Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Contribuição à Estratigrafia e Paleoambiente da Formação Tacuarembó no Noroeste do Uruguai

Ernesto Luiz Lavina, Sérgio Alex Azevedo, Mário Costa Barberena, Lorenzo Ferrando

Pesquisas em Geociências, 17 (17): 5-23, jan./abr., 1985.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21687>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - jan./abr., 1985.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

CONTRIBUIÇÃO À ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE
DA FORMAÇÃO TACUAREMBÓ NO NOROESTE
DO URUGUAI *

ERNESTO LUIZ LAVINA **
SÉRGIO ALEX K. AZEVEDO **
MÁRIO COSTA BARBERENA ***
LORENZO FERRANDO ****

SINOPSE

A Formação Tacuarembó, tal como definida na região noroeste da República Oriental do Uruguai, pode ser dividida em duas seqüências que exibem características paleoambientais bastante distintas. O Membro Inferior pode ser preliminarmente relacionado com um modelo fluvial de canais entrelaçados. Por outro lado, o Membro Superior apresenta feições tipicamente eólicas.

A comparação da Formação Tacuarembó com as unidades gonduânicas do Estado do Rio Grande do Sul sugere uma clara correspondência entre o Membro Superior e a formação Botucatu. Já o Membro Inferior, de acordo com suas características litológicas e posicionamento estratigráfico, parece corresponder a Formação Caturrita (a mais alta do Grupo Rosário do Sul, Triássico Superior do Rio Grande do Sul).

ABSTRACT

The Tacuarembó Formation, as defined in the northwestern region of Uruguai, can be divided into two sequences which exhibit well distinct paleoenvironmental characteristics.

The Lower Member can be preliminarily related to a braided river fluvial model. On the other hand, the Upper Member shows typical eolian features.

Comparison of the Tacuarembó Formation with the gondwanic unities of Rio Grande do Sul State, southern Brazil, suggests a clear correspondence between its Upper Member and the Botucatu Formation. Its Lower Member, according to its lithologic characteristics, seems to be an equivalent of the Caturrita Formation (the uppermost unit of the Rosário do Sul Group, Triassic of Southern Brazil).

* – Trabalho sob os auspícios do CNPq (Proc. nº 40.2622/82), FAPERGS e PROPESP (UFRGS).

** – Pesquisadores do CNPq e do CIGo (UFRGS).

*** – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Diretor do CIGo

**** – Geólogo, Consutor do CIGo.

– Trabalho recebido para publicação em 15 de agosto de 1984.

Pesquisas	Porto Alegre	n. 17	p. 5-23	1985
-----------	--------------	-------	---------	------

INTRODUÇÃO

O Centro de Investigação do Gondwana (C. I. Go — IG — UFRGS) e o Museo de História Natural de Montevideo vêm realizando um extenso estudo conjunto da sequência Permo-Triássica que aflora na região noroeste do Uruguai. Estão sendo desenvolvidos trabalhos de mapeamento geológico, prospecção e coleta de tetrápodos fósseis, além de estudo estratigráfico e paleoambiental desta sequência, visando estabelecer a correlação entre os sedimentitos sul-rio-grandenses e aqueles encontrados no País vizinho.

Resultados positivos já foram obtidos com relação ao limite Permo-Triássico no Uruguai, mostrando que, basicamente, as evidências obtidas para o Rio Grande do Sul repetem-se para aquele país, conforme discutido em AZEVEDO et alii (neste número).

Por outro lado, um dos objetivos do trabalho maior de mapeamento do Triássico do Rio Grande do Sul é estabelecer a natureza do limite entre as Formações Caturrita e Botucatu, no topo do pacote Triássico. Vários aspectos deste contato foram já discutidos por MONTARDO (1982). O trabalho conjunto com pesquisadores uruguaios ensejou que também se pudesse estudar este problema, pelo menos preliminarmente, na área compreendida pelo plano de pesquisa, tendo-se em meta os sedimentitos da Formação Tacuarembó.

O presente trabalho ocupa-se precisamente em relatar os primeiros resultados obtidos do estudo estratigráfico e paleoambiental que realizamos nesta sequência procurando estabelecer sua correlação com as unidades triássicas superiores da sequência gonduânica brasileira.

Foi percorrida grande parte da área aflorante da unidade, efetuando-se perfis estatigráficos detalhados nos locais onde a sequência encontra-se melhor exposta, além de perfis compostos ao longo das principais estradas da região. Afloramentos particularmente significativos da Formação Tacuarembó situam-se próximos à cidade de mesmo nome. Na confecção dos perfis levou-se em consideração a coloração, textura, estruturas sedimentares e relações de contato entre as camadas. A representação gráfica destes perfis foi adaptada a partir do modelo de SELLEY (1970). As cores das litologias foram registradas de acordo com a Tabela de Cores de Rochas, compilada pelo Geological Survey of America (USA).

