

Revista Brasileira de Paleontologia

Número 2 - Julho/Dezembro - 2001

ISSN 1519 - 7530

Conteúdo

Polycystine Radiolarians in Brazilian Sedimentary Basins:
A Synthesis on the Current Status

Interpretações Paleoecológicas e Bioestratigráficas do Testemunho MC 58
(Holoceno/Pleistoceno da Bacia de Santos) com base em Nanofósseis Calcários

A Formação Corumbataí (Permiano Superior-Triássico Inferior, Bacia do Paraná)
na Pedreira Pau Preto, Município de Taquai, São Paulo, Brasil:
Análise Paleoambiental e das Pegadas Fósseis

Use of Tooth Enamel Microstructure in the Study of Dinosaur Paleobiology:
Perspectives and Potentials

O Parque Paleontológico de São José de Itaboraí (Rio de Janeiro) e seu Entorno

Nomenclatura dos Tipos de Categoria da Espécie para Coleção de Fósseis

Utilização dos Radicais/Prefixos *Eo*, *Meso* e *Neo* na
Nomenclatura Estratigráfica Brasileira

Paleo 99 e Paleo 2000 (Resumos)



EDITORA INTERCIÊNCIA

A Formação Corumbataí (Permiano Superior-Triássico Inferior, Bacia do Paraná) na Pedreira Pau Preto, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil: Análise Paleoambiental e das Pegadas Fósseis

RENATO RODOLFO ANDREIS & ISMAR DE SOUZA CARVALHO

Universidade Federal do Rio de Janeiro – CCMN-IGEO – Departamento de Geologia
CEP 21910-900 Cidade Universitária – Ilha do Fundão – Rio de Janeiro – RJ – Brasil

E-mail: andreis@igeo.ufrj.br; ismar@igeo.ufrj.br

Resumo

Estudos estratigráficos e paleoambientais foram desenvolvidos na sucessão bem estratificada e cíclica da Formação Corumbataí (Neopermiano-Eotriássico) que aflora na pedreira Pau Preto, localizada nas proximidades da cidade de Taguaí (sudoeste do Estado de São Paulo). É composta por rochas calcárias (grainstones oolíticos, micritos, escassas coquinas e grainstones oncolíticos silicificados), pelíticas e heterolíticas, e menores proporções de arenitos e *chert*. A relação entre as litofácies, as estruturas primárias associadas, bem como a orientação dominante das paleocorrentes para NE ou SW, sugere que a sedimentação ocorreu em um paleoambiente lagunar associado com extensas planícies de maré, periodicamente invadido por barras ou bancos formados por oolitos. A deposição dos sedimentos ficou restrita entre as zonas de submaré e de intermaré superior, com amplitude máxima das marés na transição de mesomaré a macromaré, e uma profundidade máxima das águas entre 2 e 4 m. Evidências de ação de sedimentação induzida por tempestades foram encontradas (escassas estruturas *hummocky*). Na parte superior da sucessão, o aumento na participação de pelitos associados com algumas coquinas e arenitos indica a existência de um evento transgressivo rápido. Em geral, as condições climáticas foram temperadas e úmidas. Estão presentes icnofósseis de vertebrados os quais compreendem pegadas tridáctilas, mesaxônicas, e com dígitos pontiagudos ou arredondados. São descritas e interpretadas como os autopódios anterior e posterior de vários indivíduos de mesmo tipo de réptil de pequeno tamanho.

Palavras Chave: Formação Corumbataí, Permo-Triássico, Sedimentologia, Pegadas fósseis.

Abstract

The paper reports the stratigraphic and paleoenvironmental study carried out in the 21 m thick, well stratified and cyclic Corumbataí Formation succession, of Late Permian – Early Triassic age. The outcrops are located at the Pau Preto quarry, nearby the city of Taguaí (southwest of São Paulo State, Brazil) and are mainly composed of calcareous (oolithic grainstones, micrites, scarce coquinas and silicified oncolithic grainstones), pelitic and heterolithic rocks, with less sandstones and chert. The facies relationships, the associated primary structures, as well as the NE or SW oriented main paleocurrents, suggest that sedimentation occurred in a shallow lagoon-extended tidal flat depositional system, periodically invaded by crossbedded oolite bars and shoals. Deposition took place between subtidal and upper intertidal zones, with a meso- to macro tidal range, and maximum water depths of about 2-4 meters. Evidences of storm induced sedimentation were also found (scarce hummocky structures). In the uppermost part of the succession a sudden increase of pelitic facies together with some coquines and sandstones reveal a rapid transgressive event. Climatic conditions were mainly temperate-humid. The presence of 82 footprints is also described. These footprints are tridactyl and mesaxonic, with rounded or pointed digits. They correspond to the anterior and posterior autopodia of a small sized reptile.

Key-words: Corumbataí Formation, Permo-Triassic, Sedimentology, Fossil Footprints.

1. Introdução

Em 1995 foram realizadas pesquisas estratigráficas e sedimentológicas na pedreira Pau Preto, situada nas proximidades da cidade de Taguaí, no município do mesmo nome (figura 1). Os trabalhos visaram a caracterização litofaciológica, da ciclicidade e a dispersão das paleocorrentes nas sucessões atribuídas à Formação Corumbataí (parte superior do Grupo Passa Dois), de idade neopermiana (Tatariano superior) a triássica inferior (Scythiano?). Durante esses trabalhos, foram encontradas, pela primeira vez, numerosas pegadas com regular grau de preservação, que se distribuem nos remanescentes de uma camada delgada de calcários oolíticos, localizada no pavimento da pedreira (ANDREIS & CARVALHO, 1997). Atualmente, pouco resta destas pegadas.

2. Litofácies e Paleocorrentes

Na região considerada, SUGUIO *et al.* (1974), ZAINÉ (1980), SOUZA (1985), LANÇA (1988) e MELLO SOUSA *et al.* (1988) realizaram estudos litofaciológicos e paleoambientais, caracterizando diversas fácies e subfácies baseadas em associações litológicas e estruturas sedimentares primárias, bem como na distri-

buição das paleocorrentes. Análises químicas em rochas carbonáticas (elementos maiores e menores, elementos-traços) e isotópicas de carbono e oxigênio (SUGUIO *et al.*, 1974) e a evolução dos processos diagenéticos (LANÇA, 1988) foram também contemplados.

Considerando o presença de pegadas no pavimento da pedreira Pau Preto, ANDREIS & CARVALHO (1997) elaboraram dois perfis estratigráficos detalhados, na busca de mais icnofósseis (figura 2A, B). A sucessão medida alcança 21 m de espessura (figura 2A) e, provavelmente, é equivalente à parte superior do perfil realizado por MELLO SOUSA *et al.* (1988) que, no total, mede pouco mais de 75 m de espessura. Nos perfis realizados por ANDREIS & CARVALHO (1997) foram encontradas fácies arenosas, heterolíticas, pelíticas e calcárias, que aparecem em camadas centimétricas até métricas, tabulares ou lenticulares, dispostas com uma definida ciclicidade (figura 3). Em geral, os depósitos mostram tons amarelados, cinzentos, esverdeados, arroxeados e, por vezes, castanhos ou avermelhados.

