Pesquisas em Geociências

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

Algumas Considerações Sobre os Ciclos Fluviais da Formação Rio Bonito, Rio Grande do Sul, Brasil

Gerardo Bossi, Renato Andreis, Roberto Vieira

Pesquisas em Geociências, 15 (15): 44-65, maio/ago., 1983.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21722>

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 - maio/ago., 1983.

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

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE OS CICLOS FLUVIAIS DA
FORMAÇÃO RIO BONITO, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL

GERARDO E. BOSSI*
RENATO R. ANDREIS**
ROBERTO VIEIRA***

SINOPSE

Neste trabalho são descritos e analisados cinco perfis de superfície da Formação Rio Bonito (Permiano inferior), no Estado de Rio Grande do Sul, sul do Brasil. Os perfis da Barrocada e Km 218B são tipicamente ciclos fluviais granodecrescentes, com camadas de carvão enquanto que os outros três — Morro Papaleo, Budó e Km 218A — são parcialmente granodecrescentes, mostrando um alto contraste entre os depósitos grossos de canal e os sedimentitos pelíticos da planície aluvial. A ciclicidade foi descrita usando-se os modelos fornecidos pela cadeia de Markov e dois conceitos adicionais novos: o desenvolvimento hierárquico dos canais e o índice de concentração. O primeiro representa uma comparação empírica com a seqüência ideal de canal e o segundo está relacionado com o número de transições multiepisódicas em cada litologia. As fácies com carvão se associam com canais de baixa mobilidade (hierarquicamente altos) e um bom desenvolvimento de fácies de diques marginais, as quais contribuíram à preservação das turfeiras da contaminação clástica grossa, ao mesmo tempo que as seguraram na sua persistência ao longo dos tempos.

SINOPSIS

En este trabajo son descriptos y analizados cinco perfiles de superficie pertenecientes a la Formación Rio Bonito (Pérmico inferior) en el Estado de Rio Grande do Sul, sur del Brasil. Los perfiles de “Barrocada” y “Km 218B” presentan ciclos fluviales típicamente granodecrescentes con capas de carbon, mientras que los otros tres — Morro Papaleo, Budó y Km 218A — son parcialmente grano-

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina. Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina.
**Laboratorio Geológico, Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), Florencio Verela, Buenos Aires, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina.
***Bolsista CNPq, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Universidade Federal de Rio Grande do Sul (UFRGS).

Trabalho recebido para publicação em 05/05/81

Pesquisas	Porto Alegre	n. 15	p.44-65	jun. 1983
-----------	--------------	-------	---------	-----------

decrecientes, mostrando um alto contraste entre los depósitos gruesos de canal y los sedimentitos pelíticos de la planicie aluvial. La ciclicidad fué descripta usando los modelos obtenidos con cadenas de Markov y dos conceptos adicionales nuevos: la jerarquización de las facies de canal fluvial y el Índice de concentración. El primeiro es una comparación empírica con la secuencia ideal de canal y el segundo está relacionado con el número de transiciones multiepisódicas de cada litología. Las facies con carbón están asociadas con canales de baja movilidad (jerarquización alta) y un buen desarrollo de facies de ribera, que contribuyeron a la preservación de las turberas de la contaminación clástica gruesa y también para asegurar su persistencia a lo largo del tiempo.

ABSTRACT

Five outcrop detailed log profiles belonging to the Rio Bonito Formation (lower Permian) of the Rio Grande do Sul State, Southern Brazil, are described and analyzed. The so called "Barrocada" and "Km 218B" profiles are typical fining-upwards fluvial cycles with coal beds. The other three — Morro Papaleo, Budó and Km 218A — are partially fining-up, showing high contrast between the coarse channel deposits and the muddy floodplain sediments. Cyclicity have been described using Markov chain models and two additional new concepts: hierarchical channel developing and concentration index. The first one is an empirical comparison with the channel ideal sequence and the second is related to the number of multiepisode transitions in each lithology. Facies with coal are associated with low mobility channels (hierarchically high) and good developing of levee facies which helped to preserve peat swamps from coarse clastic contaminants and also to ensure their persistence along time.

INTRODUÇÃO

Continuando com as pesquisas paleoambientais nas seqüências da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul, neste trabalho são apresentados os dados obtidos através do estudo de cinco perfis estratigráficos detalhados feitos em diversas regiões do Estado, nos municípios de Cachoeira do Sul, Lavras do Sul e Guaíba (vide quadro 1 e figura 1).

Os perfis são representativos das fácies fluviais, principalmente por se tratarem de seqüências contínuas e, em alguns casos (perfis D e E), por estarem em contato com os sedimentitos do Grupo Itararé. As espessuras variam entre 15 e 58 metros (vide quadro 1).

