

**Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências**

**Palinologia da Mina Amando Simões – Poço 06.
Membro Triunfo (Permiano Inferior), Formação
Rio Bonito, região do Município de Figueira,
Paraná.**

Carmela Magalhães Pereira

Orientadora: Profa. Dra. Fresia Ricardi-Branco

Trabalho de Conclusão de Curso

**Campinas
2006**



2009.194102

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
 N.º CHAMADA TCC/UNICAMP
 P414P
 V. _____ EX. _____
 TOMBO BC/ 4093
 TOMBO IG/ _____
 PROC. _____
 C ☐ D ☒
 PREÇO _____
 DATA 11/08/09
 N.º CPD _____

D). Paleontologia - Minas e mineração

Cod. Tit. 449810

Meus sinceros agradecimentos,

Aos meus pais e irmão, por todo apoio, imenso amor e carinho que sempre tive a todo momento.

À Profa. Dra. Fresia Ricardi-Branco, pela orientação, amizade e paciência. Por tornar esses quatro anos de convivência um aprendizado e uma amizade por toda a vida.

Aos colegas de trabalho, que se tornaram grandes amigos, Jean Fanton e Rafael Faria.

Aos professores do IGe que contribuíram para minha formação acadêmica e pessoal, em especial à Profa. Dra. Silvia Figueiroa, à Profa. Dra. Sueli Yoshinaga e ao Prof. Dr. Alexandre Vidal.

A todos meus colegas de graduação e aqueles que se tornaram grandes amigos durante esses anos.

Aos amigos Carol Miethke, José Eustáquio, Ana Lícia, Daniele Beck, Fábio Renato (Charlie Brown), que sempre estiveram ao meu lado em todos os episódios (felizes ou tristes) nestes anos de graduação.

Ao Luiz Carrocci e família, pelo apoio e amizade de muitos anos.

Ao Arthur, pela incrível paciência, durante a confecção deste trabalho.

Em fim, à todas pessoas que colaboraram direta ou indiretamente para que este trabalho pudesse ser executado.

Muito Obrigada !

Resumo

A porção inferior da Formação Rio Bonito, Membro Triunfo foi estudada a partir de amostras de carvão da mina Amando Simões (poço 06), no município de Figueira, Estado do Paraná, com o objetivo de identificar o conteúdo palinológico, relacionar seu posicionamento bioestratigráfico na Bacia do Paraná e obter subsídios para a interpretação paleoambiental.

Foram identificados 17 gêneros de esporos, 2 de algas e 1 de *incertae sedis*, porém a questão relevante neste trabalho é a escassez ou a completa ausência de grãos de pólen na assembléia microflorística.

De acordo com a distribuição dos esporomorfos índices dos principais zoneamentos palinológicos da Bacia do Paraná, presentes no material estudado, foi possível atribuir uma idade no intervalo Gzheliano - Artinskiano.

A alta frequência em esporos atribuídos a plantas relacionadas a ambientes higrófilos, assim como a presença de algas de ampla tolerância em ambientes aquáticos com variações na salinidade, sugere-se um ambiente de deposição aquoso-inundado, com influência de água salobra.

Abstract:

Triunfo Member, the lower portion of Rio Bonito Formation was studied from coal samples collected at Amando Simões Coal Mine (well 06), in Figueira town, Paraná State. The main objectives of this work is to identify the palynologic content, to know its bioestratigraphic position at Paraná basin, and to get supports for palaeoenvironmental analysis.

Twenty genus were identified, being seventeen of spores, two of algae and one of *incertae sedis*. However, the relevant issue in this work is the very poor record or total absence of pollen grains in studied the microfloral assemblage.

According to the spore biomarker distributions from main palynological zones of Paraná basin, the study assemblage was related to the interval Gzhelian – Artinskian. The high spore frequency of plant related to hygrophilous environments, as the occurrences of sea weed with wide tolerance to salt concentrations, suggests that the depositional environment was coastal flooded area with sea water influence.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	5
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	6
3. ÁREA DE ESTUDO	6
4. SÍNTESE DA BIBLIOGRAFIA FUNDAMENTAL.....	8
4.1. A Bacia do Paraná	8
4.2. A Formação Rio Bonito	12
4.2.1. Membro Triunfo ou Intervalo basal.....	13
4.2.2. Membro Paraguaçu ou intervalo médio.....	15
4.2.3. Membro Siderópolis ou intervalo superior	15
4.3. O carvão na Formação Rio Bonito	16
4.3.1. Geologia da jazida de carvão de Figueira	17
4.3.2. Características do carvão na região de Figueira	19
4.4 Palinologia da Formação Rio Bonito	21
5. MATERIAIS E MÉTODOS	22
5.1. Materiais	22
5.2. Levantamento Bibliográfico	24
5.3. Seleção e Processamento das Amostras.....	24
5.4. Análise Palinológica.....	25
6. PALINOLOGIA.....	26
6.1 Sistemática Palinológica	26
6.2 Descrições Sistemáticas	28
7. CORRELAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS.....	44
8. CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	48
9. CONCLUSÕES.....	51
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52
ESTAMPAS	58

1. INTRODUÇÃO

A seção neopaleozóica da bacia do Paraná apresenta um dos mais importantes registros sedimentares do Gondwana ocidental, com notável presença de palinomorfos, principalmente concentrados nas unidades que constituem o Grupo Tubarão e menos freqüentemente no Grupo Passa Dois, que correspondem à seqüência Gondwana I de Milani & Zalán (1999). A diversidade palinológica extremamente alta ensejam diversos trabalhos detalhados de registro e análise taxonômica (Félix, 2006).

Durante o século XX as macropaleofloras e microplaleofloras, associadas aos carvões da Formação Rio Bonito foram intensamente estudadas, com o intuito de realizar correlações bioestratigráficas e interpretações paleoambientais, paleoclimáticas e paleoecológicas na Bacia do Paraná. Muitos autores (Daemon & Quadros, 1970; Saad, 1977; Arai, 1980; Dias-Fabricio, 1981; Picarelli, 1986; Sundaram, 1980, 1967) incrementaram e refinaram as correlações palinoestratigráficas na Bacia do Paraná. Marques Toigo & Corrêa da Silva (1984) realizaram estudos palinológicos em amostras de jazidas localizadas no Rio Grande do Sul, Santa Catarina e no Paraná.

Recentemente, os trabalhos de Souza & Marques-Toigo (2001) e Souza (2006) tem contribuído para calibrar os zoneamentos bioestratigráficos na bacia com base em palinomorfos, principalmente, durante o Neocarbonífero – Eopermiano.

Neste trabalho, foram analisadas amostras de carvão coletadas em um campo de lavra da Companhia Carbonífera do Cambuí, mais precisamente, da frente de lavra da mina Amando Simões, Poço 06, localizada em Figueira, nordeste do Estado do Paraná. O carvão de Figueira pertence ao Membro Triunfo da Formação Rio Bonito e está depositado, na região, acima do último diamictito do Subgrupo Itararé. O fato da jazida ter uma idade eopermiana torna o estudo muito interessante, uma vez que fornece subsídios para o melhor conhecimento das mudanças que ocorreram na vegetação da bacia do Paraná, após o término da glaciação.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Do ponto de vista palinológico, os trabalhos referentes à Formação Rio Bonito no Estado do Paraná, são escassos. Embora Daemon (1974) tenha aportado dados palinológicos para a Formação Rio Bonito no Estado do Paraná e elaborado correlações bioestratigráficas com outros estados, nos quais também aflora a Formação Rio Bonito (SP e SC), nenhum outro estudo palinológico de grande abrangência foi realizado na região de Figueira e nas minas de carvão do referido estado.

O presente trabalho tem como principal objetivo: aprimorar o conhecimento palinológico da jazida de carvão pertencente ao Membro Triunfo (Formação Rio Bonito), na região do município de Figueira (PR); contribuir para seu posicionamento bioestratigráfico na Bacia do Paraná; indicar correlações com outras camadas de carvão; fornecer subsídios na interpretação paleoambiental da região.

Como objetivos inerentes à execução do trabalho estão a afinidade com técnicas de preparação palinológica (separação de palinomorfos da rocha e confecção de lâminas); o reconhecimento morfológico, a taxonomia dos palinomorfos e a interpretação dos dados obtidos, com base em técnicas de análise bioestratigráfica e paleoambiental.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no nordeste do Estado do Paraná, no Município de Figueira, nos campos de lavra da Companhia Carbonífera do Cambuí, e está compreendida entre as coordenadas UTM 7368-7360 N e 556 – 564 E.

O acesso, a partir de Campinas, pode ser feito através da Rodovia Castello Branco, via Espírito Santo do Turvo até Ourinhos, em seguida pela Rodovia BH - 175 até o município de Ibaiti e finalmente, pela estrada Ibaiti – Figueira, (Figura 1).

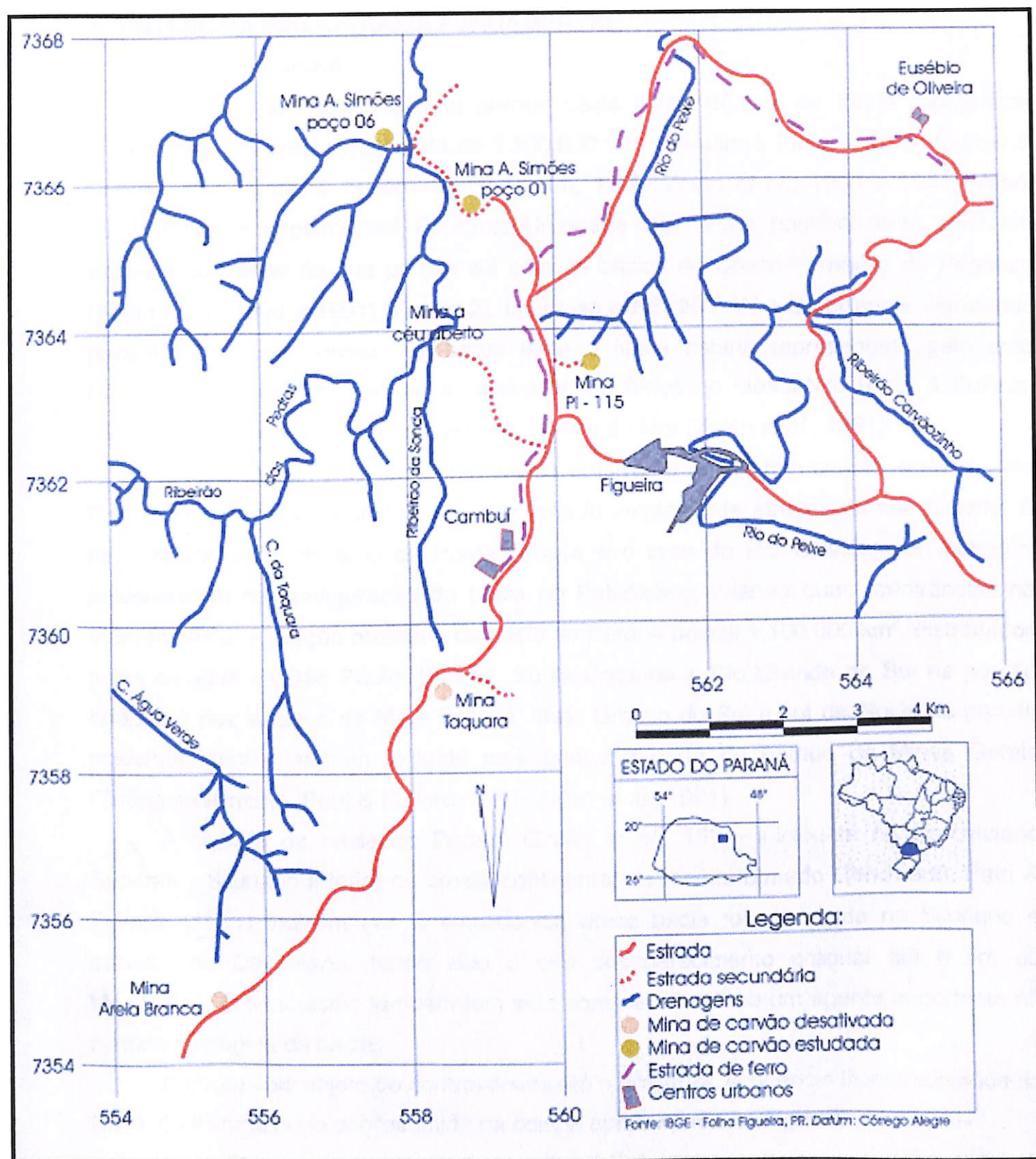


Figura 1: Mapa da localização da área de estudo – Figueira (PR), com as principais minas de carvão da região (Ricardi-Branco, 1998).

4. SÍNTESE DA BIBLIOGRAFIA FUNDAMENTAL

4.1. A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma grande bacia intracratônica, de idade paleozóica-mesozóica, com área aproximada de 1.500.000 Km² (Landim & Fulfaro, 1972; Frakes & Crowell, 1972; Petri & Fulfaro, 1981; Castro, 1988, Zalán *et al.*, 1990 e 1991; Milani 1997). Estende-se pelo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina e, possivelmente, existiram algumas conexões na sua porção sul com as bacias do Chaco-Paraná e de Paganzo (Zalán *et al.*, 1990 e 1991) (Figura 2). Limita-se a NE, NW, W e S por arcos estruturais paralelos às suas bordas. Na borda leste o limite estaria representado pelo arco Afrobrasiliano, rompido durante a separação da África no Mesozóico (Petri & Fulfaro, 1981; Milani, 1997) e hoje constituído pela Serra do Mar (Zalán *et al.*, 1991).

A bacia atualmente apresenta limites erosivos e uma forma ovóide, embora esta forma, bem como seus limites, tenham variado amplamente através da sua história. A atual região geral do arco de Ponta Grossa e o arco do Rio Grande, por exemplo, influenciaram na configuração da bacia no Paleozóico, criando duas reentrâncias na margem leste. A porção brasileira da bacia do Paraná possui 1.100.000 km², distribuídos pelos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul na porção oriental e nos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e sul de Goiás na porção ocidental, sendo também incluída uma pequena parte do Estado de Minas Gerais (Triângulo Mineiro - Petri & Fulfaro, 1981; Zalán *et al.*, 1991).

