



A Formação Sanga do Cabral na Região de São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil

CARLOS HENRIQUE NOWATZKI⁽¹⁾

CARLA KLEIN⁽²⁾

(1) *Area de Conhecimento e Aplicação em Geociências*

Núcleo de Estudos Sedimentológicos e Estratigráficos - NESE

Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS - Av. Unisinos, 950

CP 275 - CEP 93001-970 - São Leopoldo - RS - Brasil

e-mail: nowa@euler.unisinos.br

(2) *Fundação Universidade do Rio Grande - FURGS*

e-mail: cklein@terra.com.br

NOWATZKI, C.H. & KLEIN, C. (2001): A Formação Sanga do Cabral na Região de São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 26, pp. 45-57, 8 Figs., Bogotá.

RESUMEN

La Formación Sanga do Cabral, del Pérmico-Triásico de la Cuenca de Paraná, está representada en la región de la hoja de São Leopoldo, Estado de Rio Grande do Sul, Brasil, por depósitos de abanicos aluviales en la base, fluviales del tipo entrelazado en su porción intermedia y de dunas-interdunas eólicas, en su parte superior.

Esta unidad está separada a través de disconformidades tanto en su base como en su techo, siendo su base la Formación Rio do Rasto y su techo areniscas eólicas de la unidad informalmente definida como «Arenitos Pedreira». Tales límites posiblemente indican dos fases de movimientos tectónicos que afectaron el área, elevándola y exponiéndola a una erosión mas profunda. Durante el primer evento tectónico, las rocas sedimentarias de la Formación Rio do Rasto fueron erosionadas, y sus clastos constituyen los depósitos basales de la Formación Sanga do Cabral. En el segundo evento, de mayor importancia, el basamento está expuesto y a partir de éste, las partículas tamaño arena dieron origen a las sedimentaciones eólicas de los «Arenitos Pedreira».

Palabras-clave: *Cuenca de Paraná, Pérmico-Triásico, Facies, Estratigrafía, Paleoambientes.*

RESUMO

A Formação Sanga do Cabral, Permo-triássico da Bacia do Paraná, está representada na região da Folha de São Leopoldo, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, por depósitos de leques aluviais na base, fluviais do tipo entrelaçado, em sua porção intermediária e de dunas e interdunas eólicas, na parte superior.

Esta unidade limita-se por disconformidades, sendo a inferior com a Formação Rio do Rasto e a superior com os arenitos eólicos da unidade informal «Arenitos Pedreira». Tais limites possivelmente demarcam duas fases de movimentações tectônicas que atingiram a área, soerguendo-a e expondo suas rochas à erosão mais profunda. Na primeira, foram afetados os sedimentitos da Formação Rio do Rasto, cujos clastos compõem as partículas dos depósitos basais da Formação Sanga do Cabral, e na segunda, de maior amplitude, expôs-se o embasamento do qual se originaram as areias que geraram as sedimentações eólicas dos «Arenitos Pedreira».

Palavras-chave: *Bacia do Paraná, Permo-triássico, Faciologia, Estratigrafia, Paleoambientes.*

ABSTRACT

The Permo-triassic Sanga do Cabral Formation, Paraná Basin, is represented in the region of São Leopoldo, Rio Grande do Sul State, Brazil, by deposits that represent alluvian fans in the base, braided rivers in the middle part, and dunes and interdunes in the upper part.

This unit is limited by disconformities, the lower one with the Rio do Rasto Formation and the upper one with the aeolian sandstones of the informal unit "Pedreira Sandstones". These limits probably mark

two phases of tectonic movements that hit the area, expose its rocks to a more deep erosion. In the first phase, it affected the sediments from the Rio do Rasto Formation, whose debris make up the basal deposits of the Sanga do Cabral Formation. In the second phase, the most pronounced one, the basement was exposed, generating the sands that make up the aeolian sedimentation of the "Pedreira Sandstones".

Key-words: *Paraná Basin, Permo-triassic Facies, Stratigraphy, Paleoenvironments.*

INTRODUÇÃO

Na região de São Leopoldo (Fig. 1), Estado do Rio Grande do Sul (RS), Brasil, afloram algumas unidades da Bacia Intracratônica do Paraná, entre elas a Formação Sanga do Cabral (FSC).

ANDREIS *et al.* (1980), propuseram o Grupo Rosário do Sul, Permo-Triássico do RS, como sendo composto pelas formações Sanga do Cabral, na base, Santa Maria, na porção intermediária, e Caturrita, no topo. Para estes autores, a FSC (Fig. 2) seria constituída por arenitos fluviais, enquanto a Formação Santa Maria apresentaria sedimentitos fluviais (Membro Passo das Tropas, inferior) e lacustres (Membro Alemoa, superior). A unidade de topo, Formação Caturrita, compreenderia litossomas fluviais e deltaicos.

Segundo FACCINI (1989), o grupo limita-se concordantemente com a Formação Rio do Rasto, sotoposta, e por desconformidade com a Formação Botucatu, sobreposta.

Alguns autores (e.g. LAVINA 1984 & 1991, FACCINI 1989, FACCINI & NOWATZKI 1992 e 1993) demonstraram posteriormente, que a FSC se constitui por rochas eólicas, fluviais e lacustres.

