GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

Volume I — O canal fluvial

A presente obra foi publicada com a colaboração da FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO, nos termos do processo 80/1071-3, quando da gestão do [illegible] de Camargo Vieira como Diretor Científico da FAPESP.

ANTONIO CHRISTOFOLETTI

Professor Titular no Departamento de Planejamento Regional do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Campus de Rio Claro

GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

Volume I — O canal fluvial

EDITORA EDGARD BLÜCHER LTDA.

IMPORTANTE!

Este material foi disponibilizado EXCLUSIVAMENTE para uso pessoal e não comercial. Caso seja utilizado parte dele cite a fonte com a sua devida referência.

Veja outras publicações em:

http://geografiaacademicadownload.blogspot.com.br/

Curta nossa página no Facebook para receber as atualizações

https://www.facebook.com/geografiaacademica

Siga-nos no Twitter

https://twitter.com/GeoAcademica

C5569
V.1

CIP-Brasil. Catalogação-na-Fonte
Câmara Brasileira do Livro, SP

C48g v.1- Christofoletti, Antônio, 1936-
Geomorfologia fluvial / Antonio Christofoletti. -- São Paulo : Edgard Blücher, 1981-

Bibliografia.
Conteúdo: v.1. O canal fluvial.

1. Bacias hidrográficas 2. Geomorfologia 3. Rios I. Título. II. Título: O canal fluvial.

81-0973 CDD-551.483

Indices para catálogo sistemático:
1. Bacias hidrográficas : Geomorfologia 551.483
2. Canais fluviais : Geomorfologia 551.483
3. Geomorfologia fluvial 551.483
4. Rios : Geomorfologia 551.483

© 1981 *Editóra Edgard Blücher Ltda.*

1.ª Reimpressão 1988

É proibida a reprodução total ou parcial por quaisquer meios sem autorização escrita da editora

EDITORA EDGARD BLÜCHER LTDA.
01051 CAIXA POSTAL 5450
END. TELEGRÁFICO: BLUCHERLIVRO
SÃO PAULO — SP — BRASIL

Impresso no Brasil *Printed in Brazil*

UNIVERSIDADE DO AMAZONAS
C M3
93.05.19
001231

Prefácio

Englobando o estudo dos rios e das bacias hidrográficas, a geomorfologia fluvial coloca-se, na atualidade, entre os setores mais dinâmicos desse campo científico. A dinâmica e as formas topográficas resultantes da ação fluvial sempre chamaram a atenção dos pesquisadores. Desde os primórdios da história das geociências são comuns as menções sobre o trabalho dos rios. À medida que se desenvolvia a ciência geomorfológica, surgiam contribuições sobre os cursos de água e bacias de drenagem, a ponto de haver elevada superposição repetitiva entre a primeira e a história da geomorfologia fluvial. Nas últimas duas décadas, intensificaram-se grandemente os estudos sobre a geomorfologia fluvial, e G. H. Dury, em 1970, chegou a mencionar três fases revolucionárias a partir de 1945: a fase da morfometria numérica, a da assimilação do tratamento estatístico de um amplo conjunto de dados sobre os canais fluviais e das inter-relações dos referidos dados, e a da produção de modelos com base estocástica.

A inexistência de bibliografia adequada em língua portuguesa e o ritmo cada vez mais intenso da produção científica, que se escoa por inúmeros periódicos e publicações avulsas, foram dois problemas comumente encontrados em nossas atividades no curso de Pós-Graduação em Geografia, em Rio Claro, onde introduzimos disciplina específica sobre Geomorfologia Fluvial. Para ministrar a referida disciplina procuramos, na medida das nossas possibilidades, coordenar as informações bibliográficas e a nossa experiência científica a fim de elaborar um texto que servisse de guia ao leitor interessado. Temos plena convicção de que a obra, em sua maior parte, é um trabalho de compilação de idéias e resultados de ampla bibliografia, como se fossem peças de um quebra-cabeça, com a finalidade de montar um conjunto coeso. Como em qualquer montagem, o selecionamento depende da perspectiva e das concepções do autor, e mesmo levando em conta essa focalização, a obra está longe de ser perfeita. O objetivo não foi realizar obra dogmática, mas reunir em torno de vários temas as diversas abordagens conceituais e assinalar o estágio atual dos conhecimentos. Para esclarecer devidamente certos problemas, em algumas oportunidades foi necessário recompor com maiores minúcias o desenvolvimento histórico, a fim de confrontar as idéias, as técnicas e os resultados das pesquisas.

Esta contribuição insere-se no contexto da análise das formas de relevo dos processos que lhe são inerentes, procurando compreender a dinâmica do modelado terrestre. Consideramos essa perspectiva como a mais útil, pois permite diagnosticar o funcionamento das formas topográficas e predizer as conseqüências que poderão acontecer caso sejam rompidas determinadas circunstâncias ambientais. Por essa razão, embora tratadas como fenômeno da natureza, as implicações humanas são evidentes, tanto as sociais como as econômicas. Esta obra poderá ser utilizada por geógrafos, geólogos, hidrólogos, ecólogos,

engenheiros, planejadores e por outros interessados em compreender as bacias hidrográficas e o uso dos recursos oferecidos pelos rios.

A presente obra está dividida em dois volumes. No primeiro dedicamos atenção aos processos e aos mecanismos observados no canal fluvial. O rio, canal de escoamento, torna-se a unidade de referência. Iniciamos pelas noções básicas a propósito do escoamento (Capítulo 1) e do transporte fluvial de sedimentos (Capítulo 2). As características geométricas do canal são analisadas no Capítulo 3. O Capítulo 4 versa sobre o perfil longitudinal dos cursos de água, englobando a evolução histórica das idéias desde o século XVI e confrontando a análise de problemas com a resistência de conceitos perante as diversas teorias geomorfológicas. Baseando-se no critério da distribuição plano-espacial, a tipologia dos canais (Capítulo 5) analisa as diversas categorias. Seção extensa é dedicada aos canais meândricos, em virtude da significância para os casos brasileiros e da importância assumida na literatura geomorfológica. As formas de relevo originadas em ambientes fluviais (Capítulo 6) engloba desde os depósitos e as microformas esculpidas nos leitos aluviais até as formas da grandeza dos vales fluviais, passando pela análise sucessiva das formas topográficas em leitos rochosos, das formas de relevo nas planícies de inundação, dos terraços fluviais, dos deltas e dos cones aluviais.

O segundo volume trata da rede de canais e das bacias hidrográficas, focalizando os aspectos e os problemas da bacia de drenagem como unidade geomorfológica. Inicialmente são descritos os vários padrões de drenagem e as relações com a tipologia morfoestrutural. A análise morfométrica, desenvolvida a partir da contribuição de Robert E. Horton, e a topográfica são temas que expõem os conceitos e as técnicas utilizados na mensuração e interpretação dos diversos parâmetros. As características da rede de canais, quando não se considera qualquer medida de comprimento, área ou orientação, mas simplesmente a maneira pela qual os vários canais se encontram conectados, representam as bases da análise topológica. A observação permite verificar que os canais fluviais encontram-se estruturados conforme determinadas tendências, numa bacia hidrográfica, que são as leis da composição da drenagem. O último capítulo focaliza as diversas explicações aventadas para elucidar o desenvolvimento das bacias de drenagem, mostrando os modos de surgimento e os controles ambientais que influenciam a expansão das redes hidrográficas.

Queremos consignar agradecimentos a todos os que colaboraram para tornar possível esta obra. A todos os pesquisadores que forneceram subsídios, através de seus trabalhos; aos nossos amigos que gentilmente enviaram separatas e cópias de artigos solicitados; aos alunos da pós-graduação, pelas considerações expendidas em muitas oportunidades; às editoras e às associações científicas, pelas ilustrações cedidas, e ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, pelas condições de trabalho. Em especial, agradeço a minha esposa e a meus filhos, pela compreensão no furto de inúmeras horas de convívio familiar, e ao Gilberto Henrique, desenhista, que carinhosamente cuidou da feitura dos gráficos.

O Autor

Conteúdo

Prefácio V
1 Dinâmica do escoamento fluvial 1
1.1 Tipos de fluxos 1
1.2 Velocidade e sua distribuição no canal 5
1.3 Gasto de energia nos canais naturais 10
1.4 Influência da força do fluido sobre as partículas 13

2 Transporte fluvial de sedimentos 19
2.1 Carga dissolvida 21
2.2 Carga do leito 29
2.3 Carga em suspensão 35
2.4 Magnitude e freqüência dos fluxos no transporte da carga detrítica 42
2.5 Cálculo e predição da carga sedimentar total 44

3 Geometria dos canais fluviais 53
3.1 Análise da magnitude e freqüência dos fluxos 53
3.1.1 Distribuição dos fluxos diários 54
3.1.2 Freqüência das cheias 56
3.1.3 Débitos de margens plenas 59
3.2 Variáveis da geometria hidráulica 65
3.2.1 Mudanças apresentadas pelas variáveis em determinada seção transversal 66
3.2.2 Alterações apresentadas pelas variáveis da geometria hidráulica em direção de jusante 78
3.3 Mudanças na forma do canal 85

4 Perfil longitudinal de cursos de água 93
4.1 Evolução das idéias sobre o perfil longitudinal 93
4.1.1 Contribuições pioneiras sobre o perfil longitudinal 93
4.1.2 Fase davisiana 98
4.1.3 A abordagem sistêmica e a teoria do equilíbrio dinâmico 105
4.1.4 A teoria probabilística aplicada ao sistema canal fluvial 108
4.1.4.1 As variáveis envolvidas no sistema canal fluvial 109
4.1.4.2 O conceito de incerteza 113
4.1.4.3 A distribuição da energia e o conceito de entropia 114
4.1.5 Descrição matemática do perfil longitudinal 118

4.2 Questões correlatas 124
4.2.1 Nível de base e suas implicações no perfil longitudinal 125
4.2.2 Rupturas de declive e sua significância 131
4.2.3 Erosão regressiva e capturas fluviais 135
4.2.4 Morfogênese do perfil longitudinal 139

5 Tipologia dos canais fluviais 145
5.1 Classificações propostas 145
5.2 Cursos com canais únicos 147
5.3 Cursos com canais múltiplos 152
5.4 Canais meândricos 163
5.4.1 Definição e nomenclatura descritiva 163
5.4.2 Fluxo nos meandros 171
5.4.3 Análise e evolução de curvas meândricas 174
5.4.4 Hipóteses explicativas sobre meandramentos 186
5.4.5 Transformações seqüenciais nos tipos de canais 197

6 Formas de relevo originadas em ambientes fluviais 210
6.1 Depósitos sedimentares e formas topográficas nos canais e nas planícies de inundação 210
6.1.1 Tipologia dos depósitos sedimentares e das formas topográficas . . 210
6.1.2 Sedimentação e formas topográficas em leitos aluviais 212
6.1.2.1 Sedimentação no leito do canal 212
6.1.2.2 Formas topográficas no leito do canal 213
6.1.2.3 Cordões marginais convexos (*points bars*) 228
6.1.2.4 Bancos detríticos em canais anastomosados 231
6.1.2.5 Canais abandonados 232
6.1.3 Formas topográficas em leitos rochosos 235
6.1.3.1 Processos de erosão fluvial 235
6.1.3.2 Formas topográficas erosivas 238
6.1.4 Sedimentação e formas de relevo nas planícies de inundação 243
6.2 Terraços fluviais 253
6.3 Deltas 262
6.3.1 Estrutura estratigráfica dos deltas 264
6.3.2 Morfologia do ambiente subaéreo do delta 266
6.3.3 Morfologia do ambiente subaquoso do delta 269
6.3.4 Tipologia dos deltas 273
6.4 Cones aluviais 277
6.4.1 Processos deposicionais 278
6.4.2 Morfologia dos cones aluviais 280
6.4.3 Desenvolvimento dos cones aluviais e perspectivas teóricas 285
6.5 Vales fluviais 287
6.5.1 Desenvolvimento dos vales 287
6.5.2 Classificação dos vales 288
6.5.3 Vales meândricos e vales epigênicos 292

1 Dinâmica do Escoamento Fluvial

O escoamento nos canais fluviais apresenta diversas características dinâmicas, que se tornam responsáveis pelas qualidades atribuídas aos processos fluviais. A dinâmica do escoamento, no que se refere à perspectiva geomorfológica, ganha significância na atuação exercida pela água sobre os sedimentos do leito fluvial, no transporte dos sedimentos, nos mecanismos deposicionais e na esculturação da topografia do leito.

Carregando água e detritos dos continentes para os oceanos, as redes hidrográficas são as principais vias para o transporte dos produtos elaborados pela meteorização. Ao realizar essa função, a água que flui das terras para os mares forma e mantém um sistema altamente organizado, que, em virtude da quantidade de variáveis e das suas inter-relações, a torna-se difícil apresentar uma descrição completa e simultânea do funcionamento nos canais naturais. Entretanto, para a compreensão da dinâmica das águas será necessário apresentar algumas noções sobre os fluidos.

1.1 TIPOS DE FLUXOS

Duas forças externas principais atuam sobre a água que flui em canais abertos: gravidade e fricção.

A *força de gravidade* atua verticalmente e possibilita o escoamento das águas das partes mais altas para as mais baixas. Como a declividade da superfície da água é comparada ao plano inclinado, a força exercida pela gravidade é a componente tangencial do peso da água[1]. A *fricção* exercida pelas superfícies

[1] A força de gravidade atua verticalmente sobre as partículas, expressando-se pelo peso dessa partícula. Em relação a qualquer plano inclinado, há componente tangencial da força gravitacional, que procura movimentar as partículas paralelamente ao referido plano inclinado. Essa força tangencial é proporcional ao seno do ângulo de inclinação multiplicado pela massa da partícula. A componente normal da força de gravidade atua perpendicularmente à superfície do plano inclinado, procurando prender as partículas sobre ele. Essa componente normal é proporcional ao co-seno do ângulo de inclinação multiplicado pela massa (peso) da partícula. Se a partícula permanece imóvel, é óbvio que a componente normal é superior à força exercida pela componente tangencial. O inverso acontece quando a partícula começa a se movimentar em direção de jusante.

delimitantes do canal no escoamento do fluido promove ação de retardamento, cuja direção é contrária à do fluxo. Nos rios, por exemplo, essa resistência é exercida pelo leito e margens e, em menor proporção, pela interface água-ar. Como a fricção tende a separar películas de água, ela recebe o nome de *força de cisalhamento* (*shearing stress*). Essa força também atua na superfície de contato entre duas camadas de água que escoam com velocidades diferentes.

Nos canais abertos ocorrem diversos tipos de fluxos que, conforme a característica envolvida, são denominados *laminar* e *turbulento*, *uniforme* e *não-uniforme*, *estável* e *instável*.

O *fluxo laminar* ocorre quando a água escoa ao longo de canal reto, suave, a baixas velocidades, fluindo em camadas paralelas acomodadas umas sobre as outras. Cada partícula do fluido movimenta-se numa trajetória determinada com velocidade uniforme, e não há difusão entre as camadas do fluxo. A mistura que acontece nas interfaces é feita por forças viscosas e na escala molecular. Como não há difusão nem mistura, as trajetórias dos movimentos do fluido são paralelas e individuais, e esse tipo de fluxo não pode manter partículas sólidas em suspensão e, praticamente, não é encontrado nos cursos naturais. Observações experimentais indicam que uma película delgada do fluido, em contato com a superfície delimitante do canal, em virtude da fricção, encontra-se tão completamente retardada que a sua velocidade é zero[2]. Embora atuante, a força de cisalhamento entre duas camadas não é tão efetiva como a

[2] A película de velocidade nula, no contato com a superfície delimitante, é denominada *subcamada laminar*. A espessura dessa camada está relacionada com a rugosidade da superfície, sendo teoricamente considerada como $z_0 = \frac{1}{30}\,d$, onde d representa o diâmetro da partícula no sedimento em que 65% do material é mais fino que ela. Apresentamos a seguir alguns valores experimentais para a espessura da camada laminar com velocidade zero (z_0) obtidos e reunidos por Sellers (1965, p. 150; *vide* também Carson, 1971, p. 22).

Tipo de superfície	z_0(cm)	Fonte
Fundo argiloso suave	0,001	Deacon (1953)
Leito lacustre dessecado	0,003	Vehrencamp (1951)
Deserto suave	0,03	Deacon (1953)
Gramíneas de 5-6 cm	0,75	Covey *et al.* (1958)
Gramíneas de 60-70 cm	8 – 15	Deacon (1953)
Floresta de abetos 500 cm	280	Baumgarthner (1956)

A espessura da subcamada laminar e as suas relações com o tamanho das partículas determinam a *rugosidade do fluxo*. Se a altura das partículas é menor que a espessura da subcamada laminar, o fluxo suave se estenderá até alturas maiores na coluna de água. Entretanto, se muitas partículas (dos sedimentos) são maiores, ultrapassando a espessura da subcamada laminar, o fluxo é rugoso. Como essas condições são as mais comuns nos leitos fluviais, verifica-se que a zona de turbulência e de mistura máxima estão nas proximidades da camada basal.

observada entre o fluido e a superfície limitante do canal. Como resultado, o perfil da velocidade no fluxo laminar tende a crescer à medida que aumenta a distância em relação ao fundo do canal. A camada na qual a velocidade é máxima localiza-se logo abaixo da superfície da água. Dessa maneira, a força de cisalhamento (τ) pode ser calculada, — levando-se em conta a velocidade e a distância de cada camada (Fig. 1.1), sendo máxima na superfície do leito e diminuindo progressivamente — através da seguinte fórmula:

$$\text{cisalhamento} = \text{viscosidade}\ \frac{\text{diferença de velocidade}}{\text{diferença de distância}} = \tau\ \frac{dv}{dy}$$

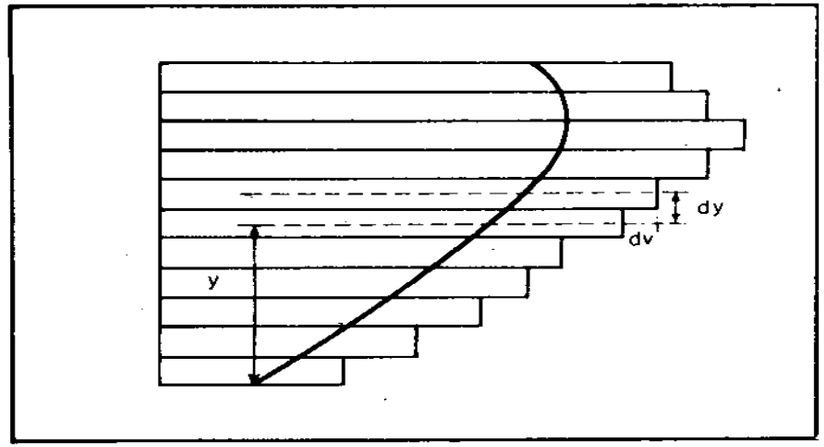


Figura 1.1 Perfil vertical teórico da velocidade no fluxo laminar, com camadas de água fluindo paralelamente

O *fluxo turbulento* é caracterizado por uma variedade de movimentos caóticos, heterogêneos, com muitas correntes secundárias contrárias ao fluxo principal para jusante. Em virtude da movimentação, há difusão e mistura constante entre as camadas, e partículas de menor velocidade penetram em camadas mais velozes, e vice-versa. As velocidades das camadas são mutáveis ao longo do tempo, do perfil transversal e do longitudinal, flutuando de maneira aleatória em todas as direções. A dissipação de energia é elevada devido a trocas constantes de massas de fluidos entre zonas vizinhas de fluxo. A fricção ou resistência ao fluxo aumenta de modo considerável e a força de cisalhamento cresce, aproximadamente, com o quadrado da velocidade.

Os fatores que afetam a velocidade do fluido, permitindo que o fluxo laminar se torne turbulento, são a viscosidade e a densidade do fluido, a profundidade da água e a rugosidade da superfície do canal. A distinção entre fluxos laminar e turbulento é feita através da aplicação do *número de Reynold* (R_n), estabelecendo-se valores críticos para as diversas categorias. No seu cálculo

são utilizadas características do fluxo (velocidade, profundidade e largura) e propriedades do fluido (densidade e viscosidade), da seguinte maneira:

$$R_n = \frac{VR\rho}{\mu}$$

onde

R_n, número de Reynold,
V, velocidade,
R, raio hidráulico,
ρ, densidade,
μ, viscosidade.

O raio hidráulico representa a área transversal do canal dividida pelo perímetro úmido. A densidade (ρ) é a quantidade de massa por unidade de volume, e nos fluidos ela sofre variações conforme as temperaturas. A viscosidade (μ) é a propriedade dos fluidos de oferecer resistência às deformações. Quanto mais viscoso o fluido, mais alta será a velocidade crítica necessária para o fluxo tornar-se turbulento. Relacionando a densidade e a viscosidade ($\frac{\mu}{\rho}$) obtemos a *viscosidade molecular cinemática* (ν), que mede a interferência entre camadas adjacentes do fluido durante o fluxo, sendo influenciada pela temperatura e pela pressão, mas não pela velocidade ou pelo tipo de fluxo. A Tab. 1.1 apresenta informações sobre a densidade e a viscosidade molecular cinemática da água, em temperaturas diferentes e sob pressão atmosférica padrão.

Aplicando a viscosidade molecular cinemática na fórmula anterior, o cálculo do número de Reynold torna-se igual a

$$R_n = \frac{V \cdot R}{\nu\gamma}$$

Tabela 1.1 Densidade e viscosidade molecular cinemática da água, sob pressão atmosférica padrão, em diferentes temperaturas (Cf. Carson, 1971)

Temperatura °C	Densidade ($\rho \times 10^3$) g cm^{-3}	Viscosidade molecular cinemática, $\nu \times 10^2$ (cm^2 s^{-1})
0	1 000	1,80
4,5	1 000	1,55
10	1 000	1,31
15,5	999	1,14
21	998	0,98
26,5	997	0,86

Considerando que o grau de turbulência pode ser diretamente descrito pelo número de Reynold, foram fixados os seguintes limites para os fluxos:

menor que 500 = fluxo laminar;
entre 500 e 2 500 = ocorre tanto o laminar como o turbulento;
maior que 2 500 = fluxo turbulento.

O fluxo em rio é turbulento e pode ser classificado em duas categorias, corrente e encachoeirado. O fluxo *turbulento corrente* é o comumente encontrado nos cursos fluviais, enquanto o fluxo *turbulento encachoeirado* ocorre nos trechos de velocidades mais elevadas, encontradas nas cachoeiras e nas corredeiras, implicando a possibilidade de aumento na intensidade da erosão. Para determinar se o fluxo é corrente ou encachoeirado aplica-se o *número de Froude* (F), cuja fórmula é a seguinte:

$$F = \frac{V}{\sqrt{gD}},$$

onde V é a velocidade média, g é a força de gravidade e D é a profundidade da água. Se o número de Froude (F) é menor que 1, o rio está no regime de fluxo tranqüilo, corrente; se F é maior que 1, o rio está no regime de fluxo rápido, encachoeirado. A profundidade e a velocidade são os elementos principais que determinam o estado do regime turbulento. Quando o fluxo de um curso fluvial se modifica do corrente para o encachoeirado, a velocidade aumenta consideravelmente e ocorre um abaixamento do nível superficial da água. Quando a velocidade diminui, há a passagem do fluxo encachoeirado para o corrente e elevação do nível superficial da água, causando ondas estacionárias e conseqüências sobre as águas a montante.

O *fluxo uniforme* estabelece-se quando a magnitude e a direção da velocidade não se modificam ao longo do comprimento do canal, conservando sempre a mesma profundidade. Quando ocorrem variações na velocidade e na profundidade ao longo do canal, o fluxo torna-se *não-uniforme*.

O *fluxo estável* ocorre quando, em determinado ponto do canal, a profundidade não se modifica com o decorrer do tempo. Pressupondo a existência de fluxo estável e uniforme, a quantidade de água que passa através dos sucessivos perfis transversais de um canal permanece constante, pois

$$A_1 \cdot V_1 = A_2 \cdot V_2 = \ldots = A_n \cdot V_n = Q,$$

onde A é a área transversal do canal, V é a velocidade média e Q é o débito.

1.2 VELOCIDADE E SUA DISTRIBUIÇÃO NO CANAL

No escoamento em canais abertos, duas forças paralelas atuam:
A força do peso da água (F_a), calculada como sendo

$$F_a = A \cdot L \cdot \rho \cdot g \cdot S,$$

onde

A é a área da seção transversal,
L é o comprimento do canal,
S é a declividade do canal,
ρ é a densidade da água,
g é a aceleração da gravidade.

A força de fricção (F_c), calculada como sendo

$$F_c = \tau \cdot L \cdot P,$$

onde

L é o comprimento do canal,
P é o perímetro úmido,
τ é a força de cisalhamento por unidade de área.

A força de cisalhamento por unidade de área (τ) também é designada como *força trativa por unidade de área* e pode ser calculada como sendo igual a $\tau = \rho ghS$, na qual h é a profundidade média do canal (também correspondendo ao valor do raio hidráulico). Quando a força do peso da água e a força de fricção são iguais, não há aceleração do fluxo e a velocidade permanece constante, pois

$$A \cdot L \cdot \rho \cdot g \cdot S = \tau \cdot L \cdot P.$$

Considerando que A/P é igual ao raio hidráulico (R), temos

$$\tau = \rho gRS = \gamma RS,$$

onde γ representa o peso específico (peso por unidade de volume) e $\gamma = \rho g$. Dessa maneira, a força de cisalhamento por unidade de área do canal delimitante é proporcional ao produto da profundidade média (= raio hidráulico) pela declividade. Nesse contexto, a declividade representa, em direção de jusante, a taxa de perda da energia potencial através da fricção.

Na dinâmica do escoamento há uma resistência ao fluxo, que pode ser definida como

$$\text{resistência} = \frac{\tau}{V^2},$$

onde

τ é a força de cisalhamento por unidade de área,
V é a velocidade média do fluxo.

Para superar essa resistência, o fluxo deve possuir uma velocidade crítica, denominada *velocidade de cisalhamento* (V_c), que corresponde a

$$V_c = \sqrt{\gamma RS}.$$

Duas outras maneiras de se considerar as influências exercidas pela força de cisalhamento sobre a velocidade são representadas pelas equações de Chèzy e de

Manning. A equação de Chèzy considera a velocidade como sendo proporcional à raiz quadrada do produto do raio hidráulico pela declividade, sendo expressa como $V = C\sqrt{RS}$, onde C é o coeficiente de Chèzy[3].

A fórmula de Manning, baseada em determinações experimentais e de campo sobre os valores do coeficiente de resistência, expressa-se como

$$V = 1{,}50 \frac{R^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n} \qquad \text{(em unidades inglesas)},$$

$$V = 1{,}00 \frac{R^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n} \qquad \text{(em unidades métricas)},$$

onde n é o coeficiente de rugosidade de Manning. A Tab. 1.2 reúne os valores desse coeficiente para diversas condições de rugosidade da superfície[4].

A distribuição da velocidade das águas de um rio varia de um lugar a outro, no sentido vertical, transversal e longitudinal. De modo geral, a velocidade da água num rio diminui da superfície para o fundo e do centro para as margens.

O perfil de distribuição das velocidades, na vertical, mostra que a velocidade média se localiza aproximadamente a 0,6 da profundidade, a contar da superfície, podendo ser melhor determinada através da média das velocidades obtidas a 0,2 e 0,8 da profundidade (Fig. 1.2). A forma da curva de distribuição das velocidades depende da rugosidade do leito do canal e, devido às forças de cisalhamento, as velocidades mínimas estão próximas do leito, enquanto a máxima situa-se nas proximidades da superfície.

No perfil transversal, a parte de maior velocidade localiza-se abaixo do nível superficial, enquanto as de menor situam-se próximas às paredes laterais e ao fundo. As velocidades variam, em sua distribuição, conforme a forma e a sinuosidade dos canais (Fig. 1.3). J. B. Leighley (1934) discutiu a distribuição da

---

[3] Estabelecendo uma comparação entre as equações de Chèzy e de Manning, Simons (1969, p. 309) mostra que o coeficiente de Chèzy (C) corresponde a

$$C = 1{,}5\left(\frac{R^{1/6}}{n}\right),$$

onde R é o raio hidráulico e n o coeficiente de rugosidade de Manning.

[4] Diversos pesquisadores assinalam que o coeficiente de rugosidade de Manning (n) foi desenvolvido empiricamente, considerado constante para determinadas condições da superfície delimitante do canal, independente da influência de outros fatores. Entretanto, a forma do canal (declividade, comprimento e profundidade), o número de Reynold e a rugosidade possuem influências sobre os valores de n. Por outro lado, as formas topográficas do leito do canal, como o tamanho, padrão e espaçamento das formas, sofrem variações nos trechos aluviais, redundando em influências nos valores de n. Apesar dessas restrições, o coeficiente de rugosidade de Manning é amplamente utilizado (*vide* considerações de Leopold, Wolman e Miller, 1964, e de Simons, 1969).

Tabela 1.2 Valores do coeficiente de rugosidade de Manning (n) para canais naturais. (Conforme Ven Te Chow, 1959)

Tipo de canal	Valores		
	Mínimo	Normal	Máximo
1. Canais em planícies			
— limpos, retos, sem depressões profundas	0,025	0,030	0,033
— limpos, sinuosos, algumas depressões e soleiras	0,033	0,040	0,045
— trechos lentos, vegetação aquática, depressões profundas	0,050	0,070	0,080
2. Canais em montanhas			
— leito com pedregulhos, cascalhos e poucos matacões	0,030	0,040	0,050
— leito com cascalhos e grandes matacões	0,040	0,050	0,070
3. Planícies de inundação			
— pastagens, gramíneas curtas	0,025	0,030	0,035
— cultivada, sem colheita	0,020	0,030	0,040
— cultivada, colheitas maturas	0,030	0,040	0,050
— vegetação média a densa no inverno	0,045	0,070	0,110
— vegetação média a densa no verão	0,070	0,100	0,160

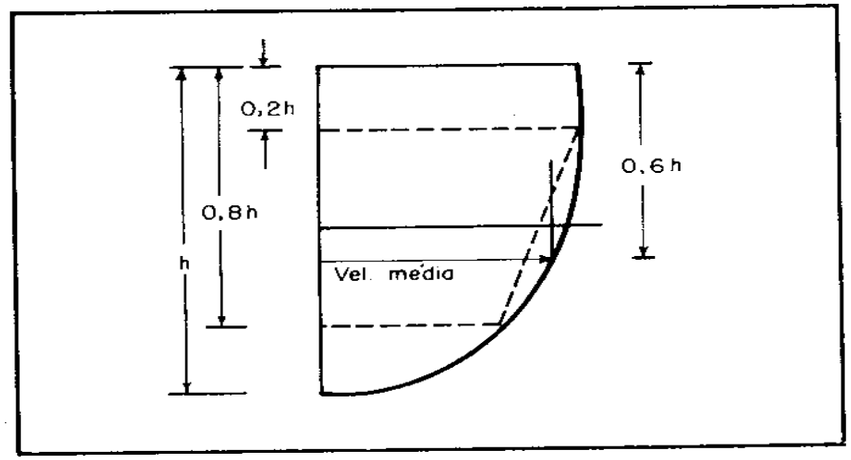


Figura 1.2 Posição relativa das profundidades principais para a mensuração da velocidade média do fluxo

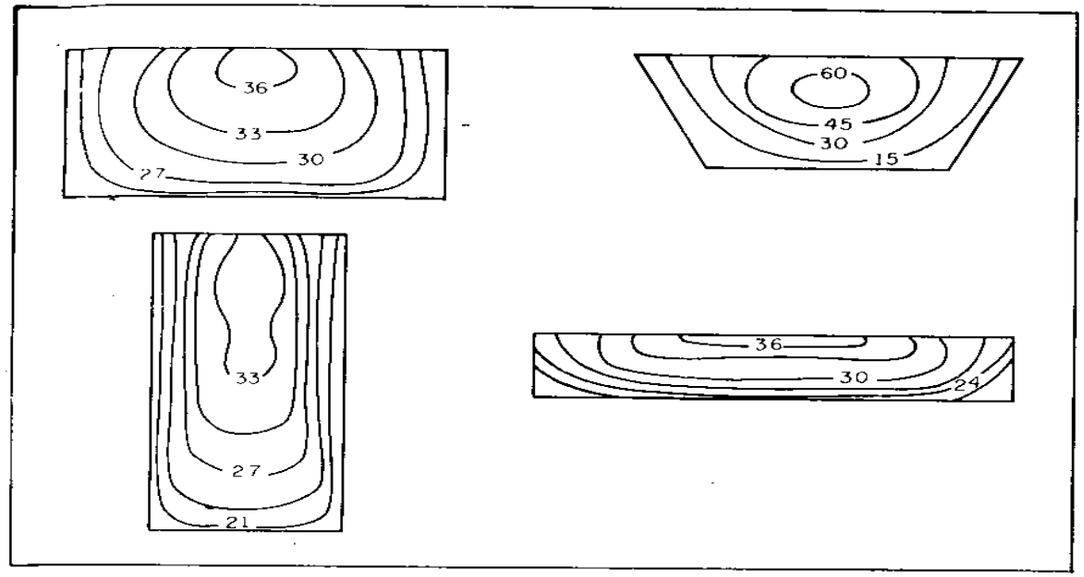


Figura 1.3 Esquema mostrando a distribuição da velocidade das águas, conforme a seção transversal, em canais de formas diferentes (velocidades em cm/s). (Adaptado de Lane, 1937)

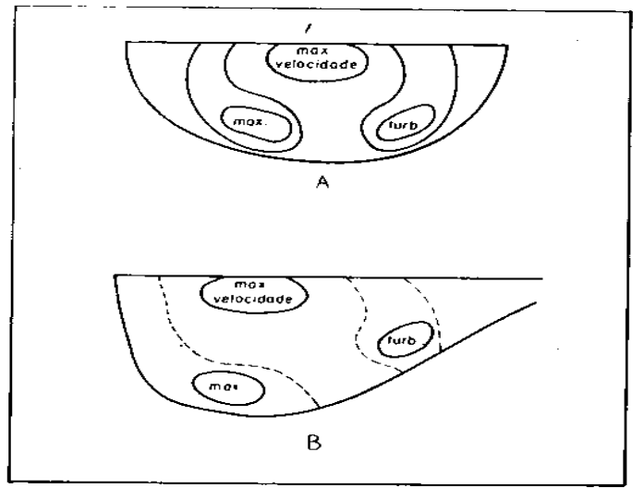


Figura 1.4 Gráficos transversais assinalando a distribuição das zonas de velocidades e turbulências máximas, em canais simétricos (A) e dessimétricos (B), conforme as observações de Leighley (1934).

turbulência e da velocidade nos cursos fluviais, assinalando que nos canais simétricos a velocidade máxima da água está abaixo da superfície e centralizada. A partir do centro, lateralmente, estão dispostos setores de velocidades moderadas mas de alta turbulência, essas sendo maiores nas proximidades do fundo. Nas partes próximas às paredes e ao fundo, o fluxo apresenta baixas velocidades. Nos canais assimétricos, a zona de máxima velocidade desloca-se do centro para o lado de águas mais profundas, enquanto os setores de máxima turbulência apresentam comportamento diferente, elevando-se o do lado mais raso e rebaixando-se o do lado mais profundo (Fig. 1.4). Isso explica, com facilidade, o deslocamento lateral que se verifica na distribuição das velocidades nos canais meandrantes.

