

SUCESSÃO DE FÁCIES NA CAMADA PORANGABA, GRUPO PASSA DOIS, ESTADO DE SÃO PAULO.*

SÉRGIO LUÍS FABRIS DE MATOS* & ARMANDO MÁRCIO COIMBRA**

ABSTRACT FÁCIES SUCCESSION IN PORANGABA BED, PASSA DOIS GROUP, SÃO PAULO STATE
Much more than a simple contact between lithostratigraphic units, the surface that separates the Permian Passa Dois and Mesozoic São Bento groups is an important sequence boundary in of the Paraná Basin record, when the old marine sequence was overlain by the triassic continental sequence. The Permian and partially Triassic marine deposition were substituted by aeolian continental deposition just after the final marine regression.

The Porangaba Bed, stratigraphically situated in the upper part of Passa Dois Group, represents the final deposition of this retreating epicontinental permian-triassic sea. This bed is composed by breccias, mudrocks, sandstones and calcilitites deposited in tidal flats at the margin of this epicontinental sea, in a site closely to the coastal dunes of the Pirambóia Formation.

The Porange Bed facies sequence constancy described in outcrops and in 14 well-drillings of PETROBRÁS, allows the definition of a Ω succession, constituted upwards by lithofacies with progressive continental influence.

This study demonstrated that major correlation of the rocks of the Porangaba Bed with is with rocks of the underlying units, named Corumbataí, Teresina and Rio do Rasto formations, and not with rocks of the overlying Pirambóia Formation.

Keywords: Paraná Basin, stratigraphy, lithofacies, palaeoenvironments, palaeogeography, contact, surface, regression.

RESUMO Mais que um simples contato entre unidades litoestratigráficas, a superfície que separa os Grupos Passa Dois (Permiano) e São Bento (Mesozóico) marca também um importante limite de seqüências no registro da Bacia do Paraná, quando a antiga seqüência marinha foi recoberta pela seqüência continental. A sedimentação foi predominantemente marinha durante todo o Permiano e parte do Triássico, sendo então sucedida pela sedimentação mesozóica continental eólica após a regressão marinha.

Neste contexto, a Camada Porangaba, no topo do Grupo Passa Dois, contém os registros finais do então agonizante mar epicontinental permo-eotriássico. A camada é constituída por pelitos, brechas, calcilititos e arenitos e foi depositada nas planícies de maré que bordejavam o mar epicontinental. O sítio de deposição era muito próximo da área onde já estavam sendo construídas as dunas costeiras da Formação Pirambóia.

O padrão de empilhamento das litofácies da Camada Porangaba mostrou-se constante, repetindo-se tanto em afloramentos como nos 14 poços executados pela PETROBRÁS. Esta constância de suas características permitiu a definição de uma Sucessão Ω , constituída da base para o topo por litofácies depositadas em sítios progressivamente menos influenciados pelo mar, em um processo de regressão marinha.

Este estudo das litofácies permitiu comprovar que existe melhor correlação entre as rochas da Camada Porangaba e as rochas das unidades sotopostas, formações Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto, do que com os arenitos da Formação Pirambóia sobrepostos.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, estratigrafia, litofácies, paleoambientes, paleogeografia, contato, superfície, regressão.

INTRODUÇÃO O contato entre os grupos Passa Dois (Permiano-Eotriássico) e São Bento (Triássico-Eocretáceo) marca não apenas o limite entre duas unidades litoestratigráficas, mas também uma mudança radical no ambiente de sedimentação da bacia, o qual passou de sub-aquoso marinho para sub-aéreo continental. Os depósitos da Camada Porangaba guardaram os registros dos pulsos finais da sedimentação do agonizante mar epicontinental que existira desde o Carbonífero.

O contato entre os grupos Passa Dois e São Bento varia de acordo com a posição em relação às bordas. Em porções reconhecidas como mais centrais da bacia, como no oeste do Estado do Paraná, ocorrem passagens transicionais entre o topo do Grupo Passa Dois, representado pela Formação Rio do Rasto, e a base da Formação Pirambóia, do Grupo São Bento. Vieira (1973) e Riccomini *et al.* (1984) observaram passagens transicionais entre estas unidades naquela região, porém tal informação foi sistematicamente ignorada por trabalhos posteriores (*e. g.* Zalán *et al.* 1990).

Na área delimitada pelo Estado de São Paulo (Fig. 1) o contato entre os dois grupos dá-se de maneira abrupta entre a Camada Porangaba, no topo do Grupo Passa Dois, e a base da Formação Pirambóia do Grupo São Bento (Fig. 2). O intervalo

de rochas que compõem a Camada Porangaba definida por Matos (1995) foi por muitos (*e.g.* Gordon Jr. 1947, Sanford & Lange 1960, Gama Jr. *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1990) e por muito tempo considerado como registro de erosão do topo do Grupo Passa Dois, porém, sem nunca ter sido estudada em detalhe. Estas interpretações mais antigas foram baseadas mormente nos aspectos texturais do intervalo, principalmente a presença de brechas.

Neste trabalho é apresentado o detalhamento do intervalo denominado de Camada Porangaba, que serve como fundamento para uma nova interpretação da sua gênese, concluindo que este intervalo é constituído por depósitos subaquosos, associados a estruturas que revelam exposição subaérea penecontemporânea, por vezes com alternância cíclica.

A CAMADA PORANGABA A Camada Porangaba, definida por Matos (1995), é constituída por estratos tabulares decimétricos de brechas compostas por intraclastos imersos em matriz pelítica, por vezes intercalados com camadas pelíticas ou calcilitíticas, gradando rumo ao topo para um arenito conglomerático e finalmente para um arenito pelítico maciço. A espessura da camada varia entre 0,5 e 4,5 m. Sua ocorrência é restrita ao Estado de São Paulo, na porção nordeste da Bacia

* Programa de Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brasil, e-mail: fabrisms@usp.br

** Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências da USP, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brasil, e-mail: acoimbra@usp.br