A história da bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1991) iniciou-se no Ordoviciano Superior - Siluriano Inferior na crosta continental do recém formado Gondwana. Petri & Fulfaro, (1981) indicam que a subsidência desta bacia foi moderada no Siluriano e máxima no Devoniano, tendo sido o seu desaparecimento gradual até o fim do Mesozóico. O tectonismo também tem sido considerado como um agente importante na história geológica da bacia.

Embora seja objeto de controvérsias até o presente, sequência litoestratigráfica da Bacia do Paraná pode ser resumida na coluna apresentada na Figura 3.



Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Paraná e Bacia do Chaco (Zalán *et al.*, 1991).

As associações palinomórficas estudadas neste trabalho estão englobados no pacote composto por sedimentos de idade carbonífera – permiana, embora autores como Milani *et al.* (1994) estendam essa idade até o Eotriássico.

As unidades litoestratigráficas ali reconhecidas referem-se aos subgrupos Itararé (Santos *et al.* 1996), Guatá (formações Rio Bonito e Palermo) do Grupo Tubarão (Rocha-Campos, 1967) e o Grupo Passa Dois (formações Irati, Teresina e Rio do Rasto). Castro (1988) propôs a divisão desse pacote em cinco fases diferentes de sedimentação, dentre elas a primeira e segunda fases representam as de maior interesse para o presente estudo.

- A primeira fase, associada à glaciação permo-carbonífera, é representada pelo Subgrupo Itararé, onde está contido o maior e mais extenso registro da glaciação paleozóica conhecido para o Gondwana (Santos *et al.*, 1996). No presente trabalho preferimos as designações de Subgrupo Itararé e de Subgrupo Guatá, conforme proposta por Milani *et al.* (1994).

- A segunda fase, associada à sedimentação pós-glacial, é representada pela sedimentação predominantemente, deltaica da Formação Rio Bonito, na qual está incluído o material estudado.

Milani (1997) considera o arcabouço aloestratigráfico Bacia do Paraná um conjunto de seis superseqüências de ordem II. Tais unidades apresentam-se como pacotes rochosos que materializam intervalos temporais com algumas de dezenas de milhões de anos de duração, e são envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Superseqüência Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Superseqüência Paraná (Lockoviano-Fransniano), Superseqüência Gondwana I (Westphaliano-Scythiano), Superseqüência Gondwana II (Neoanisiense-Eonoriano), Superseqüência Gondwana III (Neojurássico -Berriasiano) e Superseqüência Bauru (Aptiano-Maastrichtiano). As três unidades inferiores do registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreendem grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, enquanto as demais são representadas por unidades continentais mesozóicas e rochas ígneas associadas (Milani, 1997).

4.2. A Formação Rio Bonito

Os sedimentos pós-glaciais da Formação Rio Bonito estão distribuídos na porção oriental da bacia do Paraná, nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul sendo, possivelmente, correlacionáveis com os da Formação Tres Islas no Uruguai (Santa Ana & Veroslavsky, 1993). Com relação à idade, Milani *et al.* (1997) posicionaram-na no intervalo Artinskiano-Kunguriano.

Esta formação depositou-se sobre os sedimentos do Subgrupo Itararé, sendo o contato em Santa Catarina, no sul do Paraná e no nordeste do Rio Grande do Sul, gradacional e localmente abrupto (Aborraga & Lopes, 1986). O contato superior da Formação Rio Bonito com a Formação Palermo é facilmente identificado em subsuperfície pela presença de arenitos, porém de difícil caracterização em superfície, quando não ocorrem os arenitos no intervalo superior da Formação Rio Bonito (Medeiros & Thomaz Filho, 1973), como acontece principalmente em Santa Catarina e no Paraná.

Segundo Milani (1997), a Formação Rio Bonito, é um domínio de sedimentação costeira, transicional, progressivamente “afogado” para seu topo pela subida do mar, e pontuado por progradações arenosas do continente segundo ciclos de mais alta frequência, configurando uma clara tendência de expansão da superfície da bacia.

Localmente, sob condições de restrição lagunar ao longo desta franja litorânea, e acompanhando o empilhamento retrogradacional do conjunto sedimentar, desenvolveram-se turfeiras que originaram os carvões nessa formação.

Alves (1994) descreveu as associações faciológicas de um sistema laguna/barreira para as jazidas de carvão da porção meridional da Bacia do Paraná, reconhecendo naquela área o arranjo em retrogradação que caracteriza o pacote Rio Bonito.

Zalán *et al.* (1990 e 1991), acreditam que a deposição de lobos deltaicos, assim como de carvão na Formação Rio Bonito, foi influenciada pelo comportamento tectônico dos elementos estruturais de direção NE (zona de falhas de Lancinha-Cubatão). Dessa forma, a Formação Rio Bonito pode ser vista, segundo esses autores, como a resposta deposicional à elevação da margem da bacia em consequência da orogênese Tardiherciniana. Santos *et al.* (1996) alegaram que não é possível negar a influência, na deposição dessa formação, de mudanças isostáticas na margem leste da bacia, que

acompanharam o retrocesso das geleiras com o fim da glaciação permo-carbonífera. Os deltas da Formação Rio Bonito desenvolveram, possivelmente, uma forma lobada, abrangendo extensa área, dominados pelo sistema fluvial, devido à grande quantidade de sedimentos que foram transportados. Nesses deltas existiu um predomínio de fases construtivas acompanhando a progradação da linha de costa com direção oeste (Medeiros & Thomaz Filho, 1973; Medeiros, 1993). As planícies costeiras estendiam-se desde o Rio Grande do Sul, passando pelo sul de Santa Catarina até o norte do Paraná, cortando irregularmente, desta forma, a atual faixa de afloramentos das antigas linhas de costa (Medeiros & Thomaz Filho, 1973). Acredita-se que onde hoje ocorrem os depósitos de carvão existiram regiões com vegetação costeira de pântano.

A Formação Rio Bonito foi dividida em três membros (Medeiros & Thomaz Filho, 1973; Medeiros, 1993) denominados, da base para o topo, Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, especialmente bem desenvolvidos em Santa Catarina e no sul do Paraná.

No Rio Grande do Sul, a Formação Rio Bonito apresenta características faciológicas diferentes por ter sido, possivelmente, depositada em um ambiente predominantemente continental a litorâneo. De um modo geral, Aboarrage & Lopes (1986) e Lopes *et al.* (1986) indicam que a leste de Osório a Formação apresenta três conjuntos litológicos, que ocorrem tanto em associação vertical, como lateralmente interdigitados ou mesmo isolados.

4.2.1. Membro Triunfo ou Intervalo basal

O Membro Triunfo é constituído essencialmente por arenitos finos a médios com abundância de estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, apresentando granodecrescência ascendente. Camadas de siltitos e folhelhos carbonosos são encontrados por toda a faixa aflorante. Nos estados do Paraná e Santa Catarina são encontradas camadas e níveis de carvão¹. Acredita-se que este membro engloba fácies de diversos sistemas deposicionais, predominando o flúvio-deltaico (Medeiros & Thomaz

¹ * Segundo Aboarrage & Lopes (1986) a designação de “camada de carvão” aplica-se a um pacote sedimentar contendo carvão de espessura total mínima de 0,20m, correspondendo o carvão a 40% ou mais da espessura total, enquanto que o termo “leito de carvão” é reservado aos pacotes de espessura superior a 1cm e inferior a 20cm. Deste modo, sempre que não houver referências a tais características, ou quando estas apresentarem-se muito variadas, utilizaremos o termo genérico de “níveis de carvão”.

Filho, 1973; Medeiros, 1993). Durante sua construção, canais de rios meandrantos, com sentido oeste, atingiam a costa formando distributários pertencentes a planícies deltáicas (Medeiros & Thomaz Filho, 1973). Entre os distributários originaram-se depósitos de carvão e folhelhos carbonosos, (Figura 4).

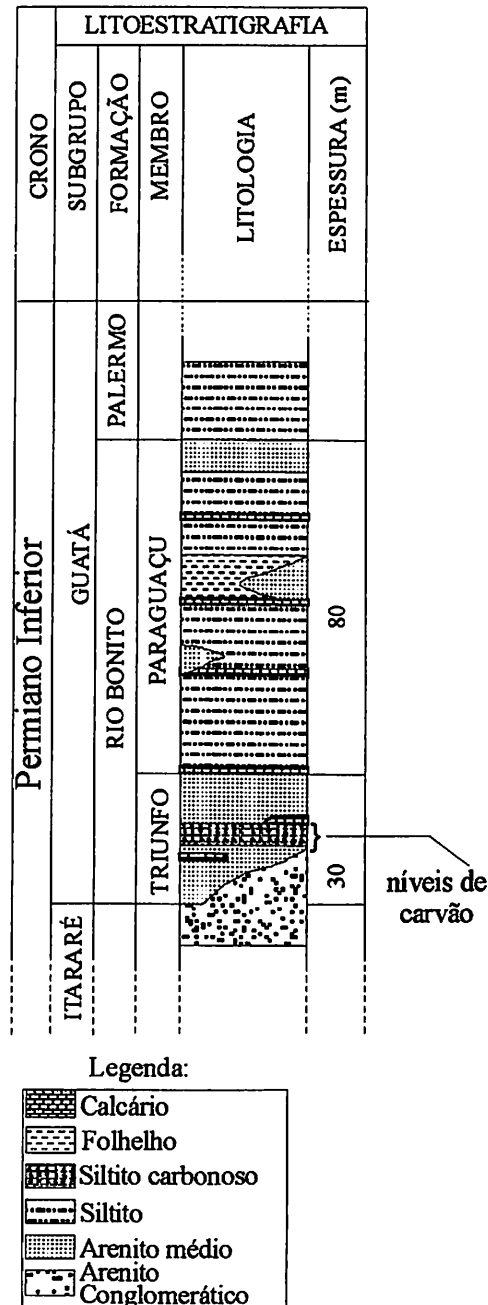


Figura 4: Coluna estratigráfica da Formação Rio Bonito na região de Figueira, Paraná (Modificado de Ricardi-Branco *et al.*, 2002).

Os depósitos do Membro Triunfo encontram-se bem desenvolvidos desde o sul de Santa Catarina até o nordeste do Paraná. No Estado de São Paulo, as fácies do Membro Triunfo não são encontradas, possivelmente por: a) ter sido esta região mais elevada na época; b) por persistência da glaciação (Santos, 1987) c) e/ou por ter sofrido erosão posterior.

Na região Sul, os sedimentos deste Membro assentam-se sobre os da Formação Rio do Sul (Subgrupo Itararé - Schneider *et al.*, 1974). O contato é representado pela progradação dos terrígenos grossos do Membro Triunfo sobre os sedimentos finos da parte superior da Formação Rio do Sul. Este contato é especialmente nítido no leste de Santa Catarina (Castro, 1980). Ao norte, no Paraná, o Membro Triunfo adelgaça-se e assenta-se diretamente sobre aquele que é considerado como último diamictito do Subgrupo Itararé, para logo desaparecer por acunhamento no Estado de São Paulo (Aborridge & Lopes, 1986).

4.2.2. Membro Paraguaçu ou intervalo médio

É constituído essencialmente por siltitos cinza-esverdeados, bioturbados, por vezes laminados, com intercalações de folhelho cinza e arenitos muito finos a finos e lenticulares (Medeiros & Thomaz Filho, 1973). Também são freqüentes camadas delgadas de calcário. Este membro pode ser considerado como produto da sedimentação num ambiente marinho raso, resultante de um evento transgressivo que alcançou grandes extensões na bacia e que cobriu as últimas progradações deltáicas do Membro Triunfo (Medeiros, 1993).

4.2.3. Membro Siderópolis ou intervalo superior

É constituído essencialmente por arenitos com intercalações de camadas de siltitos cinza, leitos e camadas de carvão e siltitos carbonosos. Autores como Medeiros & Thomaz Filho (1973) e Aborridge & Lopes (1986) acreditam que este Membro tenha sido depositado em um ambiente litorâneo que progradou sobre a seqüência marinha do Membro Paraguaçu. Neste membro os arenitos têm sido interpretados como depósitos de barras e barreiras, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltaicos. Os sedimentos

carbonosos teriam sido originados em lagunas, posteriormente recobertos por areias litorâneas, onde os leitos de carvão são abundantes neste intervalo.

4.3. O carvão na Formação Rio Bonito

Neste ítem serão rapidamente analisadas as ocorrências de carvão de origem pós glacial, registradas nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Não serão consideradas as camadas de carvão de origem interglacial incluídas no Subgrupo Itararé, ocorrentes no nordeste da bacia do Paraná no Estado de São Paulo (Monte Mor, Cerquilha, etc.).

Existe uma clara diferenciação (Mackowsky, 1968; Lenz & Ramos, 1985; Hobday, 1987) entre as bacias carboníferas do Gondwana e as dos outros continentes neopaleozóicos (p. ex. Laurasia). As jazidas carboníferas do Gondwana se caracterizam por terem sido formadas, principalmente, em áreas estáveis (p. ex. bacias do Paraná e Karoo), em depressões rasas de subsidência variável e por estarem associadas a mudanças na vegetação (periglacial a pantanosa e bosques decíduos da flora de *Glossopteris*). As camadas de carvão são geralmente horizontais, não tendo sido afetadas por falhamentos pós-deposicionais; apresentam grande extensão lateral em relação à pequena espessura e, freqüentemente, são observados sedimentos de origem glacial (diamictitos) na porção basal da seção. Outra diferença marcante é que, provavelmente, os carvões gondwânicos se formaram em climas temperados, de forma contrária aos do Laurasia, formados em climas tropicais no decorrer do Carbonífero, (Ricardi-Brando, 1998).

As principais jazidas de carvão da Formação Rio Bonito (Lenz & Ramos, 1985; Aboarrage & Lopes, 1986; Corrêa da Silva, 1991) estão distribuídas geograficamente da seguinte forma:

- Paraná: Figueira-Sapopema;
- Santa Catarina: Sul Catarinense e
- Rio Grande do Sul: Grandes jazidas em Santa Terezinha, Morungaba-Chico-Lomã, Charqueadas, Leão, Iruí, Capané e Grande Candiota. Jazidas de pequeno e médio porte em Gravataí Oeste, Arroio dos Ratos, Faxinal, Água Boa, Cerro de Roque (Sul do Leão) e Pântano Grande.