FORMAÇÃO TACUAREMBÓ

Generalidades:

A área de melhores afloramentos da Formação Tacuarembó localiza-se no centro-norte do Uruguai, apresentando-se como uma faixa arqueada, de aproximadamente 160 km de comprimento por 50 km de largura máxima e estendendo-se da cidade de Rivera à localidade de Curtina, nos Departamentos de Rivera, Tacuarembó, Salto y Paisandu, (FIG. 1).

Fig.1- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Esta unidade encontra-se sotoposta aos derrames basálticos das Formações Puerto Gomes e Arapey (Juro-Cretácicas) e sobreposta aos arenitos da Formação Yaguari (em geral considerados como Permiano superior; BOSSI et alii, 1975).

A Formação Tacuarembó foi definida por WALTHER (1911) e CAORSI & GOÑI (1958) como sendo um pacote de arenitos finos e muito finos com estratificações cruzadas, e alguns níveis argilosos na parte inferior. Usualmente, é subdividida em dois Membros, um inferior de origem sub aquosa, e outro superior, de origem eólica (BOSSI et alii, 1975).

Sua espessura aflorante é estimada em 100-120m (BOSSI et alii, 1975).

Descrição da Unidade

A Formação Tacuarembó é composta predominantemente por arenitos, que perfazem cerca de 90% das litologias da unidade, ocorrendo em pequenas proporções pelitos (8%) e ruditos (2%).

As cores mais freqüentes são as vermelho-amareladas (10 YR 7/4, 6/6, 8/2, 8/6), seguida pelas tonalidades castanho-avermelhadas (5 R, 4/6, 7/4) e laranja-avermelhadas (10 R 6/6, 4/6), encontradas comumente associadas à fração arenosa. As tonalidades amarelo-acinzentadas (5 Y 8/4, 7/6) e esverdeadas (5 GY 7/2, 8/1) são pouco comuns, ocorrendo em geral nos pelitos.

Normalmente, as litologias são bastante friáveis, com exceção da parte superior que, por vezes encontra-se muito silicificada e ressalta na topografia formando mesas e morros testemunhos (Figs. 2 e 3).

As camadas apresentam-se com forma sempre lenticular. As estruturas primárias mais comuns são estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, que caracterizam a parte inferior da sequência, enquanto no topo predominam os estratos cruzados de grande porte (acima de 2 m de espessura).

As observações de campo, somadas à análise dos perfis estratigráficos realizados (Figs. 6, 7 e 8) caracterizam, a nosso ver, uma significativa diferença entre as sequências inferior e superior da Formação Tacuarembó. Por este motivo, serão abordados em separado.

Membro Inferior

Constitui-se em uma sucessão de arenitos finos e muito finos, com delgadas intercalações de arenitos médios e de pelitos. Arenitos grossos e ruditos são raros.

Uma diferença notável deste pacote com relação à sequência superior diz respeito à tonalidade adquirida por estas rochas quando intemperizadas. Na superfície dos afloramentos, a rocha descolorida exibe tons cinza claro a branco (N 8, N 9), entremeados com manchas de tonalidades mais escuras (N 2, N 3).

Os arenitos, em geral, formam camadas com espessuras que variam de 1 cm até 2 m, sendo mais comuns as espessuras compreendidas no intervalo 0,5 – 1 m. Os contatos entre as litologias arenosas podem ser erosivos, plano-nítidos ou gradacionais, dominando os dois primeiros sobre os gradacionais (Figs. 6, 7, e 8).

As estruturas primárias mais ocorrentes nos arenitos são as estratificações cruzadas acanaladas, verificando-se, subordinadamente estratos cruzados tabulares. O porte das estratificações cruzadas varia entre 0,01 e 1 m, raramente ultrapassa estes valores. Também são encontradas muitas camadas com laminação plano-paralela, com lineação por corrente (parting lineation).

Os arenitos são feldspáticos, com baixa seleção granulométrica, podendo ter níveis com elevadas concentrações de micas (muscovita e biotita). Intraclastos pelíticos com até 5 cm de diâmetro ocorrem freqüentemente dispersos na base dos arenitos.