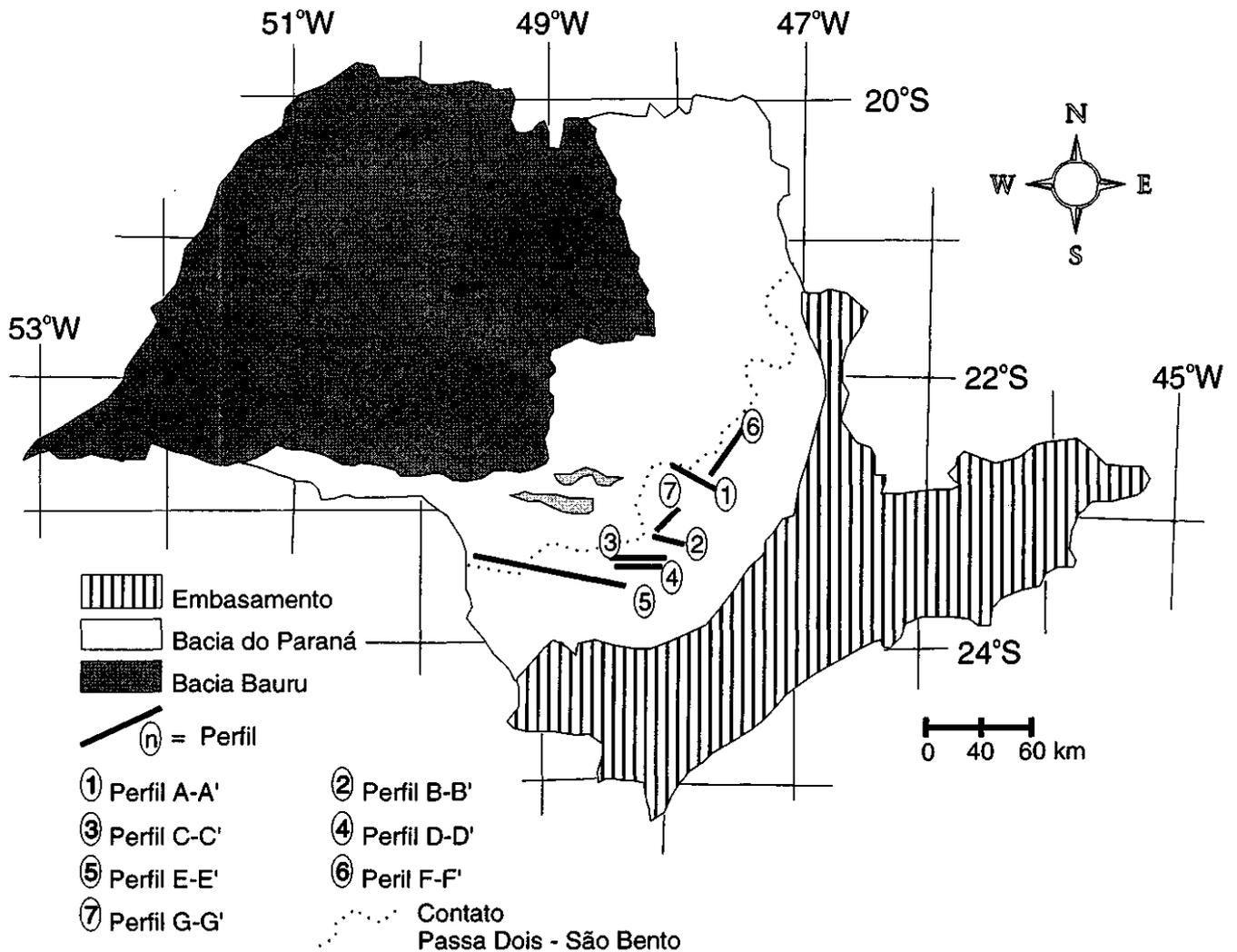


Figura 1 - Faixa leste de afloramentos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo com o posicionamento dos perfis (baseado em Bistrichi et al 1981).

Figure 1 - Eastern outcrop belt of the Paraná Basin in the São Paulo State with indication of the location of sections A-A', B-B', C-C, D-D', E-E', F-F' e G-G' (base map after Bistrichi et al. 1981).

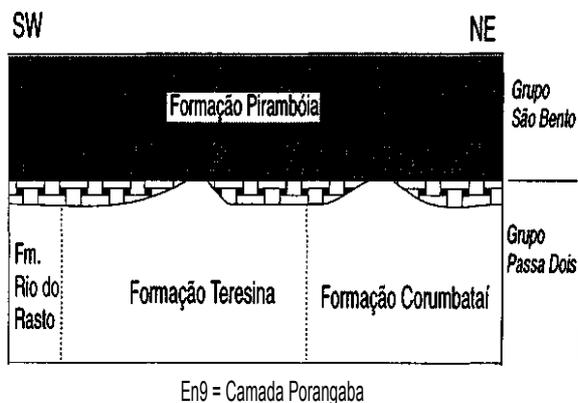


Figura 2 - Sucessão estratigráfica do contato entre os grupos Passa Dois e São Bento segundo Matos (1995).

Figure 2 - Stratigraphic succession in the Passa Dois and São Bento groups contact, after Matos (1995)

do Paraná. Ocorre em afloramentos e em subsuperfície na atual borda leste da bacia e está sobreposta às formações Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto. Este conjunto constitui o topo do Grupo Passa Dois. O seu contato superior é planar e abrupto com a base da Formação Pirambóia do Grupo São Bento (Fig. 2). A camada não é contínua, podendo ausentar-se em algumas porções, quando há então contato direto das formações Corumbataí e Teresina com a Formação Pirambóia para o interior da bacia. Na porção oeste do Estado de São Paulo, no interior da bacia, nenhuma das sondagens profundas executadas pela PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro S.A.) detectou ou registrou com certeza a ocorrência desta camada. As seções apresentadas na figura 3 representam as ocorrências conhecidas desta unidade.

LITOFÁCIES DA CAMADA PORANGABA O estudo de fácies e agrupamentos de fácies da Camada Porangaba permitiu a correlação entre as várias áreas de sua ocorrência e a interpretação genética do intervalo como um todo, e não apenas de seu depósito mais característico. Foram reconhecidas seis litofácies, definidas segundo seus aspectos litológicos e suas estruturas sedimentares (Tabela 1).

