

SEDIMENTAÇÃO EM RIOS ENTRELAÇADOS E ANASTOMOSADOS

Claudio Riccomini

Professor Doutor do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Bolsista de Pesquisa do CNPq

&

Armando Marcio Coimbra

Professor Associado do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Bolsista de Pesquisa do CNPq

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do tema

Até meados da década de setenta, os diferentes tipos de canais fluviais existentes na natureza vinham sendo agrupados em três padrões fundamentais, denominados *braided*, *meandering* e *straight*, segundo a terminologia original inglesa (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; ALLEN, 1965).

Conforme referido por LEOPOLD & WOLMAN (1957, p.40) o termo *anastomosis* já havia sido aplicado a rios desde a primeira metade do século passado. Entretanto, estes autores consideraram esta denominação como sinônimo de *braided*, chegando até a definir como exemplo típico desse rio o mesmo onde o termo *anastomosis* havia sido originalmente aplicado. HILLS (1960) faz menção a rios *anastomosed*, referindo-se a sistemas fluviais de múltiplos canais e baixas velocidades de fluxo, apresentando extenso desenvolvimento lateral de planícies aluviais, denominação esta que SCHUMM (1968) sugeriu passasse então a designar este tipo particular de rios. SMITH (1974, *apud* SMITH & PUTNAM, 1980) foi o primeiro a empregar esta denominação a uma assembléia específica de sub-ambientes de sedimentação e fácies texturais de preenchimento de um vale, caracterizada por rápida aggradação, no oeste do Canadá. SMITH (1976) voltou a empregar este termo quando tratou do efeito da vegetação na migração lateral de canais *anastomosed* de rios de degelo na mesma região. Finalmente, SMITH & SMITH (1980) empregaram a denominação *anastomosed* para um novo tipo de padrão de canal fluvial.

No Brasil essas denominações foram traduzidas para rios meandantes (*meandering*), retilíneos (*straight*) e anastomosados (*braided*) (v. g. MEDEIROS *et al.*, 1971; SUGUIO & BIGARELLA, 1979; MENDES, 1984). Os termos *anastomosing* ou *anastomosed*, da mesma forma que o termo *braided*, foram igualmente traduzidos para anastomosado, chegando até a ser empregados como sinônimos de *braided*.

Recentemente, LAVINA (1984) e VESPUCCI (1984) introduziram a denominação de rios entrelaçados para os rios *braided*. LAVINA (1984) reteve a designação de rios anastomosados para a tradução inglesa de *anastomosed*, o que é aqui seguido.

Este breve retrospecto permite visualizar a grande confusão gerada na literatura geológica brasileira com respeito aos rios *braided* e *anastomosed*, agravada pelo fato de que os trabalhos aqui publicados, salvo raras exceções, fazem apenas referência nominal ao tipo de sistema

fluvial, sem descrições mais detalhadas ou esquemas que permitam situá-lo em um dos dois tipos de depósitos.

1.2. Objetivos

Pretende-se, com a revisão que se segue, diferenciar em linhas gerais os sistemas fluviais entrelaçados e anastomosados. Rios meandantes e retilíneos não serão objetos de discussão nesta resenha, exceto quando apresentarem alguma feição que possa ser comparada com as dos rios em questão.

1.3. Agradecimentos

A colaboração de vários colegas foi inestimável para a conclusão deste trabalho. Em particular, os autores externam seus agradecimentos ao Prof. Dr. Setembrino Petri e aos geólogos Luiz Alberto Fernandes e Mário Sérgio de Melo, pela leitura crítica, revisão e sugestões apresentadas em diferentes etapas deste trabalho. As discussões com o Prof. Dr. Kenitiro Suguio, especialmente durante trabalhos de campo, foram muito proveitosas e contribuíram para o enriquecimento deste texto. A profunda revisão efetuada pelos dois relatores indicados pelo Conselho Editorial do Boletim IG-USP, apontando incorreções e impropriedades, e sugerindo modificações no texto e nas ilustrações, foram fundamentais para o aprimoramento do trabalho.

Nossa profunda gratidão aos autores e respectivas editoras detentoras dos direitos, pela permissão para a reprodução de numerosas figuras incluídas no trabalho: *Elsevier Science Publishers BV* (Figs. 1 e 4); *Society for Sedimentary Geology* (Figs. 2, 10 e 12); *Canadian Society of Petroleum Geologists* (Fig. 6); *The University of Chicago Press* (Fig. 7); *Blackwell Scientific Publications Ltd.* (Fig. 8); *Canadian Journal of Earth Sciences* (Fig. 11).

Da mesma forma, nossos agradecimentos àquelas editoras que não requerem permissão para reprodução de figuras (*Academia Brasileira de Ciências, United States Geological Survey*), e nossas escusas àquelas cujas solicitações de autorizações, por motivos alheios à vontade dos autores, foram impossíveis de serem efetuadas.

2. MORFOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS

O transporte sedimentar processa-se principalmente como fluxo de detritos, típico de leques aluviais, ou como carga suspensa, mista, ou de fundo em canais fluviais (MIALL, 1981). Os sedimentos fluviais apresentam natureza essencialmente clástica, com variação possível entre os extremos granulométricos.

A morfologia do canal fluvial é o principal agente controlador na geometria dos depósitos fluviais. LEOPOLD & WOLMAN (1957) classificaram os canais fluviais nos tipos entrelaçado, meandrante e retilíneo. Essa classificação foi estendida por SCHUMM (1963) que associou esses três padrões com o predomínio do regime de transporte de carga: em suspensão, misto ou de fundo. Estes dois estudos formam a base para o entendimento dos processos fluviais modernos.

RUST (1978) efetuou uma classificação quantitativa da morfologia de canais baseada nos parâmetros sinuosidade e grau de entrelaçamento. Para um determinado segmento de um canal, a sinuosidade é definida como a relação entre o comprimento do talvegue e o comprimento do vale. O valor de 1,5 divide arbitrariamente os rios de alta (maior que 1,5) e baixa (menor que 1,5) sinuosidade. O grau de entrelaçamento (G.E.) mede o número de barras ou ilhas no canal, por comprimento de onda desse canal medido ao longo do talvegue, definindo a sua multiplicidade. A medida do comprimento de onda, entretanto, nem sempre é clara no sistema entrelaçado, o que pode ser depreendido do trabalho de RUST (1978), restringindo, portanto, a aplicação deste parâmetro a rios sinuosos. Esses dois índices definem quatro tipos morfológicos básicos de canais (Tabela 1), ilustrados na Figura 1 (MIALL, 1977).

Tabela 1 - Classificação de canais fluviais (RUST, 1978).

sinuosidade	canal único G.E. < 1	canais múltiplos G.E. > 1
baixa (< 1,5)	retilíneo	entrelaçado
alta (> 1,5)	meandrante	anastomosado

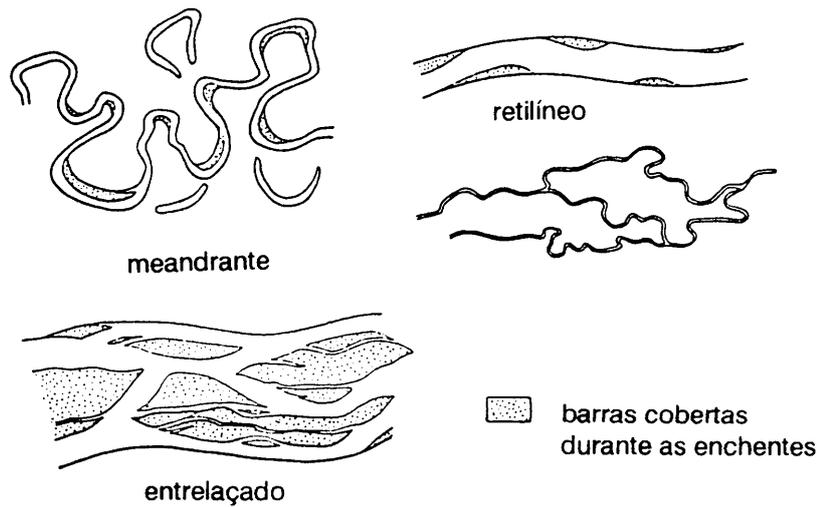


Figura 1 - Os quatro tipos principais de rios (segundo MIAL, 1977, reproduzido com autorização do autor e da Elsevier Science Publishers BV).

RUST (1978) reconheceu a superposição entre os tipos acima, fato este bem exemplificado também por outros autores (e.g. SCHUMM, 1981). SCHUMM (1981) ilustrou quatorze tipos de canais (Fig. 2) e discutiu a atuação dos balanços geomórficos que permitem a um tipo de rio transformar-se em outro.

Pelo exame da Figura 1 pode-se perceber que, por aumento da carga de fundo, o sistema meandrante pode transformar-se em anastomosado, enquanto que, por aumento da carga de sedimentos, o sistema retilíneo pode transformar-se em entrelaçado.

Em geral, os rios entrelaçados são comuns em ambientes desérticos, enquanto que os rios anastomosados estão ligados a climas mais úmidos, com presença de vegetação, embora para estes últimos o controle tectônico pareça ser mais evidente (SMITH, 1986).

MIAL (1981) destaca a extrema complexidade dos fatores controladores da morfologia de um canal, tais como descarga (quantidade e variabilidade), carga de sedimentos (quantidade, tipo e granulometria), largura, profundidade, velocidade de fluxo, declividade e rugosidade do leito do canal, bem como a densidade da cobertura vegetal nas suas margens, fatores estes afetados por variáveis climáticas e geológicas, como pluviosidade, variação sazonal de temperatura e declividade regional. Este autor assinala ainda que, embora não seja possível no momento definir-se os campos de variação em que os fatores acima levariam a formação de um determinado tipo de rio, algumas generalizações podem ser feitas, como será visto mais adiante.

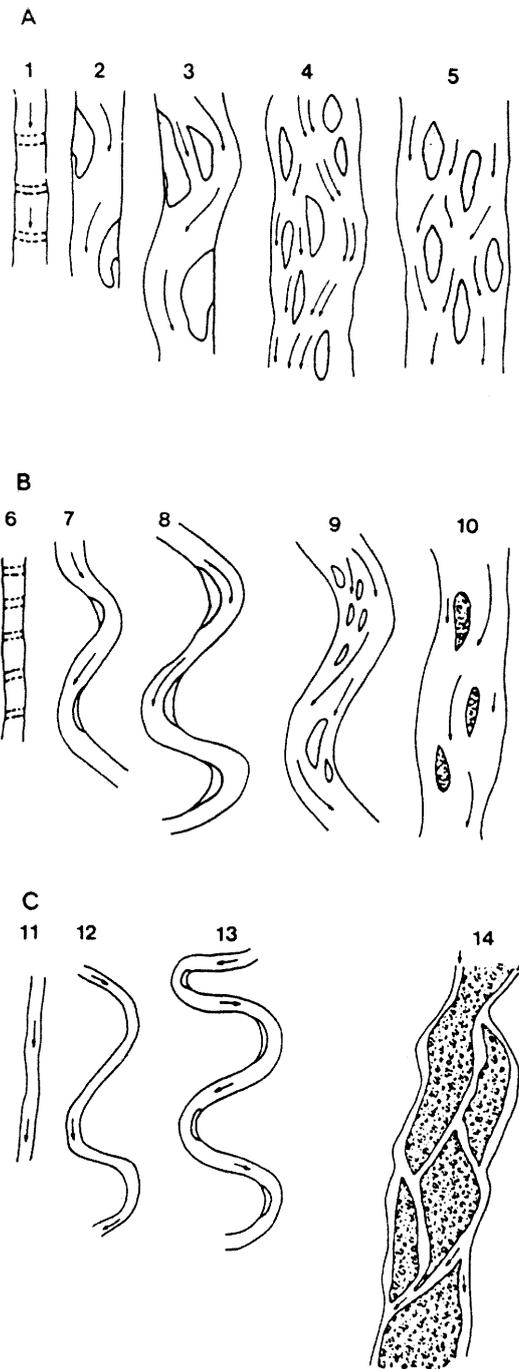


Figura 2 - Variações no padrão de canais fluviais. A - rios com predomínio de carga de fundo; B - rios com predomínio de carga mista; C - rios com predomínio de carga em suspensão (segundo SCHUMM, 1981, reproduzido com autorização da SEPM Society for Sedimentary Geology).

3. SISTEMA FLUVIAL ENTRELAÇADO

Rios entrelaçados são caracterizados pela alta razão largura/profundidade do canal, normalmente maior que 40 e comumente excedendo 300 (MIALL, 1977, 1981). De acordo com a classificação de SCHUMM (1963, 1981, Fig. 2) os rios entrelaçados são sempre caracterizados pela predominância de carga de fundo.