Marques-Toigo & Corrêa da Silva (1984), realizaram estudos palinológicos e de petrologia de carvão em amostras provenientes de jazidas localizadas no Rio Grande do Sul (Candiota, Iruí, Leão, Charqueadas e Gravataí), em Santa Catarina (Jazida Catarinense) e no Paraná (Reserva). Esses autores reconheceram a presença de quatro fácies de pântano, as quais foram interpretadas como resultado das variações dos tipos de vegetação e do nível d'água. As fácies mais comumente encontradas nos carvões sul brasileiros foram as denominadas de pântano aberto e de pântano limno-telmático (semi-aquático).

4.3.1. Geologia da jazida de carvão de Figueira

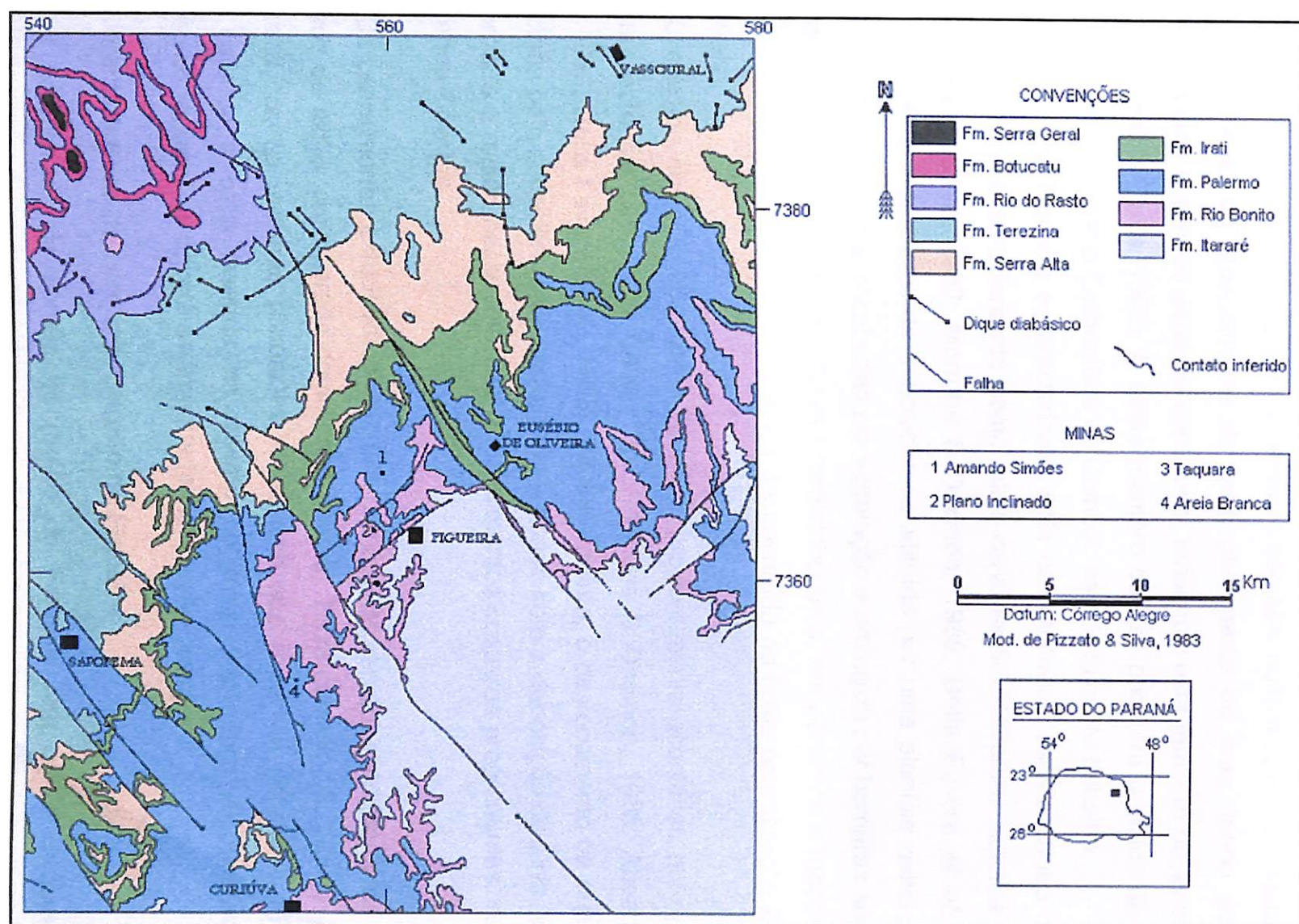
A região, onde estão localizadas as minas de carvão de Figueira, situa-se na faixa oriental da bacia sedimentar do Paraná, a nordeste do arco de Ponta Grossa. A sucessão litoestratigráfica neopaleozóica ali aflorante se inicia, na base, com o Subgrupo Itararé (diamictito), continuando com as formações Rio Bonito (membros Triunfo e Paraguaçu), Palermo, Iratí, Serra Alta e Teresina, (Figura 5).

Os sedimentos da Formação Rio Bonito na região em estudo repousam discordantemente sobre o que é considerado, para fins práticos, o último diamictito da sequência sedimentar do Subgrupo Itararé, e são recobertos concordantemente pela Formação Palermo (Ricardi-Branco, 1998), (Figura 4).

Aqui, a formação apresenta-se estratigraficamente incompleta, estando ausente o Membro Siderópolis (Soares & Cava, 1982). No tocante à espessura, oscila entre 105 e 111m, medidos em diferentes furos de sondagem feitos nesta região (Aboarrage & Yamamoto, 1982).

O Membro Triunfo, com uma espessura de 15 a 30m na área de Figueira (Morrone & Daemon, 1985), apresenta uma porção basal composta principalmente por arenitos médios a grossos com intercalações de conglomerados. Esse intervalo é seguido por arenitos muito finos a médios, com intercalações de siltitos, camadas e leitos de carvão, bem como argilitos, folhelhos e alguns leitos de calcários (Soares & Cava, 1982; Aboarrage & Yamamoto, 1982; Morrone & Daemon, 1985 – Figura 4).

Figura 5: Geologia da região de Figueira, (PR). (Modificado de Pizzato & Silva, 1983).



No geral, os arenitos, siltitos e argilitos são de cor cinza. Na porção conglomerática basal, as estruturas sedimentares não são muito freqüentes, destacando-se uma diminuição da granulometria de leste para oeste da área, tendo sido este interpretado como o sentido geral do transporte, tendência esta também observada nos arenitos (Soares & Cava, 1982). É neste membro que se encontra a jazida de carvão explorada pela Companhia Carbonífera do Cambuí, estudada neste trabalho.

A região de Figueira é caracterizada pela ocorrência de carvão dentro de uma associação litológica caracterizada como silito-carvão-silito. Diversos autores (Leinz, 1940; Soares & Cava, 1982; Morrone & Daemon, 1985; Della Favera *et al.*, 1993) sugerem ter sido o ambiente de deposição constituído por uma planície deltáica, com extensas áreas alagadiças, recobertas por vegetação e protegida por barreiras arenosas. A deposição da turfa ocorreu nas áreas interdistributárias, em pântanos e lagoas. Essa planície pertenceria a um sistema deltáico desenvolvido na área, com direção E-W, no Eopermiano.

O máximo acúmulo dos restos vegetais, provavelmente aconteceu num período de calma tectônica (Soares & Cava, 1982; Morrone & Daemon, 1985; Aboarrage & Lopes, 1986; Della Favera *et al.*, 1993). Posteriormente, o deslocamento da drenagem, influenciado pela subsidência da bacia, teria acabado com a deposição da turfa, estando caracterizada a região nesse intervalo por sedimentos costeiros progradantes, seguidos de cálcarios e pelitos.

Os palinomorfos estudados provêm da camada de carvão, imediatamente inferior à camada de silito, considerada como capa (estéril). Essa camada foi, provavelmente, depositada sob as mesmas condições ambientais que o carvão (Rösler & Fittipaldi, 1981), estando a capa inserida no mesmo contexto diagenético responsável pela formação do restante do pacote sedimentar (silito-carvão-silito).

4.3.2. Características do carvão na região de Figueira

As ocorrências de carvão na região de Figueira têm como características principais (Soares & Cava, 1982; Aboarrage & Yamamoto, 1982; Lenz & Ramos, 1985 – Figura 6):



Figura 6: Foto de lente de carvão rico em enxofre, intercalado com siltitos – Figueira (PR).

- a - pequena espessura, raramente superior a um metro, e descontinuidade lateral;
- b - alto teor de enxofre (8%), o que denota a influência marinha na sua diagênese (McCabe, 1984) e que qualifica esse carvão também como um minério de enxofre. Esta característica é comum a todas as camadas de carvão encontradas no Paraná;
- c - predominância alternada de vitrênio e durênio, e com intercalações de folhelho carbonoso, fortemente piritizado.
- d - pode ser classificado como carvão betuminoso alto volátil, que nas proximidades de intrusões magmáticas se eleva até semi-antracitoso;
- e - carvão autóctone e/ou hipoaútóctone caracterizado pela presença freqüente de paleossolos abaixo da camada de carvão (lapa), contendo raízes.

4.4 Palinologia da Formação Rio Bonito

Daemon (1966) foi o primeiro a estudar palinomorfos nos sedimentos neopaleozóicos da Bacia do Paraná, com a finalidade de obter uma divisão bioestratigráfica. Daemon & Quadros (1970) dividiram a seqüência do Paleozóico Superior da bacia em seis intervalos palinológicos denominados informalmente pelas letras G, H, I, J, K e L, subdivididos em diversos intervalos que, até hoje têm sido amplamente utilizado. A seguir várias subdivisões foram propostas, tanto local como regionalmente (e.g. Bharadwaj *et al.*(1976), Saad (1977), Arai (1980) e Sundaram (1980-1987).

Dias-Fabricio (1981), em estudos referentes à área da Jazida Carbonífera de Gravataí-Morungava (RS), Formação Rio Bonito, efetuou comparações entre duas camadas de carvão, sugerindo o mesmo tipo de flora para a Formação Rio Bonito e a unidade inferior (Subgrupo Itararé), baseada na pequena diversificação entre as espécies registradas. Apresentou também as hipóteses: da microflora dessas camadas corresponderem à zona de transição entre as duas unidades ou mesmo pertencerem à Formação Rio Bonito.

Posteriormente estudos realizados por Picarelli (1986), na seqüência correspondente ao Grupo Tubarão e Grupo Passa Dois, permitiram a divisão desta seqüência em dois intervalos paleoecológicos (A e B). O intervalo A (topo do Subgrupo Itararé e Formação Rio Bonito) foi caracterizado como um ambiente higrófilo.

Marques-Toigo (1988, 1991), sugeriu um esquema que se destaca pela abrangência geográfica e pelo aspecto formal da proposição estratigráfica, através de estudos de palinomorfos em rochas neopaleozóicas da bacia (Grupo Tubarão e a base Grupo Passa Dois), no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. O zoneamento proposto para o Subgrupo Itararé e Formação Rio Bonito, foi relativo à Zona *Cannanoropollis korbaensis* (subdividida em 3 subzonas: *Protohapploxypinus goraiensis*, *Caheniasaccites ovatus* e *Hamiapollenites karroensis*).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Materiais

As amostras para o estudo em questão, estavam depositadas no Laboratório de Paleontologia & Hidrogeologia, DGRN (IGe/UNICAMP), devidamente embaladas e nomeadas. Tais amostras foram coletadas pela Profa. Dra. Fresia Ricardi-Branco, em trabalho de campo realizado no ano de 1996.

As coletadas provêm da mina Amando Simões (poço 01 e 06), Plano Inclinado 115 e do Rejeito Geral (Ricardi-Branco, 1998). Para o presente trabalho foram utilizadas amostras provenientes do poço 06 (Figura 7).



Figura 7: Foto da entrada do Poço 06 – Mina Amando Simões.

O poço 06 da mina Amando Simões encontra-se a 130 m de profundidade. O carvão extraído foi retirado de leitos, intercalado com siltitos carbonosos de cor cinza,

maciço e levemente estratificado (Ricardi-Branco, 1998). As amostras foram coletadas a cada 10 cm, das frentes de lavra. O perfil total possui, aproximadamente, 1, 21 metros, sendo que camada de carvão alcança até 0,84 metros de espessura, a partir do nível mais basal da mina. O pacote possui grandes quantidades de enxofre e freqüentemente observam-se lâminas amareladas em meio as lentes de carvão.

Acima do carvão, ocorre o siltito carbonoso, com cerca de 0,5 metros de espessura e de coloração cinza-escuro. O siltito carbonoso, representa a zona de transição (contato), entre o carvão e o siltito (capa). O pacote imediatamente acima é descrito como siltito de coloração cinza-claro, considerado como a parte estéril da mina (capa) e com aproximadamente 0, 33 metros de espessura, (Figura 8)

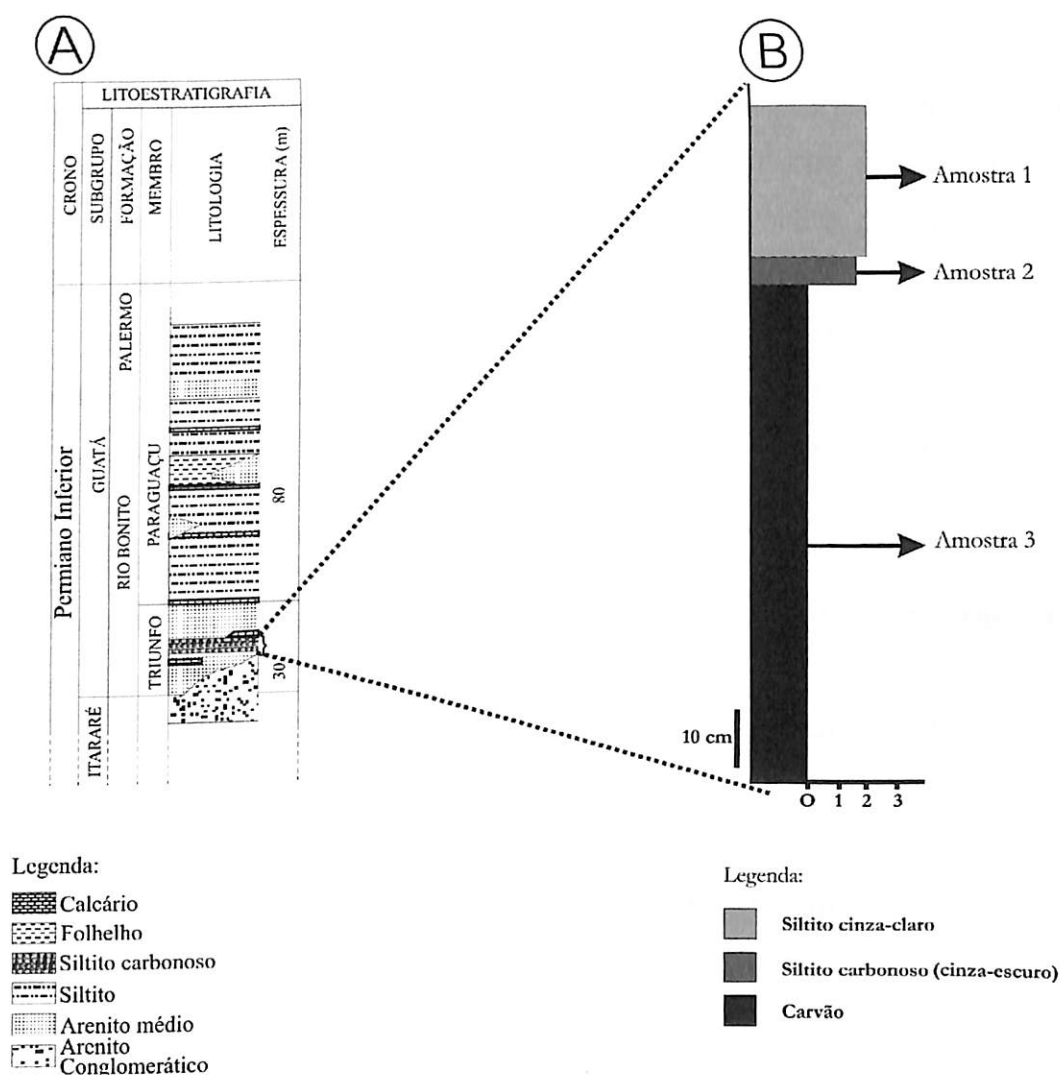


Figura 8: (A)-Coluna estratigráfica da Formação Rio Bonito; (B)-Coluna estratigráfica da mina Amando Simões, poço 06.