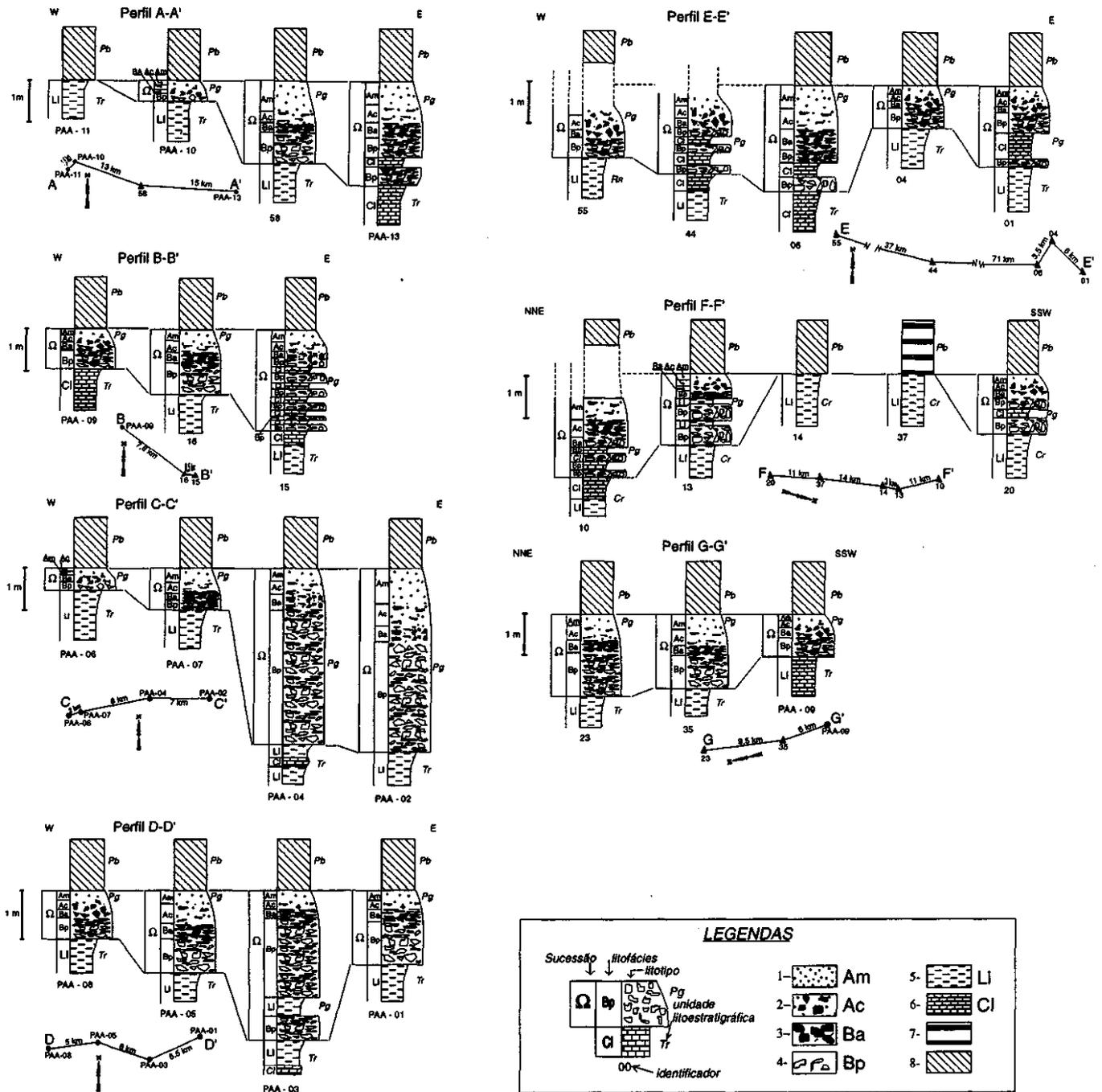


Figura 3 - Seções cruzadas E-W e NNE-SSW. As localizações das seções que compõem os perfis estão indicadas na Tabela 2. Litotipos: 1 - arenito pelítico maciço (litofácies Am); 2 - arenito conglomerático (litofácies Ac); 3 - brecha com matriz arenosa, suportada pela matriz a suportada por fragmentos (litofácies Ba); 4 - brecha com matriz lamítica suportada por fragmentos (brecha mosaico - litofácies Bp); 5 - pelito argiloso maciço e folhelho (litofácies LI); 6 - Calcilituto (litofácies Cl); 7 - arenito com estratificação planoparalela; 8 - arenito com estratificação cruzada. Unidades litostratigráficas: Pb - Formação Pirambóia (litotipos 7 e 8); Pg - Camada Porangaba (litotipos 1 a 6); Cr - Formação Corumbataí (litotipos 5 e 6); Tr - Formação Teresina (litotipos 5 e 6); RR - Formação Rio do Rasto (litotipos 5 e 6). Identificadores: 00 - afloramentos; PAA-00 - furos. Figure 3 - Cross sections in E-W and NNE-SSW directions. The locations of the sections are in the Table 2. Lithologies: 1 - massive muddy sandstone (lithofacies Am); 2 - pebbly sandstone (lithofacies Ac); 3 - sandy matrix breccia, matrix supported to fragment supported (lithofacies Ba); 4 - fragment supported breccia (mosaic breccia), muddy matrix (lithofacies Bp); 5 - massive silty claystone and shale (lithofacies LI); 6 - calcilitute (lithofacies Cl); 7 - flat-bedded sandstone; 8 - cross-bedded sandstone. Lithostratigraphic units: Pb - Pirambóia formation (lithologies 7 and 8); Pg - Porangaba bed (lithologies 1 to 6); Cr - Corumbataí formation (lithologies 5 and 6); Tr - Teresina formation (lithologies 5 and 6); RR - Rio do Rasto formation (lithologies 5 and 6). Indicators: 00 - outcrops; PAA-00 - wells.

Tabela 1: Descrição e ocorrência das litofácies da Camada Porangaba

Table 1: Description and distribution of the Porangaba Bed lithofacies

LITOFÁCIES	OCORRÊNCIAS	PRODUTOS
Am	Camada Porangaba	Arenito pelítico com poucos intraclastos (menos que 10%), com ausência de estruturas.
Ac	Camada Porangaba	Arenito fino pelítico com intraclastos (entre 10% e 25%).
Ba	Camada Porangaba	Brecha com matriz pelítica arenosa
Bp	Camada Porangaba	Brecha com matriz pelítica e poros preenchidos por calcita
Cl	Topos das formações Teresina, Rio do Rasto e Corumbataí, e Camada Porangaba	Calcilutito (micrito e micrito com fósseis)
Li	Topos das formações Teresina, Rio do Rasto e Corumbataí, e Camada Porangaba	Pelito e pelito arenoso com laminação incipiente a maciço

Litofácies lamíticas (pelitos e folhelhos) - LI

Esta litofácies é representada por camadas tabulares de sedimentos pelíticos com laminação incipiente ou mesmo maciços, podendo ocorrer ainda porção cimentada por carbonato de cálcio. Gretas de contração são estruturas frequentes.

Estes sedimentos apresentam cores entre cinza arroxeado, cinza esverdeado e rosa, e constituem camadas com espessura inferior a 0,5 m. Fósseis dispersos podem ser observados, destacando-se como mais frequentes os conchostráceos.

Litofácies calcilutíticas (micritos e micritos com fósseis) - CI Esta litofácies é mais frequente nas porções centrais (regiões da Rodovia Castelo Branco, e entre Piracicaba e Anhembi) e sudoeste (regiões de Taguaí e Fartura) do Estado de São Paulo. É constituída de camadas tabulares centimétricas a decimétricas de sedimentos carbonáticos finos (*mudstone*). São micritos e micritos com fósseis com laminação planoparalela que, por vezes, pode tornar-se incipiente ou mesmo ausente.

Algumas das ocorrências de camadas laminadas estão relacionadas à atividade microbiana. Podem apresentar gretamentos e fósseis dispersos, como carapaças de ostracodes.

Litofácies brecha com matriz pelítica - Bp Caracteriza-se por brechas compostas de intraclastos de carbonatos (cinza amarelados) ou de pelitos (amarelados). Os fragmentos, decimétricos a milimétricos, estão imersos em matriz pelítica (predominantemente argilosa), com eventuais poros preenchidos por cimento carbonático (Fig. 4).

O arranjo predominante é o de mosaico, existindo localmente discreta tendência à orientação do tipo paralela, horizontal ou pouco inclinada. Na escala de afloramento, as camadas de brechas são tabulares.

Ao longo da faixa estudada ocorrem variações quanto à frequência desta litofácies. Ela é mais frequente, ou seja, intercala-se mais com outras fácies, em afloramentos situados relativamente ao leste e ao sul. Sua espessura varia de decimétrica até 4,5 m, com tendência a diminuir no sentido do centro da bacia. Esta litofácies é vermelha quando fresca, mas é roxa ou amarela em porções alteradas.