Os arenitos, de granulometria fina e bem selecionados, por vezes sílticos, e parcialmente cimentados por calcita, são de natureza quartzosa ou feldspática (oligoclásio), incluindo micas, glauconita e minerais pesados (vide também MELLO SOUSA *et al.*, 1988). Exibem la-

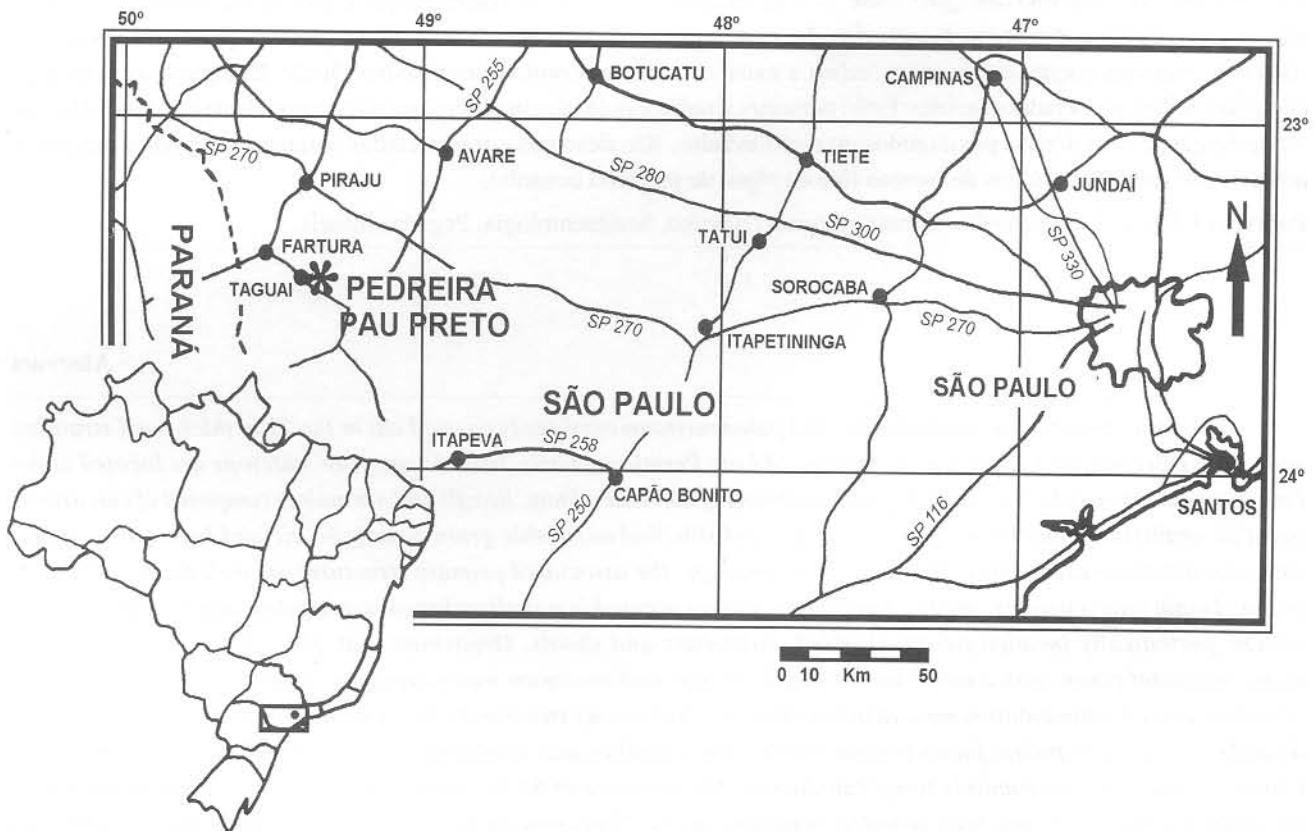


Figura 1 – Mapa de localização da pedreira Pau Preto.
Figure 1 – Location map with Pau Preto quarry position.

minação, estruturas *flaser*; marcas de onda assimétricas de crista reta e outras cavalgantes, podendo incluir bioclastos arredondados e recristalizados de bivalvíos.

As rochas pelíticas (siltitos, argilitos) apresentam-se maciças ou mal laminadas, com raras estruturas *linsen* e fendas de ressecamento pequenas. Entretanto, as fácies heterolíticas estão representadas por estruturas *wavy* contendo marcas de onda simétricas ou assimétricas, e algumas interlaminções de arenitos finos e siltitos; são escassamente bioturbadas por invertebrados (pistas *endichnia*) e também exibem pequenas fendas de ressecamento. Foi observado apenas um exemplo onde as estruturas *wavy* formam um ciclo granocrescente de espessura métrica (figura 2 A), produzidos pela progressiva substituição para cima de variedades ricas em pelitos (inclusive incluindo escassas estruturas *linsen*), por outras com maior proporção de arenitos, culminando com camadas areníticas. Em geral, os pelitos contêm illita e esmectita, escassas proporções de clorita e caulinita, bem como prováveis atapulgita e sepiolita (vide SUGUIO *et al.*, 1974).

As rochas carbonáticas estão representadas por calcários oolíticos e micritos, bem como escassas coquinas. Os primeiros foram também analisados por SUGUIO *et al.* (1974), LANÇA (1988) e MELLO SOUSA *et al.* (1988) e correspondem a *grainstone* oolíticos de DUNHAM (1962). Os corpos alcançam espessuras de até 2 m, extensões de dezenas de metros e a base pode ser plana ou erosiva (figura 3). Apresentam freqüentes estruturas cruzadas planares, marcas de onda simétricas ou assimétricas (às vezes exibindo padrão de interferência), laminação mal definida e raras estruturas *hummocky*.

Ocasionais ciclos estrato-granodecrescentes, de espessuras métricas, foram reconhecidos. O tipo mais freqüente é constituído por oolitos de granulometria fina a média, com estrutura laminar-concêntrica com variações composicionais (oolitos bimineralicos), parcialmente substituída por uma estrutura radial mal definida. Em proporções reduzidas, aparece outro tipo composto por oolitos esféricos anucleados substituídos por agregados micríticos com fraca disposição radial, que preenchem as fendas de ressecamento e formam a camada logo superposta, que contém as pegadas. Em particular, os oolitos bimineralicos exibem formas esféricas anucleadas ou alongadas com um fragmento de bioclasto como núcleo; alguns destes oolitos mostram contorno mamelonar (oolitos cerebróides). Comumente, nestes oosparitos aparecem de 10 a 20% de oolitos quebrados e novamente arredondados, enquanto que em outros níveis incluem-se até 30% de oolitos superficiais (vide LANÇA, 1988), com o núcleo bioclastico (ostracodes) envolto por uma delgada cobertura micrítica fibrosa. Em proporções reduzidas, foram encontrados foraminíferos aglutinados, espículas monoaxônicas silicificadas, fragmentos de oomicritos ou de micritos arredondados mostrando perfurações e escassos vitroclastos curvilineares, intraclastos

de *chert* (micritos silicificados), grãos de glauconita e diminutos fragmentos de ossos de peixes e madeira. LANÇA (1988) refere a presença de oncolitos nos níveis silicificados que ocorrem no topo de algumas camadas de calcários oolíticos.

Em geral, as rochas micríticas (argilitos ou siltitos carbonáticos) apresentam-se maciças, mal laminadas, com marcas de onda assimétricas ou com diversas gerações de fendas de ressecamento. As fendas maiores, com até 10 cm de largura, formam polígonos quadrangulares e pentagonais de diâmetro métrico (figura 4). As fendas são preenchidas por oolitos micritizados (vide SUGUIO *et al.*, 1974). Ocasionalmente, os micritos podem conter até 30% de conchas de ostracodes, grãos angulosos de quartzo e feldspatos dispersos, partes de pinas de *Pecopteris* sp, de talos decorticados de Lycopodiales e fragmentos diminutos de talos não identificáveis.

Já as coquinas contêm bioclastos de bivalvíos fragmentados, arredondados e calcitizados misturados com variáveis proporções de materiais terrígenos (quartzo e oligoclásio angulosos) e/ou com oolitos micritizados e poucas calciesferas. Podem incluir também clastos arredondados de micritos (por vezes contendo ostracodes) e *chert*, e mostrar estruturas cruzadas planares de porte pequeno ou médio.

Nos perfis estudados, algumas camadas de *grainstones* oolíticos (ou oncolíticos) ou de micritos aparecem parcial ou totalmente silicificadas, apresentando-se como leitos irregulares ou nódulos de *chert* preto (vide SUGUIO *et al.*, 1974; PETRI & FÚLFARO, 1983; LANÇA, 1988; ANDREIS & CARVALHO, 1997). Algumas camadas de *chert* exibem pigmentação fosfática. MELLO SOUZA *et al.* (1988) estudaram os processos diagenéticos e, particularmente, LANÇA (1988), estabeleceu oito estágios que caracterizam a evolução destes processos. Entre estes, foram identificados micritização marginal dos oolitos, cimentação carbonática, neomorfismo, silicificação e dissolução, com geração de porosidade secundária. Nos níveis silicificados é freqüente a substituição do cimento carbonático por calcedônia fibrosa ou por quartzo policristalino, mas também é possível identificar cimentação dos poros originais por opala calcedonizada. Alguns oolitos mostram ainda dissolução parcial e posterior preenchimento por calcita neomórfica subesparítica, vinculada à fragmentação das rochas por reativação de juntas. Já a estrutura fibro-radiada que aparece nos oolitos pode ser produto de substituição diagenética de aragonita por calcita (SHEARMAN *et al.*, 1970, *apud* TUCKER & WRIGHT, 1990). Em geral, os calcários oolíticos mostram fracas evidências de compactação mecânica, representadas por poucos oolitos deformados e estilolitos (SUGUIO *et al.*, 1974; LANÇA, 1988). Na opinião de SCOFFIN (1987), tal processo raramente se manifesta neste tipo de calcário depositado em águas rasas, pois devido à cimentação (litificação), passa a ter comportamento rígido.