Os arenitos da unidade são quartzosos, as vezes arcoseanos, finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas, aos quais se associam pelitos e conglomerados. As cores variam de avermelhada, a branca e púrpura (NOWATZKI 1997).

Análises das miccas contidas nos arenitos fluviais, realizadas por SARTORI *et al.* (1995), mostraram que o embasamento e áreas do Escudo Sul-rio-grandense já se encontravam sob erosão, durante a sedimentação desta unidade. Concluíram também que, durante o Permiano e o Triássico Inferior e Médio, o Arco do Rio Grande estaria exposto.

Para FACCINI (1989) teria havido um pulso tectônico no topo do Triássico Médio (\pm 235 m.a.), oportunidade em que se depositaram os arenitos do Membro Passo das Tropas.

LAVINA (1989) sugeriu que os arenitos da Formação

Pirambóia, ocorrentes no norte da bacia, passassem a ser considerados essencialmente eólicos e não exclusivamente fluviais e intercalados à fácies lacustres e fluviais, quantitativamente menos representativas.

Em virtude de seu posicionamento estratigráfico, alguns pesquisadores (e.g. GAMMERMANN 1973, SOARES 1975, FACCINI 1989, LAVINA 1991) propuseram que a FSC e a Formação Pirambóia fossem correlacionáveis. LAVINA *et al.* (1993), contudo, correlacionaram apenas a parte inferior da FSC à Formação Pirambóia, uma vez que a parte superior não teria correspondente no norte da bacia.

O conteúdo paleontológico da FSC é composto de restos de *Procolophon pricei* (BARBERENA *et al.* 1981, LAVINA 1983), de idade Scythiano, coletados em conglomerados intraformacionais fluviais, e os icnotósseis *Anchorichnus coronus* e *Taenidium serpentinum*, ocorrentes nos depósitos de interdunas eólicas (NETTO 1989 e 1992).

METODOLOGIA

As estradas municipais, estaduais e federais que cortam a região, principalmente nos eixos N-S e L-W, foram utilizadas para a elaboração de seções geológicas.

Os afloramentos expostos nas rodovias são de boa qualidade, o que permitiu a confecção de perfis de detalhe, a descrição da faciologia, sua variação lateral e as relações de contato entre os litossomas.

A análise das fácies, diagnosticadas por suas geometrias, texturas, estruturas, fósseis e paleocorrentes, propiciou a interpretação paleoambiental.

FACIOLOGIA

Brecha com graduação inversa

É formada por ruditos com geometria tabular, cujas espessuras se situam entre 0,15 e 1 metro (Fig. 3). As partículas são de pelitos e de arenitos, possuindo dimensões que variam de 0,005 a 0,30 metro. Os clastos, cujas tonalidades são marrons, lilás, cremes e esverdeados, são angulosos e dispersos em matriz de