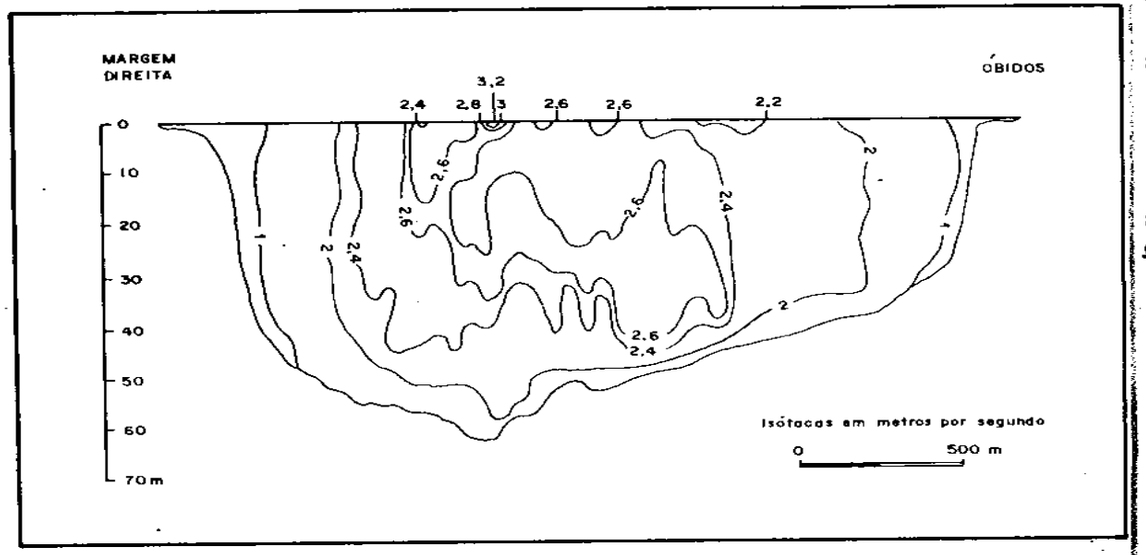


Figura 1.5 Perfil transversal do rio Amazonas, em frente à cidade de Óbidos, em fins de maio de 1967 (por ocasião da medição da sua descarga por iniciativa do Departamento Nacional de Águas e Energia). A velocidade máxima mensurada foi de 3,2 metros por segundo. (Reproduzido de L. Castro Soares, 1977)

1.3 GASTO DE ENERGIA NOS CANAIS NATURAIS

A turbulência e a velocidade das águas estão intimamente relacionadas com o trabalho que o rio executa, isto é, erosão, transporte e deposição dos detritos. Na execução desse trabalho, das nascentes até a foz, há gasto contínuo de energia ao longo do canal.

Se considerarmos as linhas de fluxo como sendo paralelas e de velocidades iguais à média, a energia de cada ponto pode ser descrita pela equação de Bernoulli, representada por

$$E = z + h + \frac{v^2}{2g},$$

onde

E é a energia contida no ponto sob consideração,
h é a profundidade do fluxo,
v é a velocidade do fluxo,
g é a aceleração da gravidade,
z é a distância entre o fundo do leito e a superfície de referência.

Como a velocidade média é igual ao débito (Q) dividido pela área da seção transversal (A), pode-se escrever que

$$E = z + h + \frac{Q^2}{2gA^2}.$$

Dessa maneira, a quantidade E representa a energia expressa como uma altitude acima do fundo do rio. A distribuição da energia longitudinalmente ao curso de água é definida pela *linha de energia* ou *gradiente de energia* (Fig. 1.6).

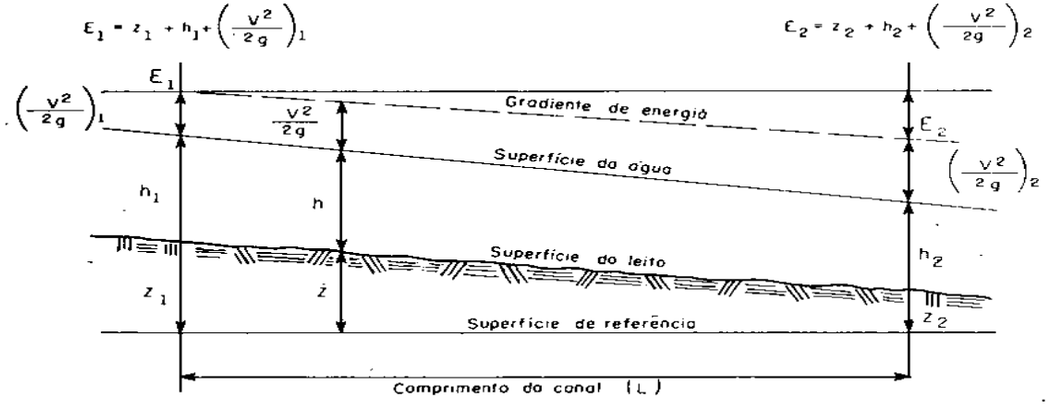


Figura 1.6 Esquema de um trecho de canal, assinalando os conceitos básicos para se calcular a energia disponível em cada ponto

A superfície da água corresponde ao gradiente hidráulico. O gradiente de energia está situado acima do gradiente hidráulico, numa distância igual à da altura da velocidade (*velocity head*) que corresponde a $v^2/2g$. A declividade do gradiente de energia para um determinado comprimento do canal representa a

perda de energia por fricção ou por fricção e outras influências. A relação do gradiente de energia com o gradiente hidráulico reflete a perda de energia e a conversão entre energia potencial e cinética. Quando o fluxo é uniforme, os gradientes são paralelos e a declividade da superfície da água representa o gradiente da perda de energia pela fricção. No fluxo acelerado, o gradiente hidráulico é mais inclinado que o gradiente de energia indicando uma conversão progressiva da energia potencial para a cinética. No fluxo retardado, o gradiente de energia é mais inclinado que o gradiente hidráulico, indicando uma conversão da energia cinética em potencial.

Em determinado trecho do canal, de comprimento L, a declividade média do gradiente de energia é obtida pela diferença altimétrica entre os dois pontos terminais, dividida pelo comprimento. A posição altimétrica é calculada em função de uma referência comum (Fig. 1.6). Se no referido trecho as perdas ocorrem simplesmente por fricção (E_f), pode-se escrever que

$$E_f = \frac{S_2 + S_1}{2} \cdot L,$$

onde S_1 e S_2 são as declividades do gradiente de energia nos pontos terminais do trecho de comprimento L.

A energia potencial é convertida, no fluxo, em energia cinética que, por sua vez, é grandemente dissipada em calor e fricção. Calcula-se que a maior parte da energia de um rio é consumida em calor (95%). O restante, excluída a energia gasta na fricção, é empregado no trabalho, e a energia disponível pode ser aumentada se a fricção for diminuída pela suavização, ou retilinização ou pela redução do perímetro úmido. A *energia potencial* é igual ao peso da água multiplicado pela diferença altimétrica entre dois pontos no trecho em que a energia está sendo calculada, e a *energia cinética* é igual à metade da massa de água multiplicada pelo quadrado da velocidade em que a água está se movendo. Como conseqüência, a energia total é influenciada principalmente pela velocidade. Essas relações podem ser expressas pelas seguintes fórmulas:

$$E_p = W \cdot h,$$

$$E_k = \frac{M \cdot V^2}{2},$$

$$E_t = E_p + E_k,$$

onde

E_p é a energia potencial,
E_k é a energia cinética,
E_t é a energia total,
W é o peso da água,
h é a diferença altimétrica entre dois pontos,
M é a massa de água,
V é a velocidade.

Diversos elementos causam resistência ao fluxo e promovem a perda de energia, destacando-se a rugosidade da superfície limitante e áreas discretas de dissipação de energia nas curvas, junções ou protuberâncias. Cada um desses elementos provoca deflexões no fluxo, promovendo dissipação de energia pelas correntes secundárias, mistura e aumento da taxa de cisalhamento.

Os tipos de resistência observados nos canais abertos podem ser classificados em três tipos (Leopold, Wolman e Miller, 1964, p. 162) dados a seguir.

a) *Resistência pelicular*, que depende da forma e tamanho da seção transversal, do quadrado da velocidade e da rugosidade da superfície delimitante. Nos canais naturais, essa resistência é muito influenciada pelo tamanho e pelas características do material do leito e das margens do canal.

b) *Resistência das distorções internas*, causada pelas protuberâncias e saliências discretas que promovem turbulência e circulação secundária, sendo representada nos cursos fluviais pelas barras, curvas, matacões, ondulações do leito e protuberâncias das margens.

c) *Resistência difusa*, que ocorre em determinados locais sob condições específicas. A energia é dissipada por turbulência e ondas locais quando súbita redução da velocidade é forçosamente imposta sobre o fluxo. A queda de blocos das margens sobre o canal e as curvas fechadas dos canais são exemplos causadores desse tipo de resistência.

Deve-se lembrar que nos rios, ao carregarem sedimentos, a resistência provocada pelas barras, soleiras e dunas é função da taxa de sedimentos transportados. A resistência causada pelo alinhamento e curvaturas do canal não podem ser separadas dos demais tipos de resistência. As experiências de laboratório mostraram que as curvaturas do canal podem ocasionar gasto de energia da mesma ordem de grandeza da fricção pelicular. Onde as curvas são fechadas (pequeno raio de curvatura em relação à largura do canal), a resistência oferecida pela curvatura pode ser duplicada em relação à resistência pelicular.

1.4 INFLUÊNCIA DA FORÇA DO FLUIDO SOBRE AS PARTÍCULAS

As partículas assentadas no leito do canal exercem sobre as partículas subjacentes uma força vertical igual ao seu peso imerso. Como os canais naturais apresentam declividades, o peso imerso resulta da interação entre a componente normal à superfície do leito e a componente tangencial ao leito e dirigida para jusante. Para movimentar determinada partícula, há necessidade de força suficiente para superar a exercida pela componente normal do peso imerso.

A força necessária para carregar uma partícula é chamada de *força trativa crítica* (ou força de cisalhamento), e a velocidade na qual essa força atua sobre determinada declividade corresponde à *velocidade de erosão*. É evidente que quanto maior for o diâmetro da partícula, maior será a força necessária para movimentá-la. A força de cisalhamento por unidade de área (τ) corresponde ao

produto do raio hidráulico (ou profundidade da água) e declividade, de maneira que

$$\tau = \gamma RS,$$

onde

γ é o peso específico da água,
R é o raio hidráulico,
S é a declividade do canal.

Quando uma partícula está prestes a ser movimentada, a força crítica encontra-se equilibrada pelo seu peso imerso, onde

$$\tau_c = \eta \frac{\pi}{6} (\sigma - \rho) gRS,$$

na qual

τ_c é a força crítica de cisalhamento,
η corresponde ao número de partículas (n) numa área, multiplicado pelo quadrado do diâmetro ($\eta = nd^2$) — esse valor é medida do ajustamento das partículas no leito,
σ é a densidade da partícula,
ρ é a densidade do fluido,
g é a aceleração da gravidade,
R é o raio hidráulico,
S é a declividade do canal.

Observações mostraram que a força de cisalhamento (produto da profundidade pela declividade) é decisiva para iniciar o movimento de partículas pequenas, enquanto a velocidade do fluxo é mais importante para o carregamento das partículas maiores (Morisawa, 1968, p. 48). A força necessária para iniciar o movimento da carga do leito é, portanto, função do tamanho do material aluvial. O diâmetro da maior partícula que um rio pode movimentar, como carga do leito, corresponde à sua *competência*.

Ao comparar a velocidade crítica e o diâmetro das partículas, Bagnold (1953) elaborou gráfico significativo (Fig. 1.7), que assinala aspecto importante referente ao início da erosão pela água. Para as partículas menores de determinado tamanho crítico, os valores da velocidade necessária aumentam à medida que as partículas tornam-se menores. Para a água, por exemplo, há relação inversa entre o tamanho das partículas inferiores a 0,3 mm e a velocidade crítica necessária à sua movimentação. A explicação baseia-se no fato de que, com as partículas mais finas, a rugosidade do leito torna-se menor, diminuindo a turbulência, e o diâmetro das partículas não ultrapassa a espessura da subcamada laminar. Para que haja inclusão no fluxo turbulento, há um tamanho crítico necessário, calculado como sendo de aproximadamente 0,7 mm (Carson, 1971, p. 31). Para as partículas inferiores a esse valor-limite crítico, a força necessária para movimentá-las deve ser elevada, pois elas estão submersas na subcamada laminar.

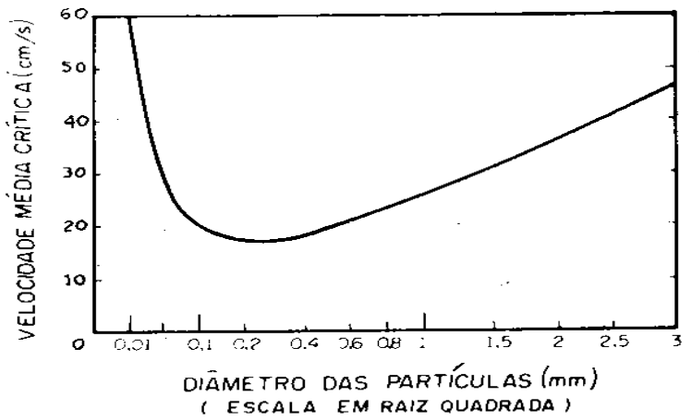


Figura 1.7 Variação da velocidade média crítica da água em relação ao diâmetro das partículas. (Segundo Bagnold, 1953)

Quando a partícula é movimentada, há soerguimento em relação à superfície do leito e ela se incorpora ao fluxo do fluido. A força de soerguimento diminui rapidamente, desaparecendo quase por completo à distância de 2,5 cm do leito (Carson, 1971, p. 33). Havendo diminuição da força de soerguimento, se não houver força de turbulência suficiente para mantê-las suspensas e integradas no fluxo, as partículas tendem a se depositar e, ao atingirem as proximidades do fundo, novamente podem ser movimentadas pela força de soerguimento. Esse processo apresenta explicação lógica para a movimentação das partículas através da *saltação* ao longo do escoamento do fluido. Quando as forças de turbulência mantêm e conservam as partículas acima da superfície do leito, há o transporte através da *suspensão*.

Em 1935, Hjulstrom publicou importante trabalho mostrando o relacionamento entre a erosão e a deposição dos detritos, em função do diâmetro das partículas e da velocidade crítica. (Fig. 1.8). As linhas demarcatórias da erosão e sedimentação devem ser entendidas como faixas, porque as velocidades variam conforme as características da água e das partículas. Partículas de tamanhos iguais, mas com densidades diferentes, requerem velocidades e forças diferentes para serem movimentadas ou depositadas.

Considerando que as linhas elaboradas por Hjulstrom são suficientes para esquematizar as relações entre a erosão, transporte e sedimentação, Morisawa (1968, p. 51) assinala dois aspectos importantes:

a) areias são erodidas mais facilmente, enquanto siltes, argilas e cascalhos são mais resistentes. Os grãos mais finos são resistentes em virtude das forças coesivas de ajustagem e da fraca rugosidade do leito, enquanto os cascalhos são difíceis de serem movimentados em virtude do tamanho e peso das partículas;

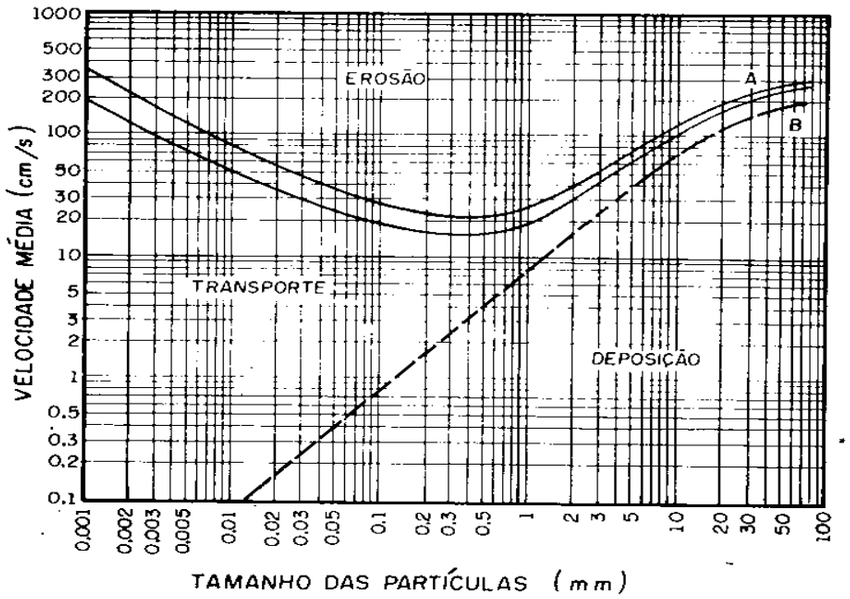


Figura 1.8 Gráfico assinalando as variações entre a velocidade média e o tamanho das partículas, e suas relações com os grandes grupos de processos fluviais. (Conforme Hjulstrom, 1935)

b) desde que os siltes e argilas sejam movimentados, essas partículas podem ser transportadas sob velocidades muito mais baixas. Por exemplo, partículas de 0,01 mm de diâmetro são movimentadas sob velocidades críticas de aproximadamente 60 cm/s, mas conservam-se em movimento até sob velocidades inferiores a 0,1 cm/s.

A velocidade de deposição depende principalmente do tamanho e da densidade da partícula, porque os demais fatores (gravidade, viscosidade e densidade da água) são constantes para um determinado tempo e lugar no canal. Embora elaborada em função das partículas arenosas, a Fig. 1.9 mostra a distribuição da velocidade deposicional em relação ao diâmetro das partículas, cujos dados foram coletados por Lane (1938) através de experimentações. De modo geral, a velocidade aumenta regularmente conforme o diâmetro até as partículas de diâmetro igual a 0,1 mm, quando há uma ruptura na curva da distribuição. Para as partículas de diâmetro superior a 0,1 mm, a velocidade aumenta com intensidade menor. A curva assinala, também, que a velocidade necessária para conservar as partículas arenosas em movimento se altera no ponto representado pelo diâmetro de 0,1 mm. As partículas de diâmetro inferior a 0,1 mm se depositam com velocidades que variam conforme o quadrado do diâmetro da partícula; as de diâmetro superior a 0,1 mm se depositam com velocidades que variam proporcionalmente conforme a raiz quadrada do diâmetro da partícula.

Em conjunto, verifica-se que a dinâmica do escoamento fluvial fornece informações básicas para a compreensão das forças atuantes no funcionamento do processo morfogenético fluvial, em qualquer das fases tradicionalmente distinguidas no trabalho executado pelos rios, ou seja, da erosão, transporte e sedimentação.

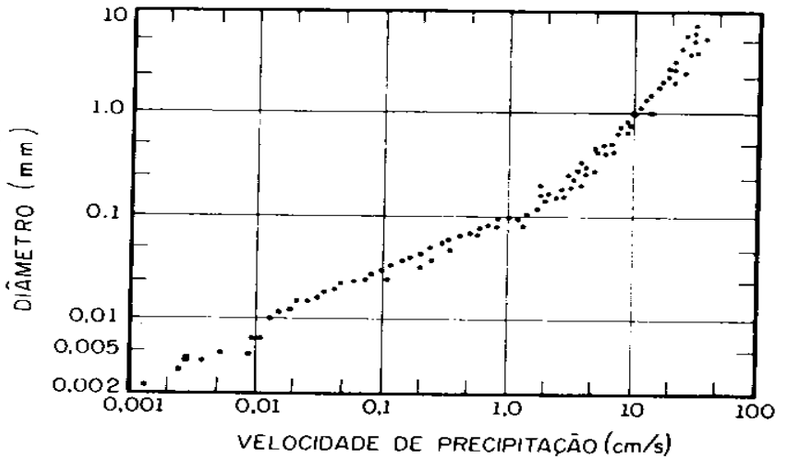


Figura 1.9 Relações entre a velocidade de precipitação e o diâmetro das partículas, para sedimentos arenosos. (Conforme Lane, 1938)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bagnold, Ralph A. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuem & Co., Londres, 1953.

Bridge, John S. e Jarvis, Jack "Velocity profiles and bed shear stress over various bed configuration in a river bend", *Earth Surface Processes*, 2(4):281-294, 1977.

Carson, M. A., *The mechanics of erosion*. Pion Limited, Londres, 174 pp., 1971.

ChiEmeka, G. Ilo, "Resistance to flow in alluvial channels", *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 101(6):665-679, 1975.

Chow, Ven Te, *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill Book Co., New York, 1959.

Chow, Ven Te (editor), *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Book Co., New York, 1964.

Christofoletti, Antonio, "A dinâmica do escoamento fluvial", *Boletim Geográfico*, 34(249): 58-71, 1976.

Departamento Nacional de Águas e Energia, *Medição de descarga e seus problemas técnicos no maior rio do mundo*. Rio de Janeiro, 44 pp., 1972.

Gregory, K. J. e Walling, D. E., *Drainage basin form and process*. Edward Arnold Ltd., Londres, 456 pp., 1973.

Henderson, F. M., *Open channel flow*. MacMillan and Co., New York, 1966.

Hjulstrom, F., "Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris". *Bull. Geol. Institute University Uppsala*, 25:221-527, 1935.

Lane, E. W., "Notes on formation of sand", *Trans. American Geophysical Union*, 18:505-508, 1938.

Leighley, J. B., "Turbulence and the transportation of rock debris by streams", *Geographical Review*, 24:453-464, 1934.

Leliavsky, Serge, *An introduction to fluvial hydraulics*. Dover Publications, New York, 257 pp., 1966.

Leopold, L. B., Bagnold, R. A., Wolman, M. G. e Brush, L. M., "Flow resistance in sinuous or irregular channels", *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (282-D):1-34, 1960.

Leopold. L. B., Wolman, M. G. e Miller, J. P., *Fluvial processes in Geomorphology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 522 pp., 1964.

Maddock Jr., Thomas, "The behavior of straight open channels with movable beds". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (622-A):1-70, 1969.

Morisawa, Marie, *Streams : their dynamics and morphology*. McGraw-Hill Book Co., New York, 175 pp., 1968.

Pardé, Maurice, *Fleuves et rivières*. Armand Colin, Paris, 224 pp. (4ª ed.), 1963.

Réméniéras, Gaston, *Éléments d'hydrologie appliquée*. Armand Colin, Paris, 208 pp., 1959.

Scheidegger, Adrian E., *Theoretical Geomorphology*. Springer Verlag, Berlin, 403 pp., 1970.

Simons, D. B., "Open channel flow", *in Water, earth and man* (Chorley, R. J., editor). Methuen & Co., London, pp. 297-318, 1969.

Simons, D. B. e Richardson, E. V., "Resistance to flow in alluvial channels". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (422-J):1-61, 1963.

Simons, D. B. e Richardson, E. V., "Forms of bed roughness in alluvial channels". *Trans. of the American Society of Civil Engineers*, 128:284-302, 1963.

Soares, Lúcio de C., Hidrografia. *in Geografia do Brasil: Região Norte*. Fundação IBGE, Rio de Janeiro, pp. 95-166, 1977.

Wisler, C. D. e Brater, E. F., *Hidrologia*. Ao Livro Técnico S.A., Rio de Janeiro, 484 pp., 1964.

2 Transporte Fluvial de Sedimentos

A carga detrítica nos cursos de água é uma mistura de partículas de várias espécies, tamanhos e formas. Mecanicamente, a espécie da partícula exprime-se pela sua densidade, o tamanho pelo seu diâmetro maior e a forma pela medição da esfericidade. Embora a movimentação detrítica seja processo fluvial extremamente importante, só pequena parcela da energia do rio é gasta no transporte da carga detrítica. Calcula-se que 95% da energia é consumida pela turbulência interna das águas e pela fricção nas paredes do perímetro úmido (Morisawa, 1968).

Uma parcela da carga detrítica dos cursos de água é obtida pela ação erosiva que as águas exercem sobre as margens e fundo do leito. A maior parte, entretanto, é fornecida pela remoção detrítica das vertentes. Por essa razão, desde há muito tempo reconhece-se que o transporte dos sedimentos é governado pelos fatores hidrológicos que controlam as características e o regime dos cursos de água. Os fatores hidrológicos, cujos mais importantes são a quantidade e a distribuição das precipitações, a estrutura geológica, as condições topográficas e a cobertura vegetal influenciam a formação do material intemperizado na bacia hidrográfica e o carregamento desses materiais até os rios. O fluxo e o transporte de sedimentos constituem respostas aos processos e ao estado de equilíbrio atuantes no sistema fluvial.

A sedimentação fluvial inclui os processos de remoção, transporte e deposição das partículas do regolito, envolvendo toda a dinâmica da bacia de drenagem. Toda a bacia fluvial é responsável pelo fornecimento detrítico aos cursos de água que, em conjunto, torna-se o fenômeno natural de maior ocorrência na esculturação da rede de canais e das paisagens encontradas na superfície terrestre. Em virtude da sua atuação, o ambiente de sedimentação fluvial é importante para elucidar e interpretar a evolução histórica de paisagens na escala geológica. O conhecimento minucioso das condições de produção, remoção, transporte e deposição dos sedimentos é extremamente importante, porque se refletem nas características das camadas sedimentares que funcionam como *sedimentos correlativos* e vestígios das condições morfoclimáticas impe- nas áreas continentais.

Outra consideração básica refere-se ao controle a ser realizado nas bacias hidrográficas. Atualmente, muitos aspectos da sedimentação fluvial podem ser relacionados a:

- remoção intensa de detritos das vertentes, por causa das práticas agrícolas de utilização das terras, das construções e edificações urbanas e de transporte em diversas áreas e da utilização dos cursos de água;
- erosão e deposição detrítica nos canais, afetando determinados modos de uso da terra e das águas;
- prejuízos estéticos ou físicos oriundos dos sedimentos em suspensão ou dos materiais dissolvidos para diversos usos das águas fluviais.

Considerando esses três amplos itens, verifica-se que qualquer programa de planejamento regional, urbano ou agrícola, envolve aspectos ligados com a sedimentação fluvial. Muitas atividades humanas podem aumentar ou diminuir a quantidade de água escoada superficialmente, tendo conseqüências no regime fluvial e na intensidade das cheias. Para se controlar os problemas ligados à sedimentação, é preciso agir na rede dos canais de escoamento e no fluxo das águas sobre as vertentes. Um conhecimento amplo sobre os variados mecanismos da sedimentação fluvial torna-se necessário para que se possa predizer, com possibilidade de êxito, o que acontecerá caso sejam modificadas as condições naturais do sistema ecológico reinante na bacia hidrográfica.

Anualmente, os rios descarregam nos mares e oceanos cerca de $18{,}29 \times 10^9$ toneladas de sedimentos (Holeman, 1968). A contribuição das bacias hidrográficas é muito desigual, havendo rios que contribuem com parcelas enormes, como o rio Amarelo (com 39% do peso total) e rio Colorado (com 14,4% do

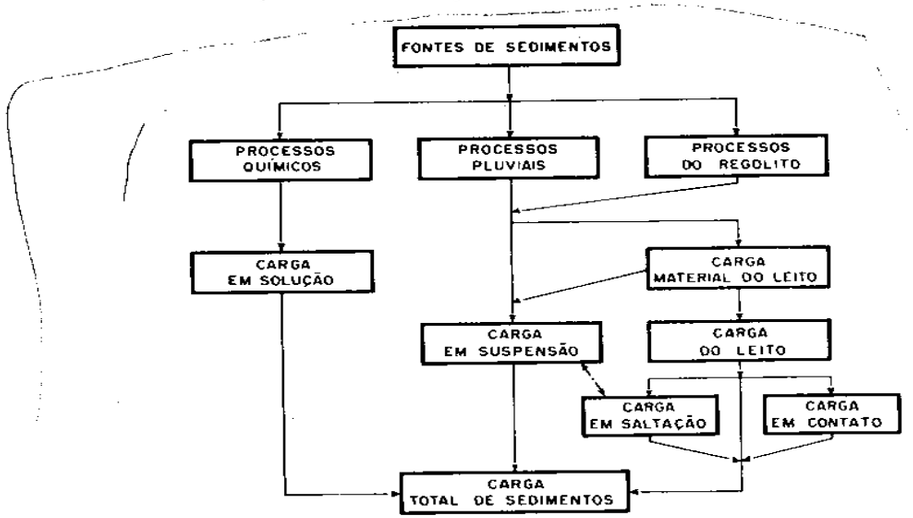


Figura 2.1 Os processos atuantes no transporte de sedimentos

peso total), mas a maioria apresenta contribuições proporcionalmente menores, como os rios Volga e Danúbio que contribuem com taxas aproximadas de 0,1% do peso total (Bogárdi, 1972).

O objetivo deste capítulo é tratar da mecânica do transporte fluvial, no qual se pode distinguir três tipos de cargas: a dissolvida, a dos sedimentos em suspensão e a do leito do rio. O mecanismo que promove o transporte desses tipos de carga está relacionado com as características do fluxo, sendo importante para determinar as formas topográficas do leito nos canais aluviais. Por outro lado, como os canais de escoamento representam a rede organizada drenando determinada área, a mensuração da carga detrítica total transportada pelos rios fornece imagem da intensidade erosiva atuante na bacia hidrográfica.

Os processos atuantes no transporte estão esquematizados na Fig. 2.1, podendo-se verificar que a carga total de sedimentos é composta por materiais fornecidos pelos processos químicos, processos pluviais (englobando todos os processos ligados com a morfogênese pluvial que atuam sobre as vertentes) e movimentos de massa no regolito.

2.1 CARGA DISSOLVIDA

Os constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química compõem a *carga dissolvida* dos cursos de água. Há acentuada deficiência de informações sobre os mecanismos de transporte da carga dissolvida, quando comparada com a minuciosa focalização dirigida aos processos de transporte mecânico (suspensão e carga do leito), lacuna que é desproporcional à sua significância relativa. Pitty (1971, p. 222) pondera que essa defasagem pode ser considerada como limitação importante ao progresso da compreensão do desenvolvimento das formas de relevo porque, além da quantidade apreciável de material carregado, o transporte em solução é efetivo tanto sobre como sob a superfície terrestre, nos locais onde a água se movimenta.

A quantidade de matéria em solução depende, em grande parte, da contribuição relativa da água subterrânea e do escoamento superficial para o débito do rio, sofrendo variações na escala temporal e espacial. Para esses tipos de abastecimento, a composição química das águas dos rios é determinada por vários fatores, tais como o clima, a geologia, a topografia, a vegetação e o tempo gasto para o escoamento (superficial ou subterrâneo) atingir o canal. Além das fontes terrestres, também há contribuição proveniente da atmosfera. A Fig. 2.2 oferece generalização das diversas fontes naturais de sais dissolvidos para os cursos de água, podendo-se distinguir os componentes denudacionais e os não-denudacionais.

Os componentes denudacionais estão relacionados com os processos de meteorização, constituindo os responsáveis pelas taxas de denudação química das áreas continentais. Os não-denudacionais contribuem para a carga dissolvida total dos rios, mas são oriundas de processos que não são responsáveis pela

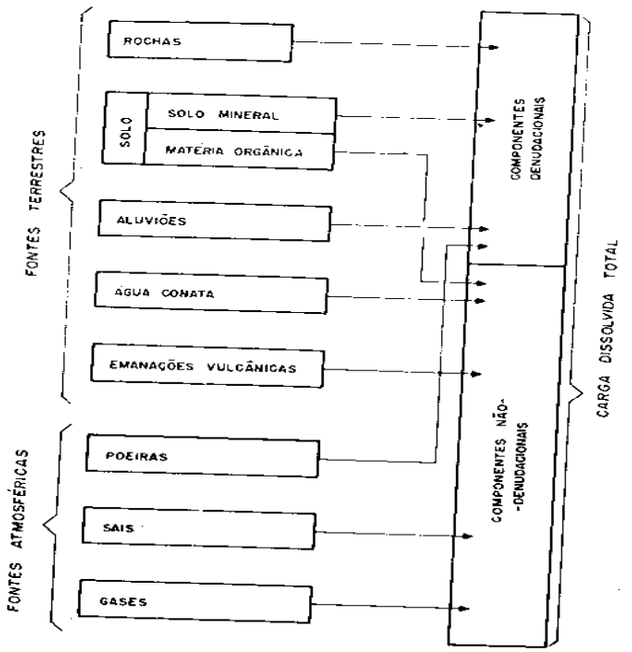


Figura 2.2 Generalização gráfica das principais fontes naturais de sais dissolvidos para a carga total em solução dos cursos de água, compreendendo os componentes denudacionais e os não-denudacionais. (Adaptado de Janda, 1971)

erosão da superfície terrestre, como as emanações vulcânicas, os gases atmosféricos, os sais da atmosfera e a matéria orgânica dos solos que, em grande parte, resulta de produtos combustíveis originados pela fotossíntese. As substâncias dissolvidas oriundas desses produtos combustíveis não devem ser classificadas entre os componentes denudacionais, embora as substâncias dissolvidas derivadas das matérias minerais incorporadas na parte orgânica do solo (isto é, o conteúdo de cinzas) seja componente da denudação química. Em geral, a quantidade da carga dissolvida fornecida pelos componentes denudacionais varia de 45 a 80% da carga dissolvida total (Janda, 1971). A carga dissolvida é transportada na mesma velocidade da água e é carregada até onde a água caminhar; a deposição desse material só se processa quando houver a saturação (por evaporação, por exemplo).