Litofácies brecha com matriz arenosa - Ba É formada por brecha com intraclastos (mais de 25%) tabulares angulosos ou irregulares, compostos de carbonato (muitas vezes alterados), pelitos e silex friável, em matriz pelítica arenosa fina, avermelhada. Os intraclastos, mormente em arranjo caótico, podem estar agrupados em horizontes na forma paralela horizontal ou com inclinação suave. A camada

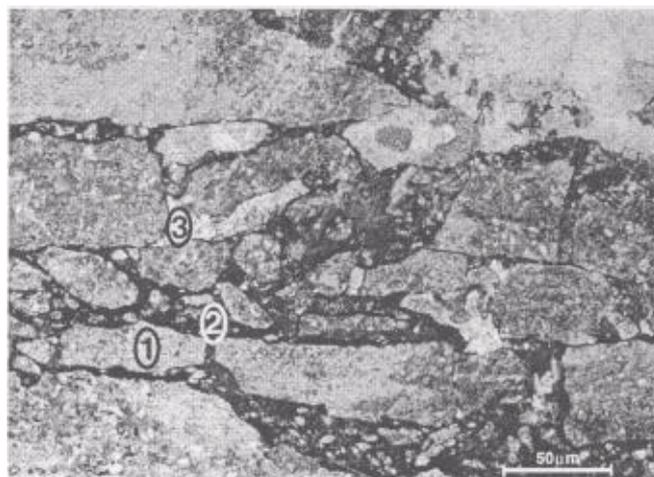


Figura 4 - Detalhe da litofácies Bp. Camada Porangaba, km 166,5 da rodovia Castelo Branco, sentido capital - interior, 1- fragmento de brecha; 2- matriz pelítica; 3- cimento carbonático.

Figure 4 - Detail of lithofacies Bp. Porangaba bed, km 166.5, Castelo Branco road, capital-countryside direction. 1- breccia fragment; 2- pelitic matrix; 3- carbonate cement.



Figura 5 - Detalhe dos contatos entre as litofácies Bp e Cl. Camada Porangaba, km 166,5 da rodovia Castelo Branco, sentido capital-interior. 1- contato do topo da litofácies Cl com a base da litofácies Bp; 2- contato do topo da litofácies Bp com a base da litofácies Cl.

Figure 5 - Detail of the contact zone between lithofacies Bp and Cl. Porangaba bed, Castelo Branco road, km 166.5, capital-countryside direction. 1- contact between the top of lithofacies Cl and the base of the lithofacies Bp; 2- contact between the top of lithofacies Bp and the base of the lithofacies Cl.

de brecha é tabular e apresenta sempre gradação normal, com matriz mais arenosa rumo ao topo. Sua espessura não ultrapassa 20 cm.

Litofácies arenito conglomerático - Ac É constituída por arenito fino pelítico com intraclastos (entre 10% e 25%). Os intraclastos podem ser carbonáticos (alterados) ou pelíticos. Os intraclastos são irregulares ou tabulares, com dimensões entre alguns milímetros até 2cm e podem ser vermelhos ou verdes.

Litofácies arenito maciço - Am É composta por arenito que grada, da base para o topo, de pelítico com poucos seixos e grânulos para arenito fino pelítico sem seixos e grânulos. Esta última porção é maciça e ocorre até o topo da Camada Porangaba, contato com a base da Formação Pirambóia.

SUCESSÃO DE LITOFÁCIES Segundo Walker & James (1992), "uma sucessão vertical de fácies é caracterizada por uma progressiva mudança em um ou mais parâmetros", significando que as fácies que constituem a sucessão mudam suas propriedades gradualmente em um sentido.

No intervalo correspondente à Camada Porangaba, as fácies anteriormente descritas variam verticalmente em uma sucessão texturalmente mais fina e mais arenosa para o topo. Na grande maioria dos pontos estudados, esta sucessão, que será referida como Sucessão Ω , tem seu início com a litofácies Bp, de brechas, sobreposta às camadas de calcilito ou de pelito das litofácies Cl e L1, respectivamente, que ocorrem no topo das unidades Rio do Rasto, Teresina e Corumbataí (Fig. 3). Em alguns pontos há intercalação de camadas de brechas da litofácies Bp com camadas de micritos ou micritos com fósseis da litofácies Cl, ou ainda com camadas de pelitos da litofácies L1. O contato entre estas três litofácies é abrupto na passagem de Bp para Cl ou L1 (Fig. 5), e pode ser transicional na passagem de Cl ou de L1 para Bp (Fig. 5). Foi classificada como transicional a passagem de estratos das litofácies L1 ou Cl que tornam-se brechas rumo ao topo, com fragmentos progressivamente mais afastados um dos outros, havendo fragmentos "destacando-se" do limite superior da camada (Fig. 6).

Rumo ao topo, a última camada de brecha com matriz pelítica, litofácies Bp, é sucedida por brecha com matriz areno-pelítica da litofácies Ba, a qual torna-se mais arenosa no sentido ascendente. As brechas da litofácies Ba gradam rumo ao topo para arenitos conglomeráticos da litofácies Ac e estes para arenito com matriz pelítica da litofácies Am. A sucessão Bp \rightarrow Ba \rightarrow Ac \rightarrow Am constitui uma gradação contínua entre estas litofácies, sendo a divisão baseada em critérios texturais.

A Sucessão Ω apresenta-se completa em todas as exposições conhecidas sem truncamentos por erosão. No entanto, a Sucessão Ω pode ausentar-se em alguns pontos, ocorrendo nestes o contato direto entre as formações Corumbataí e Pirambóia e entre as formações Teresina e Pirambóia (Fig. 3). Os perfis E-W (Fig. 3) mostram tendência da Camada Porangaba e da Sucessão Ω se afinarem rumo oeste.

SÍTIOS DEPOSICIONAIS E PROCESSOS DE FORMAÇÃO As fácies que constituem a sucessão tiveram sua origem ligada à atuação de processos comuns às condições de calma e/ou sob a ação de fracas correntes do ambiente aquoso, predominando a deposição de sedimentos siliciclásticos finos por decantação, pontuada por processos de alta capacidade de transporte, como correntes, e por processos de exposição em sítios localizados nas margens do mar epicontinental então existente. As litofácies constituídas por sedimentos finos, como as camadas interbrechas das litofácies Cl e L1, foram geradas pela decantação de material em suspensão em condições de baixa energia, em sítios de supra e intermaré. As litofácies compostas por intraclastos, Bp e Ba, estão ligadas a processos de variação de volume provocados principalmente por constante exposição de sedimentos finos pelíticos ou calcilitíficos (fácies Cl e L1). Estes processos são evidenciados por várias características dos depósitos de brechas, como o frequente arranjo do tipo mosaico no plano horizontal das camadas de brecha. Na direção vertical, não existe sentido preferencial de variação textural nas camadas



Figura 6 - Detalhe de fragmento destacando-se do topo de camada, fácies Cl. Camada Porangaba, km 166,5 da rodovia Castelo Branco, sentido capital-interior.

Figure 6 - Detail of a detaching fragment from the top of lithofacies Cl bed. Porangaba Bed, Castelo Branco road, km 166.5, capital-countryside direction

de brechas, sendo possível encontrar, em um único estrato, porções brechadas lado a lado com porções apenas fraturadas ou não da camada original, assim como gradação normal ou inversa ocorrendo lado a lado. Há também, dentro dos estratos com arranjo interno caótico, pequenas porções intercaladas levemente orientadas.

Por tudo isto, a variação de volume foi considerada como o processo predominante na geração das brechas. Tal processo pode ter como causas a dessecação que provoca contração e fendas (*e.g.* gretamentos), ou a hidratação que provoca expansão, ruptura e acavalamento (*e.g.* hidratação de sais com formação de *tepee* e pseudoanticlínio), a dissolução química ou corrosão que pode resultar em colapsos, a dissolução por pressão que gera estilólitos e crescimento de cristais que assim como a hidratação, provoca ruptura de camadas.