Entre os pelitos são encontrados desde argilitos até siltitos arenosos. De maneira geral, argilitos e siltitos formam camadas de pequena espessura, raramente maiores que 10 cm. A estrutura primária mais comum é a laminação plano-paralela. Nos siltitos arenosos podem ocorrer laminações cruzadas, porém são raras. Em locais, como no Cerro Batovi Dorado, são encontradas fendas de ressecamento preenchidas por arenito fino. Neste local foram coletados abundantes conchostráceos nos níveis pelíticos associados. (Fig. 6).

Os ruditos presentes no Membro Inferior são sempre de tipo intraformacional, ocorrendo como lentes de 2 a 10 cm de espessura por 30 a 60 cm de extensão. O arcabouço possui abundantes grânulos e seixos de pelitos, muitas vezes discóides, imersos em matriz arenosa.

Estudando-se a sucessão vertical das litologias e das estruturas sedimentares do Membro Inferior da Formação Tacuarembó, nos afloramentos e em perfis estratigráficos (Figs. 6, 7 e 8), pode-se notar que não ocorrem ciclos granodecrescentes

bem definidos (fining-upward; ALLEN, 1970). Concorrem para tanto a pequena participação de arenitos grossos e ruditos extraformacionais, além da presença de muitos contatos erosivos entre as camadas arenosas.

Membro Superior

A seqüência superior da Formação Tacuarembó apresenta, com relação à anterior, algumas diferenças bastante significativas.

Constitui-se em uma monótona sucessão de arenitos finos e médios, na qual não encontraram-se, até o momento, vestígios de camadas pelíticas ou mesmo intraclastos dispersos. As cores, mesmo na rocha bastante intemperizada, permanecem no campo das tonalidades avermelhadas (R e YR).

As estruturas primárias estão representadas por estratificações cruzadas cuneiformes, planares e acanaladas, em geral de grande porte. Os sedimentitos apresentam-se muito bem selecionados, embora a granulometria possa variar de uma para outra. Observaram-se, também, laminações cruzadas de tipo "translatent climbing ripples" e fluxos de grãos.

Freqüentemente, os arenitos encontram-se bastante silicificados ressaltando na topografia com morros-testemunho, como no caso do Cerro Batovi Dorado (Fig. 2).

A espessura desta seqüência é bastante variável, podendo não existir em alguns locais. No Cerro Batovi sua espessura é de aproximadamente 11 m; em outros locais pode atingir 20 m. BOSSI et alii (1975) estima a espessura do membro superior entre 30 a 40 m.

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Para o Membro Inferior da Formação Tacuarembó sempre foi admitida uma origem subaquática, principalmente em função dos abundantes conchostráceos e restos de peixes que contém (BOSSI et alii, 1975). Ultimamente, sua origem tem sido considerada como flúvio-lacustre (MONES & FIGUEIRAS, 1981).

No entanto, até o momento não existe um estudo detalhado desta seqüência, a fim de permitir uma melhor caracterização paleoambiental. Neste sentido, as observações permitiram acrescentar algumas novas informações sobre os mecanismos deposicionais aqui envolvidos.

Em primeiro lugar, deve-se atentar para a presença de muitas camadas lenticulares de arenitos laminados ou com estratificações cruzadas de pequeno e médio porte, muitas vezes com intraclastos dispersos na base, e também para as delgadas lentes pelíticas. (Figs 6, 7 e 8). Estas evidências são compatíveis com uma deposição em ambiente fluvial.

Estudando-se as estruturas primárias que ocorrem na unidade, pode-se tentar detalhar seus mecanismos deposicionais.

Os arenitos com estratificações cruzadas tem sido normalmente interpretados como depositados em regime de fluxo inferior (VISHER, 1965; HARMS & FAHNESTOCK, 1965; HARMS et alii, 1975). Os arenitos com estratificações cruzadas acanaladas correspondem a migrações de dunas subaquosas (HARMS &

FAHNESTOCK, 1965; MIAL, 1977) enquanto os portadores de cruzadas tabulares sugerem depósitos associados a barras arenosas frontais (sand foreset bars; MIAL, 1977).

Já os arenitos laminados, com lineação por corrente, são interpretados como depósitos de regime de fluxo superior (VISH, 1965; McKEE et alii, 1967; N. SMITH, 1970), na forma de lençóis de areia (McKEE et alii, 1967; CANT, 1982). Os arenitos maciços, muitas vezes com abundantes intraclastos pelíticos, igualmente podem ser relacionados com regime de fluxo superior (ADELEYE, 1974; CONAGHAN & JONES, 1975).

As litologias pelíticas correspondem a depósitos de acreção vertical em áreas não submetidas a ação das correntes.