Costuma-se mostrar que nas épocas chuvosas, quando há abastecimento acentuado do escoamento superficial, ocorre diminuição da concentração de sais dissolvidos por unidade de volume; nas épocas secas, quando o abastecimento fluvial é mantido pela contribuição subterrânea, representando o *fluxo*

de base ou *de vazante*, a concentração de sais dissolvidos torna-se mais elevada. Essa noção assinala que as relações entre a concentração de sólidos dissolvidos e o débito geralmente são de forma inversa, devido ao efeito de diluição, pois o aumento do débito está ligado com a contribuição crescente do escoamento superficial, que possui conteúdo dissolvido menor que o fluxo de base por unidade de volume. Se fôssemos descrever graficamente essa relação inversa, a curva resultante não seria sempre retilínea, mas apresentaria suavização e horizontalidade nas partes finais superior e inferior. Na parte indicativa do relacionamento entre concentrações elevadas e débitos baixos, ocorrendo a época das secas quando a contribuição subterrânea é a única existente, há tendência para se manter uma constância nos valores máximos de concentração dos sais dissolvidos; na parte indicativa do relacionamento entre concentrações baixas e débitos elevados, o efeito de diluição torna-se cada vez menos significante e a concentração é influenciada simplesmente pelos baixos valores de concentração das águas escoadas superficialmente pelas vertentes.

Embora não seja visível, a carga dissolvida representa parcela importante da denudação continental. A Tab. 2.1, reunindo dados sobre diversas bacias hidrográficas da América do Norte, e a Tab. 2.2, reunindo dados coletados em determinadas estações hidrológicas de diversos rios, corroboram o conceito de que muitos rios carregam maior quantidade de matéria dissolvida que de partículas em suspensão.

A composição química das águas fluviais varia conforme a litologia, vegetação e utilização da bacia hidrográfica. A composição litológica influencia controlando os materiais químicos originados através da meteorização, e a qualidade da água nos pequenos cursos fluviais reflete a distribuição espacial dos

Tabela 2.1 Quantidade da carga dissolvida e da carga em suspensão transportada por rios da América do Norte. (Conforme R. B. Dole e H. Stabler, 1909)

Bacias	Área (km^2)	Carga total ($t/km^2/ano$)	Dissolvida (% do total)	Em suspensão (% do total)
Atlântico Norte	412 850	65,25	77	23
Atlântico Sul	321 000	104,25	35	65
Golfo Oriental	368 000	100,77	45	55
Golfo Ocidental	817 670	41,70	33	67
Mississipi	3 276 350	184,17	23	77
Laurenciana	453 250	45,17	99	1
Colorado	595 700	169,11	12	88
Pacífico Sul	188 300	97,30	70	30
Pacífico Norte	699 300	46,33	83	17
Grande Bacia	577 600	54,05	64	36
Baía de Hudson	160 600	18,91	57	43

diversos tipos de rocha. Em áreas cobertas por florestas, a decomposição vegetal propicia o fornecimento de ácidos orgânicos, principalmente quando há pântanos e lagoas. A utilização que se realiza nas áreas drenadas pela bacia hidrográfica repercute diretamente na composição química das águas. Os dejetos, detritos e poluentes lançados pelas áreas urbanas e industriais causam modificações acentuadas na concentração de matéria dissolvida, repercutindo no balanço biológico das águas, nos processos de corrosão e nos de sedimentação. Ao se verificar a qualidade química das águas fluviais não se deve esquecer a contribuição oriunda das águas precipitadas, que se enriquecem de diversos elementos químicos conforme as condições atmosféricas.

Tabela 2.2 Contribuição proporcional entre a carga dissolvida e a dos materiais detríticos em estações hidrológicas de diversas bacias hidrográficas. (Dados coligidos por Gregory e Walling, 1973)

Rio	% da carga total	
	Sedimentos	Dissolvidos
Rio Colorado, Grande Canyon, Arizona	94	6
Rio Green, Green River, Utah	90	10
Rio San Juan, Bluff, Utah	97	3
Rio Wind, Riverton, Wyoming	73	27
Rio Salinas, Russel, Kansas	87	13
Rio Iowa, Iowa City, Iowa	83	17
Riacho Correy, Pensilvânia	56	44
Pond Branch, Maryland	16	84
Rio Wolga, URSS	36	64
Rio Don, URSS	45	55
Rio Amur, URSS	73	27
Rio Ob, URSS	33	67
Rio Wieprz, Polônia	5	95
Rio Pilica, Polônia	7	93
Rio Tyne, Bywell, Inglaterra	65	35
Rio Derwent, Eddysbridge, Inglaterra	70	30

No conjunto global da superfície terrestre, considera-se o cálcio o principal elemento transportado em solução que, sob a forma de bicarbonato, é quimicamente estável durante o tempo envolvido no transporte fluvial, embora possa ser reduzido pela atividade dos organismos nos trechos de movimentação lenta das águas. A seguir, encontram-se a sílica e o ferro, mas as suas proporções variam conforme as influências das condições climáticas sobre os processos de meteorização. Verifica-se também que, nas rochas sedimentares,

o potássio é mais abundante que o sódio (Na), mas nas rochas ígneas há ligeiro predomínio do sódio. Entretanto, na composição química das águas fluviais, a concentração de potássio é muito menor que a do sódio. Essa diferença é explicada pelo fato de que os minerais silicatos contendo potássio são relativamente mais resistentes ao intemperismo químico que os minerais silicatos contendo íons de sódio. (Handa, 1975, p. 267).

Em virtude das condições climáticas, a denudação química das regiões tropicais quentes e úmidas é assunto amplamente debatido. Entre os diversos elementos transportados, a sílica ganha maior realce. A distribuição espacial generalizada das formações lateríticas é considerada como indicativa de taxas elevadas na remoção da sílica nos ambientes tropicais, e observações outras indicam que a quantidade de sílica nos rios tropicais é maior que nos rios das demais latitudes e que a capacidade migracional da sílica é particularmente alta nos trópicos úmidos (Borgomolov, 1966, e Strakhov, 1967, citados por Douglas, 1969). Os dados coletados por Ian Douglas (1969) e inseridos na Tab. 2.3 possibilitam enunciar a hipótese proposta, pois pode-se observar que nos rios Essequibo e Demerara a sílica corresponde a 50% do total dos sólidos dissolvidos. A Tab. 2.4 reúne alguns dados comparativos sobre a qualidade da água para pequenas bacias hidrográficas localizadas em áreas tropicais, na qual se percebe a elevada quantidade relativa de sílica.

As diferenças existentes na carga de sílica dissolvida nos rios das áreas tropicais úmidas e extratropicais levaram Jean Corbel (1957; 1964) a calcular a taxa de denudação para diversos ambientes climáticos, cujos resultados são os seguintes:

- **Ártico** — climas com verões quentes (interior do Alasca) — 0,8 $m^3/km^2/ano$;
- **Oregon** — climas continentais — 5,0 $m^3/km^2/ano$;
- **Nova Escócia** — climas oceânicos temperados — 0,9 $m^3/km^2/ano$;
- **tropical** — climas com estações secas — 0,1–4,0 $m^3/km^2/ano$;
- **climas** equatoriais (Amazonas, Java) — 4,0–9,0 $m^3/km^2/ano$.

A quantidade de material por unidade de volume representa a concen-, geralmente medida em miligrama por litro ou partes por milhão. Nas hidrográficas, devido às variações espaciais dos fatores controlantes, os s possuem concentrações diferentes de sólidos dissolvidos. À medida rrem as confluências, o débito vai aumentando e o material dissolvido ta uma mistura do conjunto provindo de montante. Em cada curso de produto da concentração vezes o débito fornece o valor da carga total ortanto em cada confluência há a junção de rios com débitos e cargas rentes. Para facilitar a compreensão dessas relações ao longo da ba- fica, Gregory e Walling (1973) descrevem um modelo simples, to- base as variáveis do débito (Q) e da concentração (C). Quando água com determinado débito (Q_1) e concentração (C_1) desem-

Tabela 2.3 Carga de sólidos dissolvidos em diversas bacias hidrográficas, de tamanhos diferentes

Bacia	Partes por milhão: Sílica	Partes por milhão: Total de sólidos dissolvidos	Fonte
A — *Rios tropicais*			
Mekong	15	198	Livingstone (1963)
Níger	10	49,1	Livingstone (1963)
Senegal	n.d.	63,4	Livingstone (1963)
Orenoco	8	53,5	Livingstone (1963)
Essequibo	15,8	34,1	Livingstone (1963)
Demerara	40,8	81,5	Livingstone (1963)
Amazonas, em Óbidos	10,6	43,1	Livingstone (1963)
Amazonas, na foz	n.d.	36	Gibbs (1967)
B — *Rios extra-tropicais*			
São Lourenço	5,7	106	Livingstone (1963)
Hudson	4,9	173	Livingstone (1963)
Mississipi	5,9	221	Livingstone (1963)
Rio Grande	30	881	Livingstone (1963)
Colúmbia	13	191	Livingstone (1963)
Yukon	13	268	Livingstone (1963)
Mackenzie	3,4	219	Durum *et al.*(1960)
Reno	n.d.	598	Durum *et al.*(1960)
Elba	8,6	892	Durum *et al.*(1960)
Volga	12,5	458	Durum *et al.*(1960)
C — *Pequenas bacias tropicais na Malásia e Austrália*			
Tebrau (Malásia)	8,2	35	Depto. Cingapura
Scudai (Malásia)	9,8	45	Depto. Cingapura
Gombak (Malásia)	15	75	Douglas (1969)
Barron (Queensland)	12	65	Douglas (1969)
Behana (Queensland)	12	34	Douglas (1969)
Freshwater (Queensland)	14	52	Douglas (1969)
Mary (Queensland)	7	43	Douglas (1969)
Millstream (Queensland)	10	45	Douglas (1969)
Wild (Queensland)	14	66	Douglas (1969)
Nitchaga (Queensland)	18	48	Douglas (1969)
Ei Creek (Papua)	32	75	Turvey (1975)

UNIVERSIDADE DO AMAZONAS BIBLIOTECA

Tabela 2.4 Dados comparativos sobre a qualidade da água para pequenas bacias hidrográficas tropicais (segundo dados compilados por Turvey, 1975)

Bacia	Litologia	Área (km^2)	Concentração média (ppm): Ca	Na	K	Mg	SiO_2	Sólidos dissolvidos
Ei Creek (Papua)	aglomerados vulcânicos	16,25	1,34	3,68	0,89	2,68	31,33	74,65
DI (Costa Rica)	—	—	0,76	1,61	0,43	0,28	—	—
DIII (Costa Rica)	—	—	4,01	6,05	1,49	4,47	—	—
Ulu Gombak (Malásia)	granito	0,31	0,28	—	1,50	0,20	—	—
Babinda Creek (Queensland)	granito	15,36	0,62	3,68	0,72	0,39	10	33
Davis Creek (Queensland)	granito	5,59	0,95	4,52	1,55	0,37	14	46
Sungei Pasir (Malásia)	granito	3,02	—	—	—	—	25	47,7

boca em outro rio, com diferente débito (Q_2) e concentração (C_2), as características da concentração no ligamento resultante (C_3) serão relacionadas com a mistura da carga conjunta pelo débito global, podendo ser equacionada como

$$C_1Q_1 + C_2Q_2 = (Q_1 + Q_2)C_3,$$

de modo que a taxa de concentração é equivalente a

$$C_3 = \frac{C_1Q_1 + C_2Q_2}{Q_1 + Q_2}.$$

Considerando o conjunto da bacia, a taxa de concentração do ligamento (C_n) é resultante da contribuição de todos os ligamentos de montante, de modo a equivaler a

$$C_n = \frac{C_1Q_1 + C_2Q_2 + \ldots + C_nQ_n}{Q_1 + Q_2 + \ldots + Q_n}.$$

A Tab. 2.5 exemplifica a diluição no caso do rio Mekong, cujos dados se m à composição química em quatro postos fluviométricos. A estação de n Penh é a indicadora de toda a bacia hidrográfica e os seus valores ser comparados aos de outros rios himalaianos, na composição química rga dissolvida que anualmente é transportada para os oceanos.

Tabela 2.5 Variação da carga dissolvida ao longo do rio Mekong, em quatro localidades, e comparação da bacia do Mekong com outros rios himalaianos, conforme dados de Carbonnel e Meybeck (1975). (Os valores indicam toneladas/km²/ano)

Localidade	Área (km²)	Débito (m³/s)	SiO_2	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4	HCO_3	NO_3	Total iônico	Total mineral
Chiang Saen	189 000	2 770	6,9	13,8	2,3	2,9	0,72	1,9	5,8	51,1	0,04	78,5	85,4
Nong Khai	310 000	4 575	7,1	13,0	2,1	2,5	0,75	1,9	4,3	49,3	0,08	73,9	81,0
Mukdahan	390 000	8 330	8,2	13,7	2,1	2,9	0,77	1,9	3,8	51,7	0,11	77,0	85,2
Phnom Penh	663 000	14 900	6,3	10,1	2,2	2,6	1,4	7,5	2,7	41,2	0,82	68,5	74,8
Bacias hidrográficas himalaianas													
Ganges			3,8	9,4	3,0	4,1	1,3	3,2	4,1	48,7	0,5	74,3	78,1
Bramaputra				21,2	3,6	3,1	2,4	5,2		90,0			
Média dos rios himalaianos			4,9	12,8	2,9	3,4	1,65	5,2	3,5	57,4	0,7	87,6	92,5
Média mundial (com exclusão das áreas glaciárias)			4,2	4,9	1,2	1,65	0,55	2,3	4,2	16,6		31,4	35,6

O fato de os sedimentos fluviais em suspensão afetarem a composição química da carga dissolvida introduz aspecto importante a ser considerado. Isso porque alguns minerais irão ser dissolvidos, outros poderão causar a precipitação de determinados íons dissolvidos, e, em virtude de sua capacidade de troca, outros minerais poderão estabilizar a composição química da carga dissolvida. Na parte oriental dos Estados Unidos, onde as argilas da carga em suspensão de granulometria inferior a 4 mícrons incluem caolinita, ilita e vermiculita, a capacidade de troca é menor que 20 m. e. g./100 g. Na parte ocidental dos Estados Unidos aumenta a presença da montmorilonita e, em conseqüência, eleva-se a capacidade de troca que pode atingir valores superiores a 60 m. e. g./100 g (Pitty, 1971, p. 223). Dessa maneira, nos períodos de cheia, uma grande parte da carga dissolvida pode ser proveniente da decomposição química do material detrítico ao longo do curso de água, e não da denudação ocorrida na vertente. Se considerarmos os dados dessa fase como indicativos da intensidade de denudação química nas áreas de vertentes da bacia hidrográfica, então eles serão passíveis de fornecerem resultados que pecam por excesso. Como é muito difícil fazer a distinção e separação porcentual entre a denudação química proveniente da vertente e a carga química pela dissolução ao longo do rio, os dados existentes não fazem nenhuma menção e surgem como representativos da denudação química ocorrente na bacia hidrográfica.

Holeman (1968) calculou que a carga dissolvida total fornecida pelos rios aos oceanos é igual a $3{,}10^{16}$ kg/ano. Desse total, o rio Amazonas contribui com 8%, enquanto o rio São Lourenço carrega 0,23% (Subramanian e D'Anglejan, 1976, p. 346).

2.2 CARGA DO LEITO

A carga do leito do rio é composta por partículas de granulometria maior, como as areias e cascalhos, que são transportadas através da saltação, deslizamento ou rolamento na superfície do leito. Devido ao volume e à densidade das partículas, a velocidade da carga do leito é muito mais lenta que a do fluxo, porque as partículas podem se deslocar de modo intermitente. O termo *saltação* foi introduzido por McGee, em 1908, para descrever a maneira pela qual as partículas são soerguidas do leito em ângulo acentuado, impelidas pela jusante, pelo fluxo e, então, rebaixadas em direção do leito com velocidade decrescente muito mais suave. Na água, o soerguimento é mais comum para partículas cujos diâmetros oscilam entre 62 e 500 mícrons. Gilbert (1914) notou que as partículas em saltação localizam-se nas proximidades do leito, formando uma camada como se fosse uma zona acima do leito. As interpartículas mantém a densidade dessa "camada", que funciona como transicional entre a carga do leito, sempre em contato com o fundo, e partículas transportadas em suspensão. O deslizamento é o processo de movimento executado pelos fragmentos rochosos, ao longo do leito sob a for-

ça do fluxo. No processo de rolamento, os blocos e fragmentos vão girando para jusante, mas sempre em contato com a superfície do leito.

Para mostrar como a partícula do leito é movimentada, duas concepções explicativas foram propostas. Ambas sumariadas por Bogárdi (1972), conforme segue.

a) Lei da variável forças trativas críticas — uma partícula de material sedimentar não coesivo no leito do canal está sujeita à força de deslocamento paralela ao fundo e à força de aderência perpendicular à anterior. A gravidade (peso da partícula) e o soerguimento são duas outras forças atuantes. Para que a partícula seja movimentada, é necessário que a força de turbulência do fluxo seja maior que as forças exercidas na manutenção estacionária da partícula. Na prática, as condições delimitantes entre a permanência e a movimentação das partículas são descritas em termos de velocidade do fluxo e da força crítica de cisalhamento.

b) Lei da variável velocidades críticas — para que uma partícula de diâmetro (d) seja movimentada, torna-se necessário que a velocidade atinja um valor crítico a fim de ultrapassar as forças exercidas na manutenção estacionária da partícula.

Entretanto, experiências recentes assinalam que a velocidade média do fluxo não é o fator crítico para movimentar as partículas do leito, mas sim a velocidade que ocorre no fundo do rio. Como conseqüência, a altura da coluna de água acima do leito é fator muito importante, e quanto maior for a profundidade do rio maiores serão as velocidades necessárias para movimentar partículas de determinado tamanho.

Duas noções surgem como importantes para o transporte fluvial: a competência e a capacidade. A *competência* retrata o tamanho das partículas que podem ser movimentadas pelo fluxo, sendo determinada pelo maior diâmetro encontrado entre os detritos transportados como carga do leito. A *capacidade* relaciona-se com a quantidade de material que pode ser movimentada por unidade de tempo. A capacidade corresponde à quantidade máxima de sedimentos, de determinada classe granulométrica, que o rio pode transportar. Esse limite superior de carga detrítica que pode ser transportada pelo fluido só é atingido sob condições excepcionais e de curta duração. Nos cursos de água que transportam gama variada de partículas é possível que a competência seja representada por um tamanho granulométrico, enquanto a capacidade seja relacionada com classe granulométrica de outra grandeza. A competência e a capacidade estão controladas pelas características dos detritos elaborados pela meteorização e transportados para os canais, em grau muito mais elevado que o controle exercido pelas condições de energia do meio de transporte fluvial. Einstein (1964) observou que toda partícula de sedimento para passar em uma seção transversal do curso fluvial deve necessariamente preencher duas condições: *a*) ser originada pela erosão em um ponto da área da bacia de drenagem situado acima da referida seção transversal; e *b*) ser transportada pela água desde o ponto de origem até a seção transversal. Sob essas condições,

o transporte de sedimentos através da seção transversal pode ser limitado pelo volume de sedimentos originado na área da bacia de drenagem ou pela capacidade de transporte do rio. O transporte da carga em suspensão é controlado pelo volume de sedimentos que são fornecidos aos cursos de água, enquanto o volume dos sedimentos grosseiros (carga do leito) é controlado ou limitado pela capacidade de transporte.

A comparação entre a capacidade de transportar sedimentos em determinado rio e a carga sedimentar que realmente está sendo transportada expressa, segundo Bogárdi (1972), a importância exercida pelos fatores hidrológicos. Como a capacidade de transportar sedimentos é governada pelos fatores hidrológicos, ela representa o limite superior da quantidade de sedimentos que pode ser transportada pelo curso de água. A quantidade de sedimentos transportada invariavelmente é menor que esse limite. A diferença entre a capacidade de transporte e a carga realmente transportada só pode ser explicada pelo fato de que os fatores hidrológicos não possibilitam o fornecimento de sedimentos em quantidade suficiente para os rios.

A granulometria dos sedimentos fluviais vai diminuindo em direção de jusante, o que representa diminuição na competência do rio. As observações realizadas pelo Serviço Geológico dos EUA tornaram o conjunto da bacia do Mississipi como dos melhores conhecidos. A Tab. 2.6 reúne informações a propósito. Essa redução no tamanho das partículas era explicada pela suposta velocidade menor das águas. Por exemplo, ao analisar os dados granulométricos da carga do leito do rio Danúbio, coletados em sete locais entre Dunaremete e Baja, na Hungria, Bogárdi (1972) observou que o tamanho médio das partículas diminuía progressivamente para jusante, decrescendo de 25 mm para 0,15 mm, e que a velocidade média também decrescia na mesma direção. Relacionando tais dados, mas sem levar em conta as demais variáveis da geometria hidráulica, Bogárdi observou que a redução no diâmetro da partícula (dp) parece estar positivamente relacionado com a velocidade média (V), que no caso do Danúbio pode ser matematicamente descrita como

$$dp = 0{,}15 + 0{,}47 \cdot V^{8,13}$$

Os estudos relacionados com a geometria hidráulica demonstram que ao longo do curso de água, de montante para jusante, há aumento da largura, da profundidade e da velocidade. Proporcionalmente, o crescimento da velocidade é o menor de todos, mas a sua tendência é permanecer constante ou aumentar em direção de jusante, fato que se verifica em qualquer distância ao longo do leito do rio (Leopold, 1953; Leopold e Maddock, 1953). No mesmo sentido, há aumento do valor do raio hidráulico, que torna mais eficiente o fluxo com diminuição da declividade. Entretanto, a diminuição da declividade é mais rápida que o aumento da profundidade média (ou do valor do raio hidráulico). Como a força de cisalhamento é aproximadamente igual ao produto da gravidade vezes o raio hidráulico, os seus valores vão diminuindo em direção de jusante. Leopold (1953) concluiu que a redução na competência ao longo de um curso de água é devida à diminuição na força do cisalhamento.

Tabela 2.6 Variação distributiva do tamanho do material do leito ao longo da bacia hidrográfica do Mississipi-Missouri (Conforme Leopold, Wolman e Miller, 1964)

Rio e Localização	Débito (m^3/s)	Declividade	Material do leito D_{50} (mm)	Distância das cabeceiras (km)
West Fork Rock Creek, perto de Lodge, Montana	7,36	0,035	270	24
Rock Creek, perto de Red Lodge, Montana	17	0,021	210	37
Rock Creek, em Roberts, Montana		0,0086	90	58
Yellwstone River, em Billings, Montana	736	0,0015	80	121
Rio Missouri, em Omaha, Nebrasca	3 115	0,00012	0,29-0,15	2 091
Rio Mississipi, em St. Louis, Missouri	12 347	0,00010		3 861
Rio Mississipi, em Maversville Mississipi	58 622	0,00076	0,40	4 940
Rio Mississipi, em Head of Passes, Louisiana			0,16	5 631

A sua explicação básica reside no fato de que a turbulência é importante na movimentação das partículas do leito e que também é maior nas vizinhanças da superfície do leito, em virtude da rugosidade que depende da composição granulométrica do material detrítico. Havendo diminuição na granulometria, em direção de jusante, diminuirá a rugosidade e, também, o valor da turbulência. Dessa maneira, qualquer mudança na rugosidade implicará alteração na competência do rio, através das conseqüências sobre a turbulência e sobre o cisalhamento, sem implicar em alteração necessária na velocidade do fluxo.

A abrasão e o selecionamento são outros processos aventados para explicar a progressiva diminuição do material aluvial em direção de jusante. A *abrasão* é a redução do tamanho das partículas através de processos mecânicos, tais como choques e atritos, enquanto o *selecionamento* resulta do transporte diferencial das partículas de tamanhos diferentes. A redução abrasiva das partículas sedimentares durante o transporte foi (e continua a ser em grande parte) considerada como fenômeno maior responsável pela diminuição granulométrica, e historicamente foi apresentada em 1875 por Sternberg (Rana, Simons e Mahmood 1973). Inúmeras pesquisas experimentais vêm sendo realizadas para averiguar a taxa de arredondamento e desgaste por abrasão, mas os resultados demonstram que a intensidade de redução abrasiva obtida nos laboratórios é muito menor que a que se pressupõe existir nos cursos de água naturais. Por exemplo, Pearce (1971) concluiu que o arredondamento de cascalhos, nos cursos de água, se processa no espaço correspondente de 1/5 a 1/10 da distância requerida nos estudos experimentais. Para explicar essa discrepância, em alguns casos, pode-se aventar o deslocamento intermitente da carga detrítica, que permanece estacionária durante lapsos de tempo no leito ou nas planícies de inundação, nos quais sofre a influência dos processos de meteorização (Bradley, 1970).

Nos leitos fluviais com composição granulométrica heterogênea, para determinada magnitude de fluxo, há movimentação de determinadas partículas enquanto outras maiores permanecem estacionárias. Nessa zona de turbulência há condições ideais para que fragmentos estacionários sofram abrasão no próprio local, sem que ocorra sua movimentação. Após certo tempo, a redução local faz com que o bloco rochoso ganhe condições de instabilidade incipiente e possa ser movimentado durante uma cheia, caso seja ultrapassada a velocidade crítica necessária, que devido ao desgaste se torna paulatinamente menor do que a requerida quando da deposição inicial. O bloco rochoso movimenta-se para jusante até alcançar nova posição de quase estabilidade. Outro período de abrasão local é necessário até que a redução no tamanho permita que outro pico de cheia renove o movimento para jusante, promovendo o deslocamento (Schumm e Stevens, 1973 : 40). Quando a diminuição do tamanho da partícula e o aumento da profundidade da água, em direção da jusante, permitirem movimento relativamente contínuo, haverá condições para o rolamento e abrasão pelo transporte fluvial através do atrito ao longo do leito. Sendo fenômeno influenciado por todas as variáveis implicadas no transporte fluvial, o selecionamento dos materiais pode ser local ou progressivo.

O *selecionamento local* ocorre em determinada seção transversal, com comprimento inferior ao de uma forma topográfica do leito (Rana, Simons e Mahmood, 1973), considerando o relacionamento entre a concentração dos sedimentos em determinado ponto da seção transversal (C_y) e a concentração de sedimentos na camada servindo como referência (C_f), que pode ser a localizada na proximidade do leito ou a da proximidade da superfície da água. Como a concentração de sedimentos mostra variações verticais conforme a profundidade no fluxo e variações laterais conforme a posição na largura do canal, evidentemente verifica-se um selecionamento local. O *selecionamento progressivo* ocorre ao longo do canal, em distâncias maiores, em virtude dos efeitos cumulativos do selecionamento local e das mudanças na competência do fluxo.

Através da utilização de modelos e do estudo de casos, Rana, Simons e Mahmood (1973) observaram existir relação direta entre o coeficiente de selecionamento progressivo e o coeficiente de variação do gradiente de energia. O coeficiente de selecionamento é calculado como sendo

$$C_s = \frac{D_o}{D_t},$$

onde

C_s é o coeficiente de selecionamento,
D_o é o diâmetro médio das partículas no ponto de origem do trecho considerado e
D_t é o diâmetro médio das partículas no ponto terminal do trecho considerado.

O coeficiente de variação do gradiente de energia é calculado como

$$C_g = \frac{S_o}{S_t}$$

onde

C_g é o coeficiente de variação do gradiente de energia,
S_o é a declividade da superfície da água no ponto inicial do trecho considerado e
S_t é a declividade da superfície da água no ponto terminal do trecho considerado.

Dessa maneira, os valores adimensionais da relação C_s/C_g mostram a diminuição gradativa do tamanho dos sedimentos, em direção de jusante, como sendo diretamente controlada pelo gradiente de energia.

Ampliando as conotações implícitas na explicação proposta por Rana, Simons e Mahmood (1973), verifica-se que o coeficiente de selecionamento varia temporal e espacialmente ao longo do mesmo rio, sendo controlado pelo débito e pela concentração de sedimentos. Essa concepção implica que, em qualquer ponto do trecho fluvial, as características do material do leito são determinadas pelo material transportado de montante. Supondo a movimentação progressiva do material detrítico para jusante e a inexistência da redução

abrasiva, pode-se considerar que haverá aumento gradativo do tamanho na composição granulométrica dos sedimentos em determinado trecho do canal. Transpondo essa viabilidade para as áreas deposicionais, teremos como conseqüência uma sucessão de camadas cada vez mais grosseiras. Essa concepção interpretativa é de interesse, pois conflita com a interpretação baseada na energia topográfica (relacionada com a teoria davisiana), mas surge como alternativa para a interpretação biorrexistásica, proposta em 1955 por Henri Erhart (1966). Entretanto, se a abrasão for atuante e estiver relacionada com a distância percorrida pelo fluxo, há a possibilidade de ocorrer a manutenção e permanência da composição granulométrica nos trechos sucessivos do canal, desde que permaneçam constantes as características da área fornecedora de sedimentos. A distribuição granulométrica dos sedimentos, ao longo do rio, será, pois, função da distância percorrida pelos detritos, em virtude da probabilidade de a ação abrasiva se alterar conforme a variável longitudinal. Assim, sob a influência de fontes fornecedoras semelhantes, as características da carga exportada pelos rios estarão dependentes do comprimento do curso de água.

Nas bacias hidrográficas, verifica-se que a diminuição progressiva no tamanho das partículas em direção de jusante, ao longo do rio principal, pode ser perturbada pela entrada de tributários carregando materiais detríticos diferentes dos provindos de montante, quanto à composição granulométrica ou quanto à mineralógica. Todavia, o reconhecimento detalhado da amplitude e da permanência espacial das perturbações inseridas pelo fornecimento de cargas detríticas diferentes, através dos tributários, é assunto a merecer pesquisas minuciosas. Nesse setor, o trabalho realizado por John T. Hack (1957), sobre os perfis longitudinais de rios da Virgínia e Maryland, continua sendo ponto básico de referência.

2.3 CARGA EM SUSPENSÃO

As partículas de granulometria reduzida (silte e argila, por exemplo) são tão pequenas que se conservam em suspensão pelo fluxo turbulento, constituindo a carga de sedimentos em suspensão. A distinção entre carga em suspensão e carga do leito baseia-se mais no mecanismo de transporte que no tamanho da partícula. Em geral, a carga em suspensão é a fração mais fina do material do leito, sendo mantida suspensa pela ação de turbulência do fluido. Para separar ambas as categorias, Einstein (1950) propôs o limite granulométrico correspondente ao valor que engloba 10% da parcela relacionada com os sedimentos mais finos da carga detrítica do leito. Em seus experimentos observou que as partículas menores que 0,06 mm se comportam sempre como carga em suspensão, enquanto os grãos maiores que 0,1 mm podem flutuar ou depositar-se na dependência das condições de fluxo. A classe granulométrica entre 0,06 e 0,1 mm representa a transição entre a carga do leito e a carga em suspensão. O referido pesquisador observou que a carga em suspensão (menor

que 0,06 mm) representa apenas 5% do depósito sedimentar do leito, mas chega a constituir 17% da composição da camada superficial do leito.

Se há necessidade de forças relativamente altas para arrancar e iniciar a movimentação de partículas de granulometria fina, o transporte dos sedimentos suspensos necessita de forças de fraca intensidade. Dessa maneira, a carga em suspensão participa das características físicas da água, sendo carregada quase na mesma velocidade da água. Quando a turbulência atingir o limite crítico, não tendo mais condições para manter as partículas em suspensão, elas se precipitam. A deposição da carga em suspensão pode ocorrer em trechos de águas muito calmas ou nos lagos. O rio São Lourenço, na divisa entre o Canadá e os EUA, praticamente não transporta material em suspensão porque os Grandes Lagos atuam como bacias de decantação para os detritos sólidos transportados de montante.

A quantidade de material suspenso por unidade de volume do fluido mostra distribuição que sofre mudanças conforme a profundidade e o débito. Cada classe granulométrica das partículas apresenta índice de precipitação específico, demonstrando que as concentrações mais elevadas estão próximas da superfície do leito, relacionadas com as áreas de alta turbulência, e vão diminuindo à medida que se aproximam da superfície da água. Para o caso dos sedimentos coloidais muito finos, com índice de precipitação igual a zero, a concentração de sedimentos não apresentaria diferenças na distribuição, sendo uniforme em todas as profundidades. Para os materiais mais grosseiros, o gradiente de mudança na concentração dos sedimentos é muito mais acentuado, tornando-se mais sensível à medida que aumenta a magnitude granulométrica. A Fig. 2.3, mostrando a distribuição dos sedimentos conforme a profundidade, no rio Niobrara, fornece exemplo ilustrativo.

