os traços preservados em epirelevo, com o número de Coleção GP/7E-210.

Discussão: *Cochlichnus* sp. difere de *C. kochi* (Ludwig), em HANTZSCHEL (1975, p.50, Fig.31,i) e de *Cochlichnus* referido por ACENOLAZA (1978) por não apresentar regularidade dos meandros; difere de *C. lagartensis* (MUNIZ, 1980, Figs. 1-3) por apresentar interrupções dos meandros a cada três concavidades.

Segundo CRIMES (1987), *Cochlichnus* representa uma escavação sinuosa e simples que aparece no Vendiano Superior e tem registro por todo o Fanerozóico.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Arenito da porção inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá - Cáceres (BR 070), km 693-695, 35km a sudeste de Cáceres.

Lockeia James, 1879

cf. *Lockeia* sp.

Est. 12, A,B

Descrição: Traco curto, fusiforme, afilado em uma extremidade e arredondado na outra, superfície lisa, simétrica longitudinalmente, oblíqua à estratificação. Comprimento entre 3 e 12mm e a largura na parte mediana, de 1 a 5mm (N= 14

espécimes).

Material estudado: Uma amostra de arenito fino/médio com os traços preservados em epirelevo convexo, depositada na Coleção do DPE, IG-USP, sob o número GP/7E-211.

Discussão: *Lockeia* foi referida por SEILACHER (1953) como o gênero *Pelecypodichnus*, correspondendo, etologicamente, a um traço de habitação (*domichnia*; SEILACHER, 1964), pois corta a estratificação. Esse icnogênero cosmopolita tem sido atribuído a pelecípodes e tem distribuição temporal do Ordoviciano ao Cretáceo (HANTZSCHEL, 1975). A ocorrência na Formação Raizama implicaria em ampliar sua distribuição, aparentemente, até o Cambriano Inferior. Alternativamente, essa formação seria mais jovem do que normalmente considerada, com o que não se concorda ou, ainda, não se trataria desse icnogênero. Como os espécimes foram encontrados em uma única amostra, a dúvida persiste entre a primeira e a última alternativas. Os espécimes classificados como cf. *Lockeia* sp. ocorrem associados a *Planolites* no mesmo estrato.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Porção basal da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá - Cáceres (BR 070), km 710,2, a 20 km a sudeste de Cáceres.

Palaeophycus Hall, 1847

Palaeophycus sp.

Est. 12, C

Descrição: Traço liso, cilíndrico, suavemente curvo, subparalelo ao plano de estratificação. Comprimento (parcial) 42mm, largura 7mm, diâmetro maior 10mm por 8mm de diâmetro menor.

Material estudado: Um único traço preservado em epirelevo convexo em arenito fino/médio. Amostra GP/7E-212 da Coleção do DPE, IG-USP.

Discussão: *Palaeophycus* sp. encontrado na Formação Raizama é similar ao mencionado por FEMBERTON & FREY (1982) por apresentar-se suavemente curvo e com parede de escavação lisa. Difere de *P. tubularis* referido por HOFMANN & PATEL (1989) do Cambriano Inferior do Canadá, por não apresentar curvatura ampla e achatamento do traço.

Há muita controvérsia sobre o critério usado para

diferenciar *Palaeophycus* de *Planolites*. PEMBERTON & FREY (1982) concluíram que *Palaeophycus* é uma escavação preenchida pelo sedimento que compõe a matriz, enquanto em *Planolites*, o preenchimento é feito por sedimento de natureza diferente da matriz. A distribuição temporal do icnogênero que é cosmopolita, se estende do Pré-Cambriano ao Recente (HANTZSCHEL, 1975).

Distribuição geográfica e estratigráfica: Parte inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá - Cáceres (BR 070) km 710,2; 20km a sudeste de Cáceres.

Planolites Nicholson, 1873

Planolites sp.1

Est. 12, A-C

Descrição: Traço horizontal, cilíndrico a subcilíndrico, liso, fino, alongado, suavemente curvo, dicotomizado ou não, em epirelevo convexo. Comprimento entre 13 e 57mm e diâmetro máximo de 2mm (N= 5 espécimes).

Material estudado: Cinco espécimes preservados em epirelevo convexo em uma amostra de arenito fino/médio, depositada na Coleção do DPE, IG-USP, número GP/7E-213.

Discussão: O icnogênero *Planolites* é referido por PEMBERTON & FREY (1982) por se sobrepor concordantemente à superfície de estratificação. HANTZSCHEL (1975) considera *Planolites* como não ramificado. Na Formação Raizama, o espécime com dicotomia teria que ser assinalado a outro icnogênero. *Planolites* se distribui do Vendiano ao Recente e provavelmente se deve a traço de deslocamento (repichnia) de organismo vermiforme. Ocorre associado a *Lockeia* no mesmo estrato.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Porção inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá-Cáceres (BR 070), km 710,2, a 20km a sudeste de Cáceres.

Planolites sp. 2

Est. 13, A-C

Descrição: Traco curvo, liso, cilíndrico e paralelo ao acamamento, comumente com intercruzamentos, preservado como sulcos de fundo plano em arenito fino, com comprimento variando entre 16 a 60mm de comprimento e largura de 4 a 7mm (N= 10 espécimes).

Material estudado: Uma amostra de arenito fino contendo os traços preservados em epirelevo côncavo, depositada na Coleção do DPE, IG-USP, número GP/7E-214.

Discussão: *Planolites* sp. 2 assemelha-se a *Planolites montanus* Richter, 1937, por constituir traco unilobado, liso e com intercruzamentos comuns, mas é mais comprido. Ocorre no mesmo estrato com Dubiofóssil 2.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Parte inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, em pedreira abandonada, 4km a sul do km64 da rodovia Cuiabá - Porto Velho (BR 174).

Dubiofóssil 1

Est. 12, D

Descrição: Traco liso, fusiforme, com sulcos laterais e relevo arredondado ou achatado no centro, com decréscimo gradual da profundidade dos sulcos e da largura. Comprimento de 26mm; largura, de 10mm na porção central e 6mm nas extremidades.

Material estudado: Uma amostra de arenito fino com um espécime apenas, preservado em epirelevo convexo, catalogada com o número GP/7E-215 da Coleção do DPE, IG-USP.

Discussão: Esse provável icnofóssil lembra *Rusophycus* na forma geral, porém, não apresenta o sulco mediano nem as estrias transversais características desse icnogênero. *Rusophycus*, um traco de repouso cosmopolita (ACENOLAZA, 1978), atribuído aos trilobitas, ocorre do Cambriano Inferior ao Devoniano. Portanto, a forma aqui encontrada é tratada como um dubiofóssil até que seja possível uma sistemática mais refinada, com base em maior número de exemplares.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Arenito da porção

inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá Cáceres (BR 070), km 693-695, 35km a sudeste de Cáceres.

Dubiofóssil 2

Est. 13, D

Descrição: Impressão ligeiramente ovalada, com minúscula depressão central circundada por quatro depressões distintas, em forma de pétala ou de gota, dispostas radialmente. Borda do traço marcada por ligeira elevação. Comprimento das depressões individuais de 3 a 5mm e largura de 2mm, diâmetro total das quatro depressões em forma de gota de 20 por 15mm.

Material estudado: Um único espécime preservado em epirelevo côncavo no plano de estratificação de arenito médio a fino, amostra GP/7E-216, Coleção do DPE, IG-USP.

Discussão: O arranjo das quatro depressões sugere simetria radial para a impressão. Aparentemente, representa impressão ou molde de organismo medusário. Este fóssil difere dos fósseis de medusas da fauna de Ediacara (GLAESSNER & WADE, 1966; GLAESSNER, 1969, 1984; HOFMANN *et al.*, 1985; NARBONNE & HOFMANN, 1987) por apresentar as quatro depressões distintas. Nas ordens primitivas de cnidários da classe Scyphozoa, há uma simetria tetrâmera com divisão do estômago em quatro bolsões gástricos (BARNES, 1982). Também a configuração das gônadas de cnidários atuais lembra o aspecto do espécime aqui referido. Dessa forma, Dubiofóssil 2 poderia representar a parte subumbelar de um cifozoário, ou mesmo as impressões das gônadas.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Afloramento de arenito da porção inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, rodovia Cuiabá Cáceres (BR 070), km 710,2, 20km a sudeste de Cáceres.

Dubiofóssil 3

Est. 13, A-C

Descrição: Traço horizontal, cilíndrico, ligeiramente curvo, regular e fortemente corrugado, incompleto, com ligeiro afinamento para as extremidades. Comprimento 55mm, largura máxima 12mm e mínima 6mm. Cristas das corrugações arredondadas de um lado e agudas do outro. Vinte e uma corrugações observadas, com distância entre as mesmas de 2mm.

Material estudado: Arenito fino/muito fino com os traços preservados em epirelevo convexo, amostra GP/7E-214 da Coleção do DPE, IG-USP.

Discussão: Dubiofóssil 3 possui forte semelhança com *Rhysonetron*, descrito inicialmente por HOFMANN (1967) como icnofóssil do Proterozóico Inferior e, posteriormente, reinterpretado pelo mesmo autor (HOFMANN, 1971) como estrutura abiogénica. A mudança de opinião foi influenciada pela descontinuidade do registro geológico de icnofósseis no Proterozóico, com intervalo de mais de 1 Ga até os traços certamente atribuídos a organismos. A presença de corrugações e o tamanho dessas formas da Formação Raizama poderiam corresponder a anelídeos ou artrópodes, talvez, representando um molde ou contra-molde de animais com tal organização. Ocorre no mesmo estrato com *Planolites* sp. 2 e com gretas de ressecamento.

Distribuição geográfica e estratigráfica: Parte inferior da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, pedreira abandonada, 4km a sul do km64 da rodovia Cuiabá - Porto Velho (BR 174).

CAPÍTULO 6

ESTUDOS ISOTÓPICOS NO GRUPO CORUMBÁ E FORMAÇÃO ARARAS

6.1 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO Sr

6.1.1 Introdução

A razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser utilizada para estimar a idade e estabelecer correlações estratigráficas em carbonatos marinhos. VEIZER (1989) pondera que, para o Pré-Cambriano, as aplicações da composição isotópica de Sr poderão constituir uma ferramenta muito valiosa em estudos paleoambientais, diagenéticos e genéticos.

Em termos gerais, a composição $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos é controlada por um balanço de Sr advindo do intemperismo da crosta oceânica que apresenta baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, da crosta continental com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais alto e da reciclagem dos carbonatos (VEIZER & COMPSTON, 1976). A crosta continental fornece aos oceanos um fluxo enriquecido em ^{87}Sr (radiogênico), devido ao decaimento do Rb para Sr, através da emissão de uma partícula β^- . A crosta oceânica e o manto, sendo pobres em Rb, apresentam-se, conseqüentemente, mais pobres em ^{87}Sr radiogênico (FAURE, 1986).

O Sr é homogeneizado isotopicamente nos oceanos e removido através da co-precipitação com o Ca na formação das rochas carbonáticas. Sendo assim, essas rochas registram a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar no momento da deposição. Esta razão tem variado ao longo do tempo geológico (VEIZER & COMPSTON, 1974).

Considera-se que a razão mais baixa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentada por uma rocha carbonática representaria a melhor aproximação da composição do Sr na água do mar na época da deposição. Para que a composição isotópica do carbonato seja considerada idêntica à da água do mar, parte-se da premissa de

que não ocorreram alterações devido à diagênese, dolomitização, metamorfismo regional ou à dissolução seletiva de minerais carbonáticos durante a preparação da amostra para análise. Por exemplo, pode ocorrer troca isotópica do Sr entre as fases silicato e carbonato durante a diagênese, elevando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no carbonato (VEIZER & COMPSTON, 1974).

6.1.2 Aplicação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a carbonatos pré-cambrianos

Tendências seculares na composição isotópica do Sr em rochas carbonáticas pré-cambrianas ainda não estão bem definidas pelo fato destas geralmente se encontrarem alteradas química, mineralógica e isotopicamente. Outro fator desfavorável é a pouca precisão na datação das amostras devido à escassez de fósseis-guia e a imprecisão (ou até a impossibilidade de aplicação) de métodos geocronológicos a essas rochas.

A Figura 6.1 mostra os resultados de VEIZER & COMPSTON (1976) para os primeiros estudos sistemáticos da aplicação desse método a carbonatos pré-cambrianos, da Austrália em grande parte. A figura ressalta um súbito aumento em ^{87}Sr há cerca de $2,5 \pm 0,3$ Ga, ou seja, bem na transição Arqueano/Proterozóico. Os valores arqueanos são similares aos do manto da época e os do Proterozóico apresentam razões crescentes até chegarem próximo de 0,7090 no Proterozóico Superior. Estes aumentos em ^{87}Sr refletem o crescimento concomitante de crosta continental, responsável por um influxo de Sr radiogênico proveniente da erosão dos continentes recém-formados. Mais recentemente, VEIZER *et al.* (1982, *apud* VEIZER, 1989) propuseram que o decréscimo exponencial de fluxo de calor do manto poderia, juntamente com o crescimento dos continentes, explicar o aumento em ^{87}Sr a partir de $2,5 \pm 0,3$ Ga.

VEIZER *et al.* (1983) mediram isótopos de Sr em carbonatos do Proterozóico Superior do cráton do oeste africano (Fig. 6.2) e encontraram razões mais baixas no intervalo 900 ± 50 Ma, atribuídas a um período de intensa liberação de Sr do manto para o oceano, através de hidrotermalismo nas cadeias mesoceânicas e do intemperismo submarino dos basaltos. Para

Fig. 6.1 - Curva de variação da razão isotópica de Sr ao longo do tempo geológico. A curva inferior representa a evolução da razão isotópica do manto com o tempo (VEIZER & COMPSTON, 1976). (BABI= *best average basalt index*).

Fig. 6.2 - Medidas de composição isotópica de Sr em carbonatos (VEIZER *et al.*, 1983).

estes autores, essa época coincidiria com as primeiras manifestações da moderna tectônica de placas, envolvendo geração e consumo de crosta oceânica em grande escala.

No Brasil, KAWASHITA *et al.* (1987) obtiveram uma distribuição muito heterogênea de razões isotópicas de Sr (entre 0,7077 e 0,7280) para 14 amostras de carbonatos do Grupo Bambuí. Excetuando os valores altos, atribuídos a trocas isotópicas entre as fases silicática e carbonática durante a diagênese, adotaram o valor 0,7077 como o mais representativo do "mar" Bambuí. Comparado à curva de VEIZER *et al.* (1983), tal valor pode ser enquadrado na faixa de idade entre 900 e 600Ma, equivalente, pois, a todo o Proterozóico Superior. Utilizando-se de datações prévias (Rb/Sr) em rochas argilosas do Grupo Bambuí e da descoberta de acritarcas (QUADROS, 1987), interpretaram este valor como coerente com idade vendiana (680-570Ma) para o grupo.

6.1.3 Razões isotópicas de Sr em carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras

As 28 amostras de carbonatos analisadas para isótopos de Sr (Tab. 6.1) são, em boa parte (amostras 1 a 12), provenientes das duas seções colunares (Figs. 4.2, 4.3) da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, levantadas na região de Corumbá, MS. Amostras 13 a 20 provêm de afloramentos isolados do Grupo Corumbá (formações Cerradinho e Bocaina), próximo a Bonito, na serra da Bodoquena, sendo que apenas as amostras 13, 14 e 15 têm sua posição estratigraficamente definida (13 acima de 14 e 15). Os carbonatos da Formação Araras (amostras 21 a 28) foram coletados na pedreira do km 707 da rodovia BR 070, 23km a sudeste de Cáceres (amostras 21 a 25, do topo para a base, com espaçamento de 10m), e na Mineração Itaipu, 30km a sudoeste de Bauxi (amostras 26 a 28).