5.2. Levantamento Bibliográfico

Para o conhecimento da problemática abordada, houve a seleção e leitura de trabalhos geológicos e paleontológicos no âmbito da Bacia do Paraná, da Formação Rio Bonito e da localidade de Figueira.

Para o estudo sistemático dos *taxa*, foram consultados vários trabalhos referentes à morfologia de palinomorfos. Além disso, foram estudados a palinobioestratigrafia da Bacia do Paraná e análise paleoambiental com base em palinologia.

5.3. Seleção e Processamento das Amostras

Todas as etapas a seguir foram realizadas no Laboratório de Paleontologia & Hidrogeologia, DGRN (IGe/UNICAMP).

O material depositado no laboratório citado foi selecionado através da análise visual, características distintivas quanto às texturas, estruturas sedimentares e cores. Assim, foi possível separar as frações de siltito (topo), siltito carbonoso (contato) e carvão (base), separados e numerados em campo.

Para a preparação do material palinomórfico, foram utilizados dois diferentes métodos, cada um com 25g de amostra. O primeiro método, para amostras do Paleozóico, foi proposto por Quadros & Mello (1987) e Souza (1996) e está descrito a seguir:

- aplicação de HCl (concentração 10 %), durante 24 horas;
- aplicação de HF, no período de 1 a 5 dias, para dissolução completa de minerais siliclásticos;
- reação em HCl à quente (até 60° C) para dissolução da sílica-gel neoformados;
- lavagem da amostra com água destilada, por 3 vezes;
- aplicação KOH.

Em cada uma das etapas os reagentes ácidos foram separados através de lavagens por decantação ou centrifugação com água destilada.

Após o processo químico, os resíduos foram concentrados por peneiração na fração entre 25 e 250 μm , e armazenados em cápsulas plásticas.

No entanto, este método mostrou-se inadequado para retirada de palinomorfos em sedimentos orgânicos, pois ao final do processo, os resíduos apresentavam-se estéreis

em material palinológico. Os resíduos das porções superiores (siltito e siltito carbonoso), também não apresentaram registros de material palinológico.

O segundo método, proposto por Gray (1965) e Bruch & Pross (1999), específico para amostras de sedimentos orgânicos (lignitos), foi utilizado somente na amostra de carvão, e está descrito a seguir:

- aplicação de 100 ml de HNO_3 (concentração 30%), até que o material seja parcialmente desintegrado ou facilmente quebrável.
- aplicação de água destilada, durante 24 horas;
- lavagem do resíduo com água destilada por diversas vezes;
- aplicação de KOH (concentração 10%), até que o líquido adquira uma coloração amarronzada;
- aplicação de água destilada e lavagem do resíduo, até que a água da lavagem adquira uma coloração clara.

Ao fim do processo descrito, o resíduo foi concentrado por peneiração na fração entre 25 e 250 μm , e armazenado em cápsula plástica.

Este método mostrou ser eficiente na retirada de palinomorfos em sedimentos orgânicos, pois os resíduos finais continham abundante material palinológico. Assim, com o resíduo do processo realizado pelo método de Bruch & Pross (1999), foram confeccionadas as lâminas para posterior estudo.

As lâminas foram preparadas a partir de pequena parte homogeneizada do resíduo da amostra 3 (carvão), dispersa em goma sintética (*Cellosize*) em lamínulas de vidro para fixação dos palinomorfos por secagem e posteriormente, foram coladas em lâminas de vidro com *Entellan*. Essas encontram-se depositadas na Coleção de Paleopalínologia (CP5) do Acervo Científico de paleontologia do DGRN/IG/UNICAMP sob a numeração CP5/1, CP5/2 e CP5/3.

5.4. Análise Palinológica

As lâminas selecionadas para estudo foram analisadas em microscópio óptico modelo *ZEISS Axiostar Plus*, no Laboratório de Paleontologia & Hidrogeologia, DGRN (IGe/UNICAMP), sob aumento de 100, 400, 640 e 1000 vezes (com imersão em óleo). Inicialmente, foi feita a varredura do material a fim de se desenvolver maior aprendizado

sobre a variedade morfológica da associação polínica armazenada. Esta etapa envolveu maior dedicação em tempo para observar todos os palinomorfos presentes na lâmina.

Posteriormente, os palinomorfos com melhor preservação foram fotografados com camera digital microscópica *PixLINK PL-A662* colorida, acoplada ao microscópio óptico. As imagens foram capturadas com escala e com aumento de 1000 vezes (com imersão em óleo).

Os palinomorfos foram separados e estudados em fichas diagnósticas para facilitar a medição e posterior descrição e comparação com base na bibliografia disponível.

6. PALINOLOGIA

6.1 Sistemática Palinológica

Dentre as três amostras processadas, duas não retiveram nenhum registro palinológico final (amostra 1: siltito e amostra 2: siltito carbonoso). Porém, a amostra mais basal (amostra 3: carvão), apresentou ampla variedade de palinomorfos e matéria orgânica no resíduo final.

Em termos quantitativos, foram registrados 164 espécimes de palinomorfos, sendo representados por 157 espécimes de esporos, 5 de algas e 7 de incertae sedis. Nenhuma ocorrência de pólen na amostra foi observada, nas lâminas estudadas.

Para a sistemática das categorias supragenéricas foram utilizados os agrupamentos de Playford & Dettmann (1996) de uso clássico na paleopalínologia. As descrições genéricas e específicas foram baseadas nas publicações que contém as descrições originais, evitando-se assim a ploriferação de táxons não naturais. Para cada gênero são apresentadas a espécie-tipo e as afinidades botânicas, extraídas de trabalhos disponíveis na literatura.

Todos os espécimes foram descritos, com dimensões (μm), designação taxonômica e comparações, quando necessárias. Também foi realizada, para os taxa identificados, pesquisa sobre a distribuição estratigráfica, com ênfase nas unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná, referentes à literatura disponível mais recente. As fotomicrografias para cada *taxon* descrito estão representadas nas estampas I e II.

As ocorrências dos taxa na Mina de carvão Amando Simões poço 06 estão representadas no quadro abaixo (Figura 9), em ordem alfabética. Em seguida, constam as apresentações dos taxa por ordem sistemática.

Taxa	Quantidade de espécimes
Esporos	
<i>Ahrensia sporites</i> sp.	1
<i>Anapiculatisporites</i> sp.	4
<i>Apiculatisporis</i> sp.	17
<i>Calamospora</i> sp.	11
<i>Cristatisporites morungavensis</i>	5
<i>Cristatisporites</i> sp.	2
<i>Cyclogranisporites gondwanensis</i>	16
<i>Cyclogranisporites</i> sp.	8
<i>Deltoidospora</i> sp.	3
<i>Granulatisporites angularis</i>	3
<i>Granulatisporites micronodosus</i>	5
<i>Granulatisporites</i> sp.	6
<i>Horriditriteles</i> sp.	16
<i>Kraeuselisporites</i> sp.	6
<i>Laevigatosporites</i> sp.	7
<i>Lundbladispore riobonitensis</i>	2
<i>Murospora</i> sp.	3
<i>Punctatisporites</i> sp.	16
<i>Retusotriteles</i> sp.	5
<i>Vallatisporites arcuatus</i>	3
<i>Vallatisporites banffensis</i>	4
<i>Vallatisporites</i> sp.	2
<i>Verrucosisporites</i> sp.	7
Algas	
<i>Botryococcus braunii</i>	3
<i>Tetraporina punctata</i>	2
Incertae Sedis	
<i>Portalites gondwanensis</i>	7

Figura 9: Quadro dos taxa analisados e suas representações quantitativas.

6.2 Descrições Sistemáticas

Anteturma PROXIMEGERMINANTES [Potonié, 1970]

Turma TRILETES {[Reinsch] Dettman, 1963}

Suprasubturma ACAVATITRILETES {[Luber] Dettman, 1963}

Infraturma LAEVIGATI {[Bennié & Kidston], Potonié, 1956}

Gênero *Deltoidospora* Miner, 1935

Espécie- tipo: *Deltoidospora halli* Miner, 1935.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

Deltoidospora sp.

Estampa I, Fig. A

Descrição: Esporo monado; isopolar; radiosimétrico. Contorno equatorial subtriangular, com ápices arredondadas. Raios da marca trilete estendendo-se 3/4 ou mais do espora. Exina fina e lisa.

Dimensões (3 espécimes): Diâmetro equatorial total = 36-48 µm.

Comparações: Os espécimes assemelham-se com *D. directa*, descrito por Dias-Fabício (1981), mas a espécie possui diâmetro relativamente menor e raios da marca trilete mais pronunciados.

Gênero *Calamospora* Schopf, Wilson & Bentall, 1944

Espécie- tipo: *Calamospora hartungiana* Schopf in Schopf et. al, 1944.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-SPHENOPSIDA.

***Calamospora* sp.**

Estampa I, Fig. B

Descrição: Esporo radial trilete; esférico. Exina fina, lisa e translúcida; apresentando grandes pregas de distribuição irregular.

Dimensões (11 espécimes): Diâmetro equatorial total = 32-58µm.

Comparações: Os espécimes foram caracterizados pelo gênero *Calamospora*, por apresentarem contorno equatorial circular; exina fina e lisa com grandes pregas distribuídas irregularmente (Quadros *et al.*, 1965).

Gênero *Punctatisporites* (Ibrahim) Potonié & Kremp, 1954

Espécie- tipo: *Punctatisporites punctatus* Ibrahim, 1933.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Punctatisporites* sp.**

Estampa I, Fig. C

Descrição: Esporo radial trilete, isopolar; contorno equatorial circular a subcircular. Raios da marca trilete podem chegar até $\frac{3}{4}$ radialmente. Exina fina a média, lisa, com algum infrapunteamento.

Dimensões: (16 espécimes): Diâmetro equatorial total = 29-45 µm.

Comparações: Apesar da quantidade de espécimes do gênero, os exemplares apresentavam-se com matéria orgânica sobreposta, dificultando a observação para caracterizar diferentes espécies. O gênero foi identificado por apresentar exina fina a média, lisa e raios da marca trilete pronunciando-se até $\frac{3}{4}$ do espora.

Infraturma RETUSOTRILETI [Streel, 1964]

Gênero *Retusotriletes* (Naumova) Streel, 1964

Espécie- tipo: *Retusotriletes simplex* Naumova, 1953.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-PSILOPSIDA

? *Retusotriletes* sp.

Estampa I, Fig. D

Descrição: Esporo radial, trilete, isopolar; contorno equatorial circular a subcircular. Raios da marca trilete simples, delimitados pela curvatura. Área de contato escurecida na região equatorial. Exina fina e lisa, às vezes levemente escabrada.

Dimensões (5 espécimes): Diâmetro equatorial total = 15- 20 µm

Comparações: Os espécimes possuem características do gênero *Retusotriletes*, porém com diâmetro muito menor do que o descrito na literatura consultada (Dias-Fabício, 1981; Quadros *et al.*, 1965; Souza, 2000; Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

Infraturma APICULATI {[Bennié & Kidston] Potonié, 1956}

Subinfraturma GRANULATI [Dybová & Jachowicz, 1957]

Gênero *Granulatisporites* (Ibrahim) Potonié & Kremp, 1954

Espécie- tipo: *Granulatisporites granulatus* Ibrahim, 1933

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Granulatisporites angularis* Staplin, 1960**

Estampa I, Fig. E

Localidade-tipo: Formação Golata, Mississipiano do Canadá.

Descrição: Esporo radial, trilete; contorno equatorial triangular, lados convexos e ângulos arredondados. Raios da marca trilete levemente sinuosos, acompanhado de lábios, normalmente fechados. Exina fina e densamente granulosa (tamanho dos grãos varia de espécime para espécime).

Dimensões (3 espécimes): Diâmetro equatorial total = 23-31 μm

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Dias, 1993) e Formação Rio Bonito (Dias-Fabício, 1981).

***Granulatisporites micronodosus* Balme & Hennelly, 1956**

Estampa I, Fig. F

Localidade-tipo: Formação Golata, Mississippiano do Canadá.

Descrição: Esporo radial, trilete; contorno equatorial triangular, lados convexos e ângulos arredondados. Raios da marca trilete levemente sinuosos. Exina fina e densamente granulosa. Esta espécie difere-se de *G. angulares*, por apresentar ornamentação bem mais grosseira.

Dimensões (5 espécimes): Diâmetro equatorial total = 37-45 μm .