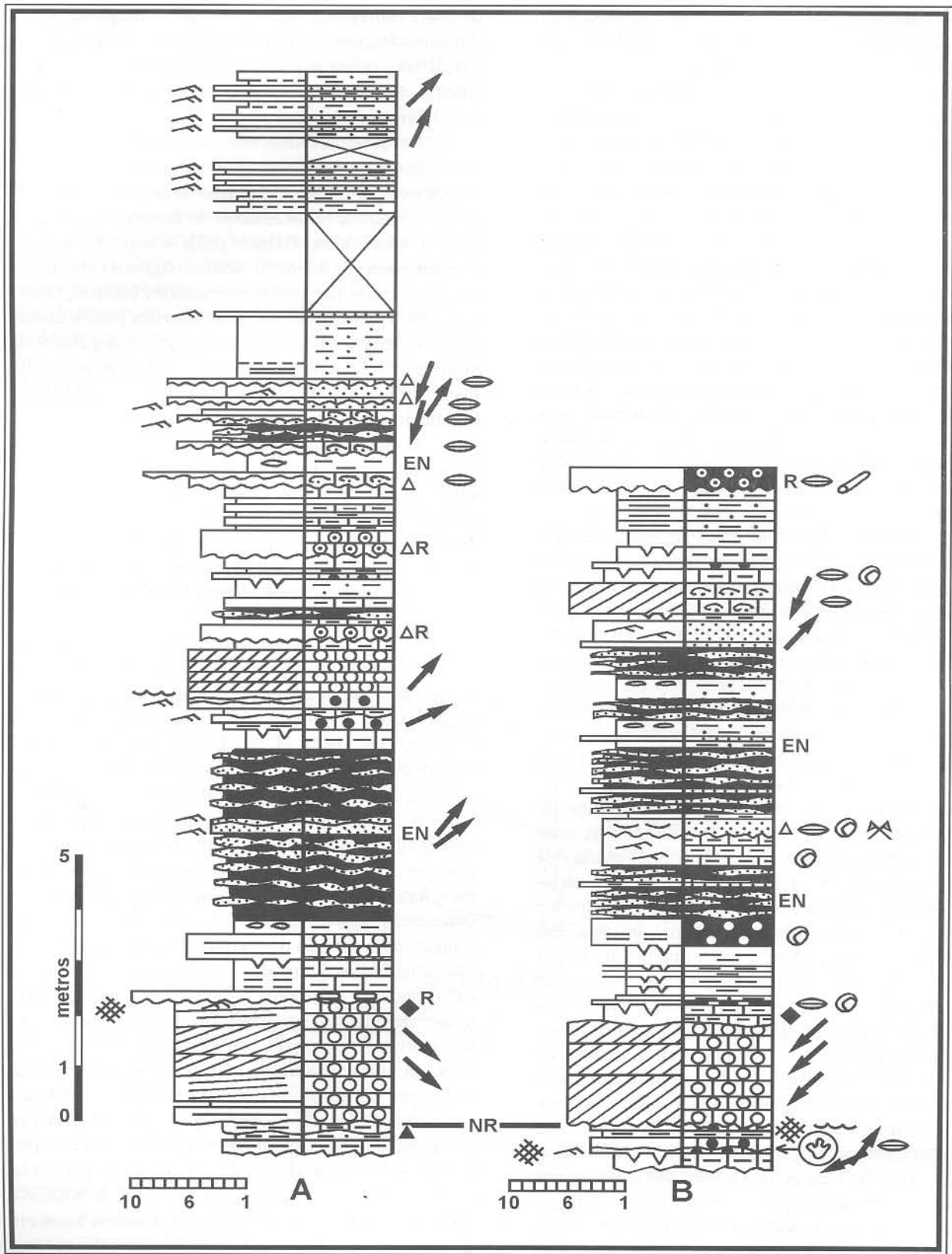










Figura 2 – Perfis estratigráficos detalhados realizados nas sucessões da Formação Corumbataí aflorantes na pedreira Pau Preto e localização do nível com pegadas fósseis.

Figure 2 – Detailed stratigraphy sections of the sedimentary succession of the Corumbataí Formation at Pau Preto quarry, with the position of the footprints level.

LEGENDA
















LITOFÁCIES

	RUDITO FINO		OOSPARITO SILICIFICADO
	ARENITO FINO		OOLITOS EM MATRIZ ARENOSA (O.F.L)
	SILTITO		OOLITOS EM MATRIZ SILICIFICADO (O.F.L)
	ARGILITO		COQUINA C/ MATRIZ ARENOSA (Q.F.L)
	OOSPARITO (C/ OOLITOS BIMINERAL)		MICRITO (MARGA)
	OOSPARITO (C/ OOLITOS MICRITIZADOS)		INTRACLASTOS


CONTATOS

	PLANO NÍTIDO		IRREGULAR (EROSIVO)
	PLANO TRANSICIONAL		CÔNCAVO (CANAL RASO)
	ONDULADO		



ESTRUTURAS SEDIMENTARES

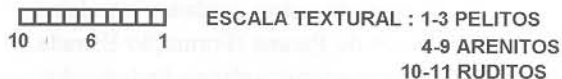
	CRUZADA PLANAR		LINSEN
	TABULAR DELGADA		LAMINAÇÃO NÍTIDA
	MARCA DE ONDA SIMÉTRICA		LAMINAÇÃO POUCO DEFINIDA
	MARCA DE ONDA ASSIMÉTRICA		FENDAS DE RESSECAMENTO
	MARCA DE ONDA CAVALGANTE		MACIÇA
	MARCA DE ONDA DE INTERFERÊNCIA		CONCREÇÃO CALCÁRIA
	FLASER		CONCREÇÃO SILICOSA
	ONDULADA		

BIOFÁCIES

	BIVÁLVIOS		MADEIRA SILICIFICADA
	OSTRACODES		PEGADA DE RÉPTIL
	ESPÍCULAS MONOAXÔNICAS		BIOTURBAÇÃO (ENDICHNIA)

MISCELÂNEA

	SENTIDO DAS PALEOCORRENTES
	NÍVEL DE REFERÊNCIA



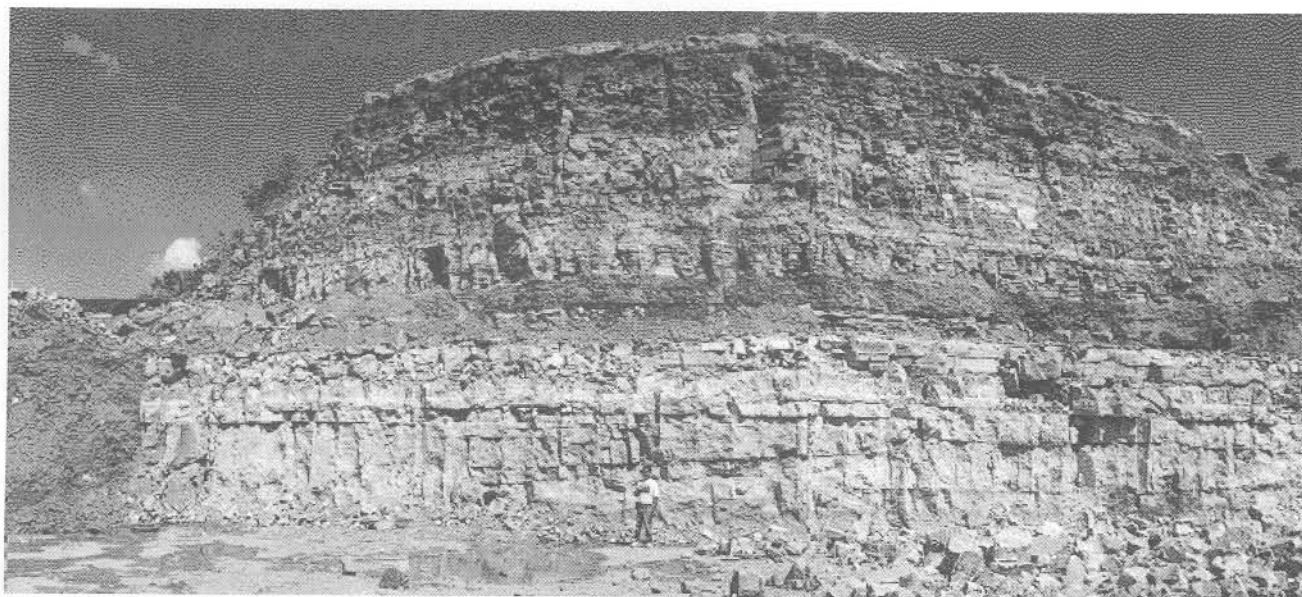


Figura 3 – Sucessão sedimentar na pedreira Pau Preto mostrando as feições de acamamento e a posição das camadas de calcário, arenitos e pelitos (perfil da figura 2 A).