Tab. 6.1 - Resultados de análises isotópicas, químicas e difratometria de raios X em carbonatos

Ensaio	Análises Isotópicas			Análises Químicas (%)			Difratometria de Raios X (%)		
Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	CaCO_3	MgCO_3	SiO_2	Calcita	Dolomita	Quartzo
1	41	2953	0,70856±0,00005	-	-	-	100	0	-
2	16	1417	0,70862±0,00004	-	-	-	-	-	-
3	47	3225	0,70886±0,00006	-	-	-	90-95	5-10	-
4	6	1850	0,70881±0,00003	84,88	6,46	4,89	95-100	5-10	-
5	14	1291	0,70856±0,00005	-	-	-	85-100	0-5	-
6	<3	1100	0,70867±0,00006	82,38	4,52	6,86	-	-	-
7	<3	1900	0,70881±0,00006	97,26	1,21	0,89	-	-	-
8	<3	1750	0,70848±0,00006	98,21	0,50	0,58	-	-	-
9	80	5246	0,70892±0,00006	-	-	-	95-100	0-5	-
10	<3	970	0,70881±0,00006	97,06	1,88	0,40	-	-	-
11	9	555	0,70917±0,00006	93,33	3,72	1,60	-	-	-
12	9	474	0,70948±0,00007	-	-	-	90-95	5-10	-
13	<3	4000	0,70846±0,00006	94,64	1,38	2,06	-	-	-
14	<3	3550	0,70851±0,00006	95,15	1,90	1,65	-	-	-
15	<3	3330	0,70851±0,00004	97,62	1,04	0,74	-	-	-
16	<3	1350	0,70842±0,00005	94,33	3,91	1,48	-	-	-
17	4	1010	0,70844±0,00006	94,92	4,06	0,55	-	-	-
18	65	3686	0,70878±0,00013	-	-	-	-	-	-
19	68	4147	0,70850±0,00005	-	-	-	-	-	-
20	64	3865	0,70823±0,00010	-	-	-	100	0	-
21	<3	300	0,70788±0,00004	89,09	6,52	2,88	-	-	-
22	<3	490	0,70799±0,00019	89,41	4,10	4,81	-	-	-
23	50	3128	0,70742±0,00004	-	-	-	100	0	-
24	41	2301	0,70751±0,00008	-	-	-	90-95	5-10	-
25	17	424	0,70802±0,00004	84,29	4,94	7,15	85-90	0-5	0-5
26	85	283	0,70860±0,00005	-	-	-	85-90	10-15	-
27	35	800	0,70787±0,00005	69,01	10,21	12,84	-	-	-
28	19	1623	0,70763±0,00005	-	-	-	85-90	10-15	-

* Os números das amostras correspondentes aos de identificação do CPGeo estão listados no Apêndice 2.

6.1.3.1 Discussão dos resultados

As razões isotópicas de Sr (Tab. 6.1) registradas para a Formação Tamengo variam entre 0,70848 e 0,70948. Destas, foram selecionadas aquelas com razões mais baixas (amostras 1, 2, 5, 6 e 8), entre 0,70848 a 0,70867, com média de $0,70858 \pm 0,00007$, que corresponderiam, mais provavelmente, à composição isotópica do Sr no mar da época. Amostras com altas razões, como a 8, provocam suspeitas de entrada de Sr radiogênico no sistema, o que parece razoável, uma vez que se trata de amostra de calcário intercalada entre folhelhos.

Os carbonatos do Grupo Corumbá na serra da Bodoquena apresentam razões entre 0,70823 e 0,70878. Tanto o valor mais baixo ($0,70823 \pm 0,00010$) como o mais alto ($0,70878 \pm 0,00013$) foram descartados em função de seus erros analíticos altos e de sua distância do grupo de seis valores compactados entre 0,70842 e 0,70851 (média $0,70847 \pm 0,00004$).

As amostras da Formação Araras apresentam grande dispersão, variando de 0,70742 a 0,70860. O valor mais alto, bem destoante dos outros (0,00058 maior que o segundo valor mais alto), foi obtido em dolomito que poderia ter sofrido trocas isotópicas durante a diagênese. Amostras 23 (0,70742), 24 (0,70751) e 28 (0,70763) têm valores próximos, que são os mais baixos obtidos para a formação e fornecem média de $0,70752 \pm 0,00011$. Se a amostra 28 for excluída, a média cai para 0,70746. Como a amostra 23 é de calcário 100% calcítico, justifica-se considerá-la junto com a amostra 24 para estimativa da composição isotópica da água do mar daquela época.

As determinações da composição isotópica de Sr, seja para a Formação Tamengo isoladamente ou seja para o Grupo Corumbá (formações Cerradinho e Bocaina) na serra da Bodoquena, fornecem resultados coerentes com duas faixas da curva de VEIZER et al. (1983), uma na faixa de 800 ± 50 Ma e a outra na faixa de 600 ± 50 Ma para a sedimentação do Grupo Corumbá. Para a Formação Araras, o valor médio é ainda menos significativo, podendo se encaixar em quaisquer das faixas da curva, entre 900 ± 50 Ma e 600 ± 50 Ma. Verifica-se em ambos os casos que a utilização apenas das composições isotópicas de Sr não permite

chegar a uma idade inequívoca, havendo a necessidade de se lançar mão de outros dados, como os fósseis por exemplo.

No que se refere a indicações paleoambientais, os dados isotópicos de Sr ora obtidos sugerem algumas hipóteses. Como as águas continentais são mais ricas em ^{87}Sr do que as marinhas, valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem sugerir maior ou menor influência continental nas soluções formadoras das rochas estudadas, partindo-se da premissa de que seja nula a influência de fatores já mencionados, como, por exemplo, a diagênese. Nesse caso, a razão mais baixa do estudo, registrada para carbonatos da Formação Araras, parece indicar menor influência continental na sedimentação em relação às amostras do Grupo Corumbá, supondo-se que sejam de mesma idade. As evidências geológicas, no caso dos calcários da Formação Araras (calcários com estratificação plano-paralela com alternância de estratos escuros e claros, sem quaisquer indicadores de águas rasas), apontam para deposição em águas relativamente profundas e calmas.

Conforme visto no Capítulo 4, os calcários da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, da região de Corumbá, indicam deposição em ambiente de águas profundas (caso da pedreira Itaú), mas se forem consideradas as razões isotópicas de Sr, mostrariam maior influência continental do que os calcários da Formação Araras. Amostras de calcários oolíticos da pedreira Lajinha (7 a 12) têm os valores mais altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, coerentes com ambiente mais raso, isto é, sujeitos à maior influência de águas continentais.

Amostra número 15 do Grupo Corumbá, na serra da Bodoquena, apresenta valor mais alto de Sr que os da Formação Araras, o qual poderia indicar influência continental mais efetiva. Porém, as observações litológicas (calcário calcítico com estratificação plano-paralela) apontam para ambiente de águas mais profundas. Portanto, recomenda-se cautela na aplicação da composição isotópica de Sr com enfoque paleoambiental no Pré-Cambriano, pois é ainda uma área praticamente desconhecida, com muitos problemas a serem resolvidos.

6.2 DETERMINAÇÕES ISOTÓPICAS DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ EM CARBONATOS

6.2.1 Introdução

Os elementos carbono e oxigênio estão entre os mais abundantes na natureza. Ambos possuem isótopos estáveis que sofrem fracionamento e concentração através de processos geoquímicos e bioquímicos na natureza.

O carbono apresenta dois isótopos estáveis, com números de massa 12 e 13, que correspondem, respectivamente, a 98,89% e 1,11% do carbono estável na Terra. Esses isótopos sofrem fracionamento por processos naturais que incluem fotossíntese e reações de troca isotópica entre o CO_2 , íons bicarbonato e o carbonato sólido. Nos vegetais o ^{12}C é enriquecido através da fotossíntese. Por outro lado, na presença de processos de fermentação anaeróbica da matéria orgânica, com liberação de metano, há notável enriquecimento de ^{13}C em carbonatos formados concomitantemente, uma vez que o metano, altamente enriquecido em ^{12}C , escapa do sistema (FAURE, 1986).

Para expressar o grau de fracionamento dos isótopos de carbono, os valores de ^{13}C e ^{12}C do material, obtidos por espectrometria de massa, são comparados com um padrão de referência, mais comumente a concha do belemnite, *Belemnite* americana, da Formação Peedee do Cretáceo, da Carolina do Sul, EUA — o padrão PDB (UREY, 1947). Os resultados são expressos em partes por mil (‰) pela fórmula (CRAIG, 1957):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}} \right) \times 1000 \quad (1)$$

Valores negativos indicam enriquecimento em ^{12}C em relação ao padrão de referência, enquanto valores positivos, enriquecimento em ^{13}C .

Os carbonatos de origem marinha, independente da idade, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de zero em relação ao

padrão PDB. Os de origem lacustre são algo enriquecidos em ^{12}C (e conseqüentemente com valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$), devido à incorporação de C derivado da decomposição de restos vegetais no solo e da respiração das plantas.

O oxigênio é o elemento químico mais abundante na litosfera (46%) e na hidrosfera (86%), contribuindo com 23% (em massa) para a formação da atmosfera. Na litosfera entra na constituição da maioria dos minerais formadores de rocha, como os silicatos, óxidos, carbonatos e fosfatos, entre outros.

O oxigênio apresenta três isótopos estáveis com números de massa 16, 17 e 18, cujas abundâncias são, respectivamente, 99,763%, 0,0375% e 0,1995% (GARLICK, 1969). Estudos de fracionamento comparam os isótopos de massa 16 e 18 através da espectrometria de massa, que determina a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e permite o cálculo de $\delta^{18}\text{O}$, em partes por mil, de forma análoga a (1) acima:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}} \right) \times 1000 \quad (2)$$

O padrão normalmente usado para expressar a composição isotópica do oxigênio é o SMOW ("standard mean ocean water"; CRAIG, 1961). Portanto, valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam enriquecimento da amostra em ^{18}O comparado ao padrão SMOW, enquanto valores negativos implicam em depleção deste isótopo.

A água do mar e a atmosfera são enriquecidas em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$ positivo, comparativamente a este padrão), enquanto a água doce, as geleiras e a neve concentram ^{16}O e apresentam, portanto, valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao mesmo padrão.

Com relação aos carbonatos, em vez do padrão SMOW, é utilizado freqüentemente o padrão PDB para $\delta^{18}\text{O}$. A equivalência entre os dois (FRIEDMAN & O'NEIL, 1977) pode ser expressa como:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = \left(\frac{^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 30,86}{1,03086} \right) \quad (3)$$

6.2.2 Aplicação dos isótopos de carbono e oxigênio na interpretação ambiental de carbonatos

Os primeiros estudos sobre a aplicação de isótopos estáveis como indicadores ambientais foram desenvolvidos por DEGENS *et al.* (1957, 1958) e CLAYTON & DEGENS (1959). Estes dois últimos autores apresentaram valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de $-6,66\text{‰}$ para carbonatos não marinhos e de $-1,54\text{‰}$ para carbonatos marinhos. As médias obtidas para $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) foram muito próximas ($-8,46$ e $-7,45\text{‰}$), e, portanto, sem significado ambiental.

KEITH *et al.* (1964) analisaram os isótopos de carbono e oxigênio de mais de uma centena de amostras de conchas de moluscos recentes de ambientes variados, obtendo os seguintes resultados (padrão PDB):

	Marinho	Continental
$\delta^{13}\text{C}$	+4,2 a -1,7	-0,67 a -15,2
$\delta^{18}\text{O}$	+2,98 a -3,67	-3,45 a -17,5

Com base nesse estudo, KEITH *et al.* (1964) elaboraram um diagrama conjugado das composições isotópicas de carbono e oxigênio de acordo com o ambiente deposicional (Fig. 6.3).

KEITH & WEBER (1964) analisaram as composições isotópicas de carbono e oxigênio em 321 amostras de calcários e de fósseis calcários, com o objetivo de caracterizar os ambientes deposicionais. Os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos, em PDB, foram $+0,56 \pm 1,55$ para carbonatos marinhos e $-4,93 \pm 2,75$ para os continentais. Concluíram que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ eram virtualmente constantes e próximos de zero para os carbonatos de origem marinha (do Cambriano ao Quaternário), e mais variáveis, (geralmente negativos), para os de água doce (enriquecidos em ^{12}C).

Para o $\delta^{18}\text{O}$, estes autores verificaram que ocorria certa sobreposição de valores em carbonatos de origem marinha ou continental ($-5,58 \pm 3,60$ para carbonatos marinhos e $-8,56 \pm 4,11$ para os continentais) e também diminuição progressiva de $\delta^{18}\text{O}$ para as rochas mais antigas ($-1,2\text{‰}$ PDB no Quaternário a $-9,7\text{‰}$ para o Cambriano), atribuído ou à temperatura média mais

Fig. 6.3 - Variação nas razões isotópicas de C e O em carbonatos, de acordo com o ambiente deposicional (adaptado por TORQUATO, 1980, de KEITH *et al.*, 1964).

elevada nos oceanos antigos ou, mais provavelmente, a processos pós-deposicionais. Essa segunda hipótese, já formulada anteriormente por CLAYTON & DEGENS (1959), continua sendo aceita pela maioria dos pesquisadores.

WEBER *et al.* (1964) efetuaram análises de $\delta^{13}\text{C}$ em nódulos de siderita associados a folhelhos do Carbonífero Superior, previamente interpretados como de ambiente marinho, marinho restrito e de água doce, com base na assembléia fossilífera. Observaram que as composições isotópicas variavam com o ambiente de sedimentação: $\geq +1,0\text{‰}$ PDB, marinho; $\leq -2,5\text{‰}$ PDB, continental; entre $-2,5$ e $+1,0\text{‰}$ PDB, marinho restrito. A separação entre ambiente marinho e marinho restrito era problemática, uma vez que o ambiente marinho restrito podia apresentar mudanças, às vezes sazonais, com salinidade extremamente variável dependendo dos processos evaporativos envolvidos.

DEGENS & EPSTEIN (1964) determinaram as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ em calcita e dolomita coexistentes, de ambientes e idades diversos. Concluíram que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da dolomita pouco variavam com a diagênese e a idade, e eram similares ou maiores que os da calcita penecontemporânea. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos (médias entre $-0,8$ e $+1,9\text{‰}$ PDB) ficavam sempre dentro da faixa de variação para calcários marinhos. Ainda há muita controvérsia sobre a origem e influência da dolomitização sobre o $\delta^{18}\text{O}$. Segundo FAURE (1986), a maioria das amostras exibe diferenças significativamente menores que as postuladas, reforçando as observações de DEGENS & EPSTEIN (1964).

6.2.3 Considerações acerca das composições isotópicas de carbono e oxigênio no Pré-Cambriano

O primeiro trabalho a mostrar a evolução isotópica de carbono e oxigênio no Pré-Cambriano foi de SCHIDLOWSKI *et al.* (1975), que analisaram 260 amostras de calcários e dolomitos, do Arqueano ao Proterozóico Superior. A média de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos pré-cambrianos foi de $+0,4 \pm 2,7\text{‰}$, semelhante à do

Fanerozóico, com valores anômalos em dolomitos do Pré-Cambriano Médio da Rodésia. As razões mais leves de $\delta^{18}\text{O}$ em rochas mais antigas foram atribuídas, principalmente, a processo secundário de enriquecimento em ^{16}O por troca isotópica com águas meteóricas.