LEOPOLD & WOLMAN (1957), ao estudarem a relação entre a declividade do canal e a descarga em um grande número de rios, no estágio de cheia, verificaram que os canais entrelaçados podem ser separados dos meandrantés por uma linha expressa pela relação empírica

$$d = 0,06 \cdot Q^{-0,44}$$

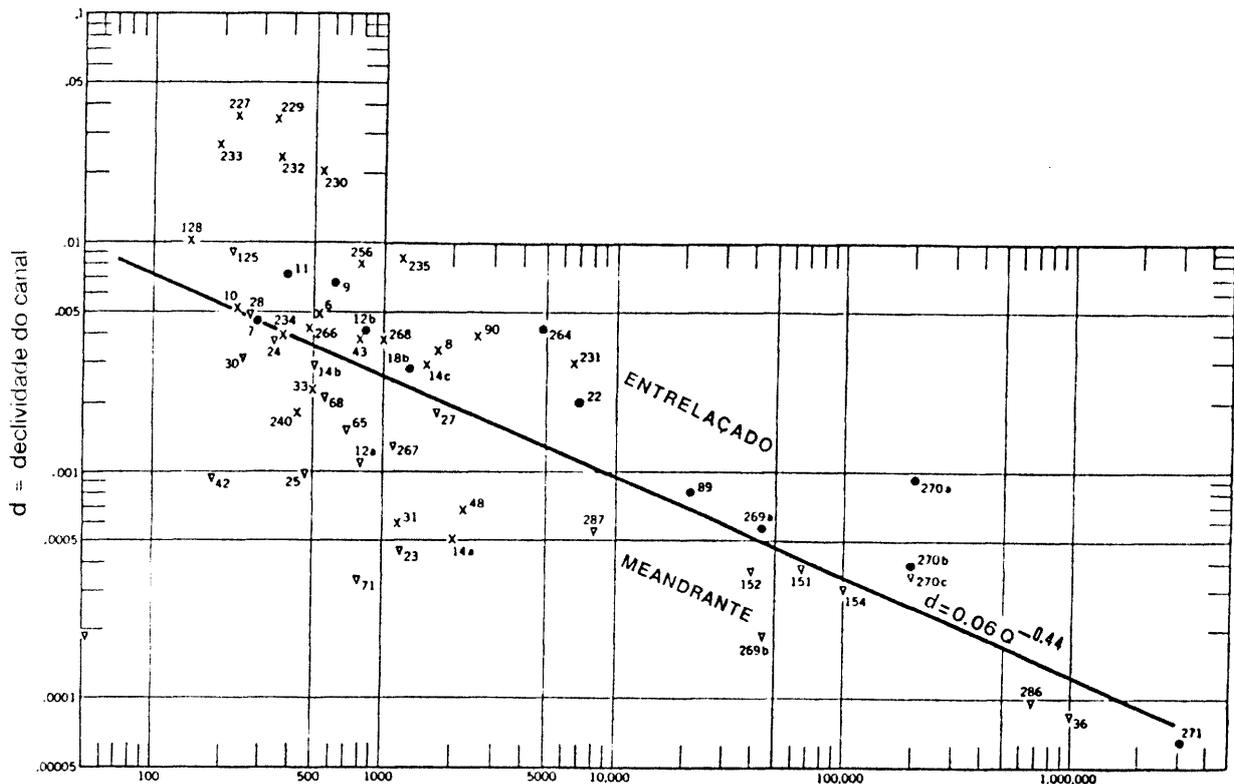
onde **d** é a declividade e **Q** é a descarga em pés cúbicos por segundo. Para uma determinada descarga, os rios entrelaçados possuem uma declividade maior do que aquela fornecida pela equação, ao passo que os rios meandrantés apresentariam declividades menores (Fig. 3).

3.1. Fatores condicionantes da morfologia dos canais entrelaçados

De acordo com MIALL (1981) a formação de canais entrelaçados é favorecida pela presença de fortes declividades, abundância de carga de fundo de granulação grossa, grande variabilidade na descarga e facilidade de erosão das margens.

Canais entrelaçados são desenvolvidos por seleção, à medida que a correnteza vai deixando o material de frações granulométricas que não pode transportar. A diminuição progressiva da declividade leva à menor granulometria do material que compõe a carga de fundo. No caso da correnteza ser incapaz para movimentar a totalidade da carga fornecida ao rio, fenômenos de agração poderão ocorrer sem necessariamente acarretar a formação de canais entrelaçados.

A deposição da carga de fundo propicia o desenvolvimento de barras que obstruem a corrente e ramificam-na, processo este facilitado quando as margens são facilmente erodíveis, com conseqüente aumento do suprimento detrítico (MIALL, 1981). A classificação dos tipos de barras mais comuns pode ser encontrada em MIALL (1977, Fig. 4).



Q = descarga na enchente, em pés cúbicos por segundo

Figura 3 - Valores de declividade e descarga em épocas de cheia para vários canais naturais. A linha define valores críticos que distinguem os canais entrelaçados dos meandranes. Os pontos correspondem a dados obtidos em rios entrelaçados (círculos cheios), retilíneos (cruzes) e meandranes (triângulos) sendo a numeração a do trabalho original (segundo LEOPOLD & WOLMAN, 1957).

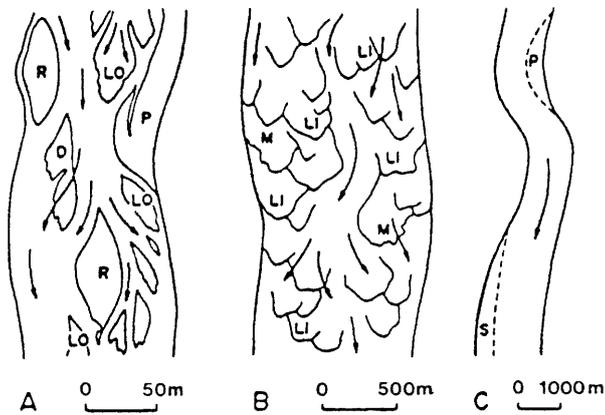


Figura 4 - Vista em planta dos tipos de barras mais comuns. LO - longitudinal; D - longitudinal com fluxo diagonal; R - remanescente de barra erodida; LI - linguóide; M - linguóide modificada; P - pontal; S - lateral (segundo MIALL, 1977, reproduzido com autorização do autor e da Elsevier Science Publishers).

À alta variabilidade na descarga de um rio está relacionada a sua capacidade de transporte, ocorrendo períodos nos quais o rio será incapaz de transportar toda a sua carga de fundo, conduzindo à formação de barras e ramificação do fluxo (MIALL, 1977).

As causas da variação na descarga e da presença de abundante carga de fundo são muitas. Regiões montanhosas e polares são caracterizadas por fortes escoamentos superficiais sazonais. Em regiões semi-áridas o escoamento pode ocorrer apenas a intervalos de meses ou até mesmo anos (chuvas torrenciais esporádicas). Em ambos os casos a vegetação é esparsa, facilitando o escoamento superficial que transportará os clásticos grossos resultantes dos processos de desagregação mecânica (MIALL, 1981). Entretanto, mesmo em climas mais úmidos, onde por diferentes causas (mais especialmente a antrópica), a cobertura vegetal é removida, a formação de canais entrelaçados será favorecida.

Em condições climáticas úmidas, com o nível do lençol freático mais constante e próximo à superfície, uma vez mantida a disponibilidade de carga de fundo, a sedimentação em rios entrelaçados é mais prolongada, já que há impedimento da infiltração das águas superficiais. Ao contrário, em condições climáticas áridas, o lençol freático, normalmente mais profundo, é alçado por ocasião de chuvas torrenciais. Entretanto, a alta permeabilidade dos sedimentos arenosos e conglomeráticos, associados a ambientes desérticos, propiciará a infiltração e percolação eficaz das águas superficiais, com inibição do escoamento superficial, conduzindo à rápida perda de energia do rio, acarretando conseqüentemente processos de agradação em condições proximais e formação de crostas duras, especialmente calcretes, em porções distais ou marginais. Em conclusão, litofácies típicas de condições mais distais ou marginais de sistema entrelaçado serão mais comuns em climas úmidos.

O famoso leque aluvial do Rio Kosi, na Índia (HOLMES, 1965), pode ser considerado um exemplo de sistema entrelaçado de grande magnitude, em clima úmido, com acentuada migração do canal principal (Fig. 5). A influência imposta pelo soerguimento dos Himalaias foi marcante na evolução deste leque.

3.2. Fácies sedimentares e modelos de deposição em rios entrelaçados

Muita atenção vem sendo dada à classificação dos diferentes tipos de depósitos nos rios entrelaçados (v.g. DOEGLAS, 1962; REINECK & SINGH, 1975; CANT, 1978, 1982; CANT & WALKER, 1978) e os estudos de MIALL (1977, 1978) representam uma sistematização nesse sentido.

Após análise das diferentes litofácies encontradas em depósitos fluviais (Tabela 2), este autor definiu seis modelos básicos de sistemas deposicionais (Fig. 6) e as correspondentes associações de fácies para rios entrelaçados (Tabela 3).

Entretanto, um mesmo rio pode apresentar modelos deposicionais distintos, conforme a posição de um determinado segmento do canal em relação à cabeceira, ou ainda como decorrência da variação de sua energia de transporte, por exemplo na enchente e na vazante. Dos seis modelos básicos de MIALL (1977, 1978), dois representam leques aluviais (*Trollheim* e *Scott*), um seria mais característico de rios entrelaçados em posição francamente distal, dominado por inunditos (*Bijou*), e três típicos de canais entrelaçados (*Donjek*, *Saskatchewan Sul* e *Platte*). Naturalmente, eles são tratados em conjunto tendo em vista as passagens laterais de um para outro tipo. Dessa forma, a classificação de MIALL (1977, 1978) deve ser entendida antes como de associações de fácies do que de modelos de ambientes deposicionais.

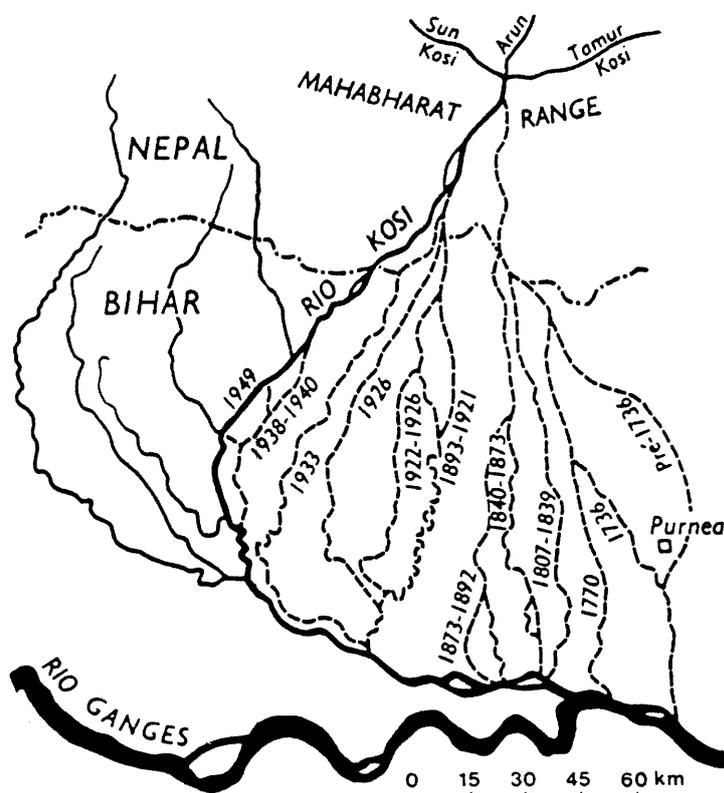


Figura 5 - O sistema de canais do leque aluvial do Rio Kosi mostrando a migração para oeste do distributário principal ao longo dos últimos dois séculos (segundo HOLMES, 1965).

Tabela 2 - Litofácies associadas a depósitos fluviais (adaptado de MIALI, 1978, com a classificação litológica segundo COIMBRA *et al.*, 1992b).

Litofácies	Classificação litológica	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	OAAS , ortoconglomerados arenosos (areia sustentados) e PLS , para conglomerados (lama sustentados)	maciços	depósitos de fluxo de detritos
Gm	O , ortoconglomerados (clasto sustentados), OACS , ortoconglomerados arenosos (clasto sustentados)	maciços ou grosseiramente estratificados (acumamento horizontal, imbricação)	barras longitudinais, depósitos residuais de canais (<i>lag</i>), depósitos de peneiramento (estrutura gradacional inversa)
Gt	AC , arenitos conglomeráticos e OAAS , ortoconglomerados arenosos (areia sustentados)	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais
Gp	AC , arenitos conglomeráticos e OASS , ortoconglomerados arenosos (areia sustentados)	estratificação cruzada planar	barras linguóides
St	A , arenitos, a AC , arenitos conglomeráticos (areia média a muito grossa, podem conter grânulos e pequenos seixos)	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (θ) ou agrupadas (π)	dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	A , arenitos, a AC , arenitos conglomeráticos (areia média a muito grossa, podem conter grânulos e pequenos seixos)	estratificações cruzadas planares isoladas (α) ou agrupadas (θ)	barras linguóides transversais e ondas-de-areia (regime de fluxo inferior)
Sr	A , arenitos (areia muito fina a grossa)	marcas onduladas de todos os tipos	ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	A , arenitos (areia muito fina a muito grossa, podem conter grânulos)	laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamado planar (regimes de fluxo superior e inferior)

Tabela 2 (conclusão)

Litofácies	Classificação litológica	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>Sl</i>	A , arenitos (areia fina)	estratificação cruzada de baixo ângulo ($< 10^\circ$)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais (pestanas), antidunas
<i>Se</i>	A , arenitos com intraclastos	sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	preenchimento de sulcos
<i>Ss</i>	A , arenitos (areia fina a grossa, podendo incluir grânulos)	sulcos amplos e rasos incluindo estratificações cruzadas tipo η	preenchimento de sulcos
<i>Sse, She e Spe</i>	A , arenitos	análogos a <i>Ss</i> , <i>Sh</i> e <i>Sp</i>	depósitos eólicos
<i>Fl</i>	AP , arenitos pelíticos, PA , pelitos arenosos e P , pelitos	laminação fina, ondulações de amplitude muito pequena	depósitos de transbordamento ou de decantação de enchentes
<i>Fsc</i>	P , pelitos	laminada a maciça	depósitos de áreas pantanosas ou planície de inundação
<i>Fcf</i>	P , pelitos, localmente com moluscos de água doce	maciça	depósitos de pântanos alagadiços
<i>Fm</i>	P , pelitos	maciça com gretas de contração (ressecção)	depósitos de transbordamento
<i>Fr</i>	P , pelitos	marcas de raízes	camadas pelíticas subjacentes a camadas de carvão (<i>underclay</i>)
<i>C</i>	carvão, pelitos carbonosos	restos vegetais, filmes de lama	depósitos de pântano
<i>P</i>	carbonatos (calcretes)	feições pedogenéticas	solos