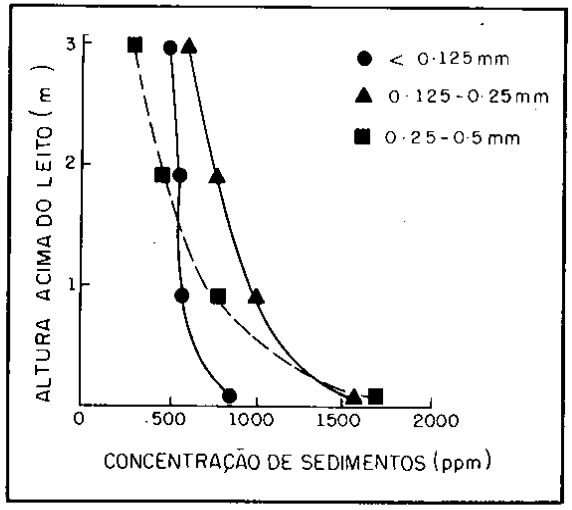
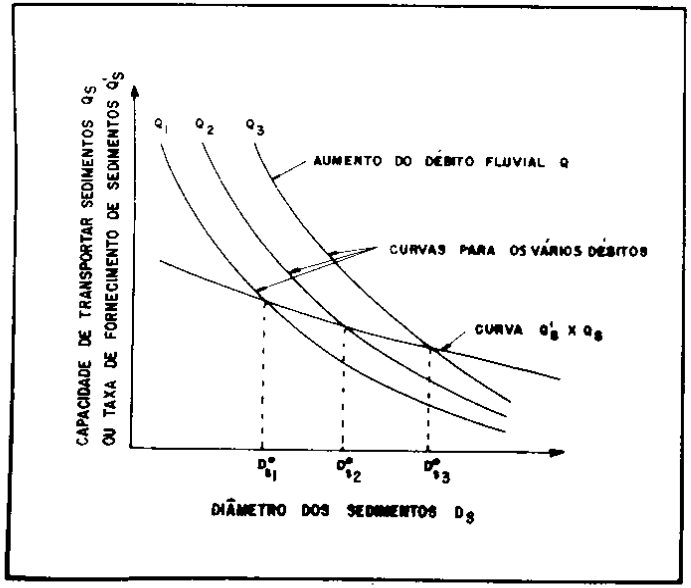


Figura 2.3 Distribuição da concentração de sedimentos de granulometria diferente, conforme a profundidade. (Exemplo do rio Niobrara, conforme Carson, 1971)

A quantidade de sedimentos de determinado tamanho que um rio pode transportar em sua taxa máxima foi designada como sendo *função da carga do leito* (Einstein, 1950), que corresponde ao limite de saturação do fluxo para o tamanho particular de sedimento. Para que a saturação ocorra, o suprimento detrítico da área montante deve ser pelo menos igual à capacidade do fluxo. Nessas condições, o fluxo deixa de ser o fator controlante e as taxas de transporte são determinadas pela intensidade de fornecimento. Essas considerações permitem estabelecer relações qualitativas entre as taxas de transporte dos sedimentos (Q_s) e o tamanho do sedimento que define o limite entre a carga do leito e a carga em suspensão (D'_s), para as variadas magnitudes do fluxo.

Na Fig. 2.4 estão assinalados três débitos de magnitudes crescentes (Q_1, Q_2 e Q_3). A linha representativa da capacidade de transporte (Q_s) ou intensidade dos sedimentos fornecidos pela área de montante (Q'_s) está traçada em função do diâmetro das partículas (D_s). Os pontos que marcam a interseção dessa linha com a dos débitos são indicadores do tamanho granulométrico delimitador entre a carga do leito e a carga em suspensão (D'_s). Consideremos o ponto D'_{s_1}, que marca a interseção entre a capacidade de transporte e o débito Q_1.



Relações qualitativas para determinar o valor do tamanho granulométrico delimitador entre a carga do leito e a carga em suspensão (D'_s), considerando débitos de magnitudes diferentes (Q) e a capacidade de transporte dos sedimentos (Q_s). (Adaptado de Partheniades, 1977)

A carga detrítica fornecida pela área montante cujas partículas são iguais ou superiores ao valor D'_{s_1} ultrapassa a capacidade de transporte do curso de água e deve ficar depositada no respectivo trecho fluvial. Essas classes granulométricas são classificadas como carga do material do leito para a mencionada condição de fluxo. Para a carga detrítica cujas partículas são inferiores ao valor de D'_{s_1}, a capacidade de transporte do rio ultrapassa a quantidade de material que lhe é fornecida pela área de montante, e essa carga pode ser classificada como em suspensão (Einstein, 1950). Como o valor de D'_s é determinado pela interseção de duas curvas, ele poderá ser modificado se houver alteração em uma ou em ambas as linhas representativas. Se o débito aumentar, haverá aumento na capacidade de transporte e no valor do tamanho granulométrico limite; o contrário acontecerá se houver diminuição no débito.

As mensurações e observações realizadas nos cursos de água mostram que há boa correlação entre a carga do material em suspensão e o débito fluvial. Considerando que a carga dissolvida não afeta as propriedades físicas da água, L. B. Leopold e T. Maddock (1953) propuseram a seguinte equação, a fim de relacionar a carga de sedimentos em suspensão ao débito,

$$S_s = pQ^j$$

na qual S_s = carga de sedimentos em suspensão; Q é o débito fluvial e p e j são constantes numéricas. Os valores para o expoente j distribuem-se no intervalo de 2,0 a 3,0, indicando que a quantidade de carga aumenta em proporção muito maior que qualquer outro elemento da geometria hidráulica relacionado com a vazão. A causa principal é que a carga detrítica não provém só da ação abrasiva do rio sobre o fundo e margens, mas principalmente da lavagem sobre as vertentes efetuadas pelo escoamento superficial. Tais fatos sugerem também que a maior parte da carga detrítica é transportada durante as fases de cheia e enchentes, quando os débitos são muito elevados.

A quantidade e a concentração de sedimentos transportados possuem relação direta com o débito. Aumentando o débito, há aumento da velocidade do fluxo que cria condições energéticas para que a competência e a capacidade sejam maiores. Pode-se supor que, com o aumento dos débitos, também haja aumento na granulometria dos sedimentos transportados em suspensão ou como carga do leito, ou que parcela do material do leito passe para a carga em suspensão. Embora tais fatos possam ocorrer, algumas pesquisas vem demonstrando que não há relação geral entre o aumento do tamanho das partículas do material suspenso e o crescimento do débito fluvial (Fleming e Poodle, 1970). Como os fatores hidrológicos atuantes nas vertentes controlam o abastecimento detrítico aos cursos de água, a explicação reside nesta série de processos e não sobre as condições hidráulicas relacionadas com a capacidade fluvial. Na época das cheias, o escoamento pluvial retira das vertentes e fornece material de características semelhantes, mas em maior quantidade. Há, portanto, aumento da carga total e da taxa de concentração, mas as descrições estatísticas das composições granulométricas da carga detrítica mostram constância nos valores da média e da mediana, e composições distributivas semelhantes, para os sedimentos transportados por débitos de magnitude diferente na mesma seção transversal.

A carga de material em suspensão constitui parcela significativa na denudação continental, existindo diversas medidas sobre esse assunto realizadas em pequenas bacias hidrográficas e cálculos para os grandes conjuntos hidrográficos. Para diversos rios tropicais, a taxa de denudação do material sólido em suspensão (calculada em $m^3/km^2/ano$) apresenta os seguintes valores:

Ei Creek (Papua)	36,29	Turvey (1975)
Rio Barron (Queensland)	5,65	Douglas (1967a)
Davies Creek (Queensland)	2,02	Douglas (1967a)
Millstream (Queensland)	6,15	Douglas (1967a)
Sungei Gombak (Malásia)	24,90	Douglas (1967a)
Amazonas (ambiente montanhoso)	111,72	Gibbs (1967)
Amazonas (ambiente misto)	53,34	Gibbs (1967)
Amazonas (ambiente tropical)	9,00	Gibbs (1967)

A contribuição proporcional da carga em suspensão para o total da carga detrítica transportada é variável em cada bacia hidrográfica. A Tab. 2.7 reúne dados sobre algumas bacias hidrográficas, notando-se que a carga do leito geralmente é menor que 10% da carga em suspensão. A Tab. 2.8, por outro lado, reúne os dados coletados por Gibbs (1967) para os rios da bacia amazônica, mostrando as variações entre a carga dissolvida e a em suspensão.

Tabela 2.7 Contribuição proporcional da carga do leito e da suspensão para a carga total de sedimentos, em diversas bacias hidrográficas (dados coligidos por Gregory e Walling, 1973)

Rio	% da carga total de sedimentos	
	Carga do leito	Carga em suspensão
ger Superior, Baro	6,5	93,5
o Niger, Shintaku	5	95
ue, Yola	6	94
montanhosos dos Alpes	70	30
da Ásia Central:		
montanhas	15–23	77–85
planaltos	5–15	85–95
aixadas	1–3	97–99
SS	0,3–2,0	98–99,7
stados Unidos	0,3–10,0	90–99,7
l, Inglaterra	13	87

Tabela 2.8 Carga detrítica transportada pela bacia do rio Amazonas (Segundo Gibbs, 1967)

Rio	Área (1 000 km²)	Débito 10^{12}/m³/ano	Sais dissolvidos (g/m³)		Carga em suspensão (g/m³)		% da carga dissolvida em relação à carga total
			Seca	Chuvosa	Seca	Chuvosa	
Amazonas	6.300		48	28	22	123	32
Ucaiali	406	0,301	248	144	46	728	33
Maranhão	407	0,343	136	84	95	464	27
Napo	122	0,145	31	18	50	240	14
Içá	148	0,180	17	11	15	60	22
Japura	289	0,351	84	8	10	170	48
Madeira	1.380	0,992	68	50	15	359	27
Javari	106	0,116	12	9	40	81	14
Jutaí	74	0,076	5	4	33	45	11
Juruá	217	0,197	51	22	23	80	40
Tefé	25	0,025	18	9	137	3	85
Coári	55	0,054	18	8	131	3	87
Purus	372	0,341	44	22	20	69	41
Negro	755	1,407	6	4	1	9	50
Tapajós	500	0,224	11	6	1	4	76
Xingu	540	0,243	7	6	1	3	75
Araguari	45	0,051	12	7	4	8	59

Nos rios brasileiros, a carga em suspensão é bem maior que a carga dissolvida, principalmente nos meses da estação chuvosa. As medições realizadas mostram que o rio Paraíba (em Barra do Piraí), transporta 43 g por metro cúbico de água de material dissolvido contra 550 g de material em suspensão, durante o mês de agosto (estação seca), enquanto no mês de janeiro (estação chuvosa) carrega 10 g de material dissolvido contra 1 200 g de carga em suspensão, por metro cúbico de água. Em geral, os valores médios das cargas em suspensão nos rios brasileiros são relativamente pequenas, quase sempre inferiores a 100 mg/l. O rio São Francisco apresenta o valor mais baixo, de 70 mg/l, enquanto o conjunto da bacia Platina e o rio Doce possuem valores mais elevados, próximos de 200 mg/l. A Fig. 2.5 assinala o posicionamento das várias bacias hidrográficas, onde os exemplos brasileiros surgem com valores menores que os de outras bacias atlânticas, e muito aquém da concentração observada em rios que desembocam no Pacífico e no Índico.

Para a bacia do Amazonas, Ronald Gibbs (1967) apresentou estudo minucioso sobre a carga transportada por esse sistema fluvial. Em média, o rio Amazonas carrega 36 g/m³ (ou miligramas por litro) de sais dissolvidos e 90 g/m³ de material sólido em suspensão. A Tab. 2.8 relaciona dados da carga em suspensão e da dissolvida para os principais tributários do Amazonas. Quanto à dissolução de sais, observa-se que a concentração é sempre maior na época seca, pois na época chuvosa há diluição frente ao acentuado volume

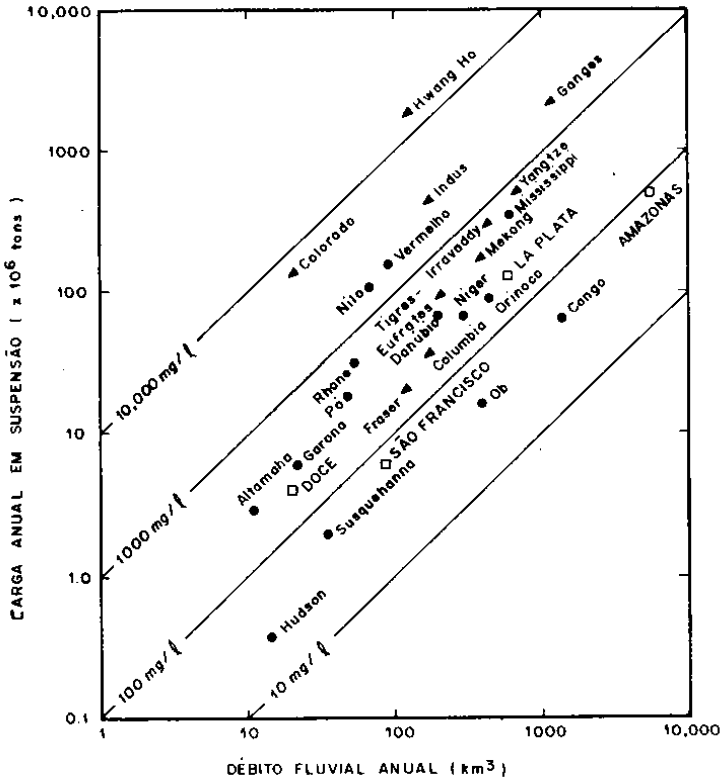


Figura 2.5 Comparação entre o escoamento e a carga em suspensão para vários rios do mundo. Os rios brasileiros estão representados por quadrados vazios, enquanto outros rios atlânticos estão assinalados por círculos cheios. Os rios que desaguam nos oceanos Pacífico e Índico estão representados por triângulos cheios. As linhas diagonais indicam as concentrações médias das cargas em suspensão (mg/l). As concentrações oscilam desde 21 mg/l (ou ppm), no rio Hudson, até 15 000 mg/l, no rio Amarelo (gráfico conforme Milliman, 1975)

ua. Quanto a carga em suspensão, ela é quase sempre maior na época a. Interessante é observar o comportamento dos chamados "rios negros" gro, Xingu) e "rios brancos" (Madeira, Ucaiali) quanto à composição transportada. Outra observação relaciona-se ao fato de que os afluendos da região andina ou das áreas de cerrados apresentam carga detrío elevada em relação aos afluentes que drenam áreas dominantemente or florestas. Essa diferença levou Gibbs a calcular que 12% da área compreendida pelos rios nascentes na região andina) é responsável

pelo fornecimento de 86% do total de sais dissolvidos e de 82% do material sólido em suspensão. A carga do leito, considerada pelo referido autor como sendo a transportada até a distância de 50 cm do fundo, representa parcela muito reduzida do total da carga sólida transportada, com porcentagem sempre inferior a 10%.

2.4 MAGNITUDE E FREQÜÊNCIA DOS FLUXOS NO TRANSPORTE DA CARGA DETRÍTICA

Em diversos momentos assinalamos relações mantidas pela concentração de sedimentos e pela capacidade de transporte com a magnitude do fluxo. Dessa maneira, pode-se avaliar para cada magnitude de fluxo a quantidade de material transportado que lhe é correspondente, ou coletar informações nos postos fluviométricos. Pode-se também estabelecer a freqüência de ocorrência dos fluxos diários para as diversas magnitudes. Se conhecermos a quantidade de material transportado por fluxos de magnitudes variadas e a freqüência de cada fluxo, então poderemos calcular a porcentagem do total anual que é transportado pelas categorias de fluxos individuais, aplicando a fórmula proposta por Wolman e Miller (1960; 1974; 1977):

$$\text{Porcentagem do total de sedimentos carregados por fluxos de magnitudes diferentes} = 100\,\frac{\text{Sedimentos carregados por determinado fluxo} \times \text{Freqüência de determinado fluxo}}{\text{total dos sedimentos transportados no ano}}$$

Às porcentagens individualmente coletadas podem ser representadas graficamente em diagramas de freqüência (Fig. 2.6, para o caso do rio Mississipi) ou através de curvas acumulativas de freqüência (Fig. 2.7), considerando o valor do débito e os intervalos de recorrência. A representação gráfica em curvas acumulativas é mais prática e facilita verificar a quantidade de dias com fluxos elevados necessários para transportar 50, 75 ou 90% da carga detrítica total, no decorrer do ano. A Tab. 2.9 assinala a quantidade mínima de dias necessários para transportar 50% da carga anual de sedimentos, para diversas bacias hidrográficas.

Embora haja diferenças climáticas e fisiográficas entre as bacias, observa-se na Tab. 2.9 que 50% da carga sedimentar é transportada por fluxos que ocorrem poucas vezes durante o ano, enquanto o restante é transportado por fluxos baixos e freqüentes. As enchentes catastróficas, que ocorrem em média uma vez em cada 50 ou 100 anos, são passíveis de transportar grande quantidade de material sedimentar, mas a sua participação efetiva acaba sendo suplantada pelas cheias menores e mais freqüentes (Wolman e Miller, 1960; 1974:8). O estudo da distribuição de freqüência dos fluxos é importante por assinalar a proporção temporal em que determinado fluxo é atingido ou ultrapassado, propiciando condições para o transporte de fragmentos grosseiros. Os fragmentos de tamanho muito grande só podem ser transportados quando de cheias

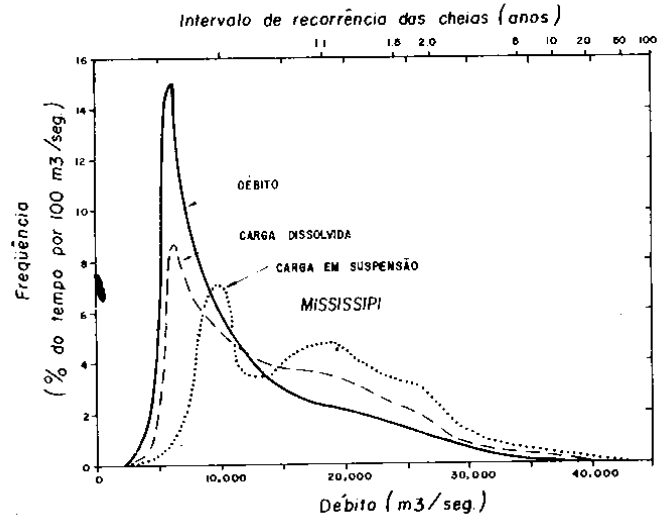


Figura 2.6 Distribuição da freqüência do transporte realizado pelas diversas magnitudes de fluxo, para o rio Mississipi, conforme aplicação do procedimento proposto por Wolman e Miller (1960). Insere-se também as curvas da carga dissolvida e da carga em suspensão. (Dados do Laboratório H. N. Fisk, de Sedimentologia)

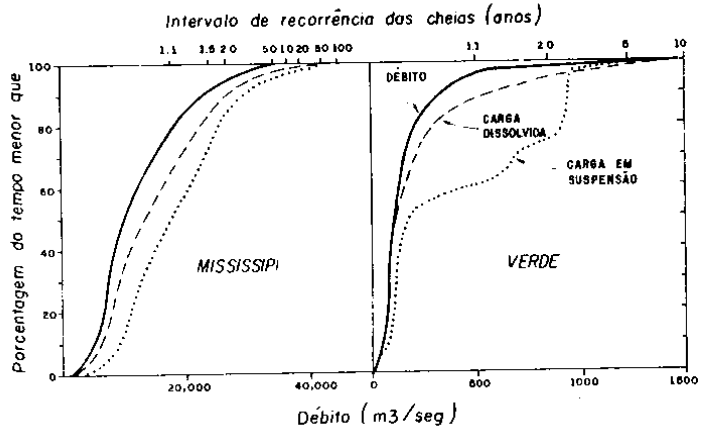


Figura 2.7 Freqüências acumulativas do transporte de sedimentos pelas variadas magnitudes de fluxo, para os rios Mississipi e Verde (Green). Deve-se observar que a maior parte do transporte é executado por fluxos freqüentes. (Dados calculados pelo Laboratório H. N. Fisk, de Sedimentologia, 1977)

ocasionais e de elevada magnitude. Wolman e Eiler registraram cheia com 3 m de profundidade, com velocidade média de 2,7 m/s, e possível pico de 4,5-5,5 m/s, movimentando bloco de 2,7 × 1,5 × 1,2 m. Douglas (1969) assinalou a importância dos eventos raros sobre as taxas de transporte e erosão, observando que no ciclone que assolou Babinda Creek, em Queensland, 50% do sedimento anual foi carregado em menos de 7 dias do ano, e o registro máximo de concentração dos sedimentos em suspensão foi somente de 80 ppm. Na bacia de Ei Creek, em Papua, Turvey (1975) observou que 2% dos fluxos carregaram 50% da carga sedimentar anual, com concentração máxima de 1945 ppm, para os sedimentos em suspensão.

Tabela 2.9 Número de dias por ano necessário para transportar 50% da carga anual de sedimentos (informações coletadas por Ian Douglas)

Rio e local	área da bacia (km²)	Dias	Fonte
5 pequenas bacias, Devon Oriental, Inglaterra	0,2 a 6,4	2	Walling, 1971
Murrumbidge, New South Wales	102	2	Douglas, 1966
Rio Puerco, Novo México (EUA)	13 364	4	Wolman e Miller, 1960
Cheyenne, Dakota do Sul (EUA)	22 559	4	Leopold e outros, 1964
Wild, Nordeste de Queensland	585	5	Douglas, 1966
Freshwater Creek, Queensland	44	6	Douglas, 1966
Snowy, New South Wales	76	7	Douglas, 1966
Barron, NE de Queensland	225	11	Douglas, 1966
Magoro, Tanzânia	19	11	Rapp e outros, 1972
Millstream, NE Queensland	92	15	Douglas, 1966
Marmot Creek, Alberta (Canada)	9,5	19	Inland Water Branch
Happy Jack's Creek, N.S.W.	110	20	Douglas, 1966
Gombak, Kuala Lumpur, Malaia	140	24	Douglas, 1969
South Saskatchewan, Canada	139 601	29	Inland Water Branch
Colorado, Grand Canyon, Arizona	356 902	31	Leopold e outros, 1964
Tooma, New South Wales	116	33	Douglas, 1966
Niobara, Nebraska (EUA)	7 700	95	Leopold e outros, 1964

2.5 CÁLCULO E PREDIÇÃO DA CARGA SEDIMENTAR TOTAL

São variadas as contribuições visando solucionar o cálculo da carga sedimentar total transportada pelos rios. Exprimindo-se através de equações teóricas ou empíricas, as proposições consideram o relacionamento entre a quantidade total de sedimentos e uma determinada variável ou fator, considerado como *determinante* ou *independente*. O débito, a velocidade média, a declividade e a força de cisalhamento são as mais comumente adotadas. Por exemplo, diversas fórmulas foram propostas para calcular e predizer a carga do leito

transportada pelo rio, sendo que o critério básico reside no excesso de força trativa necessária para movimentar as partículas. Algumas fórmulas baseiam-se em resultados experimentais, como as de Du Boys (1879) e Meyer-Peter e Muller (1948), enquanto outras possuem bases semi-teóricas, como as de Kalinske (1947), Einstein (1942; 1950), Laursen (1958) e Yalin (1963). Revisões críticas das formas propostas para o cálculo da carga do leito foram elaboradas por Henderson (1966), Herbertson (1969) e Bogárdi (1974).

Ackers e White (1973) assinalam que há preferência acadêmica para considerar a força de cisalhamento como o parâmetro principal na definição do poder transportador do curso de água. A aplicação deste parâmetro pressupõe um leito retilíneo. Entretanto, considerando que as irregularidades topográficas do leito fluvial influenciam e causam distorções e erros nos cálculos preditivos, diversos autores sugeriram que a força de cisalhamento não é a base mais conveniente, nem a mais racional, para a função do transporte de sedimentos, e propuseram critérios usando a velocidade média do fluxo. Em seu trabalho sobre os cursos de água, Gilbert (1914) apresentou a seguinte equação relacionando o transporte dos sedimentos com a velocidade média do fluxo, na qual:

$$D = \frac{0{,}042 \cdot V^{2,7}}{G - 1} \text{ (em unidades inglesas);}$$

onde

D é o diâmetro da partícula;
V é a velocidade média do fluxo;
G é a densidade do sedimento.

Se considerarmos que a densidade das rochas é igual a 2,65, a equação pode ser reescrita como sendo igual a:

$$D = 0{,}025 \cdot V^{2,7}.$$

Utilizando como base a velocidade média do fluxo, Ackers (1972, e in Ackers e White, 1973) desenvolve uma teoria sobre a mobilidade dos sedimentos. Através do uso de dados experimentais, Ackers e White (1973) concluem que a velocidade crítica do cisalhamento é a variável mais representativa para o transporte dos sedimentos finos, enquanto a velocidade média do fluxo é a representativa para os sedimentos grosseiros. Trabalhando com materiais arenosos, esses autores definem sedimento fino como os de granulometria inferior a 0,04 mm, enquanto os grosseiros são os de diâmetro superior a 2,5 mm.

Em data recente, Yang (1972), ao analisar as proposições para predizer a carga sedimentar total, mostra que nenhuma delas pode ser considerada como de aplicabilidade geral, e a utilização de tais fórmulas deve ser enquadrada nas condições limitantes em que foram criadas. Os resultados obtidos pela aplicação das equações propostas variam muito em função dos dados coletados, pois, tomando como referência o débito, diferentes concentrações de sedimentos podem ser transportadas pela mesma magnitude do débito, e diferentes

débitos podem transportar a mesma quantidade total de sedimentos. Essas considerações sobre a variabilidade podem ser extensivamente aplicadas à velocidade média, declividade e forças trativas necessárias para o deslocamento das partículas. O maior obstáculo para corretamente se precisar e predizer a carga total de sedimentos reside no fato de que todas as variáveis consideradas pelas equações se restringem ao âmbito do canal fluvial. No sistema canal fluvial, é evidente que há correlacionamento entre todas elas, pelo menos no sentido estatístico. Se a carga de sedimentos fosse obtida através da ação fluvial, uma ou outra variável representaria a de maior função controlante. Todavia, a carga detrítica fornecida é independente dos processos fluviais, sendo controlada pelos fatores hidrológicos atuantes na vertente, setor no qual se deve buscar a solução. O canal fluvial funciona como meio de transporte, mas não como principal elemento produtor de sedimentos. Dessa maneira, a análise da carga detrítica deve ser dirigida para verificar a capacidade de transporte inerente ao rio, isto é, a energia disponível para efetuar o carregamento do material sedimentar.

Abordando o problema sob a perspectiva da taxa de desgaste de energia, Yang (1972) procurou aplicar a noção de *potência unitária da corrente* (*unit stream power*) no transporte de sedimentos. Para uma unidade de massa da água nos rios, a energia potencial (posição altimétrica relativa a determinada superfície de referência) é a única fonte de energia. Assim, a potência unitária da corrente é definida como "a taxa temporal do desgaste de energia potencial por unidade de peso da água em canal aluvial" (Yang, 1972, p. 1 811), sendo matematicamente descrita como resultante da velocidade média do fluxo e do gradiente de energia (Fig. 2.8), pois

$$\frac{dy}{dt} = \frac{dx}{dt} \cdot \frac{dy}{dx} = VS$$

onde

y é a altitude acima da superfície de referência, que é igual a energia potencial;
x é a distância longitudinal do trecho;
t é o tempo gasto ao percorrer a distância longitudinal;
V é a velocidade média do fluxo; e
S é o gradiente de energia.

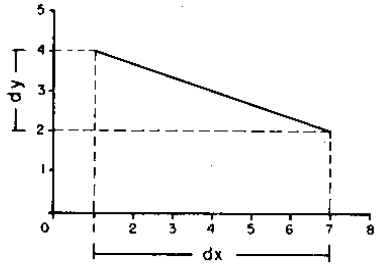


Figura 2.8 Esquema para o cálculo do gradiente de energia em determinado trecho do canal (dy = diferença altimétrica entre dois pontos; dx = comprimento do trecho considerando entre os dois pontos)

Como a energia fluvial é gasta em transportar sedimentos e em calor, através da dissipação fricional da turbulência, e considerando que a concentração total de sedimentos está relacionada com a intensidade da turbulência, Yang considera razoável admitir que a concentração total de sedimentos está diretamente relacionada com a potência unitária da corrente, chegando a propor a seguinte equação:

$$\log C_t = A + B \log (VS - VS_{cr})$$

na qual

C_t é a concentração total de sedimentos;
VS é a potência unitária da corrente;
VS_{cr} é a potência unitária crítica requerida para iniciar o movimento das partículas sedimentares; e
A e B são os coeficientes.

A utilização de grupos de variáveis para calcular a carga de sedimentos transportados pelos rios também foi proposta por Maddock (1973), através da equação:

$$VS \times 10^3 = C^{¾} \phi (d)$$

na qual

V é a velocidade média no canal;
S é a declividade do gradiente de energia no canal;
C é a concentração de sedimentos (em ppm);
$\phi(d)$ é a função do tamanho do sedimento que está sendo transportado; e que caracteriza a velocidade de precipitação de uma partícula do sedimento.

Esta fórmula expressa a capacidade do transporte fluvial para as diversas categorias granulométricas, cujos valores sofrem variações conforme a profundidade, indicando a maximização da quantidade de sedimentos que pode ser carregada sob um determinado valor de VS. Deve-se lembrar, todavia, que nos rios tais valores só serão realmente atingidos se houver abastecimento suficiente de material. Diversos experimentos foram realizados a fim de verificar o máximo de concentração para variados valores da velocidade e da declividade, implicando obviamente o aumento do débito e a profundidade do canal. As linhas das Figs. 2.9 e 2.10 assinalam essas tendências, indicando que quanto menor o tamanho da partícula maior a concentração na qual a relação $VS/C^{¾}$ tornar-se-á constante.

Se há relação direta entre a concentração de sedimentos e o débito, é interessante notar o que acontecerá em fase de diminuição. Suponha um curso de água, em fase de cheia, transportando sedimentos de diversos tamanhos. À medida que diminuir o débito, haverá diminuição do valor de VS assim como a profundidade. Decrescendo a velocidade e a turbulência, a capacidade irá diminuir e haverá redução na habilidade em transportar sedimentos. Os materiais transportados irão se depositar, ocorrendo selecionamento conforme as características granulométricas. Nessa perspectiva, o recobrimento sedimentar

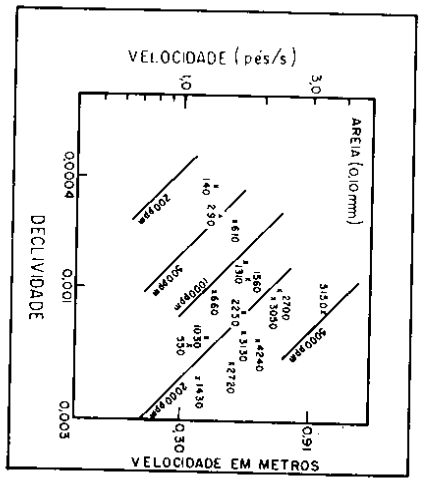


Figura 2.9 Relação entre a velocidade e a declividade para areias de 0,10 mm, considerando a concentração média da carga em suspensão (conforme Laursen, 1958)

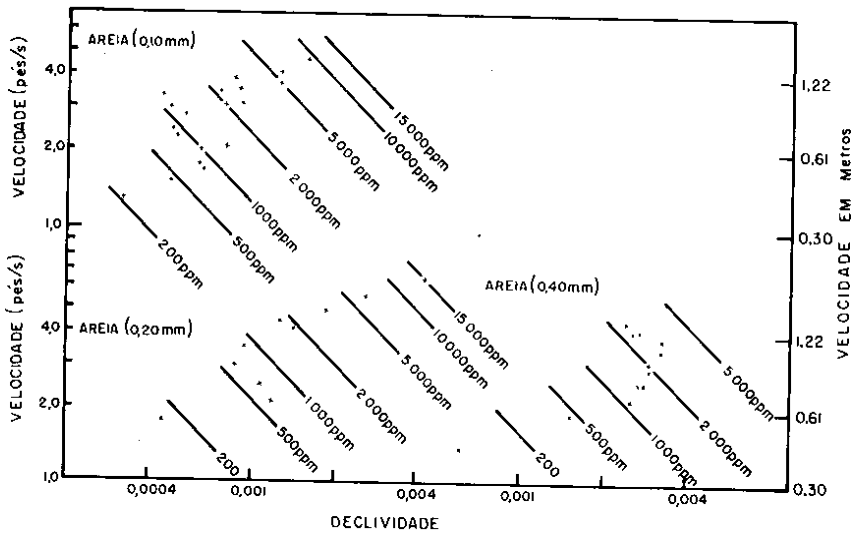


Figura 2.10 Relação entre a velocidade e a declividade para tamanhos diferentes dos diâmetros de grãos de areia, considerando a carga em suspensão, em correntes de aproximadamente 0,30 m de profundidade (conforme dados apresentados por Maddock Jr., 1973. O experimento com areia de 0,10 mm foi realizado por Willis, Coleman e Ellis; o com areia de 0,20 foi realizado por Schneider, e o experimento com areia de 0,40 mm foi efetuado por Stein)

nos canais aluviais apresenta certa homogeneidade na composição granulométrica, no sentido horizontal, e uma variabilidade sucessiva de camadas no sentido vertical.

O modelo descrito pela fórmula apresentada por Maddock (1973) é válido dentro das limitações concernentes às mensurações da velocidade média e das mudanças na declividade. Esse modelo leva-nos a perceber que, ao longo do curso de água e para as mesmas restrições atuantes sobre o débito e tamanho dos sedimentos, se o tamanho do sedimento e a concentração permanecerem constantes, a velocidade será inversamente proporcional à declividade (Maddock, 1973, p. 1 929). Esse relacionamento está de acordo com as observações realizadas por Luna Leopold (1953) e Leopold e Thomas Maddock Jr. (1953) sobre as variações da velocidade do fluxo e da declividade, assim como de outras variáveis da geometria hidráulica, ao longo do perfil longitudinal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ackers, Peter, "Sediment transport in channels: an alternative approach." *Report INT 102*, Hydraulics Research Station, Wallingford, Inglaterra, 1972.

Ackers, P. e White, R., "Sediment transport: new approach and analysis". *Journal of the Hydraulic Division*, ASCE, 99(11):2 041-2 060, 1973.

Baker, Victor R., "Stream-channel response to floods, with examples from Central Texas". *Geol. Soc. America Bulletin*, 88(8):1 057-1 081, 1977.