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Pons, 1976a) e Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

***Granulatisporites* sp.**

Estampa I, Fig. G

Descrição: Esporo radial, trilete; contorno equatorial triangular, lados convexos e ângulos arredondados. Raios da marca trilete levemente sinuosos, com lábios pronunciados. Exina fina e granulosa. Ornamentos não distinguíveis em microscópio, mesmo em óleo de imersão.

Dimensões (6 espécimes): Diâmetro equatorial total = 24-32 μm .

Comparações: Dentre os espécimes observados a ornamentação apresentou-se variável não permitindo a distinção específica. Pode ser comparado a *Granulatisporites*

sp. descrito na Austrália (Segroves, 1970), por apresentar diâmetro equatorial semelhante.

Gênero *Cyclogranisporites* Potonié & Kremp, 1954

Espécie-tipo: *Cyclogranisporites leopoldi* (Kremp) Potonié & Kremp, 1954.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Cyclogranisporites gondwanensis* Bharadwaj & Salujha, 1963**

Estampa I, Fig. H

Localidade-tipo: Andar Raniganj, Permiano da Índia.

Descrição: Esporo trilete circular; amarelado. Marca trilete distinta em formato de Y, normalmente dois braços maiores do que o terceiro. Exina fina, coberta por grânulos de tamanho uniforme, com alguma concentração na margem equatorial.

Dimensões (16 espécimes): Diâmetro equatorial total = 21-35 µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Dias, 1993) e Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

***Cyclogranisporites* sp.**

Estampa I, Fig. I

Descrição: Esporo radial trilete; contorno equatorial circular; margem irregular devido à projeção da ornamentação no equador, isopolar. Raios da marca trilete simples e retos, nem sempre visíveis. Exina fina, ornamentada por grânulos, espinhos e báculas. A ornamentação pode, em alguns espécimes, estar reduzida em áreas de contato e sua distribuição é variável.

Dimensões (8 espécimes): Diâmetro equatorial total = 30-45 µm.

Comparações: Os espécimes observados são semelhantes a *Cyclogranisporites* sp. descrito por Souza *et al.* (2003), no que difere apenas o diâmetro equatorial maior.

Subinfraturma VERRUCATI [Dybová & Jachowicz, 1957]

Gênero *Verrucosisporites* (Ibrahim) Smith, 1971

Espécie- tipo: *Verrucosisporites verrucosus* (Ibrahim) Ibrahim, 1933.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Verrucosisporites* sp.**

Estampa I, Fig. J

Descrição: Esporo radial trilete, isopolar, contorno equatorial subcircular. Margem crenulada. Raios da marca trilete retos, pouco visíveis, podendo estender-se de $\frac{1}{2}$ a $\frac{3}{4}$ do raio. Exina fina, ornamentada por elementos verrucosos, irregularmente distribuídos. O tamanho e forma das verrugas variam de espécime para espécime, ora com ápices acuminados, ora com ápices aplainados.

Dimensões (7 espécimes): Diâmetro equatorial total = 41-55 μ m.

Comparações: Alguns dos espécimes assemelham-se a *V. planiverrucatus* (Imgrund, 1952 *apud* Azcuy, 1975) do Permiano Inferior da China. Diferença pelo diâmetro equatorial maior.

Subinfraturma NODATI [Dybová & Jachowicz, 1957]

Gênero *Anapiculatisporites* (Potonié & Kremp) Smith & Butterworth, 1967

Espécie- tipo: *Anapiculatisporites isselburgensis* Potonié & Kremp, 1954.

Afinidade botânica: Desconhecida.

***Anapiculatisporites* sp.**

Estampa I, Fig. L

Descrição: Esporo radial trilete; contorno equatorial triangular; ângulos arredondados; lados côncavos ou convexos. Raios da marca trilete retos ou pouco sinuosos e podem estender-se até $\frac{3}{4}$ do raio. Exina fina, ornamentada por báculas. Nas áreas de contato, pode-se observar uma distinta fileira formada por báculas.

Dimensões (4 espécimes): Diâmetro equatorial total = 38–44 μm .

Comparações: Os espécimes observados compartilham grande similaridade com o espécime *Anapiculatisporites* sp. observado e descrito por Longhim (2003), pertencente ao Subgrupo Itararé, região de Salto (SP).

Gênero *Apiculatisporis* (Ibrahim) Potonié & Kremp, 1956

Espécie- tipo: *Apiculatisporis aculeatus* Ibrahim, 1933.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Apiculatisporis* sp.**

Estampa I, Fig. K

Descrição: Esporo radial trilete, isopolar; contorno equatorial circular a subcircular; margem com contorno irregular devido à projeção da ornamentação. Raios da marca trilete simples, pouco visível pela densidade da ornamentação. Exina fina, ornamentada por espinhos com extremos arredondados e elementos lanceolados.

Dimensões (17 espécimes): Diâmetro equatorial total = 16– 43 μm .

Comparações: Os espécimes observados apresentam grande variação no diâmetro equatorial total e na ornamentação. Alguns são semelhantes à *Apiculatisporis* sp. descritos por Souza (2000), esses com diâmetro equatorial maior.

Subinfraturma BACULATI [Dybová & Jachowicz, 1957]

Gênero *Horriditriletes* Bharadwaj & Salujha, 1964

Espécie- tipo: *Horriditriletes curvibaculosus* Bharadwaj & Salujha, 1964.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Horriditriletes* sp.**

Estampa I, Fig. M

Descrição: Esporo radial trilete, isopolar; contorno equatorial triangular, lados ligeiramente côncavos e ângulos arredondados. Raios da marca trilete retos, raramente engrossados, podendo alcançar até $\frac{3}{4}$ do raio. Exina fina, ornamentada por báculas, verrugas ou espinhos.

Dimensões (16 espécimes): Diâmetro equatorial total = 29-51 μm .

Comparações: Os espécimes observados foram atribuídos ao gênero *Horriditriletes* Bharadwaj & Salujha 1964, uma vez que apresentam as características genéricas diagnosticadas descritas acima. Alguns espécimes possuem semelhanças com *H. spinobaculosus*, descrito por Marques-Toigo (1974), por apresentarem ornamentação distinta na margem equatorial e escassa na face proximal.

Subturma ZONOTRILETES [Waltz, 1935]

Infraturma AURICILATI {[Schopf] Dettman, 1963}

Gênero *Ahrensisporites* Potonié & Kremp, 1954

Espécie- tipo: *Ahrensisporites guerickei* (Horst) Potonié & Kremp, 1954

Afinidade botânica: Sem referências.

***Ahrensisporites* sp.**

Estampa II, Fig. A

Descrição: Esporo radial trilete, com superfície distal arqueada; contorno equatorial subtriangular a triangular, com margens interrradiais parcialmente côncavas e ângulos ondulados. Raios da marca trilete com lábios elevados, alcançando até a margem equatorial. Exina fina; granulada, com grânulos distribuídos aleatoriamente.

Dimensões (1 espécime): Diâmetro equatorial total = 33µm.

Comparações: O espécime observado é muito similar ao *Ahrensisporites* sp. observado e descrito por Souza (2003) no Subgrupo Itararé, porém a média dos diâmetros equatoriais é maior.

Infraturma CINGULATI {[Potonié & Klaus] Dettmann, 1963}

Gênero *Murospora* Somers, 1952

Espécie- tipo: *Murospora kosankei* Somers, 1952.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA.

***Murospora* sp.**

Estampa II, Fig. B

Descrição: Esporo trilete; contorno equatorial subtriangular a triangular. Marca trilete fina, bordeada por labra estriada. Marca trilete estende-se da parte central até o *cingulum*. Exina finamente granulada. *Cingulum* e espessamento distal, lisos.

Dimensões (3 espécimes): Diâmetro equatorial total = 43-48µm.

Comparações: Os espécimes observados são similares com *M. bicingulata* descrito por Ybert (1975), porém apresentam *cingulum* pouco visível.

Suprasubturma LAMINATRILETES [Smith & Butterworth, 1967]

Subturma ZONALAMINATRILETES [Smith & Butterworth, 1967]

Infraturma CINGULICAVATI [Smith & Butterworth, 1967]

Gênero *Lundblasdispore* (Balme) Playford, 1965

Espécie-tipo: *Lundblasdispore wilmotti* (Balme) Playford, 1965.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-LYCOPSIDA.

***Lundblasdispore riobonitensis* Marques-Toigo & Picarelli, 1984**

Estampa II, Fig. C

Localidade-tipo: Formação Rio Bonito, Permiano Inferior

Descrição: Esporo radial trilete, cavado, cingulado; contorno equatorial subtriangular, com ângulos arredondados, biconvexos. Raios da marca trilete distintos, levemente sinuosos. Exoexina fina. Parte proximal do corpo central lisa a finamente escabrada; face distal com aparência esponjosa. *Cíngulum* uniformemente espessado.

Dimensões (2 espécimes): Diâmetro equatorial total = 48-57µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Souza, 2003), Formação Rio Bonito (Piccoli *et al.*, 1991) e Formação Palermo (Picarelli *et al.*, 1987).

Gênero *Krauselisporites* (Leschik) Jansonius, 1962

Espécie-tipo: *Krauselisporites dentatus* Leschik, 1955.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-LYCOPSIDA.

***Krauselisporites* sp.**

Estampa II, Fig. D

Descrição: Esporo radial trilete, anisopolar, cavado, zonado; contorno equatorial subtriangular, com ângulos arredondados. Raios da marca trilete nem sempre visíveis.

Zona larga, alcançando até $\frac{1}{2}$ do raio total do corpo central, ornamentada com espinhos, báculas e elementos lanceolados. O tamanho da zona e a ornamentação varia de espécime para espécime.

Dimensões (6 espécimes): Diâmetro equatorial total = 49-57 μm .

Comparações: Os espécimes observados possuem similaridades com o gênero *Indorotrilletes*, descritas por Foster (1979) para a Austrália. Contudo, os espécimes australianos possuem diâmetro equatorial maior e raios da marca trilete visíveis.

Gênero *Vallatisporites* Hacquerbard, 1957

Espécie-tipo: *Vallatisporites vallatus* Hacquerbard, 1957.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-LYCOPSIDA.

***Vallatisporites arcuatus* (Marques-Toigo) Archangelsky & Gamero, 1979**

Estampa II, Fig. I

Localidade-tipo: Formação San Gregório, Permiano Inferior do Uruguai.

Descrição: Esporo radial trilete, anisopolar, cavado, exoexina separada ou unida à intexina. Contorno triangular a subtriangular, com ângulos arredondados. Corpo central subtriangular. Raios da marca trilete finos e levemente sinuosos, alcançando a margem do corpo central. Corpo central com margem anelar e espinhos, na face proximal. Exoexina ornamentada distalmente por espinhos e cones. Zona vacuolada na porção externa com engrossamentos radiais, formando arcos, e membranosa na porção externa, com projeções espiniformes.

Dimensões (3 espécimes): Diâmetro equatorial total = 65- 72 μm .

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Longhim, 2003) e Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

***Vallatisporites banffensis* Staplin & Jansonius, 1964**

Estampa II, Fig. E

Localidade-tipo: Formação Banff, Carbonífero Inferior do Canadá.

Descrição: Esporo trilete, com dupla camada ; contorno equatorial subtriangular, lados convexos em vista polar. Exina raramente preservada. Raios da marca trilete pouco visíveis, devido a ornamentação da camada exterior. Exoexina envolvida pela intina, superfície proximal central com suturas em relevo que excedem uma zona tipo “*cuesta*” e terminam na outra margem (com vacúolos) interna. A “*cuesta*” define, grosseiramente, a margem da cavidade central e a parte interna da zona. O pico da “*cuesta*” é extremamente irregular; porção externa da zona lisa com pequenos elementos granulosos. Superfície distal da exoexina é variavelmente complexa, corpo central e metade da parte interna na zona com elementos verrugosos e espinhosos, distribuídos irregularmente. A porção média da zona, apresenta-se vacuolada com arranjo radial.

Dimensões (4 espécimes): Diâmetro equatorial total = 59-67µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Dias, 1993) e Formação Rio Bonito (Ybert, 1975).

***Vallatisporites* sp.**

Estampa II, Fig. F

Descrição: Esporo radial trilete, zonado; contorno equatorial subangular, com ângulos arredondados. Raios da marca trilete finos retos a levemente sinuosos, alcançando a margem equatorial do espora. Exoexina unida ou separada da intexina. Contorno do corpo central acompanhando o contorno geral. Zona com porção interna ornamentada por cones e espinhos; largura menor ou igual a ½ do raio total do corpo central. Face proximal do corpo central lisa, ornamentada por cones e espinhos pequenos, distribuídos aleatoriamente; face distal da zona interna ornamentada por espinhos de ápices arredondados e em menor quantidade, báculas e elementos lanceolados; zona externa ornamentada por espinhos finos de ápices arredondadas.

Dimensões (2 espécimes): Diâmetro equatorial total = 65-70µm.

Comparações: Os espécimes estudados possuem diagnose semelhante de *V. Spinosus* (Cauduro, 1970), que em sua descrição cita somente a presença de espinhos.

Gênero *Cristatisporites* (Potonié & Kremp) Butterworth et al., 1964

Espécie-tipo: *Cristatisporites indignabundus* (Potonié & Kremp) Staplin & Jansonius, 1964.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-LYCOPSIDA.

***Cristatisporites morungavensis* Dias-Fabício, 1981**

Estampa II, Fig. G

Localidade-tipo: Formação Rio Bonito, Permiano Inferior.

Descrição: Esporo trilete de contorno subtriangular, com lados convexos e ângulos arredondados. Raios da marca trilete levemente sinuosos e ondulados atingindo a borda interna da cingulizone, às vezes poucos distintos devido à ornamentação distal bem desenvolvida. Face proximal ornamentada com espinhos de base larga e ápice desenvolvida. Face proximal ornamentada com espinhos de base larga e ápice desenvolvida. Face distal com pontagudo, distribuídos equatorialmente e com grânulos ocasionais. Face distal com pequenas verrugas, variando de arredondadas a mameliformes; distribuição uniforme. Entre a parte central e a cingulizone ocorrem vacúolos. Cingulizone estreita, esculpura por elementos espiniformes e baculiformes de ápices pontagudos, mucronados ou arredondados. Margem externa com crenulações marginais terminadas por pequenos espinhos.

Dimensões (5 espécimes): Diâmetro equatorial total = 33-45µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Longhim, 2003) e Formação Rio Bonito (Dias-Fabício, 1981).