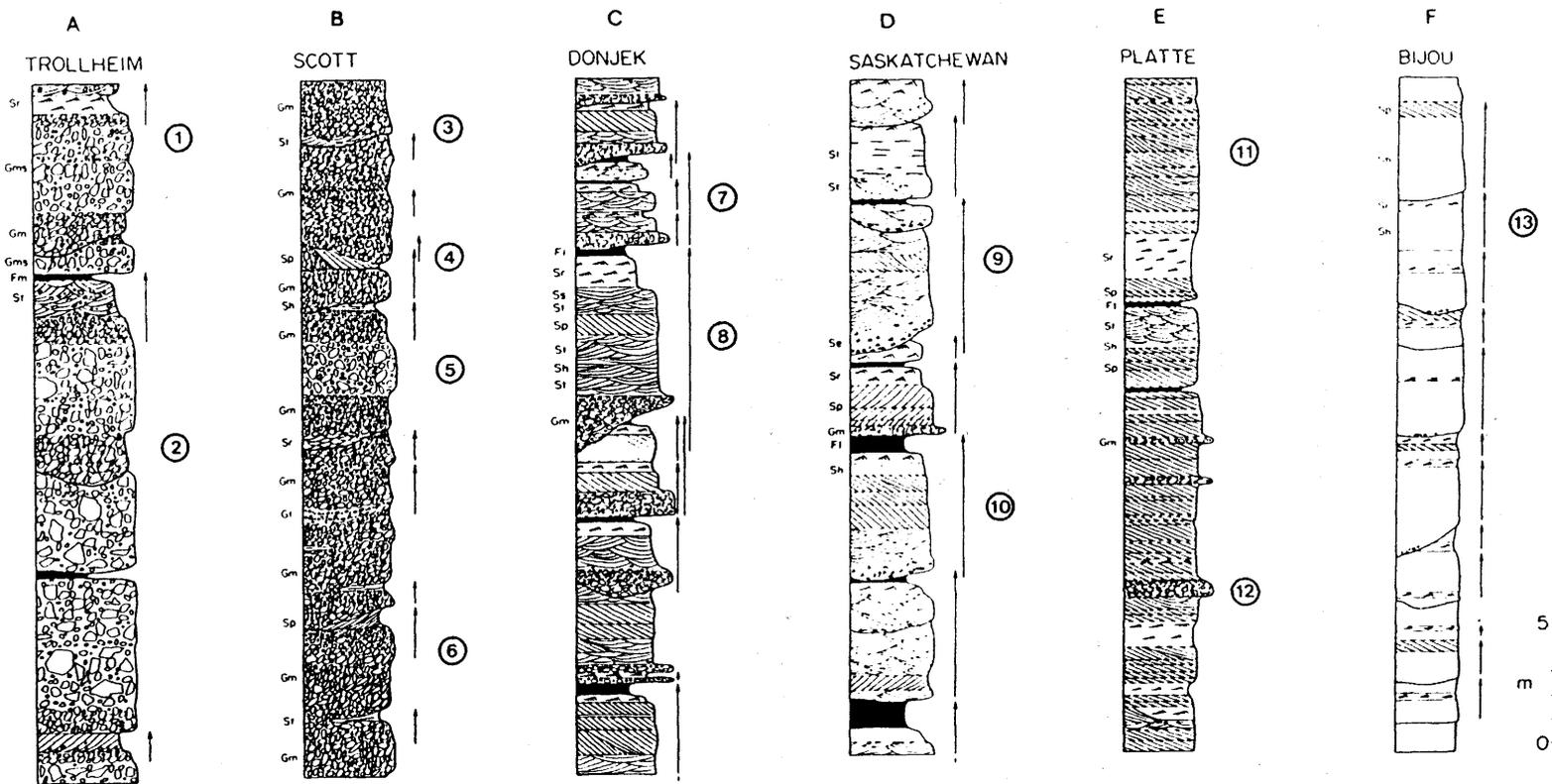


Figura 6 - Perfis verticais generalizados dos seis modelos deposicionais em rios entrelaçados. 1 - fluxos de detritos superimpostos; 2 - canal de escoamento superficial; 3 - canal secundário; 4 - barra truncada/cunha-de-areia; 5 - depósito de fluxo de detritos; 6 - barras superimpostas; 7 - canais secundários; 8 - canal principal ou sistema de canal; 9 - canal principal; 10 - barra composta; 11 - barras linguóides superimpostas; 12 - barra longitudinal; 13 - ciclos de inundação superimpostos (segundo MIALL, 1978, reproduzido com autorização da *Canadian Society of Petroleum Geologists*).

Tabela 3 - Principais tipos de rios entrelaçados e seus conjuntos de litofácies característicos (segundo MIALl, 1978, com pequenas modificações)

<i>Tipo</i>	Ambiente	Litofácies principais	Litofácies secundárias associadas
<i>Trollheim</i>	predominantemente leques aluviais, sujeitos à ação de fluxos de detritos	<i>Gms, Gm</i>	<i>St, Sp, Fl, Fm</i>
<i>Scott</i>	rios proximais (incluindo leques aluviais) com fluxo canalizado	<i>Gm</i>	<i>Gp, Gt, Sp, St, Sr, Fl, Fm</i>
<i>Donjek</i>	rios cascalhentos distais de leques aluviais (depósitos cíclicos)	<i>Gm, Gt, St, Sh</i>	<i>Gp, Sr, Sp, Fl, Fm</i>
<i>Saskatchewan Sul</i>	rios entrelaçados arenosos (depósitos cíclicos)	<i>St, Sp</i>	<i>Se, Sr, Sh, Ss, Sl, Gm, Fl, Fm</i>
<i>Platte</i>	rios entrelaçados arenosos (virtualmente não cíclicos)	<i>St</i>	<i>Sp, Sh, Sr, Ss, Gm, Fl, Fm</i>
<i>Bijou</i>	rios efêmeros ou perenes sujeitos a inundações relâmpago	<i>Sh, Sl</i>	<i>Sp, Sr</i>

3.2.1. Modelo tipo *Trollheim*

O modelo tipo *Trollheim*, definido por MIALl (1978), é caracterizado pela presença de depósitos de fluxo de detritos (fácies *Gms*), polimiticos, de granulação grossa (seixos, calhaus e matacões), em leques aluviais proximais. Este tipo de depósito é desenvolvido em locais de grande declividade, abundante suprimento de detritos, requerendo descargas muito fortes para seu início, condições essas mais típicas de climas áridos e semi-áridos. Nesses locais, durante os longos períodos secos, a desagregação mecânica produz detritos em abundância, os quais são mobilizados durante as chuvas torrenciais que ocorrem de forma esporádica.

Baseado nos trabalhos de HOOKE (1967), RUST (1978, 1979) e WASSON (1977), MIALL (1978) elaborou um perfil vertical para este modelo (Fig. 6A) compreendendo basicamente uma sucessão de depósitos de fluxo de detritos (*Gms*) atingindo individualmente espessuras da ordem de 3 m, embora por vezes seja difícil a separação dos diferentes fluxos em afloramentos. Os fluxos de detritos apresentam bases abruptas e aplainadas e padrão lobado, exceto quando estão alojados ao longo de canais.

Intercalações de cascalhos mais finos, da fácies *Gm*, alojam-se ao longo de estruturas de corte nos depósitos de fluxo de detritos. Depósitos de inundação podem também ocorrer e apresentam ciclos grosseiramente granodecrescentes. Subordinadamente podem ocorrer também as litofácies *St*, *Fl* e *Fm*, em ciclos grosseiramente granodecrescentes.

A denominação *Trollheim* foi emprestada de um leque aluvial da Califórnia (HOOKE, 1967; Fig. 7), e depósitos deste tipo foram também descritos no Estado de Nevada (EUA) e na Nova Zelândia (MIALL, 1978).

3.2.2. Modelo tipo *Scott*

Originalmente o modelo tipo *Scott* incluía o *Trollheim* (MIALL, 1978). Segundo MIALL (1981) este modelo compreende os depósitos desenvolvidos além do alcance dos fluxos de detritos de leques, com ausência destes, ou em porções proximais de rios cascalhentos. Nestas condições (Fig. 6B) a sedimentação é dominada pela litofácies *Gm* formando depósitos superimpostos de barras longitudinais representantes de enchentes. Subordinadamente pode incluir as litofácies *Gp*, *Gt*, *Sp*, *St* e *Sr*, depositadas durante as fases de nível de água baixo nos estágios de enfraquecimento de uma inundação. Podem constituir ainda ciclos granodecrescentes de pequena escala, até métrica.

As unidades arenosas são depositadas em canais abandonados ou como pequenos lobos acunhados progradantes de barras de cascalhos, à medida que estas últimas emergem durante o rebaixamento do nível de água.

Embora MIALL (1978, Fig. 6A) não assinala a presença de fácies *Gms* no perfil vertical do modelo tipo *Scott*, inclui neste perfil depósitos de fluxo de detritos, o que parece contraditório, uma vez que, pela sua definição, este modelo já estaria fora do alcance destes.

A análise dos perfis *Trollheim* e *Scott* indica, para ambos, ambientes em leques aluviais, com o último em posição mediana a distal. Assim, se o objetivo de MIALL (1978) foi o de caracterizar um novo modelo, o perfil escolhido para o tipo *Scott* parece não ter sido o mais adequado.

A denominação deste modelo foi emprestada do Rio Scott, no Alaska.

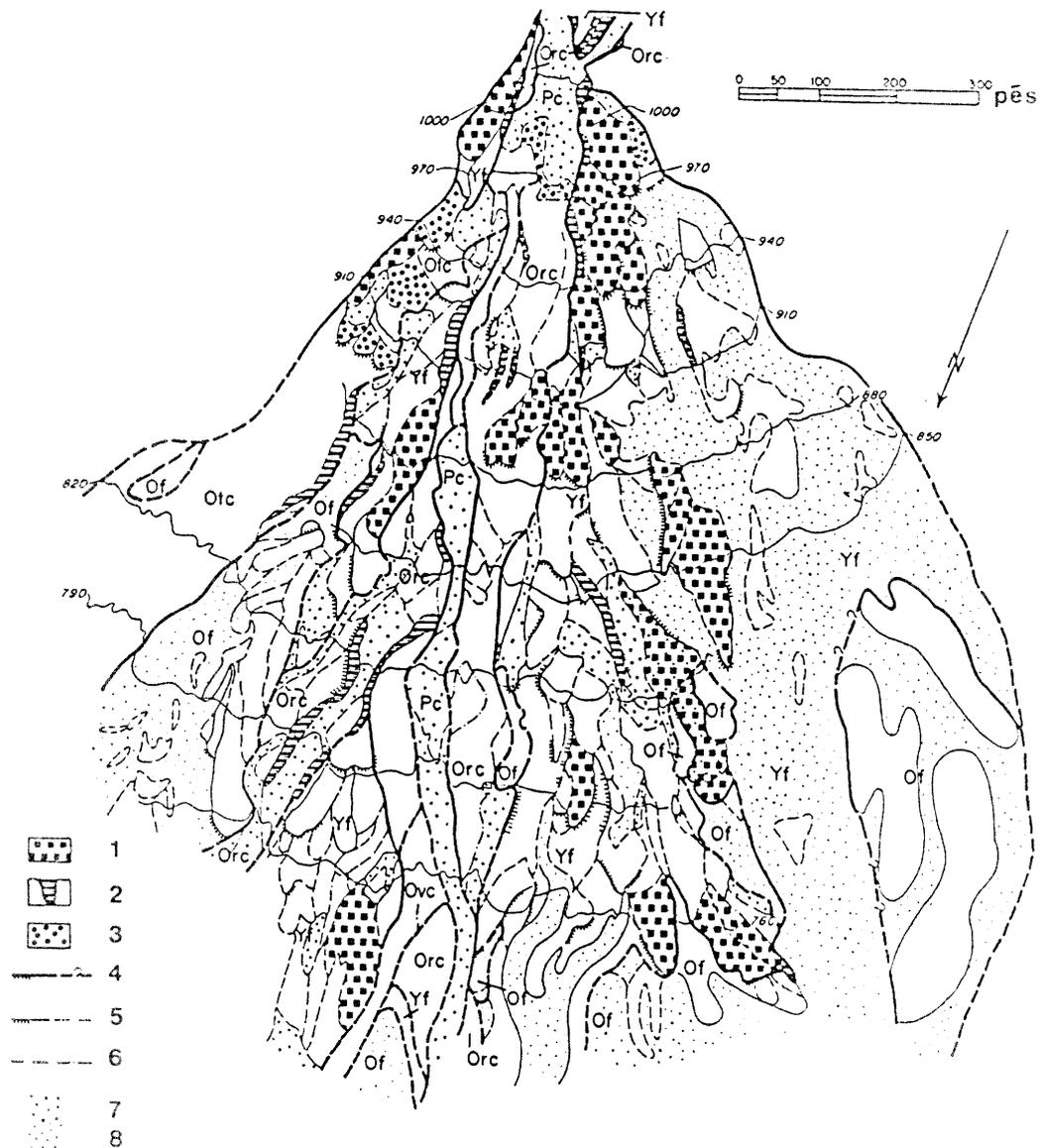


Figura 7 - Mapa geomórfico do segmento superior (mais recente) do Leque Trollheim. 1 - prováveis lobos de fluxos de detritos; 2 - diques marginais a fluxos de detritos; 3 - depósitos de peneiramento; 4 - contato entre depósitos de diferentes idades, aproximado quando tracejado, esquemático quando com ponto de interrogação; 5 - contato entre unidades distinguido pela topografia ou granulação do material, aproximado quando tracejado (em 5 e 6 as hachuras estão voltadas para o material mais antigo onde existe clara relação de superposição); 6 - margens erosivas; 7 - material com granulação variando de seixo a calhau; 8 - argila a seixo (o material restante apresenta granulação entre calhau e matacão). Idade relativa entre os materiais: **Pc** - canal atual; **Ovc** - canal de *overflow*; **Orc** e **Otc**, depósitos antigos de canal, sendo **Otc** os mais antigos; **Yf** - superfície jovem do leque; **Of** - superfície antiga do leque. Equidistância das curvas de nível = 30 pés (segundo HOOKE, 1967, reproduzido com autorização da *The University of Chicago*). Copyright 1967 *The University of Chicago Press*.

3.2.3. Modelo tipo *Donjek*

O modelo tipo *Donjek* foi definido por MIALL (1977, Fig. 6C) para depósitos cíclicos dos rios entrelaçados. Segundo MIALL (1981) este modelo desenvolve-se em rios entrelaçados com canais ativos bem definidos, cuja carga de fundo é essencialmente constituída por areia e cascalho.