Baker, V. R. e Ritter, D. F., "Competence of rivers to transport coarse bedload material". *Geol. Soc. America Bulletin*, 86(7):959-967, 1975.

Berthois, Léopold, "La sedimentation, en période de crue, dans le fleuve Konkouré (Guinée)". *Rev. de Géog. Physique et de Géologie Dynamique*, 9(2):253-226, 1967.

Birot, Pierre, "Sur le mécanisme des transports solids dans les cours d'eau". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1952.

Bogárdi, John L., "Fluvial sediment transport". *Advances in Hydroscience*, 8:183-259, 1977.

Bogárdi, J. L., *Sediment transport in alluvial streams*. Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1974, 826 pp.

Bradley, W. C., "Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River" (Texas). *Geol. Soc. America Bulletin*, 81(1):61-80, 1970.

Bradley, W. C., Fahnestock, R. K. e Rowekamp, E. T., "Coarse sediment transport by flood flows on Knik River", Alaska. *Geol. Soc. America Bulletin*, 83(5):1 261-1 284, 1972.

Bradshaw, P. M. D., "The potential of stream sediment geochemistry in the tropical rainforest area of Brazil". *Anais do 26º Cong. Brasileiro de Geologia*, Belém, 1972, v. 1, pp. 19-31.

Brown, Eugene, Skougstad, M. W. e Fishman, M. J., "Methods for collection and analysis of water samples for dissolved minerals and gases". In *Techniques of Water Resources Investigations of the U. S. Geological Survey*, Book 5, Cap. A1, 1970, p. 160.

Carbonnel, J. P. e Meybeck, M., "Quality variations of the Mekong river at Phnom Penh, Cambodia, and chemical transport in the Mekong basin". *Journal of Hydrology*, 27(3-4):249-265, 1975.

Carson, M. A., *The mechanics os erosion*. Pion Limited, Londres, 1971, 174 pp.

Christofoletti, Antonio, "Capacidade e competência no transporte fluvial". *Boletim de Geografia Teorética*, 6(11-12):67-77, 1976.
Christofoletti, Antonio, "A mecânica do transporte fluvial". *Geomorfologia*, (51):1-42, IGUSP, 1977.
Corbel, Jean, "L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds". *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 8(1-3):4-8, 1957.
Corbel, Jean, "L'érosion terrestre, étude quantitative". *Annales de Géographie*, 73(398): 383-412, 1964.
Douglas, Ian, "Natural and man made erosion in the humid tropics of Australia, Malaysia and Singapore". *Int. Assoc. Sc. Hydrologists*, 75:17-30, 1967.
Douglas, Ian, "Erosion of granite terrain under tropical rain forest in Australia, Malaysia and Singapore". *Int. Assoc. Sc. Hydrologists*, 75:31-39, 1967.
Douglas, Ian, "The efficiency of humid tropical denudation systems". *Transactions of Institute of British Geographers*, 46:1-16, 1969.
Douglas, Ian, "The geographical interpretation of river water quality data". *Progress in Geography*, 4:1-81, 1972.
Du Boys, P., "Études du régime du Rhône et l'action exercée par les eaux sur un lit a fond de graviers indefiniment affouilable". *Annales des Ponts et Chaussées*, Serie 5, nº 18, 1879.
Einstein, H. A., "Formulas for the transportation of bed load". *Transactions American Society Civil Engineering*, nº 107, 1947.
Einstein, H. A., "The bed load function for sediment transportation in open channel flow". *U.S. Dept. Agr. Technical Bulletin*, nº 1026, 1950, pp. 1-71.
Einstein, H. A., "River sedimentation". In *Handbook of Applied Hydrology* (Chow, V. T., editor), pp. 35-67, McGraw-Hill, New York, 1964.
Erhart, Henri, "A teoria bio-rexistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos". *Notícia Geomorfológica*, 6(11):51-58, 1966.
Fleming, G. e Poodle, T., "Particle size of river sediments". *Proceedings of the ASCE, Journal of the Hydraulics Division*, 96(2):431-439, 1970.
Gerson, Ran, "Sediment transport for desert watersheds in erodible materials". *Earth Surface Processes*, 2(4):343-361, 1977.
Gibbs, Ronald J., "Amazon rivers: environmental factors that control its dissolved and suspended load". *Science*, 156:1 734-1 737, 1967.
Gibbs, Ronald J., "Geochemystry of the Amazon river system: the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids". *Bull. Geol. Soc. America*, 78(10):1 203-1 232, 1967.
Gibbs, Ronald J., "Water chemistry of the Amazon river". *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 36:1 061-1 066, 1972.
Gibbs, Ronald J., "Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon rivers". *Gel. Soc. America Bulletin*, 88(6):829-843, 1977.
Gilbert, Grove K., "The transportation of debris by running water. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, (86), 261 p. 1914.
Graf, Walter H., *Hydraulics of sediment transport*. McGraw-Hill, New York, 1971, 513 pp.
Gregory, K. J. e Walling, D. E., *Drainage basin form and process: a geomorphological approach*. Edward Arnold, Londres, 1977, 456 pp.
Guy, Harold P., "Fluvial sediment concepts". In *Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 3, cap. C1, 55 pp., Washington, 1970.
Guy, H. P. e Norman, V. W., "Field methods for measurement of fluvial sediment". In *Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 3, Cap. C2, 59 pp., Washington, 1970.
Hack, John T., "Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland". *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, (294-B), pp. 45-97, 1957.
Handa, B. K., "Occurence and distribution of potassium ions in natural waters in India". *Journal of Hydrology*, 26(3-4):267-276, 1975.

Handerson, F. M., *Open channel flow*. MacMillan, New York, 1966.
Herbertson, John G., "A critical review of conventional bed load formulae". *Journal of Hydrology*, 8(1):1-26, 1969.
Holeman, J., "The sediment yield of major rivers of the world". *Water Resources Research*, 4(3):737-747, 1968.
Janda, Richard J., "An evaluation of procedures used in computing chemical denudation rates". *Geol. Soc. America Bulletin*, 82(1):67-80, 1971.
Kalinske, A. A., "Movement of sediment as bed in rivers". *Trans. Amer. Geophysical Union*, 28(4), 1947.
Krumbein, W. C., "The effects of abrasion of the size, shape and roundness of rock fragments". *Journal of Geology*, 49:482-520, 1941.
Kuenen, P. H., "Experimental abrasion of pebbles rolling by current". *Journal of Geology*, 64(3):336-368, 1956.
Laursen, E. M., "The total sediment load of streams". *Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division*, 84(1), 1958.
Leopold, Luna B., "Downstream changes of velocity in rivers". *American Journal of Science*. 251(8):606-624, 1953.
Leopold, L. B. e Maddock, T. Jr., "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (252):1-57, 1953.
Livingstone, D. A., "Chemical composition of rivers and lakes". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (440-G), 1963, 64 pp.
Maddock, Thomas Jr., "A role of sediment transport in alluvial channels". *Proc. ASCE, Journal of the Hydraulics Division*, 99(11):1 915-1 931, 1973.
Maddock Jr., Thomas, "Equations for resistance to flow and sediment transport in alluvial channels". *Water Resources Research*, 12(1):11-21, 1976.
Mayer-Peter, E. e Muller, R., "Formulas for bed load transport". *Report of the 2nd Meeting of the Int. Assoc. Hydrologists Scient.*, Stockolm, 1948.
McPherson, H. J., "Sediment yields from intermediate-sized stream basins in Southern Alberta". *Journal of Hydrology*, 25(3-4):243-257, 1975.
Middleton, Gerard V., "Hydraulic interpretation of sand size distributions". *Journal of Geology*, 84(4):405-426, 1976.
Milliman, John D., "Upper continental margin sedimentation of Brasil: part VI – a synthesis". *Contributions to Sedimentology*, v. 4, pp. 151-175, Stuttgart, 1975.
Morisawa, Marie, *Streams: their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, New York, 175 pp., 1968.
Nouvelot, J. F., "Méthodologie pour la mesure en réseau des transports solides en suspension dans les cours d'eau intertropicales peu chargés". *Hydrological Sciences Bulletin*, 18(2):145-164, 1973.
Partheniades, Emmanuel, "Unified view of wash load and bed material load". *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 103(9):1 037-1 057, 1977.
Pearce, T. H., "Short distance fluvial rouding of volcanic detritus". *Journal of Sedimentary Petrology*, 41:1 069-1 072, 1971.
Pitty, Alistair F., *Introduction to Geomorphology*. Methuen and Co., Londres, 1971, 526 pp.
Porterfield, George, "Computation of fluvial sediment discharge", In *Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 3, cap. C3, 1972, 66 pp.
Rana, S. A., Simons, F. e Mahmood, M., "Analysis of sediment sorting in alluvial channels". *Proc. ASCE, Journal of the Hydraulic Division*, 99(11):1 967-1 980, 1973.
Schumm, S. A. e Stevens, M. A., "Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in river". *Geology*, 1(1):37-40, 1973.
Sedimentation Laboratory H. N. Fisk, "Magnitude and frequency of transport of solids by streams in the Mississipi basin". *American Journal of Science*, 277(7):862-875, 1973.

Statham, Ian, *Earth surface sediment transport*. Oxford University Press, Londres, 1977, 184 pp.
Subramanian, V. e D'Anglejan, B., "Water chemistry of the Saint Lawrence estuary". *Journal of Hydrology*, 29(3-4):341-354, 1976.
Suguio, Kenitiro e Kutner, Arnaldo S., "Estudo dos sedimentos do rio Cubatão". *Bol. Soc. Bras. de Geologia*, 18(1):57 a 78, 1969.
Tanner, William F., "Estimators of alluvial bed load transport". *Earth Surface Processes*, 2(4):417-420, 1977.
Tricart, Jean, "L'étude comparée de la composition des alluvions fluviatiles et de la nature lithologique du bassin (moyen d'analyse des systhèmes d'érosion)". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 10(1-4):2-15, 1959.
Tricart, Jean, "Les aspects morphodynamiques de la catastrophe de Frejus (decembre de 1959) et leurs conséquences pour la remise en état de la vallée". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 11(4-6):64-71, 1960.
Tricart, Jean, "Observations sur le charriage des materiaux grossiers par les cours d'eau". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 12(1):3-15, 1961.
Tricart, J. e Vogt, H., "Quelques aspects du transport des alluvions grossieres et du façonnements des lits fluviaux". *Geografiska Annaler*, 49 A (2-4):351-366. 1967.
Turvey, Nigel D., "Water quality in a tropical rain forested catchment". *Journal of Hydrology*, 27(2):111-125, 1975.
Yallin, M. S., "An expression for bed load transportation". *Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division*, 89(3), 1963.
Yang, Chih Ted, "Unit stream power and sediment transport". *Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division*, 98(10):1 805-1 826, 1972.
Yang, Chih Ted, "Minimum unit stream power and fluvial hydraulics". *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 102(7):919-934, 1976.
Walling, D. E. e Foster, I. D. L., "Variations in the natural chemical concentration of the river water during flood flows and the lag: some further comments". *Journal of Hydrology*, 26(3-4):237-244, 1975.
Williams, Garnett P., "Flume width and water depth effects in sediment transport experiments". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (562-H):1-37, 1970.
Wilson, Lee, "Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation". *Americam Journal of Science*, 273(4):335-349, 1973.
Wolman, M. G. e Miller, J. P., "Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes". *Journal of Geology*, 68(1):54-74, 1960.
Wolman, M. G. e Miller, J. P., "Magnitude e freqüência das forças nos processos geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 14(27-28):3-43, 1974.
Wright, L. D., "Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis". *Geol. Soc. America Bulletin*, 88(6):857-868, 1977.

3 Geometria dos Canais Fluviais

A geometria hidráulica refere-se ao estudo das características geométricas e de composição dos canais fluviais, consideradas através das relações que se estabelecem no perfil transversal. O conceito de geometria hidráulica foi apresentado por Leopold e Maddock (1953) e, embora não mencionado por tais autores, pode ser considerado como exemplo de sistema morfológico, conforme a tipologia definida por Chorley e Kennedy (1971), constituindo, inclusive, exemplo dos mais fáceis para se compreender a aplicação dos conceitos alométricos em geomorfologia (Woldenberg, 1972; Bull, 1975).

A forma do canal é resposta que reflete ajustamento aos débitos fluindo através de determinada seção transversal. Considerando que o canal em rios aluviais é resultante da ação exercida pelo fluxo sobre os materiais rochosos componentes do leito e das margens, pode-se afirmar que as suas dimensões serão controladas pelo equilíbrio entre as forças erosivas de entalhamento e os processos agradacionais depositando material no leito e em suas margens. Para ser efetivamente atuante, o débito deve ter a força necessária para realizar o entalhamento, freqüência e duração suficientes para manter a forma do canal. Como a magnitude dos débitos vai se modificando em direção de jusante, torna-se conveniente analisar as alterações da geometria hidráulica em determinado local e no sentido do perfil longitudinal do rio. Em primeiro lugar, todavia, convém verificar os aspectos relacionados com a distribuição e freqüência dos fluxos.

3.1 ANÁLISE DA MAGNITUDE E FREQÜÊNCIA DOS FLUXOS

Os rios funcionam como canais de escoamento. O escoamento fluvial faz parte integrante do ciclo hidrológico e a sua alimentação se processa através das águas superficiais e subterrâneas. O escoamento fluvial compreende, portanto, a quantidade total de água que alcança os cursos de água, incluindo o escoamento pluvial, que é imediato, e a parcela das águas precipitadas que só posteriormente, e de modo lento, vai se juntar a eles através da infiltração. A proporção de águas superficiais para subterrâneas, que alimentam um curso de água, varia muito com o clima, tipo de solo, de rocha, declividade, cobertura vegetal e outros fatores. Estima-se que um oitavo da drenagem anual do ciclo hidrológico escoa diretamente para o mar, a partir da superfície da terra, e que sete oitavos da

água se infiltram, pelo menos momentaneamente. A água subterrânea, paulatinamente, acaba atingindo os cursos fluviais, mantendo o escoamento durante certo lapso de tempo que, na vazante, constitui o denominado *fluxo de base*. Em virtude da atuação exercida por diversos fatores, tais como regime de precipitação, condições de infiltração, drenagem subterrânea e outros, o volume de água escoada em determinada seção transversal do rio varia no decorrer do tempo. Essa variação do nível das águas fluviais no decorrer do ano corresponde ao *regime fluvial*.

A quantidade de água que passa através de determinada seção transversal, por unidade de tempo, constitui o *débito, descarga* ou *vazão* do rio. A *descarga diária* é a média aritmética das diversas medições feitas no decorrer do dia, enquanto a descarga média mensal é a média aritmética dos débitos ocorridos em cada dia do mês. De maneira semelhante é obtida a descarga média anual. Os boletins fluviométricos publicados no Brasil, pela Divisão de Águas do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica, apresentam os dados de fluxos diários que resultam de leituras numa régua graduada, assinalando o nível da água. Para cada estação hidrológica aplica-se uma equação relacionando o nível da água com o débito correspondente, e a equação é determinada mediante os resultados de numerosas medições do débito realizadas nas mais diferentes cotas.

Sob a perspectiva geomorfológica, três aspectos são importantes na análise da magnitude e freqüência dos fluxos: a distribuição dos fluxos diários, a freqüência das cheias e a definição dos débitos de margens plenas.

3.1.1 Distribuição dos fluxos diários

A distribuição dos fluxos compreende o estudo de todos os débitos diários ocorridos em determinado período de anos, baseando-se na freqüência dos débitos para as diferentes magnitudes. Estabelecendo-se as classes de magnitude para a estação fluviométrica a ser estudada, a freqüência dos fluxos diários é determinada pela contagem do número de ocorrências pertencentes a cada classe. De modo prático, a tabulação resultante é apresentada sob a forma de curva acumulada de freqüência, também chamada de *curva de duração do fluxo*. As freqüências das diversas classes são acumuladas em ordem decrescente das magnitudes, e cada soma parcial é dividida pelo número total das ocorrências registradas. Os resultados obtidos indicam a porcentagem de tempo em que as magnitudes dos débitos são igualadas ou ultrapassadas, assinalando a duração do referido fluxo. Estatisticamente, a distribuição das freqüências dos fluxos é aproximadamente log-normal, com freqüências diminuindo à medida que as magnitudes se elevam. Outra característica é que os valores da média são maiores que os da mediana.

A Fig. 3.1 mostra as curvas de distribuição dos fluxos diários para as estações de Guararema, Guaratinguetá e Cruzeiro, localizadas no rio Paraíba, em seu trajeto no território paulista, drenando áreas correspondentes a 5 440 km², 10 900 km² e 12 310 km², na respectiva ordem. Para o período de 1961 a 1968, os valores da média e da mediana foram os seguintes (em m^3/s):

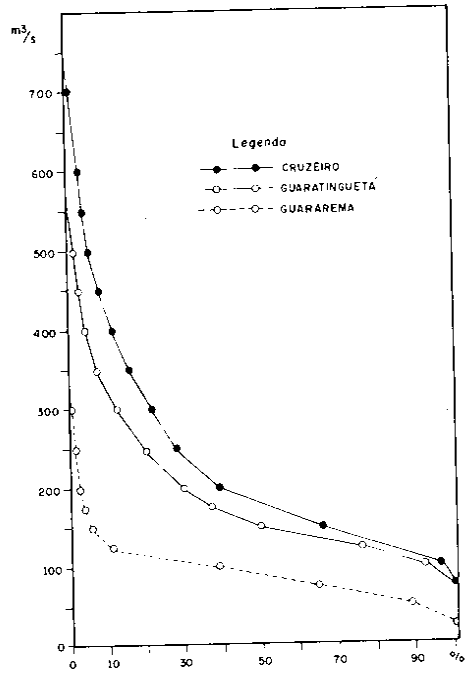


Figura 3.1 Distribuição dos débitos diários no Rio Paraíba do Sul, em Guararema, Guaratinguetá e Cruzeiro, considerando o período de 1961 a 1968. (Fonte dos dados – *Boletim Fluviométrico* nº 23, da Divisão de Águas do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica, Rio de Janeiro)

	média	mediana
Guararema	94	90
Guaratinguetá	191,4	151
Cruzeiro	229	180

A figura assinala, por exemplo, que para Guaratinguetá 50% dos fluxos diários iguala ou ultrapassa o valor de 151 m^3/s. Por outro lado, 4% dos débitos ultrapassam o valor de 200 m^3/s, em Guararema, enquanto em Guaratinguetá essa magnitude é ultrapassada por 30% dos débitos, e em Cruzeiro por 39%.

Se considerarmos os valores absolutos dos débitos (em m^3/s), verificar-se-á que as freqüências em cada classe são diversas para os diferentes rios e oferecem variações para as estações localizadas no mesmo rio. A fim de padronizar as representações e facilitar o confronto entre os mais variados cursos de água pode-se empregar dois procedimentos: i) transformação dos valores absolutos em débitos específicos (representados em litros/segundo/km²), dividindo-se o valor do débito pela área da bacia de drenagem contribuinte; e ii) dividir a magnitude dos fluxos pelo valor da descarga média do período, obtendo-se uma relação adimensional.

Na construção de gráficos, esses valores são colocados nas ordenadas, enquanto as porcentagens são postas nas abscissas. A análise das figuras e curvas resultantes permite verificar se os mesmos valores são ultrapassados com similar porcentagem de duração e se as distribuições são semelhantes, indicando a similitude e permanência dos regimes e das freqüências, embora com magnitudes diferentes de fluxos, ao longo do curso de água ou entre diversos rios.

Se as bacias hidrográficas estiverem sob a influência de fatores semelhantes, os débitos nas diferentes seções transversais serão proporcionais, indicando relação direta entre a área e a descarga, e pressupondo que na época da vazante todos os trechos do rio estarão apresentando débitos baixos, enquanto débitos elevados irão ocorrer em todos os trechos na época da estação chuvosa. Obviamente, essas considerações são válidas para as pequenas bacias, pois as grandes bacias, em virtude da ampla área abrangida, nem sempre são submetidas à mesma forma e tipo de precipitação. Dessa maneira, determinadas parcelas da bacia hidrográfica poderão estar recebendo precipitação abundante, e nada sendo recebido por outras. A variabilidade da magnitude e da freqüência na seção transversal e na direção longitudinal é importante pelas relações que possui com a erosão e transporte da carga sedimentar e com as características da geometria hidráulica, além da significação que assume para o planejamento da utilização dos recursos hídricos e para a construção de obras de engenharia.

3.1.2 Freqüência das cheias

O estudo sobre as cheias abrange a análise das freqüências relacionadas com os débitos mais elevados que anualmente ocorrem em determinada seção transversal. No presente trabalho, o designativo de *cheia* refere-se ao maior débito diário que ocorre em cada ano, independente do fato de causar ou não, inundação. Cada cheia, portanto, representa um evento anual.

A análise das cheias está inserida no estudo dos eventos raros, de alta magnitude e baixa freqüência, e diversas técnicas analíticas são utilizadas. Entre elas destaca-se a relacionada com a *teoria dos valores extremos*, delineada por E. J. Gumbel, e aplicada por G. H. Dury (1963, 1964 e 1972), por exemplo, aos dados fluviométricos e climáticos.

O procedimento inicia-se com a coleta das cheias para longo período de anos, cujos dados constituem uma *série anual*. Em seguida, os dados coletados são ordenados conforme a seqüência da magnitude, dos valores mais elevados para os menores. A cada valor deve corresponder um número de ordem, que representa a sua posição na escala (Tab. 3.1, coluna 2). Como a finalidade é estabelecer, para cada cheia, o seu *intervalo de recorrência*, definido como o intervalo de tempo que decorre entre duas cheias de igual magnitude, costuma-se aplicar a equação simples expressa da seguinte maneira:

$$Ir = \frac{N + 1}{M}$$

Tabela 3.1 Débitos máximos anuais do rio Paraíba, em Guararema – SP, 1923 – 1968.

1		2		3
Ano	Desc. Máx.	Ordenação	Descarga	Interv. Ocor.
1923	517,7	1	652,0	47,00
1924	496,3	2	650,0	23,50
1925	334,9	3	563,0	15,67
1926	315,1	4	540,0	11,75
1927	320,1	5	517,7	9,40
1928	295,5	6	496,3	7,83
1929	397,8	7	485,0	6,71
1930	271,8	8	482,8	5,88
1931	330,9	9	460,0	5,22
1932	323,1	10	414,0	4,70
1933	201,5	11	409,2	4,27
1934	288,5	12	397,8	3,92
1935	311,2	13	394,4	3,62
1936	394,4	14	393,0	3,36
1937	246,3	15	389,0	3,13
1938	304,3	16	363,0	2,94
1939	409,2	17	344,0	2,76
1940	482,8	18	342,0	2,61
1941	185,0	19	334,9	2,47
1942	248,2	20	334,0	2,35
1943	173,0	21	330,9	2,24
1944	540,0	22	323,1	2,14
1945	460,0	23	320,1	2,04
1946	196,0	24	316,0	1,96
1947	563,0	25	315,1	1,88
1948	271,0	26	311,2	1,81
1949	342,0	27	307,0	1,74
1950	393,0	28	304,3	1,68
1951	334,0	29	300,0	1,62
1952	485,0	30	295,5	1,57
1953	181,0	31	288,5	1,52
1954	173,0	32	271,8	1,47
1955	389,0	33	271,0	1,42
1956	218,0	34	248,2	1,38
1957	344,0	35	246,3	1,34
1958	414,0	36	218,0	1,31
1959	650,0	37	201,5	1,27
1960	316,0	38	196,0	1,24
1961	300,0	39	190,0	1,21
1962	307,0	40	185,0	1,18
1963	171,0	41	181,0	1,15
1964	132,0	42	173,0	1,11
1965	190,0	43	173,0	1,09
1966	363,0	44	171,0	1,07
1967	652,0	45	164,0	1,04
1968	164,0	46	132,0	1,02

onde

Ir é o intervalo de recorrência;
N é o número total dos eventos considerados na série anual; e
M é o número de ordem que representa a posição da cheia na escala organizada.

A coluna 3 da Tab. 3.1 mostra os intervalos de recorrência das cheias verificadas em Guararema, no rio Paraíba, com dados relativos ao período de 1923 a 1968. Outra maneira de representação reside na construção de gráfico, no qual em abscissa são colocados os intervalos de recorrência, em anos, em escala logarítmica, e nas ordenadas os valores do débito (em m^3/s). Tais gráficos permitem a leitura rápida das relações entre as magnitudes e os intervalos de recorrência e a extrapolação, através da reta da regressão linear, da magnitude das cheias para os mais variados intervalos. Por exemplo, em Guararema (Fig. 3.2), a cheia com intervalo de 50 anos corresponde a 760 m^3/s, e a

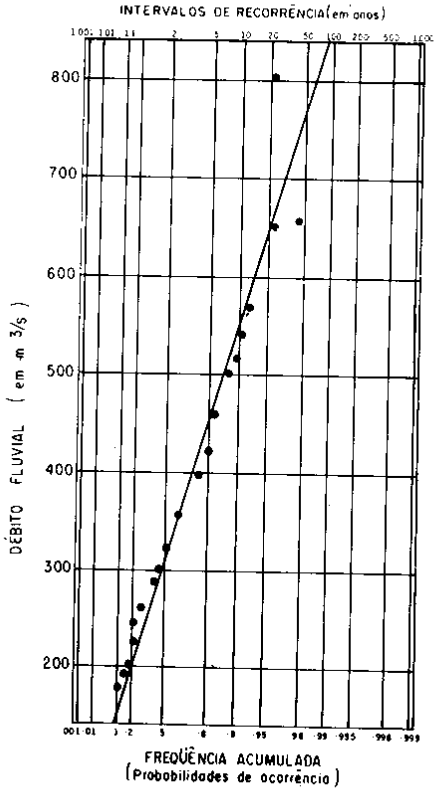


Figura 3.2 Relação entre a magnitude das cheias e os intervalos de recorrência em Guararema, no rio Paraíba do Sul, com dados relativos ao período de 1923 a 1968

magnitude de 520 m^3/s refere-se ao intervalo de 10 anos. Esses valores indicam que a probabilidade de ocorrência dessas cheias é de 2 e 10 vezes em um século, mas não significam que devam ocorrer no prazo regular de 50 ou de dez anos. Nada impede que cheias com intervalo de 30 anos (ou de qualquer outro intervalo) possam ocorrer em dois anos sucessivos, e em qualquer ano poderá acontecer cheias correspondentes a intervalos de 50, 100 ou mais anos.

Dury (1969) recomenda que a série anual deva ser pelo menos duas vezes mais longa que o intervalo de recorrência para a magnitude da cheia desejada. Dessa maneira, as cheias de 5, 10 e 20 anos podem ser satisfatoriamente definidas para grande parte das estações fluviométricas brasileiras. Os estudos realizados no Serviço Geológico dos Estados Unidos definiram os intervalos de recorrência para as cheias mais significativas estabelecendo, por exemplo, que:

- cheia de 2,33 anos = média das cheias anuais;
- cheia de 2,00 anos = mediana das cheias anuais;
- cheia de 1,58 anos = cheia anual mais provável, também correspondendo ao débito de margens plenas e à classe modal.

3.1.3 Débitos de margens plenas

O débito de margens plenas (*bankfull discharge*) é de grande significação geomorfológica, sendo definido como o débito que preenche, na medida justa, o canal fluvial, e acima do qual ocorrerá transbordamento para a planície de inundação.

Se a definição é relativamente simples, pois constitui estágio no qual pode ocorrer cheias incipientes, alguns problemas surgem na interpretação aplicativa no campo e na delimitação precisa desse nível, em virtude dos valores diferentes da largura e da profundidade a serem considerados em determinado perfil e, portanto, relacionados a débitos diferentes. Vários critérios foram apresentados pelos pesquisadores, salientando-se os seguintes:

1. A altura da superfície da planície de inundação determina o estágio de margens plenas (Leopold, Wolman e Miller, 1964).
2. É definido pelo limite em que a vegetação se estabelece de maneira contínua e definitiva.
3. É definido pelo estágio associado com o valor mais baixo da relação entre a largura e a profundidade (Wolman, 1955), de maneira que:

$$R_{mp} = \frac{L_i}{D_i}$$

onde R_{mp} é a relação do débito de margens plenas; L_i é a largura do canal no nível do estágio considerado; e D_i é a maior profundidade do canal no nível do estágio considerado. Acima do estágio de valor mais baixo, a largura aumentará rapidamente em relação à profundidade, enquanto abaixo a profundidade diminuirá muito para larguras relativamente constantes.

4. O índice de ingremidade das margens (*Bench index*), definindo a declividade relativa de segmentos do perfil do canal, levando em conta as larguras e as profundidades medidas em dois níveis sucessivos, foi proposto por Riley (1972), sendo calculado da seguinte maneira:

$$I_m = \frac{L_{(i)} - L_{(i+1)}}{D_{(i)} - D_{(i+1)}}$$

na qual

I_m é o índice de ingremidade das margens;

$L_{(i)}$ é a largura do canal em determinado estágio;

$L_{(i+1)}$ é a largura do canal no estágio superior seguinte;

$D_{(i)}$ é a maior profundidade do canal em determinado estágio; e

$D_{(i+1)}$ é a maior profundidade no estágio superior seguinte.

Para a aplicação deste índice, ao se estabelecer o perfil do canal, medem-se as profundidades (a partir do talvegue) e as larguras para os diversos níveis. As medições são, a seguir, ordenadas conforme o critério dos valores decrescentes da profundidade. Calculando-se os índices, o primeiro valor máximo define o estágio que corresponde ao débito de margens plenas. Os valores elevados do índice designam canais relativamente horizontais e os valores baixos definem segmentos relativamente verticais.

5. O nível de margens plenas corresponde ao estágio das cheias que ocorrem com freqüência de 1,58 anos de intervalo.

Considerando a variabilidade da freqüência das descargas e a da topografia dos canais fluviais, Jean Tricart (1966) apresentou uma classificação dos tipos de leitos, estabelecendo os seguintes (Fig. 3.3):

a) *leito de vazante*, que está incluído no leito menor e é utilizado para o escoamento das águas baixas. Constantemente, ele serpenteia entre as margens do leito menor, acompanhando o *talvegue*, que é a linha de maior profundidade ao longo do leito;

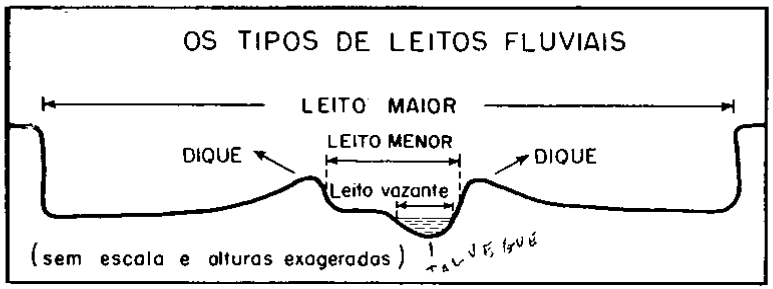


Figura 3.3 Os tipos de leitos fluviais, notando-se a distinção entre o leito de vazante, o leito menor e o leito maior

b) *leito menor*, que é bem delimitado, encaixado entre margens geralmente bem definidas. O escoamento das águas nesse leito tem a freqüência suficiente para impedir o crescimento da vegetação. Ao longo do leito menor verifica-se a existência de irregularidades, com trechos mais profundos, as depressões (*mouille* ou *pools*), seguidas de partes menos profundas, mais retilíneas e oblíquas em relação ao eixo aparente do leito, designadas umbrais (*seuils* ou *riffles*);

c) *leito maior periódico ou sazonal* é regularmente ocupado pelas cheias, pelo menos uma vez cada ano;

d) *leito maior excepcional* por onde correm as cheias mais elevadas, as enchentes. É submerso em intervalos irregulares, mas, por definição, nem todos os anos.

Em trechos nos quais não existe planície de inundação, Leopold e Skibitzke (1967) sugeriram o emprego de quatro critérios para determinar o nível de margens plenas: pelos níveis truncados de musgos e líquens, pelo limite superior dos depósitos arenosos nas bordas de matacões, pelo limite inferior das ervas e plantas e pelos detritos deixados pelas cheias. Tais critérios auxiliam a demarcação do nível do débito de margens plenas, mas em geral não se consegue empregá-los simultaneamente.

Todos esses critérios possuem vantagens e desvantagens, e a escolha de um em detrimento de outro reside na preferência do pesquisador e no objetivo a ser alcançado na pesquisa. A utilização da superfície da planície de inundação apresenta dificuldade em definir qual a superfície a ser usada como referência, pois a topografia é complicada e variável pela existência de diques marginais e das depressões laterais. Também não há nenhuma relação consistente entre o tipo ou densidade de vegetação e a delimitação do canal.

Nos rios tropicais, em geral há vegetação arbórea e arbustiva sobre os diques marginais e gramíneas recobrindo as áreas marginais inundáveis (Christofoletti, 1966). Tricart (1966) observa que só as margens do leito menor possuem vegetação de arbustos, árvores que crescem a partir das proximidades das águas médias, e gramíneas que cobrem a parte alta das margens, e que o leito maior periódico está sempre caracterizado por vegetação de arbustos e árvores que resistem à submersão. Entretanto, levando em conta a freqüência de fluxos assinalada por Tricart e a prevista para os débitos de margens plenas, há diferenças entre este estágio e o do leito menor. Devido ao longo período em que se encontram desprovidos de fluxo, a vegetação instala-se com facilidade e atua como fator importante na estabilização das margens, correspondendo mais ao leito maior sazonal. Embora possa ser elemento auxiliar (Woodyer, 1968), principalmente na interpretação de fotos aéreas, a vegetação só poderá ser utilizada como critério decisivo em áreas onde houver estudos ecológicos minuciosos relacionando a vegetação com as condições hidrológicas do canal fluvial.

A proposta de Wolman (1955), relacionando a largura e a profundidade, está diretamente ligada com a forma e tamanho do canal e apresenta possibilidades de aplicação em locais de margens nítidas e relativamente simétricas. Por seu turno, Ryley (1972) sugere maior objetividade na delimitação, levando em

conta as variabilidades do perfil. Ambas as proposições são as que oferecem critérios mais objetivos para a delimitação do estágio de margens plenas, mas necessitam de levantamentos minuciosos sobre as seções transversais.