A brechação por variação de volume, provocada por dessecação, é considerada como o principal agente de transformação dos pelitos e calcilitos. Este processo, penecontemporâneo à deposição, está ligado à dessecação de pelitos e calcilitos (*e.g.* gretamentos com fendas verticais), e atuou quando o sedimento esteve exposto ou com recobrimento pouco espesso, resultando na formação de brechas de desagregação, segundo a classificação de Lasnicka (1988).

Os processos químicos e físico-químicos podem atuar em qualquer momento da formação da rocha. No presente caso, considerou-se a atuação de tais processos posterior à deposição, resultando no preenchimento de poros por cristais de calcita, de até alguns milímetros, originados da dissolução e precipitação e/ou recristalização direta do carbonato de cálcio presente nos fragmentos de brecha, ocupando espaços gerados pela própria dissolução ou ainda fraturas ou vazios deixados durante a formação da brecha.

Processos hidrodinâmicos ligados a correntes aquosas de alta energia, geradas por tempestades atuaram localmente no rearranjo de clastos e sua orientação.

A sequência proposta para os eventos geradores das brechas é a intercalação de processos de exposição de camadas recém depositadas, o que teria permitido a sua dessecação e provocado variações volumétricas que resultaram no gretamento dos sedimentos. Posteriormente a superfície exposta seria recoberta por novo pulso de sedimentação, intercalando-se ainda eventos pontuais de transporte e rearranjo dos clastos. A atuação de processos químicos diagenéticos teria então provocado o incremento do brechamento, com a formação de

calcita em fraturas sobrepondo-se às características adquiridas na exposição.

Processos trativos com grande capacidade de transporte teriam aluado na deposição da porção final do intervalo, misturando intraclastos com material areno-argiloso. A litofácies Am, que sucede as brechas da litofácies Ba, apresenta intraclastos que diminuem de tamanho e frequência rumo ao topo e que teriam sido retrabalhados de camadas pelíticas ou calcilitíficas gretadas ainda expostas; o material arenoso foi provavelmente trazido por ventos de áreas continentais emersas. A composição areno-argilosa da porção final do intervalo deve-se também a disponibilidade de material pelítico proveniente do retrabalhamento das camadas expostas e gretadas, porém com menor resistência mecânica.

Processos pedogenéticos foram descartados da origem das litofácies de brechas Bp e Ba e da fácies arenosa Am, uma vez que nenhum tipo de evidência de desenvolvimento de solos foi identificado.

Vários trabalhos anteriores consideram a gênese do intervalo correspondente à Camada Porangaba como exclusivamente ligada a correntes aquosas que teriam transportado e depositado os clastos retirados do topo do Grupo Passa Dois (e.g. Barbosa & Gomes 1958, Landim 1970, Fúlvaro 1970). Alguns outros sugeriram processos de escorregamento ou derrocada (e.g. Washburne 1930, Almeida & Barbosa 1953, Soares 1973), ou ainda algo semelhante a um colúvio formado sem a ação de correntes aquosas (Almeida 1954, 1964).

O principal problema destas propostas é a necessidade de desníveis acentuados, com gradientes suficientes altos para a atuação de fluxos gravitacionais de massa ou reativação de fluxos confinados, como drenagens, capazes de transportar clastos do tamanho de seixo ou calhau. Este tipo de desnível não é comum em bacias de fundo plano como a Bacia do Paraná. Por outro lado, eventos de soerguimento, se existentes, não criariam depósitos tão delgados e extensos como o pacote da Camada Porangaba.

Processos dinâmicos de longa duração (Lasnicka 1988), como pressurização e despressurização de fluidos, diapiatismo e deformação de camadas por movimentos tectônicos, que também não implicam no transporte de clastos, puderam ser descartados pois tenderiam a desfazer a integridade (limites e continuidade) das camadas, o que não foi observado.

A sucessão de fácies característica do intervalo correspondente à Camada Porangaba é limitada no topo por uma superfície plana e regular. Na base, o limite foi estabelecido na primeira camada de brecha próximo ao contato, no sentido Passa Dois → Pirambóia.

AMBIENTES DEPOSICIONAIS Há um consenso entre a maioria dos autores (e.g. Petri & Coimbra 1982, Zalán *et al.* 1990, Lavina 1991) que teria existido, durante a maior parte do Permiano, um mar intracontinental extenso, raso, com gradientes baixos e parte do tempo isolado do oceano.

Em algumas porções das margens deste mar desenvolveram-se planícies de maré, local da deposição de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, predominantemente pelíticos no tempo Porangaba, com estruturas que evidenciam a exposição frequente (Suguio *et al.* 1974, Petri & Coimbra 1982, Melo e Sousa 1985),

Nas unidades imediatamente inferiores à Camada Porangaba (formações Corumbataí, Teresina ou Rio do Rasto), tem-se constatado a existência de vários subambientes de planícies de maré, sendo um dos exemplos mais significativos o que ocorre na região de Taguaí (Suguio *et al.* 1974 e Petri & Coimbra 1982, Coimbra *et al.* 1994), onde foram reconhecidas zonas de inframaré (calcários oolíticos), intermaré (acamamento heterolítico) e supramaré (gretas de contração, *tepees* embrionários); áreas submersas protegidas da ação de

correntes (esteiras microbianas) e tempestitos (calcário oolítico com estratificação do tipo *hummocky*).

Lavina (1991) e Rohn (1995) questionaram os processos regidos por marés como os responsáveis pela geração dos depósitos Teresina, Corumbataí e Serrinha, atribuindo o controle da deposição à ação de ondas de ventos e tempestades. O maior obstáculo para a atuação de correntes de maré seria, segundo aqueles autores, a pequena profundidade, sendo ainda os baixos gradientes atribuídos ao mar epicontinental um obstáculo para o desenvolvimento de correntes de maré significativas, devido principalmente ao atrito com o fundo. Outro fator importante seria o possível isolamento deste mar do oceano.

Entretanto, a mesma dificuldade de propagação enfrentada pela maré, que pode ser considerada uma onda de comprimento da ordem de centenas a milhares de quilômetros e com altíssima energia (Brown *et al.* 1989), também é enfrentada por ondas de grande amplitude e comprimento, como as geradas em tempestades ou maremotos. Mesmo ondas geradas por ventanias (14m/s a 28m/s) ou brisas (13,8m/s a 1,6m/s) -escala Beaufort, com amplitudes entre 12 m e 0,3m, podem também ter sua propagação afetada pelo atrito com o fundo, amplificado pelos baixos gradientes típicos de mares intracontinentais.

Para Fraser (1989), em mares rasos isolados, as marés também dependem da extensão da bacia, ou seja, quanto maior a área inundada mais significativa seria a maré. O mar intracontinental que condicionou a deposição da Sucessão Ω aqui tratado apresenta esta condição pois, medindo-se a distância entre as bordas atuais do Grupo Passa Dois, 1500 km seria a extensão mínima do eixo maior e 600 km a do eixo menor (considerando-se ainda que o mar recobria boa parte desta área ao mesmo tempo). Além disso, a amplitude da maré é diretamente proporcional à profundidade máxima do corpo aquoso (Fraser 1989). Este parâmetro é raramente discutido pelos que defendem a ausência de correntes de maré significativas em mares internos.

As litofácies descritas na base da Camada Porangaba, Ll, Cl, Bp, Ba, Ac e Am foram depositadas em um contexto de planícies de maré desenvolvidas nas costas do mar epicontinental então existente.