Figure 3 – General view of the sedimentary succession at Pau Preto quarry, showing bedding features and the position of the carbonate, sandstone and shale beds (stratigraphy section of figure 2 A).

A análise de orientação de estruturas vetoriais (20 medições) foi realizada nas estruturas cruzadas de corpos de calcários oolíticos e coquinas, ou em marcas de onda assimétricas comuns na fácies heterolítica. Registraram-se paleocorrentes dirigidas para SW ou NE e, menos comumente, para o SE, NW, E e S, enquanto as escassas cristas das marcas de onda simétricas exibem disposição SW-NE ou WNW-ESE menos definida (figura 2 A, B). No entanto, para esta mesma pedreira, SUGUIO *et al.* (1974) mencionam uma grande dispersão nas paleocorrentes (30 medições), mas com orientação dominante para SE.

3. Idade da Formação Corumbataí

Um problema ainda não resolvido é o referente à idade da Formação Corumbataí. Correntemente, esta unidade era considerada de idade permiana superior, mais especificamente, Kazaniano-Tatariiano (MENDES, 1967; DEAMON & QUADROS, 1970; RUNNEGAR & NEWELL, 1971; ROHN & ROSLER, 1987; SOHN & ROCHA-CAMPOS, 1990; ROHN & LAVINA, 1993) ou Tatariiano (Deamon, 1974). Inclusive estudos de invertebrados marinhos em unidades correlatas à Formação Corumbataí, aflorantes no Uruguai e no Paraguai, eram considerados também como de idade Permiano Superior, no intervalo Kazaniano-Tatariiano baixo (HERBST *et al.*, 1987).

Cabe salientar que, em outras unidades correlatas na parte austral da Bacia do Paraná (Formação Estrada Nova e Rio do Rasto), a presença dos répteis *Endothiodon* e *Pareiasaurus americanus*, além de anfíbios rinessucóides (*Australerpeton cosgriffi*) também sugerem uma ida-

de tatariiana (BARBERENA, 1998; BARBERENA *et al.*, 1985; ARAÚJO, 1985). Nesse sentido, VALENCIO *et al.* (1975) e VALENCIO (1980), baseados em medições de paleomagnetismo indicam, para a Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, uma idade tatariiana superior alta até scythiana inferior baixa.

A tendência em posicionar a Formação Corumbataí no Triássico foi considerada por RAGONHA (1984), a partir da presença do ictiofóssil cosmopolita *Xenacanthus moorei*, e por DEAMON *et al.* (1996), baseado na análise palinológica e na associação dos restos de invertebrados e vertebrados.

Amostras analisadas pelo seu conteúdo palinológico, no nível de ocorrência das pegadas, mostraram-se estéreis (Rodolfo Dino, informação pessoal).

4. Icnofósseis

4.1. Morfologia e Aspectos Tafonômicos

Numa delgada camada de calcário oolítico (com oolitos micritizados) localizada na base do perfil (figuras 2 e 4), ANDREIS & CARVALHO (1997) identificaram 82 pegadas fósseis que aparecem impressas sobre marcas de onda de crista reta e assimétrica, dispostas paralela ou transversalmente à orientação principal destas cristas (figura 5). Ocorrem agrupadas em dois conjuntos de 14 (figura 6) e 68 pegadas (figura 7), e estão preservadas em epirrelevo côncavo. Tratam-se de pegadas tridáctilas e mesaxônicas, e os dígitos podem apresentar-se pontiagudos ou arredondados, com razoável preservação dos limites interno e externo (figura 3). Em alguns casos é possível observar um rebordo de sedimento na margem pos-

terior das pegadas, indicando uma moderada plasticidade dos sedimentos quando de sua geração. Em outros casos em que os dígitos não são definidos, forma-se uma depressão arredondada em cujo interior se destaca um “anel” mais proeminente.

O estudo da morfometria das pegadas evidencia duas dimensões principais: largura média de 1,5 a 4 cm, e comprimento médio de 2 a 3 cm. As de menor tamanho (largura de 1,5 cm e comprimento de 2 cm) possuem dígitos afilados e que terminam em nítidas garras. O hypex é anguloso e os valores angulares dos dígitos II-III e III-IV são de 20°. O maior dedo é o III. As margens posteriores das pegadas mostram-se arredondadas e formam uma constricção na base dos dígitos II e IV, destacando-se claramente destes. As pegadas de maiores dimensões (largura de 4 cm e comprimento de 3 cm) têm dígitos II e IV bastante afilados e de aproximadamente mesmo tamanho que o dígito III. Este denota um pronunciado estrangulamento em sua base e uma forma semelhante a um “sino”. As extremidades dos dígitos II e IV são afiladas e provavelmente terminam em garras. Os hypex são parabólicos e os ângulos interdigitais II-III e III-IV têm o valor angular de 15°. O contorno das pegadas a partir da extremidade do dígito II até a extre-

midade do dígito IV forma uma curva contínua, sem individualização da região plantar. Há, possivelmente, uma membrana interdigital entre os dígitos de algumas das pegadas.

Os aspectos preservacionais das pegadas não possibilitam uma descrição mais detalhada que indique os padrões de almofadas falangeais, tipos de garras, ou a definição de autopódios anteriores e posteriores. Mas resulta evidente que são de animais quadrúpedes devido ao padrão de distribuição das pegadas (figuras 6 e 7). Os dados morfológicos e o contexto sedimentológico possibilitam inferir que tratam-se de répteis, que se deslocavam sobre um fundo mole, pouco coeso, composto pelo depósito de calcários oolíticos, talvez recoberto por uma delgada lâmina d’água. Aparentemente, estes calcários teriam sido depositados em extensas poças d’água bem rasas e estáveis, cobrindo os micritos expostos (com fendas de ressecamento) da planície de maré (figura 3).

Neste contexto paleoambiental de planície de maré, a produção e preservação de pegadas é bastante difícil. Contudo, LOCKLEY (1991), ao analisar a potencialidade de preservação de icnitos em tais ambientes, considera que as pistas são freqüentemente produzidas e podem ser preservadas, nos sedimentos da zona de



Figura 4 – Visão geral da pedreira Pau Preto, mostrando o pavimento com fendas de ressecamento onde foram achadas as pegadas.
Figure 4 – General view of the Pau Preto quarry, showing the pavement with dessication cracks, where the footprints were discovered.



Figura 5 – Detalhe das pegadas tridáctilas dispostas transversalmente as marcas de onda e produzidas por um réptil arcossauomorfo (escala 30 cm).

Figure 5 – Detail of tridactyl footprints, transversal to the ripple-marks, produced by an arcossauromorph reptile (scale 30 cm).

intermaré durante os intervalos de maré vazante. Pressupõe-se que em planícies de maré extensas e de baixo gradiente, como é o caso das sucessões analisadas, os estágios de vazante e preamar em cada ciclo de maré devem ter-se processado de forma mais lenta, aumentando o potencial de preservação das pegadas.

4. 2. Considerações sobre os produtores das pegadas da pedreira de Pau Preto

A ocorrência de pegadas fósseis em rochas permianas na Bacia do Paraná, restringem-se a uma pegada isolada em sucessões da Formação Estrada Nova no Estado de Paraná descrita por LEONARDI (1987) e a um conjunto de pegadas, também da Formação Estrada Nova, identificadas por LEONARDI *et al.* (2000). A pegada isolada descrita por LEONARDI (1987) é uma forma tetradáctila, de dimensões pequenas (2,3 x 1,4 cm), cujos dígitos são pontiagudos, sem entretanto haver a presença de garras evidentes. LEONARDI (1987) considerou que esta pegada representaria a impressão de um pequeno tetrápode, deslocando-se por natação em águas rasas, e cujos pés toca-

vam ocasionalmente o substrato durante o movimento. No material analisado por LEONARDI *et al.* (2000) são descritas pegadas pentadáctilas, providas de almofadas digitais e pequenas garras (interpretadas como de lepidossauros), e outras, também pentadáctilas, mas de contorno geral arredondado, dedos curtos com pequena divergência interdigital que associaram aos cinodontes.