Nesse sistema o desnível do topo das barras em relação ao fundo dos canais pode atingir dimensões da ordem de 3 a 7 metros. Os sedimentos mais grossos ocorrem nas porções mais profundas dos canais, podendo constituir barras longitudinais (litofácies *Gm*), barras transversais (*Gp*, *sic*) - trata-se de *Sp*, conforme o próprio autor - e barras lobadas (*Gt*, *sic*) - na realidade *Sp* ou mais provavelmente *Gp*, segundo o autor. Segmentos parcialmente inativos, localizados acima dos canais profundos, podem receber sedimentação de areias e cascalhos durante as cheias. As porções mais elevadas do sistema podem ser cobertas por vegetação densa que agirá como filtro das águas da inundação, aprisionando os sedimentos de granulação fina.

Entretanto, canais ativos bem definidos e cobertura vegetal densa são atípicos em sistema fluvial entrelaçado, podendo representar testemunhos de fases climáticas mais úmidas e, portanto, de sistemas meandantes ou anastomosados.

Ciclos de sedimentação granodecrescente ocorrem em rios deste tipo, conforme descrições de WILLIAMS & RUST (1969) no Rio Donjek (Yukon, Canadá), o qual emprestou a designação dada por MIALL (1977) para este tipo de rio.

3.2.4. Modelo tipo *Saskatchewan Sul*

O modelo *Saskatchewan Sul* é derivado do *Donjek*, e foi introduzido por MIALL (1978, Fig. 6D) pelo fato de que os depósitos com sedimentação cíclica nos rios entrelaçados tipo *Donjek* correspondem a depósitos essencialmente de cascalhos, portanto sem representatividade dos ciclos dominados por sedimentação arenosa, igualmente freqüentes no registro geológico (v.g. CANT & WALKER, 1976; RUST, 1978; MINTER, 1978, entre outros). A Figura 8 ilustra este modelo de sedimentação baseado nas observações de CANT (1978) e CANT & WALKER (1978) no Rio Saskatchewan Sul (Canadá), sua localidade-tipo.

De acordo com MIALL (1981) nesses rios os canais comumente apresentam depósitos residuais de cascalhos na base (litofácies *Gm*), acima dos quais as areias grossas são transportadas como carga de fundo. As estruturas do leito, nos canais com profundidades superiores a 3 m, tendem a ser dunas de cristas sinuosas que originam a litofácies *Sr*. Ondas-de-areia da litofácies

Sr podem desenvolver-se nas porções rasas dos canais e também sobre planícies arenosas pela coalescência de pequenas barras ao redor de um núcleo (CANT, 1978). A agradação destas barras ocorre a montante e também pode desenvolver-se a jusante desses núcleos, através de barras de cristas retilíneas, as quais formam altos ângulos (69° no Rio Saskatchewan Sul) com a direção do canal (CANT & WALKER, 1978; MIALL, 1981). No topo das barras, durante as enchentes, podem desenvolver-se as litofácies *Sr* e *Sh*, eventualmente constituindo também depósitos marginais de granulação fina em áreas inativas (MIALL, 1981).

Segundo CANT (1978) as ilhas, bem como as planícies de inundação, situam-se nesses rios entre 1 e 2 m acima do nível das planícies arenosas. São compostas por areias aluviais recobertas por até 1 m de argilas de acrescentamento vertical.

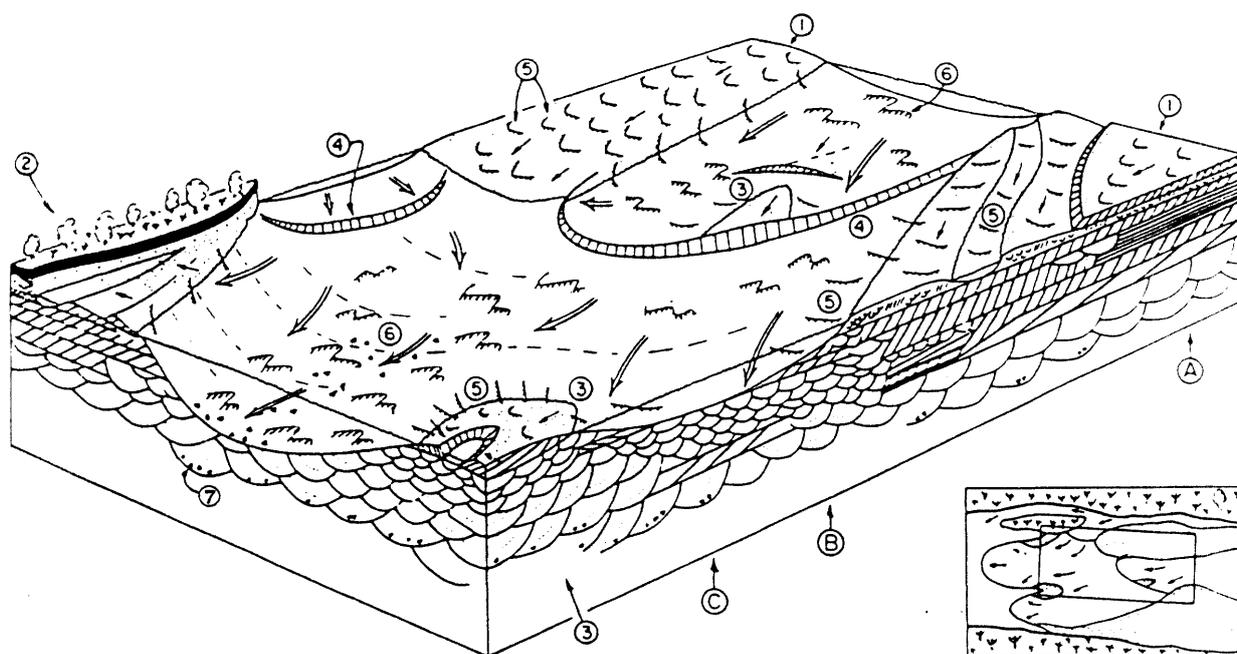


Figura 8 - Bloco diagrama hipotético mostrando os principais elementos do modelo tipo *Saskatchewan Sul*. No retângulo da figura do canto inferior direito está assinalada a posição do bloco em relação ao canal fluvial. As setas com traços simples indicam os sentidos de movimento das formas do leito do canal, enquanto que as setas de traço duplo indicam as direções de fluxo. O local assinalado com a letra A indica seqüência estratigráfica dominada pelo desenvolvimento de planícies de areia, B corresponde à influência mista entre planície de areia e canal, e C indica a dominância de agradação no canal. 1 - planícies de areia expostas; 2 - ilha coberta de vegetação; 3 - núcleo emergente; 4 - barra cruzada ao canal; 5 - ondas-de-areia; 6 - dunas de cristas sinuosas; 7 - depósitos residuais de canais (*lag*). As porções pontilhadas representam áreas emersas (segundo CANT & WALKER, 1978, reproduzido com autorização do editor de *Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications Ltd.).

A semelhança dos ciclos de sedimentação presentes nestes rios com alguns ciclos de barras de pontal de rios meandrantos foi apontada por MIALL (1981), que ressalta a necessidade de levantamento cuidadoso das direções de paleocorrentes para sua diferenciação segura. Entretanto, MIALL (1981) não aponta como as medidas de estratificações cruzadas devam ser feitas, se em um trecho do canal, se em uma barra, ou se em um perfil vertical, ou como essas medidas possibilitam a diferenciação segura entre o entrelaçado tipo *Saskatchewan Sul* e o sistema meandrante. Normalmente a consistência do vetor paleocorrente resultante de medidas em barras de canais entrelaçados é elevada, apresentando boa correlação com a direção do canal fluvial (e.g. MELO, 1990; COIMBRA *et al.*, 1992a, Fig. 9), o que não seria, aparentemente, esperado para vetores obtidos em barras de pontal de rios meandrantos.

Segundo MIALL (1978, 1981) os tipos *Scott*, *Donjek* e *Saskatchewan Sul* podem ocorrer em um mesmo sistema aluvial, dependendo de sua posição proximal ou distal. Este autor sugeriu que estes três tipos poderiam ser diferenciados com base na porcentagem acumulada das espessuras de cascalhos em relação à espessura total de uma seção, apresentando o tipo *Scott* porcentagem superior a 90%, o tipo *Donjek* entre 10 e 90% e o tipo *Saskatchewan Sul* menor de 10%.

Aqui novamente caberia um comentário, de vez que MIALL (1978) refere-se ao tipo *Donjek* como correspondente a depósitos constituídos essencialmente de cascalhos. Ora, a presença de cascalhos é freqüente, mas não necessariamente dominante, já que segundo o próprio autor (MIALL, 1978, 1981), o tipo *Donjek* apresenta entre 10 e 90% de cascalhos. Dessa forma, esse argumento, bem como de resto as próprias características apontadas para o modelo *Donjek*, são muito confusas, contraditórias e, em parte, comuns em outros tipos de depósitos fluviais não entrelaçados.

Também com relação ao bloco-diagrama da Figura 8 (CANT & WALKER, 1978), para o modelo tipo *Saskatchewan Sul*, as feições ali apresentadas são semelhantes àquelas da transição entre sistemas entrelaçados e anastomosados, condicionadas por mudanças climáticas ou instalação de soleiras locais, como será visto adiante.

3.2.5. Modelo tipo *Platte*

MIALL (1977) definiu o modelo tipo *Platte*, para o rio homônimo, detalhadamente estudado em Nebraska (v.g. SMITH, 1971), o qual considerou posteriormente como variante do modelo *Saskatchewan Sul* (MIALL, 1981). Para este autor o tipo *Platte* ocorre em rios extremamente largos e rasos, sem diferenciação topográfica clara entre as porções ativas e inativas. Os sedimentos

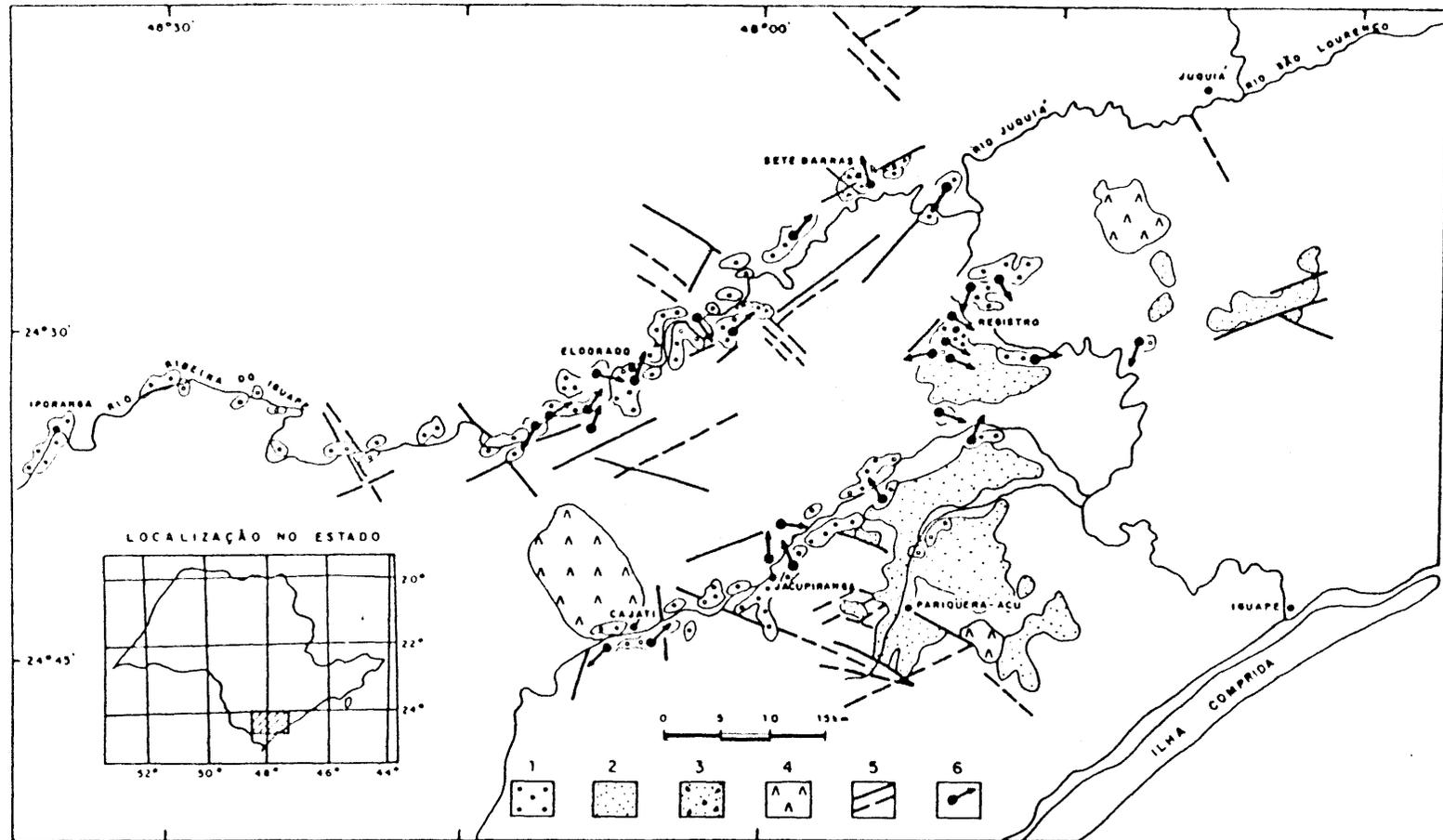


Figura 9 - Direções de paleocorrentes dos cascalhos em depósitos de terraços do baixo Ribeira de Iguape (Formação Eldorado), em perfeita concordância com a direção do canal atual . 1 - cascalhos da Formação Eldorado; 2 - Formação Pariquera-Açu; 3 - Formação Sete Barras; 4 - maciços de rochas alcalinas; 5 - falhas cenozóicas; 6 - direção da paleocorrente (segundo COIMBRA *et al.*, 1992a).

estão associados a barras arenosas predominantemente linguóides ou transversais, ou ainda por ondas-de-areia, construindo sucessões de litofácies *Sp* (Fig. 6E). Barras longitudinais são de ocorrência mais restrita. Areias e siltes em topo de barras (litofácies *Sr*, *Sh*, *Fl*, *Fm*) podem ocorrer como no tipo *Saskatchewan Sul*. Poucos ciclos de sedimentação são desenvolvidos nesses rios.