VEIZER & HOEFS (1976) compilaram dados das razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de pouco mais de 2000 amostras de calcários e dolomitos pré-quadernários, relativamente inalterados e não metamorfizados. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostraram-se mais negativos com o aumento da idade, enquanto para o $\delta^{13}\text{C}$ se verificou uma incidência de carbono mais pesado (cerca de 3‰) no Proterozóico Superior, próximo ao limite com o Cambriano (também no Permiano e no Jurássico). Em geral, os carbonatos pré-cambrianos exibiam $\delta^{13}\text{C}$ maiores (para um mesmo valor de $\delta^{18}\text{O}$) do que os fanerozóicos.

No mesmo trabalho VEIZER & HOEFS (1976) também demonstraram certo controle faciológico de variações isotópicas de C e O, como por exemplo, para carbonatos evaporíticos que exibem $\delta^{13}\text{C}$ mais positivo e $\delta^{18}\text{O}$ mais negativo do que os carbonatos penecontemporâneos de ambientes não restritos.

Para o Pré-Cambriano brasileiro, TORQUATO & MISI (1977) foram os primeiros a empregar isótopos de carbono e oxigênio na interpretação de paleoambientes, utilizando-se de carbonatos do Grupo Bambuí (BA). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mostraram-se compatíveis com os de WEBER *et al.* (1964). Valores anômalos, bem maiores que a maioria dos valores, foram explicados como depositados em ambiente com forte degradação bacteriológica da matéria orgânica produzindo metano ($\delta^{13}\text{C} = -50\text{‰}$) e CO_2 ($\delta^{13}\text{C} = +10\text{‰}$).

TORQUATO (1980) efetuou análises isotópicas em 836 amostras de calcários do Pré-Cambriano do Brasil, na maioria metamorfizados. As razões de $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) variaram dentro da escala mundial, que é $-6,65 \pm 2,75\text{‰}$ para o Proterozóico Superior e de $-16,75 \pm 2,66\text{‰}$ para o Proterozóico Inferior. Para o Proterozóico Médio, a média obtida foi de $-13,39 \pm 1,96$, diferente da global ($-10,84 \pm 3,41$). Segundo este autor, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ não representariam o produto de processos secundários e poderiam vir a ser utilizados para datar

carbonatos pré-cambrianos, mesmo os metamorfizados. Porém, é difícil afirmar que não haveria influência de processos secundários (também o metamorfismo) sobre a composição isotópica do oxigênio, como quer TORQUATO (1980).

Mais recentemente, pesquisadores neste campo têm tentado demarcar o limite Pré-Cambriano/Cambriano através de variações nas razões isotópicas de carbono. TUCKER (1986), por exemplo, analisou $\delta^{13}C$ em uma sequência de calcários e dolomitos do Marrocos, iniciada cerca de 1000m abaixo do registro dos primeiros trilobitas. O perfil isotópico mostrou valores moderadamente negativos ou próximos de zero (entre -1 e -5‰), mas com dois picos positivos, o primeiro ($+7\text{‰}$) em dolomitos da base da seção e o segundo ($+2\text{‰}$) em estratos do Cambriano Inferior (limite Tommotiano/ Atdabaniano). Estas "incursões positivas" foram interpretadas como indicativas de maior produtividade orgânica, que extrairia, desproporcionalmente, ^{12}C do reservatório de carbonato oceânico. O primeiro pico positivo ocorria em dolomitos acima de provável pacote glacial e foi associado a uma radiação do plâncton devido à melhoria climática ou a uma circulação oceânica mais forte ligada à abertura do mar Iapetus, no limite Rifeano/Vendiano. A segunda incursão positiva foi atribuída à rápida evolução dos metazoários e a novo evento de radiação do microplâncton.

MAGARITZ *et al.* (1986) também aplicaram o estudo de isótopos de carbono a uma sequência, de aproximadamente 250m de carbonatos, que encerra a transição Proterozóico/Cambriano na Plataforma Siberiana. O perfil torna-se gradualmente mais positivo, de -4 a $+3,4\text{‰}$ PDB, a 15m abaixo do limite Vendiano/Tommotiano. Daí, declina para $-1,3\text{‰}$ no limite e novamente se eleva (até $+3,3\text{‰}$) no Tommotiano Médio. Estes autores acreditam que as tendências gerais de variação representam, preferencialmente, eventos oceânicos amplos, provavelmente relacionados a mudanças na produtividade biológica ou na taxa de circulação vertical dos oceanos, entre outras.

Em trabalho mais recente, MAGARITZ (1989) exhibe um perfil isotópico de carbono em outra seção do limite Pré-Cambriano/Cambriano na Plataforma Siberiana. A razão $\delta^{13}C$ ($+3\text{‰}$ na base da seção) mostra tendência decrescente a partir

de 7m abaixo do limite com o Cambriano, até o mínimo de $-2,2\text{‰}$ a 5m acima desse limite e então assume valores crescentes. Padrões similares de $\delta^{13}\text{C}$ (valores mínimos) também ocorrem em rochas carbonáticas dos limites Permiano/Triássico e Cretáceo/Terciário, explicados por MAGARITZ (1989) como refletindo mudanças no ciclo exogênico do carbono, correlacionadas com variações na biomassa total, especificamente, eventos de extinção. Assim, o valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$, já no início do Cambriano, poderia corresponder ao balanço entre o decréscimo da biomassa devido à extinção da fauna de Ediacara e o aumento da biomassa em decorrência da radiação da biota mineralizada.

HSU *et al.* (1985) registraram anomalias de $\delta^{13}\text{C}$ (de $+2$ para -6‰ e de -2 para -6‰) em carbonatos dentro de folhelhos negros com trilobitas, da base do Cambriano na China. Relacionaram tais valores a uma extinção em massa do fitoplâncton por um decréscimo de nutrientes dos oceanos. Esta interpretação é questionada por AWRAMIK (1986) e CONWAY MORRIS & BENGTSON (1986), pois não coaduna com uma época de grande expansão da biota, representada por organismos com carapaças de carbonato e/ou fosfato de cálcio. Um aumento da produtividade biológica é sugerido pelo amplo registro de fosforito próximo ao limite Pré-Cambriano/Cambriano, que COOK & SHERGOLD (1984) associam à explosão faunística no Cambriano Inferior, incluindo a aquisição de esqueleto fosfático.

KNOLL *et al.* (1986) mediram as composições isotópicas de carbono em carbonato e no carbono orgânico em três seções do Proterozóico Superior no leste da Groenlândia, Spitsbergen e Nordaustlandet (Svalbard). Verificaram um enriquecimento em ^{13}C no carbonato total e no carbono orgânico durante o Rifeano Superior que associaram a um aumento da taxa de soterramento da matéria orgânica (enriquecida em ^{12}C), e uma diminuição em ^{13}C durante o Vendiano. Analisando as composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos do Proterozóico Médio e Superior da América do Norte, África, Índia e Austrália, estes autores sugeriram um enriquecimento global de ^{13}C no reservatório total de carbono no Proterozóico Superior, com a seguinte explicação: os períodos de composições isotópicas normais (mais baixas) coincidiriam com

épocas de glaciações, quando teria sido ativada a circulação oceânica profunda reduzindo as taxas de soterramento da matéria orgânica, e, em períodos de temperatura mais amena, o efeito seria oposto.

Em trabalho recente, BRASIER *et al.* (1990) analisaram isótopos de carbono e oxigênio de dolomitos da transição Pré-Cambriano/Cambriano da China. Uma incursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ foi usada como um marcador global para esse limite, provocada, segundo os autores por soterramento maciço de matéria orgânica (enriquecida em ^{12}C).

KAUFMAN *et al.* (1991) mediram as composições isotópicas de carbono em carbonato e no carbono orgânico de unidades representativas do Supergrupo Damara, da Namíbia, em rocha total e em porções selecionadas da rocha (de modo a controlar os efeitos diagenéticos). Os valores encontrados foram similares aos previamente registrados por KNOLL *et al.* (1986), favorecendo a hipótese de que as variações de $\delta^{13}\text{C}$ refletem mudanças globais nas composições isotópicas dos mares do Proterozóico Superior. Na Fig. 6.4 estão representadas as razões isotópicas de carbono em carbonatos do Grupo Nama, da Namíbia, uma das unidades incluídas no estudo de KAUFMAN *et al.* (1991).

6.2.4 Análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras

Nesse trabalho são apresentadas as composições isotópicas de carbono e oxigênio (Tab. 6.2) em dez amostras de carbonatos do Grupo Corumbá, das regiões de Corumbá (Formação Tamengo, Figs. 4.2; 4.3) e Bonito (MS) e quatro da Formação Araras, das regiões de Cáceres e Bauxi (MT). As mesmas amostras também foram analisadas quanto à composição isotópica de Sr, já discutida anteriormente. O objetivo desse tipo de análise foi o de comparar os resultados entre si e com outras províncias carbonáticas, principalmente do Proterozóico Superior, visando interpretações paleoambientais e exploração de seu eventual potencial cronológico.

Fig. 6.4 - Razões isotópicas de carbono de microesparito não luminescente de carbonatos do Grupo Nama, Namíbia. Símbolo sólido - amostra de ambiente marinho; símbolo aberto - amostra de lacustre; símbolo metade sólido (horizontal) representa amostras de ambiente semi-restrito; símbolo metade sólido (vertical), amostra silicificada. Barras representam dúvidas estratigráficas. (extraído de KAUFMAN et al., 1991).

Tab. 6.2- Razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o Grupo Corumbá e Formação Araras

AMOSTRA	PROCEDÊNCIA	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
4	Fm. Tamengo, Corumbá	+5,420	-8,984
6	"	+4,248	-9,564
7	"	+2,980	-6,209
8	"	+3,181	-6,411
10	"	+1,138	-8,615
11	"	-0,112	-8,164
13	Gr. Corumbá, Bonito	+3,085	-4,358
14	"	-2,020	-4,369
15	"	+2,680	-4,990
17	"	+1,962	-5,213
21	Fm. Araras, Cáceres	-2,380	-8,834
22	"	-1,878	-7,826
25	"	-2,456	-8,958
27	Fm. Araras, Bauxi	-0,252	-6,937

6.2.4.1 Discussão dos resultados

Há, no geral, concordância das razões de $\delta^{13}\text{C}$ para os carbonatos do Grupo Corumbá, com média de +2,809 para a Formação Tamengo, e de +1,427 para as formações Cerradinho e Bocaina, na região de Bonito, nesse caso em função de um valor negativo anômalo (amostra 14) no conjunto. A amostra é de calcário recristalizado, com intraclastos. Porém, recristalização também ocorre nas outras amostras e não poderia ser tomada como causa da diminuição de $\delta^{13}\text{C}$.

A amostra de maior valor de $\delta^{13}\text{C}$ (+5,420) está situada no topo da Formação Tamengo na pedreira Itaú, muito próxima ao primeiro nível em que ocorre o fóssil *Cloudina lucianoi*. É discutível até que ponto essa razão pode ser considerada anômala, pois, poderia ser explicada por uma remoção do ^{12}C pelos organismos, concentrando-se o ^{13}C no meio. Processos evaporativos, comuns em ambientes inter-marés com precipitação de carbonatos, também poderiam colaborar para a

concentração de ^{13}C , porém não se tem registro de evaporitos associados nessa sequência da Formação Tamengo, cujos sedimentos (calcários e clásticos finos) caracterizam ambiente de águas mais profundas (intermaré inferior a inframaré).

De modo geral, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($\pm 1\text{‰}/\text{PDB}$) indicam ambiente marinho, com exceção das amostras 11 e 14 que exibem valores associados a marinho restrito ($-2,5$ a $+1,0$), segundo valores apresentados por WEBER *et al.* (1964) e verificados posteriormente por SCHIDLOWSKI *et al.* (1975), TORQUATO & MISI (1977) e TORQUATO (1980).

Os carbonatos da Formação Araras apresentam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, com média de $-1,741\text{‰}/\text{PDB}$. As amostras 21, 22 e 25, da mesma pedreira, possuem as razões mais negativas que, pelo esquema de WEBER *et al.* (1964), seriam representativas de ambiente marinho restrito. As evidências litológicas e de estruturas sedimentares de que se dispõe indicam deposição de calcário calcítico em ambiente de baixa energia por decantação, provavelmente, em águas mais profundas, portanto, não representam o efeito paleoambiental de WEBER *et al.* (1964).

As composições isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de todas as amostras ($-2,456$ a $+5,420$) pouco se afastam da média citada por SCHIDLOWSKI *et al.* (1975) para carbonatos pré-cambrianos ($+0,4 \pm 2,7\text{‰}/\text{PDB}$) e representam valores coerentes com os do Proterozóico Superior do histograma de $\delta^{13}\text{C}$ (VEIZER & HOEFS, 1976).

Os perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos do Grupo Corumbá e Formação Araras são insuficientes para permitir a distinção dos intervalos de maior produtividade orgânica, inferidos por TUCKER (1986), KNOLL *et al.* (1986), MAGARITZ *et al.* (1986), MAGARITZ (1989) e KAUFMAN *et al.* (1991). Mesmo assim, talvez essa constância de valores positivos no Grupo Corumbá possa ser interpretada como um enriquecimento em ^{13}C , em consequência de menor disponibilidade de ^{12}C no ambiente, o qual estaria sendo extensivamente acumulado pelo microplâncton. Se os dados obtidos estivessem em uma mesma seção, essa mudança de $\delta^{13}\text{C}$ positivos para negativos seria da maior importância, já que poderia marcar o limite Pré-Cambriano/Cambriano, ou mesmo o Cambriano Inferior. Contudo, não deixam de ser relevantes, pois, a título de

hipótese de trabalho, esses valores negativos podem ser indicativos do mínimo registrado em torno do limite Pré-Cambriano/Cambriano, segundo MAGARITZ (1989) e BRASIER *et al.* (1990). Dessa forma, os dados podem significar que a Formação Araras seja posicionada no Cambriano, acima do Grupo Corumbá. Se fôsse Cambriano, poderia ser esperada alguma evidência fóssil contundente que corroborasse esta possibilidade, o que, até o momento, não foi confirmado nesta parte da sequência.

Os resultados isotópicos de carbono e oxigênio dos carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras estão representados em um diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.5). Com exceção de duas amostras da Formação Tamengo (4 e 6), os outros se encaixam no modelo de BORSCTHEVSKY *et al.* (1981, *apud* ZHANG, 1988) para carbonatos marinhos marinhos pré-cambrianos metamorfizados ($\delta^{13}\text{C}$ entre +4 e -4‰/‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ entre +12 e +28‰/‰SMOW). Porém, não há qualquer evidência de metamorfismo nos carbonatos dessas duas unidades.

Os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ (média -8,088‰/‰PDB ou +22,65‰/‰SMOW) obtidos para o Grupo Corumbá, Formação Tamengo, são mais baixos do que aqueles do mesmo grupo na região de Bonito (média -4,732‰/‰PDB ou +26‰/‰SMOW). Sabendo-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ sobem com o aumento da salinidade (aumento da evaporação) e o primeiro também aumenta com temperatura crescente, poder-se-ia supor qualquer dessas causas afetando os carbonatos do Grupo Corumbá na região de Bonito.

Amostras dessa região, duas de um calcário recristalizado sem estruturas visíveis (15 e 17) e duas de calcário oolítico com razões de $\delta^{18}\text{O}$ muito próximas (13 e 14), não fornecem evidências de ambiente de alta salinidade. Porém, prováveis pseudomorfos de gipsita são registrados por BOGGIANI (1990) em litologia semelhante à dos calcários oolíticos.

As razões de $\delta^{18}\text{O}$ para os calcários da Formação Araras também se mostram bastante uniformes, com a média de -8,139‰/‰PDB ou +22,48‰/‰SMOW.