Pode-se perceber, portanto, que os depósitos da unidade correspondem basicamente à migração de dunas subaquosas e de lençóis de areia, com pequena participação de barras arenosas.

De posse de todas estas evidências, pode-se tentar agora a comparação com modelos fluviais conhecidos.

Com relação aos modelos de rios meandriformes percebe-se, de imediato, algumas discrepâncias da sequência estudada. Em princípio, a presença de muitas camadas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (dunas) ou laminados (lençóis de areia), poderia ser compatível com este modelo de paleocanais. Porém, a proporção de camadas laminadas parece ser muito maior que aquela normalmente encontradas nestes rios. De outra parte, a grande dominância das fácies de canal e o baixo potencial de preservação de fácies pelíticas, além da baixa frequência de ciclos granodecrescentes bem definidos parecem ser fortes argumentos contrários a uma deposição a partir de canais meandriformes.

Uma deposição a partir de canais anastomosados (— anastomosed rivers, segundo conceito de SCHUMM, 1968; D. SMITH & SMITH, 1980; RUST, 1981; CANT, 1982 — conferir LAVINA, no prelo) apresenta as mesmas dificuldades no tocante à ausência da fração pelítica, pois estes rios embora desenvolvam canais múltiplos, apresentam planícies aluviais pelíticas bastante extensas.

Resta, então, comparar as características litoestratigráficas do Membro Inferior da Formação Tacuarembó com as encontradas nos depósitos de canais entrelaçados (— braided rivers; SHUMM, 1968; ORE, 1964; N. SMITH, 1970; MIAL, 1977 — conferir LAVINA, no prelo). Tais rios apresentam um sistema de canais múltiplos, com alta mobilidade lateral, provocada pela intensa erosão das margens. Por este motivo, as fácies de canal, nos sistemas entrelaçados, são amplamente dominantes sobre as de planície aluvial (SELLEY, 1970; MIAL, 1977). Os pelitos, neste ambiente, podem preservar-se apenas esporadicamente, em geral associados a canais abandonados (SELLEY, 1970).

Na sequência descrita, a grande dominância das fácies de canal é, como pode-se perceber, compatível com a encontrada nos sistemas de canais entrelaçados. Neste contexto, as delgadas camadas lenticulares de pelitos, que raramente atingem 10 m de extensão lateral, parecem enquadrar-se melhor a depósitos de canais abandonados do que a depósitos de bacia de inundação propriamente dita, como as desenvolvidas pelos padrões anteriormente discutidos.

Comparando-se a sequência estudada com sistemas atuais de canais entrela-

çados, apresentados por MIALL (1982), descarta-se, de imediato, aqueles com elevada percentagem de material rudítico (THOLLHEIM, SCOTT e DONJEK), restringindo-se apenas aos modelos eminentemente arenosos. Dentre estes, a pequena participação de depósitos de barras transversais (estratos cruzados tabulares), parece descartar o modelo "Platte River" (cf. MIALL, 1982). Ao contrário, a grande percentagem de depósitos de lençóis de areia (arenitos maciços e laminados) em alguns locais, como no Cerro Batovi Dorado (Fig. 6), poderia sugerir uma deposição associada a canais efêmeros do tipo "Bijou Creek River" (cf. McKEE et alii, 1967; MIALL, 1977 e 1982; CANT, 1982). Porém, em outros locais, as camadas de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (dunas subaquosas) são amplamente dominantes, dificultando esta interpretação. Aparentemente, a elevada razão dunas subaquosas/barras transversais, (Figs. 7 e 8) sugere presença de canais cíclicos tipo "South Saskatchewan River" (cf. CANT & WALKER, 1976; MIALL, 1982).

Deste modo, embora os poucos dados disponíveis, pode-se interpretar, tentativamente, pelas evidências acima apontadas, que o Membro Inferior da Formação Tacuarembó depositou-se a partir de um sistema de canais entrelaçados. Este sistema, possivelmente, apresentava periódicas alternâncias de canais cíclicos e canais efêmeros.

Com relação ao Membro Superior da Formação Tacuarembó, sua origem deve-se a processo bastante diverso. Os autores que trabalharam com esta seqüência foram unânimes em admitir uma origem eólica para a mesma. Da mesma forma, observações nossas sugerem este ambiente como sendo o mais provável para a sua deposição. As camadas de arenitos com estratificação cruzada acanalada ou planares de grande porte, apresentando uma boa seleção granulométrica entre as lâminas, são aqui interpretados como cortes transversais ou longitudinais respectivamente, de dunas do tipo barcana.

Para finalizar, cabe tecer algumas considerações sobre o contato entre os dois Membros da Formação Tacuarembó.