Fora os perfis B e C, sobre os quais não se tinha informação nenhuma, os demais já tinham sido objeto de observações estratigráficas e paleontológicas. Assim, o perfil da Barrocada foi examinado por Beneduzzi e Santos (1977) durante o mapeamento geológico da Folha Durasnal, no desenvolvimento do Trabalho de Graduação (o ponto 30 marca a localização do perfil); e os perfis do Morro Papaleo e Budó foram examinados por Corrêa da Silva (1970, 1978). Deve ser salientado

Quadro 1
PERFIS ESTRATIGRÁFICOS

PERFIL	LOCALIZAÇÃO	ESPESSURA
A. BARROCADA	A 500m da margem sul da BR 290 no km 213, a pouco mais de 20km a leste do entroncamento com a BR 392 (Santa Maria — Pelotas), Município de Cachoeira do Sul.	58m
B. Km 218 A	Na estrada de terra que une a BR 290 com Santana da Boa Vista, a 20km do entroncamento (km 218 da BR 290). Município de Cachoeira do Sul.	22m
C. Km 218 B	Na mesma entrada anterior, mas a 17km do entroncamento. Município de Cachoeira do Sul. Este perfil corresponde às porções superiores da seqüência representada pelo perfil km 218 A.	15m
D. MORRO PAPALEO	A 3km a oeste de Mariana Pimentel, no Município de Guará.	50m
E. BUDÓ	A uns 50km a norte de Bagé, perto da Coxilha do Tabuleiro. Município de Lavras do Sul.	28m

que até agora esses perfis não tinham sido analisados com a metodologia usada neste trabalho.

As informações foram coletadas pelos dois primeiros autores durante a sua permanência em Porto Alegre, como Professores no Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, organismo ao qual agradecemos as facilidades colocadas a sua disposição para realização do trabalho. Igualmente agradecemos ao Professor Iran C. S. Corrêa e a geóloga K. Montardo pela leitura crítica do manuscrito, e ao geólogo Romalino Fragoso César pela colaboração prestada nas tarefas de campo.

DESCRIÇÃO DOS PERFIS

Generalidades

Como pode se deduzir do quadro 2, que reúne as características essenciais de cada um dos perfis, em todos eles os arenitos e os pelitos são freqüentes, enquanto que os reeditos aparecem somente nos perfis de Morro Papaleo e Budó.

Os perfis estudados são apresentados graficamente mediante colunas duplas, usando o procedimento sugerido por Selley (1970) e já utilizado em outros trabalhos prévios (Bossi e Piccoli, 1980; Bossi et alii, 1979). No quadro 2 são ressumida ainda as proporções texturais, estruturais e de outros atributos.

A estratificação é muito evidente e as camadas se dispõem horizontais ou com suaves mergulhos, às vezes acentuado por falhas (falhas de gravidade no perfil da Barrocada) ou dobras (como em Budó). A continuidade lateral das camadas é notória nos perfis da Barrocada e nos dois do km 218, enquanto que certa lenticularidade pode ser reconhecida nos perfis restantes (Morro Papaleo e Budó). Com freqüência as camadas são de escala média, mas não são raras as de escala grande, particularmente associadas com ortoconglomerados (Budó) ou diamictitos (Morro Papaleo). Os contatos entre camadas são normalmente planos (sejam nítidos ou transicionais), com uma freqüência que oscila entre 79% e 92%. Contatos irregulares de caráter erosivo ocupam o segundo lugar com valores entre 8% e 21%. Poucas vezes e associados com ruditos de tipo *pedra-areia*, os contatos podem ser ondulados, tanto na base quanto no topo das camadas.

As estruturas sedimentares primárias são comuns, embora camadas maciças possam ser muito abundantes localmente (95% em Budó, quadro 2). As estruturas estão representadas por estruturas cruzadas (tangenciais simples e acanaladas) nos arenitos e laminação plano paralela, tanto nos arenitos quanto nos pelitos. Em quantidades subordinadas aparecem marcas de onda (*ripple-cross lamination*, flaser e raras estruturas lenticulares), e algumas camadas gradacionais.

Nos afloramentos analisados e em outros observados em diversas regiões do Estado (Candiota, Hulha Negra, Gravataí, Francisquinho, etc.) são comuns as cores castanhas, amareladas ou alaranjadas (por pigmentação secundária de óxidos de ferro) junto aos cinzentos ou preto (vide quadro 2). Com efeito, os tons 5YR e 10YR aparecem principalmente nos arenitos e ruditos, fato que também fora salientado por Bossi e Piccoli (no prelo). Menos freqüente nestas litologias são os tons cinzentos (N5 — N7) ou cinzento-esverdeados (5GY). Nos pelitos, pelo contrário, os tons cinzentos são comuns, embora mais escuros (N2 — N5) que nas litologias grossas, e as vezes também associados com tons 5Y ou 5GY (com pigmentações 5RP). As camadas de carvão são invariavelmente muito escuras (N1 — N2).

Litologias

Os ruditos estão representados por três tipos: ortoconglomerados, diamictitos (paraconglomerados) e intraformacionais.

Os primeiros são muito comuns na base do perfil Budó e mais esparsos no perfil do Morro Papaleo. Cabe salientar que ao NW deste morro, na área de Faxinal, Corrêa da Silva (1978) tem referido a presença de espessuras marcantes de ortoconglomerados, constituídos por seixos de até 20cm, de granito e quartzo branco. Em Budó (vide Szubert e Vergara, 1967; Teixeira e Radaelli, 1967; Barcellos, 1973;

Corrêa da Silva, 1978) os conglomerados apresentam espessuras de 30cm a 5 metros, e estão constituídos por clastos subarredondados a arredondados de 1 a 20cm (média 5cm) de rochas do Embasamento (granitos, e quartzo e feldspatos, produtos da desintegração dos granitos), assim como de clastos de pelitos cinzentos e esverdeados, e de arenitos arcossianos maciços em quantidades subordinadas. A matriz é arenosa grossa ou muito grossa e de natureza arcossiana. Segundo Corrêa da Silva (1978), os materiais sedimentares parecem derivar do Grupo Itararé (os pelitos) e da Formação Maricá (os arenitos).