As razões de $\delta^{18}\text{O}$ do Grupo Corumbá e Formação Araras estão totalmente contidos no intervalo de $-6,65 \pm 2,75$ ‰/‰PDB, representativo do Pré-Cambriano Superior. Porém, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ referidos na literatura decrescem em direção a rochas mais

Fig. 6.5 - Diagrama das razões isotópicas de C e O (em partes por mil) em carbonatos do Grupo Corumbá e Formação Araras (vide Tab. 6.1).

antigas, devido a processos pós-deposicionais (CLAYTON & DEGENS, 1959; KEITH & WEBER, 1964; SCHIDLOWSKI *et al.*, 1975). A questão da atuação desses processos, inclusive o metamorfismo, sobre a composição isotópica do oxigênio ainda é uma incógnita. Sabe-se, contudo que esse elemento é, realmente, mais susceptível a tais mudanças do que o carbono, o que exige, dessa forma, muito mais cautela na interpretação de dados de $\delta^{18}O$.

CAPÍTULO 7

CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO ESTRATIGRÁFICO, PALEONTOLÓGICO E PALEOAMBIENTAL DA FAIXA PARAGUAI

O estudo das várias unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai, do ponto de vista estratigráfico, sedimentar e paleontológico, aliado à análise da literatura pertinente, permitiu elaborar as várias considerações expostas em seguida.

7.1 GRUPO JACADIGO

7.1.1 Considerações de ordem estratigráfica e sedimentológica

A questão da origem da sedimentação do Grupo Jacadigo, especialmente das formações bandadas de ferro (BIFs) da Formação Santa Cruz, ainda é um assunto muito discutido. As observações de campo são limitadas pela área restrita de afloramento do Grupo Jacadigo como um todo, complicada pelo tectonismo posterior (falhamentos). Os problemas principais dizem respeito à fonte do ferro e manganês, às condições que teriam permitido sua deposição e à presença de níveis arcoseanos e, principalmente, de blocos isolados no meio dos sedimentos químicos.

A sedimentação clástica grossa da Formação Urucum com acumulações de conglomerados polimíticos, em forma de cunha, pode representar depósitos de fanglomerados em ambiente continental a marinho raso e, provavelmente, foi resultante de tectonismo intenso. A interação entre influência tectônica e glacial na deposição dessa unidade foi proposta por DORR (1973) e BARBOSA & OLIVEIRA (1978), com base na presença de possíveis seixos estriados, mas a questão permanece em aberto.

Os depósitos de origem química da Formação Santa Cruz incluem, além das lâminas de hematita e jaspe, intercalações centimétricas a métricas do minério de manganês, no qual a hematita ocorre apenas como mineral acessório. Influência glacial também foi sugerida para essas jazidas de ferro e manganês (BARBOSA & OLIVEIRA, 1978; WALDE *et al.*, 1981; HARALYI & WALDE, 1986). ALMEIDA (1984) admitiu que as inclusões de seixos e blocos nos jaspilitos da Formação Santa Cruz, como aqueles observados nas pesquisas aqui apresentadas (Cap. 4), seriam *dropstones* liberados de gelo flutuante (*icebergs*), em uma bacia marinha, pouco profunda, dominada pela sedimentação química. Tal hipótese é coerente com a atribuição de uma idade Proterozóico Superior para o Grupo Jacadigo e vem de encontro à idéia, amplamente aceita, de uma glaciação extremamente espalhada envolvendo muitas outras regiões do mundo no Proterozóico Superior.

Situação semelhante é representada no Grupo Rapitan (Proterozóico Superior) do Canadá, onde ocorrem sedimentos clásticos: arenitos, siltitos e conglomerados com seixos e blocos com abundantes feições glaciogênicas, intercalados com jaspilitos. YOUNG (1976), aliás, já comparou tal sequência a formações similares da mesma idade, na Namíbia (Supergrupo Damara), na Austrália (Subgrupo Yudnamutana) e, até no Brasil, citando especificamente o caso do Grupo Jacadigo.

Vários modelos têm sido propostos para explicar a origem das formações bandadas de ferro deste tipo. Por exemplo, YEO (1981, 1983, 1984, *apud* YOUNG, 1988) associa as formações bandadas de ferro do Proterozóico Superior, como as do Grupo Rapitan, do Canadá, à atividade hidrotermal com influência climática. Águas frias provenientes de geleiras marginais, levadas a zonas de atividade hidrotermal de uma margem continental falhada, carregariam no seu retorno, Fe e/ou Mn que se precipitariam, principalmente, como hematita e criptomelana em turbiditos distais ou em camadas mais maciças de hematita - jaspe, intercaladas com diamictitos. As maiores concentrações de ferro e sílica corresponderiam a épocas de mínima deposição clástica glacial. Também tem sido atribuída origem hidrotermal para as formações bandadas de ferro do sudoeste da África/Namíbia (BREITKOPF & MAIDEN, 1986 *apud* YOUNG, 1988; HENRY *et al.*, 1986,

apud YOUNG, 1988) e do leste da Austrália (YOUNG, 1988). Em resumo, as formações bandadas de ferro deste tipo estariam relacionadas a um regime extensional de placas tectônicas, originando pequenas bacias oceânicas com circulação hidrotermal produzindo salmouras metalíferas. A associação com depósitos glaciogênicos seria essencial para circulação das salmouras e deposição do ferro nas margens continentais falhadas.

GROSS (1983) havia interpretado as formações bandadas de ferro do Grupo Rapitan e do Grupo Jacadigo como tendo sido depositadas em um *graben* ou próximo à escarpa de falha, ao longo da margem cratônica. Pela ausência de características de BIFs do tipo Algoma, como folhelhos, grauvacas, turbiditos e rochas vulcânicas, normalmente depositados nas partes mais profundas da bacia, próximas aos centros extrusivos, esses depósitos não devem ser considerados BIFs deste tipo. Por outro lado, BIFs do tipo Lago Superior, formados em ambiente nerítico, próximo à margem do cráton, incluiriam dolomitos, quartzitos, folhelhos negros e menores quantidades de tufos e outras rochas vulcânicas em relação aos do tipo Algoma. Aparentemente, portanto, os depósitos do Grupo Jacadigo representariam condições diferentes das citadas para BIFs dos tipos Algoma e Lago Superior.

Os modelos apresentados acima para a deposição de formações bandadas de ferro no Proterozóico Superior levam em conta: a) evidências de glaciação associada; b) rifteamento e fragmentação continental; c) atividade fumarólica em sistemas *rifts*. No Grupo Jacadigo, a sedimentação clástica grossa da Formação Urucum pode estar associada à fase de rifteamento da crosta continental. A influência glacial nesta fase do Grupo Jacadigo é questionável conforme mencionado anteriormente. Na Formação Santa Cruz, *dropstones* estão presentes notadamente nos sedimentos químicos e a deposição da unidade em águas rasas é sugerida pela ocorrência de estratificações cruzadas e marcas onduladas nos arenitos intercalados na sequência jaspilítica (HARALYI & WALDE, 1986). Porém, esses depósitos poderiam ser turbiditos, já que os jaspilitos não mostram evidências de águas rasas.

HARALYI & WALDE (1986) associam a deposição do minério de manganês a final de períodos de glaciação. O aporte de

águas mais oxigenadas causaria elevação do Eh da bacia sedimentar em meio mais alcalino e o abaixamento do pH levaria à precipitação do minério de ferro. Esses autores consideram que o intemperismo das vulcânicas básicas (Formação "Taquaral"), que ocorrem abaixo da Formação Urucum, forneceria o ferro e manganês das jazidas da Formação Santa Cruz.

De acordo com URBAN & STRIBRNY (1986), as rochas do Grupo Jacadigo teriam sido depositadas em uma bacia estreita do tipo *fjord*, parcialmente coberta por gelo. Os íons de ferro e manganês seriam transportados em solução mar adentro nas partes do *fjord* livres de gelo, e sob condições oxidantes haveria a precipitação do ferro, primeiramente. O maior aporte de água doce, provocado pela fusão do gelo, teria causado a precipitação do manganês. Contudo, não há registro de evidências sedimentológicas das margens montanhosas do suposto *fjord*.

JONES (1985) sugere a deposição do Grupo Jacadigo em uma bacia implantada sobre um dos ramos de uma junção triplíce no contexto de *rifteamento* e fragmentação continental. Nesse caso, a derivação do ferro, manganês e sílica poderia estar ligada à atividade fumarólica durante a separação continental. Esses elementos teriam migrado para zonas mais rasas, por influência das águas frias de geleiras marginais ao *rift*, onde se depositariam. A restrição a esta hipótese que forneceria todos os elementos necessários para os modelos de YEO e YOUNG, é que não se tem conhecimento da existência de vulcânicas extrusivas, contemporâneas à Formação Santa Cruz, que teriam sido a fonte do ferro e manganês.

7.1.2 Considerações de ordem paleontológica e temporal

A idade do Grupo Jacadigo é fornecida pelos microfósseis em forma de vaso (melanocirilídeos) dos clastos carbonáticos da Formação Urucum, descritos no Capítulo 5 (vide também FAIRCHILD *et al.*, 1978). Mundialmente, os melanocirilídeos têm sido registrados no intervalo entre 950 e 700 Ma. Como os fósseis provêm de outra unidade, somente pode ser estabelecido o limite superior de 950 Ma para o início da deposição do Grupo

Jacadigo. A área-fonte dos carbonatos que forneceram esses clastos estaria situada na Bolívia, já que não há registro de rochas carbonáticas abaixo da área de exposição do grupo, em território brasileiro.

HAMBREY & HARLAND (1985) resumem todas as evidências pré-pleistocênicas que dizem respeito a possíveis épocas glaciais no passado. Segundo estes autores, é possível distinguir quatro períodos glaciais no Proterozóico Superior, com idades em torno de 900, 800, 650 e, possivelmente, 600 Ma, este último bastante amplo, com evidências na China, Polônia, URSS, Suécia, América do Norte (Alaska e British Columbia), sul da África e Namíbia.

No Brasil, sedimentos glaciogênicos são descritos do Grupo Macaúbas (Minas Gerais e Bahia), Formação Jequitai (Minas Gerais), formações Bebedouro e Salobro (Bahia), todos estes associados ao Cráton do São Francisco, como também dos grupos Cuiabá e Jacadigo e das formações Fuga e Bauxi, da Faixa Paraguai (ROCHA-CAMPOS, 1981; ROCHA-CAMPOS & HASUI, 1981a, b, c, d, e). Segundo KARFUNKEL & HOPPE (1988), as unidades marginais ao Cráton do São Francisco corresponderiam à mais antiga das glaciações do Proterozóico Superior, com idade de aproximadamente 1000 Ma. A idade das glaciações de unidades da Faixa Paraguai, à exceção do Grupo Jacadigo, é discutível, em virtude das relações estratigráficas não estarem ainda bem definidas. A ocorrência de fósseis do final do Proterozóico Superior no Grupo Corumbá, imediatamente acima do Grupo Jacadigo, é sugestiva de uma idade mais jovem para a glaciação, mais próxima a 600 Ma, na Faixa Paraguai, conforme já foi aventado por KARFUNKEL & HOPPE (1988).

7.2 GRUPO CORUMBÁ E FORMAÇÃO ARARAS

7.2.1 Considerações de ordem estratigráfica e paleoambiental

As unidades da Faixa Paraguai, representadas pelo Grupo Corumbá e Formação Araras, podem ter sido depositadas penecontemporaneamente, apesar da ausência de evidências paleontológicas claras para sua correlação. A ausência de

afloramentos contínuos entre Corumbá (MS) e Cáceres (MT), cerca de 300km a norte, não permite configurar, porém, a paleogeografia entre as duas áreas.

De modo geral, a sedimentação do Grupo Corumbá, nas regiões de Corumbá e de Bonito - serra da Bodoquena, e da Formação Araras, conforme detalhado no Capítulo 4, se processou em condições de profundidade e de energia diversas dentro de uma plataforma carbonática com limitada contribuição siliciclástica. Por exemplo, condições de águas rasas, com certa agitação, são deduzidas a partir da presença de calcários oolíticos e oncolíticos, e estromatólitos colunares, além de estruturas sedimentares como marcas onduladas, estratificação cruzada nos carbonatos. Condições menos energéticas de águas rasas são indicadas por estruturas como gretas de ressecamento, *leaves* e estromatólitos na forma de esteiras microbianas nos sedimentos carbonáticos. Os evaporitos (pseudomorfs), registrados pela primeira vez na Formação Araras, indicam condições marginais de sedimentação, sob aridez climática, coerentes com a posição de cobertura cratônica para essa unidade da Faixa Paraguai na região de Cáceres, MT.

Fácies de águas mais profundas são encontradas na região de Corumbá (pedreira Itaú), onde a alternância de sedimentação carbonática e siliciclástica fina indica essa maior distância da antiga linha de costa.

7.2.2 Considerações de cunho paleontológico, isotópico e temporal

Os fósseis do Grupo Corumbá têm importante significado para a paleobiologia do Pré-Cambriano em território brasileiro e para estabelecer limites de idade.

O registro fóssilífero mais importante para definição da idade do Grupo Corumbá é representado por organismos multicelulares: metazoários e metáfitas.

O surgimento dos metazoários, conforme definido na literatura, ocorreu no Vendiano (GLAESSNER, 1984). A partir de então, surgiram importantes modificações na biosfera, como a aquisição generalizada de esqueletos mineralizados (carbonato

e/ou fosfato de cálcio) já no início do Cambriano (Andar Tommotiano). No entanto, o processo da biomineralização pode ter sido deflagrado anteriormente, ainda à época da "fauna de Ediacara", caracterizando o primeiro estágio da transição Proterozóico/Cambriano (McMENAMIN, 1987). Os estágios posteriores teriam sido marcados pelo desaparecimento daquela fauna e pelo surgimento de assembléias faunísticas com carapaça, inicialmente, com baixa diversidade e passando a alta, concomitantemente, ao aparecimento dos primeiros trilobitas.

Os metazoários da Formação Tamengo, *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*, exibem exoesqueleto, no mínimo, parcialmente mineralizado. No caso de *Cloudina*, há consenso entre os autores (GLAESSNER, 1976, 1984; McMENAMIN, 1982; LOWENSTAM & WEINER, 1989; CONWAY MORRIS *et al.*, 1990; GRANT, 1990) sobre a existência de um exoesqueleto, pelo menos em parte calcificado, o que torna esse gênero representante do primeiro estágio da transição Pré-Cambriano/Cambriano, definido por McMENAMIN (1987). O gênero pode então ser considerado penecontemporâneo, ou mesmo, mais recente do que a fauna de Ediacara. Há que se lembrar, ainda, que na Namíbia, o gênero *Cloudina* ocorre intercalado e acima de uma fauna ediacarana típica. Na presente pesquisa aceita-se *Cloudina* como fóssil-índice do Vendiano Terminal, conforme a proposição de GRANT (1990).

O fóssil *Cloudina*, pela sua ampla distribuição (Namíbia, Brasil, Antártida, Espanha, China, Oman, EUA e México), tem sido utilizado em reconstruções paleobiogeográficas do Proterozóico Superior, sugerindo a contigüidade entre os crátons sul-americano, africano e arábico (PIPER, 1987, *apud* CONWAY MORRIS *et al.*, 1990; CONWAY MORRIS *et al.*, 1990).

A distribuição de *Corumbella weneri* é, até o momento, restrita à Formação Tamengo, porém, sua constituição flexível e seu modo de preservação chegam a sugerir semelhanças com os organismos de "corpo mole" da fauna de Ediacara. Sendo assim, sua idade é coerente com o Período Vendiano.

As metáfitas, constatadas pela primeira vez na Formação Tamengo, estão incluídas no grupo dos vendotaenídeos, gênero *Tyrasotaenia*, distribuído do Vendiano ao Cambriano Inferior (VIDAL, 1990).