As litofácies Ll e Cl, respectivamente constituídas por sedimentos pelíticos e micríticos, são morfologicamente de zonas de intermaré, sítio de deposição típico destes sedimentos, onde podem predominar condições de baixa capacidade de transporte e de processos de decantação de finos (Sellwood 1986, Fraser 1989).

As zonas de intermaré inferior e de inframaré são as mais sujeitas às ações de correntes devido a maior profundidade e ao maior tempo de submersão. Nestas zonas podem ser depositadas areias ou oólitos, podendo a ação de correntes oscilatórias gerar ondulações na superfície dos sedimentos ou mesmo coordenar a deposição em *sets* relacionados à sua migração. Variações na direção podem também ocasionar truncamentos por reativação de superfícies. Estes tipos de sedimentos e estruturas, comuns nas unidades Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto, não foram encontradas nos depósitos da Camada Porangaba.

A intercalação das brechas (litofácies Bp) com sedimentos como micritos (litofácies Cl) e ainda pelitos (litofácies Ll) no intervalo inferior da Sucessão Ω , foi considerada uma evidência marcante da continuidade dos processos comuns às porções de intermaré sucedidos por condições de supramaré, nas quais as brechas foram geradas, significando também a continuidade da influência do mar intracontinental na deposição. A figura 7 apresenta esquemas de distribuição dos sítios deposicionais (Fig. 7A) e dos produtos deposicionais relacionados (Fig. 7B).

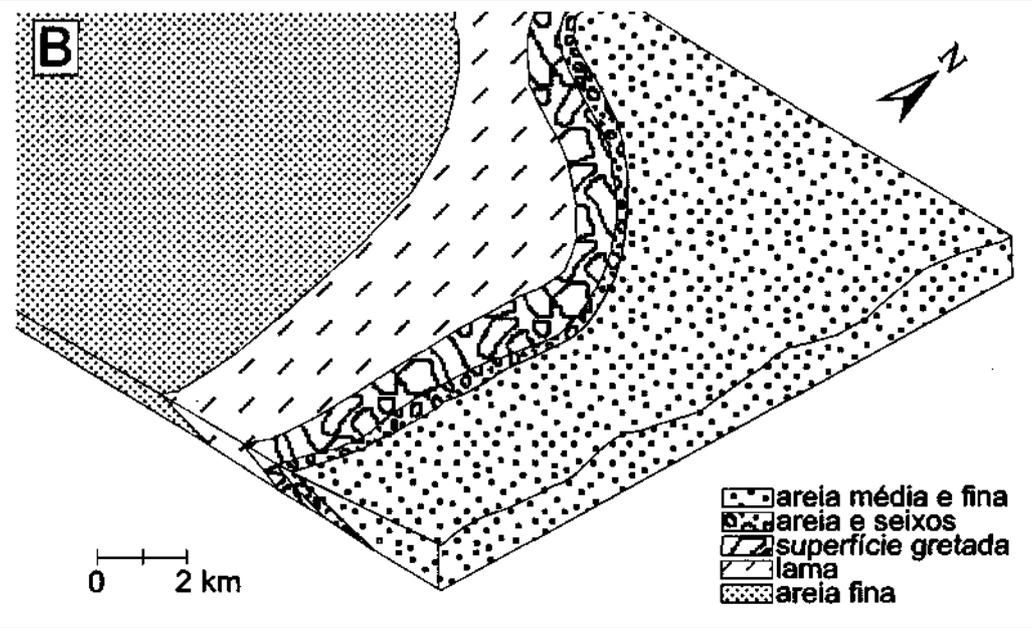
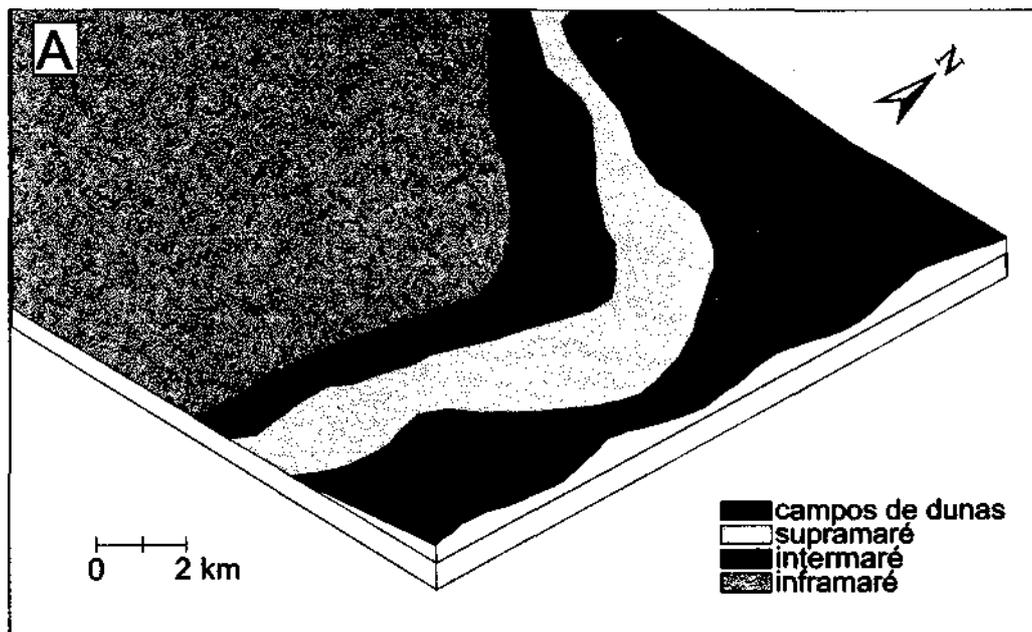


Figura 7 -A) Possível distribuição dos sítios da paleocosta leste permo-triássica da Bacia do Paraná de acordo com a paleogeografia proposta. B) Distribuição dos produtos sedimentares presentes nos sítios da paleocosta leste permo-triássica da Bacia do Paraná.

Figure 7-A) Possible distribution of depositional sites of the permian-triassic in the eastern palaeoshore of the Paraná basin, according to the paleogeographic interpretation. B) Distribution of the the sedimentary products in the permian-triassic eastern palaeoshore area of the Paraná basin.

Outro aspecto marcante e característico da influência marinha e da continuidade da sedimentação dentro do intervalo da Sucessão Ω é a repetição cíclica dos processos acima descritos, ou seja, do binômio deposição-exposição. Nos afloramentos 44, 01, 06, 10 e 13 (Fig. 3) são bem claras estas exposições, atingindo um máximo de cinco pares brecha-interbrecha no ponto 15 (Fig. 3).

O alto grau de fragmentação, o grande espectro de tamanhos de intraclastos (de alguns milímetros até 20 cm) e a espessura de mais de dois metros em alguns casos, apontam

para uma provável geração policíclica, ou seja, mais de uma geração de gretamentos e mais de uma geração de deposição embutidos em cada camada de brecha.

Estas intercalações de camadas brechadas e não brechadas podem ter origem em pequenas variações do nível do mar provocadas por mudanças principalmente climáticas.