Cabe ressaltar que os aspectos morfológicos destas pegadas diferem significativamente dos encontrados nos icnofósseis da pedreira Pau Preto. Essencialmente, as pegadas encontradas são de um mesmo agrupamento genérico pertencente à classe Reptilia, e, considerando que a largura das pistas é relativamente ampla em comparação com as dimensões das pegadas, é possível sugerir que se tratava de animais de pequenas dimensões e com provável locomoção lenta em superfícies expostas. Além disso, o fato de terem sido reconhecidos 15 agrupamentos de pegadas compondo pistas individualizadas (figuras 6 e 7), sugere que foram vários animais que se deslocaram em diferentes sentidos, sobre os delgados depósitos de calcários oolíticos apenas expostos durante a maré vazante.

Segundo SWINTON (1973) e MILNER (1994), as faunas do Permiano Superior no mundo, além de incluírem anfíbios (nectrídeos, antracossauros e temnospondilos), captorrínídeos e procolofonídeos, apresentavam também mesossauros e pareiasauros. Os répteis diapsídeos diferenciavam-se neste momento dos arcossaumorfos (proterossauros e proterossuquídeos), lepidossaumorfos e formas enigmáticas tais como os coelurosauravídeos e os claudiosauros. Os sínapsídeos foram representados por formas relictas de pelicossauros e uma vasta radiação de titanossuquios, tapinocéfalos e gorgonopsídeos, juntamente com a radiação inicial de dicinodontes, terocéfalios e cinodontes. Entretanto, a anatomia dos autopódios destes animais era tetradáctila ou pentadáctila

e possuíam dimensões duas a três vezes maiores que as pegadas encontradas na pedreira Pau Preto. Portanto, resultam incompatíveis com os aspectos mais gerais da morfologia e tamanho destas pegadas.

Além do mais, considerando os fósseis existentes no Permiano da Bacia do Paraná, a existência de répteis de pequenas dimensões, como os que teriam produzido as pegadas em questão, poderiam relacionar-se dentre os da ordem Mesosauria. Contudo, os gêneros *Mesosaurus*, *Stereosternum* e *Braziliosaurus* apresentam como regra autopódios pentadáctilos (ARAÚJO, 1976). Em consequência, tal possibilidade deve ser descartada, face à evidente tridactilia de todas as pegadas.

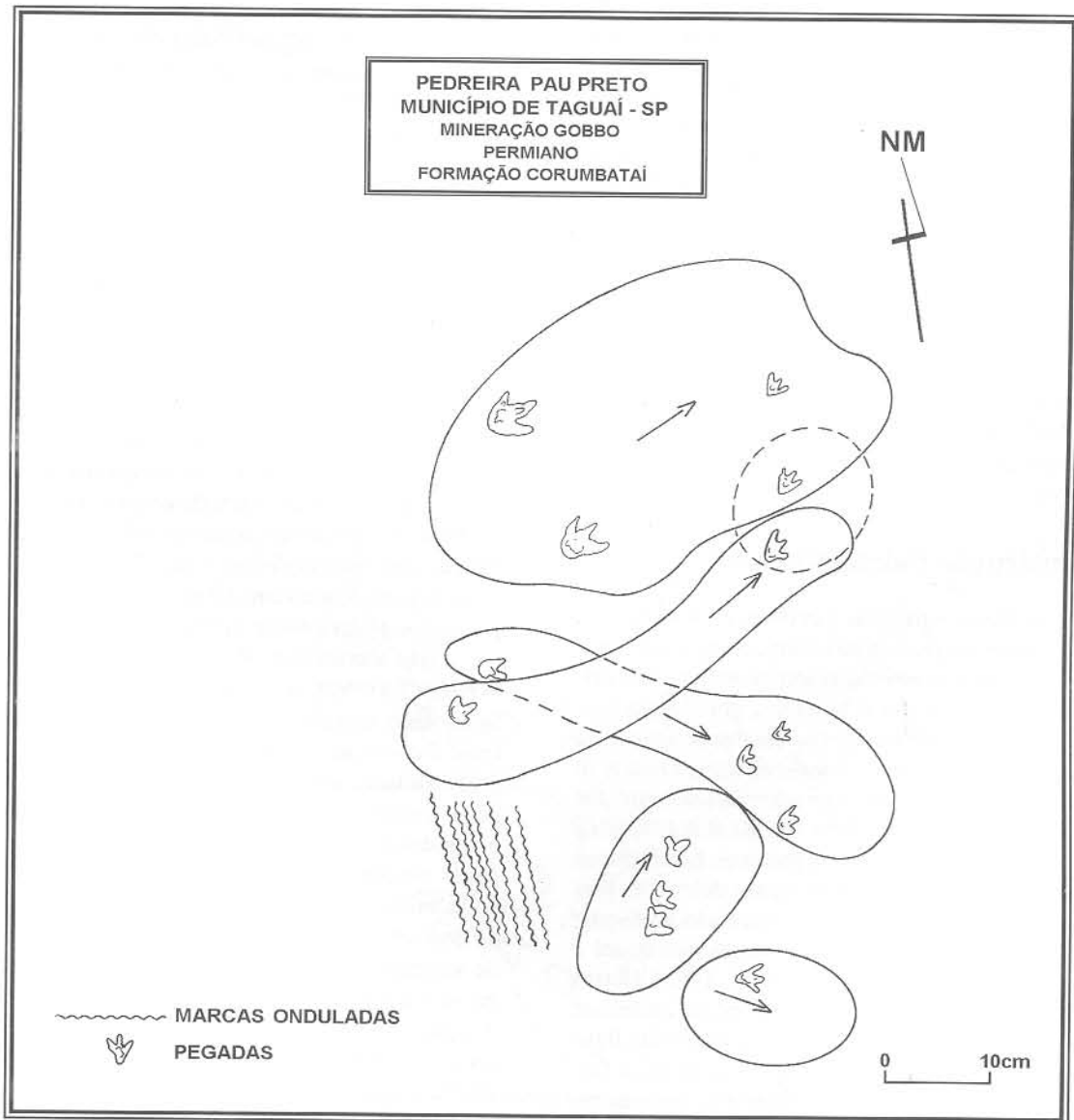


Figura 6 – Mapa de distribuição das pegadas fósseis da pedreira Pau Preto, agrupadas por conjuntos de pistas.

As setas indicam o sentido de deslocamento.

Figure 6 – Distribution map of footprints at Pau Preto quarry, grouped by footprints sets.

Arrows indicate the direction of movements.

Cabe mencionar ainda que o registro icnológico de pegadas tridáctilas é freqüente a partir do Triássico médio (BAIRD, 1957; ELLENBERG, 1965; DEMATHIEU, 1966; SARJEANT, 1967; HAUBOLD, 1971, 1973, 1974; HAUBOLD & KATZUNG, 1972; DEMATHIEU & HAUBOLD, 1972; CONTI *et al.*, 1975; CARROLL, 1988; LEONARDI, 1994; LOCKLEY *et al.*, 1998). No contexto gondwânico, pegadas que possuem certa semelhança morfológica com as achadas na pedreira Pau Preto são apenas registradas nas sucessões sedimentares do Triássico da África do Sul (Ellenberger, 1970), que contêm icnogêneros tais como *Anatrisauropus*, *Moyenisauropus* e *Otouphepus*.

Os indivíduos produtores das pegadas da pedreira Pau Preto, cuja evidente tridactilia é um aspecto anômalo no contexto gondwânico para o Permiano Superior, sugerem uma relação de ancestralidade provável com arcossauros do Triássico. Deve-se ressaltar, que desde o Permiano Superior foram mencionados arcossauros morfotais como *Archosaurus*; porém, o primeiro gênero adequadamente conhecido é *Chasmatosaurus*, cuja anatomia dos autopódios possui cinco dígitos (CARROLL, 1988), diferindo, portanto, da apresentada pelos animais produtores das pegadas de Pau Preto.