Os microfósseis da Formação Tamengo, identificados no gênero *Sphaerocongregus*, também representam formas típicas do Vendiano a Cambriano Inferior.

A integração dos estudos paleontológicos e litológicos aponta para um quadro da transição Pré-Cambriano/Cambriano durante a sedimentação do Grupo Corumbá, reforçando, de modo geral, idéias anteriores.

Os estudos isotópicos, pela primeira vez aplicados a carbonatos de unidades da Faixa Paraguai (Grupo Corumbá e Formação Araras) mostraram valores, principalmente em relação a $\delta^{13}\text{C}$, concordantes com a idade, proposta para estas unidades, no limite Proterozóico/Cambriano.

7.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

O estudo estratigráfico, paleontológico, isotópico de algumas unidades da Faixa Paraguai nos estados de Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, permitiu as seguintes contribuições originais:

- a. A ampliação da ocorrência dos microfósseis em forma de vaso (melanocirilídeos) de clastos da Formação Urucum.
- b. O estabelecimento da posição estratigráfica de *Cloudina lucianoi* e de *Corumbella werneri* dentro da seqüência carbonática-pelítica da Formação Tamengo, da região de Corumbá, MS.
- c. A descoberta de *Cloudina lucianoi* e de *Corumbella werneri* em outra localidade (pedreira Lajinha), que não a pedreira Itaú, e do primeiro fóssil em uma terceira localidade na cidade de Corumbá, possibilitando a correlação entre as seções da Formação Tamengo.
- d. O primeiro registro de vendotaenídeos (metáfitas) em folhelhos da Formação Tamengo.
- e. As primeiras menções e descrições de estromatólitos da Formação Araras, na região de Cáceres, MT.
- f. O possível uso dos estromatólitos Formas 3 e 4 da Formação Araras, que ocorrem em diferentes localidades (cerca de

100km de distância), para correlações na porção norte da Faixa Paraguai.

g. O primeiro registro, incluindo identificação, de icnofósseis da Formação Raizama, também da região de Cáceres, MT.

h. A ocorrência de evaporitos, associados a estromatólitos, na Formação Araras.

i. A possibilidade de utilizar a razão isotópica, em especial o $\delta^{13}\text{C}$, para delimitar a transição Pré-Cambriano/Cambriano em unidades da Faixa Paraguai.

As análises isotópicas efetuadas nos carbonatos, principalmente com enfoque paleoambiental, foram compatíveis com as informações extraídas das observações litológicas e dos estudos paleontológicos. A utilização da razão isotópica de carbono deveria ser incrementada, em função da variação observada no perfil isotópico do carbono (de valores positivos para negativos) na transição Pré-Cambriano/Cambriano em várias seqüências mundiais. Essa variação tem sido correlacionada a eventos de extinção (diminuição da biomassa), com acumulação de ^{13}C no reservatório de carbonato oceânico.

Os icnofósseis da Formação Raizama representam importante ferramenta para a paleobiologia, para a definição da idade da seqüência sedimentar e para a correlação desta com equivalentes mundiais. Sendo assim, novas ocorrências devem ser pesquisadas, inclusive na Bolívia, pois a referência a icnofósseis do Cambriano Inferior em sedimentos clásticos do Grupo Tucavaca (Capítulo 2) é de grande valor e no caso de serem confirmados, parte dessa unidade, duvidosamente colocada abaixo do Grupo Murciélagos/Corumbá, poderia ser correlacionável à Formação Raizama. Dessa forma, os depósitos de cobertura cratônica relacionados à Faixa Paraguai teriam sua distribuição geográfica ainda mais ampliada para o interior da Bolívia, do que a considerada atualmente.

As seqüências da Formação Araras e da Formação Raizama mereceriam uma pesquisa mais longa e detalhada com o intuito de localizar novas ocorrências fossilíferas que devem existir nesse contexto de unidades ligadas à Faixa Paraguai e

representativas da transição Proterozóico/Cambriano em território brasileiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACENOLAZA, F.G. (1978)- El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 15-64.
- AITKEN, J.D. & NARBORNE, G.M. (1989)- Two occurrences of Precambrian thrombolites from the Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Palaos*, 4 (4): 384-388.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1944)- *Collenia itapevensis* sp. n. - um fóssil pré-cambriano do Estado de São Paulo. *Boletim Faculdade Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Geologia* 1: 89-104.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1945)- Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 116: 1-118.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1958)- Ocorrência de *Collenia* em dolomitos da Série Corumbá. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 106: 1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1964a)- Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 215: 1-137.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1964b)- Glaciação eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 117: 1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. de. (1965a)- Geossinclíneo Paraguaio. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1., Porto Alegre, 1965. p.87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1965b)- Geologia da serra da Bodoquena (Mato Grosso). *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 219: 1-96.

- ALMEIDA, F.F.M. de (1967)- Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 241: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1968)- Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais Academia Brasileira Ciências*, (suplemento) 40: 286-295.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1974)- Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG. v.4, p.9-17.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1984)- Província Tocantins. Setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (coord.) - *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p.265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1985)- Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-DESTE, 2., Goiânia, 1985. *Ata*. Goiânia, SBG. p.3-14.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (1984)- Introdução. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (coord.) - *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p.1-5.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. (1977)- Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. *Atas*. Campina Grande, SBG. p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de & MANTOVANI, M.S.M. (1975)- Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 47 (3-4): 451-458.
- ALVARENGA, C.J.S. de (1984)- Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. de (1985)- Evidências das fases turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-

- DESTE, Z., Goiânia, 1985. *Atas. Goiânia, SBG.* p.256-266.
- ALVARENGA, C.J.S. de (1986)- Evolução das deformações polifásicas brasileiras na Faixa Paraguai, região de Cuiabá, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais. Goiânia, SBG.* v.3, p.1170-1175.
- ALVARENGA, C.J.S. de (1988)- Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira Geociências*, 18 (3): 323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. de (1990)- Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton. Exemple de la Chaine Paraguai d'age Proterozoique Superieur, Mato Grosso, Brésil. Marseille, France. 177p. (Tese de Doutorado- Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille. France).
- AMARAL, G. (1987)- Subdivisão do Pré-Cambriano: discussão da proposta da Comissão Brasileira de Nomenclatura Estratigráfica. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. *Atas. Rio Claro, SBG*, v.1, p.263-275.
- ANNELLS, R.N.; FLETCHER, C.J.N.; BURTON, C.C.J.; EVANS, R.B. (1986)- The Rincon del Tigre Igneous Complex: a major layered ultramafic-mafic intrusion of Proterozoic age in the Precambrian shield of eastern Bolivia. Part I; geology and mineral potential. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 63: 1-24.
- AWRAMIK, S.M. (1971)- Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, 174: 825-827.
- AWRAMIK, S.M. (1986)- The Precambrian-Cambrian boundary and geochemical perturbations. *Nature*, 319 (6055): p.696.
- BARBOSA, A.L. e OLIVEIRA, M.M. de (1978)- Ambientes de sedimentação do Grupo Jacadigo em Mato Grosso do Sul, Brasil, e no leste da Bolívia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,

- 30., Recife, 1978. *Anais. Recife*, SBG. v.2, p.729-742.
- BARBOSA, O. (1949)- Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineração e Metalurgia*, 13 (77): 271-278.
- BARBOSA, O. (1957)- Nota sobre a idade da Série Corumbá. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 29 (2): 249-250.
- BARNES, R.D. (1982)- *Invertebrate zoology*. Philadelphia, Saunders College, 4. ed.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.M. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA Jr., J.J. de; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. (1982)- Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD21. Cuiabá. Rio de Janeiro, MME. p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BEURLEN, K. & SOMMER, F.W. (1957)- Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 168: 1-35.
- BEZ, L. & GUIMARÃES, G. (1972)- Mapa geológico folha Corumbá. Goiânia, DNPM. Escala 1:100 000.
- BINDA, F.L. & BOKHARI, M.M. (1980)- Chitinozoanlike microfossils in a Late Precambrian dolostone from Saudi Arabia. *Geology*, 8 (2): 70-71.
- BLOESER, B. (1985)- *Melanocygrillium*, a new genus of structurally complex Late Proterozoic microfossils from the Kwagunt Formation (Chuar Group), Grand Canyon, Arizona. *Journal Paleontology*, 59 (3): 741-765.
- BLOESER, B.; SCHOFF, J.W.; HORODYSKI, R.J.; BREED, W.J. (1977)- Chitinozoans from the Late Precambrian Chuair Group of the Grand Canyon, Arizona. *Science*, 195 (4279): 676-679.
- BOGGIANI, P.C. (1990)- Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul. São Paulo. 91p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

- BORSOTHEVSKY, Yu.A.; BORISOVA, S.L.; LASOUR, O.G.; MEDVEDKOVSKAYA, N.I.; POPOVA, N.K.; KHODAK, Yu.A. (1981)- Isotopic ($^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$) study of the siderite from the Baikal and magnesites from the Satkinsky deposit. In: SIDORENKO, A.V. (ed.)- *Problems of sedimentary geology of the Precambrian*. v.6, p.195-202.
- BOULTER, C.A.; BICKLE, M.J.; GIBSON, B.; WRIGHT, R.K. (1987)- Horizontal tectonics pre-dating upper George Creek Group sedimentation Pilbara Block, Western Australia. *Precambrian Research*, 36 (3-4): 241-258.
- BRASIER, M.D.; MAGARITZ, M.; CORFIELD, R.; LUO HUILIN; WU XICHE; OUYANG LIN; JIANG ZHIWEN. HAMDI, B.; HE TINGGUI; FRASER, A.G. (1990)- The carbon and oxygen isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geological Magazine*, 127 (4): 319-332.
- BREITKOPF, J.H. & MAIDEN, K.J. (1986)- Iron formations related to rifting and mafic volcanism in the southern margin zone of the Upper Proterozoic Damara orogen, S.W.A./Namibia. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS, 12., Canberra, 1986. *Abstract*, p.42.
- BRITO-NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; CORDANI, U.G. (1985)- Ancient "massifs" in the Proterozoic belts of Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON EARLY TO MIDDLE PROTEROZOIC FOLD BELTS. Darwin, 1985. *Extend. Abstracts*. Darwin, 1985. p.70-72.
- BURMANN, G. (1972)- Problematik aus der Lausitzer Grauwacken-formation. *Jahrbuch für Geologie*, 4: 387-423.
- BURNE, R.V. & MOORE, L.S. (1987)- Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaeos*, 2 (3): 241-254.
- CAHEN, L.; SNELLING, N.J.; DELHAL, J.; VAIL, J.R. (1984)- *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford, Clarendon Press, 512 p.

- CASSEDANNE, J. (1965)- Decouverte d'algue dans le calcaire Bambuí (état de Minas Gerais, Brésil). *Anais Academia Brasileira Ciências*, 37 (1): 79-81.
- CASSEDANNE, J.; CASSEDANNE, J.; BRIZZI, A. (1979)- Présence de *Conophyton* dans le Groupe Bambuí de l'état de Bahia (Brésil). *Bulletin Société Géologique France*, 7 (6): 687-693.
- CHEN MENG'E; CHEN YIYUAN; QIAN YI (1981)- Some tubular fossils from Sinian-Lower Cambrian boundary sequences, Yangtze Gorge. *Bulletin of the Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources*, 3: 117-124.
- CHENG MENG'E & WANG YIZHAO (1977)- Tubular animal fossils in the Middle Dengying Formation, Upper Sinian, east Yangtze Gorge. *Kexue Tongbao*, 4: 219-221 (in chinese).
- CHUMAKOV, N. & ELSTON, D.P. (1989)- The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes*, 12 (2): 115-120.
- CLAYTON, R.N. & DEGENS, E.T. (1959)- Use of carbon-isotope analyses for differentiating fresh-water and marine sediments. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 43 (4): 890-897.
- CLOUD, P.E. (1968)- Pre-metazoan evolution and the origins of the Metazoa. In: DRAKE, E.T. (ed.)- *Evolution and environment*. New Haven, Yale Univ. Press, p.1-72.
- CLOUD, P.; MOORMAN, M.; PIERCE, D. (1975)- Sporulation and ultrastructure in a Late Proterozoic cyanophyte: some implications for taxonomy and plant phylogeny. *Quarterly Review of Biology*, 50: 131-150.
- CONLEY, C.D. (1977)- Origin of distorted oolites and pisoliths. *Journal Sedimentary Petrology*, 47 (2): 554-564.
- CONWAY MORRIS, S. (1990)- Late Precambrian and Cambrian soft-bodied faunas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18: 101-122.

- CONWAY MORRIS, S. & BENGTSON, S. (1986)- The Precambrian-Cambrian boundary and geochemical perturbations. *Nature*, 319 (6055): 696-697.
- CONWAY MORRIS, S.; MATTES, B.W.; CHEN MENGE (1990)- The early skeletal organism *Cloudina*: new occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science*, 290-A: 245-260.
- COOK, F.J. & SHERGOLD, J.H. (1984)- Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, 308 (5956): 231-236.
- COOPER, R.A.; JAGO, J.B.; MACKINNON; SHERGOLD, J.H.; VIDAL, G. (1982)- Late Precambrian and Cambrian fossils from northern Victoria Land and their stratigraphic implications. In: CRADDOCK, C. (ed.)- *Antarctic Geoscience*. The Univ. of Wisconsin Press, p. 629-633.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ-FILHO, A. (1978)- Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. *American Association Petroleum Geologists, Contributions to the Geologic Time Scale*, Studies in Geology, p.93-118.
- CORDANI, U.G.; THOMAZ-FILHO, A.; BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. (1985)- On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale di Geologia*, 47 (1-2): 253-280.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. (1979)- Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. Brasília, DNPM/CPRM. p.1-111. (Série Geologia, 6: Seção Geologia Básica, 3).
- CRAIG, H. (1961)- Standard for reportin concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133 (3465): 1833-1934.

- CRIMES, T.F. (1987)- Trace fossils and the Precambrian-Cambrian boundary. *Geological Magazine*, 124 (2): 97-119.
- CRIMES, T.F. (1989)- Trace fossils. In: COWIE, J.W. & BRASIER, M.D. (eds.)- *The Precambrian-Cambrian boundary*. Oxford, Clarendon Press, p. 166-185.
- COWIE, J.W. & BASSETT, M.G. (1989)- Global stratigraphic chart. *Episodes*, 12 (2).
- CRAIG, H. (1957)- Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12 (1-2): 133-149.
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; FITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUSA, A.M.S. de; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. (1981)- Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.22. Tocantins. Rio de Janeiro, MME. p.21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- DALLA SALDA, L. (1982)- Nama - La Tinta y el inicio de Gondwana. *Acta Geologica Lilloana*, 16 (1): 23-38.
- DEGENS, E.T. & EPSTEIN, S. (1964)- Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 28 (1): 23-44.
- DEGENS, E.T.; WILLIAMS, E.G.; KEITH, M.L. (1957)- Environmental studies of carboniferous sediments. Part I: Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 41: 2427-2455.
- DEGENS, E.T.; WILLIAMS, E.G.; KEITH, M.L. (1958)- Environmental studies of carboniferous sediments. Part II: Application of geochemical criteria. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 42: 981-997.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H. da; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.;

- SOUZA, S.L. de; LUZ, S.D. da; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. (1982) - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, MME. p.25-143 (Levantamento de Recursos naturais, 27).
- DEL'ARCO, J.O.; TARAPANOFF, I.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S. da (1981)- Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE.21 Corumbá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. Afa. Goiânia, SBG. p.154-176.
- DORR, J.V.N.,II (1973)- Iron-formations in South America. *Econ. Geology*, 68 (7): 1005-1022.
- DUAN CHENGHUA (1986)- The earliest Cambrian vase-shaped microfossils of Fangxian County, Hubei Province. *Bulletin of the Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources*, 13: 87-110.
- DUNHAM, R.J. (1962)- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.)- *Classification of carbonate rocks. Memoir American Association Petroleum Geologists*, 1: 108-121.
- DURAND, F.R. & ACENOLAZA, F.G. (1990)- Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del noroeste argentino. In: ACENOLAZA, F.G.; MILLER, H.; TOSELLI, A.J. (eds.)- *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Tucumán, Argentina. *Correlacion Geologica* 4: 71-112.
- ECKEL, E.B. (1959)- Geology and mineral resources of Paraguay - a reconnaissance. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 327: 1-110.
- ERIKSSON, K.A. (1982)- Archean and Early Proterozoic sedimentation styles in the Kaapvaal Province, South Africa and Pilbara Block, Australia. *Revista Brasileira Geociências*, 12 (1-3): 121-131.