Na parte superior do pacote fluvial, em muitos locais, observa-se a presença de grandes corpos lenticulares de areia com estratos cruzados de grande porte (+ de 10 m) que possuem origem eólica. A presença desta zona de transição (BOS-SI et alii, 1975), caracterizada pela contemporaneidade de deposição fluvial-eólica, sugere que o estabelecimento das condições desérticas foi relativamente lento e gradual.

CORRELAÇÃO DA FORMAÇÃO TACUAREMBÓ COM AS UNIDADES GONDUÂNICAS DO RIO GRANDE DO SUL

O primeiro estudo integrado da seqüência gonduânica do Brasil e Uruguai foi realizado por DELANEY & GONI (1966). Os autores reconheceram que, de um modo geral, as unidades Permo-Triássicas uruguaias assemelhavam-se bastante às aquelas presentes no Rio Grande do Sul, o mesmo ocorrendo com relação às encontradas nos Estados de Santa Catarina e Paraná.

No quadro comparativo apresentado pelos citados autores, a Formação Ta-

cuarembó é considerada como equivalente à Formação Botucatu. Esta correlação vem sendo mantida mesmo nos trabalhos mais recentes como o de MONES & FIGUEIRAS (1981).

Todavia, nos últimos anos, os conhecimentos relativos às unidades gonduânicas brasileiras vem aumentando em ritmo crescente. Este fato, somado aos novos dados coletados durante a realização deste trabalho, permitem reexaminar a correlação da Formação Tacuarembó com as unidades Permo-Triássicas do Rio Grande do Sul.

Deve ficar claro que a Formação Tacuarembó, em sua proposição original (CAORSI & GONI, 1958), correspondia integralmente à Formação Botucatu no sentido utilizado à época. Durante vários anos, considerou-se a Formação Botucatu como sendo constituída por uma seqüência inferior fluvial (facies Pirambóia – WASHBURNE, 1930) e outra superior, eólica (Botucatu s. s. – GONZAGA DE CAMPOS, 1889).

Nos trabalhos de GAMERMANN (1973) e SOARES (1975), houve uma tendência de separar as duas seqüências em unidades distintas. A partir dos trabalhos daqueles autores, a designação de Formação Botucatu passou a ser utilizada para caracterizar apenas arenitos eólicos. A seqüência fluvial inferior, nos Estados do Paraná e São Paulo, foi elevada à categoria de Formação (Formação Pirambóia – SOARES, 1975), enquanto que no Rio Grande do Sul, foi incluída na parte superior da Formação Rosário do Sul (GAMERMANN, 1975).

Os dois autores supra-citados consideraram as Formações Rosário do Sul e Pirambóia, genética e temporalmente correlacionáveis.

Da discussão acima, torna-se evidente que os arenitos eólicos do Membro Superior da Formação Tacuarembó equivalem aos da Formação Botucatu. Já a seqüência fluvial do Membro Inferior, como consequência, deverá ser relacionada ou com a Formação Pirambóia ou com a Formação Rosário do Sul.

Antes de discutirmos este problema, convém referir que ANDREIS et alii (1980) elevaram a Formação Rosário do Sul sensu GAMERMANN (1973) à categoria de Grupo, subdividido em três unidades, a saber: Formações Sanga do Cabral (basal), Santa Maria e Caturrita, que correspondem, com algumas modificações, às unidades propostas por BORTULLUZZI (1974).

BORTULLUZZI (1974) admitiu a correlação da Formação Pirambóia apenas com os arenitos fluviais imediatamente sotopostos aos eólicos (facies Caturrita), e não com a totalidade da seqüência triássica sul-riograndense, como fizeram GAMERMANN (1973) e SOARES (1975). Igual procedimento foi adotado por LAVINA (1982) e MONTARDO (1982).

Com relação ao Membro Inferior da Formação Tacuarembó, não parece haver dúvidas que suas características litológicas, genéticas e estratigráficas são muito semelhantes às do Grupo Rosário do Sul. Resta pois confrontar as características deste Membro com as unidades do referido Grupo, com a ressalva de que a falta de conteúdo fossilífero com valor cronoestratigráfico no primeiro dificulta a correlação em questão.

Com a Formação Sanga do Cabral, deve de imediato ser descartada a sua correlação, pois esta aflora no norte do Uruguai, sotoposta à Formação Tacuarembó, com as mesmas características lito e bioestratigráficas que apresenta o Rio Grande do Sul (AZEVEDO et alii, neste número).