***Cristatisporites* sp.**

Estampa II, Fig. H

Descrição: Esporo trilete; contorno equatorial subtriangular com lados convexos e ápices arredondados. Raios da marca trilete pouco visíveis, pela densa ornamentação e estendem-se até a margem da cingulizone, Cingulizone ornamentada por pequenos elementos verrugosos, cones e espinhos. O limite da cingulizone e a parte central do

corpo é marcada por microvacúolos. Corpo central, em vista distal, ornamentado por elementos verrugosos achatados de ápices pontiagudas.

Dimensões (2 espécimes): Diâmetro equatorial total = 49-53µm.

Comparações: Os espécimes diferem de *C. microvacuolatus* pelo tamanho dos elementos verrugosos na face distal e menor largura da cingulizone.

Turma MONOLETES [Ibrahim, 1933]

Suprasubturma ACAVATOMONOLETES [Dettmann, 1963]

Subturma AZONOMONOLETES [Luber, 1935]

Infraturma LAEVIGATOMONOLETI [Dybová & Jachowicz, 1957]

Gênero *Laevigatosporites* Ibrahim, 1933

Espécie-tipo: *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern & Doubinger, 1973.

Afinidade botânica: PTERIDOPHYTA-FILICOPSIDA.

***Laevigatosporites* sp.**

Estampa II, Fig. J

Descrição: Esporo monoletes; abertura reta ou curvada, freqüentemente distinguível e fina; contorno equatorial oval; secção meridional em forma de feijão. Exina geralmente fina, porém pode apresentar-se grossa; sem escultura.

Dimensões (7 espécimes): Eixo transversal = 38-55µm e Eixo longitudinal = 51-98µm.

Comparações: Os espécimes observados compartilham muitas similaridades com *L. vulgaris* Alpern & Doubinger (1973), porém este possui diâmetro menor.

ALGAS

Divisão CHLOROPHYTA [Pascher, 1964]

Classe CHLOROPHYLACEAE

Ordem CHLOROCCOCCALLES {[Marchand] Pascher, 1915}

Família BOTRYOCOCCACEA [Wille, 1909]

Gênero *Botryococcus* Kützinger 1849

Espécie- tipo: *Botryococcus braunii* Kützinger, 1849.

***Botryococcus braunii* Kützinger, 1849**

Estampa II, Fig. L

Descrição: Algas coloniais, com forma arredondada a elíptica. Possui estrutura com cilindros e tubos que se ramificam do centro da colônia e arranjados radialmente. Os tubos apresentam um leve aumento no diâmetro próximo à ápice.

Dimensões (3 espécimes): Eixos máximos das colônias = 19-25µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Longhim, 2003), Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005), Formação Palermo (Marques-Toigo, 1988) e Subgrupo Irati (Alves, 1994).

Classe SYGNEMAPHYCEAE

Ordem ZYGNEMATALES

Família ZYGNEMATACEA [Kützinger, 1898]

? Gênero *Tetraporina* (Naumova) Lündgren, 1980

Espécie- tipo: *Tetraporina antiqua* Naumova, 1950.

? *Tetraporina punctata* (Tiware & Navale) Kar & Bose, 1976

Estampa II, Fig. N

Localidade-tipo: Carvão de Greinerville, Carbonífero Superior – Permiano Inferior do Congo.

Descrição: Esporo alete, contorno retangular com ângulos amplamente arredondados; lados levemente côncavos. Exina fina, lisa e translúcida. Abertura arredondada nos vértices.

Dimensões (2 espécimes): Eixo transversal = 30-45µm e Eixo longitudinal = 15-23µm.

Distribuição estratigráfica na Bacia do Paraná: Subgrupo Itararé (Longhim, 2003) e Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

INCERTAE SEDIS

Gênero *Portalites* Hemer & Nygreen, 1967

Espécie- tipo: *Portalites confertus* Hemer & Nygreen, 1967.

***Portalites gondwanensis* Nahuys, Alpern & Ybert 1968**

Estampa II, Fig. M

Localidade-tipo: Jazida de Charqueadas (RS), Formação Rio Bonito (Permiano Inferior).

Descrição: Corpo de contorno circular a subcircular. Exina dividida em duas capas: um corpo interno liso e distinto, com um poro visível em alguns espécimes; uma parede externa de aspecto esponjoso e escabrada.

Dimensões (7 espécimes): Diâmetro equatorial total = 25-45µm.

Ocorrência: Subgrupo Itararé (Souza, 2003), Formação Rio Bonito (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005) e Formação Palermo (Marques-Toigo, 1988).

7. CORRELAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS

O fato do presente estudo ter sido elaborado somente com um ponto de amostragem, em uma única mina de carvão; a ausência de grãos de pólen e a baixa resolução específica de gêneros de esporos identificados, dificultam o posicionamento crono- bioestratigráfico da assembléia. Contudo, houve a tentativa de correlacionar os exemplares identificados em zonas bioestratigráficas propostas por Daemon & Quadros (1970), Saad (1977), Arai (1980), Sundaram (1980,1967), Marques-Toigo (1988,1991) e Souza (2006), mesmo que nenhum destes estudos tenha sido realizado unicamente a respeito da Formação Rio Bonito, no Estado do Paraná. Tal tentativa pode ser apropriada pois, segundo Daemon & Quadros (1970), o conteúdo palinológico da bacia não sofre, de modo geral, grandes diferenciações laterais no neopaleozóico.

Em relação à proposta bioestratigráfica de Daemon & Quadros (1970), somente um *taxa* foi identificado para delimitar intervalos de zona, portanto não se pode inferir o nível de carvão estudado em um intervalo de zona com precisão. O *taxon* identificado foi *Laevigatosporites vulgaris*², porém este sozinho, não pode ser considerado um delimitador de biozonas no esquema proposto por estes autores.

Saad (1977) reconheceu três assembléias de microfloras distintas, em afloramentos no Estado de São Paulo (Subgrupo Itararé), denominadas informalmente de I, II e III. A Microflora I é caracterizada pela predominância de esporos (até 80%) e pela baixa frequência de grãos de pólen teniados. A Microflora II é associada à presença de esporos dos gêneros *Punctatisporites*, *Retusotriletes* e *Acanthotriletes*; algum incremento de grãos de pólen; pequeno decréscimo na frequência de esporos e acréscimo de grãos de pólen bissacados teniados e não teniados.

Considerando a completa ausência de grãos de pólen e a alta frequência de espécimes dos gêneros *Punctatisporites* e *Retusotriletes*, é suposto um posicionamento bioestratigráfico para o nível de carvão entre as microfloras I e II, com idade correspondente ao Sakmario – Artinskiano.

² Ainda que os espécimes relatados neste trabalho sejam atribuídos ao gênero *Laevigatosporites* sp., os mesmos compartilham muitas similaridades com *L. vulgaris*, como já discutido na sessão 6.2 (Descrições Sistemáticas).

Outra proposta de zoneamento bioestratigráfico na bacia foi elaborada por Arai (1980), com amostras provenientes dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Este autor reconheceu seis unidades diferenciadas, designadas de fases. A ocorrência do gênero *Vallatisporites* foi o fator determinante para enquadrar o nível estudado na fase designada *Pré-Striatti*. Esta é a fase mais inferior, de idade Stephaniano – Sakmario e é caracterizada pela ausência de grãos de pólen teniados; alta frequência de monossacados e abundância de esporos do gênero *Vallatisporites*. A fase imediatamente acima, denominada Fase *Protohaploypinus*, possui elementos subordinados à fase anterior (esporos triletes e grãos de pólen monossacados), além de grãos de pólen do gênero que a nomeia. Deste modo, o zoneamento da assembléia estudada pode ser restrito ao topo da primeira fase ou ao intervalo entre as duas fases, o que remete ao material estudado um intervalo com idade entre o Sakmario – Artinskiano.

Estudos palinológicos efetuados por Sundaram (1980), nos estados de São Paulo (Subgrupo Itararé), Paraná e Santa Catarina (Formação Rio Bonito), proporcionaram a distinção de duas assembléias palinológicas denominadas de Paleozonas A e B. A Paleozona A foi associada à dominância (70-80%) de esporos triletes (*Vallatisporites*, *Kraeuselisporites*, *Cingulatisporites*, *Cirratiradites* e *Acanthotriletes*). Entretanto, esta paleozona foi associada ao Subgrupo Itararé, enquanto que a Paleozona B, caracterizada pela grande quantidade de grãos de pólen bissacados e baixa frequência de esporos triletes (20%), foi associada à Formação Rio Bonito. O mesmo autor, em 1987, estudou amostras coletadas ao longo das seções estratigráficas descritas por Saad (1977), no Estado de São Paulo e elaborou uma nova divisão com três Paleozonas (A, B e C). Neste trabalho mais recente verificou a completa ausência de grãos de pólen, na Paleozona A. Assumindo, novamente, ao fato de que a variação palinológica da Bacia do Paraná durante o neopaleozóico não sofre grandes diferenciações laterais, o posicionamento da assembléia estudada é dado pela Paleozona A, com idade Stephaniano tardio.

O único zoneamento palinoestratigráfico formal proposto para a Bacia do Paraná, foi elaborado por Marques-Toigo (1988, 1991), que analisou associações microflóricas dos principais níveis de carvão de superfície e subsuperfície dos estados do Rio Grande

do Sul e sul de Santa Catarina, compreendendo o intervalo desde o Subgrupo Itararé até o Subgrupo Irati.

Baseada nas distribuições verticais de grãos de pólen monossacados, bissacados e teniados, bem como sua abundância relativa, a autora dividiu as associações microflorísticas em duas zonas-de-intervalo, denominadas *Cannaropollis korbaensis* e *Lueckisporites virkkiae*.

Deste modo, não é possível estabelecer um posicionamento bioestratigráfico utilizando o esquema proposto pela autora, uma vez que a assembléia microflorísticas neste trabalho é caracterizada pela ausência de grãos de pólen. Porém, cabe ressaltar que para a base da Formação Rio Bonito, Marques-Toigo (1988-1991), propôs a idade Sakmario – Artinskiano, relativa à Subzona *Protohaploxypinus goiraiensis*.

Outro trabalho mais recente de biozoneamento da bacia é de Souza (2006), referente a amostras do Subgrupo Itararé. O trabalho consiste no ajuste de biozonas estabelecidas anteriormente por Souza & Marques-Toigo, (2003, 2005) e a proposta de duas novas biozonas denominadas *Ahrensiporites cristatus* e *Crucisaccites monoletus*. A primeira biozona é caracterizada pela primeira ocorrência de algumas espécies de pólen e esporos na Bacia do Paraná, porém nenhum dos taxa é representativo da assembléia amostrada neste trabalho. A segunda Zona, *Crucisaccites monoletus*, é caracterizada pelo desaparecimento de esporos da zona anterior; primeiro aparecimento de *Scheringipollenites maximus*. Esta de *Crucisaccites monoletus*; e a primeira aparência de *Scheringipollenites maximus*. Esta zona é representada por uma assembléia de esporos, dos quais a maioria é representada neste trabalho (*Cristatisporites* sp., *Vallatisporites* sp., *Calamospora* sp. e *Horriditriteles* sp.), porém não são considerados delimitadores do intervalo de zona. Esse intervalo é atribuído à idade Kasimoviano – Gzheliano (Carbonífero Superior).

O intervalo da zona superior, *Vittania costabilis*, não apresenta afinidades palinológicas com a assembléia microflorística deste trabalho, porém o intervalo entre esta zona e a zona anterior (*Crucisaccites monoletus*) é marcado pela dominância de esporos triletes relacionados a camadas de carvão. O intervalo atribuído a esta zona é relativo ao Asseliano – Artinskiano inferior.

A figura 10 ilustra a maioria dos posicionamentos bioestratigráficos sugeridos neste trabalho, quanto aos zoneamentos propostos por Saad (1977), Arai (1980), Sundaram (1987), Marques-Toigo (1986, 1991) e Souza (2006).

Geocronologia	Litoestratigrafia	Palinobiozoneamentos					
		Daemon & Quadros (1970) (RS – MT)	Saad (1977) (SP)	Arai (1980) (SP)	Sundaram (1987) (SP)	Marques-Toigo (1988, 1991) (RS – SC)	Souza (2006) (SP - PR)
Permiano	Tatariano	?	L ₂ /L ₃		Fase Lueckisporites		
		L					
	Kazaniano	S. Irati	L ₁		Fase Striatiti Superior		Zona Lueckisporites virkkiae
		F. Palermo	K				
	Kunguriano	F. Rio Bonito	J		Fases Vittatina II e Vittatina I		
			I				
	Artinskiano		H ₃				
			H ₂		Fase Protohaploxyptinus		
	Sakmariano	S. Itararé	H ₁				
			G		Fase Pré-Striatiti		
Carbonífero Tardio	Stephaniano						
	Westphaliano						

Figura 10: Tabela com os principais zoneamentos palinoestratigráficos. Em tons de verde, o posicionamento sugerido neste trabalho, conforme os esporos identificados. (Modificado de Souza, 2000).

8. CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A amostra de carvão estudada apresenta grande abundância em matéria orgânica, assim como em esporomorfos. A contagem recomendada para fins de análise quantitativa é de, no mínimo, 200 espécimes. Entretanto os valores contados na amostra chegaram a 164 espécimes, o que dificulta a análise paleoambiental.

Contudo, é possível discorrer alguns comentários com base na afinidade botânica da assembléia microflorística estudada (Figura 11).

Gênero ou espécie	Psilófitas	Licófitas	Esfenófitas	Filicófitas	Algas de águas doces a salobras	Incertae Sedis
<i>Ahrensisporites</i> sp.	?					
<i>Anapiculatisporites</i> sp.	?					
<i>Apiculatisporis</i> sp.				●		
<i>Botryococcus braunii</i>					●	
<i>Calamospora</i> sp.			●			
<i>Cristatisporites morungavensis</i>		●				
<i>Cristatisporites</i> sp.		●				
<i>Cyclogranisporites gondwanensis</i>				●		
<i>Cyclogranisporites</i> sp.				●		
<i>Deltoidospora</i> sp.				●		
<i>Granulatisporites angularis</i>				●		
<i>Granulatisporites micronodosus</i>				●		
<i>Granulatisporites</i> sp.				●		
<i>Horriditriletes</i> sp.		●				
<i>Kraeuselisporites</i> sp.				●		
<i>Laevigatosporites</i> sp.		●				
<i>Lundbladispora riobonitensis</i>						
<i>Murospora</i> sp.	?					●
<i>Portalites gondwanensis</i>				●		
<i>Punctatisporites</i> sp.	●					
<i>Retusotriletes</i> sp.					●	
<i>Tetraporina punctata</i>		●				
<i>Vallatisporites arcuatus</i>		●				
<i>Vallatisporites banffensis</i>		●				
<i>Vallatisporites</i> sp.				●		
<i>Verrucosisporites</i> sp.						