- ERIKSSON, K.A. & SOEGAARD, K. (1985)- The petrography and geochemistry of Archaean and Early Proterozoic sediments: Implications for crustal compositions and surface processes. *Bulletin Geological Survey of Finland*, 331: 7-32.
- ERIKSSON, K.A. & WARREN, J.K. (1983)- A paleohydrologic model for Early Proterozoic dolomitization and silicification. *Precambrian Research*, 21 (3-4): 299-321.
- EVANS, J.W. (1894)- The geology of Mato Grosso. *Quarterly Journal Geological Society London*, 50 (2): 85-104.
- FAIRCHILD, T.R. (1977)- *Conophyton* and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., São Paulo, 1977. Atas, SBG, p.179-198.
- FAIRCHILD, T.R. (1978)- Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Resumo Comunicações*. Recife, SBG. v. 1, p. 181.
- FAIRCHILD, T.R. (1982)- New stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. *Boletim Instituto de Geociências/USP*, 13 : 43-50.
- FAIRCHILD, T.R.; BARBOUR, A.P.; HARALYI, L.E. (1978)- Microfossils in the "eopaleozoic" Jacadigo Group at Urucum, Mato Grosso, southwest Brazil. *Boletim Instituto de Geociências/USP*, 9: 74-79.
- FAIRCHILD, T.R. & SUNDARAM, D. (1981)- Novas evidências palinológicas sobre a idade do Grupo Corumbá, Ladário, Mato Grosso do Sul. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-DESTE, 1., Goiânia, 1981. *Resumo Comunicações*. Goiânia, SBG, p. 13.
- FAURE, G. (1986)- *Principles of Isotope Geology*. New York. John Wiley & Sons, 2. ed., 589p.

- FEDONKIN, M.A. (1985)- Precambrian metazoans: the problems of preservation, systematics and evolution. *Philosophical Transactions Royal Society London*, B 311: 27-45.
- FENTON, C.L. & FENTON, M.A. (1939)- Precambrian and Paleozoic algae. *Bulletin Geological Society America*, 50: 89-126.
- FERREIRA, M.T.G.M. (1983)- A ocorrência de traços fósseis no Proterozóico de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO PALEONTOLOGIA, 8, Rio de Janeiro, 19837. *Resumo das Comunicações*. Rio de Janeiro, SBP. p.49.
- FIGUEIREDO, A.J. de A. & OLIVATTI, O. (1974)- Projeto Alto Guaporé: Relatório final. DGM/DNPM/CFRM, v. 11.
- FISHER, D.W. (1962)- Small conoidal shells of uncertain affinities. In: MOORE, R.C. (ed.)- *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W. Miscellaneous*. Geological Society America and University of Kansas Press, 259p.
- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S. (1971)- Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *Journal Sedimentary Petrology*, 41 (4): 1045-1050.
- FOSTER, C.B., CERNOVSKIS, A., O'BRIEN, G.W. (1985) - Organic walled microfossils from the Early Cambrian of South Australia. *Alcheringa*, 9 (4): 259-268.
- FRANCO, M.S.M. & PINHEIRO, R. (1982)- Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, MME. p.161-224 (Levantamento de Recursos Naturais, 27).
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R.O. (1977)- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: FLEISCHER, M. (ed.)- *Data of Geochemistry. U.S. Geological Survey Professional Paper*, 440-KK, 12p.
- FUGITA, H.H. (1979)- Geocronologia da região de Corumbá (MT). Relatório Centro Pesquisas Geocronológicas /USP, 22p.

- GARLICK, G.D. (1969)- The stable isotopes of oxygen. In: WEDEFOHL, K.H. (ed.)- *Handbook of Geochemistry*. Heidelberg and New York. v.II(1): 8B 1-27.
- GERMS, G.J.B. (1972)- New shelly fossils from Nama Group, south west Africa. *American Journal of Science*, 272: 752-761.
- GERMS, G.J.B.; KNOLL, A.H.; VIDAL, G. (1986)- Late Proterozoic microfossils from the Nama Group, Namibia (southwest Africa). *Precambrian Research*, 32 (1): 45-46.
- GIOVANI, W.F. de; SALATI, E.; MARINI, O.J.; FRIEDMAN, I. (1974)- Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *Bulletin Geological Society America*, 85: 41-44.
- GLAESSNER, M.F. (1958)- New fossils from the base of the Cambrian in South Australia. *Transactions Royal Society South Australia*, 81: 185-188.
- GLAESSNER, M.F. (1969)- Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian. *Lethaia*, 2: 369-393.
- GLAESSNER, M.F. (1976)- Early Phanerozoic annelid worms and their geological and biological significance. *Journal Geological Society London*, 132: 259-275.
- GLAESSNER, M.F. (1984)- *The dawn of animal life. A biohistorical study*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 244p.
- GLAESSNER, M.F. & DAILY, B. (1959)- The geology and Late Precambrian fauna of the Ediacara Fossil Reserve. *Rec. South Australia Museum*, 13: 369-401.
- GLAESSNER, M.F. & WADE, M. (1966)- The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. *Palaeontology*, 9 (4): 599-628.
- GNULOVSKAYA, M.B. (1971)- The oldest aquatic plants of the Vendian of the Russian Platform (Late Precambrian).

Paleontological Journal, 5 (3):372-378.

GNILOVSKAYA, M.B. (1979)- The Vendian Metaphyta. *Bulletin Centres Recherches Exploration - Elf-Aquitaine*, 3 (2): 611-618.

GNILOVSKAYA, M.B. (1985)- Vendotaenids - Vendian Metaphyta. In: SOKOLOV, B.S. & IVANOVSKY, A.B. (eds.)- *Vend'skaya sistema*. 1: 117-125.

GOULD, S.J. (1989)- *Wonderful life*. New York. W.W. Norton & Co., 347p.

GRANT, S.W.F. (1990)- Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, 290-A: 261-294.

GREY, K. (1989)- Handbook for the studies of stromatolites and associated structures. Unpublished second draft. In: KENNARD, J.M. & BURNE, R.V. (eds.)- *Stromatolite Newsletter*, 14: 82-171.

GROSS, G.A (1983)- Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, 20 (2-4): 171-187.

GROTZINGER, J.P. (1990)- Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal Science*, 290-A: 80-103.

GURICH, G. (1930)- Die bislang ältesten spuren von organismen in Südafrika. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Pretoria, 1930. *Proceedings, Comptes Rendus*, 7: 670-680.

HAHN, G., HAHN, R., LEONARDOS, O.H., PFLUG, H.D., WALDE, D.H.G. (1982)- Körperlich erhaltene scyphozoen-reste aus dem Jung-präkambrium brasiliens. *Geologica et Palaeontologica*, 16: 1-18.

HAHN, G. & PFLUG, H.D. (1985)- Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana Lethaea*, 65 (4/6): 413-431.

- HALL, J. (1847)- *Paleontology of New York*. Albany, New York, 338p.
- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (1985)- The Late Proterozoic glacial era. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 (1-4): 255-272.
- HANTZSCHEL, W. (1975)- Trace fossils and problematica. In: TEICHERT, C. (ed.)- *Treatise on invertebrate paleontology, Part W. Miscellaneous, Supplement 1*. Lawrence. Geological Society America and University of Kansas Press, 169p.
- HAG, B.U. & VAN EYSINGA, F.W.B. (1987)- *Geological time table*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers, 4. ed..
- HARALYI, N.L.E. (1972)- Novos dados sobre a geologia da região de Corumbá (MT). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. *Resumo Comunicações*. Belém, SBG, v. 1, p. 101.
- HARALYI, N.L.E. & WALDE, D.H.G. (1986)- Os minérios de ferro e manganês da região de Urucum, Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. (eds.). *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, DNPM. v.2, p.127-144.
- HARRINGTON, H.J. (1950)- Geologia del Paraguay Oriental. *Contribucion Cientifica*, Serie E. Geologia 1: 1-82.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de (1970)- Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim Sociedade Brasileira Geologia*, 19 (1): 5-26.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de; KAWASHITA, K. (1980)- Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, SBG, vol. 5, p. 2659-2676.
- HENNIES, W.T. (1966)- Geologia do centro-norte matogrossense. São Paulo. 65p. (Tese de Doutorado - Escola Politécnica/USP).

- HENRY, G.; MAIDEN, K.J.; STAISTREET, I.G. (1986)- The association of iron formations with glaciogenic sediments in the Upper Proterozoic Damara orogen, southwest Africa/Namibia. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS, 12., Canberra, 1986. *Abstract*, p.138.
- HESS, W.A. (1959)- Chiquitos exploration 1959. Geol. Prog. Rep., Bolivia Gulf Oil Co., Santa Cruz, 54p. (unpublished).
- HESS, W.A. (1960)- Resumé of the geology of the Santiago - Santo Corazon area, Chiquitos, Bolivia. Geol. Memo. Bolivian Gulf Oil Co., Santa Cruz, GR-02-39 (unpublished).
- HITCHCOCK, E. (1858)- *Ichnology of New England: a report on the sandstone of the Connecticut valley, especially its footmarks*. Boston, 220p.
- HOFMANN, H.J. (1967)- Precambrian fossils(?) near Elliot Lake, Ontario. *Science*, **156** (3774): 500-504.
- HOFMANN, H.J. (1969)- Attributes of stromatolites. *Paper Geological Survey of Canada*, **69**: 58p.
- HOFMANN, H.J. (1971)- Precambrian fossils, pseudofossils, and problematica. *Bulletin Geological Survey of Canada*, **189**: 146p.
- HOFMANN, H.J. (1984)- Organic-walled microfossils from the latest Proterozoic and earliest Cambrian of the Wernecke Mountains, Yukon. In: *Current Research, Part B. Paper Geological Survey of Canada*, **84** (1B): 285-297.
- HOFMANN, H.J. (1985)- Major divisions of earth history: discussion. *Terra Cognita*, **5** (4): 359-361.
- HOFMANN, H.J. (1987)- Precambrian biostratigraphy. *Geoscience Canada*, **14** (3): 135-154.
- HOFMAN, H.J. (1988)- Proterozoic fossils-type and distribution. In: THE PROTEROZOIC BIOSPHERE SYMPOSIUM, Los Angeles, 1988. *Abstracts*, p.20-21.

- HOFMANN, H.J.; MOUNTJOY, E.W.; TEITZ, M.W. (1985)- Ediacaran fossils from the Miette Group, Rocky Mountains, British Columbia, Canada. *Geology*, 13: 819-821.
- HOFMANN, H.J. & PATEL, I.M. (1989)- Trace fossils from the type "Etcheminian Series" (Lower Cambrian Ratcliffe Brook Formation), Saint John area, New Brunswick, Canada. *Geological Magazine*, 126 (2): 139-157.
- HSU, K.J.; OBERHANSLI, H.; GAO, J.Y.; SUN SHU; CHEN HAIHONG; KRAHENBUHL, U. (1985)- "Strangelove ocean" before the Cambrian explosion. *Nature*, 316 (6031): 809-811.
- INTERNATIONAL CODE OF ZOOLOGICAL NOMENCLATURE (1985)- Intern. Trust for Zoological Nomenclature & Univ. of California, 3. ed., 338 p.
- JAMES, (1879)- Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist*, 3: 17-24.
- JONES, J.P. (1985)- The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 28 (2): 111-135.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988)- Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65: 1-21.
- KARPOFF, R. (1965)- Observations géologiques au sud-est d'Asunción (Paraguay). *Compte Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 261: 5558-5560.
- KAUFMAN, A.J.; HAYES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B. (1991)- Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 49 (3/4): 301-327.
- KAWASHITA, K. (1972)- O método Rb-Sr em rochas sedimentares- aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. São Paulo.

iiip. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USF).

KAWASHITA, K.; SATO, K.; SONOKI, I.K. (1983)- Um sistema de aquisição e processamento de dados *on line* num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publicação interna CPGeo, 14p. (inédito).

KAWASHITA, K.; MIZUSAKI, A.M.P.; KIANG, C.H. (1987)- Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOQUÍMICA, 1., Porto Alegre, 1987. *Anais*. Porto Alegre, SBG, v.1, p.133-137.

KEITH, M.L.; ANDERSON, G.M.; EICHLER, R. (1964)- Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 28 (11): 1757-1786.

KEITH, M.L. & WEBER, J.N. (1964)- Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 28 (11): 1787-1816.

KELLER, B.M. (1979)- Precambrian stratigraphic scale of the USSR. *Geological Magazine*, 116 (6): 419-429.

KELLER, B.M. & YANKAUSKAS, T.V. (1982)- Microfossils in the Riphean stratotype section in the Southern Urals. *International Geology Review*, 24 (8): 925-933.

KENDALL, A.C. (1984)- Evaporites. In: WALKER, R.G. (ed.) - *Facies models*. Toronto, Geological Association of Canada. p.259-296. (Geoscience Canada, reprint series, 1).

KNOLL, A.H. (1982)- Microfossil-based biostratigraphy of the Precambrian Hecla Hoek sequence, Nordaustlandet, Svalbard. *Geological Magazine*, 119 (3): 269-270.

KNOLL, A.H.; BLICK, N.; AWRAMIK, S.M. (1981)- Stratigraphic and ecologic implications on Late Precambrian microfossils from Utah. *American Journal of Science*, 281 (3): 247-263.

- KNOLL, A.H.; HAYES, J.H.; KAUFMAN, A.J.; SWETT, K.; LAMBERT, J.B. (1986)- Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321 (6073): 832-838.
- KNOLL, A.H. & SWETT, K. (1987)- Micropaleontology across the Precambrian-Cambrian boundary in Spitsbergen. *Journal Paleontology*, 61 (5): 898-926.
- KNOLL, A.H. & VIDAL, G. (1980)- Late Proterozoic vase-shaped microfossils from the Visingsö Beds, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 102 (3): 207-211.
- KUMMEL, B. & RAUP, D. (1965)- *Handbook of Paleontological Techniques*. San Francisco, Freeman, 852p.
- LANGE, F.W. (1955)- Nota preliminar sobre a fauna do arenito El Carmen, Bolivia. *Boletim Sociedade Brasileira Geologia*, 4 (1): 1-25.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; APPLETON, J.D.; BERRANGÉ, J.P.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.F.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. (1986)- The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *Overseas Memoir, British Geological Survey*, 9: 1-153.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.F.; KLINCK, B.A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. (1989)- The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43 (3): 157-174.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. (1981)- The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, 15 (2): 157-179.
- LI YUEYAN (1986)- Proterozoic and Cambrian phosphorites - regional review: China. In: COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H.