Com a Formação Santa Maria verifica-se, igualmente, não ser possível correlacionar o Membro Inferior da Formação Tacuarembó, pois a primeira caracteriza-se pela presença dos espessos bolsões pelíticos do Membro Alemoa, portadores de abundante paleofauna reptiliana, até o momento desconhecidos em território Uruguaio.

Resta, portanto, considerar sua correlação com a Formação Caturrita. Esta unidade sul-riograndense apresenta, segundo alguns autores, contato superior discordante com os arenitos eólicos; entretanto, são poucos os estudos referentes a este problema. As evidências advindas do extenso trabalho de mapeamento ora em desenvolvimento pelo C. I. Go. — IG — UFRGS sugerem que a passagem Caturrita-Botucatu não envolva um intervalo de tempo significativo.

O estudo do contato entre os membros inferior e superior da Formação Tacuarembó indicou que, embora em alguns locais o contato seja uma superfície suavemente ondulada, com brusca passagem de ambiente fluvial e eólico (Cerro Batovi Dorado e km 480 da "Ruta Nacional 7"), em outros locais existe uma zona de transição entre os membros, onde a sedimentação fluvial se interdigita com a eólica. A propósito, BOSSI et alii (1975) consideraram que tal zona possa ter de 30 a 40 m de espessura.

A presença desta zona de transição fluvial-eólico sugere uma passagem de tipo gradacional, indicando que o Membro Inferior possui uma idade próxima à do início da sedimentação eólica. Este fato sugere uma forte correlação temporal com a Formação Caturrita, datada por seus fósseis como sendo triássica superior, embora ocorram entre ambas algumas diferenças de ordem litológica.

A Formação Caturrita, nas regiões leste e central do Estado, apresenta uma proporção de pelitos bastante significativa, sugerindo a presença de rios com planícies de inundação bastante extensas, e com bom desenvolvimento de paleossolos esqueléticos (ANDREIS & MONTARDO, 1980; MONTARDO, 1982).

Por outro lado, na porção centro-oeste do Rio Grande do Sul ocorre uma maior dominância das facies de canal sobre as de planície aluvial (ANDREI et alii, 1982), tornando-se a unidade algo similar ao Membro Inferior da Formação Tacuarembó.

Para finalizar deve-se destacar que na região a oeste da cidade de Rosário do Sul, a Formação Caturrita parece não ocorrer, estando aparentemente os arenitos eólicos da Formação Botucatu acentando diretamente sobre a Formação Sanga do Cabral. Somente mais para o sul desta região começam a ocorrer litologias semelhantes às do norte do Uruguai, de modo que, até o momento não foi observada a relação entre as seqüências aqui abordadas.

Portanto, embora a correlação apresentada constitua-se em hipótese bastante plausível, deve-se deixar em aberto a possibilidade de que a continuação do estudo da seqüência triássica da fronteira do Rio Grande do Sul com o Uruguai venha a revelar, no Membro Inferior da Formação Tacuarembó, um facies novo, não correlacionável às demais unidades litoestratigráficas do Grupo Rosário do Sul.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Formação Tacuarembó pode ser subdividida em dois membros que apresenta características paleoambientais bastante distintas.

A sequência inferior, composta por muitas camadas lenticulares de arenitos com estratificações cruzadas e laminação plano-paralela, pode ser vinculada, preliminarmente, com um sistema fluvial de canais entrelaçados (— braided rivers; SCHUMM, 1968; N. SMITH, 1970; MIAL, 1977).

A primeira vista, o predomínio de depósitos formados pela migração de dunas subaquosas (estratos cruzados acanalados) sobre os de barras arenosas frontais (estratos cruzados tabulares), além de muitas camadas depositadas na forma de lençóis de areia (arenitos maciços e laminados), parecem mais compatíveis com modelos de canais meandriformes. Porém, a grande dominância das facies de canal, o pequeno potencial de preservação das facies pelíticas e a ausência de ciclos granodecrescentes bem definidos (— fining-upward; ALLEN, 1970) são incompatíveis com os modelos conhecidos de rios meandriformes.

O predomínio, ao longo da unidade, de depósitos de dunas subaquosas, sugere a presença de canais cíclicos do tipo “South Saskatchewan River” (MIAL, 1982. Porém, em alguns locais, a presença de muitos depósitos de lençóis de areia parece mais característico de canais efêmeros tipo “Bijou Creek River” (MIAL, 1977). Aparentemente, facies destes dois tipos alternaram-se durante a sedimentação do Membro Inferior da Formação Tacuarembó.

Já o Membro Superior da unidade, composto essencialmente por arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, sem registro de litologias pelíticas, corresponde a depósitos em ambiente eólico, a partir de dunas predominantemente do tipo barcana.