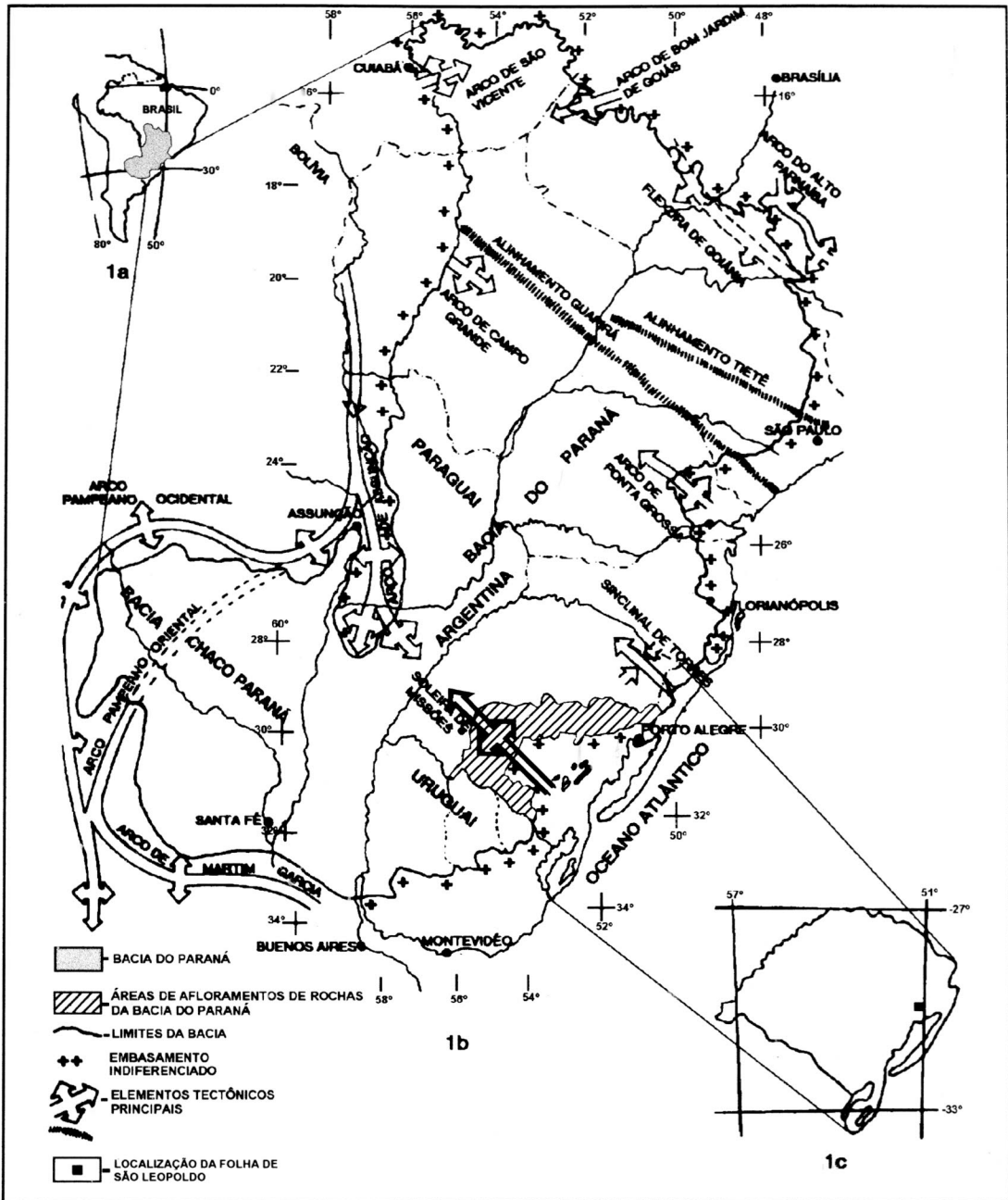


Fig. 1. Distribuição da Bacia do Paraná na América do Sul (1a), seus elementos tectônicos principais, inclusive da Bacia do Chaco-Paraná, e área de ocorrência no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (1b). A figura 1c mostra a localização da região estudada no Estado do Rio Grande do Sul (RS). Modificada de FACCINI (1989).

areias arcoseanas finas a médias.

Essas brechas polimodais apresentam gradação inversa e tons avermelhados e acinzentados.

Conglomerados e brechas com clastos sedimentares podem se formar de duas maneiras. A primeira é associada a erosão de gretas de contração, por curso d'água. Nesse caso, a imbricação está presente (PETTIJOHN 1975). A se-

gunda, de acordo com POTTER (1957), é devida a deslizamentos subaquáticos ou a avalanches, o que motiva pouco ou nenhum desenvolvimento na orientação dos seixos e surgimento de camadas muito dobradas e contorcidas.

Esses depósitos correspondem, segundo COLLINSON & THOMPSON (1982), a paraconglomerados, e se caracterizam



Fig. 3. A seta grande aponta para o contato entre as formações Rio do Rasto, inferior, e Sanga do Cabral, superior. As setas menores delimitam matacões mergulhados em abundante matriz arenosa, os quais assentam-se sobre seixos pelíticos e areníticos, todos provenientes da erosão da unidade sotoposta. Observar a granocrescência para o topo da camada da fácies de leque aluvial da Formação Sanga do Cabral.

ressaltando-se, contudo, o tectônico.

Para REINECK & SINGH (1980), a ocorrência de leques aluviais depende, além da topografia, do clima, sendo suas associações mais comuns, com depósitos de rios entrelaçados (*braided*), com dunas eólicas¹ e com lagos de deserto. Contudo, também podem se formar em climas úmidos (REINECK & SINGH 1980, GALLOWAY & HOBDAV 1983), como no caso do leque do rio Kosi (Himalaias). Nesses casos, a associação sempre é com rios entrelaçados (REINECK & SINGH 1980), sendo, na realidade, um produto desse tipo de corrente e, por essa razão, pode ser classificado como um depósito de planície aluvial entrelaçada (RUST 1978). Segundo este autor, no Permiano Superior, graças a escassez de vegetação, os depósitos aluviais entrelaçados eram abundantes em regiões úmidas.

Admite-se aqui que esta fácies represente sedimentações de leques aluviais em região de clima árido ou semi-árido, haja visto sua associação com depósitos fluviais, representados pelas fácies de arenitos com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte² e

¹Corpo arenoso depositado pelo vento ou água, apresentando-se na forma 2D, descrito a partir de corte transversal ou 3D, quando definidos em três dimensões (ASHLEY 1990).

com arenitos com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, as quais, por sua vez, associam-se distalmente com as fácies eólicas.

Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte

Correspondem a arenitos lenticulares com espessuras de 0,15 a 1 m, com estratificações cruzadas tangenciais (ou acanaladas, dependendo do corte) de pequeno porte (Fig. 4). Os arenitos são grossos a finos, quartzosos, por vezes arcoseanos, micáceos. As tonalidades são avermelhadas, róseas, acinzentadas e esverdeadas, apresentando as duas primeiras, manchas irregulares das outras tonalidades.

Seixos e grânulos de intraclastos, quartzo e feldspatos (Fig. 7) podem dispor-se nas lâminas³ frontais (*foresets*).

²Segundo ASHLEY (1990), estratificações cruzadas pequenas possuem dimensão entre 0,60 m a 5 m, as médias, de 5 m a 10 m, grandes, de 10 m a 100 m e as muito grande, maiores do que 100 m.

³Menor leito megascópico ocorrente no interior de uma camada (CAMPBELL 1967).

Esta fácies associa-se aos arenitos com estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte.

Segundo HARMS & FAHNESTOCK (1965), tais estruturas são formadas pela migração de dunas subaquáticas, as quais se formam em regime de fluxo inferior, em águas com profundidade acima de 0,30 m.

Depósitos assim estruturados são indicativos de fluxos unidirecionais (HARMS 1975).