Evidentemente, a proposta de Wolman (1955) é a mais simples. Todavia, no estudo detalhado da forma do canal podem ocorrer perturbações que influenciam os valores das relações entre a largura e a profundidade. A Fig. 3.4 ilustra dois casos possíveis. No caso da Fig. 3.4A, em determinado nível do débito a

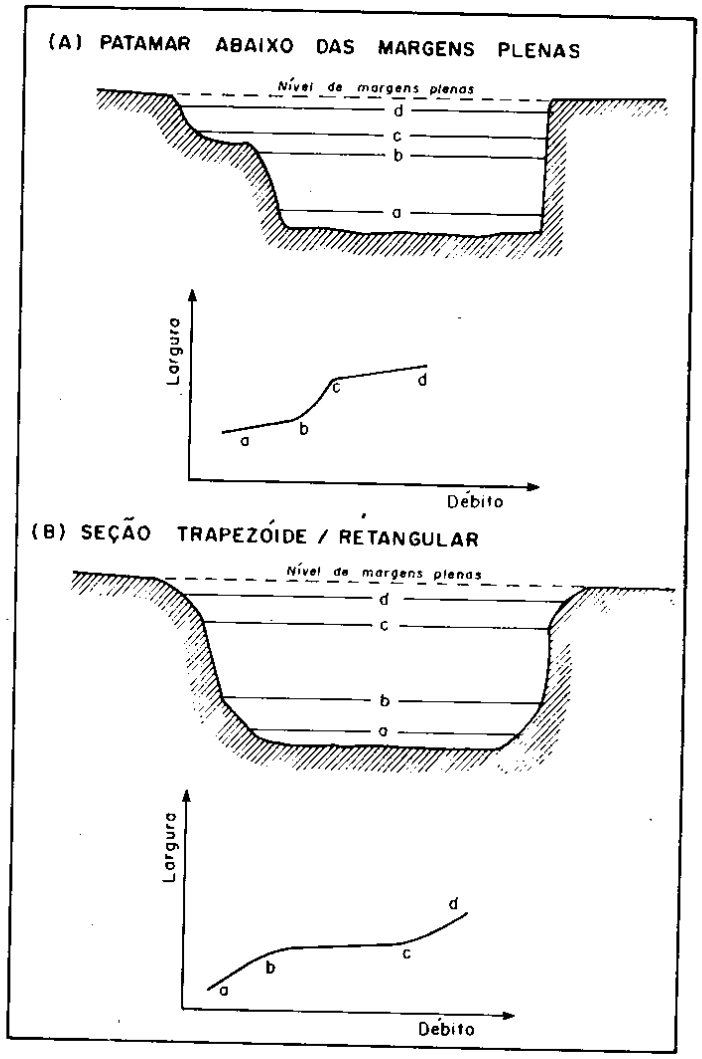


Figura 3.4 Formas hipotéticas de canais assinalando as relações entre a largura e a profundidade (adaptado de Richards, 1976)

largura apresenta aumento rápido, refletindo a presença de patamar abaixo do nível de margens plenas, localizado em uma ou em ambas as margens. Em geral, esses patamares são produzidos quando ocorrem deslizamentos ou desmoronamentos após prolongados períodos de sapeamento, particularmente quando a vegetação e as raízes promovem resistência durante determinado tempo e o bloco instável desloca-se lentamente. Nos setores das margens côncavas em curvas meândricas, o processo é mais freqüente e rápido. A forma trapezoidal/retangular, como no caso da Fig. 3.4B, indica que deposição detrítica da carga do leito, depositada em condições de fluxo de baixa magnitude, eleva e amplia o fundo do leito (ou também devido aos desmoronamentos das margens) originando praticamente a manutenção da largura do canal com a elevação do nível das águas (Richards, 1976:200).

Utilizando parâmetros da geometria hidráulica, Richards (1977:72) lembra-nos que a grandeza do débito de margens plenas também pode ser calculado através da seguinte equação:

$$Q_b = \frac{S^{0,5} A R^{0,67}}{n}$$

na qual

Q_b é o débito de margens plenas;
S é a declividade do canal;
A é a área da seção transversal do canal;
R é o raio hidráulico;
n é o coeficiente de rugosidade de Manning.

Nesta proposição, como é questionável o cálculo da rugosidade, a subseqüente correlação do débito com a geometria do canal também se torna discutível e circular.

No tocante à freqüência de fluxos, considera-se como naturalmente similares (Leopold, Wolman e Miller, 1964) ou fixas (Dury, 1961) as freqüências de ultrapassagem do nível de margens plenas para os diversos rios. Considerando os períodos de recorrência, com base nas séries de máximos anuais, estima-se que os valores se situam entre 1 e 2 anos, embora valores mais elevados possam ocorrer. Todavia, a literatura geomorfológica procura considerar o valor de 1,58 como referência. Sobre a variabilidade desses valores, Dury (1973) realizou estudo relacionado com a distribuição das freqüências dos valores dos intervalos de recorrência para os níveis de margens plenas, computando os dados para os rios descritos no trabalho de Barnes (1967). Tais dados ratificam a consideração do intervalo de 1,58 para as séries anuais, como a medida mais válida dos débitos de margens plenas (Fig. 3.5). Como o estudo da probabilidade de ocorrência desses eventos possui aplicações óbvias no planejamento da utilização das planícies de inundação, é conveniente que outras análises sejam elaboradas. A sugestão de Nixon (1958), a de que a duração do fluxo de margens plenas ocupa 0,6% do tempo, implica período mais curto do intervalo de recorrência.

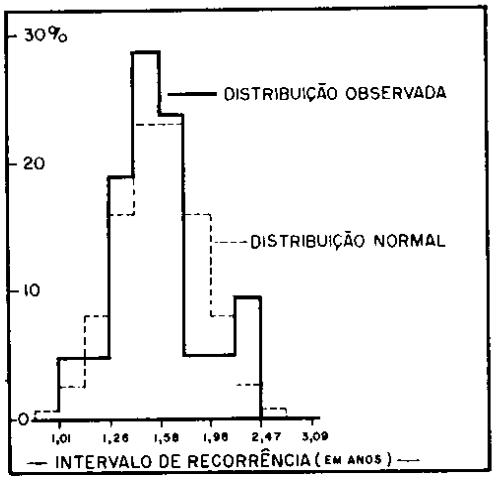


Figura 3.5 Distribuição log-normal das freqüências dos débitos de margens plenas, conforme os dados contidos no trabalho de H. H. Barnes (1967), U.S. Geol. Survey Water Supply nº 1849 (conforme Dury, 1973)

A importância geomorfológica do estágio de margens plenas decorre da premissa de que a forma e o padrão dos canais fluviais estão ajustados ao débito, aos sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem e ao material rochoso componente das margens. Dada a variabilidade dos fluxos, Wolman e Miller (1960; 1974) consideram que os eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente freqüente controlam a forma do canal. Nessa categoria, os débitos de margens plenas surgem como os de maior poder efetivo na esculturação do modelado do canal, pois as ondas de fluxo escoam com ação morfogenética ativa sobre as margens e fundo do leito possuindo competência suficiente para movimentar o material detrítico. Esse relacionamento é comprovado, por exemplo, pela correlação existente entre as variáveis geométricas dos meandros. Quando há transbordamento para a planície de inundação, os fluxos espraiam-se e não seguem o padrão sinuoso do canal, e a efetividade erosiva sobre as margens torna-se menor.

Outra conseqüência refere-se ao significado dos elevados valores obtidos para o estágio de margens plenas, em numerosos locais. Nestes casos, os bordos das margens estão situados em posição relativamente elevada em função da freqüência dos fluxos, e o débito suficiente para atingi-los é de baixa freqüência e alta magnitude. Se considerarmos os valores de 1-2 anos como os básicos, pois surgem como perfeitamente razoáveis, os valores elevados obtidos em muitos rios podem ser:

– interpretados como indicadores da existência do entalhamento recente do canal e que as amplas superfícies planas laterais ao curso de água passam à categoria de terraços e deixam de ser planícies de inundação (Woodyer, 1968);

– interpretados como indicadores de redução recente do débito fluvial, encontrando-se o fluxo desajustado em relação às características do canal, cuja forma e dimensões são respostas a antigos débitos mais elevados.

A viabilidade e a escolha de uma ou outra posição interpretativa devem ser ratificadas por reconhecimento da área e das possíveis mudanças verificadas ao longo do perfil longitudinal.

3.2 VARIÁVEIS DA GEOMETRIA HIDRÁULICA

O fluxo e o material sedimentar são os dois elementos fundamentais na estruturação do sistema de geometria hidráulica, em cursos aluviais. Cada um desses elementos pode ser caracterizado por diversas variáveis ou atributos, cujas mensurações são realizadas nas seções transversais (Fig. 3.6). As variáveis consideradas são as seguintes:

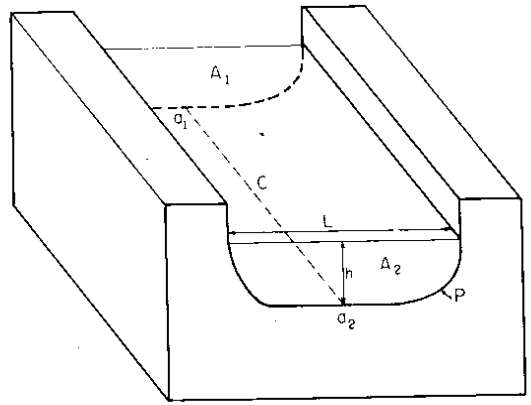


Figura 3.6 Morfometria do canal de escoamento. A largura (L) e a profundidade (h) do canal referem-se às grandezas ocupadas pelas águas. O perímetro úmido (P) é a linha externa que assinala o encontro do nível da água e o leito. A seção transversal (A) é a área do perfil transversal de um rio. Dividindo-se a área pelo perímetro úmido obtém-se o raio hidráulico ($R = A/P$), cujo valor é aproximado da profundidade média. A declividade do canal é a diferença altimétrica entre dois pontos (a_1 e a_2) dividida pela distância horizontal projetada entre eles (C). A velocidade é a descarga por unidade de área

a) para o elemento fluxo:

1. *largura do canal*: largura da superfície da camada de água recobrindo o canal;

2. *profundidade*: espessura do fluxo medida entre a superfície do leito e a superfície da água;

3. *velocidade do fluxo*: comprimento da coluna de água que passa, em determinado perfil, por unidade de tempo;

4. *volume* ou *débito*: quantidade de água escoada, por unidade de tempo;

5. *gradiente de energia*: gradiente de inclinação da superfície da água;

6. *relação entre largura e profundidade*: resulta da divisão da largura pela profundidade;

7. *área*: área ocupada pelo fluxo no perfil transversal do canal, considerando a largura e a profundidade;

8. *perímetro úmido*: linha que assinala a extensão da superfície limitante recoberta pelas águas;

9. *raio hidráulico*: valor adimensional resultante da relação entre a área e o perímetro úmido ($R = A/P$). Para rios de largura muito grande, o raio hidráulico é aproximado ao valor da profundidade média;

10. *concentração de sedimentos*: quantidade de material detrítico por unidade de volume, transportada pelo fluxo.

b) para o material sedimentar:

1. *granulometria*: as classes de diâmetro do material do leito e das margens, notadamente os diâmetros D_{84}, D_{50} e D_{16}.

2. *rugosidade do leito*: representa a variabilidade topográfica verificada na superfície do leito, pela disposição e ajustamento do material detrítico e pelas formas topográficas do leito.

Como essas variáveis são inter-relacionadas, torna-se necessário considerar as mudanças e relações que se apresentam em determinada seção transversal e as que ocorrem na análise comparativa de diversos perfis transversais ao longo do rio. Para o estudo desses relacionamentos, os trabalhos de Leopold e Maddock (1953) e de Leopold, Wolman e Miller (1964) continuam sendo os básicos e fundamentais, mas está ocorrendo proliferação acentuada de outros estudos em datas mais recentes. No conjunto dessas novas contribuições, pode-se salientar os trabalhos realizados por Charles Carlston (1969), Ken J. Gregory (1977), A. M. Harvey (1969; 1975), A. David Knighton (1972; 1974; 1975), Chris Park (1977), G. Pickup (1976), e de K. S. Richards (1973; 1976a; 1976b; 1976c; 1977). Richards (1973) realizou análise sobre as relações propostas por Leopold e Maddock sobre as variáveis e, em 1977, elaborou ampla síntese sobre a geometria do fluxo e do canal. Na literatura geomorfológica brasileira, há que mencionar o panorama global realizado por Christofoletti (1976).

3.2.1 Mudanças apresentadas pelas variáveis em determinada seção transversal

A variabilidade da magnitude dos fluxos que passam em determinada seção transversal é muito grande, e a cada grandeza podem ser mensurados valores para caracterizar as diversas variáveis da geometria hidráulica.

As mudanças ocorridas no débito implicam alterações e ajustamentos em diversas variáveis, principalmente na largura, profundidade, velocidade, rugosidade e concentração de sedimentos. Para as três primeiras, Leopold e Maddock (1953) assinalam que, sob as condições mais variadas, as modificações podem ser descritas através das seguintes equações:

$$I = aQ^b$$
$$d = cQ^f$$
$$v = kQ^m$$

onde Q = vazão ou débito; I = largura; d = profundidade média; v = velocidade média. As letras b, f, m, a, c e k são constantes numéricas.

Considerando que o débito se relaciona com essas variáveis, Leopold e Maddock mostram que as três equações podem ser relacionadas a uma outra através da identidade:

$$Q = \text{área do perfil} \times \text{velocidade} = I\,dv.$$

Substituindo esta equação com as anteriores, obtém-se:

$$Q = aQ^b \times cQ^f \times kQ^m$$

ou

$$Q = ackQ^{b+f+m}.$$

Dessas equações resulta que $b + f + m = 1{,}0$ e que $ack = 1{,}0$.

Quando os valores das variáveis são representados graficamente em relação com os valores dos débitos, em papel logarítmico (Fig. 3.7), os valores de b, f e

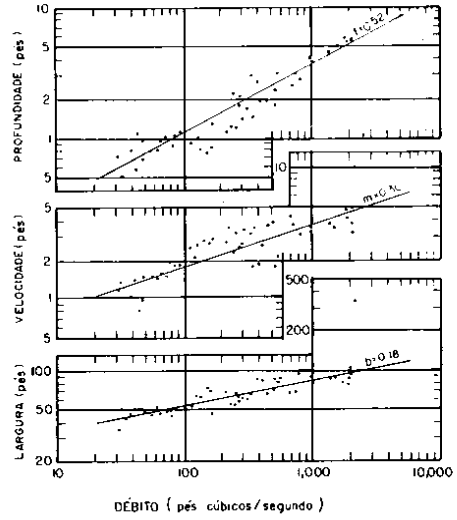


Figura 3.7 As mudanças ocorridas na largura, profundidade média e velocidade média em função do débito fluvial, em determinada seção transversal, no Seneca Creek, em Dawsonville, cuja área de drenagem é de 256 km^2 (conforme Leopold, Wolman e Miller, 1964)

m representam a inclinação da linha reta, enquanto os pertencentes às constantes a, c e k expressam a interseção da linha reta com o valor unitário do débito, colocado nas ordenadas. Por esse motivo, os valores numéricos das constantes aritméticas a, c e k não são muito significativos para a geometria hidráulica dos rios, enquanto os dos expoentes b, f e m são muito importantes. Para as constantes exponenciais, em determinado ponto, os valores médios oriundos de medições realizadas em vinte rios localizados nas partes central e sudoeste dos Estados Unidos mostram que b = 0,26; f = 0,40 e m = 0,34 (Leopold e Maddock, 1953).

Esses valores significam que, à medida que aumenta a quantidade de água, há crescimento proporcional da largura conforme a raiz quarta da vazão ($I = aQ^{0,26}$), da profundidade média de acordo com um valor quase equivalente à raiz quadrada ($d = cQ^{0,40}$) e da velocidade conforme a raiz cúbica da vazão ($v = kQ^{0,34}$). Nas fases de elevação do nível das águas, nas cheias e enchentes, há aumento gradativo da largura e profundidade do canal e da velocidade da água. O quadro abaixo mostra as descargas medidas no rio Amazonas, em Óbidos, em três oportunidades diferentes (dados de R. Oltman, 1967):

data	nível (m)	largura (m)	área (m^2)	profundidade média (m)	velocidade média (m/s)	débito (m^3/s)
16/07/63	5,8	2 290	110 000	48,0	1,97	216 000
20/11/63	-0,5	2 260	92 400	41,0	0,79	72 500
09/08/64	4,76	2 280	106 000	46,5	1,55	165 000

Deve-se observar que o débito de 72 500 m^3/s corresponde a um dos mais baixos já registrados naquele rio. Entretanto, devido à presença de rochas mais resistentes na região, com o aumento da vazão, a largura é obstruída em seu desenvolvimento. Assim, o equilíbrio é alcançado pelo ajustamento nas outras variáveis implicadas na geometria hidráulica.

Para explicar casos dessa natureza, Leopold, Wolman e Miller (1964) mostram que os expoentes b, f e m também descrevem a geometria do canal e a resistência à erosão, associada com o caráter litológico das margens e do fundo. Por exemplo, até o estágio de margens plenas ter-se-á aumento rápido da profundidade em relação com o da largura, enquanto ocorre o inverso quando do transbordamento para a planície de inundação. Quando os materiais rochosos das margens e do leito possuem fraca coesão, sendo facilmente removidos pela ação morfogenética fluvial, em qualquer estágio, a largura poderá aumentar muito mais rapidamente que a profundidade, que se aproxima de zero, e o aumento da velocidade será lento. Ao contrário, em canais compostos por materiais coesivos, a largura varia muito pouco em função do aumento do débito, e os ajustamentos maiores são observados na profundidade e na velocidade.

As pesquisas realizadas a partir de 1953, em bacias hidrográficas pertencentes a vários ambientes climáticos, mostraram variabilidade muito grande nos valores obtidos para os expoentes. A análise dessa variação foi realizada por Park (1977), para a largura, profundidade e velocidade (Fig. 3.8 e Tab. 3.2).

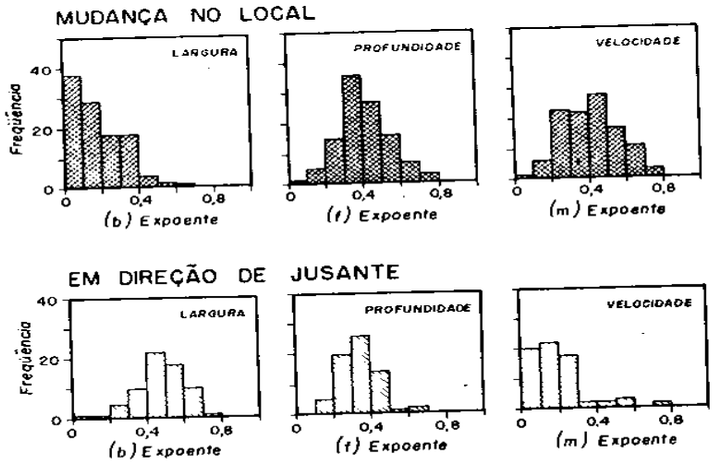


Figura 3.8 Histogramas da distribuição de freqüência dos valores dos expoentes para a largura, profundidade e velocidade, para as mudanças ocorridas com a elevação do débito no local e em direção de jusante (conforme Park, 1977)

Tabela 3.2 Características sumárias da distribuição dos dados sobre os expoentes da largura, profundidade e velocidade (conforme Park, 1977)

	Largura	Profundidade	Velocidade
Transformações no local (n = 139):			
Amplitude	0,00–0,59	0,06–0,73	0,07–0,71
Classe modal	0,0 –0,1	0,3 –0,4	0,4 –0,5
Valor teórico[1]	0,23	0,42	0,35
Transformações em direção de jusante (n = 72):			
Amplitude	0,03–0,89	0,09–0,70	0,51–0,75
Classe modal	0,4 –0,5	0,3 –0,4	0,1 –0,2
Valor teórico[1]	0,55	0,36	0,09
Valor teórico[2]	0,60	0,30	0,10

[1] conforme Leopold e Langbein, 1962
[2] conforme Smith, 1974

Para as variações no local, os expoentes para a largura possuem distribuição assimétrica negativa e os valores oscilam de 0,00 a 0,59, enquanto a moda se situa na classe 0,00-0,10. O valor teórico derivado por Leopold e Langbein (1962), em função da variância mínima, é 0,23. Os expoentes da profundidade mostram amplitude similar nos valores, com classe modal de 0,3-0,4, que está próxima do valor teórico calculado, que é de 0,42. Os expoentes da velocidade oscilam de 0,07 a 0,71 e são mais normalmente distribuídos. O valor teórico calculado por Leopold e Langbein é de 0,35, que se situa fora da classe modal de 0,4 a 0,5. A tendência geral, com a elevação do débito em determinada seção transversal, é aumentar a velocidade mais rapidamente que a profundidade, enquanto a largura varia muito pouco.

Para o estudo das transformações no local, o grupamento por ambiente climático não oferece explicação satisfatória para essa diversidade e dispersão dos valores dos expoentes. A influência exercida por fatores locais parece ser a mais significativa, embora a importância pressuposta das causas foi identificada diferentemente por vários autores, tais como a composição do material das margens, as diferenças entre trechos meândricos e anastomosados, as diferenças em seções de soleiras (*riffles*) e depressões (*pools*), a magnitude dos fluxos, a carga dos sedimentos em suspensão, a estabilidade do canal e a migração lateral, e as flutuações temporais em torno do estado de quase equilíbrio. A bacia do rio Manati, em Porto Rico, está localizada em região tropical úmida. Considerando os valores médios (Tab. 3.3), verifica-se que a profundidade média aumenta aproximadamente duas vezes mais rápido que a largura do canal (b = 0,17; f = 0,33). O rápido aumento da velocidade (m = 0,49), com a elevação do débito, é explicado pela diminuição do coeficiente de rugosidade e pelo aumento do raio hidráulico (Lewis, 1969 : 285). Entretanto, em setores especiais há ajus-

Tabela 3.3 Valores dos parâmetros hidráulicos para diversas estações fluviométricas da bacia do rio Manati, em Porto Rico (conforme Lewis, 1969), de acordo com a elevação do débito no local

Estação	$\ell = aQ^b$		$d = cQ^f$		$v = kQ^m$			
	a	c	k	b	f	m	ack	$b+f+m$
Sana Muerto	9,7	0,33	0,31	0,34	0,23	0,40	0,99	0,97
Toro Negro	14,7	0,71	0,10	0,14	0,19	0,57	1,04	0,90
Bauta	9,6	0,58	0,19	0,16	0,24	0,48	1,06	0,88
Toro Negro-Matrullas	7,6	0,32	0,39	0,16	0,38	0,46	0,95	1,01
Toro Negro-Capilla del Carmen	33,0	0,18	0,17	0,08	0,38	0,50	0,98	0,96
Toro Negro-Pesas	33,4	0,33	0,10	0,04	0,30	0,61	1,09	0,95
Manati-Morovis	24,0	0,18	0,16	0,13	0,43	0,51	0,70	1,07
Manati-Matacaña	4,4	0,33	0,54	0,36	0,36	0,34	0,79	1,06
Manati-Ciales	31,0	0,11	0,26	0,18	0,52	0,32	0,88	1,02
Manati-Manati	31,2	0,62	0,04	0,07	0,30	0,71	0,71	1,08
Valores Médios	19,9	0,37	0,23	0,17	0,33	0,49	0,93	0,99

tamento diferente entre as variáveis. Na estação de Matacaña (b = 0,36; f = 0,36; m = 0,34), o aumento da largura é tão rápido quanto o da profundidade e há aumento menos intenso da velocidade. Nesse caso, o material componente das margens e do leito, menos coesivo, facilita o maior alargamento do canal. A Tab. 3.4 reúne valores de expoentes para diversas bacias hidrográficas.

Confrontando os dados da quantidade da carga detrítica em suspensão transportada em um dia e o débito médio diário, Leopold e Maddock (1953) observaram que o crescimento da carga dos sedimentos em suspensão é muito mais rápido que o aumento do débito, assinalando que essas duas variáveis, quando graficamente representadas em papel logarítmico, podem ser descritas através da equação

$$L = pQ^j,$$

onde L é a carga de sedimentos em toneladas por dia; Q é o débito e p e j são constantes numéricas. Os valores para o expoente j são superiores ao da unidade e distribuem-se no intervalo de 2,0 a 3,0, indicando que a quantidade da carga detrítica transportada aumenta em proporção muito maior que qualquer outra variável da geometria hidráulica, relacionada com a vazão.

A concentração de sedimentos possui relacionamento com o débito e, principalmente, com a velocidade. As observações mostram que o grau de concentração dos sedimentos em suspensão, em determinado ponto, está relacionado com a velocidade do fluxo e o aumento faz-se diretamente proporcional. Concentrações mais elevadas relacionam-se a velocidades mais altas. Embora haja correlação entre essas duas variáveis, não se pode dizer que há dependência ou causalidade, mas constituem exemplo de duas variáveis controladas por uma terceira, a ação dos fatores hidrológicos na bacia. As precipitações mais constantes e intensas que ocorrem na bacia de drenagem propiciam maior volume de sedimentos e de água para o rio. Em determinada seção transversal, para fluir maior débito, as velocidades aumentam. Dessa maneira, o fornecimento e o transporte de sedimentos e as velocidades do fluxo são dependentes de uma terceira condição: a intensidade, duração e distribuição das chuvas sobre a bacia de drenagem.

A declividade da superfície da água e a rugosidade são duas outras variáveis que devem ser levadas em conta na geometria hidráulica. Se a declividade da superfície da água tende a permanecer aproximadamente constante em determinada seção transversal, alterações se processam na rugosidade e a resistência total imposta pelas paredes limitantes do canal diminui à medida que aumenta o débito. Leopold, Wolman e Miller (1964) consideram que nos canais onde a rugosidade é semelhante nas margens e no leito, a resistência total (F_t) pode ser expressa como

$$F_t = g\frac{RS}{v^2},$$

onde R é o raio hidráulico ou a profundidade média, S é a declividade, v é a velocidade média e g a aceleração da gravidade.

Tabela 3.4 Valores dos expoentes de parâmetros hidráulicos descrevendo a transformação alométrica com a elevação do débito na seção transversal, em diversas bacias hidrográficas

Referência	bacia e localização		b	f	m	z	y	j
Leopold e Maddock, 1953	Meio Oeste, EUA	média	0,26	0,40	0,34	—	—	0,20
Leopold e Miller, 1956	Domingo, Novo México (semi-árido)		0,44	0,31	0,25	—	—	1,25
Leopold e Miller, 1956	Cabezon, Novo México		0,31	0,33	0,36	—	—	1,58
Lewis, 1969	Manati, Porto Rico	máximo	0,36	0,52	0,71	—	—	—
Lewis, 1969	Manati, Porto Rico	médio	0,17	0,33	0,49	—	—	—
Lewis, 1969	Manati, Porto Rico	mínimo	0,04	0,19	0,32	—	—	—
Wolman, 1955	Brandywine Creek, EUA	máximo	0,22	0,46	0,69	0,19	-0,10	2,65
		médio	0,04	0,41	0,55	0,05	-0,20	1,88
		mínimo	0,00	0,30	0,42	-0,03	-0,40	1,30
Knighton, 1975	Bollin-Dean, Chesire	máximo	0,33	0,63	0,71	0,38	0,13	2,77
		médio	0,11	0,40	0,48	-0,01	-0,32	2,04
		mínimo	0,01	0,26	0,31	-0,77	-0,53	1,53
Fahnestock, 1963	White River, Canadá		0,38	0,33	0,27	—	—	—
Harvey, 1975	Rio Ter	média	0,14	0,42	0,45	—	—	—
	Wallop Brook	média	0,12	0,36	0,51	—	—	—
	Rio Nar	média	0,11	0,50	0,39	—	—	—
Leopold e Langbein, 1962	Valor teórico		0,23	0,42	0,35			

Como o raio hidráulico é igual à profundidade média, para rios muito largos, e como a superfície da água é aproximadamente constante para descargas inferiores ao estágio de margens plenas, os três referidos autores propõem que

$$F_t = \frac{Q^f}{Q^{2m}} = Q^{f-2m}$$

Dessa maneira, se $f = 0{,}45$ e $m = 0{,}43$, teremos

$$F_t = Q^{-0{,}41}.$$

A importância da rugosidade está sempre presente nas proposições sobre o fluxo, fazendo parte integrante da fórmula de Manning. A rugosidade está na dependência da composição granulométrica dos sedimentos componentes das margens e do leito e, também, da topografia do leito, apresentando variabilidade irregular ao longo da seção transversal. A construção de dunas, antidunas e outras formas topográficas no leito está ligada com a velocidade e com a carga detrítica transportada pelo rio. Por outro lado, o próprio transporte de sedimentos resulta em atritos e interfere na resistência. Como a resistência é transmitida ao fluxo pela turbulência exercida pelas paredes limitantes, pode-se dizer que a profundidade e a velocidade são dependentes da rugosidade, e se a taxa de mudança da rugosidade não for uniforme causará desvios na taxa de crescimento da profundidade e da velocidade, em relação à função potencial simples (Richards, 1973). Dessa maneira, considerando existente essa dependência, a profundidade e a velocidade podem ser funções da geometria do canal e das características do sedimento, particularmente do material do leito. Todavia, à medida que aumenta a profundidade e a largura, elevando-se o valor do raio hidráulico, as interferências da rugosidade sobre o fluxo global vão diminuindo. A correlação entre o raio hidráulico e a rugosidade é negativa, possibilitando afirmar que o raio hidráulico constitui a melhor medida que se tem para avaliar a eficiência do canal, isto é, o modo de se verificar as condições em que o fluxo se realiza. Quanto maior o valor do raio hidráulico, melhor a eficiência.

Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 222) lembram que, em sentido hidráulico, a "resistência ou rugosidade não pode ser diretamente medida, mas computada através de observações sobre a velocidade, profundidade e declividade". Entretanto, por seu turno, Richards (1973, p. 878) considera que calcular a rugosidade através do seu relacionamento com as mudanças no débito é ilógico, mas esse procedimento se desenvolveu em virtude dos problemas imensos envolvidos na análise das modificações das formas topográficas do leito, em suas relações com o aumento da declividade, profundidade e velocidade. O fato de evitar e ladear esses problemas talvez haja contribuído para as deficiências verificadas nos estudos sobre geometria hidráulica.

Derivada da equação para o cálculo da velocidade média, proposta por Manning, a rugosidade granulométrica do leito pode ser obtida como sendo igual a

$$n = \frac{1{,}49\, R^{2/3}\, S^{1/2}}{V}$$

Diversas tentativas e proposições vêm sendo realizadas para calcular e predizer os valores do perímetro úmido, do raio hidráulico, da declividade do canal e da área do canal. Em 1930, Lacey apresentou as seguintes equações que foram comumente utilizadas em virtude de sua simplicidade

$$P = 2{,}67\,Q^{1/2};$$
$$R = 0{,}47\,Q^{1/3}\,f^{-1/3};$$
$$S = \frac{1}{1{,}788}\,f^{5/3}\,Q^{-1/6};\text{ e}$$
$$f = 1{,}76\ \mathrm{m}^{1/2}.$$

Nas três primeiras equações, os valores são obtidos em unidades inglesas. Nessas equações,

m é o tamanho médio do material do leito (em mm);
f é o fator da quantidade de silte;
Q é o débito ou vazão;
P é o perímetro úmido;
R é o raio hidráulico; e
S é a declividade do canal.

Em data mais recente, Chitale (1976), examinando a ajustagem das fórmulas propostas por Lacey em canais aluviais, em exemplos coletados na Índia, apresentou equações alternativas para substituí-las, expressas como sendo iguais a

$$P = 1{,}743\ R^{0{,}209}\,S^{-0{,}097}\,Q^{0{,}414}\,m^{0{,}115};$$
$$R = 0{,}2097\,P^{-0{,}978}\,S^{-0{,}244}\,Q^{0{,}781}\,m^{0{,}037};\text{ e}$$
$$S = \frac{Q^{3{,}197}\,R^{-4{,}092}\,P^{-4{,}0}\,m^{0{,}151}}{594}.$$

Ao aplicar técnicas multivariadas para testar as hipóteses propostas por Leopold e Miller sobre a geometria hidráulica, Miller e Onesti (1977 : 85) mostraram que a declividade do canal pode ser relacionada com o valor da largura (w), na seguinte proporção

$$S = 0{,}12\,w^{-0{,}5}.$$

Nas proposições sobre o relacionamento das variáveis da geometria hidráulica, feitas por Leopold e Maddock (1953), Langbein (1964), Leopold, Wolman e Miller (1964) e outros, há a concepção de que as funções exponenciais (isto é, as relações lineares na representação logarítmica) indicam a maneira mais razoável de exprimir as dependências das variáveis com o débito, pressupondo que a "largura, profundidade, velocidade e outras são distribuídas com baixos erros padrões nas linhas de regressão ajustadas aos quadrados mínimos, invariavelmente uma função potencial, e que todas as variáveis dependentes são controladas em determinada seção transversal, com exceção da descarga" (Richards, 1973, p. 879).