A parte superior da Sucessão Ω , representada por uma gradação entre brecha e arenito (litofácies Ba→Am), está inserida num contexto diferente daquele da parte inferior. Estes sedimentos foram considerados como depositados em



Figura 8 - Contatos entre a Formação Teresina (Tr), Camada Porangaba (Pg) e Formação Pirambóia (Pb), rodovia Castelo Branco km 167, sentido capital-interior.

Figura 8 - Contact zones between Teresina Formation (Tr), Porangaba bed (Pg) and Pirambóia Formation (Pb), Caslelo Branco road, km 167, capital-countryside direction.

níveis energéticos mais fortes do que a parte inferior, com notório o aumento de siliciclásticos para o topo, principalmente na fração areia.

Nas porções mais altas da zona de supramaré foram depositados materiais trazidos por ondas de tempestade que tinham disponíveis, além de areia, fragmentos oriundos de planícies expostas e gretadas.

Woods & Brown (1975) reconheceram, em zonas de supramaré do Nilemah Embayment (Shark Bay, Austrália), sedimentos intraclásticos gradando de brechas (clastos de 10 cm a 30 cm) para areias progressivamente mais finas no sentido mar→continente. Tais depósitos seriam originados por retrabalhamento de material por ondas de tempestade. A parte superior da Sucessão Ω registra este tipo de distribuição, onde verticalmente sucedem-se sedimentos cada vez mais arenosos que podem ser atribuídos a porções progressivamente mais altas da zona de supramaré.

O aumento de siliciclásticos na fração areia rumo ao topo foi causado pela possível proximidade das zonas de supramaré com áreas emersas adjacentes que bordejavam o mar epicontinental, onde já aluavam processos eólicos, com formação de campos de dunas ocupando as áreas abandonadas pelo mar durante seu recuo e extinção.

Por tudo isto, a Sucessão Ω é aqui considerada como o registro final do mar epicontinental na área estudada, em

Tabela 2 Localização dos afloramentos e das sondagens.

Table 2 Locations of outcrops and wells.

Identificador	Localização
01	Rodovia Raposo Tavares, SP 270, km 199,5
04	Município de Angatuba, Próximo da entrada da Fazenda Santo Antônio
06	Acesso Ivens Vieira, SP 268, 5 km da Cidade de Angatuba
10	Acesso à Cidade de Corumbataí, 7,5 km do entroncamento com a Rodovia Washington Luís
13	Rodovia Washington Luís, SP 310, km 183,5
14	Estrada de Ferro Rio Claro-Itirapina, 200 m do viaduto da SP 191, Rio Claro-Charqueada
15	Rodovia Castelo Branco, SP 280, km 166,5
16	Rodovia Castelo Branco, SP 280, km 167
20	Rodovia Piracicaba-São Pedro, SP 304, km 183
23	Rodovia Mal. Rondon, SP 300, a 6 km do acesso principal da Cidade de Conchas, sentido interior
35	Estrada Bofete-Porangaba, km 174
37	Estrada Charqueada-São Pedro, a 500 m da entrada de Charqueada
44	Estrada Itai-Taquarituba, a 5 km da entrada de Taquarituba
55	Entrada do Município de Tujupá
58	Estrada Anhembi-Piracicaba, a 8 km da Cidade de Anhembi
PAA-01	Município de Guareí
PAA-02	Município de Guareí
PAA-03	Município de Guareí
PAA-04	Município de Guareí
PAA-05	Município de Guareí
PAA-06	Município de Guareí
PAA-07	Município de Guareí
PAA-08	Município de Guareí
PAA-09	Município de Bofete
PAA-10	Município de Porto Martins
PAA-11	Município de Porto Martins
PAA-13	Município de Anhembi

oposição à interpretação de vários autores que a entenderam como o depósito inicial do ciclo sedimentar seguinte, relativo a deposição continental (e.g. Washburne 1930, Soares 1973).

O CONTATO PASSA DOIS-PIRAMBÓIA MARCANDO UM LIMITE DE SEQUÊNCIAS O contato entre as unidades Passa Dois e São Bento tem sido sistematicamente adotado como limite de sequências estratigráficas (Gomes 1968, Almeida 1969, Soares *et al* 1974). Nos trabalhos mais antigos, o intervalo de rochas correspondente à Camada Porangaba era tido como importante registro sedimentar da erosão das unidades do topo do Grupo Passa Dois, ou ainda, uma evidência de exposição prolongada deste mesmo topo, formando um paleossolo. Estas interpretações contribuíram para a conclusão sobre a existência de uma discontinuidade.

Para Lavina (1991), tal discontinuidade teria sido gerada durante um período de queda relativa do nível do mar, ou como se expressa aquele autor, queda relativa do "onlap costeiro", que resultaria no desenvolvimento de truncamento erosional.

A luz das interpretações aqui apresentadas para a gênese dos depósitos da Camada Porangaba, o contato entre a Formação Pirambóia e o topo do Grupo Passa Dois, este representado pelas unidades Porangaba, Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto é uma discontinuidade que ocorre sob a forma de superfície abrupta e plana, sem evidência de erosão ou exposição prolongada (Fig. 8), com já evidenciado por Fúlforo (1972). Petri & Fúlforo (1983) e Lavina (1997) apontaram a existência de correlação cronológica parcial entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia. Isto pode ser tomado como mais um indício do pequeno intervalo de tempo que separa o final da deposição marinha e o início da deposição continental eólica no Estado de São Paulo.

Este recuo do mar epicontinental parece não ter implicado no rejuvenescimento de drenagens, com entalhamento do antigo fundo marinho. Não implicou também na queda do nível de base deposicional, o qual indica o nível máximo até onde um depósito sedimentar pode ser construído (Twenhofel 1939). Este parece ter-se mantido constante, ou "alto", explicando a continuidade da sedimentação sem a erosão da antiga superfície. Isto é comprovado pela construção da sequência continental sobre superfície marinha e pela existência de interdigitações entre sedimentos das formações Rio do Rasto e Pirambóia em porção central da bacia (Riccomini *et al.* 1984, Lavina 1997).

O recuo do mar epicontinental deu-se sob condições de forte evaporação. O clima árido do final da deposição Passa Dois e inicial do Pirambóia foram demonstradas por Ramos & Formoso (1975) com estudos dos argilo-minerais e teores de boro. Matos (1995) interpretou depósitos nodulares de sílica no topo da Formação Teresina, como indicadores de paleodepósitos evaporíticos substituídos.

Os ventos que regeram a sedimentação eólica Pirambóia sopraram em um momento inicial nos sentidos SW→NE e SE→NW na porção sul e sudoeste do Estado de São Paulo e N→S e NW→SE nas porções nordeste e central do mesmo estado, o que sugere uma zona de convergência (Matos 1995).

Caetano-Chang (1997) interpretou o contato abrupto e plano entre a Camada Porangaba e a Formação Pirambóia como contato erosivo (pg. 153). Entretanto, em registros eólicos como o Pirambóia, são comuns superfícies abruptas entre pacotes, sem que haja necessariamente deflação expressiva da superfície mais antiga, principalmente daquelas ligadas aos corpos aquosos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A Camada Porangaba constitui o elemento mais característico presente no contato Passa Dois-Pirambóia da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo, tanto em afloramentos na borda leste como em sub-superfície, demonstrando certa continuidade da camada, rumo ao centro da bacia. Do reconhecimento da atuação de processos comuns às planícies de maré na deposição da camada foi possível concluir que ela deu-se, da base para o topo, em zonas progressivamente mais afastadas da linha de costa, rumo às terras então emersas. Estas interpretações, somadas às características litológicas da unidade e às suas relações de contato, permitiram concluir o maior parentesco genético da Camada Porangaba com o conjunto de rochas do Grupo Passa Dois.