3.2.6. Modelo tipo *Bijou*

O modelo tipo *Bijou* foi definido por MIALL (1977) a partir das descrições detalhadas de McKEE *et al.* (1967) desse arroio do Colorado. Ele é característico de depósitos de riachos efêmeros, com enchentes violentas mas pouco freqüentes, onde o escoamento superficial pode ocorrer sob a forma canalizada ou de transbordamento dos canais fluviais, comportando-se as áreas laterais a eles como planícies aluviais.

Verticalmente, este tipo é caracterizado por ciclos de inundação superimpostos, depositados em regime de fluxo superior (litofácies *Sh*, Fig. 6F). As litofácies *Sp*, *Sr*, *Fl* e *Fm* podem ser geradas nos períodos de enfraquecimento das inundações, apresentando ciclos granodécrescentes pouco espessos (MIALL, 1981).

Espessuras de sedimentos superiores a 1,5 m podem ser depositadas em uma única enchente. Superfícies erosivas com intraclastos (litofácies *Se*), bem como estratificações cruzadas de baixo ângulo preenchendo incisões (*Sl*), podem estar presentes.

As características do tipo *Bijou* descritas por MIALL (1977) não são, entretanto, suficientes para diferenciá-lo de rios meandранtes ou anastomosados, onde o escoamento de forma canalizada ou de transbordamento (planície de inundação) são processos comuns.

4. SISTEMA FLUVIAL ANASTOMOSADO

O sistema fluvial anastomosado consiste de complexo de canais de baixa energia, interconectados, atravessando uma região úmida e alagada, separados por ilhas de forma alongada e cobertas por vegetação (SMITH & PUTNAM, 1980). Caracteriza-se pela baixa razão largura/profundidade do canal, a qual pode ser inferior a 10, e alta sinuosidade, superior a 2,0 (MIALL, 1977; 1981). Normalmente os detritos são transportados como carga em suspensão ou mista (SCHUMM, 1963; Fig. 2), embora estes rios possam transportar sedimentos grossos em abundância (SMITH & SMITH, 1980; MIALL, 1981).

A baixa declividade dos canais, bem como a sinuosidade, provoca freqüentemente o extravasamento do canal e deposição de siltes e argilas. Turfeiras, áreas pantanosas e lagoas de inundação ocupam normalmente 60 a 90% da área de um sistema fluvial anastomosado em terrenos úmidos, enquanto que os canais, diques marginais e depósitos de rompimento de diques marginais são menos extensos (SMITH & PUTNAM, 1980; Fig. 10).

4.1. Principais fatores controladores da morfologia dos rios anastomosados

Os rios anastomosados são caracterizados pela presença de dois ou mais canais estáveis e ocorrem em regiões de subsidência em relação ao nível de base regional (SMITH & SMITH, 1980; SMITH & PUTNAM, 1980).

Observações de campo e estudos experimentais demonstraram que a estabilidade dos canais é fortemente condicionada pela presença de vegetação. SMITH (1976) demonstrou que a resistência à erosão de margens com vegetação, especialmente raízes, pode ser 20.000 vezes maior do que para margens sem vegetação. Climas úmidos, propícios ao desenvolvimento de vegetação, são mais favoráveis para a implantação desse tipo de sistema. Tais condições, todavia, podem conduzir também à implantação de rios meandrantos.

O Rio Magdalena, no noroeste da Colômbia, está situado tectonicamente em uma bacia tipo antepaís, ativa, com taxa de subsidência média de 3,8 cm/ano nos últimos 7.500 anos, tendo sido interpretado como anastomosado por SMITH (1986). Segundo este autor, o fato de o Rio Magdalena estar compreendido em condições climáticas tropicais de savana e apresentar processos e estilos deposicionais similares ao do alto curso do Rio Colúmbia, oeste do Canadá, este sob condições

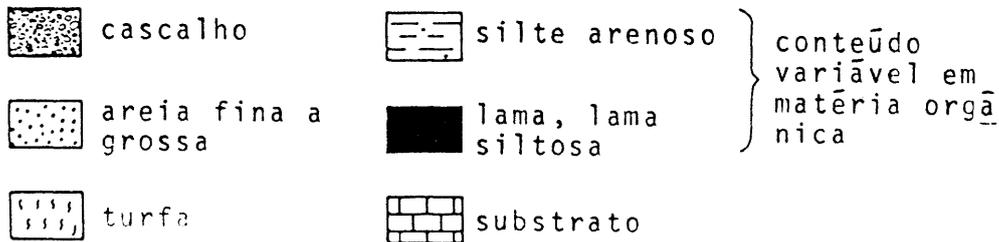
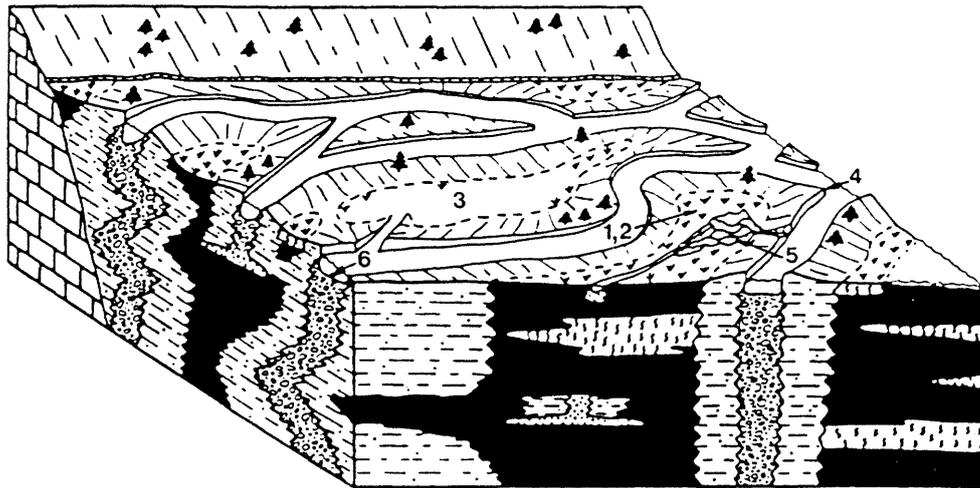


Figura 10 - Bloco diagrama representando, de forma hipotética, a geometria das camadas e as características texturais de um segmento típico de rio anastomosado. 1 - turfeiras; 2 - pântano; 3 - lagoas de inundação; 4 - diques marginais; 5 - *crevasse splay*; 6 - canal fluvial (modificado de SMITH & SMITH, 1980, e reproduzido com autorização da *SEPM Society for Sedimentary Geology*).

climáticas temperadas a frias, sugere que o clima não é o principal fator controlador deste tipo de canal fluvial. Desta forma, o controle tectônico, como aventado em diferentes estudos, parece ter um papel dominante (Fig. 11).

Entretanto há exceções, e esse tipo de sistema pode ocorrer sob condições de clima árido, como na Bacia do Lago Eyre (MIALL, 1981) ou no Arroio do Cooper (RUST, 1981), Austrália.

4.2. Fácies sedimentares do sistema fluvial anastomosado

O modelo de sedimentação em rios anastomosados foi desenvolvido

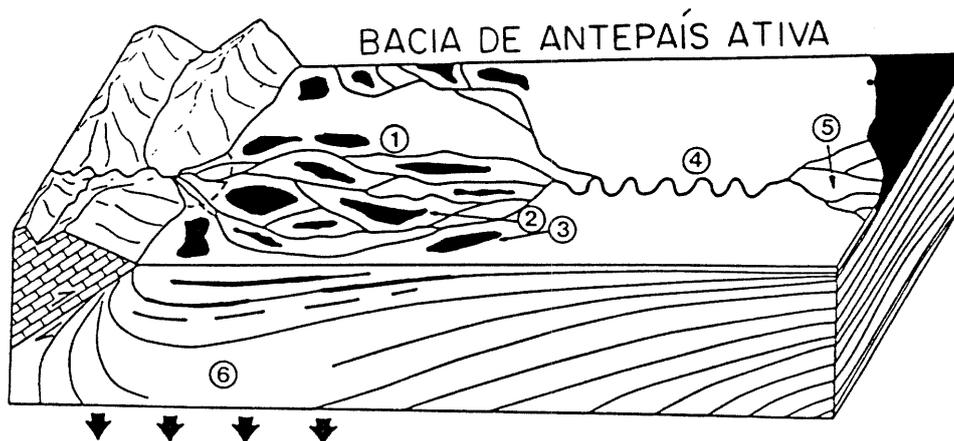


Figura 11 - Bloco diagrama esquemático de um sistema fluvial anastomosado localizado em bacia molássica de subsidência rápida. 1 - sistema fluvial anastomosado; 2 - turfeira; 3 - pântano; 4 - segmento meandrante; 5 - delta progradante; 6 - depósitos molássicos proximais com rápida subsidência (segundo SMITH & PUTNAM, 1980, reproduzido com autorização dos autores).

com base no estudo do Rio Alexandra, na província de Alberta, Canadá. Nesse rio, SMITH & SMITH (1980) reconheceram seis fácies sedimentares no preenchimento de vales de rios anastomosados (Fig. 10).

4.2.1. Fácies de turfeiras

A fácies de turfeiras compreende camadas de turfa contendo até 98% de matéria orgânica, com espessuras variando entre poucos centímetros até 1,5 m.

4.2.2. Fácies de pântano

A fácies de pântano é representada por argilas siltosas a siltes argilosos com conteúdo variável de detritos orgânicos, localmente exibindo empilhamento de camadas com estruturas gradacionais com 2 a 20 cm de espessura. Constituem-se de depósitos de inundações sucessivas. O exame da Figura 10 mostra que esta fácies e a de turfeiras ocupam posições em comum no sistema, sendo diferenciáveis pelas suas características sedimentares e pelo conteúdo em matéria orgânica.

4.2.3. Fácies de lagoas de inundação

Constituem a fácies de lagoas de inundação as argilas siltosas laminadas com matéria orgânica vegetal esparsa. As espessuras variam até um máximo de 6 m. São conectadas com os canais anastomosados por canais estreitos e profundos (*chute channels*), os quais controlam o nível de água do lago.

4.2.4. Fácies de diques marginais

A fácies de diques marginais é silto-arenosa, contendo entre 10 e 22% de raízes em volume. Grada, lateralmente, para as fácies de turfeiras, pântanos ou lagoas de inundação.

4.2.5. Fácies de rompimento de diques marginais

Camadas pouco espessas, raramente excedendo 40 cm, de areia, grânulos e pequenos seixos, compõem a fácies de rompimento de diques marginais. Tendem a formar corpos com geometria sigmoidal.

4.2.6. Fácies de canal

Na fácies de canal são incluídos os depósitos de cascalhos e areias grossas os quais, em parte, podem ser confundidos com depósitos da fácies de rompimento de diques marginais. Porém, apresentam bases côncavas erosivas, ao contrário de bases planares não erosivas para os depósitos de rompimento de diques marginais.

4.3.Reconhecimento de depósitos fluviais de rios anastomosados

Na Figura 10 pode-se verificar que os rios anastomosados apresentam pouca migração dos canais e ausência de barras de pontal o que os diferenciam, portanto, dos rios meandrantos.

Sondagens executadas em alguns rios anastomosados do oeste do Canadá permitiram a SMITH & SMITH (1980) a verificação de taxas altas de acrescentamento vertical e baixas

de migração lateral do canal, este último fator fortemente controlado pela vegetação (SMITH, 1976). Conseqüentemente, a característica diagnóstica desse ambiente é o contato subvertical entre as diferentes fácies, o que torna difícil a correlação lateral em subsuperfície, exigindo para o reconhecimento subsuperficial desses depósitos uma malha muito densa de sondagens (MIALL, 1981).

A persistência do cenário, aliada à agradação vertical por influência da elevação do nível de base regional em relação ao do rio, seriam os fatores responsáveis pela predominância de depósitos de transbordamento em rios anastomosados.

Em recentes trabalhos, XAVIER *et al.* (1990) efetuaram a caracterização morfométrica de um segmento anastomosado do Rio Saskatchewan, no Canadá, empregando imagens de alta resolução do satélite SPOT, enquanto que PABIAN-GOYHENECHÉ *et al.* (1990) elaboraram um modelo quantitativo deste mesmo segmento, comparando-o com os depósitos molássicos de idade eocênica da região de Carcassone, sul da França. Este último trabalho representa, talvez, a primeira tentativa do emprego de métodos menos convencionais na caracterização de sistemas fluviais anastomosados. Entretanto, os resultados alcançados são relativamente limitados, de vez que a análise foi efetuada a partir de um segmento de rio já convenientemente caracterizado como anastomosado por SMITH & PUTNAM (1980), sendo necessária a execução do caminho oposto, ou seja, a partir de parâmetros morfométricos e modelos quantitativos de um determinado rio, ou segmento de rio, caracterizá-lo como do sistema em questão.

5. DEPÓSITOS DE TRANSIÇÃO ENTRE RIOS ENTRELAÇADOS E ANASTOMOSADOS

Os estudos de SMITH & SMITH (1980) em rios anastomosados do oeste canadense foram, na verdade, realizados em segmentos anastomosados de rios no geral entrelaçados, de sorte que estes autores puderam estudar as porções de transição entre os dois sistemas. Nestes locais o controle do desenvolvimento do sistema anastomosado está relacionado à presença de barramentos situados a jusante, provocando a sedimentação a montante. No caso da confluência dos rios Alexandra (anastomosado) e Saskatchewan Norte (entrelaçado) este último passa a uma zona de transição que consiste de ilhas alongadas, de natureza siltosa, circundadas por canais entrelaçados com fundo cascalhento que liga o segmento entrelaçado ao anastomosado. Durante as fases de descarga mais intensa, o fluxo ao longo dos canais provoca profundas escavações (até 3 m), adjacentes às ilhas, sem provocar praticamente nenhuma erosão das margens destas, uma vez que elas estão estabilizadas pela vegetação. Com a diminuição do fluxo, os cascalhos são parcial ou completamente substituídos nessas porções.

Os canais entrelaçados da zona de transição passam para a zona anastomosada, esta compreendendo vários canais estáveis, bem definidos e geralmente profundos, separados por planícies de inundação recobertas de vegetação. A declividade dos canais nesta porção, bem como a relação largura/profundidade, são menores do que no segmento entrelaçado adjacente.