Figura 11: Quadro dos taxa estudados e suas afinidades botânicas.

O presente trabalho confirma a dominância de esporos triletes (Grupos Cingulicavati, Laevigati, Apiculati e Singulati).

Estes grupos são relacionados à pteridófitas herbáceas à arborescentes de ambiente higrófilo a meso-higrófilo. Tais plantas provavelmente desenvolveram uma tolerância à ambientes inundados como estratégias reprodutiva e estruturais de fixação (Rothwell, 1988). *Punctatisporites*, *Leiotriletes*, *Deltoidospora*, *Verrucosisporites* e *Murospora* são alguns componentes importantes desta palinoflora. Alguns esporos como *Retusotriletes* e *Laevigatisporites* também estão presentes na paleocomunidade de plantas e são interpretados como vegetação da margem de pântanos inundados ou áreas adjacentes (Pryor, 1996).

O represamento de água favorece condições ao desenvolvimento de organismos como algas (*Tetraporina* e *Portalites*), que são amplamente tolerantes a ambientes de água doce, água ligeiramente salgada e água de origem marinha (Cazzulo-Klepzig, 2001-2002). Considerando *Portalites* como um acritarca, a maioria dos taxa deste grupo, não pode ser atribuído ao grupo de algas modernas. Assim, possivelmente, são representantes de cistos de fitoplâncton marinho (Downie *et al.*, 1963). Em adição ao registro da microflora, também ocorrem colônias de *Botryococcus*, que podem se desenvolver em água doce, ligeiramente salobra a salobra. Em conjunto com outros palinomorfos de parede orgânica, é sugestivo que esse *taxon* seja mais tolerante ao incremento da salinidade.

Estudos estratigráficos na mesma área do carvão sugerem um ambiente deposicional de sistema lagoa-barreira, no qual as séries de parasequências são restringidas por superfícies inundadas. Ainda que fosse esporadicamente inundada pela elevação do nível do mar, a linha de costa pantanosa, era protegida por uma ilha de barreira que impedia uma maior ingressão marinha. Portanto, não sofria influência marinha direta, favorecendo uma condição estática ao ambiente deposicional.

Esta condição é reafirmada pela presença de fragmentos de esporângios (Estampa II, Fig K) encontrados na assembléia microflorística estudada. A preservação deste tipo de estrutura indica pouco ou nenhum transporte na deposição de matéria orgânica e sedimentos. Condições estáticas de baías costeiras (brejo) ou lagoas podem ser apropriadas para o desenvolvimento de carvão.

A figura 12 ilustra a maioria dos grupos vegetais relacionados à amostra estudada e o seu provável ambiente deposicional.

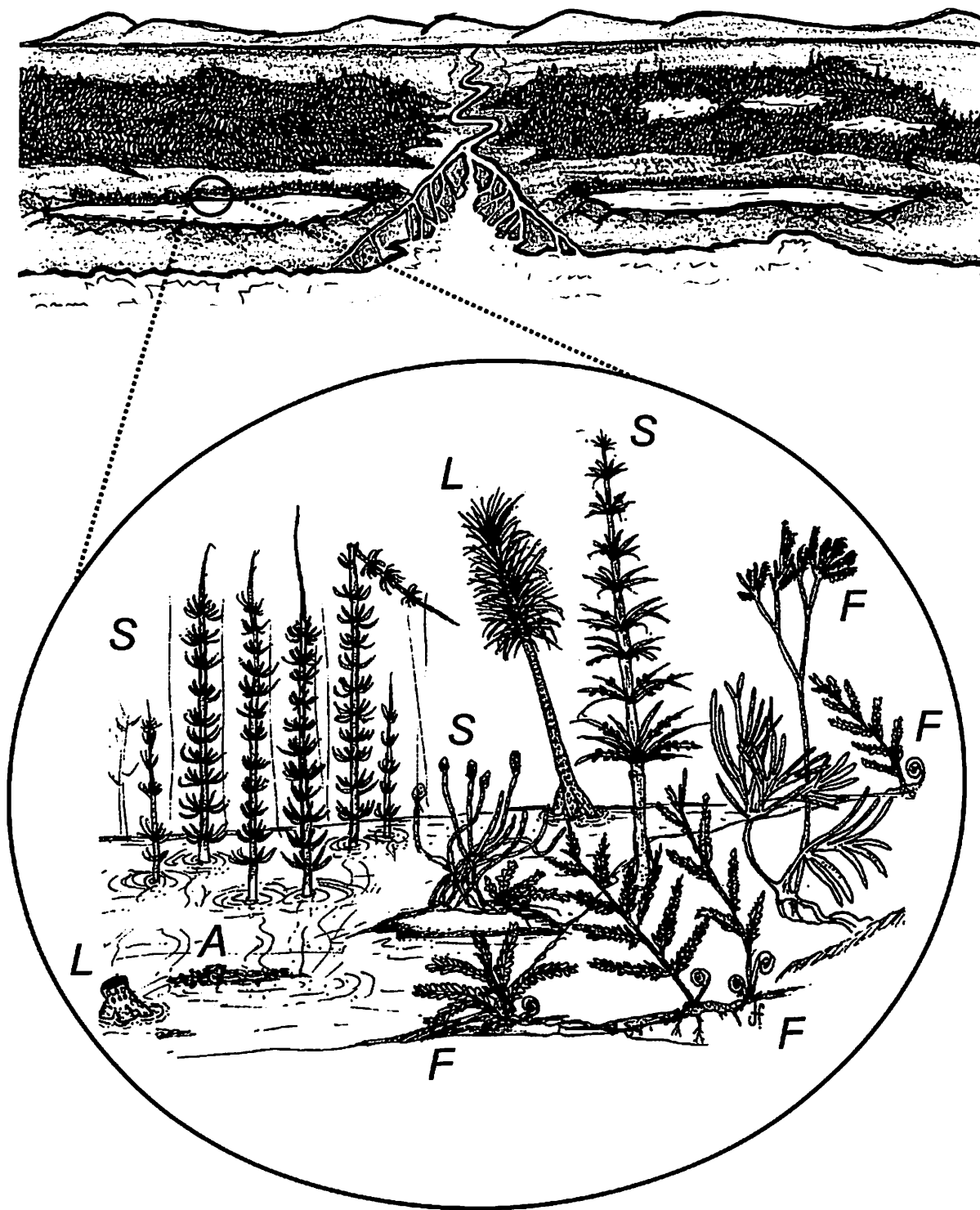


FIGURA 12: Representação artística do paleoambiente sugerido. A- Algas; F-Filicófitas; L- Licófitas; S- Esfenófitas.

9. CONCLUSÕES

No desenvolvimento deste trabalho a ausência de grãos de pólen dificultou o posicionamento bioestratigráfico do nível de carvão estudado. Entretanto, o posicionamento bioestratigráfico indicado neste trabalho sugere uma idade para o carvão da Formação Rio Bonito, na região de Figueira (PR), mais antiga (Gzheliano – Artinskiano) que a proposta por Millani *et al.* (1997) (Artinskiano – Kunguriano).

Esta proposta é corroborada por estudos de geocronologia realizados em *tonsteins* em carvões do Estado do Rio Grande do Sul, por datação absoluta U-Pb. Como resultado, todo o pacote da Formação Rio Bonito é alocado entre os períodos Kasimoviano superior e Sakmario inferior (Guerra-Sommer, 2006).

Contudo, a quantidade de trabalhos realizados a respeito da palinologia no carvão da Formação Rio Bonito (PR), não é suficiente para realizar uma correlação bioestratigráfica aprimorada na Bacia do Paraná e no paleocontinente Gondwana. Portanto, sugere-se um maior número de estudos, qualitativos e quantitativos, com a finalidade de calibrar o posicionamento da Formação Rio Bonito na bioestratigrafia da bacia.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABORRAGE, A.M. & YAMAMOTO, K. 1982. Projeto Carvão na área de Amando Simões. Relatório Final. DNPM/CPRM.v.1, 38p.
- ABORRAGE, A.M. & LOPES, R.C. 1986. Projeto Borda leste da Bacia do Paraná: Integração geológica e avaliação econômica. Relatório CPRM/DNPM. 159p.
- ALPERN, B.; DOUBINGER, G. 1973. Microfossiles organiques du Paléozoïque. 6- Lês Spores Monoletes du Paléozoïque, Paris: CIM/CNRS. 103 p.
- ALVES, R. G. 1994. Correlação Estratigráfica de Alta Resolução Aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na Região de Candiota, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado em Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 194p.
- ARAI, M., 1980. Contribuição dos pólenes estriados na bioestratigrafia neopaleozóica da parte NE da Bacia do Paraná. Bol. IG-USP 11, 125-134.
- AZCUY, C. L. 1975. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la Comarca Malanzan-Loma Larga, Provincia de La Roja, Argentina. Parte II. *Ameghiana*, 7 (2): 113-163.
- BHARADWAJ, D. C.; KAR, R. K & NAVALE, G.K. B. 1976. Palynostratigraphy of the Lower Gondwana deposits in Paraná e Maranhão basins, Brazil. *Biological Mmoirs*. Paleopalynology, Series 3, 1(1-2):53-108.
- BHARADWAJ, D.C. & SALUJHA, S. R. 1964. Sporological study of Seam VIII in Raniganj Coalfield Bihar (India). Part1 – Despription of Sporae Dispersae. *Paleobotanist*, 12(2), 181-215.
- BRUCH, A. A & PROSS, J. 1999. Palynomorph extraction from peat, lignite and coal. In: Jones, T.P. & ROWE, N. P.(eds) *Fossil Plants an Spores: modern techniques*. Geological Sciety, 26-30.
- CASTRO, J.C. de. 1980. Fácies, ambientes e sequencias deposicionais das formações Rio do Sul , Rio Bonito, leste de Santa Catarina. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Cambouríú, 1980. Anais. Cambouríú, S.B.G., v.1,p. 283-299.
- CASTRO, J.C. de. 1998. Sequence Stratigraphy in Paraná Basin. In: International Gondwana Simposium, 7. São Paulo, 1988. Field Excursion A2, Guide Book. IG-USP/PETROBRÁS, São Paulo, 29p.
- CAZZULO-KLEPZIG, M. 2001. Significado paleoecológico de alguns palinomorfos ocorrentes nos carvões permianos do Rio Grande do Sul. Pesquisas em Geociencias, Porto Alegre-Rs, v. 28, n. 1, p. 81-97.
- CAZZULO-KLEPZIG, M. 2002. Palinologia aplicada à reconstituição das unidades de paisagem e dinâmica das turfeiras formadoras dos carvões permianos do Rio Grande do Sul, sul do Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências , Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 300 p.
- CAZZULO-KLEPZIG, M.; GUERRA-SOMMER, M.; MENEGAT, R. 2005. Palynology and Palaeobotany in the reconstruction of landscape units from the Candiota Coalfield,

Permian of Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia-RBP*, Porto Alegre, v. 81, n. 1, p. 83-98.

- CORREA DA SILVA, Z. C. 1991. The formation of coal deposits in south Brazil. *In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM*, 7. São Paulo, 1988. Proceedings. São Paulo IG - USP/ FAPESP, p. 233 - 252.
- DAEMON, R. 1966. Ensaio sobre a distribuição e zonamento dos esporomorfos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 9(2):211-218.
- DAEMON, R. 1974. Integração dos resultados palinológicos aos de fauna e flora de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná—implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Rev. Unimar*, 25—41.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L.P.; 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *Anais XXIV Cong. Bras. Geol. Brasília*, 359—412.
- DELLA FAVERA, J. C.; CHAVES, H.; PEREIRA, H.; BERGAMASCHI, S.; REIS, C. C.; LIMA, M. F. de. & PEREIRA, S. D. 1993. Geologia da área Figueira-Sapopema. Convênio UERJ/CPRM. 89p.
- DIAS, M.E. 1993. Palinologia do Grupo Itararé na porção centrosul do Rio Grande do Sul, Permiano da bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas*, 20(2):119-131.
- DIAS-FABRÍCIO, M.E. 1981. . Palinologia da Formação Rio Bonito na área de Gravataí - Morungava, Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 14:69-130.
- DOWNIE, C.; EVIT, W. & SARJEANT, W. A. S. 1963. Dinoflagellates, hystricopheres and the classification of the acritarchs. *Publications of Geological Sciences*, 7(3): 13-16.
- FÉLIX, C.M.; PREMAOR, E.; HERMANY, G & SOUZA P. A. 2006. Análise Palinotaxonômica e Bioestratigráfica da Subturma Monosaccites na Bacia do Paraná, Brasil. I: *Plicatipollenites* Lele 1964 e *Crucisaccites* Lele & Maithy 1965. *Revista Brasileira de Paleontologia* 9(1):63-72.
- FOSTER, C.B. 1979. Permian plant microfossils of the Blair Athol Coal Measures, Baralaba Coal Measures, and Basal Rewan Formation of Queensland. *Geological Survey of Queensland*, 372(45):1-154.
- FRAKES, L. & CROWELL, J. 1972. Late Paleozoic glacial geography between the Parana Basin and the Andean Geosyncline. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44 (suplemento): 139-145.
- GUERRA-SOMMER, M. ; SANTOS, J. O. S. ; CAZZULO-KLEPZIG, M. ; HARTMANN, L. A. ; MCNAUGHTON, A. ; MENEGAT, R. 2006. The geochronological significance of tonstein in coal-bearing strata from the southern Paraná Basin. *In: South American Symposium on Isotope Geology- V SSAGI*, Punta del Este. Vol. Short Papers. Punta del Este, 2006. v. 1. p. 310-314.