Uma outra possibilidade seria a de considerar como produtores das pegadas os indivíduos componentes das faunas de tetrápodes do Permiano superior que compreendem os primeiros representantes de Lepidosauria, Eusuchia (Lepidosauros), "Milleretidae" e Tecodontia (BONAPARTE, 1978). Contudo, a especialização pedial avançada que mostrava o provável arcossauro é muito significativa.

5. Reconstrução Paleoambiental

As litofácies terrígenas (areníticas, heterolíticas, pelíticas) e calcárias (*grainstones* oolíticos ou oncolíticos, micritos, coquinas), as estruturas sedimentares e sua orientação bipolar, bem como as biofácies, em conjunto sugerem que a sedimentação ocorreu em águas agitadas e de pouca profundidade, em ambiente de laguna rasa e/ou de extensas planícies afetadas por correntes de maré. De acordo com TERWINDT (1988) e TUCKER & WRIGHT (1990), a abundância de depósitos pelíticos, heterolíticos e de calcários oolíticos e micritos, alguns deles com fendas de ressecamento, sugere que, na sucessão analisada, a sedimentação ficou limitada às zonas de inframaré e intermaré superior (vide também SOUZA, 1985). Outras duas evidências de sedimentação na zona de intermaré são os delgados depósitos residuais de canais (vide figura 2) e o ciclo granocrescente de espessura métrica formado por fácies heterolíticas. Os primeiros ocupam canais rasos e são constituídos por seixos e grânulos arredondados de micritos incluídos em uma matriz composta por oolitos, ostracodes, bivalvíos calcitizados, além de clastos de quartzo e feldspato angulosos, por vezes impregnados com óxidos de ferro e fosfatos. Estes depósi-

tos sugerem processos de lenta acumulação do material grosso em zonas onde os materiais finos eram parcialmente removidos pelas correntes (vide FLÜGEL, 1982), ou superfícies de erosão com ravinamento associado (BURCHETTE, 1987, *apud* TUCKER & WRIGHT, 1990). Já o ciclo granocrescente para o topo, constituído por fácies heterolíticas, culmina em arenitos, evidenciando um progressivo raseamento do ambiente local, provavelmente relacionado à progradação de pequenos deltas em poças d'água. A baixa incidência dos processos de bioturbação parece indicar que as correntes foram o suficientemente contínuas e de alta energia ou existiam condições anóxicas que dificultaram a ação de organismos de corpo mole.

As fendas de ressecamento nos depósitos pelíticos e micríticos, em diversos níveis estratigráficos (figura 2), indicam exposição periódica dos sedimentos durante a baixa maré. Aparentemente, a diversidade de formas e tamanho das fendas e polígonos associados vinculam-se à rapidez do ressecamento, à espessura das camadas de sedimentos, e à presença de argilominerais de composição esmectítica.

A análise dos tipos de oolitos mostra ainda que, provavelmente, a fábrica micrítica pode ter sido gerada biogenicamente, pela atividade de organismos perfuradores, tais como fungos e algas endolíticas (LANÇA, 1988; vide também TUCKER & WRIGHT, 1990) em um ambiente de baixa energia (FABRICIUS, 1977, *apud* TUCKER & WRIGHT, 1990). Já os oolitos com estrutura laminar-concêntrica indicam condições ambientais de maior energia e gênese físico-química. O caráter bimineralico destes oolitos reflete variações mineralógicas devidas a mudanças no quimismo das águas e, talvez, também do conteúdo orgânico (vide LAND *et al.*, 1979). Os tipos de porosidade identificados indicam a existência de processos de dissolução tardia (LANÇA, 1988).

De acordo com SCOFFIN (1987) e TUCKER & WRIGHT (1990), os corpos oolíticos se formaram em águas rasas agitadas e quentes, refletindo profundidades entre 2 e 4 m, excepcionalmente de até 9 m. No entanto, profundidades ainda menores, de até 2 m, são indicadas pelas marcas de onda com padrão de interferência, encontradas na sucessão analisada (vide KLEIN, 1975). As águas devem ter sido salobras, mas discretas variações na salinidade podem ser sugeridas em função dos tipos de depósitos e mesmo da presença de ostracodes e restos de vegetais. Neste sentido, os depósitos de oolitos são gerados a temperaturas e salinidade pouco superiores às de águas em mares abertos (SCOFFIN, 1987), com valores entre 20°e 40°C e salinidade média de 400 (LEES, 1975). Segundo SCOFFIN (1987) o crescimento de cada oolito é muito lento, mas a taxa de acumulação pode chegar a 1 m/ 1.000 anos.

É muito provável que os oolitos que compõem os corpos de oosparitos bimineralicos sejam provenientes de um cinturão de barras dispostas paralelamente à bor-

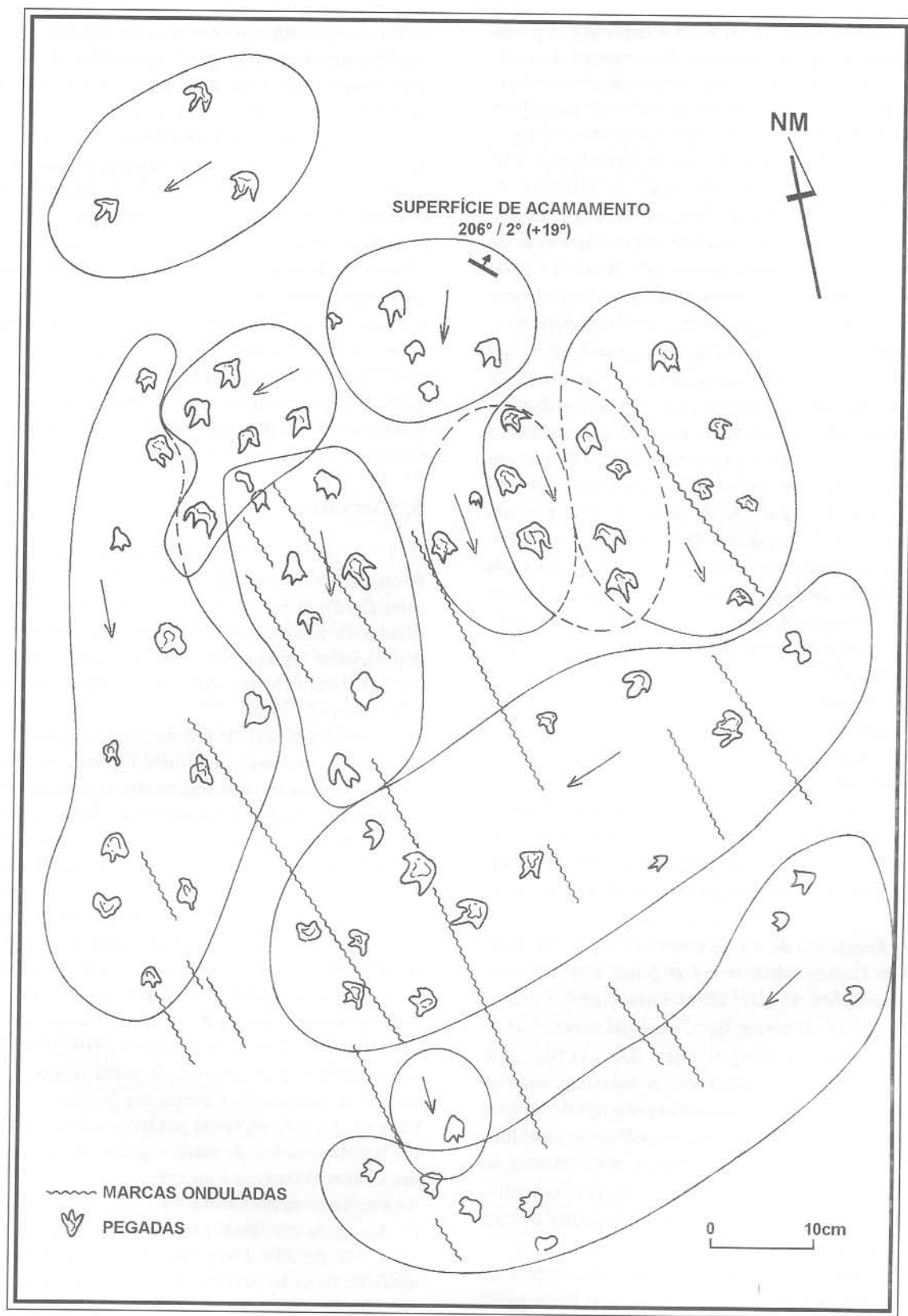


Figura 7 – Mapa de distribuição de um segundo pavimento com pegadas fósseis localizado no mesmo nível estratigráfico que o ilustrado na Figura 6. Estão agrupadas por conjuntos de pistas. As setas indicam o sentido de deslocamento.
Figure 7 – Distribution map of a second outcrop of the same level shown in Figure 6, also grouped by footprints sets. Arrows indicate the direction of movement.