A zona de transição desenvolve-se pelo avanço do sistema entrelaçado, com as ilhas siltosas representando testemunhos do acrescentamento vertical de depósitos de transbordamento do sistema anastomosado subjacente (SMITH & SMITH, 1980, Fig. 12). Com o decorrer do tempo, tanto esta zona de transição como o segmento anastomosado serão recobertos e substituídos por canais entrelaçados, à medida que o nível de base local pare de elevar-se, quer por atenuação tectônica, ou desaparecimento de soleiras locais. Assim, um controle situado a montante eventualmente substituirá o controle situado a jusante (MACKIN, 1948), como fator dominante de agradação. Nesta transição nota-se que o conjunto de canais fixos e barras siltico-argilosas com vegetação (também fixas) define o sistema anastomosado, mas os canais apresentam barras longitudinais comportando-se como entrelaçado. Portanto, o conjunto é anastomosado mas o comportamento interno do canal é entrelaçado.

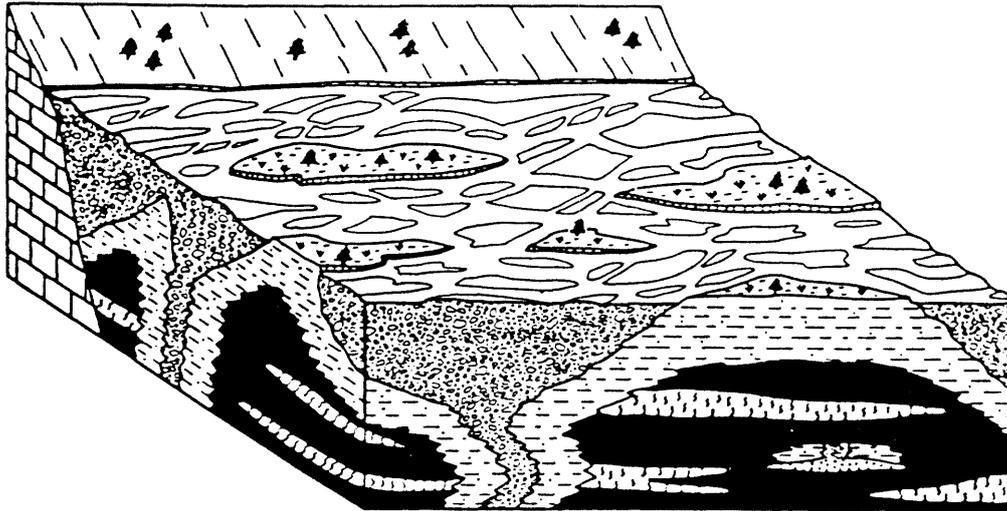


Figura 12 - Bloco diagrama representando, de forma hipotética, a geometria das camadas e as características texturais de um segmento de transição de um rio anastomosado para entrelaçado; com o avanço do processo, as ilhas siltosas desaparecerão e todo o segmento adquirirá características entrelaçadas. Para legenda, consultar figura 10 (segundo SMITH & SMITH, 1980, reproduzido com autorização da *SEPM Society for Sedimentary Geology*).

6. IMPORTÂNCIA ECONÔMICA

Ambientes fluviais são importantes em termos econômicos, sobretudo pela natureza dos depósitos, suas geometrias e variações de fácies. Destacam-se acumulações primárias (argilas, turfa e depósitos tipo *placer*) e secundárias (petróleo, gás, água subterrânea).

Dentre as acumulações primárias, depósitos de turfa podem ocorrer em ambientes de baixa energia de sistemas fluviais anastomosados, associados às fácies de turfeiras e de pântanos. A ação posterior dos processos diagenéticos pode levar ao enriquecimento desses depósitos, que gradariam então para carvões.

Camadas pelíticas de fácies de turfeiras, pântanos e lagoas de inundação podem, eventualmente, também constituir depósitos de argila de interesse econômico em rios anastomosados. A ação percolante de ácidos húmicos produzidos pela decomposição do material das camadas ricas em matéria orgânica vegetal, intercaladas com os pelitos, pode conduzir à diagênese e descoloração dessas argilas; um exemplo notável é o dos depósitos de argilas caulínicas tipo *underclay*. A exemplo do que ocorre em depósitos pelíticos de sistema fluvial meandrante, estas argilas podem localmente apresentar alta plasticidade e forte poder de liga, sendo então denominadas *ball clay*, com larga aplicação na indústria cerâmica.

Mineralizações de urânio associadas a níveis ricos em matéria orgânica ou em frentes de redução (*roll-front*) têm origens singenéticas ou epigenéticas, com precipitação de óxidos e sulfetos a partir de águas formacionais ou meteóricas, que migram através de rochas hospedeiras arenosas permeáveis (e.g. CABRAL Jr., 1991). Em sistema fluvial anastomosado, teoricamente, tais mineralizações estariam ligadas a barreiras de permeabilidade, correspondentes às interfácies arenitos/conglomerados (fácies de canal) e pelitos orgânicos e turfa (fácies de transbordamento), que constituiriam trapas importantes.

De maior importância são as concentrações oriundas da desintegração físico-química de rochas e minerais, depositadas em ambiente fluvial, constituindo depósitos denominados de *placer*. Tais concentrações ocorrem em função do equivalente hidráulico (forma e peso específico), estabilidade química e resistência do mineral à ação mecânica do transporte, ou seja, ocorre *gradação* de material clástico pelo tamanho, peso específico e forma da partícula, *abrasão* e *polimento* dos fragmentos e *diferenciação* pelo grau de resistência mecânica e estabilidade química durante o transporte.

Acumulações tipo *placer* podem ocorrer associadas a depósitos de barras e depósitos residuais de canais em rios entrelaçados, e em litofácies de canal de rios anastomosados.

A composição das associações minerais concentradas em depósitos de *placer* é função direta do tipo de rocha da área fonte dos sedimentos (Tabela 4).

Tabela 4 - Rochas matrizes e associações minerais em depósitos de *placer* (modificado de SMIRNOV, 1976)

Rochas matrizes	Associações minerais
rochas granitóides	ilmenita, rutilo, zircão, berilo, monazita
pegmatitos graníticos	cassiterita, wolframita, tantalita, columbita, thorita, topázio, berilo
escarnitos associados a rochas granitóides	magnetita, scheelita, cassiterita
depósitos hidrotermais associados a rochas granitóides	ouro, cinábrio, wolframita, cassiterita
plagiogranitos e sienitos	rutilo, ilmenita, zircão, coríndon, monazita, columbita
gabros e diabásios	ilmenita, leucoxênio, titanomagnetita
serpentinitos, dunitos, peridotitos, piroxenitos	platina, iridosmina, ilmenita, titanomagnetita
kimberlitos	diamante, rutilo, ilmenita, zircão
rochas ultrabásicas e alcalinas com carbonatitos	pirocloro, apatita, ilmenita, titanomagnetita, tantalatos e niobatos

Os depósitos de rios entrelaçados, pela sua natureza essencialmente rudáceo-psamítica, com alta porosidade e permeabilidade, são teoricamente locais favoráveis ao armazenamento de hidrocarbonetos e água. Naturalmente, esta propriedade é fortemente dependente da história pós-sedimentar do depósito, uma vez que a ação de soluções intraestratais pode conduzir à infiltração de argila e à formação de cimento diagenético, obliterando as características de porosidade e permeabilidade originais.

Areias e cascalhos fluviais são também largamente explorados como matérias primas para a construção civil.

7. EXEMPLOS BRASILEIROS

No Brasil os registros de depósitos fluviais do tipo entrelaçado são relativamente numerosos, variando em idade desde o Pré-Cambriano, como por exemplo o Grupo Maquiné do Supergrupo Rio das Velhas e a Formação Moeda do Grupo Caraça, Supergrupo Minas, ambos no Quadrilátero Ferrífero e Formação Serra do Córrego do Grupo Jacobina, Bahia, passando pelo Mesozóico, com a Formação Açu da Bacia Potiguar, até o Cenozóico, onde se encontra, talvez, um dos exemplos mais didáticos nos depósitos da Formação Itaquaquetuba na área da Bacia de São Paulo (COIMBRA *et al.*, 1983; RICCOMINI, 1989, Fig. 13). COIMBRA *et al.* (1983), através do exame detalhado das estruturas sedimentares e valendo-se de dados prévios de paleocorrentes deposicionais, elaboraram um modelo de sedimentação em rios entrelaçados para esta formação, que mostra um perfil típico compatível com o modelo *Donjek* para a porção inferior e com o modelo *Scott* para a superior.

Ainda na Bacia de São Paulo, sedimentos de sistema entrelaçado estão bem desenvolvidos nas porções distais de leques aluviais (Formação Resende, Oligoceno), especialmente na porção nordeste da bacia (RICCOMINI & COIMBRA, 1992; Fig. 14).

Outro exemplo de sedimentos depositados em regime de sistema fluvial entrelaçado são os cascalhos da Formação Eldorado (MELO *et al.*, 1991) dispostos em terraços associados ao Vale do Rio Ribeira de Iguape, sul do Estado de São Paulo (MELO, 1990, Figs. 15A e B).

Com relação ao sistema fluvial anastomosado, as referências são escassas. Uma delas, e ainda assim com certa dose de incerteza, seria representada pelo pacote pelítico do topo da Formação Sanga do Cabral (Grupo Rosário do Sul, Eotriássico, RS, Fig. 16), ao qual LAVINA (1984) atribuiu, tentativamente, deposição neste tipo de ambiente. Dadas as características dos sedimentos, notadamente a presença de siltitos maciços, este autor formulou a hipótese alternativa de sedimentos tipo *loess* para esses depósitos. A análise dos perfis dessa formação mostra, entretanto, maior compatibilidade com depósitos de clima semi-árido, pela presença de concreções carbonáticas tipo calcrete, incomuns em climas mais úmidos. Por outro lado, os sedimentos da unidade denominada Alemoa, membro superior da Formação Santa Maria do Grupo Rosário do Sul, estratigraficamente situados acima da Formação Sanga do Cabral, são os depósitos do grupo que representando provável *paleoloess* "constituem um episódio paleoambiental de excepcional persistência lateral e vertical dentro do grupo que interrompe sua ciclicidade fluvial típica" conforme ANDREIS *et al.* (1980).

Os espessos pacotes de pelitos da Formação Pariqüera-Açu, Cenozóico do sul do Estado de São Paulo, caracterizados como lacustres por MELO (1990) e MELO *et al.* (1991), podem

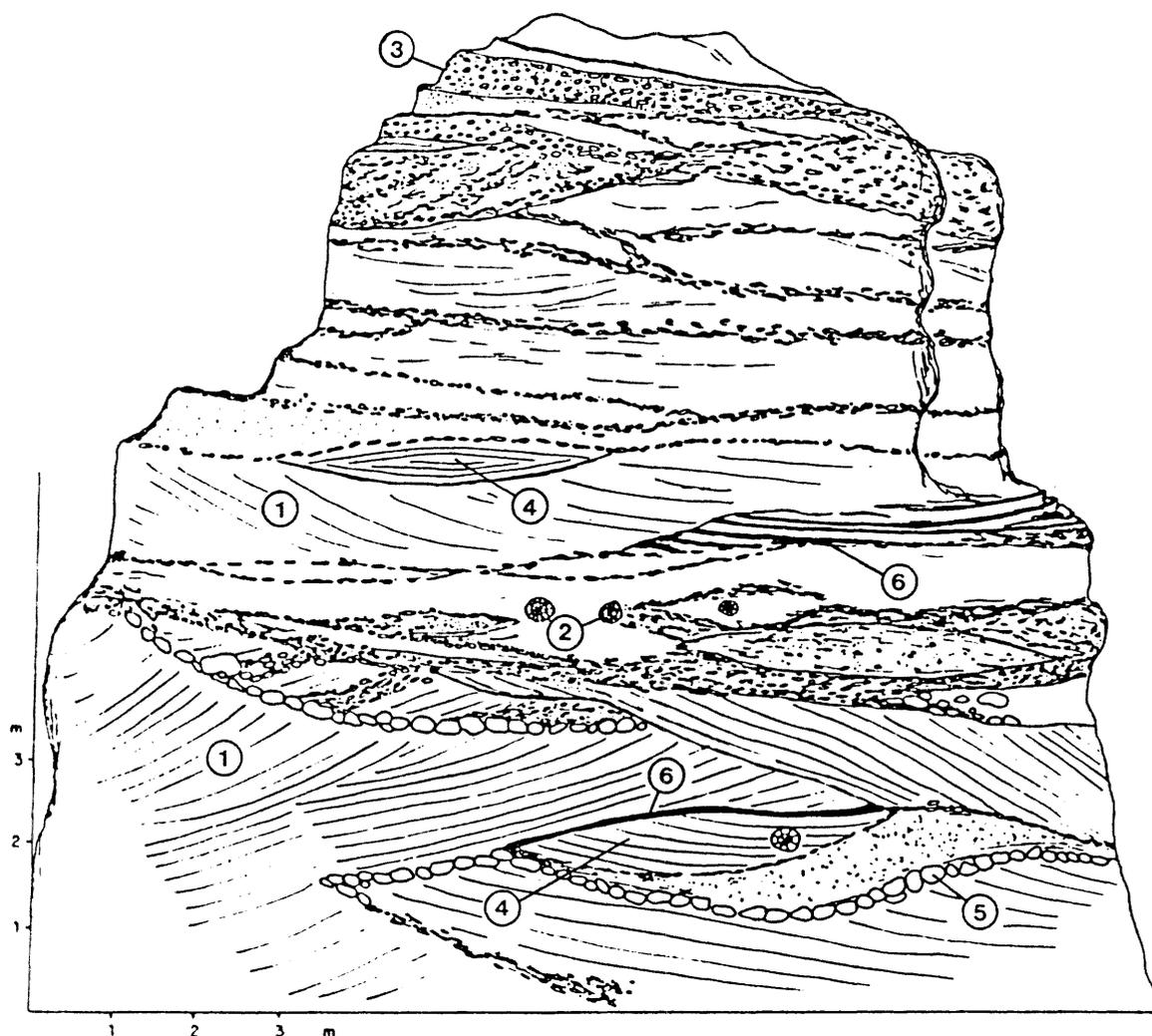


Figura 13- Seção-tipo da Formação Itaquaquetuba: 1 - barras arenosas transversais de cristas sinuosas, com 2 - troncos fósseis nas camadas frontais dos estratos cruzados; 3 - barras longitudinais de cascalhos; 4 - onda-de-areia com arranjo intenso aparentemente sigmoidal, representando depósitos de desaceleração; 5 - níveis de reativação do canal, com aporte de fragmentos rudáceos de natureza pelítico-arenosa, de provável origem extraclástica; 6 - camadas com concentração de clastos milimétricos de pelitos-arenosos ricos em matéria orgânica (modificado de RICCOMINI, 1989).