Quando estas formas de leito de cristas sinuosas deslocam-se sobre seixos que constituem depósitos residuais de canal, como é o caso, correspondem a sedimentações fluviais, sendo aquelas granulometrias grossas mobilizadas apenas em épocas de cheias (WALKER & CANT 1986). Algumas dessas partículas, ou outras de dimensões menores (grânulos, por exemplo), acompanham o deslocamento das areias, migrando pelo *stoss side* da forma de leito e deslizando, a partir da crista, pela face de avalanche (*lee side*), onde podem ficar retidas e, portanto, preservadas (CANT 1982).

Arenitos com estratificações cruzadas planares de pequeno porte

Corresponde a arenitos lenticulares, com espessuras que variam de 0,15 a 1 m, micáceos, cujas areias são grossas, médias e finas, quartzosas ou feldspáticas. Os tons são avermelhados, róseos, acinzentados e esverdeados. Manchas irregulares com tonalidades acinzentadas e esverdeadas ocorrem dispersas entre as cores vermelhas.

As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações cruzadas planares de pequeno porte (Fig. 4).

Frações mais grossas (seixos e grânulos) de lama⁴ (intraclastos), quartzo e feldspatos, podem dispor-se nos *foresets* que constituem as estratificações cruzadas.

Arenitos com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, formam-se por migração de dunas com cristas retas (*sandwaves*, segundo HARMS & FAHNESTOCK 1965). De acordo com HARMS (1975), tais formas de leito originam-se em regime de fluxo inferior, em velocidades superiores as que formam as marcas de onduladas⁵ e inferiores àquelas que produzem as dunas com cristas sinuosas, em águas com profundidade superior a 0,30 m.

Assim como ocorre com as dunas com cristas sinuosas subaquáticas, tanto os seixos quanto granulometrias menores (grânulos) acompanham o deslocamento das areias transportadas por saltação pelo fluxo.

Em decorrência da associação com as fácies de

arenitos com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte, esta fácies é interpretada como tendo sido formada em ambiente fluvial.

Arenitos com marcas onduladas

Tratam-se de arenitos com geometria lenticular, com camadas cujas espessuras variam entre 0,02 a 0,10 metro, micáceos. A granulometria é de areias finas a muito finas, quartzosas.

Os arenitos apresentam marcas onduladas assimétricas que, em cortes transversais mostram laminações⁶ cruzadas acanaladas ou festonadas e, em cortes longitudinais, laminações cruzadas tangenciais.

As tonalidades são avermelhadas, acinzentadas e esverdeadas.

Segundo SOUTHARD (1975) e HARMS *et al.* (1982), marcas onduladas assimétricas originam-se em regime de fluxo inferior, unidirecional.

Conseqüência de sua pequena dimensão e das formas de leito de crista sinuosa, as estruturas sedimentares correspondentes são igualmente diminutas (laminações).

Associam-se às fácies de arenitos com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte e de arenitos com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, situando-se no topo daqueles depósitos.

Arenitos maciços

São lentes de arenitos com espessuras que variam de poucos centímetros até 1 metro, maciços. Os arenitos são micáceos, sendo constituído por areias grossas, médias ou finas, de composição quartzo-feldspática. As tonalidades são avermelhadas, acinzentadas e esverdeadas.

A origem de sedimentos maciços (*massive beds* de PETTIJOHN 1975, *structureless* e *unlaminated* de COLLINSON & THOMPSON 1982, *homogeneous bedding* de REINECK & SINGH 1980) tem sido atribuída a atividade de organismos (WERNER 1963), a escape de água (liqüefação) durante os processos de compactação (FÖRSTNER *et al.* 1968) e/ou à sedimentação rápida (REINECK & SINGH 1980), refletindo, nesse caso, a veloz desaceleração de correntes muito carregadas de sedimentos (COLLINSON & THOMPSON 1982). Sedimentos maciços, especialmente pelitos, podem revelar estruturas quando expostos aos raios-X (HAMBLING 1965).

Admite-se que as camadas maciças observadas tenham sido tanto o produto da liqüefação quanto da rápida desaceleração do transportante.

⁴Frações menores do que 0,062 mm.

⁵Marcas onduladas é o registro do fluxo unidirecional.

⁶Laminação é o arranjo das lâminas dentro de uma camada



Fig. 4. Depósitos do sistema fluvial *braided* da Formação Sanga do Cabral. A seta negra cheia aponta para camada representativa da fácies de arenitos com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte (dunas 3D). A seta vasada indica leito da fácies de arenitos com estratificação cruzada planar de pequeno porte (dunas 2D).

Arenitos com estratificações cruzadas de médio ou grande porte

A fácies é formada por arenitos avermelhados ou acinzentados, com camadas lenticulares, medindo entre 1 e 10 metros. Os arenitos são quartzo-feldspáticos, finos a muito finos, raramente médios e grossos, bem classificados e bimodais. As partículas são subarredondadas e foscas, a matriz é pelítica e o cimento é ferruginoso. Não foram detectados seixos e micas.

As estruturas sedimentares mais conspícuas são as estratificações cruzadas acanaladas ou tangenciais de médio ou grande porte. Os foresets iniciam com inclinações relativamente acentuada porém suavizam - e até se horizontalizam - na porção basal (Fig. 5).