da da plataforma. Como a forma dos depósitos depende da intensidade da ação das ondas e das correntes de maré, é possível supor que alguns corpos de oosparitos tenham sido depositados na laguna ou nas planícies de maré (com fendas de ressecamento) por simples ação das correntes de maré. Outros, no entanto, teriam se formado por ação de tempestades (BURCHETTE, 1987, *in* TUCKER & WRIGHT, 1990), formando bancos (*shoals*), barras, *washover fans*, ou até preenchendo canais (depósitos de oosparitos com base erosiva, figura 2 B). A existência de tempestades é registrada pelas marcas de onda simétricas e escassas estruturas de tipo *hummocky*. Isto poderia também explicar a alta frequência de oolitos quebrados e até de um fragmento de oomicrito, derivado da erosão de depósitos cimentados da barreira (?). Alguns dos depósitos de oosparitos com base erosiva e frequentes recobrimentos pelíticos representam sedimentação em canais rasos e, provavelmente, de largura métrica. A análise dos dados de orientação de paleocorrentes por nós obtidos em diversos depósitos de oosparitos e seu particular carácter bipolar, permitem sugerir a existência de barras transgressivas e regressivas orientadas na direção SW-NE e, conseqüentemente, da posição NW-SE da linha de costa ou da barreira limitante do sistema laguna-planície de maré.

Os depósitos de micritos indicam baixa taxa de sedimentação e sua posição ocasional sobre uma fácies mostrando os efeitos de marés, parece representar o estágio de máxima invasão do mar durante a alta maré. Por vezes, estes depósitos ficaram expostos durante a baixa maré, produzindo as fendas de ressecamento e, provavelmente, foram essas correntes de maré vazante que trouxeram os restos de vegetais desde a área continental.

A existência de ciclos contendo repetidas alternâncias de rochas calcárias e terrígenas é relacionada com as oscilações do nível do mar associadas a marés, durante períodos de tempo bom, eventualmente modificado pela ação de tempestades. De acordo com TERWINDT (1988), as diversas variantes encontradas nas fácies heterolíticas, bem como a presença de estruturas cruzadas nos oosparitos, permitem deduzir a amplitude entre alta e baixa maré, que correspondia à transição de mesomaré para macromaré. Coincidentemente, MELLO SOUSA *et al.* (1988) indicam oscilações com valores máximos de até 4 m.

O progressivo desaparecimento de camadas de calcários oolíticos e de micritos na parte superior do perfil A (figura 2A), associado ao brusco aumento na participação de pelitos nos últimos cinco metros, sugere um rápido ascenso do nível do mar. A presença de arenitos com bioclastos e coquinas indica ação de tempestades em uma plataforma externa (*offshore shelf*). A interrupção do pro-

cesso de sedimentação no sistema lagunar-planície de maré por um evento transgressivo marinho, provavelmente pouco expressivo, foi também reconhecido por MELLO SOUSA *et al.* (1988).

De acordo com TERWINDT (1988), a alta frequência de fácies heterolíticas na zona de intermaré, bem como a presença de restos de vegetais, aliados à ausência de componentes evaporíticos, permite sugerir condições climáticas úmidas e temperadas. Além do mais, a abundância de fácies pelíticas ou de micritos contendo frações argilosas e sílticas, indica que os rios descarregavam no mar altas proporções destes materiais provenientes de áreas continentais degradadas. Contudo, SUGUIO *et al.* (1974), baseados nos altos valores de oxigênio isotópico obtidos nos calcários oolíticos, sugerem condições de intensa evaporação, provavelmente em um clima semi-árido.

6. Conclusões

A análise lito e biofaciológica das sucessões da Formação Corumbataí, na pedreira Pau Preto, junto à distribuição bipolar das paleocorrentes, indicam que a sedimentação ocorreu predominantemente em um sistema deposicional lagunar associado a extensas planícies de maré. Esta conclusão corrobora a proposta de MELLO SOUSA *et al.* (1988).

Os processos de sedimentação ficaram limitados às zonas de submaré e intermaré superior, com periódica exposição subaérea dos sedimentos registrada pelas fendas de ressecamento, e ocorreram em águas rasas e salobras controladas por correntes de maré e ocasional ação de ondas de tempestades. Associado à zona de intermaré, foram registradas evidências de acumulação de materiais rudíticos finos em canais rasos, produzida por remoção dos materiais finos ou associados a processos de ravinamento. A amplitude das marés atingiu a transição de mesomaré a macromaré. Os paleofluxos se orientaram predominantemente para SW ou NE e, menos comumente, para SE, NW, E e S, sugerindo a existência de barras transgressivas e regressivas dispostas transversalmente à linha de costa ou da barreira que limitava a laguna. Na parte superior da sucessão, acima dos depósitos do sistema lagunar-planície de maré, seguem abundantes pelitos, associados a coquinas e arenitos, interpretados como sendo de plataforma externa (*offshore-shelf*), indicando a existência de um rápido processo transgressivo.

As pegadas foram localizadas numa delgada camada de calcário oolítico depositada acima de micritos com fendas de ressecamento que caracterizam uma ampla planície de maré. As características gerais destas pegadas (tamanho, forma, frequência, orientação, etc.) sugerem serem produzidas por vários indivíduos de um mesmo tipo de réptil de pequeno tamanho, provavelmente arcosauros ancestrais de pequeno porte.

A morfologia tridáctila das pegadas, porém, é mais comum em répteis existentes a partir de uma idade triássica inferior (Scythiano?), a qual poderia corresponder aos depósitos da pedreira Pau Preto.

7. Agradecimentos

Agradecemos ao Dr. José F. Bonaparte (Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Buenos Aires, Argentina), Prof^a. Rosemarie Rohn (UNESP, Rio Claro) e Prof. Giuseppe Leonardi por suas sugestões na estruturação do texto. Agradecemos também aos geólogos Renato R. Cabral Ramos, Francisco Rodrigues da Silva Junior, Claudia M. Guimarães Ribeiro, Rose M. Gondim Mendonça (Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFRJ), pela colaboração dada na realização dos perfis; ao Prof. André Ribeiro (UFRJ), Prof. Fernando Sedor (UFPR) e Prof.^a Renata Guimarães Netto (UNISINOS) pela leitura crítica do texto; ao Prof. Sergio Archangelsky (Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Buenos Aires, Argentina) pela análise dos restos de vegetais fósseis; ao Dr. Rodolfo Dino (Cenpes, Petrobrás) pelas análises palinológicas. À Fundação Universitária José Bonifácio (FUJB/UFRJ), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pelo apoio em infra-estrutura laboratorial para o desenvolvimento do presente estudo.