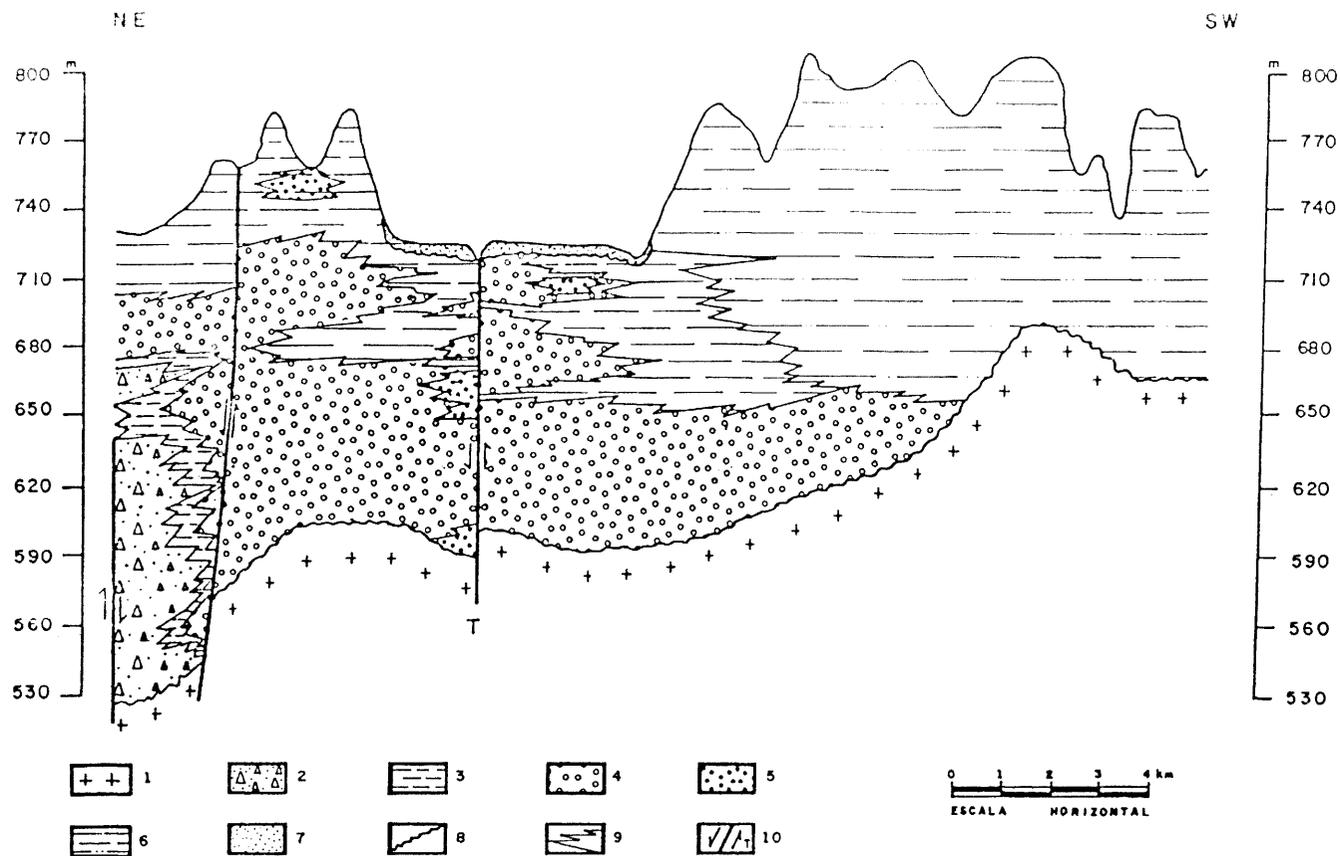


Figura 14 - Seção NE-SW na Bacia de São Paulo, mostrando a passagem lateral de leques aluviais (controlados pela atividade tectônica da borda norte da bacia) para depósitos de sistema entrelaçado. Para sudoeste pode-se notar a predominância de sedimentos pelíticos de sistema fluvial meandrante, representativos de condições tectônicas brandas. 1 - embasamento pré-cambriano; 2 - predominância da fácies de brechas e diamictitos de leques aluviais proximais da Formação Resende; 3 - predominância da fácies de lamitos de leques aluviais, em posição mediana a distal, da Formação Resende; 4 - predominância da fácies de lamitos de leques aluviais em posição distal e, principalmente, arenitos e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Formação Resende; 5 - predominância de arenitos grossos e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Formação Resende; 6 - sistema fluvial meandrante da Formação São Paulo; 7 - aluviões quaternários; 8 - contatos discordantes; 9 - contatos interdigitados; 10 - falhas normais inferidas, localmente com possível movimentação transcorrente associada, indicada pela letra T (segundo RICCOMINI & COIMBRA, 1992).

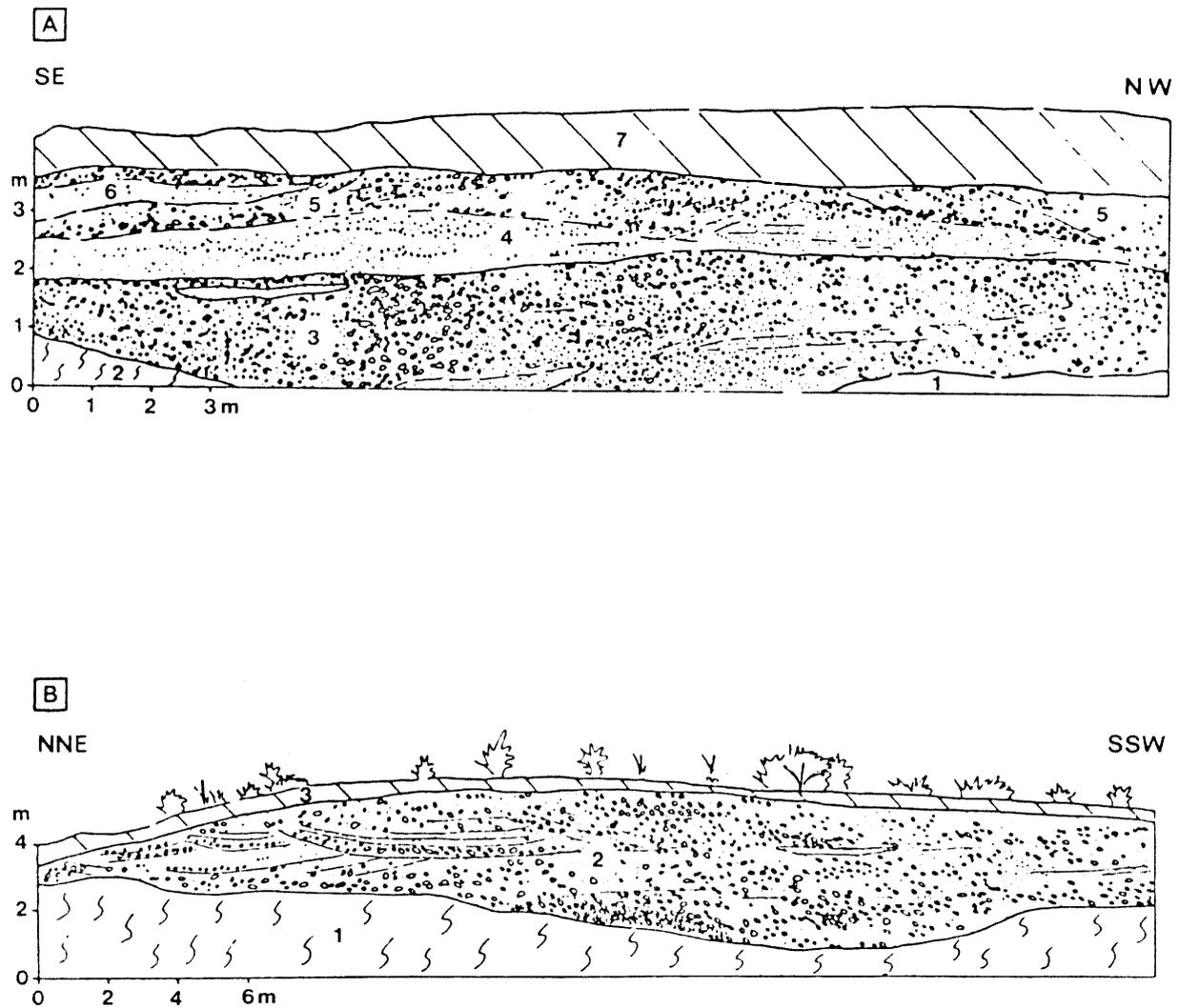


Figura 15 - Depósitos de cascalhos da Formação Eldorado, dispostos em terraços no baixo vale do rio Ribeira de Iguape, SP, representativos de sistemas fluviais entrelaçados. **A** - nível superior de terraços em Jacupiranga, atribuídos a barras longitudinais (porções de 3 e 5 com orientação dos clastos segundo os estratos frontais arenosos), a dunas subaquosas (4, 6 e porções arenosas de 3 e 5) e a canais (porções de 3 com clastos imbricados); **B** - cascalhos do nível intermediário de terraços (2), nos arredores de Eldorado; os cascalhos com orientação dos clastos segundo os estratos frontais arenosos são atribuídos a barras longitudinais; os cascalhos com imbricação dos clastos são relacionados a depósitos de canal; as areias estratificadas representam as barras transversais (dunas subaquosas); notar que a paleocorrente é indicada pela orientação de clastos em estratos frontais arenosos, ou pela imbricação (segundo MELO, 1990).

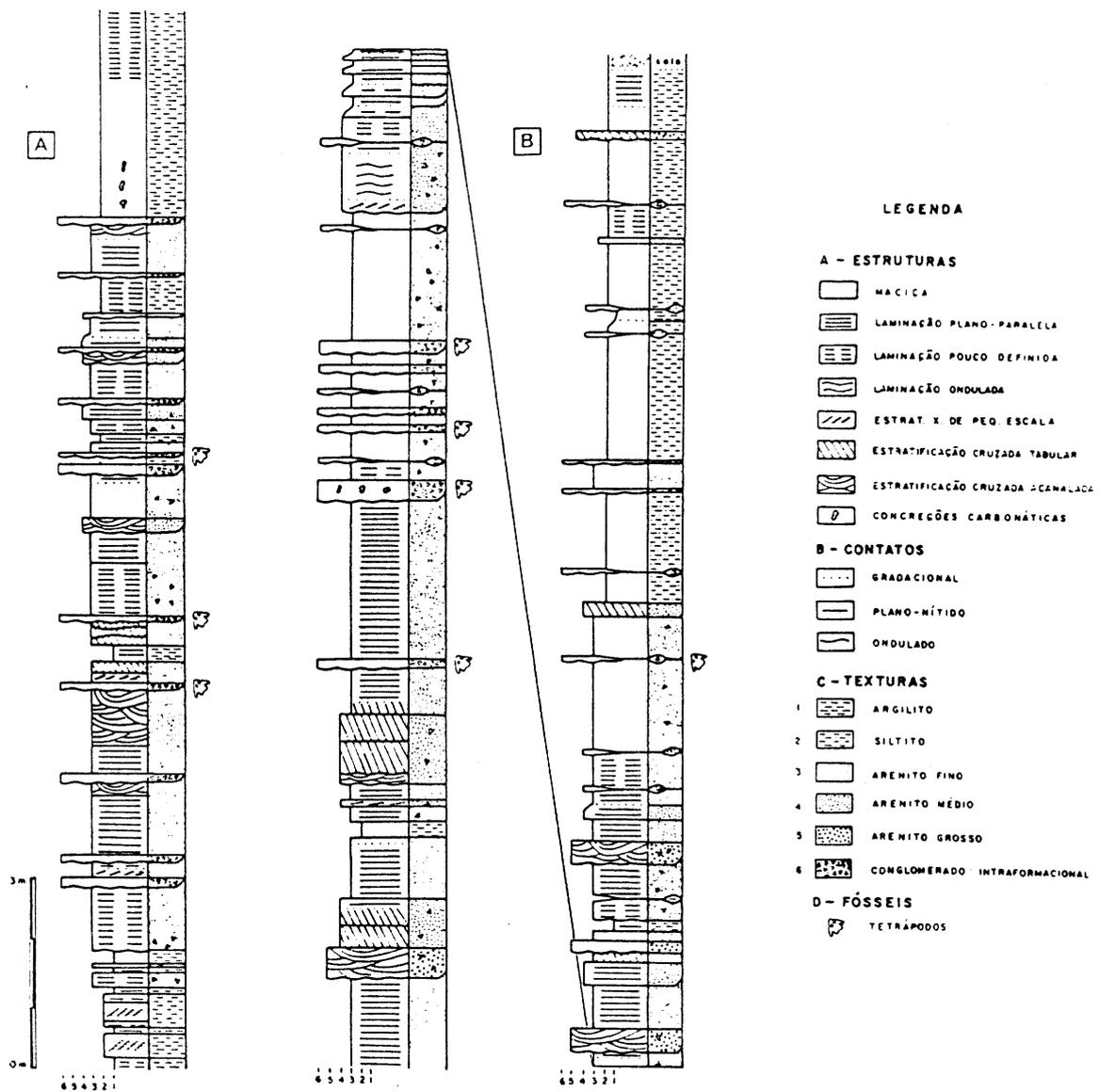


Figura 16 - Perfis estratigráficos na Formação Sanga do Cabral nas localidades de Campo de Pedra (A) e Rincão do Pinheiro (B); as porções siltsosas de topo poderiam representar depósitos de rios anastomosados ou loess (segundo LAVINA, 1984).

ser interpretados como fácies de diques marginais e de transbordamento, contemplando o modelo alternativo de sedimentação em rios anastomosados, se considerado o provável efeito de soerguimento do nível de base regional causado pela transgressão marinha do Mioceno Inferior e Médio.