Considerando que essas relações necessariamente não são simples funções exponenciais, Richards (1973, p. 881) mostra que sistemas não lineares descrevem com maior acuidade as modificações que acontecem entre as variáveis da geometria hidráulica. As curvaturas das funções exponenciais podem ser expressas através da equação

$$\log(Y) = \text{constante} + M(\log Q),$$

onde Y é a variável dependente (largura, profundidade ou velocidade), Q é a descarga e M é o expoente da linha de regressão. Essa equação pode ser generalizada a fim de incluir o caso das curvas quadráticas em logaritmos, redundando na produção de três equações:

$$(\log \ell) = b_1 + b_2(\log Q) + b_3(\log Q)^2;$$
$$(\log d) = f_1 + f_2(\log Q) + f_3(\log Q)^2;$$
$$(\log v) = m_1 + m_2(\log Q) + m_3(\log Q)^2.$$

Essas equações reduzem-se à forma de funções potenciais quando os coeficientes dos termos de segunda ordem são iguais a zero. Na equação primeira, o expoente M é a primeira diferencial da expressão e, se tomarmos as primeiras diferenciais das três expressões seguintes, pode-se compor uma relação mais geral pela adição delas, de maneira que

$$\frac{d(\log \ell)}{d(\log Q)} + \frac{a(\log d)}{a(\log Q)} + \frac{a(\log v)}{a(\log Q)} + = $$
$$= (b_2 + f_2 + m_2) + 2(b_3 + f_3 + m_3)(\log Q) = 1{,}0.$$

Na Tab. 3.5 estão inseridos valores dos coeficientes para alguns rios, obtidos por Richards (1973).

Utilizando-se dessas equações, o relacionamento profundidade-débito é descrito por curvas côncavas, enquanto o da velocidade-débito é por curvas convexas (Fig. 3.9). As mudanças na inclinação das linhas de regressão denunciam alterações na taxa de crescimento das variáveis e, portanto, assinalam *descontinuidades*. A taxa de crescimento da velocidade com a descarga, por exemplo, encontra-se reduzida quando a diminuição da rugosidade se torna menor, isto é, a velocidade se reduz quando aumenta a rugosidade. A descontinuidade pode ser representada pela passagem no estágio de margens plenas para a fase de transbordamento, mas outras descontinuidades podem ocorrer em fluxos inferiores aos de margens plenas. As descontinuidades refletem modificações no regime de fluxo, com mudanças conseqüentes na topografia do leito, na rugosidade e no transporte de sedimentos.

A longa exposição das idéias de Leopold, Maddock, Langbein, Wolman, Miller e Richards possui repercussões mais amplas. Em primeiro lugar, como a interação entre as variáveis é muito grande, torna-se difícil encontrar uma abertura que sirva de porta de entrada no sistema geometria hidráulica e um critério para discernir os graus de dependência. Assim, a opção em considerar

Tabela 3.5 Valores dos coeficientes nas equações não lineares para a análise das variáveis da geometria hidráulica, em diversas bacias hidrográficas (conforme Richards, 1973).

Estação fluviométrica (rio)	Coeficientes						Soma: $(b_2 + f_2 + m_2) + 2(\log Q)(b_3 + f_3 + m_3)$			
	b_2	f_2	m_2	b_3	f_3	m_3	$\log Q = 0$	$\log Q = 1$	$\log Q = 2$	$\log Q = 3$	$\log Q = 4$
Seneca Creek	0,22	-0,51	1,35	0,00	0,22	-0,23	.....	.....	1,02	1,00	.....
Seven Springs	0,05	0,17	0,89	0,00	0,07	-0,09	.....	.....	1,03	0,99	.....
South Downington	0,04	-0,00	1,01	0,00	0,08	-0,09	.....	.....	1,01	0,99	.....
Bernalillo	0,00	1,64	-1,26	0,00	0,25	-0,17	.....	.....	.....	0,91	1,09
Domingo	0,90	-0,09	0,25	-0,11	0,10	0,00	.....	.....	1,01	0,98	0,97
Restormel	0,02	-0,12	0,89	0,00	0,12	-0,07	.....	.....	0,97	1,06	.....
Seriby Park	0,09	-0,01	0,94	0,00	0,34	-0,35	1,02	0,99	.....	.....	.....
Draycott	0,15	-0,43	1,24	0,00	0,31	-0,29	.....	0,99	1,02	.....	.....
Yoxall	-0,27	0,36	1,16	0,11	0,00	-0,21	.....	1,08	0,88	.....	.....
Bewdley	0,05	-0,10	1,15	0,03	0,13	-0,16	.....	1,00	1,00	.....	.....
Rocester	0,15	0,35	0,48	-0,06	0,22	-0,15	0,98	1,01	.....	.....	.....

Figura 3.9 Relação entre a largura, profundidade e velocidade em função da descarga, para os rios Domingo (Novo México, EUA) e Seneca (em Dawsonville, Maryland), assinalando as diferenças entre as linhas de ajustamento das funções potenciais lineares e não-lineares (conforme Richards, 1973)

como variável independente a descarga (Leopold e Maddock, 1953) ou a rugosidade (Richards, 1973) acaba sendo escolha de grande influência subjetiva.

As observações realizadas por Richards (1973) assinalam que a função potencial não é modelo empírico suficientemente geral e que deve ser substituído pelo modelo polinomial logarítmico. Este novo modelo descreve as variações não lineares da largura, profundidade, velocidade e rugosidade e se reduz ao modelo de funções exponenciais quando os coeficientes dos termos superiores ao de primeira ordem são iguais a zero.

Oriunda do fato de aceitar ou não a linearidade dos relacionamentos entre as variáveis da geometria hidráulica, outra conseqüência importante estabelece-se ao nível conceitual. As formulações propostas para a correlação de estruturas, na análise de sistemas envolvendo transporte de sedimentos e aspectos da geometria hidráulica, como as realizadas por Melton (1958), pressupõem que as relações entre as variações podem ser adequadamente descritas e analisadas pelas técnicas estatísticas lineares. A teoria da variância mínima, proposta por Langbein (1964) para predizer os valores médios dos expoentes, também se baseia na pressuposição da linearidade. Se considerarmos que as relações entre as variáveis não são simples funções exponenciais, a teoria da variância mínima não se torna a mais aceitável, e cuidados maiores devem ser tomados na construção dos modelos descrevendo as correlações da estrutura de sistemas (Richards, 1973).

3.2.2 Alterações apresentadas pelas variáveis da geometria hidráulica em direção de jusante

Outro aspecto fundamental da geometria hidráulica consiste em verificar as modificações apresentadas pelas variáveis em direção de jusante, cuja análise se processa pela comparação das características observadas em diversas seções transversais. Para a realização dessa análise comparativa deve-se levar em conta uma precaução: a comparação entre as diversas seções transversais só será válida se se considerar os débitos com a mesma freqüência ou o mesmo intervalo de recorrência em cada seção. Para a morfologia fluvial, o débito de maior significado é o do estágio de margens plenas, que esculpe e mantém a forma do canal (Leopold, Wolman e Miller, 1964). As considerações que iremos expor também se baseiam na pressuposição de relacionamentos lineares. Todavia, as ponderações expendidas por Richards (1973), e anteriormente mencionadas sobre essas relações, podem ser consideradas como válidas e aplicadas, inclusive, no estudo das mudanças sofridas pelas variáveis em direção de jusante.

Em virtude do aumento da área da bacia de drenagem e do número de afluentes, é normal o fato de que os débitos cresçam em direção de jusante, principalmente nas regiões úmidas. À medida que se eleva a vazão de um rio, há aumento proporcional da largura e da profundidade do canal e da velocidade das águas. Esse aumento pode ser descrito através de equações semelhantes às usadas para a seção transversal. Entretanto, para as variações longitudinais, alteram-se os valores dos expoentes b, f e m, tornando-se diferentes daqueles observados em um mesmo ponto, que passam a ser $b = 0{,}5$; $f = 0{,}4$ e

$m = 0{,}1$. Tais dados demonstram que a largura e a profundidade do canal aumentam rapidamente a jusante com o aumento da vazão, sendo bem maior o crescimento da largura. Embora com intensidade menor, a velocidade também aumenta. Recentemente, Carlston (1969), empregando o computador para analisar os dados fornecidos por Leopold e Maddock (1953), encontrou os seguintes valores exponenciais para as variações ao longo dos rios: $b = 0{,}461$; $f = 0{,}383$ e $m = 0{,}155$, que indicam a tendência de que a velocidade aumenta a jusante. Isto refere-se a uma generalização, mas para casos individuais pode ocorrer que ela se mantenha constante. No rio Missouri, por exemplo, o expoente da velocidade aproxima-se de zero (0,043), enquanto no Mississipi o seu valor atinge 0,203.

Os expoentes observados para a largura, profundidade e velocidade também apresentam variações muito grandes (Tab. 3.2 e Fig. 3.8). Os expoentes para a largura oscilam de 0,03 a 0,89, com classe modal entre 0,4 e 0,5. Os valores teóricos derivados pela aplicação da variância mínima (Leopold e Langbein, 1962) e dos princípios da continuidade e do transporte de sedimentos (Smith, 1974) estão relativamente acima dessa classe. Maior ajustamento existe entre os valores teóricos para os expoentes da profundidade, que se situam no âmbito da classe modal (0,3 - 0,4). A amplitude dos expoentes para a velocidade é muito acentuada, de -0,51 a 0,75, parcialmente em virtude dos expoentes negativos citados por Brush (1961) para rios dos Apalaches. Os expoentes teóricos calculados por Leopold e Langbein (0,09) e por Smith (0,1) situam-se próximo da classe modal (0,1 - 0,2). Para o caso da bacia do rio Manati, Lewis (1969 : 290) calculou os seguintes valores dos parâmetros hidráulicos para as mudanças alométricas em direção de jusante e para os débitos com freqüência de 30%, 50% e 70% de duração:

	a	c	k	b	f	m	ack	$b+f+m$
30%	4,88	0,27	0,48	0,46	0,32	0,25	0,62	1,03
50%	5,61	0,43	0,28	0,44	0,30	0,35	0,68	1,09
70%	5,69	0,44	0,44	0,46	0,27	0,27	1,10	1,00

A Tab. 3.6 reúne valores dos expoentes que assinalam as variações em direção de jusante, para diversas bacias hidrográficas. Para explicar essas variações, podem ser expostas considerações semelhantes às aventadas para as mudanças na seção transversal. Todavia, pode-se perceber a possibilidade de haver "regularidade entre os principais ambientes climáticos, talvez expressa através das diferenças topográficas da paisagem e nas diferenças na água e na produção de sedimentos" (Park, 1977 : 142). Inquestionavelmente, os fatores locais também são importantes e julgados como significativos para explicar as variações em direção de jusante, e os autores geralmente apelam para as modificações na erodibilidade das margens, na instabilidade dos canais, na carga do material detrítico em suspensão, nas mudanças da declividade do canal e nas modificações oriundas das influências antrópicas.

Tabela 3.6 Valores dos expoentes de parâmetros hidráulicos descrevendo a transformação alométrica em direção de jusante, em diversas bacias hidrográficas e para determinadas magnitudes de débitos

Referência	bacia	magnitude do débito	b	f	m	z	y
Leopold e Maddock, 1953	Meio Oeste, EUA	Q_{ma} (máximo)	0,76	0,44	0,15	.....	.....
		(mediano)	0,50	0,40	0,10	.....	.....
		(mínimo)	0,46	0,09	0,06	.....	.....
Wolman, 1955	Brandwine Creek	$Q_{50\%}$	0,34	0,45	0,32	-0,80	-0,40
		$Q_{15\%}$	0,38	0,42	0,32	-0,92	-0,51
		$Q_{2\%}$	0,45	0,43	0,17	-0,97	-0,32
		Q_b	0,42	0,45	0,05	-1,07	-0,28
Leopold e Miller, 1956	Novo México	? (média)	0,50	0,30	0,20	-0,23	-0,20
Miller, 1958	Rio Santa Bárbara	$Q_{2,33}$	0,49	0,39	0,13	-0,36	-0,14
	Rio Pecos	$Q_{2,33}$	0,59	0,30	0,13	-0,63	-0,29
	Rio Santa Cruz	$Q_{2,33}$	0,23	0,22	0,56	-0,30	-0,58
	Rio Pojoaque	$Q_{2,33}$	0,17	0,09	0,75	-0,48	-0,91
Brush, 1961	Apalacheanos	$Q_{2,33}$ (máximo)	0,89	0,70	0,29	.....	.....
		(médio)	0,55	0,36	0,09	.....	.....
		(mínimo)	0,30	0,29	0,05	.....	.....
Lewis, 1969	Rio Manati	$Q_{70\%}$	0,46	0,27	0,27	.....	.....
		$Q_{50\%}$	0,44	0,30	0,35	.....	.....
		$Q_{30\%}$	0,46	0,32	0,25	.....	.....
Carlston, 1969	Meio Oeste, EUA	Q_{ma}	0,46	0,38	0,16	.....	.....
Knighton, 1974	Bollin-Dean	$Q_{50\%}$	0,46	0,16	0,38	.....	.....
		$Q_{2\%}$	0,61	0,31	0,08	.....	.....
Leopold e Langbein, 1962	Valor teórico		0,55	0,36	0,09	-0,74	-0,22

A análise dos expoentes para as modificações em direção de jusante permite observar que:

a) embora a largura aumente ligeiramente em cada seção transversal, com o aumento do débito, ela aumenta rapidamente em direção de jusante;

b) a profundidade média aumenta em intensidade praticamente semelhante tanto no local como em direção de jusante;

c) a velocidade aumenta rapidamente com a elevação do débito em cada seção transversal, mas apresenta aumento moderado em direção de jusante.

Para essas três variáveis, o debate mais acirrado refere-se ao caso da velocidade, desde quando Leopold (1953) observou que a velocidade tende a aumentar em direção de jusante. Ao rever os dados apresentados por Leopold e Maddock (1953), Mackin (1963) conclui que "a generalização de que a velocidade aumenta em direção de jusante é aplicável a um grupo de rios, coletivamente, mas não o é necessariamente a qualquer membro particular desse grupo", pois há casos em que a diminuição da velocidade pode ser verificada.

Com o aumento da largura e da profundidade em direção de jusante, há elevação dos valores do raio hidráulico e, concomitantemente, diminuição relativa da influência exercida pela rugosidade. Esse comportamento indica maior eficiência do fluxo, que se reflete no aumento da velocidade, compensando o decréscimo que se observa na declividade do canal.

A concentração dos sedimentos também sofre mudanças. As considerações de Leopold e Maddock (1953) mostram a tendência de haver diminuição na concentração média dos sedimentos em direção de jusante, indicando que o fornecimento de detritos, por unidade de área, é maior em bacias pequenas que nas grandes. Se nas seções transversais o valor do expoente j se situa entre 2 e 3,0, ele se reduz a 0,8 para descrever as mudanças sofridas em direção de jusante. O valor de 0,8 assinala que o aumento da concentração de sedimentos se realiza em intensidade menor que o crescimento do débito, demonstrando o decréscimo da concentração da carga detrítica ao longo do curso de água. Se o valor do expoente fosse igual a 1,0 indicaria crescimento proporcional da mesma intensidade entre o débito e a concentração dos sedimentos transportados em suspensão.

A área da seção transversal, ao nível de margens plenas, tem sido definida como indicadora da capacidade do canal. Em virtude das adaptações realizadas pelas variáveis da geometria hidráulica, diversos estudos estão sendo realizados para encontrar as relações entre a capacidade do canal e outros atributos da bacia de drenagem. Ao analisar exemplos localizados em Devon, na Inglaterra, Park (1976) encontrou relacionamento entre a capacidade do canal e a área da bacia de drenagem, expressa como sendo igual a

$$Ac = 1{,}189\, Ab^{0{,}48},$$

na qual,

A_c é a área da seção transversal, ao nível de margens plenas, indicadora da capacidade do canal;

A_b é a área da bacia de drenagem.

Estudando pequenas bacias hidrográficas localizadas na área de Filadélfia (Estados Unidos), Hammer (1972) procurou estabelecer equação preditiva para a área da seção transversal em cursos de água que não estejam afetados pela urbanização, isto é, com áreas pavimentadas inferiores a 5% da área total, e encontrou a seguinte relação

$$\text{área da seção transversal} = 0{,}9243\ (\text{área da bacia})^{0{,}6442}.$$

O uso desta equação permite calcular a área esperada que o canal deveria apresentar. Tomando esse valor como ponto de referência, pode-se estabelecer um *índice de alargamento do canal*, que consiste em confrontar a área mensurada em determinada seção transversal com a área esperada, de modo que (conforme proposição de Hammer, 1972)

$$\text{índice de alargamento do canal} = \frac{\text{área mensurada do canal}}{0{,}9243\ (\text{área da bacia})^{0{,}6442}}.$$

Os valores próximos da unidade assinalam crescimento proporcional, alometricamente ajustados em função da área da bacia de drenagem. Aplicando o índice de alargamento em diversas seções transversais, em direção de jusante, pode-se aquilatar o aumento proporcional da área da seção transversal em relação com a área da bacia de drenagem. Quando essa proporcionalidade é alterada em determinados trechos, cumpre verificar a influência de fatores externos atuantes, tais como, por exemplo, a atividade antrópica. Ao estudar as influências da urbanização em rios localizados no Sudeste da Inglaterra, Hollis e Luckett (1976) observaram que o alargamento apresenta correlação positiva com a porcentagem da área recoberta por superfícies pavimentadas, em virtude do reconhecido fato de que a impermeabilização das áreas resulta em aumento no pico dos fluxos das cheias (Leopold, 1968). À medida que o tempo decorre, as conseqüências morfológicas nos canais podem ser intensificadas. No exemplo de Sussex, em pequenas bacias hidrográficas, as bacias que sofreram desenvolvimento urbano há menos de quatro anos apresentaram canais com índice de alargamento de 2,19, e as que sofreram urbanização com tempo superior a 4 anos apresentaram índices de 5,95.

A construção de barragens e reservatórios nos cursos de água também introduz alterações na capacidade do canal, pois modifica a magnitude e a freqüência dos picos dos débitos em direção de jusante. Se a geometria do canal está em equilíbrio com o pico da descarga de determinada grandeza e intervalo de recorrência, então a interposição de uma barragem provocará ajustamentos na geometria hidráulica do canal situado a jusante. No caso do rio Tone, em Somerset (Inglaterra), Gregory e Park (1974) analisaram a capacidade do canal ao nível de margens plenas situadas a montante e a jusante de um reservatório construído em 1959. Considerando as seções transversais situadas a montante e aquelas localizadas a jusante, em relação com a fase pré-reservatório, observaram

correspondência significativa na capacidade do canal em seu relacionamento com a área da bacia hidrográfica, descrita como sendo igual a

$$C = 0{,}4526\ A_b^{0{,}68}$$

na qual C é a área do canal (em m^2) e A_b é a área da bacia de drenagem (em km^2). Analisando o nível de margens plenas no trecho do rio a jusante do reservatório, correspondente ao novo regime de fluxo, Gregory e Park observaram redução de 54% na capacidade do canal na parte imediatamente próxima do reservatório, mas em direção de jusante o reajustamento se processa de modo mais rápido até que venha a atingir valores aproximados com os obtidos na fase anterior à construção da barragem e compatíveis com os localizados a montante do reservatório (Fig. 3.10).

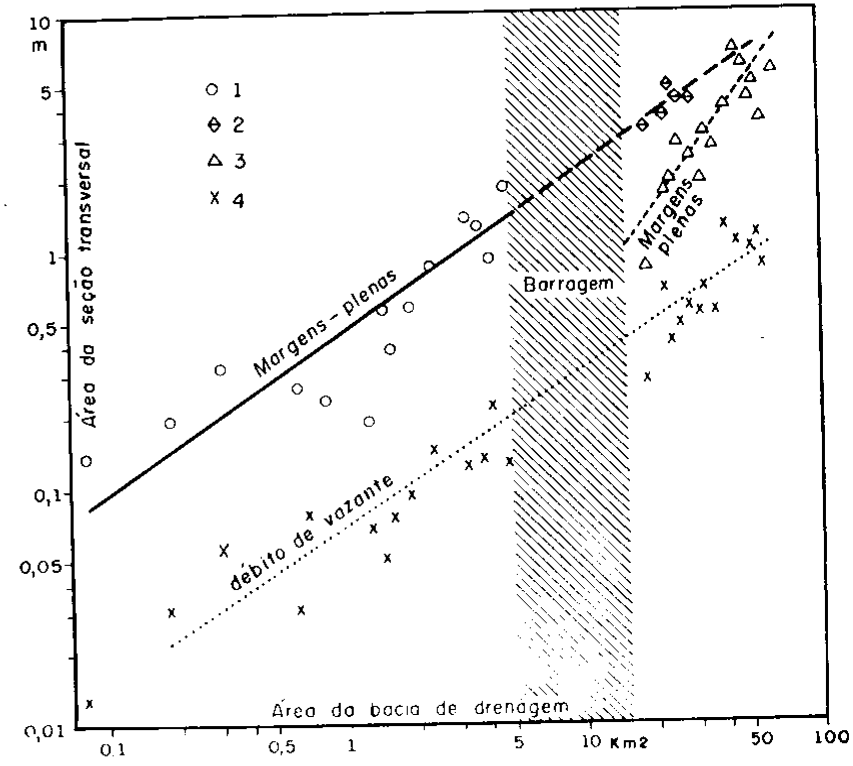


Figura 3.10 Relações entre a área da bacia de drenagem e a área da seção transversal, no rio Tone. Os símbolos numéricos indicam (1) capacidade do canal em locais a montante do reservatório; (2) antiga capacidade do canal em locais situados a jusante do reservatório, (3) capacidade atual dos canais em locais situados a jusante do reservatório, e (4) área da seção transversal correspondendo aos débitos de vazante, em todos os locais (adaptado de Gregory e Park, 1974).

A capacidade do canal também pode ser relacionada com o comprimento total dos canais existentes a montante (ΣL), na área da bacia tributária da referida seção transversal (C), e serve como índice para avaliar o volume da rede de drenagem. Gregory (1977) procurou estabelecer essa relação de modo geral que

$$C = a\Sigma L^b,$$

expressando combinação da geometria do canal com a morfometria da rede de drenagem. Aplicando essa fórmula em exemplos situados no Noroeste de Yorkshire, na Inglaterra, Gregory e Park (1976) verificaram os efeitos ocasionados pela urbanização e pela construção de barragens (Tab. 3.7 e Fig. 3.11). O rio Nidd exemplifica o caso com a presença de reservatório: no setor a jusante (9 seções transversais) houve diminuição na capacidade do canal em relação ao previsto pelo ajustamento da geometria do canal, ao nível das margens plenas,

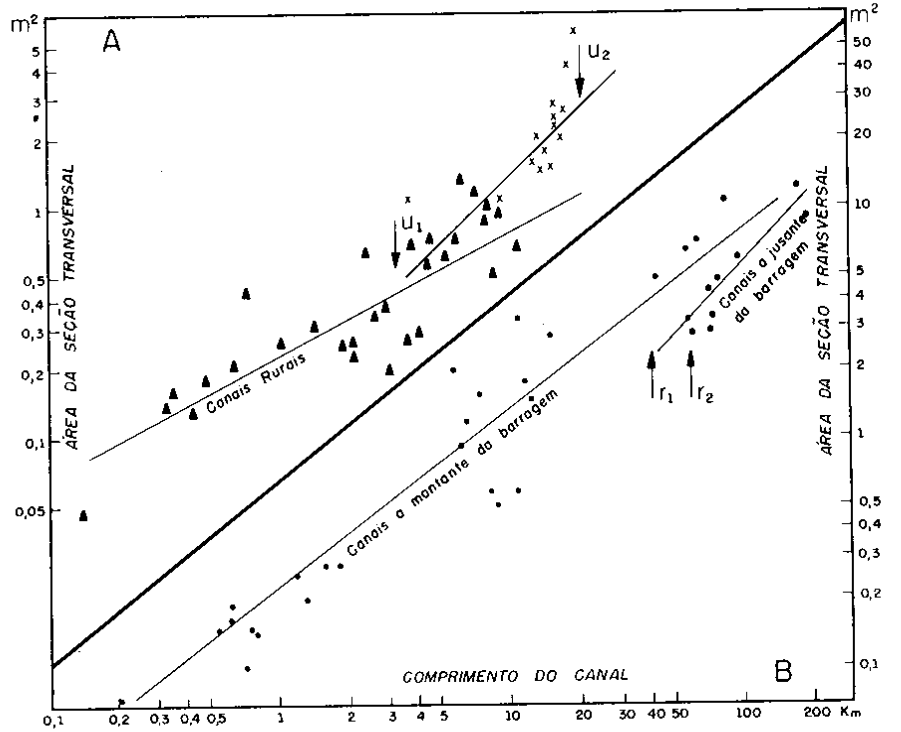


Figura 3.11 Relações entre o comprimento total dos canais e a capacidade do canal em duas áreas de Yorkshire, Inglaterra. Na parte *A*, os canais rurais foram medidos a montante da área urbana de Catterick Garrison, e a linha superior de regressão refere-se aos canais localizados no interior e a jusante da área urbanizada. Na parte *B*, a capacidade do canal a montante da barragem é confrontada com a da parte jusante. As equações descritivas dessas relações estão inseridas na Tab. 3.7 (conforme Gregory, 1977)

Tabela 3.7 Valores das regressões entre a capacidade do canal (C) e o comprimento total dos canais situados na área tributária de montante (ΣL), em exemplos localizados em Yorkshire, na Inglaterra (conforme Gregory, 1977)

Bacia		equações de regressão
Rio Nidd (superior)	acima da barragem	$C = 0{,}2267\ \Sigma L^{0{,}7683}$
	abaixo da barragem	$C = 0{,}0392\ \Sigma L^{1{,}0724}$
área de Catterick Garrison	canais em zona rural	$C = 0{,}2282\ \Sigma L^{0{,}5323}$
	canais no interior e a jusante de áreas urbanas	$C = 0{,}1453\ \Sigma L^{0{,}9578}$

tendo como referência as seções transversais localizadas a montante da barragem (26 seções). No caso da área urbanizada de Caterrick Garrison, os canais no interior e a jusante da área urbanizada apresentaram capacidade do canal duas vezes maior que o tamanho esperado tendo como referência os cursos de água localizados na zona rural. Leopold (1973) chamou a atenção para o fato de que a urbanização alterou drasticamente o débito de águas e de sedimentos para os cursos de água localizados em suas proximidades, de modo que os fluxos provocando transbordamento, que anteriormente ocorria em média uma vez por ano, atualmente ocorrem dez vezes em cada ano.

3.3 MUDANÇAS NA FORMA DO CANAL

Resultando da interação entre as forças do fluxo e a resistência do material rochoso, a forma do canal apresenta-se mutável com as oscilações do débito. À medida que se eleva o nível das águas, há aumento da velocidade e da força de cisalhamento que criam possibilidades para as forças erosivas remanejarem o material sedimentar do leito, promovendo o entalhamento do canal. Inversamente, como a carga detrítica que passa pela seção transversal é fornecida pela área montante, a diminuição gradativa no volume do fluxo vai permitindo a deposição da carga sedimentar transportada pelo rio, favorecendo a elevação do nível do leito. Entalhamento e deposição são dois processos que atuam modificando a forma do canal, promovendo ajustagem entre as diversas variáveis, em curto lapso de tempo. Quando os processos de entalhamento e de deposição envolvem tendências gerais sob longos períodos de tempo, costuma-se descrevê-los pelo uso dos termos de *degradação* e *agradação*.

Em virtude das características do material litológico que compõe o canal (grau de consolidação, composição granulométrica, imbricação, coesão

e outras) há variabilidade na intensidade das alterações com as mudanças no débito. Alguns rios sofrem pequenas mudanças durante a cheia, apresentando entalhamento quando se elevam as águas e deposição quando elas se abaixam. No conjunto, praticamente, há manutenção da forma e do equilíbrio. A análise dessas modificações que acontecem na morfologia do canal envolve processos diversos e necessita de levantamentos minuciosos e contínuos para se verificar as transformações que ocorrem nas várias etapas das cheias. Neste setor, a deficiência de informações continua a ser muito grande. As observações expedidas por Leopold e Maddock (1953), descrevendo alguns casos, continuam a ser básicas e isoladas na bibliografia geomorfológica.

Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 230) mostram que a elevação do leito médio do rio, em determinada seção transversal, não somente depende da descarga mas se encontra intimamente ligada com as mudanças que ocorrem na largura, profundidade, velocidade e carga sedimentar durante a passagem da cheia. No transcurso da cheia, cada um desses parâmetros executa um circuito em histerese, no sentido de que, cada determinado débito na fase ascendente do hidrograma, é caracterizado por valores maiores na carga sedimentar e na velocidade, e valor menor na profundidade, que os valores verificados para os mesmos débitos na fase descendente do hidrograma. De modo semelhante, a posição altitudinal do leito também executa um circuito em histerese, mas a elevação mínima do leito necessariamente não coincide com a descarga máxima da cheia. Ao estudar a cheia ocorrida em setembro-dezembro de 1941, no rio São João, em Bluff (Utah, Estados Unidos), Leopold e Maddock (1953) descrevem que o débito máximo chegou a 2 118 m^3/s. Na fase ascendente, no débito correspondente a 176 m^3/s, mediu-se 0,98 m para a profundidade, 2,62 m para a velocidade e aproximadamente 1 000 000 de toneladas por dia para a carga em suspensão. Na fase de declínio, quando o débito e a largura se tornaram iguais ao do valor da fase de ascensão (176 m^3/s), a carga em suspensão era somente de 100 000 toneladas por dia, enquanto se obtinha o valor de 1,83 m para a velocidade e 1,34 m para a profundidade.

O comportamento do sistema geometria hidráulica possui importância para caracterizar a tipologia dos canais fluviais. Leopold e Maddock (1953, p. 29) assinalam que "sob condições de débito e de largura constantes, o aumento da velocidade está associada com acréscimo no transporte da carga em suspensão e na do leito. Sob condições de velocidade e de descarga constantes, o aumento da largura está associado com decréscimo no transporte da carga em suspensão e aumento na carga do leito". Para exemplificar, pode-se citar o caso dos rios anastomosados, que com grande carga do leito, são largos e rasos. Mackin (1948, p. 484) inclusive observa "que os canais largos e rasos constituem o tipo de seção transversal melhor adaptado para o transporte de carga do leito em grande quantidade. Por outro lado, os rios meândricos caracterizam-se pelo transporte de carga em suspensão, possuindo elevada porcentagem de silte e argila (Schumm, 1967).

A topografia do leito em canais aluviais é mutável, apresentando deslocamentos com as mudanças no fluxo e alterações na forma do canal. Em virtude

das descontinuidades no transporte dos sedimentos, pode-se observar que o entalhamento em determinado local é acompanhado pela deposição em lugar a jusante. Algumas vezes, inclusive, extensos trechos do rio sofrem erosão durante as cheias. Entretanto, no conjunto, há manutenção na distribuição espacial entre as depressões e as soleiras, embora seu posicionamento possa migrar. Em virtude dessa migração, uma mesma seção transversal pode sofrer entalhamento e, posteriormente, deposição. Outro fato característico é o de que, no mesmo perfil transversal, algumas partes podem estar sofrendo erosão enquanto em outras ocorre a sedimentação. As migrações laterais do canal são ativas nas áreas meândricas, onde as margens côncavas são solapadas enquanto as convexas recebem deposição de sedimentos.

Tais procedimentos permitem inferir que o tamanho e as dimensões do canal fluvial podem ser relacionados à natureza dos sedimentos existentes no leito e nas margens. Entre as variáveis da geometria hidráulica, a relação entre a largura e a profundidade (F) é utilizada como parâmetro para descrever a forma do canal. Os valores dessa relação variam ao longo do mesmo curso de água, servindo de exemplo o caso do rio Smoky Hill, em Kansas, pois, quando recebe tributários fornecendo carga de sedimentos em suspensão, a largura diminui, e, quando os afluentes fornecem cargas arenosas elevadas, há aumento da largura. Embora não houvesse mudança sistemática no tamanho do leito e nos materiais das margens, Schumm (1960) percebeu que a forma dos canais estava estreitamente relacionada com a porcentagem de silte e argila compondo os materiais do perímetro do canal. Para calcular a porcentagem da fração silte argila (sedimentos menores que 0,074 mm) no conjunto do material detrítico, designado como M, Schumm (1960, p. 18) propôs a seguinte fórmula

$$M = \frac{(Sf \times w) + (Sm \times 2d)}{w + 2d},$$

na qual

Sf é a porcentagem de silte e argila na aluvião do leito;
Sm é a porcentagem de silte e argila na aluvião das margens;
w é a largura do canal; e
d é a profundidade do canal.

Os dados coletados por Schumm (1960), representados na Fig. 3.12, mostram que a correlação entre a forma do canal (relação largura-profundidade) e o sedimento aluvial (média ponderada da porcentagem silte-argila) é significativa, sendo descrita como

$$F = 255\,M^{-1,08}$$

com coeficiente de correlação de 0,91 e desvio padrão de 0,20 unidades logarítmicas. Essa correlação permite inferir que os canais contendo pequena quantidade de silte-argila são amplos e rasos, enquanto os predominantemente compostos por silte-argila são relativamente estreitos e profundos. A posição dos valores em relação à linha de regressão da Fig. 3.12 pode também ser utilizada como critério para identificar a estabilidade do canal (Schumm, 1960. p.24).

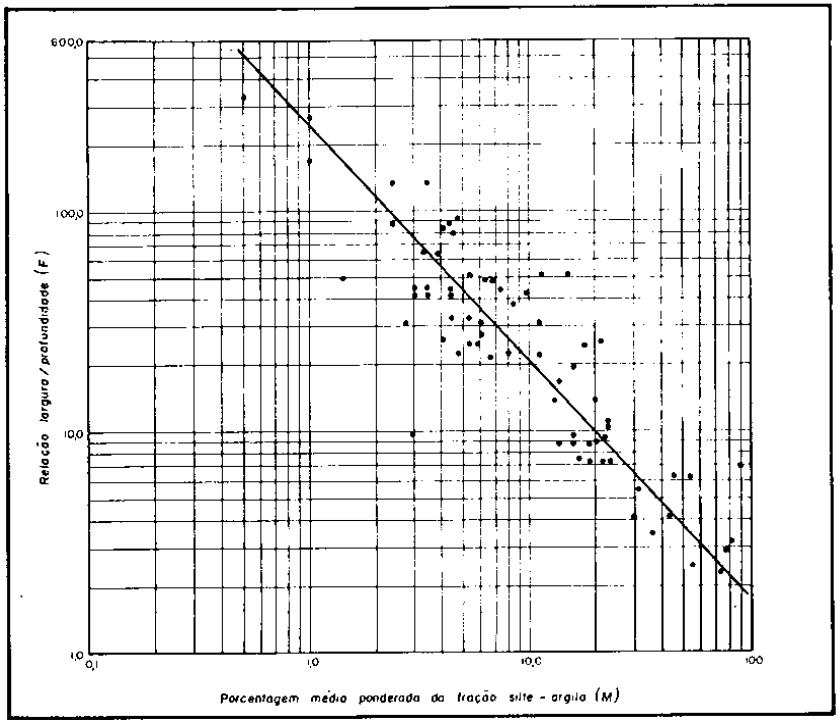


Figura 3.12. Relações entre a forma do canal (*F*) e a fração silte-argila (*M*) em diferentes seções transversais. A linha de regressão foi determinada graficamente (conforme Schumm, 1960)

As seções em que ocorre agradação terão valores maiores na relação largura-profundidade do que os calculados em função da porcentagem de silte-argila; ao contrário, as seções em que ocorre degradação terão valores menores que os calculados.