Nas faces de avalanche, em cortes transversais ou longitudinais, são observadas lentes com 0,03 a 0,10 m de comprimento e 0,02 a 0,03 m de espessura de arenitos mais grossos, praticamente desprovidos de matriz, intercaladas a lâminas de arenitos mais finos. Essas lâminas apresentam-se, individualmente, muito bem selecionadas.

Nas camadas frontais ocorrem ainda, quando os depósitos são observados em planta, marcas onduladas de baixo relevo, dispostas transversal ou diagonalmente à

direção e ao sentido das estratificações cruzadas.

Arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte, com características de geometria e textura semelhantes as citadas, correspondem a depósitos de dunas eólicas (GRADZINSKI *et al.* 1979, REINECK & SINGH 1980, AHLBRANDT & FRYBERGER 1982, BROOKFIELD 1986).

As lentes de areias mais grossas intercaladas à lâminas de detritos mais finos, dispostas nas camadas frontais, correspondem a línguas arenosas de avalanche (*grain flow*) e depósitos de queda de grãos (*grain fall*), respectivamente (AHLBRANDT & FRYBERGER 1982).

As marcas onduladas são do tipo transladantes (*translatent climbing ripples*), o que corrobora a interpretação de que se tratam de depósitos eólicos, uma vez que esta forma de leito é exclusivamente formada pelo vento (HUNTER 1977). Em ambientes eólicos atuais é comum a presença destas estruturas nas camadas frontais (*lee side*) das dunas. Tal qual o observado nesta fácies, posicionam-se transversal ou diagonalmente a direção dos ventos principais. Naqueles locais, além dos ventos que sopram numa direção preferencial e constroem as dunas, existem outras correntes eólicas de menor intensidade que infletem e percorrem, transversalmente, a frente daqueles corpos, ondulando os sedimentos ali depositados (SHARP



Fig. 5. Porção superior da Formação Sanga do Cabral evidenciando a fácies de arenitos com estratificações cruzadas de médio ou grande porte (dunas eólicas), assinalados com a letra "A", e a fácies de arenitos com laminações cruzadas transladantes (interdunas), marcados com "B".

1963).

Arenitos com laminações cruzadas transladantes

Constitui-se por arenitos lenticulares, com espessuras que variam de 0,50 a 1 m. Os arenitos são médios a finos, quartzo-feldspáticos, cimentados por óxidos de ferro. As tonalidades são avermelhadas ou róseas. Não foram encontradas micas.

As camadas são ou estão próximas da horizontalidade, dispondo-se entre os depósitos de dunas. Nessa situação, a horizontalidade é fruto do prolongamento dos foresets daquelas formas de leito.

- As camadas são compostas por *translatent climbing ripples* (Figs. 5 e 6) que, em corte, apresentam-se como laminações cruzadas transladantes (*translatent cross-lamination*). Estas marcas onduladas possuem comprimentos entre 0,05 e 0,10 m e alturas entre 0,001 e 0,005 m, originando *ripple index* com valores médios entre 20 e 50. Apresentam gradação inversa, ocorrendo areias finas a muito finas na base e areias finas a médias na crista. Observam-se também delgadas lâminas de pelitos com cores acastanhadas posicionadas na base.

As marcas onduladas transladantes são originadas pela atividade do vento, cujo deslocamento e cavalgamento gera, internamente, as laminações transladantes (SHARP 1963, HUNTER 1977). O vento coloca em movimento, com maior facilidade, as partículas de menor granulometria, deixando como resíduo, os detritos mais grossos. O impacto entre as partículas que se deslocam por saltação, segrega as frações mais grossas no topo, dando origem a crista da marca ondulada e, conseqüentemente, a

gradação inversa (REINECK & SINGH 1980, KOCUREK & DOTT Jr. 1981).

As lamelas podem estar registrando períodos de maior umidade quando o transporte das areias praticamente estagnaria. Nessas fases, as frações mais finas que estavam suspensas decantariam em razão do aumento da densidade gerada pela absorção da umidade do ar atmosférico.

DISCUSSÕES

A análise faciológica mostra que a FSC, na região de São Leopoldo, RS, compõe-se por leques aluviais, na base, arenitos fluviais, na porção intermediária, e arenitos eólicos, na parte superior.

Os arenitos perfazem 99% do total das litologias.

As tonalidades mais corriqueiras são as avermelhadas, ocorrendo também tons acinzentados, esbranquiçados e amarelados.

Os leques aluviais correspondem a camadas tabulares, compostas por brechas com gradação inversa, cujos clastos provém de lutitos e arenitos da Formação Rio do Rasto, sotoposta. As partículas estão mergulhadas em matriz de areias arcoseanas, médias a finas, marcando uma desconformidade (Fig. 3), registro já realizado por FENSTERSEIFER (1979).

Os arenitos fluviais alcançam até 15 metros de espessura. São litarenitos conglomeráticos, compostos por 60% de fragmentos de quartzo, 10% de feldspatos e 30% de clastos líticos. Estes são mal classificados, subangulosos, constituídos por quartzo monocristalino, ortoclásio, feldspato perfitico, microclínio, litoclastos



Fig. 6. Detalhe da fácies de arenitos com laminações cruzadas transladantes (*translatent cross-laminations*) em depósitos de interdunas da Formação Sanga do Cabral.

sedimentares (argilito, siltito, arenito fino, *chert*), litoclastos metamórficos de baixo grau (filito), litoclastos plutônicos (granito) e biotita. Apresentam-se extremamente friáveis, exceto quando cimentados por carbonato.