Os ortoconglomerados grossos aparecem em camadas tabulares ou lenticulares, com contato basal erosivo e os eixos podem apresentar-se imbricados. Por seu lado, as variedades mais finas destes depósitos, comuns nos perfis de Budó e Morro Papaleo, estão constituídas por grânulos com pequenos seixos espalhados, formando camadas independentes sobre os ruditos grossos ou formando a base dos ciclos. Podem ser maciças, ou apresentar laminação plano-paralela indefinida ou estruturas cruzadas. Os contatos entre os tipos grossos e finos são transicionais.

Os diamictitos, localmente conhecidos com a denominação *pedra-areia*, aparecem somente no perfil Morro Papaleo (Corrêa da Silva, 1970, 1978), mas já foram identificados por vários autores em outras áreas do Estado (Machado e Castanho, 1957; Silva Filho, 1974; Gamermann e Coulon, 1974) principalmente em setores onde o Embasamento está próximo às seqüências sedimentares marcando o limite das bacias. Este fato também foi reconhecido por Pilatti (1980) no Estado do Paraná.

Em geral, em nossa área os diamictitos são muito heterogêneos, mal classificados e maciços. Estão constituídos por paraclastos angulares ou subangulares (de até 30cm) e alguns blocos de até 1 metro, de siltitos cinzentos e siltitos carbonosos cinza escuros, distribuídos sem orientação ou com fraca orientação paralela aos planos de estratificação; podem incluir também fragmentos de granitos muito alterados. Normalmente, os paraclastos apresentam contatos irregulares ou planos com a matriz, indicando assim que no momento de deposição estes podiam ser plásticos, ou seja recém arrancados do fundo pantanoso sobre o qual passava a corrente de densidade. Alguns destes clastos contêm raízes pequenas com escassa dicotomia (correspondem aos "edafolitos" definidos por Andreis, no prelo), ou seja que no seu avanço, os diamictitos truncaram paleossolos desenvolvidos naqueles fundos pantanosos.

As camadas de diamictitos variam sua espessura entre 50cm e 1,20m e podem aparecer isoladas ou superpostas, alcançando em conjunto até 3 metros. São lenticulares (vide também Corrêa da Silva, 1970, 1978) e os contatos com outras litologias, tanto na base quanto no topo, podem ser planos (nítidos) ou, mais frequentemente, ondulados.

Os raros ruditos intraformacionais foram encontrados somente em Morro Papaleo (vide também Corrêa da Silva, 1970, 1978) e estão formados por paraclastos de até 2cm de argilitos e siltitos cinzentos, parcialmente pigmentados de vermelho por óxidos de ferro. São lenticulares e de pouca espessura (máximo 20cm).

Quanto aos arenitos, sua frequência varia segundo o perfil que é considerado (vide quadro 2), mas em geral é a litologia mais abundante, um fato já salientado em outros setores da bacia por Bossi e Piccoli (1978). A espessura das camadas varia entre poucos centímetros e 2 metros, e apresentam a maioria das estruturas sedimentares primárias reconhecidas. Além da alta frequência de camadas maciças (em particular no perfil Budó), foram encontradas estruturas cruzadas (de tipo tangencial simples ou acanalada subordinada), laminação plano paralela nítida ou indefinida, e marcas de onda (laminação ondulada, flaser ou estratificação lenticular). Em geral, as estruturas cruzadas se concentram nos arenitos médios e grossos, enquanto que os finos apresentam a laminação plano-paralela e as marcas de onda.

As medições efetuadas nas estruturas cruzadas indicam que as paleocorrentes orientavam-se para NW em Morro Papaleo, aproximadamente paralelas ao eixo do paleovale de Mariana Pimentel (definido por Andreis et alii, 1979), ou para NE no perfil km 218A.

No perfil da Barrocada são freqüentes os processos de ferrificação nos arenitos, causadores da presença de cornijas resistentes nos afloramentos. Estas ferrificações foram consideradas como secundárias, produto de migração de soluções através das rochas (Willig e Formoso, 1973) mas, em parte, parecem estar relacionadas com processos de impregnação superficial pouco depois da deposição dos sedimentitos (Andreis, no prelo).

A composição dos arenitos pode ser quartzosa ou arcossiana (segundo Beneduzzi e Santos, 1977, para a Barrocada contém 45% de microclínio e 5% de plagioclásios) e raras vezes apresentam restos vegetais identificáveis. Somente no perfil da Barrocada foram encontradas abundantes sementes preservadas como moldes (vide figura 2).

Os pelitos, por sua vez, representados por siltitos e argilitos, ocorrem em todos os perfis, sendo mais abundantes nos perfis Budó e km 218B (vide quadro 2). Geralmente maciços, podem apresentar laminação plano-paralela ou escassas estruturas deformacionais (pequenos *ball-and-pillow*). Em particular, nos perfis da Barrocada, Morro Papaleo e km 218B, os pelitos contém lentes milimétricas ou centimétricas de vitrênio.