A passagem da sedimentação fluvial inferior para a eólica superior parece ser gradacional, conforme atesta a zona de transição existente entre os dois membros.

Confrontando-se a Formação Tacuarembó com as unidades gonduânicas do Rio Grande do Sul, parece ficar claro que o Membro Superior corresponde a Formação Botucatu. O Membro Inferior, por suas características litológicas, parece corresponder à Formação Caturrita (Triássico Superior) do Grupo Rosário do Sul. Não se descarta a possibilidade que este membro venha constituir uma facies nova, sem qualquer relação com as unidades triássicas sul-rio-grandenses.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos srs. Valdor O. da Costa, Richard Fariña, Martin Ubillas e Daniel Perea pelo auxílio nas tarefas de campo e aos colegas Renato Rodolfo Andreis e Paulo Sérgio Paim pela leitura crítica do original.

BIBLIOGRAFIA

- ADELEYE, D. R. 1974. Sedimentology of the fluvial Bida Sandstone (Cretaceous), Nigéria. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 12:1-24.

- ALLEN, J. R. L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, 40:298-323.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriu, *Anais...* Camboriu, SBG, V. 2, p. 659-73.
- ; LAVINA, E.L.; MONTARDO, D.K.; TEIXEIRA, A. M. 1982. Considerações sobre os troncos fósseis da Formação Caturrita (Triássico superior) no município de Mata, RS, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, *Anais...* Salvador, SBG, V.4, 1284-95.
- & MONTARDO, D.K. 1980. Paleosolos na Formação Caturrita (Triássico superior), Santa Cruz do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriu, *Anais...* Camboriu, SBG, V.2, p. 674-82.
- ARAÚJO, D.C. 1982. *Estudo do material de Pareiasauroides (Reptilia, Anapsida, Cotylosauria, Procolophonia) do Neopermiano do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-Graduação. Em Geociências. Tese de Doutorado Geociências. Inédito.
- AZEVEDO, S.A.; LAVINA, E.L.; BARBERENA, M. C.; FERRANDO, L.; ANDREIS, R.R. 1985. Evidências de correlação entre a Formação Yaguari (Membros Inferior e Superior) e as Formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral. *Pesquisas Instituto de Geociências, UFRGS*, Porto Alegre, 17.
- BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E.L.; AZEVEDO, S.A. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8., Rio de Janeiro*. *Anais...* Rio de Janeiro, SBP. No prelo.
- ; LAVINA, E.L.; BECKER, M.R. 1981. Sobre a presença de tetrápodos na Formação Sanga do Cabral (Grupo Rosário do Sul), Triássico do Rio Grande do Sul, Brasil. In: Congresso Latinoamericano de Paleontologia, 2., Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre. V.1 p. 195-306.
- BORTOLUZZI, C.A. 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS*, Porto Alegre, 4(1): 7-86.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.A.; FERNANDEZ, A.N.; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, J.J.; CARBALLO, E.; MEDINA E.; FORD, I.; MONTANA, J.R. 1975. *Carta geológica del Uruguay*.
- CANT, D.J. 1982. Fluvial facies models and their application. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. *Sandstone depositional environments*. Tulsa, Okla. American Association Petroleum Geologists, p. 115-37.
- & WALKER, R.G. 1976. Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Canadian Journal Earth Science*, 13: 102-19.
- CAORSI, J.H. & GOÑI, J.C. 1958. Geologia Uruguay. *Boletim Instituto Geológico del Uruguay*, Montevideo, 37: 1-73, 1 mapa.
- CONAGHAN, P.J. & JONES, J.C. 1975. The Hawkesbury sandstone and the Brahmaputra: a depositional model for continental sheet sandstones. *Journal Geological Society of Australia*, Sydney, 22(3): 275-83.