Referências

- ANDREIS, R. R. & CARVALHO, I. S. 1997. Pegadas fósseis da Formação Corumbataí (Neopermiano, Bacia do Paraná), na pedreira de Pau Preto, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, São Pedro (SP), 1997. *Boletim de Resumos*, São Pedro, SBP, p. 140.
- ARAÚJO, D. C. 1976. Taxonomia e relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (1): 91-116.
- ARAÚJO, D. C. 1985. Sobre *Pareiasaurus americanus* sp. nov., do Permiano Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. I – Diagnose específica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57 (1): 63-66.
- BAIRD, D. 1957. Triassic Reptile footprints faunules from Milford, New Jersey. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 117(5): 449-520.
- BARBERENA, M. C. 1998. *Australerpeton cosgriffi* n. g., n. sp., a Late Permian Rhinesuchoid amphibian from Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70 (1): 125-137.
- BARBERENA, M. C.; ARAÚJO, F.; LAVINA, E. L. & AZEVEDO, S. A. K. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil meridional. Departamento Nacional de Produção Mineral, Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2: 25-41.
- BONAPARTE, J. F. 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana*, 26, Fundación Lillo, Tucumán, Argentina, 596 p.
- CARROLL, R.L. 1988. *Vertebrate Paleontology and Evolution*. W.H. Freeman and Company, Nova Iorque. 698 p.
- CONTI, M. A.; LEONARDI, G.; MARIOTTI, N. & NOCOSIA, U. 1975. Tetrapod footprints, fishes, and molluscs from the Middle Permian of the Dolomites (N Italy). *Memorie Geopaleontologiche dell' Università di Ferrara*, 3, Fasc. II, No. 1, p. 139-150.
- DEAMON, R. F. 1974. Integração dos resultados palinológicos aos de fauna e flora em camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná - Implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista Unimar*, Universidade Estadual de Maringá (PR), 1: 25-41.
- DEAMON, R. F. & QUADROS, L. P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970, *Anais*, SBG, p. 359-412.
- DEAMON, R. F.; CASALETTO, P. L. & CIGUEL, J. H. G. 1996. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SULAMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, Ponta Grossa (PR), 1996, *Anais*, Ponta Grossa, p. 55-99.
- DEMATHIEU, G. G. P. 1966. *Rhyncosauroides petri* et *Sphingopus ferox*, nouvelles empreintes Reptiles des grès triasiques de la bordure Nord-Est au Massif Central. *Comptes Rendu Academie Sciences Paris*, 263 p.
- DEMATHIEU, G. G. P. & HAUBOLD, H. 1972. Stratigraphische Aussagen der Tetrapodenfährten aus der terrestrischen Trias Europas. *Sonderdruck aus Geologie*, Alemanha, 21, Heft 7, p. 802-836.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: G.M. Friedman (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association Econ. Paleont. Miner., Special Publication, 14: 182-190.
- ELLENBERGER, P. 1965. Découverte de pistes de Vertébrés dans le Permien, le Trias et le Lias inférieur, aux abords de Toulon (Var) et d'Anduze (Gard.). *Compté Rendu Academie Sciences Paris*, 260: 5856-5859.
- ELLENBERGER, P. 1970. Les niveaux paleontologiques du première apparition des mammiferes primordiaux en Afrique du Sud et leur ichnologie. In: S.H. Haughton (ed.), *Proceedings and Papers of the II Gondwana Symposium*, South Africa, 1970, p. 343-370.
- FLUGEL, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin, 633 p.
- HAUBOLD, H. 1971. Die Tetrapodenfährten aus dem Permosiles (Stefan und Rotliegendes) des Thüringen Waldes. *Abh. Ber. Museum Natur. Gotha*, Alemanha p. 15-41.
- HAUBOLD, H. 1973. Die Tetrapodenfährten aus dem Perm Europas. *Friberger Forschungshefte*, Alemanha, p. 5-55.
- HAUBOLD, H. 1974. *Die fossilen Saurierfährten*. Die Neue Brehm-Bucherei, A. Ziemsen Verlag, Wittenberg, Lutherstadt, Alemanha, 168 p.
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. 1972. Das Typus-Gebiet der Autun/Saxon-Grenze in Thüringen Wald. *Ber.deutsch. Ges. geol. Wiss., A. Geol. Palaont.*, 17 (6): 849-863.
- HERBST, R.; MORTON, L. S. & FERRANDO, L. A. 1987. Los pelecípodos dulceacuícolas del Pérmico Superior de Paraguay y Uruguay. *Revista Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 18 (2): 107-122.

- KLEIN, G. de V. 1975. Paleotidal Range Sequences, Middle Member, Wood Canyon Formation (Late Precambrian), Eastern California and Western Nevada. In: R.N. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits*, Springer-Verlag, Berlim, Alemanha, 20: 171-177.
- LAND, L. S.; BEHERENS, E. W. & FRISHMAN, S. A. 1979. The ooids of Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1269-1278.
- LANÇA, E. B. C. 1988. *Ambiente deposicional e evolução diagenética dos calcários oolíticos da Formação Estrada Nova, Itaguá (SP)*. Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 42 p.; 24 fotos (inédito).
- LEES, A. 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19: 159-198.
- LEONARDI, G. 1987. The first tetrapod footprint in the Permian of Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987. *Anais*, Rio de Janeiro, SBP, 1: 334-335.
- LEONARDI, G. 1994. *Annotated Atlas of South America Tetrapod footprints (Devonian to Holocene)*. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Rio de Janeiro, 246 p.
- LEONARDI, G.; SEDOR, F. A. & COSTA, R. 2000. Pegadas de répteis terrestres na Formação Rio do Rastro (Permiano Superior da Bacia do Paraná), Estado do Paraná, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 2, Rio de Janeiro, 2000. *Boletim de Resumos*, Rio de Janeiro, UFRJ, p.37.
- LOCKLEY, M. G. 1991. *Tracking dinosaurs. A new look at an ancient world.*. Cambridge University Press, Cambridge, 238 p.
- LOCKLEY, M. G.; HUNT, A. P.; MEYER, C.; RAINFORTH, E. C. & SCHULTZ, R. J. 1998. A survey of fossil footprint sites at Glen Canyon National Recreation Area (Western USA): a case study in documentation of trace fossil resources at a National Preserve. *Ichnos*, 5(3): 177-211.
- MELLO SOUSA, S. H.; SUGUIO, K. & CASTRO, J. C. 1988. Sedimentary Facies of the Estrada Nova and Corumbataí formations (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. In: H. Ulbrich & A.C. Rocha Campos (eds.), *Gondwana Seven, Proceedings VII International Gondwana Symposium*, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, p. 161-172.
- MENDES, J. C. 1967. The Passa Dois Group (the Brazilian portion of the Paraná Basin). In: J.J. Bigarella, R.D. Becker, & D. Pinto (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Universidade Federal de Paraná, Instituto de Geociências, Curitiba, p. 119-166.
- MILNER, A. R. 1994. Biogeography of Palaeozoic tetrapods. In: J.A. Long (ed.), *Palaeozoic Vertebrates: biostratigraphy and Biogeography*. John Hopkins University Press, Baltimore, p. 324-353.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. Ed. Universidade, São Paulo, 631 p.
- RAGONHA, E. W. 1984. *Taxionomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthoidii (Chondrichthyes, Elasmobranchii da Formação Corumbataí. Considerações cronológicas e paleoambientais*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 166 p (inédito).
- ROHN, R. & LAVINA, E. L. 1993. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: SIMPÓSIO CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANA, 1, Rio Claro (SP), 1993. *Boletim de Resumos*, Rio Claro, UNESP, p. 77-80.
- ROHN, R. & ROSLER, O. 1987. Relações entre a flora permiana do Gondwana e as floras das províncias setentrionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987, *Anais*, Rio de Janeiro, SBP, 2:885-899.
- RUNNEGAR, P. V. & NEWELL, N. D. 1971. Caspian-like relict fauna in the South American Permian. *American Museum of Natural History Bulletin.*, 146, Art. 1, 66 p.
- SARJEANT, W. A. S. 1967. Fossil footprints from the Middle Triassic of Nottinghamshire and Derbyshire. *The Mercian Geologist*, 2 (3): 327-341.
- SCOFFIN, T.P. 1987. *An introduction to Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie, Glasgow and London, 274 p.
- SOHN, I. G. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1990. Late Paleozoic (Gondwanan) ostracodes in the Corumbataí Formation, Parana Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, 64 (1): 116-128
- SOUZA, S. H. M. 1985. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Depto. Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SUGUIO, K.; SALATI, E. & BARCELOS, J. H. 1974. Calcários oolíticos de Itaguá (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências*, 4 (3): 142-166.
- SWINTON, W. E. 1973. *Fossil Amphibians and Reptiles*. Trustees of the British Museum of Natural History. Staples Printers Ltd., 133 p.
- TERWINDT, J. H. J. 1988. Paleo-tidal reconstructions in inshore tidal depositional environments. In: P.L. de Boer, A. van Gelder & S. D. Nio (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, D. Reidel Publ. Co, Dordrecht, Holanda, p. 233-263.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482 p.
- VALENCIO, D. A.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & PACCA, I. G. 1975. Paleomagnetism of some sedimentary rocks of the Late Paleozoic Tubarão and Passa Dois Groups from the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:186-197.
- VALENCIO, D. A. 1980. El paleomagnetismo: su aplicación a la correlación de rocas del Carbonífero-Pérmico. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 2 e CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1, Buenos Aires, 1980, *Actas*, Buenos Aires, 4: 189-198.
- ZAINE, M. F. 1980. *Uma barreira geográfica no Paleozóico superior na região de Fartura (SP)*. Dissertação de Mestrado, Depto. Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.