Nas porções mais superiores dos fluvialitos podem ser encontradas camadas menos espessas (0,20 a 0,30 m) de eolianitos, indicando o estabelecimento paulatino de condições climáticas cada vez mais secas (Fig. 7).

Os arenitos eólicos do topo da unidade possuem espessuras que atingem 85 m.

A sucessão de depósitos gravitacionais (leques aluviais), arenitos fluviais e depósitos eólicos, é comum em sistemas fluviais de rios *braided*. O pacote corresponde a sedimentações em ambiente continental de clima árido, no mínimo semi-árido, contrastando com o clima úmido ou semi-úmido existente ao tempo Formação Rio do Rasto, sotoposta.

O contexto tectônico e de áreas fonte da FSC sofreu alterações, como demonstra a chegada abrupta e erosiva das areias quartzosas médias a grossas que compõem a litologia basal da unidade informal (Fig. 8), também eólica, "Arenitos Pedreira" (NOWATZKI & KERN 2000), demarcando outra desconformidade (Fig. 10), o que havia sido anteriormente referido por FACCINI *et al.*

Os limites inferior e superior, marcados pelas desconformidades, seriam uma resposta ao provável

soerguimento tectônico ocorrido na área. Se considerarmos que no limite Permiano Superior-Triássico Inferior ocorreram importantes movimentações tectônicas que afetaram a Bacia do Paraná, podemos supor que os fluxos gravitacionais da base da unidade são os reflexos dessas movimentações. De igual maneira no que se refere ao limite superior, quando assentam-se as areias quartzosas médias a grossas dos "Arenitos Pedreira".

De acordo com ZALÁN *et al.* (1987), os pacotes sedimentares permianos e triássicos da Bacia do Paraná foram afetados pelos soerguimentos acontecidos ao fim dos esforços compressivos hercínios. RAMOS (1970) faz menção a colisão de um antigo Continente Patagônico com o Gondwana, levada a termo entre o Carbonífero e o Permiano Superior-Triássico Inferior. FACCINI (1989), ao referir os limites das sucessões por ele estudadas, em parte aqui analisadas, afirma que os ciclos

"... Hercínio, Andino e Sul-Atlântico controlaram, indiretamente, a origem das superfícies erosivas limitantes das seqüências, produzidas por pulsos de soerguimentos..." (FACCINI 1989, p. 118).

Os dados das paleocorrentes fluviais, por provirem do sul (as eólicas vinham de nordeste) onde se situavam as áreas que estavam sendo soerguidas, além de comportarem a hipótese de que os fenômenos citados por ZALÁN *et al.* (1987) e RAMOS (1970) afetaram as unidades



Fig.7. A parte média da fotografia mostra a fácies de arenitos com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte da Formação Sanga do Cabral, com intraclastos retidos nos foresets, estando alguns deles assinalados por setas escuras. As porções basal e superior mostram depósitos eólicos.

da Bacia do Paraná, também coincidem com os de Wit & Ransone (1991, in MILANI 1992). Segundo eles, as Sierras Australes argentinas, situadas a sul, registram estruturas originadas durante a orogenia do Cabo de La Ventana (Argentina). Para MILANI (1992), tal orogenia causou, na Bacia do Paraná "... reactivation of old crustal lineaments mainly by strike-slip way" (p.44).

Para alguns (e.g. DAEMON & QUADROS 1970, ARAÚJO 1985, LAVINA 1991, ROHN & LAVINA 1993, ROHN 1995), a Formação Rio do Rasto é permiana. Outros (e.g. RAGONHA 1984 e 1989, ZALÁN *et al.* 1990, CUNHA & FRANÇA 1993), contudo, posicionam pelo menos sua porção superior no Triássico.

Por conseguinte, ainda que de modo não preciso quanto a idade, podemos inferir relativa contemporaneidade entre aqueles eventos tectônicos e o limite entre as formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral

CONCLUSÕES

A FSC, na área de São Leopoldo, RS, Brasil, é constituída pela associação de depósitos de leques aluviais, na base, sedimentitos fluviais do tipo braided, na porção intermediária, e de dunas e interdunas eólicas, no topo.

O clima dominante era árido ou semi-árido quente e o sistema fluvial testemunha rios que se deslocavam para nordeste. Já os depósitos eólicos mostram que os ventos migravam para sudoeste.

Tanto o limite inferior, com a Formação Rio do Rasto, quanto o superior, com os "Arenitos Pedreira", são por desconformidade, resposta as movimentações tectônicas que rejuvenesceram a topografia, ocasionando erosão de unidades sotopostas e exposição do embasamento.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos a Universidade do Vale do Rio dos Sinos-UNISINOS pelo apoio logístico.

Agradecemos também as Drs. Tânia Lindner Dutra e Renata Guimarães Netto pelas sugestões apresentadas.

À Karla Petry, graduanda do Curso de Geologia e à Fernanda Basso, acadêmica do Curso de Arquitetura e Urbanismo da UNISINOS, nosso reconhecimento pelo auxílio prestado na elaboração final deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLBRANDT, T.S. & FRYBERGER, S.G. (1982): Introduction to Eolian Deposits. - Scholle, P.A. & Spearing, D., eds. Sandstone Depositional Environments, p. 11-47, George Banta Company, Menasha.