Tanto nos siltitos quanto nos argilitos são relativamente freqüentes os níveis com restos vegetais indetermináveis, fato que é comum nos afloramentos da Formação Rio Bonito em outras áreas do Estado. A única exceção corresponde aos níveis com *Glossopteris*, *Cordaites*, etc. encontrados no perfil km 218B (figura 3). Ademais, nos pelitos foram achados numerosos e delgados paleossolos, caracterizados por pequenas raízes finas e com poucas dicotomias; os paleossolos mais espessos foram identificados no Morro Papaleo (Corrêa da Silva, 1970, 1978; Andreis, no prelo).

As camadas de carvão somente aparecem em dois perfis (Barrocada, figura 2, e km 218B, figura 4). Trata-se de dois níveis bem definidos de carvão listrado. No inferior, da Barrocada, intercala-se uma delgada camada de *tonstein* (T, no perfil,

figura 2), já mencionada por Beneduzzi e Santos (1977). Segundo estes autores, o estudo com raios-X resultou em 97% de caulinita e o resto uma argila intercamada da I-M.

CICLICIDADE

Antes de nos referirmos à metodologia usada para a análise de ciclicidade, acreditamos ser conveniente referir-nos ao problema da normalização no uso das letras que caracterizam os ciclos idealizados, a fim de evitar inconvenientes na descrição e proporcionar adequada comparação dos diagramas respectivos.

Assim, propõe-se nomear os estados positivos, correspondentes aos epiclastitos que compõem as seqüências da Formação Rio Bonito, com as letras do abecedário e seguindo um ordenamento decrescente da granulometria: A (psefitos), B (arenitos grosso e muito grosso), C (arenito médio), D (arenitos fino e muito fino), E (siltitos), F (argilitos) e G (carvão). Para outras litologias subordinadas serão utilizadas correlativamente outras letras do abecedário, por exemplo, H para rochas calcárias, etc.

É necessário salientar que para as diferentes litologias é possível usar subíndices para indicar variedades genéticas, diferentes tipos de estruturas sedimentares e/ou variações cromáticas. Assim, por exemplo, pode-se utilizar A₁ para os ortoconglomerados, A₂ para os diamictitos e A₃ para os psefitos intraformacionais.

Para os estados negativos, que expressam interrupções na sedimentação, associados ou não a processos erosivos, propõe-se Y para diástema e Z para as pulsações (para a definição e importância destas interrupções, vide Bossi e Picolli, 1978).

Fora estas interrupções, não deve ser esquecido que existem muitos outros episódios de sedimentação dos quais não ficou registro nenhum nas seqüências. Em consequência, os ciclos idealizados aqui propostos levam em si sérias limitações na sua extrapolação ao ambiente original. Trata-se, em definitiva, de uma simples questão de potencial de preservação (vide conceitos prévios), o qual varia mais ou menos erráticamente em cada um dos ambientes sedimentares conhecidos.

A análise da memória do sistema e a sua ciclicidade foi feita mediante o uso de cadeias de Markov de primeira ordem, que oferece uma metodologia estatisticamente coerente e de grandes possibilidades interpretativas. Os conceitos fundamentais de sua aplicação na estratigrafia têm sido difundidos em numerosos trabalhos por Krumbein (1967), Krumbein e Dacey (1969), Gingerich (1969), Selley (1970), Miall (1973) e Casshyap (1975). Para o cálculo da ciclicidade foi utilizado o trabalho de Bossi (1980), que realizou uma recopilación dos fundamentos e da metodologia como parte introdutória ao programa MARKMEN em linguagem FORTRAN IV.

Em nosso caso, a amostragem utilizada denomina-se entreestratos (vide Krumbein e Dacey, 1969) e consiste em registrar em sentido ascendente, as transições escolhidas sem considerar a espessura destas. Elas têm caracteres próprios e ocorrem com suficiente freqüência nos perfis.

Os perfis estudados nesta contribuição serão descritos considerando-se nove estados positivos e dois negativos, cujas equivalências são as seguintes:

A₁: ortoconglomerados; A₂: Diamictitos; B: arenitos grosso e muito grosso; C: arenitos médios; D: arenitos fino e muito fino; E: siltitos; F: argilitos; G: carvão; Y: diástema e Z: pulsação.

A respeito do estado A₂, correspondente aos depósitos rudíticos de tipo *pedra-areia* interpretados como produzidos por correntes de densidade (Silva F^o, 1974; Gamermann e Coulon, 1976; Corrêa da Silva, 1978; Bossi e Piccoli, 1979), é necessário salientar um fato muito comum nos afloramentos. Em nossa experiência no estudo das seqüências da Formação Rio Bonito, tanto nos afloramentos como nos testemunhos de furos (Bossi e Piccoli, no prelo; Bortoluzzi et alii, 1980), muitas vezes temos encontrado com todas as transições entre paraconglomerados finos com tamanho médio entre 2 e 4mm (grânulos) e outros grossos constituídos por seixos e blocos maiores de 30cm. Porém, nas seqüências de Morro Papaleo se intercalam outros depósitos imaturos e maciços, de granulometria arenosa e ainda síltica, que podem ter sido produzidos pelas mesmas correntes de densidade. Esta possibilidade, apesar de sua difícil comprovação, tem sido detectada em algumas seqüências e sugere que talvez a influência dos processos de remoção em massa possam ter sido muito mais importantes do que a apresentada pelos nossos modelos.