- DELANEY, P.J. & GOÑI, J.C. 1963. Correlação preliminar entre as Formações Gondwânicas do Uruguai e do Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, 8/9: 3-21, mapa.
- GAMERMANN, N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas. Instituto de Geociências, UFRGS*, Porto Alegre, 2(1): 5-35.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. 1889. *Relatório da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo*. São Paulo, p. 21-34.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K. 1965. Stratification, bed forms and flow phenomena (with an examples from the Rio Grande). In: MIDDLETON, G. V. ed. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation; *Special Publication. Society Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, Okla., 12: 84-115.
- LAVINA, E.L. 1982. *Paleontologia, estratigrafia e bioestratigrafia da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Grupo Rosário do Sul) na folha de Catuçaba, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências Dissertação Mestrado. Geociências. Inédito.
- . 1983. *Procolophon pricei* sp. n., um novo réptil procolofonídeo do Triássico do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, Porto Alegre, 9: 51-78.
- . 1984. Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eo-Triássico – Grupo Rosário do Sul) na região norte da folha de Catuçaba - RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro. No prelo.
- LAVINA, E.L. & BARBERENA, M.C. Anfíbios ritidosteídeos e lidekkerinídeos da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Rio Grande do Sul) – Implicações Bioestratigráficas e Geocronológicas. *Iheringia*, Porto Alegre. No prelo.
- McKEE, E.D.; CROSBY, E.J.; BERRYHILL, H.L. 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla. 37(3): 829-51.
- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, 13: 1-62.
- . 1982. *Analysis of fluvial depositional systems*. Tulsa, AAPG, Education Course Note Series, 75 p.
- MONES, A. & FIGUEIRAS, A. 1980. A geo-paleontological synthesis of the Gondwana Formation of Uruguay. In: CRESWELL, M.M. & VELLA, P. ed. *Gondwana Rotterdam, A.A. Balkema*, v. 5, p. 47-52.
- ORE, H.T. 1964. Some criteria for recognition of braided stream deposits, Wyoming University Contributions Geology, 3: 1-14.
- RUST, B.R. 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 51(3): 745-55.
- SELLEY, R.C. 1970. *Ancient sedimentary environments*. London, Chapman & Hall, 273 p.
- SCHUMM, S.A. 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bulletin Geological Society of America*, Colorado, 79: 1573-88.

- SMITH, D.G. 1976. Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of glacier meltwater river. *Bulletin Geological Society of America*, Colorado, 87(6): 857-60.
- & SMITH, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems. examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 50(1): 157-64.
- SMITH, N.D. 1970. The braid stream depositional environment: comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Bulletin Geological Society of America*, Colorado, 81: 2993-3014.
- SOARES, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 5(4): 229-51.
- VISHER, G.S. 1965. Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. In: MIDDLETON, G.V. ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Special Publication. Society of Economic and Mineralogists*, Tulsa, Okla., 12: 116-32.
- WALTHER, K. 1911. Veber permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus dem Norden der Republik Uruguay. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, Stuttgart, 31: 575-609.
- WASHBURNE, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. *Boletim da Comissão Geographica e Geológica do Estado de São Paulo*, São Paulo, 22: 1-282.

Fig. 2 - Vista do Cerro Batovi Dorado, Formação Tacuarembó

Fig. 3 - Geomorfologia da região ao sul da Cidade de Tacuarembó, mostrando as mesas e morros testemunhos do Membro Superior da Formação Tacuarembó.

Fig. 4 - Arenitos laminados. Membro Inferior da Formação Tacuarembó.

Fig. 5 - Arenitos com estratificação cruzada acanalada e com abundantes intraclastos pelíticos, Membro Inferior da Formação Tacuarembó.

FIG 6 - PERFIL ESTRATIGRÁFICO DO "CERRO BATOVI DORADO"
 "RUTA 27" - (Fm. Tacuarembó)

FIG 7 - PERFIL ESTRATIGRÁFICO COMPOSTO AO LONGO DA "RUTA 27"
(Fm. Tacuarembó)

FIG 8 - PERFIL ESTRATIGRÁFICO COMPOSTO AO LONGO DA
 "RUTA 5" (RIVERA-TACUAREMBÓ) ENTRE OS Km 480 E 491
 (Fm. Tacuarembó)

LEGENDA PARA OS PERFIS

A-ESTRUTURAS

- MACIÇO
- LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA
- LAMINAÇÃO POUCO DEFINIDA
- LAMINAÇÃO IRREGULAR
- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA
- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR
- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA CUNEIFORME DE GRANDE PORTE
- FENDAS DE RESSECAMENTO ("MUD CRACKS")

B-CONTATOS

- GRADACIONAL
- PLANO-NÍTIDO
- ONDULADO (EROSIVO)

C-TEXTURA

- 1 ARGILITO
- 2 SILTITO
- 3 SILTITO ARENOSO E/OU ARENITO MUITO FINO
- 4 ARENITO FINO
- 5 ARENITO MÉDIO
- 6 CONGLOMERADO INTRAFORMACIONAL

D-FÓSSEIS

- CONCHOSTRÁCEOS RAROS
- CONCHOSTRÁCEOS ABUNDANTES

E-CORES

- CINZENTAS
- CINZA-AMARELADAS
- AMARELADAS
- AMARELO-AVERMELHADAS
- AVERMELHADAS