Fig. 8. Contato erosivo, assinalado pela seta, entre as fácies de arenitos com estratificações cruzadas de médio ou grande porte, com granulometria fina a muito fina e composição quartzo-feldspática da Formação Sanga do Cabral (inferior), e do "Arenito Pedreira" (superior), composto por areias quartzosas médias a grossas.

- ANDREIS, R.R., BOSSI, G.E. & MONTARDO, D.K. (1980): O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul - Brasil, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 659-673, Balneário de Camboriú, Brasil.
- ARAÚJO, D.C.F. (1985): Sobre *Pareiasaurus americanus* sp. nov., do Permiano Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. I-Diagnose Específica.-Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 57, 1, p. 63-66, Rio de Janeiro.
- ASHLEY, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem.- *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, 1, p. 160-172, Tulsa.
- BARBERENA, M.C., LAVINA, E.L. & BECKER, M.T. (1981): Sobre a presença de tetrápodos na Formação Sanga do Cabral (Grupo Rosário do Sul), Triássico do Rio Grande do Sul, Brasil.- 2º Congresso Latino-Americano de Paleontologia, v. 1, p. 295-306, Porto Alegre, Brasil.
- BROOKFIELD, M.E. (1986): Eolian Facies.- Walker, R.G., ed. *Facies Models*, p. 91-103, Geoscience Canada Reprint Series 1, Ontario.
- CAMPBELL, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed e bedset.- *Sedimentology*, v. 8, p. 7-26, Amsterdam.
- CANT, D.J. (1982): Fluvial facies models and their application.- Scholle, P.A. & Spearing, D., eds. *Sandstone Depositional Environments*, p. 115-137, George Banta Company, Menasha.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1982): *Sedimentary Structures*.- 194 p., George Allen & Unwin (Publishers) Ltd., London.
- CUNHA, P.R.C. & FRANÇA, A.B. (1993): Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto - Bacia do Paraná, 1º Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, p. 77-80, Rio Claro, Brasil.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. (1970): Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná, 24º Congresso Brasileiro de Geologia, p. 359-412, Brasília, Brasil.
- FACCINI, U.F. (1989): O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das Seqüências Depositionais (Dissertação de Mestrado).- 133 p., Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre.
- FACCINI, U.F. & NOWATZKI, C.H. (1992): Linha Divisória Brasil-Uruguai: Faciologia e Correlação entre as Unidades Sul-riograndenses e Uruguaias (Trecho Cerrilhada-Rivera) (Relatório inédito).- 25 p., Universidade do Vale do Rio dos Sinos-UNISINOS, Departamento de Geologia, São Leopoldo.
- FACCINI, U.F. & NOWATZKI, C.H. (1993): A borda sudeste da Bacia do Paraná (RS-Uruguai).- 1º Seminário-Feira de Pesquisa e Pós-Graduação, p. 142, São Leopoldo, Brasil.
- FACCINI, U.F., PAIM, P.S.G., NETTO, R.G. & NOWATZKI, C.H. (1989): A seqüência deposicional Botucatu (RS).- 11º Congresso Brasileiro de Paleontologia, v. 1, p. 183-194, Curitiba, Brasil.
- FENSTERSEIFER, H.C. (1979): Contribuição a Estratigrafia da região de Gravataí, Rio Grande do Sul, Brasil (Dissertação de Mestrado).- 182 p., Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Programa de Pós-Graduação em

Geociências, Porto Alegre.