CONCEITOS PRÉVIOS À INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Antes de examinar as seqüências dos perfis estudados, seria conveniente uma discussão sobre novos aspectos conceptuais, que fazem à metodologia e interpretação aqui utilizadas. Estes são: *potencial de preservação, hierarquização dos canais fluviais e índice de concentração*.

a) *Potencial de preservação*. Este conceito foi introduzido originalmente por Allen (1967) em relação às estruturas primárias usadas em estudos de paleocorrentes, chamando a atenção sobre a sua influência nas interpretações finais. Também conhecido como potencial de fossilização (Goldring, 1965), foi ampliado até incluir qualquer evidência geológica que caracteriza as fácies sedimentares. Segundo Reading (1979) dois são os fatores que governam o potencial de preservação: amagnitude e a freqüência dos níveis de energia do ambiente ou, em períodos de tempo mais longos, a relação entre a subsidência e a sedimentação. Deve-se lembrar que a *preservação* de qualquer das evidências achadas nos afloramentos (ou nos testemunhos dos furos) é causada por fatores ambientais que agora não são acessíveis diretamente a observação, pois pertencem à época de sedimentação dos materiais.

Somente a idéia de que muitas estruturas ou texturas possam ser originadas por diferentes fatores ambientais e que possam ser eliminados totalmente ou em partes significativas por acontecimentos posteriores (por exemplo, processos erosi-

vos prévios à deposição de ortoconglomerados em canais fluviais), parece acarretar uma dificuldade intransponível a qualquer intento de interpretação ambiental. Porém, o conjunto de evidências preservadas permite, com maior ou menor detalhe, formular um modelo ambiental, ou talvez, dar algumas outras alternativas, que expliquem melhor o problema apresentado.

Deste modo, o modelo será uma síntese e, ao mesmo tempo, uma explicação de uma realidade geológica ocorrida num passado que não poderá jamais ser resgatado. Não se deve esquecer que esse modelo não é, na realidade o ambiente original, senão que representa uma população estratigráfica residual, ou seja, o conjunto de propriedades estratigráficas preservadas.

O potencial de preservação pode ser definido, em consequência, como a capacidade de um ambiente sedimentar para preservar os elementos da resposta (ou seja, as fácies sedimentares) com todos os seus atributos litológicos característicos. Este potencial é variável para cada atributo ou propriedade considerada, tanto em espaço e tempo, como em direção (vide Allen, 1967).

Das considerações precedentes surge que o potencial de preservação deve ser considerado convenientemente em todos os casos nos quais se intenta uma interpretação paleoambiental, uma síntese paleogeográfica ou, simplesmente uma comparação entre sedimentos modernos e rochas antigas.

b) *Hierarquização dos canais fluviais*. Por semelhança com o conhecido conceito de hierarquização da rede de drenagem fluvial em ambientes atuais (Allen, 1965), os autores têm desenvolvido um outro equivalente, que permite expressar de alguma maneira, o grau de desenvolvimento e de participação das fácies de canal em seqüências cíclicas de rios meandantes. Este conceito foi incidentalmente mencionado por Bossi e Lenzi (no prelo).

A respeito deste conceito, cabem definir três possibilidades:

b.1 — *Hierarquização baixa*: representadas por corpos arenosos lenticulares, monoepisdicos, de escassa espessura e subordinados dentro de uma seqüência nitidamente pelítica, correspondente às fácies de planície aluvial.

b.2 — *Hierarquização média*: Constituída por corpos arenosos (às vezes lenticulares), mono ou multiepisdicos, texturalmente com gradação normal e pouco heterogêneos. Seqüência de estruturas associadas simples, com predomínio de camadas maciças.

b.3 — *Hierarquização alta*: corpos arenosos muito espessos, com grande continuidade, lateral, texturalmente com gradação normal e com marcante contraste entre suas granulometrias. Estruturas em escala decrescente devida à diminuição de energia: imbricação nos ruditos basais, estratificação gradacional nos arenitos da base, cruzada nos arenitos das porções médias e marcas de onda no topo da sucessão.

c) *Índice de concentração*. Este índice foi definido por Bossi (1980) como o quociente entre as transições multiepisdicas e a totalidade das camadas da litologia em questão. O índice permite visualizar certos aspectos básicos em qualquer estudo de ciclicidade. Em particular, ao ser expressado graficamente sob a forma de his-

togramas, pode ser utilizado para inferir o grau de hierarquização dos canais numa interpretação de seqüências fluviais.

As litologias A, B e C nos gráficos do índice (figura 6) correspondem aos depósitos de canal (depósitos residuais de canal e de barras de meandros, vide definição em Suguio, 1980), enquanto que a litologia D representa sedimentitos de diques marginais, e as litologias E e F caracterizam os depósitos de planície aluvial.

Na opinião de Reading (1979), as transições multiepisódicas grossas (conglomeráticas e/ou arenosas de tipos A, B e C), muitas vezes associadas a diástemas, devem ser interpretadas cautelosamente. Elas são produtos de processos de corte e preenchimento, mas podem acontecer em canais com forte e freqüente migração lateral ou, pelo contrário, em canais sem migração nenhuma. Por sua vez, a preservação dos sedimentitos de planície aluvial, em rios de alta ou baixa sinuosidade, depende da relação entre a freqüência da migração do canal e a intensidade da subsidência regional (Allen, 1965; Reading, 1979).

INTERPRETAÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

A) Perfil da Barrocada

Este perfil apresenta uma seqüência cíclica ideal marcadamente granodecrescente, embora mostre duas variantes: com pulsação entre B e E, e sem pulsação através de C e D (figura 2).

A granodecrescência é visível tanto nas fácies de canal (B e C) quanto nas de planície aluvial (E e F). O gráfico de concentração mostra uma marcada unimodalidade (figura 6A), sendo que a moda única está constituída por quantidades quase iguais das litologias C, D e E. A persistência das duas últimas litologias é interpretada como produto de um desenvolvimento inusitado de fácies de diques marginais (as quais parecem ter associado também depósitos de rompimento destes diques, considerando a presença de sucessões pouco espessas granocrescentes) e/ou de planície aluvial proximal. O fato que os pelitos possuem uma moderada importância volumétrica (18%) e que o carvão aparece associado a estes depósitos, implica que existiu uma planície aluvial bem desenvolvida com amplos setores encobertos por pântanos, banhados e turfeiras.

A abundância de depósitos finos de canal (C), daqueles de ribeira (D) e de planície aluvial proximal (E) no histograma do índice de concentração (figura 6A) pode ser interpretada como relacionada a rios meandrantés com elevada hierarquização, mobilidade lateral fraca e um grande desenvolvimento de depósitos de ribeira.

B) Perfil km 218A e C) km 218B

Inicialmente foram analisados em forma conjunta, mas a marcada falta de estacionalidade da ciclicidade dos perfis, obrigou o seu tratamento em separado. Os dois perfis (figura 3) apresentam uma série de particularidades típicas para a Formação Rio Bonito, em suas fácies com ou sem carvão. Em ambos os casos, o tronco principal do ciclo idealizado está constituído pela seguinte seqüência de estados:

Y → B → Z → (E) → F → Y, estando o carvão (G) sempre associado com os argilitos (F) de planície aluvial, longe da influência dos canais fluviais (caso do perfil do km 218B).

No perfil km 218A (figura 3B), do mesmo modo que na Barrocada, os arenitos finos (D) se localizam sobre a pulsação (Z), formando parte das seqüências de planície aluvial, embora em proporções mais reduzidas que naquele perfil (vide quadro 2). Os depósitos de planície aluvial (D, E, F) como naqueles de canal (A₁, B, C) carecem individualmente de distribuições granodecrescentes.

Como no caso do perfil Budo (figura 5), também aqui existem duas modas (mais moderadas) nos índices de concentração (figura 6B), uma correspondente às litologias típicas de canal (B em lugar de A₁ em Budó) e outra associada aos pelitos (E, F) da planície aluvial. Esta situação, assim como a ausência de distribuições granodecrescentes, sugerem a presença de canais fluviais com baixa hierarquização, com alta mobilidade e níveis de energia variáveis. Estas condições paleoambientais foram fatores negativos para a formação de turfeiras.

O perfil km 218B (figura 3C), pelo contrário, ilustra um caso diferente, já que os depósitos de planície aluvial estão melhor desenvolvidos pois apresentam uma granodecrescência bem definida. O carvão aparece aqui associado aos argilitos (F) e representa antigas turfeiras afastadas dos canais fluviais (como acontece na Barrocada). Segundo o quadro 2, os depósitos de canal incluem arenitos médios (C) e finos (D), contribuições menores de arenitos grossos (B).

O baixo índice de concentração (figura 6C) dos depósitos arenosos finos (D) indica uma pobre hierarquização dos canais fluviais os quais tinham escassa mobilidade dada a persistência dos depósitos de planície aluvial. Porém, o desenvolvimento incipiente dos depósitos de ribeira (D) é o que permitiu a formação de turfeiras na planície aluvial e, em consequência, ocorre carvão no perfil do km 218B.

D) Perfil Morro Papaleo

Como no caso da Barrocada (figura 2), o ciclo idealizado é também granodecrescente, mas este aspecto está restrito somente às fácies de canal (A₁, B, C) que predominam sobre as fácies pelíticas numa proporção de 10:1 (figura 4). Ao contrário do que acontece no perfil da Barrocada, no Morro Papaleo os arenitos finos (D) são pouco freqüentes (vide quadro 2) e associam-se a depósitos de planície aluvial. O escasso desenvolvimento das fácies pelíticas, a falta de um ordenamento granodecrescente evidente e a lenticularidade das camadas de carvão (G) indicam a existência de pântanos formados em meandros abandonados (lagos em crescentes). A pulsação ocorre normalmente sobre os diamictitos (A₂: pedra-areia) e forma uma rama lateral tipicamente lacustre, que culmina em pelitos ou arenitos finos (vide figura 4).

No gráfico do índice de concentração (figura 6D) observa-se duas modas bem destacadas. São as que correspondem aos arenitos de canal (B, C) e aos pelitos de planície aluvial (E, F). Esta bimodalidade, assim como o valor zero para as fácies arenosas finas (D), resulta coerente com um sistema fluvial meandrante com canais de

hierarquia algo menor que no caso da Barrocada e também, como naquele, de baixa mobilidade lateral.