Para rios atuais, os exemplos também são escassos.

Na Amazônia, BAKER (1978, p.221, 225) refere-se a alguns trechos do Rio Solimões como exemplos de rios anastomosados.

Embora parcialmente prejudicado pela construção da Usina Hidrelétrica de Itaipu, o Rio Paraná, no trecho compreendido entre o Pontal do Paranapanema e Guaíra (Paraná), exhibe um arranjo com margens e barras (ilhas) estabilizadas pela vegetação, e canais definidos, caracterizando um padrão anastomosado, embora com sinuosidade relativamente baixa.

Outro exemplo seria o Canal de São Gonçalo, que interliga as lagoas dos Patos e Mirim, no Rio Grande do Sul.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Existem numerosos aspectos adicionais referentes à análise dos sistemas deposicionais fluviais entrelaçados e anastomosados. Como exemplo podem ser citados os critérios para o reconhecimento de rios de grandes dimensões e de ciclos fluviais de grande escala, a interferência da variação do relevo das margens de uma bacia, o papel da tectônica, bem como o controle climático na sedimentação, além dos bens minerais a ela associados (e.g. MIALL, 1981). Entretanto, as características básicas dos sistemas fluviais entrelaçados e anastomosados apresentadas permitem o estabelecimento de alguns critérios de distinção entre eles (Tabela 5). Os principais fatores que controlam a morfologia desses canais fluviais são apresentados na Tabela 6.

Tabela 5 - Alguns critérios de distinção entre rios entrelaçados e anastomosados

Critério	Rios entrelaçados	Rios anastomosados
sinuosidade	baixa (< 1,5)	alta (> 1,5)
relação largura/profundidade	normalmente > 40; comumente > 300	normalmente < 10
tipo de sedimento predominante	arenoso	siltico-argiloso
contato entre as fácies	côncavo (escavação) a subhorizontal	subvertical
reconhecimento em subsuperfície e/ou do paleoambiente	relativamente simples	complexo; difícil correlação lateral entre poços
recursos minerais e tipos de depósitos	<i>placer</i>	argila, turfa, carvão e, de forma mais restrita, <i>placer</i>
primeiros registros	Pré-Cambriano	Permiano

Algumas questões, entretanto, sobressaem-se dessa análise, entre elas e talvez a principal referente ao fato de que os modelos ora disponíveis foram estabelecidos a partir do comportamento atual de rios do hemisfério norte, de clima temperado, em processo de retrabalhamento do abundante material clástico originado durante a última glaciação (Pleistoceno), e que, como assinalado por BAKER (1978), não são totalmente aplicáveis a regiões úmidas cobertas por

densas florestas, como a Bacia Amazônica. Tais modelos de associações de fácies podem ser aplicados ao registro geológico, mas por enquanto tem aplicação parcial aos sistemas fluviais atuais de regiões intertropicais.

Tabela 6 - Fatores controladores da morfologia de canais de rios entrelaçados e anastomosados

Fatores	Rios entrelaçados	Rios anastomosados
contexto tectônico	rebaixamento do nível de base regional	rebaixamento do nível de base da bacia em relação ao nível de base regional
declividade	alta	baixa
mecanismo de transporte sedimentar	predomínio de carga de fundo	predomínio de carga em suspensão
carga de granulação grossa	favorável	desfavorável
variação na descarga	grande	pequena
erodibilidade das margens	alta	baixa
clima	regiões frias (ártica, alpina) com forte escoamento sazonal; regiões áridas a semi-áridas com fortes chuvas esporádicas	predominantemente em clima úmido; raro em clima árido
vegetação	esparsa, influência local	densa e condicionadora

A idade dos depósitos adquire também papel importante, na medida que somente a partir do Devoniano, com o desenvolvimento da vegetação terrestre, os estilos fluviais puderam ser diversificados (SCHUMM, 1968; LONG, 1978; COTTER, 1978).

Estudos nos rios Amazonas, Paraná, Paraguai e do Pantanal Matogrossense contribuirão, sem dúvida, para o entendimento dos sistemas fluviais em climas úmidos. De uma primeira análise, apenas em termos da forma de alguns destes rios, emergem alguns aspectos interessantes. Por exemplo, o Amazonas apresenta segmentos que podem ser incluídos em vários padrões, muito embora ocupe uma região plana de clima relativamente uniforme. O Paraná apresenta trechos retilíneos, ora com barras arenosas relativamente móveis, ora com barras estabilizadas. Para o

complexo Pantanal/Paraguai as classificações ora vigentes são dificilmente aplicáveis, necessitando portanto de estudos específicos.

Como destacado por MIALI (1980) os sedimentólogos têm reconhecido o potencial diagnóstico das assembléias de litofácies e perfis verticais, mas perfis semelhantes podem decorrer de processos geomórficos e tectônicos distintos, resultando no empilhamento de vários tipos de ciclos dentro de outros. Assim, maior atenção vem sendo dada atualmente na caracterização lateral dos depósitos, no entendimento de sua geometria interna, padrões de superposição e comportamento das migrações, em detrimento da importância do perfil vertical (FRIEND, 1983; MIALI, 1984; Joel C. de Castro & J. C. Della Fávera, 1985, inf. verbal).

Nesta linha, MIALI (1985) destaca a limitação do uso de perfis verticais e propõe um novo método de análise de fácies aplicado a depósitos fluviais, o qual designou de *architectural-element analysis*. Este método é calcado na análise dos aspectos geométricos externos dos depósitos sedimentares, seus contatos, dimensões e geometria interna das associações de litofácies, definindo, no conjunto, a arquitetura deposicional. Uma aplicação deste método, com resultados satisfatórios, foi recentemente efetuada por MELLO *et al.* (1991), tendo como alvo os depósitos holocênicos do médio vale do Rio Paraíba do Sul, estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

Como conclusão geral da resenha efetuada verifica-se que os sistemas fluviais entrelaçados e anastomosados mais típicos são claramente diferenciáveis entre si, mas permanecem muitas questões a serem esclarecidas para a melhor caracterização do sistema entrelaçado.

As características profundamente distintas dos rios entrelaçados e anastomosados evidenciam de maneira muito clara a inadequação do emprego do termo anastomosado como sinônimo entre eles na literatura brasileira.

A proposta de LAVINA (1984), seguida neste trabalho, deve ser empregada acompanhada de certos cuidados, uma vez que a simples menção ao termo anastomosado, sem referir tratar-se da tradução de *anastomosed*, pode remeter o leitor a pensar no sistema *braided*. Por outro lado, um leitor ainda sem grande familiaridade com esses sistemas deposicionais, ao ler um determinado artigo, pode fazer relação com o sistema anastomosado, quando, na verdade, o que se está tratando é do sistema entrelaçado. Dessa forma, é fundamental a caracterização e ordenação adequada das fácies presentes em cada depósito analisado.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J.R.L. (1965) A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, 5:89-191.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. (1980) O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul-Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Balneário de Camboriú, 1980. **Anais**. Balneário de Camboriú, SBG, v.2, p. 659-673.
- BAKER, V.R. (1978) Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: MIAL, A.D., (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.211-230. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- CABRAL Jr., M. (1991) **Avaliação do potencial metalogenético da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo para depósitos sedimentares fosfáticos, evaporíticos e de metais base**. Rio Claro, 238p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP).
- CANT, D.J. (1978) Development of facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In: MIAL, A.D., (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.627-639. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- CANT, D.J. (1982) Fluvial facies models. **Memoir. American Association Petroleum Geologists**, 31:115-149.
- CANT, D.J. & WALKER, R.G. (1976) Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 13(1):102-119.
- CANT, D.J. & WALKER, R.G. (1978) Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. **Sedimentology**, 25(5):625-648.
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. (1983) A Formação Itaquaquecetuba: evidências de

- tectonismo no quaternário paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. **Atas**. São Paulo, SBG, p.253-266.
- COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A.; MORAES, M.C.; MELO, M.S. (1992a) Métodos de estudo de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguape (SP). **Anais da Academia brasileira de Ciências**, 64(3):253-267.
- COIMBRA, A.M.; GÓES, A.M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L.G.; HELLMESTER Jr., Z.; CABRAL Jr., M.; MORAES, M.C.; STEFANI, F.L.; VIEIRA, P.C. (1992b) Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG, v.2, p.419-421.
- COTTER, E. (1978) The evolution of fluvial style, with special reference to the Central Appalachian Paleozoic. In: MIAL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.627-639. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- DOUGLAS, D.J. (1962) Structure of sedimentary deposits of braided rivers. **Sedimentology**, 1(3):167-190.
- FRIEND, P.F. (1983) Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds.) **Modern and ancient fluvial systems**. Oxford, Blackwell, p.345-354. (Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 6).
- HILLS, E.S. (1960) **The Physiography of Victoria**. Melbourne, Whitcombe & Tombs, 292p.
- HOLMES, A. (1965) **Principles of Physical Geology**. New York, The Ronald Press, 1288p.
- HOOKE, R.L.B. (1967) Processes on arid-region alluvial fans. **Journal of Geology**, 75(4):438-460.
- LAVINA, E.L. (1984) Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico - Grupo Rosário do Sul) na região norte da folha de Catuçaba - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.792-804.

- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957) River patterns, braided, meandering and straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper, 282-B:1-85.**
- LONG, D.G.F. (1978) Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. In: MIALL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.313-341. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- MACKIN, J.H. (1948) Concept of a graded river. **Bulletin of the Geological Society of America, 59(5):463-511.**
- McKEE, E.D.; CROSBY, E.J.; BERRYHILL, H.L. (1967) Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. **Journal of Sedimentary Petrology, 37(3):829-851.**
- MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. (1971) Fácies sedimentares, análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. **Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, (5):1-123.**
- MELLO, C.L.; CARMO, I.O.; MOURA, J.R.S. (1991) Estudo faciológico de depósitos sedimentares holocênicos com base na análise da arquitetura deposicional, médio vale do Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991. **Atas**. São Paulo, SBG/SP-RJ, p.19-26.
- MELO, M.S. (1990) **A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. São Paulo, 211p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- MELO, M.S.; COIMBRA, A.M.; PONÇANO, W.L.; FERNANDES, L.A.; MORAES, M.C. (1991) Níveis de terraços fluviais do baixo Ribeira de Iguape (SP): a Formação Eldorado. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2., Belo Horizonte, 1991. **Publicação Especial**. Belo Horizonte, ABEQUA, nº 1, p.36-39.
- MENDES, J.C. (1984) **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo, T.A. Queiroz-EDUSP. 566p.

- MIALL, A.D. (1977) A review of the braided-rivers depositional environment. **Earth Science Review**, 13(1):1-62.
- MIALL, A.D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.597-604. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- MIALL, A.D. (1980) Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, 28:59-80.
- MIALL, A.D. (1981) Analysis of fluvial depositional systems. **Education Course Note Series. American Association of Petroleum Geologists**, 20:1-75.
- MIALL, A.D. (1984) **Principles of sedimentary basin analysis**. New York, Springer-Verlag. 490p.
- MIALL, A.D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, 22(4):261-308.
- MINTER, W.E.L. (1978) A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in the Witwatersrand sediments. In: MIALL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.801-829. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- PABIAN-GOYHENECHÉ, C.; DURAND, J.; SOUDET, H.-J. (1990) Approche de la modélisation d'un réseau fluvial anastomosé. **Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine**, 14(2):499-510.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.R. (1975) **Depositional sedimentary environments**. New York, Springer-Verlag, 439p.
- RICCOMINI, C. (1989) **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 256p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. (1992) Geologia da Bacia Sedimentar. In: NEGRO Jr., A.; FERREIRA, A.A.; ALONSO, U.R.; LUZ, P.A.C. (eds.) **Solos da Cidade de São Paulo**. São Paulo, ABMS/ABEF, p.37-94.
- RUST, B.R. (1978) A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.187-193. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- RUST, B.R. (1981) Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. **Journal of Sedimentary Petrology**, **51**(3):745-755.
- RUST, B.R. (1982) Facies models 2. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. (ed.) **Facies Models**. Toronto, Geological Association of Canada. p.9-21. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).
- SCHUMM, S.A. (1963) A tentative classification of alluvial river channels. **U.S. Geological Survey Circular**, (477).
- SCHUMM, S.A. (1968) Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. **Bulletin of the Geological Society of America**, **79**(11):1573-1588.
- SCHUMM, S.A. (1981) Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. In: ETHRIDGE, F.G. & FLORES, R. (eds.) **Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration**. Tulsa, SEMP. p.19-29. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31).
- SMIRNOV, V.I. (1976) **Geology of mineral deposits**. Moscow, Mir. 520p.
- SMITH, D.G. (1976) Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacial meltwater river. **Bulletin of Geological Society of America**, **87**(6):857-860.
- SMITH, D.G. (1986) Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, Northwestern Colombia, South America. **Sedimentary Geology**, **46**(3):177-196.

- SMITH, D.G. & PUTNAM, P.E. (1980) Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canadá. **Canadian Journal Earth Sciences**, 17(2):1396-1406.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. (1980) Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, 50(1):157-164.
- SMITH, N.D. (1971) Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. **Bulletin of the Geological Society of America**, 82(12):3407-3420.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. (1979) **Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação, sua interpretação e importância**. Curitiba, UFP/ADEA. 183p.
- VESPUCCI, J.B.O. (1984) **Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté**. São Paulo, 98p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- XAVIER, J.-P.; POULEAU, J.; LARRIBAU, J.-D. (1990) Caractérisation morphométrique d'un réseau fluvial à partir d'images du satellite SPOT. **Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine**, 14(2):481-498.
- WASSON, R.J. (1977) Last glacial alluvial fan sedimentation in the lower Derwent Valley, Tasmania. **Sedimentology**, 24(6):781-799.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. (1969) The sedimentology of a braided river. **Journal of Sedimentary Petrology**, 39(2):649-679.