- FÖRSTNER, U., MÜLLER, G. & REINECK, H.-E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee.- Neus Jahrbuch Mineral Abhandlungen, 109, p.33-62, Tuebingen.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. (1983): Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration.- 423 p., Springer-Verlag, New York.
- GAMERMANN, N. (1973): Formação Rosário do Sul.- Pesquisas, v. 2, 1, p. 5-35, Porto Alegre.
- GRADZINSKI, R., GAGOL, K. & SLACZKA, A. (1979): The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas.- Acta Geologica Polonica, v. 29, 2, p. 151-175, Varsóvia.
- HAMBLING, W.K. (1965): Internal structures of "homogeneous" sandstones.- Kansas Geological Survey Bulletin, 175, p. 569-582, Kansas.
- HARMS, J. C. (1975): Stratification produced by migrating bed forms.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, ed. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences Short Course 2, p. 45-61, SEPM, Tulsa.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K. (1965): Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande).- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, ed. Special Publication 12, p. 84-115, SEPM, Tulsa.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. (1982): Structures and Sequences in Clastic Rocks.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, ed. Short Course 9, p. 249, SEPM, Tulsa.
- HUNTER, R.E. (1977): Basic types of stratification in small eolian dunes.- Sedimentology, v. 24, 361-387, Amsterdam.
- KOKUREK, G. & DOTT Jr., R.H. (1981): Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand.- Journal of Sedimentary Petrology, v.51, p. 579-595, Tulsa.
- LAVINA, E.L. (1983): *Procolophon pricei* sp. n., um novo réptil procolofonídeo do Triássico do Rio Grande do Sul.-Inheringia. Sér. Geol. 9, p. 51-78, Porto Alegre.
- ____ (1984): Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico-Grupo Rosário do Sul) na região norte da folha de Catuçaba-RS.- 33º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 792-804, Rio de Janeiro, Brasil.
- ____ (1989): Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano?.- 1º Simpósio de Geologia do Sudeste, p. 8-9, Rio de Janeiro, Brasil.
- ____ (1991): Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná (Dissertação de Mestrado).- 312 p., Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre.
- LAVINA, E.L.C., FACCINI, E.F. & RIBEIRO, H.J.S. (1993): A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul.- Acta Geologica Leopoldensia, v.16, 38, 179-197, São Leopoldo.
- MIAL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.- Mial, A.D., ed. Fluvial Sedimentology, p. 567-604. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, St. Johns.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition.- Middleton, G.V. & Bouma, A. H. , ed. Turbidites and Deep Water Sedimentation, p. 1-35, SEPM, Los Angeles.
- MILANI, E.J. (1992): Interplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin, SE Brazil (Relatório Inédito).- 53 p., Petróleo Brasileiro S.A.-PETROBRAS, Rio de Janeiro.
- NETTO, R.G. (1989): Paleocnologia das seqüências eólicas sotopostas à Formação Botucatu no Rio Grande do Sul.- Acta Geologica Leopoldensia, v. 12, 28, p. 31-44, São Leopoldo.
- ____ (1992): Paleoecology of ichnocoenoses in the Cruziana ichnofacies, Serrinha Member, Rio do Rasto Formation (Upper Permian), from the Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil.- Acta Geologica Leopoldensia, v. 15, 36, p. 67-82, São Leopoldo.
- NOWATZKI, C.H. (1997): Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná, Intervalo Abrangido entre as Aloformações Rio do Rasto e Botucatu, Folha de São Leopoldo, RS, Brasil (Dissertação de Mestrado).- 246 p. Universidade do Vale do Rio dos Sinos-UNISINOS, Programa de Pós-Graduação em Geologia, São Leopoldo.
- NOWATZKI, C.H. & KERN, H.P. (2000): The eolianites between Sanga do Cabral and Botucatu formations in Rio Grande do Sul State, Brazil.- Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 72, 2, p. 247-256, Rio de Janeiro.
- PETTIJOHN, E.J. (1975): Sedimentary Rocks.- 628 p., 3ª ed. Harper & Row, Publishers, New York.
- POTTER, P.E. (1957): Breccia and small-scale Lower Pennsylvanian overthrusting in southern Illinois.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 41, p. 2695-2709, Tulsa.
- RAGONHA, E.W. (1984): Taxonomia de Dentes e Espinhos Isolados de Xenacanthodi (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações Cronológicas e Paleoambientais (Tese de Doutorado).- 166 p., Universidade de São Paulo-USP, Programa de Pós-Graduação em Geociências, São Paulo.
- ____ (1989): Placas dentárias de Dipnoi no Grupo Passa Dois (P-Tr) da Bacia do Paraná. Apreciações ambientais, climáticas, cronológicas e estratigráficas, 11º Congresso Brasileiro de Paleontologia, v. 1, p. 195-206, Curitiba, Brasil.
- RAMOS, A.M. (1970): Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua importância na sedimentação.- Boletim Técnico da PETROBRÁS, v. 13, 3-4, p. 85-93, Rio de Janeiro.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary

- Environments.- 549 p., Springer-Verlag, Berlin.
- ROHN, R. (1995): Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no Leste de Santa Catarina e do Paraná (Tese de Doutorado).- 298 p., Universidade de São Paulo-USP, Programa de Pós-Graduação em Geociências, São Paulo.
- ROHN, R. & LAVINA, E.L. (1993): Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois, 1º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, p. 83, Rio Claro, Brasil.
- RUST, B.R. (1978): Depositional models for braided rivers alluvium.- Mial, A. D., ed. Fluvial Sedimentology, p. 506-625, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, St. Johns.
- SARTORI, P.L.B., SILVÉRIO DA SILVA, J.L. & KAWASHITA, K. (1995): Idades radiométricas K-Ar e indicações sobre a área fonte das micas dos arenitos fluviais da Formação Sanga do Cabral.- 2º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, p. 111-113, Porto Alegre, Brasil.
- SHARP, R.P. (1963): Wind ripples.- Journal of Geology, v. 71, p. 617-636, Chicago.
- SOARES, P.C. (1975): Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo.- Revista Brasileira de Geociências, v. 5, 4, p. 229-251, São Paulo.
- SOUTHARD, J.B. (1975): Bed configurations.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, eds. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences, SEPM Short Course 2, Dallas.
- WALKER, R.G. & CANT, D.J. (1986): Sandy fluvial systems.- Walker, R.G., ed. Facies Models, p. 71-89, Geoscience Canada Reprint Series 1, Ontario.
- WERNER, F. (1963): Über den inneren aufbau von Stradwällen na einem Küstenabschnitt der Eckernförder Bucht.- Meyniana, 13, p.108-121, Alemanha.
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T. & ZANOTTO, O. A. (1987): Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná, 3º Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, v. 1, p. 441-477, Curitiba, Brasil.
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., MARQUES, A., ASTOLDI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, C.T. & ZANOTTO, O.A. (1990): Bacia do Paraná.- Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J., coords. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, p. 135-168, PETROBRÁS, Rio de Janeiro.

Manuscrito recebido, Agosto de 2000

Manuscrito aprobado para publicación, Agosto de 2001