A morfologia da parte austral da Bacia do Paraná durante a sedimentação das camadas da Formação Rio Bonito, parece ter sido bastante irregular embora sem grandes desníveis. A presença de paleovales com preenchimentos fluviais e palustres de distribuição muito heterogênea, são conhecidos na região de Marian Pimentel (Corrêa da Silva, 1978) e Morungava (Bortoluzzi et alii, 1980; Bossi e Piccoli, no prelo). Nestes paleovales são freqüentes os níveis de diamictitos (pedra-areia) associados a depósitos palustres, geralmente pelíticos. Poucas vezes estes diamictitos aparecem vinculados com fácies de canal fluvial mais arenosas.

Este fato, observado em Morungava e no Morro Papaleo, parece indicar que os depósitos tipo *pedra-areia* foram produzidos por correntes de densidade multiformes procedentes de áreas positivas próximas e que ingressavam lateralmente nestes paleovales, afogando as irregularidades do relevo assim como os cursos d'água e os pântanos.

E) Perfil Budó

À semelhança do perfil do Morro Papaleo (figura 4), o perfil do Budó também exibe uma seqüência granodecrescente de canal (figura 5) cujo ramo principal é $Y \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow Y$, mas acrescentada com persistentes depósitos conglomeráticos (A_1 , 45%) na base dos ciclos e pelitos subordinados de planície aluvial (F, 31%). Um fato marcante é a total ausência de arenitos finos (D). Tanto os ortoconglomerados (A_1), quanto os siltitos (E) e argilitos (F) constituem ramos laterais (figura 5). No caso dos ruditos estes constituem uma alternativa para os canais em substituição dos arenitos grossos (B) dos perfis da Barrocada e Morro Papaleo; enquanto que o ramo com pelitos entra através de uma pulsação e carece de ordenamento granodecrescente.

No gráfico de concentração (figura 6E), somente duas litologias se concentram em extremos opostos das texturas, com maior incidência para os ortoconglomerados que para os argilitos. Este fato sugere que os canais tinham baixa hierarquia assim como pouca mobilidade lateral; além disto resulta evidente que a influência da proximidade de relevos notórios (fornecedores dos materiais clásticos que formam os ruditos), foi mais importante que a própria hierarquia dos canais na distribuição e características dos sedimentitos. A distribuição bimodal e essencialmente o índice de concentração zero para várias fácies arenosas (neste caso, B e C), implicam ademais que os canais fluviais foram escavados nas planícies aluviais sem a formação de diques marginais (D).

Do ciclo idealizado e do diagrama de concentração, pode-se reduzir que nas seqüências de planície aluvial, sem ordenamento granodecrescente e subordinadas às fácies de canal em espessura, não houve condições propícias para o desenvolvimento de turfeiras e, em conseqüência, a sucessão de Budó carece de carvão.

CONCLUSÕES

A introdução, no estudo de seqüências sedimentares, dos conceitos de hierarquização dos canais fluviais, de potencial de preservação e do índice de concentração das litologias, permite obter uma visão mais adequada dos processos fluviais que têm incidido na gênese dos diversos depósitos que as integram.

Assim, para os sistemas fluviais meandantes que caracterizam a sedimentação da Formação Rio Bonito, têm-se determinado não somente o grau de hierarquização ou de mobilidade dos canais nas planícies aluviais, mas também quais foram as causas da presença ou da ausência de carvão nelas.

Este aspecto, de indubitável valor econômico, parece estar relacionado com o desenvolvimento de fácies de ribeira (diques marginais e alguns depósitos de rompimento destes diques associados), tal como foi comprovado nos perfis da Barrocada e km 218B. Em consequência, através deste trabalho surge a necessidade de realizar junto a análise de ciclicidade corrente o exame do índice de concentração das litologias ou estados, em qualquer pesquisa futura nas seqüências da Formação Rio Bonito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of Recent Alluvial sediments. *Sedimentology*, Amsterdam, 5:89-191.
- . 1967. Notes on some fundamentals of paleocurrents analysis, with reference to preservation potential and source of variance. *Sedimentology*, Amsterdam, 9(1):75-88.
- ANDREIS, R. R. 1982. *Identificación e importância geológica de los paleosuelos*. Porto Alegre, Editora da Universidade/UFRGS.
- . CAZZULO KLEPZIG, M.; GUERRA SOMMER, M.; MARQUES TOIGO, M. 1979. Interpretação paleoambiental e estudo paleobotânico e palinológico do grupo Itararé, na área de Faxinal, Município de Guaíba/RS. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9, Natal. *Atas...* v. 7, p. 65-77.
- BARCELLOS, M. T. 1973. *Estudo de escamas e dentes de peixes da facies Budó, subgrupo Itararé, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências/UFRGS. Dirs. Mestr.
- BENEDUZZI, C. F. & SANTOS, C. dos. 1977. *Relatório geológico projeto Durasnal — Caçapava do Sul, faixa de mapeamento VI*. Porto Alegre, Instituto de Geociências/UFRGS. Trab. Grad.
- BOSSI, G. E. 1980. *Descripción del programa MARKMEN, en FORTRAN IV*. Porto Alegre, Instituto de Geociências/UFRGS. Inéd.
- . & ANDREIS, R. R. 1979. Descrição de perfis estratigráficos; um método gráfico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. *Atas...* v. 2, p. 225.