A questão da idade não foi detalhada devido à impossibilidade de serem obtidas idades a partir dos fósseis presente na camada. Entretanto, a Camada Porangaba pôde ser considerada de idade próxima ou igual à do topo do Grupo Passa Dois, justificada pelos aspectos genéticos expostos.

As novas interpretações sobre a gênese da Camada Porangaba apontam para a deposição ainda influenciada pelo antigo mar epicontinental em extinção, permitindo refutar o antigo conceito de que as camadas de brecha seriam os depósitos iniciais da deposição continental Pirambóia. Esta camada mantém contato abrupto com a base da Formação Pirambóia, marcando a passagem da deposição marinha, regida por marés, para a continental, regida por ventos. Tal mudança deu-se quando o mar epicontinental recuou, permitindo o avanço da deposição eólica.

Agradecimentos Os autores agradecem Luiz Alberto Fernandes, Mário Sérgio de Melo, Jorge Hachiro, Cláudio Riccomini e Sandra Akemi Iwata pelas sugestões e críticas ao texto; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP pelo suporte financeiro necessário para o desenvolvimento dos trabalhos de campo e de laboratório (processo nº 89/3247-6) e à PETROBRAS pela cessão de material bibliográfico referente aos testemunhos de sondagem.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. de 1954. *Botucatu, um deserto triássico na América do Sul. Rio de Janeiro*. Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional da Produção Mineral, 21p. (Notas Preliminares e Estudos 86).
- Almeida, F.F.M. de 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41: 169-263.
- Almeida, F.F.M. de 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. *Anais*. Salvador, SBG. p.29-46.
- Almeida, F.F.M. de & Barbosa, O. 1953. *Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro*. Rio de Janeiro. Departamento Nacional da Produção Mineral, v., p. 1-97 (Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia 143).
- Barbosa, O. & Gomes, F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Departamento Nacional da Produção Mineral, 40p. (Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia 171).
- Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Dantas, A.G.S.; Ponçano, W.L.; Campanha, G.A.C.; Nagata, N., Almeida, M.A. de; Stein, D.P.; Melo, M.S. de; Cremonini, O.A. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT. v. 2 (Monografia nº 6).
- Brown, J.; Colling, A.; Park, D.; Phillips, D.; Rothery, D.; Wright, J. 1989. *Waves, Rides and Shallow-water Processes*. Walton Hall, The Open University-Pergamon Press. 187p.
- Caetano-Chang, M.R. 1997. *A Formação Pirambóia no centro-leste do estado de São Paulo*. (Concurso para obtenção do título de Livre-Docente - DGS-IGCE/UNESP) 196p.

- Coimbra, A.M.; Hachiro, J.; Mazarelli, S. 1994. Petrologia dos calcários da Formação Teresina, Taguaí, São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66: 497-498.
- Fraser, G.S. 1989. *Clastic Depositional Sequences - Processes at evolution and principles of interpretation*. Engiewood Cliffs, Prentice Hall. 460 p.
- Fúlfaro, V.J. 1972. The Paraná Basin Upper permian and Lower mesozoic succession. Simpósio Internacional dos Sistemas Carbonífero e Permiano da América do Sul, Anais da academia Brasileira de Ciências, v. 44 (Suplemento), p. 147-148.
- Fúlfaro, V.J. 1970. *Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo*. Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional da Produção Mineral. 120p. (Boletim 253).
- Gama Jr., E.; Bandeira Jr., A.N.; França, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4): 578-589.
- Gomes, F.A. 1968. Fossas tectônicas do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40(Suplemento): 255-271.
- Gordon Jr, M. 1947. *Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional da Produção Mineral, 20p. (Notas Preliminares e Estudos 38).
- Landim, P.M.B. 1970. *O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbatá (SP)*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional da Produção Mineral, 103p. (Boletim 252).
- Lasnicka, P. 1988. *Breccias and coarse fragmentites*. New York, Eisevier. 832p.
- Lavina, E.L. 1991. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 450p. (Tese de Doutorado Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Lavina, E.L. 1997. Sequências deposicionais do intervalo Palermo-Botucatu na Borda Leste da Bacia do Paraná. Um estudo integrado com fácies sedimentares e paleo vertebrados. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3. Barra do Garças, 1997. *Abstracts*. Barra do Garças, UERJ/PMBG. p. 35-36.
- Matos, S.L.F. de 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo, 175p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências -USP)
- Melo e Souza, S.H. 1985. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbatato Estado de São Paulo*. São Paulo, 142p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de GeociênciasUSP).
- Ramos, A.N.; Fromoso, M.L.L. 1975. *Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná*, Rio de Janeiro, Petrobrás 47p. (Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo n.º 9).
- Petri, S. & Coimbra, A.M. 1982. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição a elucidación dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 5. Buenos Aires, 1982. *Actas*. Buenos Aires, v.2, p.353-371.
- Petri, S. & Fúlfaro, V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo. EDUSP. 633p.
- Riccomini, C.; Gimenez Filho, A.; Almeida, F.F.M. DE 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.1351-1361,
- Rohn, R. 1995. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. São Paulo, 175p. (Tese de Doutorado -Instituto de Geociências USP).
- Sanford, R.M.; Lange, F.W. 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44(8): 1316-1370.
- Sellwood, B.W. 1986. Shallow-marine carbonate environments. In: Reading, H.G. ed. *Sedimentary Environments and Facies*. 2ed. Oxford, Bpckweil. p.283-342.
- Soares, P.C. 1973. *O Mesozóico gondwânico no Estado de São Paulo*. Rio Claro. 260p. (Tese de Doutorado -Departamento de Geologia e Mineralogia da Faculdade de Ciências e Letras UNESP).
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG. v.4, p.61-83.
- Suguio, K; Salati, E.; Barcelos, J.H. 1974. Calcários oolíticos de Tagua(SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências*, 4: 142-166.
- Thomaz Filho, A. 1972. *Controle estratigráfico e a influência de movimentações estruturais na ocorrência de óleo asfáltico no Arenito Pirambóia - Área Guareí-Cariota Prenz, São Paulo*. Ponta Grossa, Petrobrás (Relatório DESUL n.º422).
- Twenhofel, W.H. 1939. *Principles of sedimentation*. McGraw Hill. New York. 61 Op.
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27., Aracaju, 1973. *Anais*. Aracaju, SBG. v.3, p.259-277.
- Walker, R.G. & James, N.P. 1992. (ed.) *Facies Models -Response to sea level change*. Toronto, Geológica! Association of Canada. 454 p.
- Washburne, C. 1930. *Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil*. São Paulo, da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, 282p. (Boletim 22).
- Woods P.J. & Brown, R.G. 1975. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Milemah embayment, Shark bay, western Austrália. In: Ginsburg, R.N. ed. *Tidal Deposits*. Berlim, Springer-Verlag. p. 223-232.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zannoto, O.A. 1990 Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G.P.R.; Milani, E.J. (coord.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 135-168.

Manuscrito A941

Recebido em 15 de outubro de 1997

Revisão dos autores em 20 de dezembro de 1997

Revisão aceita em 24 de dezembro de 1997