- (eds.)- *Phosphate deposits of the world. v.1. Proterozoic and Cambrian phosphorites*. Cambridge University, p. 42-62.
- LUZ, J. da S. (1978)- Projeto Província Serrana. Relatório Final, Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. (Relatório do arquivo técnico da Divisão de Geologia e Mineralogia, 2750).
- LUZ, J. da S.; MARQUES, V.J.; ABREU FILHO, W.; BRANDÃO, J.A.; MELLO, J.C.R. de (1980)- Projeto Fosfato de Bonito. Relatório de Prospeção Preliminar. Convênio CODESUL/CPRM, 41p.
- MACIEL, P. (1959)- Tilito cambriano no Estado de Mato Grosso. *Boletim Sociedade Brasileira Geologia*, 8 (1): 31-39.
- MAGARITZ, M.; HOLSEN, W.T.; KIRSCHVINK, J.L. (1986)- Carbon-isotope events across the Precambrian-Cambrian boundary on the Siberian platform. *Nature*, 320 (6059): 258-259.
- McMENAMIN, M.A.S. (1982)- A case for two late Proterozoic-earliest Cambrian faunal province loci. *Geology*, 10: 290-292.
- McMENAMIN, M.A.S. (1985)- Basal Cambrian small shelly fossils from the La Ciénega Formation, northwestern Sonora, Mexico. *Journal Paleontology*, 59 (6): 1414-1425.
- McMENAMIN, M.A.S. (1987)- The emergence of animals. *Scientific American*, 255 (4): 94-.
- McMENAMIN, M.A.S.; AWRAMIK, S.M.; STEWART, J.H. (1983)- Precambrian-Cambrian transition problem in western North America: Part II. Early Cambrian skeletonized fauna and associated fossils from Sonora, Mexico. *Geology*, 11: 227-230.
- MIALL, A.D. (1984)- *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer Verlag, 490p.
- MITCHELL, W.I. (1979)- The geology and mineral potential of the Santo Corazon-Rincon del Tigre area. Proyecto Precámbrico, Phase I, 4, interim report in Bolivia (GEOBOL) and the United Kingdom (IGS).

- MONTY, C.L.V. (1973)- Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. *Annales Société Géologique de Belgique*, 96: 585-624.
- MOORMAN, M. (1974)- Microbiota of the Late Proterozoic Hector Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal Paleontology*, 48 (3): 524-539.
- MOUNT, J.F. (1989)- Re-evaluation of unconformities separating the "Ediacaran" and Cambrian Systems, South Australia. *Palaios*, 4 (4): 366-373.
- MUNIZ, G. da C.B. (1980)- *Cochlichnus lagartensis* ichnosp. nov., ichnofóssil da Formação Lagarto, Grupo Estância, no Estado de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais. Camboriú, SBG*, v.5, p.3101-3105.
- NARBONNE, G.M. & HOFMANN, H.J. (1987)- Ediacaran biota of the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Paleontology*, 30 (4): 647-676.
- NICHOLSON, H.A. (1873)- Contributions to the study of the errant annelides of the older Palaeozoic rocks. *Proceedings Royal Society of London*, 21: 288-290.
- NOGUEIRA, V.L. & OLIVEIRA, C.C. (1978)- Projeto Bonito-Aquidauana. Relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, v.1.
- O'CONNOR, E.A. & WALDE, D.H.G. (1985)- Recognition of an Eocambrian orogenic cycle in SW Brazil and SE Bolivia. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (9/10): 1441-1456.
- OLIVA, L.A.; OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, E.; SCHOBENHAUS F., C. (1979)- Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha SD21 Cuiabá. Brasília, DNPM.
- OLIVATTI, O. (1981)- Problemas estratigráficos do Pré-Cambriano na região sudoeste do Estado de Mato Grosso - tentativa de correlação com a geologia do oriente boliviano. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. *Ata. Goiânia, SBG*.

p.196-211.

OLIVEIRA, A.I. de & MOURA, F. de (1944)- Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum, Mato Grosso. *Boletim Divisão de Fomento Produção Mineral*, 62: 13-29.

ORDACOWSKI, J.; LACERDA, R.S.; PINHO F., W.D. (1980)- Mapa geológico do Estado de Mato Grosso do Sul. CPRM/DNPM/CODESUL. Escala 1:1 000 000.

PALACIOS, T. (1989)- Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 3 (2): 1-91.

PEDREIRA, A.J. (1989)- Environmental setting of Proterozoic stromatolites in central Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28., Washington, 1989. *Abstracts*, v.2, p.588.

PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. (1982)- Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal Paleontology*, 56 (4): 843-881.

PFLUG, H.D. (1972)- Systematik der jung-präkambrischen Petalonamae Pflug 1970. *Palaontologische Zeitschrift*, 46: 56-67.

PIPER, J.D.A. (1987)- *Palaeomagnetism and the continental crust*. Milton Keynes, Open Univ.Press, 434p.

PRATT, B.R. (1982)- Stromatolite decline - a reconsideration. *Geology*, 10: 512-515.

PREISS, W.V. (1972)- The systematics of south australian Precambrian and Cambrian stromatolites, Part 1. *Transactions Royal Society South Australia*, 96: 67-100.

PREISS, W.V. (1976)- Intercontinental correlations. In: WALTER, M.R. (ed.)- *Stromatolites*. (Developments in Sedimentology,

20). Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. Co., p.359-370.

PUTZER, H. (1962)- *Geologie von Paraguay*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 183p.

QUADROS, L. F. de (1987)- Ocorrência de Acritarchae (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. *Boletim Geociências PETROBRÁS*, 1 (2): p.239.

RAMOS, V.A. (1988)- Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, 11 (3): 168-174.

RIBEIRO F^{ca}, W.; LUZ, J.da S.; ABREU F^{ca}, W. (1975)- Relatório final do Projeto Serra Azul. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1, 104p.

RIDING, R. & VORONOVA, L. (1982)- Assemblage of calcareous algae near the Precambrian/Cambrian boundary in Siberia and Mongolia. *Geological Magazine*, 121 (3): 205-210.

ROCHA-CAMPOS, A.C. (1981)- Other Paleozoic and Precambrian conglomerate beds of uncertain origin in Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.939-940.

ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. (1981a)- Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.933-938.

ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. (1981b)- Late Precambrian Jangada Group and Puga Formation of central-western Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.916-919.

ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. (1981c)- Proterozoic diamictites of western Minas Gerais and eastern Goiás, central Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.920-923.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. (1981d)- The Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.924-927.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. (1981e)- Late Precambrian Salobro Formation of Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.)- *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p.928-930.
- RUNNEGAR, B. (1988)- Early metazoans: Proterozoic body and trace fossils. In: THE PROTEROZOIC BIOSPHERE SYMPOSIUM, Los Angeles, 1988. *Abstracts*. p.45-46.
- SANDBERG, P.A. (1985)- Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. In: SCHEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.)- *Carbonate cements*. Tulsa, Oklahoma. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p.33-57.
- SARKAR, B. (1973)- Deformed oolites in the Precambrian Bhandar limestones, India. *Journal Sedimentary Petrology*, 43 (3): 636-643.
- SCHIDLowski, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C. (1975)- Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Research*, 2 (1): 1-69.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. (1984)- A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.)- *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM, p.9-53.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1981)- Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.

- SCHOBENHAUS, C. & OLIVA, L.A. (1979)- Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Corumbá (SE.21). Brasília, DNPM.
- SCHOBENHAUS, C. & SOARES, M.E.S. (1979)- Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Rio Apa (SF.21). Brasília, DNPM.
- SCHOLL, W.U. (1976)- Estromatólitos (*Conophyton*) em dolomitos do Grupo Macaúbas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1974. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. v.2, p.67-73.
- SCHOLLE, P.A. (1978)- A color illustrated guide to carbonate rock constituents, texture, cements, and porosities. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 27: 1-241.
- SCHOPF, J.W. (1983)- Glossary 1. Technical terms. In: SCHOPF, J.W. (ed.)- *Earth's earliest terms. Its origin and evolution*. Princeton, Princeton University Press, EUA. p.443-458.
- SEILACHER, A. (1953)- Studien zur palichnologie. I. Über die methoden der palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.* 96: 421-452.
- SEILACHER, A. (1964)- Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3: 253-256.
- SEILACHER, A. (1984)- Late Precambrian and Early Cambrian Metazoa: preservational or real extinctions?. In: HOLLAND, H.D. & TRENDALL, A.F. (eds.)- *Patterns of change in Earth evolutions*. Dahlem Konferenzen, p.159-168.
- SEILACHER, A. (1989)- Vendozoa: organismic construction in the Proterozoic biosphere. *Lethaia*, 2: 229-239.
- SHEPELEVA, E.D. (1962)- Plant? fossils of unknown taxonomic position from the deposits of the Bavlinskaya Series in the Volga-Urals oil province. *Translations Doklady Akad. Earth Sciences*, 142: 170-171.
- SIGNOR, P.W.; MOUNT, J.F.; ONKEN, B.R. (1987)- A pre-trilobite fauna from the White-Inyo region of eastern California and western Nevada. *Journal Paleontology*, 61 (3): 425-438.

- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. (1974)- Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, MME. p.13-143 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SIMONETTI, C. (1990)- Paleobiologia das unidades proterozóicas da região de Montalvânia e Unaí (MG). Relatório PETROBRÁS (SEREC/SECOPE), 6, 24p. (inédito).
- SIMONETTI, C. & FAIRCHILD, T.R. (1989)- Paleobiologia de uma nova microflórula silicificada do Grupo Bambuí (Proterozóico Suuperior) da região de Unaí, MG. *Boletim Instituto Geociências, Publ. Especial*, 7: 1-25.
- SOKOLOV, B.S. & FEDONKIN, M.A. (1984)- The Vendian as the terminal system of the Precambrian. *Episodes*, 7 (1): 12-19.
- SOMMER, F.W. (1970)- Bióglifos do calcário Bambuí, de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 42 (3): 453-458.
- SOMMER, F.W. (1971)- Microfósseis do calcário Corumbá, de Ladário, Estado do Mato Grosso. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 43 (3/4): 615-617.
- SPRIGG, R.C. (1947)- Early Cambrian (?) jellyfishes from the Flinders Ranges, South Australia. *Transactions Royal Society South Australia*, 71: 212-224.
- SPRIGG, R.C. (1949)- Early Cambrian "jellyfishes" of Ediacara, South Australia, and Mount John, Kimberley District, Western Australia. *Transactions Royal Society South Australia*, 73: 72-99.
- SRIVASTAVA, N.K. (1982)- Algumas observações sobre os estromatólitos dos grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), nordeste do Brasil. *Ciências da Terra*, 3: 7-11.
- STEIGER, R.N. & JAEGER, E. (1977)- Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 36

(3): 359-362.

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. 149p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências/USP).

SWETT, K. & KNOLL, ALH. (1985)- Stromatolitic bioherms and microphytolites from the Late Proterozoic Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen. *Precambrian Research*, 28(3-4): 327-347.

TASSINARI, C.C.G. (1981)- Comentários sobre a geocronologia da Folha Cuiabá (SD.21). PROJETO RADAMBRASIL. Goiânia. 1 v. (Relatório interno 446-G).

TAYLOR, M.E. (1966)- Precambrian mollusc-like fossils from Inyo County, California. *Science*, 153 (3732): 198-201.

TORQUATO, J.R. (1980)- Aplicação dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio ao estudo do Pré-Cambriano brasileiro. Fortaleza. 268p. (Tese de Professor Titular, Universidade Federal do Ceará).

TORQUATO, J.R. & MISI, A. (1977)- Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-norte do Estado da Bahia. *Revista Brasileira Geociências*, 7 (1): 14-24.

TUCKER, M.E. (1983)- Diagenesis, geochemistry, and origin of a Precambrian Dolomite, the Beck Spring Dolomite of eastern California. *Journal Sedimentary Petrology*, 53 (4): 1097-1119.

TUCKER, M.E. (1986)- Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. *Nature*, 319 (6048): 48-50.

UESUGUI, N. (1979)- Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *Boletim Técnico PETROBRÁS*, 22 (4): 229-240.

- URBAN, N.H. & STRIBNY, B. (1986)- The geology and genesis of the iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brasil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (9/10): 1515-1527.
- UREY, H.C. (1947)- The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal American Chemical Society*, p.562-581.
- VEIZER, J. (1989)- Strontium isotopes seawater through time. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 17: 141-167.
- VEIZER, J. & COMPSTON, W. (1974)- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38 (9): 1461-1484.
- VEIZER, J. & COMPSTON, W. (1976)- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 40 (8): 905-914.
- VEIZER, J.; COMPSTON, W.; CLAUSER, N.; SCHIDLowski, M. (1983)- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at " 900 Ma ago. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47 (2): 295-302.
- VEIZER, J.; COMPSTON, W.; HOEFS, J.; NIELSEN, H. (1982)- Mantle buffering of the early oceans. *Naturwissenschaften*, 69: 173-180.
- VEIZER, J. & HOEFS, J. (1976)- The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 40 (11): 1387-1395.
- VIDAL, G. (1976)- Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata*, 9: 1-57.
- VIDAL, G. (1979)- Acritarchs from the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of East Greenland. *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, 134: 1-49.
- VIDAL, G. (1981)- Aspects of problematic acid-resistant,

- organic-walled microfossils (acritarchs) in the Upper Proterozoic of the North Atlantic region. *Precambrian Research*, **15** (1): 9-23.
- VIDAL, G. (1989)- Are Late Proterozoic megafossils metaphytic algae or bacteria?. *Lethaia*, **22** (3): 375-379.
- VIDAL, G. & KNOLL, A.H. (1983)- Proterozoic plankton. *Memoir Geological Society America*, **161**: 265-277.
- VIDAL, G. & NYSTUEN, J.P. (1990)- Micropaleontology, depositional environment, and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway. *American Journal of Science*, **290-A**: 170-211.
- VIEIRA, A.J. (1965)- A geologia do centro-oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa, PETROBRÁS (Relatório interno 303), 58p.
- WALDE, D.H.G.; GIERTH, E.; LEONARDOS, O.H. (1981)- Stratigraphy and mineralogy of the manganese ores of Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Geologische Rundschau*, **70** (3): 1077-1085.
- WALTER, M.R. (1972)- *Stromatolites*. (Developments in Sedimentology, 20). Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. Co., 790p.
- WALTER, M.R. (1988)- Major features in the record of Proterozoic stromatolites. In: THE PROTEROZOIC BIOSPHERE SYMPOSIUM, Los Angeles, 1988. *Abstracts*. p.27-28.
- WEBER, J.N.; WILLIAMS, E.G.; KEITH, M.L. (1964)- Paleoenvironmental significance of carbon isotopic composition of siderite nodules in some shales of Pennsylvanian age. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34** (4): 814-818.
- YEO, G.M. (1981)- The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera. In: CAMPBELL, F.H.A. (ed.)- *Proterozoic basins of Canada*. Paper Geological Survey Canada, **81** (10): 25-46.
- YEO, G.M. (1983)- Iron-formation, glaciation and global rifting

in the Late Proterozoic. *Geological Assoc. Canada, Program with Abstracts*, 8: p.76.

YEO, G.M. (1984)- The Rapitan Group: relevance to the global association to Late Proterozoic glaciation and iron-formation. London. 603p. (Ph.D. Thesis, University of Western Ontario, London).

YOCHELSON, E.L. & HERRERA, H.E. (1974)- Un fósil enigmático del Cámbrico Inferior de Argentina. *Ameghiniana*, 11 (3): 283-294.

YOCHELSON, E.L. & STUMP, E. (1977)- Discovery of Early Cambrian fossils at Taylor Nunatak, Antarctica. *Journal Paleontology*, 51 (4): 872-875.

YOSHIDA, R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. (1967)- Estruturas microscópicas de provável origem orgânica em rochas do Pré-Cambriano do Brasil. *Boletim Paranaense Geociências*, 26: 1-35.

YOUNG, G.M. (1976)- Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, 3 (2): 137-158.

YOUNG, G.M. (1988)- Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. *Sedimentary Geology*, 58 (2/4): 127-144.

ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. (1985)- Comparison of *Aulophycus lucianoi* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais Academia Brasileira Ciências*, 57 (1): p.133.

ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. (1987)- Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO PALEONTOLOGIA, 10., Rio de Janeiro, 1987. *Anais*. Rio de Janeiro, SBP. v.2, p.797-807.

ZAINE, M.F.; SIMONETTI, C.; FAIRCHILD, T.R. (1989)- Estudo micropaleontológico de melanocirilídeos (*vase-shaped microfossils*) da Formação Urucum, Grupo Jacadigo, Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO PALEONTOLOGIA, 11.,

Curitiba, 1989. *Resumo Comunicações*. Curitiba, SBP. p.6-7.

ZHANG QIUSHENG (1988)- Early Proterozoic tectonic styles and associated mineral deposits of the North China Platform. *Precambrian Research*, 39 (1): 1-29.

ESTAMPAS

Estampa 1 - Melanocirilídeos (*Vase-shaped microfossils*).
Fotomicrografias de lâminas petrográficas de clastos de carbonato
na Formação Urucum, região de Corumbá, MS. Escalas = 50µm; escala
em G serve para B-D.

A, B, D, E, L: GP/4E-1325; C, F, G, M: GP/4E-1326; H, I: GP/4E-
1323; J, N, O: GP/4E-1324.

A -- Vista geral de vários exemplares em cortes transversais.

B-F -- Cortes transversais. Observar parede em C e F e cimento
fibro-radiado em B.

G-O -- Cortes longitudinais. Observar abertura, formatos
variados, "pescoco" de vários tamanhos e, em M, cimento fibro-
radiado.

Estampa 2 - Microfósseis orgânicos. Fotomicrografias de lâminas de material macerado da Formação Tamengo (A-J, N, O) e da Formação Araras (L, M). Escalas = 10µm. Escala em G, serve para A, B, G, L; em C serve para I; em D serve para E, H, J, M; em N serve para O.

A: GP/4E-1330; B, D: GP/4E-1329; C, E, G: GP/4E-1328; F: GP/4E-1327; H, I, N, O: GP/4E-1331; J: GP/4E-1332; L: GP/4E-1333; M: GP/4E-1334.

A -- *Sphaerocongregus variabilis* Moorman, 1974.

B, I -- Células solitárias, semi-opacas das pedreiras Itaú (B) e Lajinha (I).

C-E, G, H, J, L -- Envelopes com resíduos citoplasmáticos degradados, observar pares aparentemente recém-divididos em G, H e L.

F -- Vesícula caracterizada por uma parte central opaca, envolvida por uma camada superficial de células elipsoidais (ilustrado por ZAIKE & FAIRCHILD, 1987, Est. 1, fig. 13).

M -- Acritarca atribuível a *Leiosphaeridia* sp.

N, O -- Filamentos tubulares finos, parcialmente degradados.

Estampa 3 - *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1985 (A-D), de Ladário, MS, e fósseis cilíndricos do Paraguai (E, F), vistos em superfícies naturalmente intemperizadas (C, E, F) e cortes polidos (A, B, D). Figs. A-C são de ZAINE & FAIRCHILD (1987, Est.1, Fig. 1-3). Escalas em A, B = 0,5 cm; em C, D = 1 cm.

A, B -- Abundantes espécies vistas em superfície perpendicular (A) e paralela (B) ao acamamento. Cortes longitudinais de vários tubos são assinaladas por setas. Material-tipo, DNPM 1154, Rio de Janeiro.

C -- Superfície natural onde se observa o formato ligeiramente cônico dos fósseis (GP/1T-94).

D -- Superfície perpendicular ao acamamento de tempestitos mostrando três níveis repletos de fósseis alternados com sedimentos mais finos poucos fossilíferos. Material-tipo, DNPM 1155, Rio de Janeiro.

E, F -- Corpos cilíndricos recristalizados em calcário, do Grupo Itapucumi, coletado no Paraguai, ao sul do rio Apa por F.F.M. de Almeida (GP/1E-3892).

A

B

C

D

E

F

Estampa 4 - *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1987. Moldes e paredes silicificados obtidos por dissolução em ácido acético a 10% de uma amostra da localidade-tipo, pedreira Itaú, Ladário, MS. Todas os espécimes estão montados em lâmina de papelão quadriculada (GP/5E-4061). Escalas = 300 μ m; a de A também serve para C e D; a escala entre as Figs. E, F, G e H serve para as mesmas.

A-D, H -- Moldes internos silicificados. Observar curvatura dos espécimes em A, C, D, as constricções em D e H e a parte terminal arredondada em B.

E-G -- Segmentos de tubos mostrando paredes e cimento silicificados.

Estampa 5 - *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1985. Fotomicrografias de lâminas petrográficas do material-tipo e de novas amostras da pedreira Itaú, Lajário, MS. Figs. A-D são de Zaine & Fairchild (1987, Est. 1, figs. 4-7). Escalas= 1mm.

A -- Seção longitudinal, observar parede recristalizada, algo dissolvida, e linhas oblíquas (setas) interpretadas como possível evidência de junção entre camadas sucessivas. Material-tipo, DNPM, Lâmina 1155-B.

B -- Espécime em seção longitudinal, com parede recristalizada e corroída, associada a oóides (GP/L-1T-1).

C -- Seção longitudinal de um dos menores espécimes. Parede fina, micrítica ou orgânica. Material-tipo, DNPM, Lâmina 1154-A.

D -- Seção transversal exibindo parede múltipla, mal preservada, com esparito na cavidade central do tubo. Material-tipo, DNPM, Lâmina 1155-A.

E -- Feições de dissolução da parede.

F, I, J -- Seções transversais, mostrando estrutura geopetal. (F: ; I: DNPM, Lâmina 1154-A; J: GP/L-1E-4)

G, H -- Seções oblíquas, mostrando parede múltipla (G) e algo corroída (G, H).

Estampa 6 - Fotomicrografias de lâminas petrográficas de *Cloudina lucianoi* da pedreira Lajinha, próximo a Corumbá (A-E) e de *C. riemkeae* da Namíbia (F-I; amostra dos espécimes ilustrados, cortesia de Gerard J. B. Germs, África do Sul). Escalas = 100 μ m em A-E; e 1mm em F-I.

A-C -- Cortes transversais de prováveis espécimes de *Cloudina lucianoi*. (A, B: GP/L-1E-28; C: GP/L-1E-22).

D -- Corte transversal de espécime mostrando várias camadas da parede, fraturado. (GP/L-1E-28).

E -- Seção longitudinal. (GP/L-1E-22).

F, H -- Seções transversal, transversal oblíqua e longitudinal de *C. riemkeae*. (F, H: GP/L-1E-30; G, I: GP/L-1E-29).

A

B

C

D

E

F

G

H

I

Estampa 7 - *Corumbella wernerii*. Parte do material-tipo da pedreira Itaú, Ladário, MS. Escalas em A e B = 1 cm; outras escalas = 2 mm. Fig. A, cortesia de Detlef Walde.

A -- Indivíduo bisseriado, alongado, encurvado, sugerindo certa flexibilidade do corpo. (DGM-5601-I).

B-J -- Suposta porção distal, em dois fragmentos (DGM-5609a, b); C, D mostram detalhes de B.

E -- Porção proximal com a posição de três supostos esclerosseptos (1, 2, 3) assinalada. (DGM-5604-I).

F -- Fragmento de suposta porção distal. (DGM-5608-I).

G, H -- Fragmento de suposta porção proximal. (G: DGM-5610-I; H: DGM-5606-I).

I -- Parte de porção distal. (DGM-5605-I).

Estampa 8 - *Corumbella wernerii*. Novo material da localidade-tipo (A, B, D-G) na pedreira Itaú, Ladário, MS e da pedreira Lajinha, próximo a Corumbá, MS (C). C e E são de ZAINE & FAIRCHILD (1987, Est. 1, Figs. 9, 10); F é contra-parte da peça ilustrada em Est. 1, Fig. 8 de ZAINE & FAIRCHILD (1987). Todos os espécimes estão preservados em folhelho calcífero (mesmo que lixiviado, como em A e E), menos o espécime em C, preservado em calcário. Escalas em A e D em mm; em B = 2mm; em C = 1mm; em E = 5mm; em F = 3cm; em G = 1 cm.

A -- Parte interna exposta de forma bisseriada bem preservada (GP/1E-3092).

B -- Molde externo de parte bisseriada (GP/1E-3093).

C -- Periderme calcificada em calcário da pedreira Lajinha (GP/1T-98).

D -- Forma trisseriada, parte superior à direita assinalada com setas. (GP/1E-3092).

E -- Vários exemplares superpostos e fragmentos, preservados de diversas formas, sobretudo como moldes com preservação parcial das divisórias entre segmentos. Observar condição aparentemente trisseriada no espécime curvo, comprido. A forma arredondada da extremidade do espécime escuro no meio da figura é feição preservacional. (GP/1T-97).

F -- Vários exemplares alongados e parcialmente preservados por incarbonização (GP/1E-3095).

G -- Como em F, mas observar indivíduo alongado, muito encurvado na parte inferior da figura, indicativo de flexibilidade considerável. Espécime "trifurcado" (parte superior direita) representa, na realidade, a justaposição de três espécimes. (GP/1E-3094).

Estampa 9 - Fotomicrografias ao microscópio eletrônico de varredura, da parte interna de *Corumbella werneri* (GP/1E-3092). Mesma cena em três aumentos sucessivos. Escalas= 500µm em A; 200 µm em B e 50 µm em C.

A -- Arranjo bisseriado alternado dos compartimentos em lados opostos da divisória mediana.

B-C -- Aumentos mostrando caráter rígido da divisória mediana. Ligeiro padrão estriado no sentido "NW-SE" é devido à clivagem tectônica.

Estampa 10 - Vendotaenídeos (*Vendotaenia* sp.) em folhelho calcífero da pedreira Itaú, Ladário, MS. Escalas= 1cm.

A, C -- Espécimes bastante curvos. (A: GP/3E-5466; C: GP/3E-5467).

B -- Forma com aparente bifurcação indicada pela seta. (GP/3E-5465).

Estampa 11 - *Cochlichnus* sp. da Formação Raizama (A-D), próximo a Cáceres, MT, e pseudofóssil (E) da Formação Santa Cruz, Grupo Jacadigo, Morro do Urucum, MS. Escalas em A-D = 1 cm; escala em cm em E.

A-B -- Porções da mesma amostra. Números identificam espécimes de *Cochlichnus* sp. localizados entre cristas de marcas onduladas em arenito arcoseano. (GP/7E-211).

C -- Detalhe de espécime número 1.

D -- Detalhe de espécime número 6.

E -- Superfície de minério de ferro (formação bandada de ferro hematítica) entrecortada por finos sulcos; feições deste tipo foram chamadas, erroneamente, de "algas fósseis" (CORREIA et al., 1979). (GP/7E-210).

A

B

C

D

E

Estampa 12 - Icnofósseis em arenitos da Formação Raizama, próximo de Cáceres, MT. Escalas A, C, D = 0,5 cm; em B = 1cm.

A-B -- cf. *Lockeia* sp. (saliências em forma de losango) e *Planolites* sp. 1 (seta) em epirelevo convexo. (GF/7E-212).

C -- *Palaeophycus* sp. em epirelevo convexo. (GF/7E-214).

D -- Forma denominada Dubiofóssil 1, em epirelevo convexo. Provável marca de escavação com relevo arredondado, que lembra traço de repouso de trilobita. (GF/7E-215).

Estampa 13 - Icnofósseis em arenitos da Formação Raizama, próximo de Cáceres, MT. Escalas = 0,5 cm.

A -- Vista geral da amostra GP/7E-213, mostrando numerosos espécimes.

B -- Destaque para o trecho assinalado com seta em A. *Planolites* sp. 2 (sulcos de fundo plano) e forma classificada como Dubiofóssil 3, de forma cilíndrica, anelada ou corrugada.

C -- Detalhe de Dubiofóssil 3.

D -- Dubiofóssil 2, molde externo da parte inferior de provável organismo medusário, mostrando contorno (parcial) circular e quatro impressões em forma de gota, interpretadas como bolsões gástricos ou gônadas. (GP/7E-216).

A

B

C

D

Estampa 14 - Estromatólitos da Formação Bocaina de Morrinhos (A), MS, e da fazenda São Carlos (B-E), município de Corumbá, MS. São realçados os contornos de lâminas típicas em A, C e E. Escalas brancas = 5 cm.

A -- Seção longitudinal através de estromatólitos dômicos baixos. (GP/6E-3B).

B-D -- Seções longitudinais de estromatólitos colunares não ramificados. Observar diferenças entre laminação regular, mais fina das colunas, e a laminação mais espessa, irregular, às vezes interrompida entre as colunas.

E -- Seções transversais de três colunas.

Estampa 15 - Estromatólitos da Formação Araras da serra do Padre Inácio (A, D, E) e da rodovia BR 070, km 698 (B) e km 707,5 (C), região de Cáceres, MT. Escalas em B e E, em cm; em A= 5 cm ; C, D= 2 cm.

A -- Forma 2. Laminação realçada em preto; e = níveis de evaporito (agora sílica). Mesmo espécime ilustrado na Fig. 5.7, A. (GP/6E-39).

B-E -- Os estromatólitos foram preferencialmente silicificados na base e nas margens; a parte superior, não silicificada, foi dissolvida modernamente.

B -- Forma 3. Mesmo espécime da Fig. 5.8.

C -- Forma 5. Estromatólitos colunares, ramificados, silicificados. Mesma forma ilustrada na Fig. 5.8, F, G. (GP/6E-44).

D -- Forma 4. Coluna incompleta preservada como os estromatólitos em B e E. Seta indica ponto onde o estromatólito começa a expandir; observar, nesse mesmo ponto, que o caráter do sedimento, à esquerda, também muda para mais fino. Mesmo espécime ilustrado na Fig. 5.8.

ANEXOS

**ANEXO 1 - LISTA DAS AMOSTRAS FOSSILÍFERAS DAS
COLEÇÕES DO DPE, IG-USP**

FÓSSIL

COLEÇÃO

INVERTEBRADOS: GP/1E-3116 a 3124, 3869 a
3891, GP/1T-94, 95, 99 a 109

Cloudina lucianoi GP/L-1E (Lâmina): GP/L-1E-3 a 28
GP/L-1T-1, 1149, 1151, 1152, 1154, 1155
GP/5E-4061 (lâmina quadriculada)

Cloudina riemkeae GP/L-1E-29, 30
(Namíbia)

Cloudina hartmannae GP/L-1E-31
(Namíbia)

Corumbella werneri GP/1E-3092 a 3094, 3099 a 3109, 3113,
3115, 3840 a 3868, GP/1T-96 a 98

Fósseis Grupo
Itapucumi GP/1E-3892, GP/1T-32 a 39

Vendotaenídeos PALEOBOTÂNICA: GP/3E-5465 a 5474

Melanocirrilídeos PALINOLOGIA: GP/4E-1323 a 1326

Microfósseis
Fm. Tamengo e GP/4E-1327 a 1334
Fm. Araras

Estromatólitos GP/6E-38 a 49

Icnofósseis GP/7E-211 a 216

Pseudofóssil
Fm. Santa Cruz GP/7E-210

**ANEXO 2 - AMOSTRAS ANALISADAS PARA Sr (TAB. 6.1) E
OS RESPECTIVOS NÚMEROS DO CPGE0 (SPR)**

AMOSTRA	SPR
1	10164
2	10163
3	10162
4	9732
5	10161
6	9731
7	9736
8	9735
9	10166
10	9734
11	9733
12	10165
13	9743
14	9742
15	9745
16	9741
17	9744
18	10154
19	10155
20	10156
21	9739
22	9738
23	10160
24	10159
25	9737
26	10158
27	9740
28	10157