- & LENZI, S. R. 1981, Mineralogia de argilas nos grupos Guatá e Itararé (Permiano) no subsolo de Gravataí, Rolante e Morungava, no Rio Grande do Sul/Brasil. *Pesquisas — Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre*, 15.
- & PICCOLI, A. E. M. 1978. Análise de seqüências sedimentares: formação Rio Bonito — bacia carbonífera de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais...* v. 2, p. 743-57.
- BOSSI, G. E. & PICCOLI, A. E. M. Estudo de seqüências sedimentares: formação Rio Bonito, área de Gravataí — Morungava, RS. *Pesquisas — Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre*. no prelo.
- BOTULUZZI, C. A. et alii. 1980. Estudo geológico da bacia carbonífera de Gravataí-Morungava, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. *Anais...* Camboriú, SB6, v. 1, p. 266-82.
- CASSHYAP, S. M. 1975. Cyclic characteristics of coal-bearing sediments in the Bochumer Formation (Westphal A 2), Ruhrgebiet, Germany. *Sedimentology*, Amsterdam, 22:237-55.
- CORRÊA DA SILVA, Z. C. 1970. *Geologia e estratigrafia do grupo Tubarão, Folha Barão do Triunfo, Município de Guaíba/RS*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências. diss. maestr.
- . 1978. Observações sobre o grupo Tubarão no Rio Grande do Sul, com especial destaque à estratigrafia da formação Itararé. *Pesquisas — Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre*, 9:9-61.
- GAMERMANN, N. & COULON, F. K. 1976. Estudo do diamictito "pedra areia" e de sua influência na gênese do carvão na mina do Leão (RS). *Pesquisas — Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre*, 5:167-80.
- GINGERICH, J. C. 1969. Markov analysis of cyclic alluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 39:330-2.
- GOLDRING, R. 1965. Sediments into rocks. *New Scientist, London*, 26:863-65.
- KRUMBEIN, W. C. 1967. FORTRAN IV computer program for Markov chains in Geology. *Kansas Geological Survey, Computer Contribution*, 13:1-38.
- & DACY, M. F. 1969. Markov chain and embedded Markov chains in Geology. *Math. Geology*, 1:79-96.
- MACHADO, E. R. & CASTANHO, O. S. 1957. *Pesquisa de carvão mineral na faixa sedimentar do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Departamento Autônomo de Carvão Mineral. 42p.
- MIALL, A. D. 1973. Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, Amsterdam 20:47-364.
- PICCOLI, A. E. M. & BOSSI, G. E. 1979. Interpretações paleogeográficas na bacia do Paraná, nordeste do Rio Grande do Sul: II. Grupo Guatá. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2, Natal. *Atas...*
- PILATTI, F. 1980. *Estratigrafia e paleoambientes da formação Rio Bonito no Estado de Paraná*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências/UFRGS. diss. maestr.

READING, H. G. 1979. *Sedimentary environments and facies*. New York, Elsevier. 557p.

SELLEY, R. C. 1970. *Ancient sedimentary environments*. Londres, Chapman & Hall, 237p.

SILVA Fº, B. C. da. 1974. Discordância entre o subgrupo Itararé e a formação Rio Bonito no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 59-68.

SUGUIO, K. 1980. *Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. São Paulo, E. Blücher. 500p.

SZUBERT, E. C. & VERGARA, W. 1967. *Mapeamento geológico da área VIII da quadrícula Coxilha do Tabuleiro*. Porto Alegre, Escola de Geologia/UFRGS. trab. grad.

TEIXEIRA, J. T. & RADAELLI, V. A. 1967. *Mapeamento geológico da área III da quadrícula Coxilha do Tabuleiro*. Porto Alegre, Escola de Geologia/UFRGS. trab. grad.

Figura 1. Mapa de localização.

A : PERFIL DA BARROCADA (KM 213)
B : PERFIL KM 218 A
C : PERFIL KM 218 B
D : PERFIL MORRO PAPALEO
E : PERFIL BUDÓ

FIG. 1

REFERÊNCIAS

LITOLOGIAS

- ORTOCONGLOMERADO
- DIAMICTITO (PEDRA AREIA)
- BRECHA INTRAFORMACIONAL
- ARENITO GROSSO
- ARENITO MÉDIO
- ARENITO FINO
- SILTITO
- ARGILITO
- CARVÃO

ESTRUTURAS SEDIMENTARES

- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA (TANGENCIAL SIMPLES)
- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA (ACANALADA)
- MACIÇA
- MARCAS DE ONDA
- LAMINAÇÃO PARALELA NITIDA
- LAMINAÇÃO PARALELA POUCO DEFINIDA
- LAMINAÇÃO IRREGULAR
- RAÍZES (PALEOSSOLOS)
- CONTATO ONDULADO

- CONTATO IRREGULAR
- CONTATO PLANO NÍTIDO
- CONTATO PLANO TRANSICIONAL

FÓSSEIS

- RESTOS VEGETAIS INDET. ESPARSSOS
- RESTOS VEGETAIS INDET. FREQUENTES
- RESTOS VEGETAIS DETERM. ESPARSSOS
- SEMENTES
- PALINOMORFOS

C: CROSTAS DE FERRO - V: VITRÊNIO - T: TONSTEIN - 1: NÚMERO DE AMOSTRA

Figura 2. Perfil de Barrocada (A).

Figura 3. Perfis km 218 (B e C).

Figura 4. Perfil Morro Papaléo (D).

Figura 5. Perfil Budó (E).

Figura 6. Índice de concentração. Vide referências dos estados positivos (A_1 , A_2 , etc.) na pág. Os valores são percentuais.