- HOBDA, D. K. 1987. Gondwana coal basins of Australia and South Africa: tectonic setting, depositional systems and resources. In: SCOTT, A. C. (ed) Coal and Coal-Bearing strata: recent advances. Blackwell Scientific Publications. London. p. 219 - 233.
- LANDIN, P. M. B. & FULFARO, V. J. 1972. Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44 (Suplemento).
- LEINZ, V. 1940. Gênese de carvão no norte do Paraná. In: Carvão mineral de Barra Bonita e Carvãozinho (Estado do Paraná). Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Fomento, 42: 43 - 65.
- LENZ, G. R. & RAMOS, B. W. 1985. Combustíveis fósseis sólidos no Brasil: Carvão, linhito, turfa e rochas oleígenas. In: SCHOBENHAUS, A. (coordenador). Principais depósitos minerais do Brasil. V. 1: Recursos minerais energéticos. DNPM/CVRD. Brasília. p. 3 - 37.
- LONGHIM, M.E. 2003. Palinologia do Grupo Itararé em Salto, Estado de São Paulo (bacia do Paraná, Carbonífero Superior). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Estadual Paulista, Dissertação de Mestrado, 127 p.
- LOPES, R. C.; LAVINA, E. L.; SIGNORELLI, N. 1986. Fácies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na borda leste da bacia do Paraná, uma seção regional nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, 1986. *Anais. Cambouriu, S.B.G.*, v. 1, p. 206 - 213.: 187 - 196.
- MACROWSKY, M. T. 1968. European Carboniferous coalfields and Permian Gondwana coalfields. In: MURCHISON, D. & WESTOLL, T. S. (eds.) Coal and coal-bearing strata. Oliver & Boyd, London, p. 325 - 346.
- MARQUES-TOIGO, M. 1974. Some new species of spores and pollens of Lower Permian age from the San Gregório Formation in Uruguay. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 46, n. 3/4, p. 601-606.
- MARQUES-TOIGO, M. 1988. Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 259 p.
- MARQUES-TOIGO, M., 1991. Palynobiostratigraphy of the Southern Brazilian Neopaleozoic, Gondwana sequence. *Proc. Internat. Gondwana Symp.* São Paulo, 503- 515.
- MARQUES-TOIGO, M. & CORRÊA DA SILVA, Z. C. 1984. On the origin of gondwanic south brazilian coal measure. *Cominicações do Serviço Geológico de Portugal*, 70 (2): 151 - 160.
- MEDEIROS, R. A. 1993. Transgressões e regressões cíclicas e a origem das formações do Rio Bonito e Palermo da bacia do Paraná. Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, I. Rio Claro, 1993. Resumos. Rio Claro UNESP - FAPESP, p. 44 - 49.

- MEDEIROS, R. A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, 1973. Anais. Aracaju, S.B.G., v. 3, p. 3 - 12.
- MILANI, E. J.; FRANCA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná, Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 8 (1): 69 - 82.
- MILANI, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-oriental. PhD. Thesis, Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Inst. Geoc. Porto Alegre, Brazil.
- MILANI, E.J., ZALÁN, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. Episodes 22, 199–205.
- MORRONE, N. & DAEMON, R. F. (1985) Jazida de Urânio de Figueira, Paraná. In: SCHOBENHAUS (coordinador). Principais depósitos minerais do Brasil. V. 1: Recursos minerais energéticos. DNPM/CVRD. Brasília. p. 133 - 142.
- PETRI, S. & FULFARO, V. J. (1981) Geologia do Brasil. 2ed. Editora T. A. Queiroz Ltda. São Paulo. 631p.
- PICARELLI, A.T. 1986. Palinologia dos testemunhos de sondagem 2-TG-69-RS e 2-TG-99-RS da jazida carbonífera de Santa Terezinha, RS, Brasil – Permiano da bacia do Paraná. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 137 p.
- PICARELLI, A.T.; DIAS FABRÍCIO, M.A. & CAZZULO-KLEPZIG, M. 1987. Considerações sobre a paleoecologia e a palinologia da jazida carbonífera de Santa Terezinha, RS, Brasil – Permiano da bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987. Atas, Curitiba, p. 351-372.
- PICCOLI, A.E.M.; MENEGAT, R.; GUERRA-SOMMER, M.; MARQUES-TOIGO, M. & PORCHER, C.C. 1991. Faciologia da seqüência sedimentar das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita, Rio Grande do Sul. Pesquisas, 18(1):31-43.
- PLAYFORD, G. & DETTMANN, M.E., 1996: Spores. In: J. Jansonius & D.C. McGregor (eds.): Palynology: principles and applications, 227-260. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 1.
- PONS, M. E. 1976. Estudo palinológico do Subgrupo Itararé na "Coluna White", Permiano inferior, Santa Catarina, Brasil. Parte I. *Ameghiana*, 13(2), 109-125.
- QUADROS, L. P.; MARQUES-TOIGO, M. & CAZZULO-KLEPZIG, M. 1996. Catálogo de Esporos e Pólenes Fósseis do Paleozóico. Boletim Técnico da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 9, n. 1, p. 1-152.
- QUADROS, L. P. & MELLO, J. H. G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-Mesozóicos. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 1(2): 205-214.

- RICARDI-BRANCO, F. 1998. Taoflora Gondwanica do Membro Triunfo Formação Rio Bonito (Eopermiano), no Município de Figueira, PR. São Paulo, Tese de Doutorado- Instituto de Geociências da USP, 182p.
- RICARDI-BRANCO, F. ; ARAI, M. ; OSCAR RÖSLER . Megaspores associated to the coal strata of the Triunfo Member, Rio Bonito Formation, in the NE of the State of Paraná, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 74, n. 3, p. 491-503, 2002.
- ROCHA-CAMPOS, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Parana´ Brasil. In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (Eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology. IUGS, pp. 27-102.
- RÖSLER, O. & FITTIPALDI, F. C. 1981. O enfoque paleobotânico no estudo e prospecção de carvão. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3. Curitiba, 1981. Atas. Curitiba, 1981. CNPq-Tecnotema, v. 2, p. 274-283.
- ROTHWELL, J. S. 1988. *Cordaitales*. In: C.B. Beck (ed.) Origin and evolution of Gymnosperms. Columbia University Press, p. 273-297.
- SAAD, A.R., 1977. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. M.Sc. Dissertation, Univ. São Paulo, Inst.Geoc. São Paulo, Brazil.
- SANTA ANA, H. DE & VEROSLAVSKY, G. (1993) Reconocimiento de las secuencias paleozoicas de la cuenca norte uruguaya (borde sureste de la Cuenca del Paraná). SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, I. Rio Claro, 1993. Resumos. Rio Claro UNESP - FAPESP, p. 41 - 43.
- SANTOS, P. R. dos. 1987. Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na bacia do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências / Universidade de São Paulo, São Paulo. 128p.
- SANTOS, P.R., ROCHA-CAMPOS, A.C., CANUTO, J.R., 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Parana´ Basin, Brazil. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 125, 165- 184.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMAZI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre, 1974, SBG,V.1, p. 41 - 86.
- SEGROVES, K.L. 1970. Saccate plant microfossils from the Permian of Western Austrália. *Grana Palynologica*, 9(1-3):174-227.
- SOARES, P. C. & CAVA, L. T. 1982. Faciologia e potencial carbonífero da Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, 1982. Anais. Salvador S.B.G. v. 3, p. 1120 - 1134
- SOUZA, P.A. 1996. Palinologia e bioestratigrafia do Subgrupo Itararé em Araçoiaba da Serra (Westphaliano, bacia do Paraná), Estado de São Paulo, Brasil. Programa de Pós Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 192 p.

- SOUZA, P.A., 2003. Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 199 p.
- SOUZA, P.A., 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, v. 138, n. 1, p. 9-29.
- SOUZA, P.A., MARQUES-TOIGO, M., 2001. Zona Vittatina: marco palinoestratigráfico do Permiano Inferior da Bacia do Paraná. *Ciência-Técnica-Petróleo, Sec., Expl. Petr.* 20, 153-159.
- SOUZA, P.A., MARQUES-TOIGO, M., 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat., Nueva Serie* 5, 205-214.
- SOUZA, P.A., MARQUES-TOIGO, M., 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 77, 353-365.
- SUNDARAM, D., 1980. Observações palinológicas sobre alguns sedimentos do Gondwana Inferior da Bacia do Paraná, Brasil. *Bol. IGUSP* 11, 135-142.
- SUNDARAM, D., 1986. Palinologia do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, Brasil. Ph.D. Thesis, Univ. São Paulo, Inst. Geoc. São Paulo, Brazil.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A.; VIEIRA, I. S.; CONCELÇÃO, J. C.; APPI, V.; NETO, E.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin. In: LEIGHTON, KOLATA; OLTZ; EIDEL (eds) *Interior Cratonic Basins. A. A. P. G., Memoir*, 51: 681 - 702.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A.; VIEIRA, I. S.; CONCELÇÃO, J. C.; APPI, V.; NETO, E.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7. São Paulo, 1988. Proceedings. São Paulo IG - USP/ FAPESP*, p. 83 - 117.
- YBERT, J.P. 1975. Etude des miospores du Basin Houiller de Candiota- Hulha Negra, Rio Grande do Sul, Bresil. *Pesquisas*, 5:181-226.

Figura A. *Deltoidospora* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura B. *Calamospora* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura C. *Punctatisporites* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura D. ? *Retusotriletes* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura E. *Granulatisporites angularis* Staplin, 1960
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura F. *Granulatisporites micronodosus* Balme & Hennelly, 1956
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura G. *Granulatisporites* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura H. *Cyclogranisporites gondwanensis* Bharadwaj & Salujha, 1963
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura I. *Cyclogranisporites* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

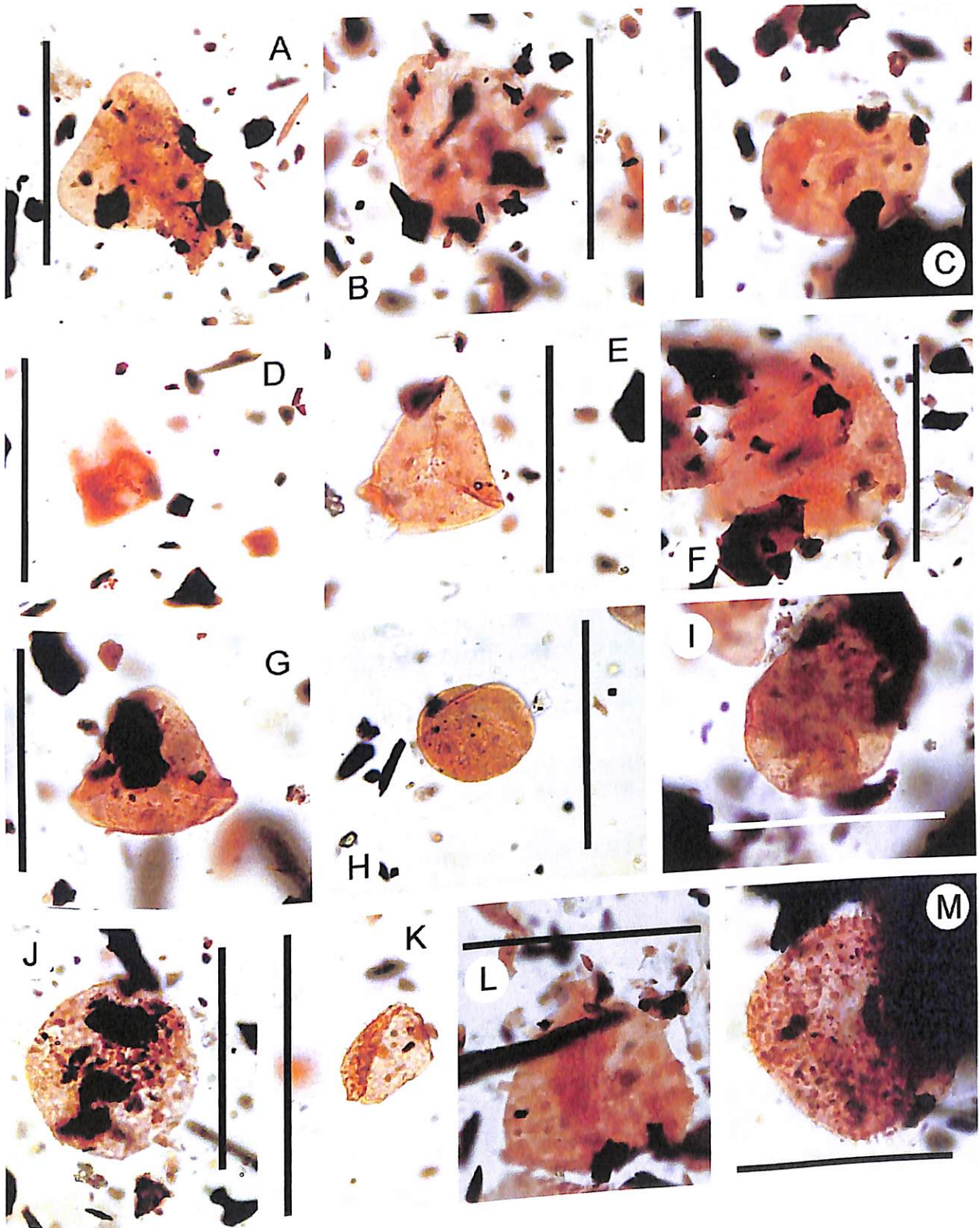
Figura J. *Verrucosisporites* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura K. *Apiculatisporis* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura L. *Anapiculatisporites* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura M. *Horriditriletes* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

ESTAMPA I



ESTAMPA II

Figura A. *Ahrensia sporites* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura B. *Murospora* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura C. *Lundbladispora riobonitensis* Marques-Toigo & Picarelli, 1984
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura D. *Kraeuselisporites* sp.
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura E. *Vallatisporites banffensis* Staplin & Jansonius, 1964
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura F. *Vallatisporites* sp.
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura G. *Cristatisporites morungavensis* Dias-Fabício, 1981
Lâmina CP5/3. Barra da escala = 50µm

Figura H. *Cristatisporites* sp.
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura I. *Vallatisporites arcuatus* (Marques-Toigo) Archangelsky & Gamero, 1979
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura J. *Laevigatosporites* sp.
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura K. Fragmento de esporângio
Lâmina CP5/2. Barra da escala = 50µm

Figura L. *Botryococcus braunii* Kützing, 1849
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura M. *Portalites gondwanensis* Nahuys, Alpern & Ybert 1968
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

Figura N. *Tetraporina punctata* (Tiware & Navale) Kar & Bose, 1976
Lâmina CP5/1. Barra da escala = 50µm

ESTAMPA II