Não se observou correlação significativa entre a forma do canal com os valores da cheia média anual, com os do débito médio anual ou com o tamanho dos sedimentos. Entretanto, quando Schumm (1971, p. 16) combinou o tipo de carga sedimentar (*M*) com o débito médio anual (*Qm*), excelente correlação foi obtida (com coeficiente de correlação de 0,93; desvio-padrão de 0,15 unidades logarítmicas), sendo descrita como

$$F = 56 \frac{Qm^{0,10}}{M^{0,74}}$$

e indicando que as variações das dimensões do canal, sob condições de débito constante, provavelmente devem ser atribuídas às mudanças ocorridas no tipo de carga sedimentar, responsável pelos depósitos aluviais componentes do leito e das margens.

A influência exercida pelos fatores externos, como a vegetação, pode ocasionar alteração sensível no comportamento das variáveis da geometria hidráulica. Estudando bacias hidrográficas localizadas na parte setentrional de Vermont (Estados Unidos), Zimmerman, Goodlett e Comer (1967) assinalaram as influências exercidas pela vegetação sobre os pequenos cursos de água. Nessa área, tais autores mostraram que a largura do canal não aumenta de modo consistente em direção de jusante quando as áreas das bacias de drenagem são inferiores a 0,26-2,06 km^2, pelo fato de que a vegetação invade o canal e elimina o efeito de aumento do débito em direção de jusante. Ao longo de um rio, a variabilidade na largura atinge o máximo quando as áreas de drenagens são aproximadamente de 5,2 km^2, enquanto em alguns rios a menor variabilidade ocorre quando a área é de aproximadamente 15,5 km^2. Os referidos autores mostram a existência de dois limiares importantes, separando os pequenos cursos de água (áreas menores que 0,26-2,06 km^2) que têm sua forma e tamanho basicamente controlados pelo fator vegetação, os canais intermediários (áreas de 2,06 a 15,5 km^2), que mostram aumento na largura mas cujo valor médio e variabilidade são ainda influenciados pela vegetação, e os grandes cursos de água (áreas maiores que 15,5 km^2), somente afetados pela vegetação em suas margens. É interessante acrescentar que os dados coletados por Thornes (1970), sobre a geometria hidráulica de cursos de água na área Suiá-Missu, no interflúvio Xingu-Araguaia, mostram que os cursos de água maiores apresentam relacionamento entre as variáveis conforme os previstos, mas os pequenos cursos de água das cabeceiras mostram relações totalmente diferentes, não havendo relacionamento entre a forma do canal e a porcentagem de silte-argila, e a largura aumenta com valores muito baixos. Neste caso, distingue-se também a existência de um limiar, denunciando que os pequenos cursos de água comportam-se como sistemas caracterizados por individualidade própria e propriedades particulares. Dessa maneira, chega-se à possibilidade de estabelecer a passagem para se aplicar o conceito de que os canais de escoamento se comportam como rios somente acima de determinada magnitude, a partir do momento em que as variáveis da geometria hidráulica passam a assumir as relações que caracterizam o entrosamento do sistema.

A análise das mudanças na forma do canal permite considerar as variáveis do sistema geometria hidráulica como ajustamentos alométricos, pois os seus valores se modificam conforme as transformações que acontecem no todo. Há manutenção do equilíbrio e o ajustamento entre as variáveis processa-se rapidamente, embora implique determinado lapso de tempo. Estudos sobre a geometria hidráulica criam oportunidades para a comparação entre áreas, para analisar a influência das bacias sobre os canais e para inferir mensurações sobre processos a partir das dimensões do canal. Cria, também, possibilidades para predizer as implicações viáveis ocasionadas por mudanças climáticas e por modificações nos elementos componentes da bacia hidrográfica; de maneira análoga, é aplicada para avaliar os débitos e os fluxos que aconteceram em épocas passadas, cujos aspectos dos antigos canais ainda são visíveis na paisagem atual (Dury, 1976). Para os atuais cursos de água, o ajustamento e o equilíbrio que se observam nas seções transversais levam-nos, paulatinamente, a estudar os aspectos e as características do perfil longitudinal dos rios.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baker, Victor R. "Stream-channel response to floods, with examples from Central Texas". *Geol. Soc. America Bulletin*, 88(8):1 057-1 081, 1977.

Barnes, H. H. "Roughness characteristics of natural channels". *U. S. Geol. Survey Water Supply Paper* (1849):1-213, 1967.

Brush, L. M., Jr. "Drainage basins, channels and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (282-F):145-181, 1961.

Bull, William B. "Allometric change of landforms". *Geol. Soc. America Bulletin*, 86(11):1 489-1 498, 1975.

Bull, William B. "Transformação alométrica em formas de relevo". *Notícia Geomorfológica*, 18(35):3-44, 1978.

Carlston, Charles W. "Downstream variations in the hydraulic geometry of streams: special emphasis on mean velocity". *American Journal of Science*, 267(4):499-509, 1969.

Chitale, Shrikrishna V. "Shape and size of aluvial canals". *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 102(7): 1 003-1 011, 1976.

Chorley, Richard J. e Kennedy, B. A. *Physical Geography: a systems approach*. Prentice Hall Int. Co., Londres, 370 pp., 1971.

Christofoletti, Antonio. "Consideração sobre a geografia física dos cerrados". *Notícia Geomorfológica*, 6(11):5-32, 1966.

Christofoletti, Antonio. "Geometria hidráulica". *Notícia Geomorfológica*, 16(32):3-37, 1976.

Dalrymple, Tate. "Flood characteristics and flood determination". In *Handbook of Applied Hydrogeology* (Chow, V. T., editor), McGraw-Hill, New York, 25-1 a 25-33, 1964.

Dury, G. H. "Bankfull discharge – an example of its statistical relationships". *Bull. Int. Assoc. Scientific Hydrology*, VI année, nº 3, pp. 48-55, 1961.

Dury, G. H. "Some results of a magnitude-frequency analysis of precipitation". *Australian Geographical Studies*, 2(1):21-34, 1964.

Dury, G. H. "Hydraulic geometry". In *Water, Earth and Man* (Chorley, R. J., coordenador). Methuen & Co., Londres, pp. 319-329, 1969.

Dury, G. H. "High temperature extremes in Australia". *Annals of the Assoc. of American Geographers*, 62(3):388-400, 1972.

Dury, G. H. "Magnitude frequency analysis and channel morphometry". In *Fluvial Geomorphology* (Morisawa, M., coordenador). Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghampton, pp. 91-121, 1979.

Dury, G. H. "Discharge prediction, present and former, from channel dimensions". *Journal of Hydrology*, 30(3):219-245, 1976.

Dury, G. H., Hails, J. R. e Robbie, M. B. "Bankfull discharge and the magnitude frequency series". *Australian Journal of Science*, 26:123, 1963.

Fahnestock, R. K. "Morphology and hydrology of a glacial stream, White River, Mount Rainier, Washington". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (422-A):1-70, 1963.

Gregory, K. J. "Lichens and the determination of river channel capacity". *Earth Surface Processes*, 1(3):273-285, 1976.

Gregory, K. J. "Stream network volume: an index of channel morphometry". *Geol. Soc. America Bulletin*, 88(8):1 075-1 080, 1977.

Gregory, K. J. e Park, C. C. "Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir". *Water Resources Research*, 10(4):870-873, 1974.

Gregory, K. J. e Park, C. C. "Stream channel morphology in Northwest Yorkshire, England". *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 25(2):63-72, 1976.

Gumbel, E. J. Statistical theory of extreme values and some practical applications. *Applied Mathematics Series*, vol. 33, National Bureau of Standart, Washington, 1954.

Gumbel, E. J. "Statistical theory of floods and droughts". *Proceeding of Institution of Water Engineers*, vol. 12, pp. 157-184, 1958.

Gumbel, E. J. *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, New York, 1958.

Gupta, A. e Fox, H. "Effects of high-magnitude floods on channel form: a case study in Mariland Piedmont". *Water Resources Research*, 10(3):499-509, 1974.

Hammer, T. R. "Stream channel enlargement due to urbanization". *Water Resources Research*, 8(6):1 530-1 540, 1972.

Harvey, A. M. "Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime". *Journal of Hydrology*, 8(1):82-98, 1969.

Harvey, A. M. "Some aspects of the relations between channel characteristics and riffle spacing in meandering streams". *American Journal of Science*, 275(4):470-478, 1975.

Hedman, E. R. e Kastner, W. M. "Streamflow characteristics related to channel geometry in the Missouri river basin". *Journal Research of U.S. Geol. Survey*, 5(3):285-300, 1977.

Hollis, G. E. e Luckett, J. K. "The response of natural river channels to urbanization: two case studies from Southeast England". *Journal of Hydrology*, 30(4):351-363, 1976.

Knighton, A. D. "Changes in a braided reach". *Geol. Soc. America Bulletin*, 83:3 813-3 822, 1972.

Knighton, A. D. "Variation in width-discharge relation and some implications for hydraulic geometry". *Geol. Soc. America Bulletin*, 85(7):1 069-1 076, 1974.

Knighton, A. D. "Variations in at-a-station hydraulic geometry". *American Journal of Science*, 275(2):186-218, 1975.

Lacey, G. "Stable channels in alluvium". *Proceedings of Institute of Civil Engineers*, (229):259-384, 1930.

Lane, E. W. e Borland, W. M. "River-bed scour during floods". *Trans. American Soc. Civil Engineers*, 119:1 069-1 079, 1954.

Langbein, W. B. "Geometry of river channels". *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 90(2):301-311, 1964.

Leopold, Luna B. "Downstream change of velocity in rivers". *American Journal of Science*, 251(8):606-624, 1953.

Leopold, Luna B. "Hydrology for urban land planning – a guidebook on the hydrologic effects of urban land use". *U. S. Geol. Survey Circular*, (554):1-18, 1968.

Leopold, Luna B. "River channel change with time: an example". *Geol. Soc. America Bulletin*, 84(6):1 845-1 860, 1973.

Leopold, L. B. e Maddock Jr., T. "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (252):1-57, 1953.

Leopold, L. B. e Skibitzke, H. E. "Observations on unmeasured rivers". *Geografiska Annaler*, 49A:247-255, 1967.

Leopold, L. B., Wolman, M. G, e Miller, J. P. *Fluvial processes in Geomorphology*. W. F. Freeman and Co., San Francisco, 522 pp., 1964.

Lewis, L. A. "Some fluvial geomorphic characteristics of the Manati basin, Puerto Rico". *Annals Assoc, American Geographers*, 59(2):280-293, 1969.

Mackin, J. H. "Concept of the graded river". *Bull. Geol. Society of America*, 59(5):463-512, 1948.

Mackin, J. H. "Rational and empirical methods of investigation in Geology". In *The fabric of geology* (Albritton, C. C., editor). Freeman, Cooper and Co., Stanford, pp. 135 a 163, 1963.

Maddock Jr., Thomas "The behavior of straight open channels with movable beds". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (622-A):1-70, 1969.

Miller, T. K. e Onesti, L. J. "Multivariate empirical test of the Leopold and Miller stream order-hydraulic geometry hypothesis". *Geol. Society America Bulletin*, 88(1):85-88, 1977.

Nixon, M. "A study of the bankfull discharge of rivers in England and Wales". *Proc. Institute Civil Engineers*, 12:157-175, 1959.

Oltman, Roy E. "Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon". *Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica*, vol. 3, pp. 163-185, Belém, 1967.

Park, Chris C. "World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: an analysis and some observations". *Journal of Hydrology*, 33(1-2):133-146, 1977.
Park, Chris C. "Allometric analysis and stream channel morphometry". *Geographical Analysis*, 10(3):211-228, 1978.
Pickup, G. "Adjustment of stream-channel shape to hydrologic regime". *Journal of Hydrology*, 30(4):365-373, 1976.
Pickup. G. e Warner, R. F. "Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge". *Journal of Hydrology*,29(1-2):51-75, 1976.
Ponton, J. R. "Hydraulic geometry in the Green and Birkenhead basins, British Columbia". In *Mountain Geomorphology* (Slaymaker, H. O. e McPherson, H. J., editores), pp. 151-160, 1972.
Richards, K. S. "Hydraulic geometry and channel roughness – a non linear system". *American Journal of Science*, 273(10):877-896, 1973.
Richards, K. S. "Complex width-discharge relations in natural river sections". *Geol. Soc. America Bulletin*, 87(2):199-206, 1976a.
Richards, K. S. "Channel width and the riffle-pool sequence". *Geol. Soc. America Bulletin*, 87(6):883-890, 1976b.
Richards, K. S. "Channel and flow geometry: a geomorphological perspective". *Progress in Phisical Geography*, 1(1):65-102, 1977.
Ryley, S. J. "A comparison of morphometric measures of bankfull". *Journal of Hydrology*, 17(1):23-31, 1972.
Schumm, Stanley A. "The shape of alluvial channels in relation to sediment type". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (352-B):17-30, 1960.
Schumm, Stanley A. "Meander wavelenght of alluvial rivers". *Science*, 157 (3 796): 1 549-1 550, 1967.
Schumm, Stanley A. "Fluvial geomorphology: the historical perspective". In *Rivers mechanics* (Shen, H. W., editor). Water Resources Publications, Fort Collins, pp. 1-27, 1971.
Singh, K. e Sinclair, R. A. "Two distribution method for flood frequency analysis". *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 98(1):29-44, 1972.
Smith, D. G. "Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river". *Geol. Soc. America Bulletin*, 86(6):857-860, 1976.
Smith, T. R. "A derivation of the hydraulic geometry of steady state channels from conservation principles and sediment transport laws". *Journal of Geology*, 82(1):98-104, 1974.
Thornes, John B. "The hydraulic geometry of stream channels in the Xingu-Araguaia headwaters". *Geographical Journal*, 136(3):376-3 821, 1970.
Tricart, Jean. "Os tipos de leitos fluviais". *Notícia Geomorfológica*, 6(11):41-49, 1966.
Wilcock, David N. "Investigation into the relations between bedload transport and channel shape". *Geol. Soc. America Bulletin*, 82(8):2 159-2 176, 1971.
Woldenberg, M. J. "Relation's between Horton's laws and hydraulic geometry as applied to tidal networks". *Harvard Papers in Theoretical Geography*, (45):1-39, 1972.
Wolman, M. G. "The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (271):1-56, 1955.
Wolman, M. G. e Brush, L. M., Jr. "Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sand". *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, (282-G):183-210, 1961.
Wolman, M. G. e Miller, J. P. "Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes". *Journal of Geology*, 68(1):57-74, 1960.
Wolman, M. G. e Miller, J. P. "Magnitude e freqüência das forças nos processos geomorfológicos. *Notícia Geomorfológica*, 14(27-28):3-43, 1974.
Woodyer, K. D. "Bankfull frequency in rivers". *Journal of Hydrology*, 6(2):114-142, 1968.
Zimmerman, R. C., Goodlett, J. G. e Comer, G. H. "The influence of vegetation on channel form of small streams". In *Symposium of river morphology*, International Assoc. of Scientific Hydrology, Berna, pp. 255-275, 1967.

4 Perfil Longitudinal de Cursos de Água

O perfil longitudinal de um rio mostra a sua declividade, ou gradiente, sendo a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso de água, para as diversas localidades situadas entre a nascente e a foz. Para muitos rios, a curva representativa dessa relação tem a forma parabólica e o perfil típico é côncavo para o céu, com declividades maiores em direção da nascente e com valores cada vez mais suaves em direção de jusante. A declividade do canal, em qualquer ponto, simplesmente é a tangente do perfil no referido ponto.

As diversas teorias geomorfológicas utilizam as características do perfil longitudinal, procurando enquadrá-las de modo significativo no conjunto das formas de relevo, embora oferecendo explicações diferentes para as funções que lhe são atribuídas. Em virtude da importância da atividade fluvial na esculturação do modelado terrestre, a análise do perfil longitudinal é tema de longas raízes na Geomorfologia. Torna-se oportuno retraçar a evolução das idéias a propósito do perfil longitudinal, distinguindo a fase pioneira, a fase davisiana, a abordagem sistêmica e a teoria do equilíbrio dinâmico, a aplicação da teoria probabilística ao sistema canal fluvial e as contribuições relacionadas com a descrição matemática do perfil longitudinal. Em relação direta com as idéias sobre o perfil longitudinal desenvolveram-se diversas noções e conceitos, cujos teores merecem ser analisados. Dessa maneira, na segunda parte deste capítulo, iremos destacar como questões correlatas o nível de base, as rupturas de declive, a erosão regressiva e a morfogênese do perfil.

4.1 EVOLUÇÃO DAS IDÉIAS SOBRE O PERFIL LONGITUDINAL

4.1.1 Contribuições pioneiras sobre o perfil longitudinal

A história das observações sobre o perfil longitudinal de rios remonta do século XVI, quando Galileu Galilei considerou que a figura mais favorável ao escoamento regular da água em um canal devia ser uma curva côncava para o céu, possuindo a forma de um quarto de círculo. Citações esparsas sobre trabalhos dos variados pesquisadores são encontradas em quase todos os manuais

geomorfológicos e em numerosos artigos. Entretanto, dois dentre eles surgem como as fontes mais importantes. Por ocasião do Congresso Internacional de Geografia, realizado em 1925 na cidade do Cairo, Henri Baulig apresentou contribuição abordando a história e a crítica da noção do "perfil de equilíbrio", trabalho que foi reeditado em 1950, com numerosas notas complementares (Baulig, 1950). Outra contribuição significativa para se consultar sobre os conceitos emitidos pelos antigos pesquisadores é a obra sobre *The history of the study of landforms*, redigida por Chorley, Beckinsale e Dunn, cujos dois primeiros volumes foram publicados em 1964 e 1972, respectivamente.

As primeiras considerações concatenadas a propósito da hidráulica fluvial e do perfil longitudinal dos cursos de água foram expostas pelos engenheiros italianos, quando dos trabalhos sobre a utilização das águas na planície do rio Pó. Dentre eles, em 1697, ao redigir a obra *Della natura dei fiumi*, Guglielmini enunciou algumas proposições fundamentais, que foram sumariadas por Baulig (1950, p. 43) da seguinte forma:

a) os cursos de água modificam a forma de seu leito, por erosão ou por deposição, de tal modo que finalmente haja equilíbrio entre a força e a resistência;

b) a declividade variará em função inversa da velocidade;

c) a declividade variará em razão da resistência do leito: ela será tanto mais fraca quanto os materiais constituintes do leito forem mais finos e oferecerem menor resistência ao transporte;

d) a declividade variará em razão inversa do débito ordinário do curso de água;

e) os cursos de água escoando sobre um leito móvil tenderão a modificar esse leito de maneira a lhe dar uma forma côncava para o céu.

Em 1797, na obra *Essai sur la théorie des torrents et des rivières*, Fabre observou que o "equilíbrio se estabelece entre a ação da corrente e a resistência dos materiais do fundo". Diversos fatores exercem influência nesse equilíbrio, e, a propósito, é útil transcrever as idéias de Fabre, conforme foram expostas por Baulig (1950, pp. 52-53), que de entremeio coloca algumas observações pessoais (os trechos entre aspas reproduzem as idéias de Fabre).

O equilíbrio é função:

1. *do débito*: "A força de equilíbrio das correntes exprime-se pelo volume de equilíbrio (volume de água) multiplicado pela velocidade média". Mas, como a velocidade é função da declividade, "a força da corrente que atua sobre o fundo, ou a força de equilíbrio, é representada pelo referido volume multiplicado por uma função qualquer da declividade", qualquer porque "a função não é simples nem constante";

2. *da resistência do fundo*: "Para que o leito de um rio apresente uma consistência [seja estável], é preciso que os materiais do fundo se encontrem em equilíbrio com a ação das águas". A resistência dos materiais do fundo é proporcional à sua grosseria. Portanto, "sendo constante o volume de água, a declividade aumentará ou diminuirá com a grosseria dos materiais do fundo"; e, reciprocamente, "sendo constante o volume de água, o grau de grosseria dos materiais do fundo aumentará com a declividade do rio ... e diminuirá com ela". "Sendo constante o grau de grosseria dos materiais do fundo, a declividade diminuirá se aumentar o volume de água". "Portanto, na jusante de uma confluência, haverá diminuição na declividade do rio principal";

3. *das dimensões do leito*: A resistência é proporcional ao "contorno" [perímetro úmido], enquanto o volume é proporcional à superfície da seção, isto é, ao quadrado do contorno [isto só é verdadeiro se se compara seções geometricamente semelhantes]. Portanto, "a declividade diminuirá a jusante da confluência de dois rios". Mas "a declividade de um rio aumentará após a confluência de uma torrente", porque a torrente traz muito material grosseiro e relativamente pouca água. "A declividade dos rios não é mais uniforme que a velocidade; ela é ... por ressaltos". "Os estreitamentos do leito diminuem a declividade". "Se há estreitamento do leito de um rio, a profundidade da corrosão será tanto maior quanto o rio for mais estreito". Inversamente, "se um rio é muito largo, a sua declividade aumentará"; "um rio muito largo elevará o seu leito";

4. *da forma do leito*: "O equilíbrio exige depressões e soleiras ... que destroem a maior parte da velocidade adquirida pela aceleração das águas da superfície". "A profundidade das depressões depende da profundidade da corrente e do grau de declividade". "A distância entre uma depressão e outra será, considerando iguais as outras coisas, tanto menor ou maior quanto a declividade for mais ou menos considerável". "A distância das depressões segue a razão inversa da declividade".

Em conseqüência, "o fundo do leito formará uma curva que se elevará em direção da nascente"; "a origem da torrente aproximar-se-á continuamente do topo da montanha". "A curva do leito será assintótica, porque para que a declividade se torne nula é preciso que a resistência se torne nula ou que o volume se torne infinito, o que não é possível". "Quando o leito se prolonga no mar [sob a forma de delta], o fundo do leito situado a montante se elevará".

Em 1841, quando da publicação da obra *Étude sur les torrents des Hautes-Alpes*, que se tornou clássica na história da geomorfologia fluvial, o engenheiro francês Alexandre Surell reencontrou as proposições fundamentais propostas anteriormente pelos engenheiros italianos. Considerando os ensinamentos adquiridos nos estudos sobre as torrentes, Surell observou que no "leito do cone de dejeção, construído pela torrente, o perfil longitudinal é côncavo para o céu; nas torrentes extintas (aquelas nas quais o perfil está sensivelmente estabilizado), essa curva prolonga-se para montante com declividades regularmente crescentes". O referido autor acrescenta ainda que "a declividade-limite corresponde a um estado de equilíbrio onde os materiais sólidos continuam a ser carregados sem que haja entalhamento ou soerguimento do leito, ... e essa declividade-limite propaga-se da embocadura da torrente em direção da garganta". A. Surell acreditava que a concavidade do perfil resultava de três regimes diferentes ao longo da extensão do curso de água. A parte su-

perior do rio era considerada como área de coleta de água e de erosão, o que implicava o entalhamento e regressão das cabeceiras dos rios. O trecho inferior era área de deposição, com predominância da sedimentação. A porção intermediária era uma transição entre ambos, e a combinação das três parcelas fluviais refletia na concavidade do perfil dos cursos de água. Da contribuição de Surell resultou, portanto, o fato de costumeiramente se dividir o curso de água em partes alta, média e baixa, assim como em considerar os processos de erosão, transporte e deposição como os constituintes do "trabalho dos rios".

Em 1855, na obra *Etudes sur les cours d'eau à fond mobile*, o engenheiro Cunit elaborou formulação matemática da "curva de regularização", considerada como função do débito. Nesta perspectiva, quando o leito é móvil, aluvial, em toda a sua extensão, "a curva deve-se modificar com o regime fluvial e, principalmente, se achatar com cada cheia". Esta observação levou o engenheiro Dausse, em 1872, a considerar que o perfil longitudinal é essencialmente a obra das grandes cheias (Baulig, 1950, p. 45).

No século XIX, a década dos setenta trouxe três contribuições significativas. John W. Powell, em 1875, na obra *Exploration of the Colorado River of the West*, conceituou de modo explícito a noção de *nível de base*, que se configurou essencial para a compreensão do perfil longitudinal[1]. Grove Karl Gilbert, em 1877, na obra *Report on the geology of the Henry Mountains*, além de claramente precisar a idéia de carga detrítica dos cursos de água, definindo inclusive as noções de capacidade e de competência, introduz a noção de equilíbrio (*grade*) através dos seguintes termos:

> "Suponhamos que um rio, com débito constante, esteja sendo abastecido com a quantidade de carga que seja capaz de transportar. Por maior que seja a distância, como a sua velocidade permanece constante, o rio não entalhará nem depositará, mas conservará imutável o equilíbrio (*grade*) de seu leito. Mas, se em seu progresso atingir um lugar onde uma declividade menor do leito provoque diminuição na velocidade, sua capacidade para o transporte tornar-se-á menor que a carga (que está sendo transportada) e parte dela será depositada. Ou, se em seu progresso atingir um lugar onde uma declividade maior do leito provoque um aumento na velocidade, a capacidade de transporte tornar-se-á maior que a carga e haverá corrasão do leito. Desta maneira, rio que tenha suprimento de detritos igual a sua capacidade tende a levantar as declividades mais suaves de seu leito e a entalhar as mais íngremes. Sua tendência é a de estabelecer um perfil (*grade*) indiviso, uniforme.

[1] A noção de nível de base receberá abordagem específica em item posterior, na segunda parte deste capítulo.

> Suponhamos agora que um rio, após ter obliterado todas as desigualdades do perfil (*grade*) de seu leito, perca quase a totalidade de sua carga. A sua velocidade por sua vez tornar-se-á acelerada e a corrasão vertical começará em todo o trecho. Desde que o rio possua a mesma declividade e conseqüentemente a mesma velocidade em todos os pontos, a sua capacidade para a corrasão em qualquer lugar será a mesma. A taxa de corrasão, todavia, dependerá do caráter do seu leito, variações essas que produzirão desigualdades no perfil (*grade*). Porém, desde que haja desigualdade no perfil haverá desigualdade na velocidade e desigualdade na capacidade para corrasão; nos lugares onde as rochas resistentes produziram declividades, a capacidade para corrasão será aumentada. A diferenciação prosseguirá até que a capacidade para corrasão seja em todos os lugares proporcional à resistência, e não mais além, isto é, até que haja um equilíbrio de ação" (Gilbert, 1877; 1970, p. 106).

Considerando que a carga detrítica atinge seu máximo na época das cheias, conferindo ao rio maior poder de corrasão, Gilbert observou que "em muitos rios, é o estágio das cheias que determina a ajustagem (*grade*) do canal". Ao tratar do relacionamento entre a declividade e o volume de água, assinala que "quando é alcançado um equilíbrio de ação, a declividade do rio principal será menor que a declividade dos cursos confluentes" e "a declividade dos pequenos rios é maior que a dos grandes rios", chegando a concluir que, sendo iguais os demais fatores, "a declividade apresenta relação inversa com a quantidade de água" (Gilbert, 1877; 1970, pp. 107-108). Como o débito aumenta em direção de jusante, há diminuição gradativa da declividade na mesma direção.

Idéias semelhantes foram expostas por Albert Heim, em 1878, na obra *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung*. Conforme Baulig (1950, p. 45), Heim acrescenta idéia nova, observando que "o débito do curso de água pode variar no transcurso de sua evolução como, por exemplo, se a bacia se ampliar pela erosão regressiva. Nesse caso, haverá aumento do débito e, em conseqüência, a curva de equilíbrio deverá se aplainar". Na literatura francésa, as noções de nível de base geral, níveis de base locais, regularização regressiva e de "perfil de equilíbrio" foram sistematizadas por G. de la Noe e Emm. de Margerie, em 1888, na obra *Les formes du terrain*. Diversos autores germânicos também trataram do assunto, no findar do século XIX, tais como A. Philippson (1886, *Ein Beitrag zur Erosionstheorie*), F. von Richthoffen (1886, *Fuhrer fur Forschungsreisende*) e Albrecht Penck (1889; 1894). A. Penck, em 1894, no primeiro volume do livro *Morphologie der Erdoberflache*, julga que a curvado perfil não seja suscetível de expressão matemática rigorosa e considera que, uma vez atingido o perfil de equilíbrio, "continua o trabalho de erosão, pois o curso de água continua erodindo no curso superior, aluvionando no curso inferior e se limitando a uma ação de transporte no curso médio" (conforme citação de Baulig, 1950, p. 46).

4.1.2 Fase davisiana

Embora muitas idéias sobre as características da forma e sobre os processos atuantes no perfil longitudinal estivessem praticamente estabelecidas, para todos os estudiosos, anteriormente mencionados, a noção do perfil dos cursos de água era válida em si mesma, representando um elemento isolado. Coube a William Morris Davis o mérito de, utilizando do conceito estabelecido por Grove K. Gilbert, integrá-lo no contexto do ciclo de erosão, precisando a sua função no tocante ao desenvolvimento das paisagens morfológicas. Sem ser o primeiro a empregá-lo, W. M. Davis surge como o responsável principal pela introdução do termo *grade* na literatura geomorfológica e, também, como o único responsável pela elaboração dedutiva do conceito, que serviu de ponto de partida para volumoso e significativo debate na história da geomorfologia.

Davis usou a palavra *grade*, pela primeira vez, em 1894, no artigo *Physical Geography as a university study*. Posteriormente, a idéia de *grade* surge e ressurge em numerosos pontos da extraordinária obra davisiana. Todavia, dois de seus artigos procuram focalizar especificamente o conceito de *grade* e as suas implicações geomorfológicas, enquanto nos demais a noção surge integrada na descrição de aspectos morfológicos particulares. Os dois artigos referem-se ao *The geographical cycle*, publicado em 1899, e *Base-level, grade and peneplain*, publicado em 1902.

No artigo de 1902 encontram-se claramente expostos a noção e o significado atribuídos por Davis ao termo *grade*, da seguinte maneira:

> "O balanço entre erosão e deposição, atingido pelos rios maturos, introduz um dos mais importantes problemas que é encontrado na discussão do ciclo geográfico. O desenvolvimento desta condição balanceada é ocasionada por mudanças na capacidade de um rio trabalhar, e na quantidade de trabalho que o rio executa. As modificações continuarão até que as duas quantidades, inicialmente desiguais, alcancem igualdade; então, o rio pode ser designado como estando equilibrado (*graded*), ou ter alcançado a condição de equilíbrio (*grade*). ... A idéia de *grade* não é de simplicidade axiomática, como a idéia de nível de base; o seu significado pode ser elaborado gradualmente à medida que seja desenvolvido. Além do mais, um rio equilibrado (*graded*) não mantém um perfil constante, mas modifica sistematicamente o seu perfil conforme o progresso do ciclo.
>
> Em primeiro lugar, deve-se notar que o termo *grade* é uma condição do desenvolvimento dos rios, e não uma superfície, estágio ou forma para os quais sirva como um nome. Mas deve-se notar que as condições ajustadas (*graded*) persistem através de toda a senilidade, assim como na maturidade de um ciclo ininterrupto. *Grade*, significando condição ou balanço, não deve ser confundida com a mesma palavra usada com outro significado, isto é, o caso do perfil ou declividade do rio quando as condições ajustadas são atingidas; para *grade*, significando perfil, varia em lugar e no tempo, enquanto *grade*, significando balanço, sempre implica uma igualdade entre duas quantidades. Em suma, *grade* é uma condição de balanço essencial entre corrasão e deposição, usualmente atingido pelos rios no estágio maturo de seu desenvolvimento, quando as suas declividades foram devidamente entalhadas ou edificadas em relação ao nível de base de sua bacia" (Davis, 1902, pp. 86-87; 1909, pp. 389-390).

Reforçando o conceito inicialmente proposto por Gilbert (1877), que o utilizou no mesmo sentido em que os engenheiros ajustam, equilibram, o leito das rodovias e ferrovias através de cortes e aterros, Davis (1902; 1909, p. 392) considera que "um rio ajusta seu curso por um processo de entalhamento e aterro, até que um perfil uniforme seja desenvolvido, ao longo do qual o transporte de sua carga seja o mais efetivamente realizado".

No artigo de 1899, duas passagens assinalam o relacionamento entre o débito, a carga detrítica e o trabalho dos rios. Elas são:

> "O perfil do rio não pode ser inferior, como os engenheiros conhecem muito bem, a um certo mínimo que é determinado pelo volume e pela quantidade e textura dos detritos ou carga detrítica. O volume pode ser temporariamente considerado como constante, embora possa ser facilmente mostrado que sofra mudanças importantes durante o progresso de um ciclo normal. A carga detrítica é pequena no início e rapidamente aumenta em quantidade e grosseria durante a juventude, quando a região está sulcada por vertentes íngremes; continua a aumentar em quantidade, mas provavelmente não em grosseria, durante a maturidade inferior; mas após a maturidade plena, a carga detrítica continuamente diminui em quantidade e em grosseria da textura, e durante a senilidade, a pequena quantidade de carga carregada deve ser composta de textura muito fina ou ser levada em solução" (Davis, 1899; 1909, p. 257).
>
> "Se acompanharmos um jovem rio conseqüente de ponta a ponta, podemos imaginá-lo como aprofundando o seu vale em todos os lugares, com exceção da foz. O entalhamento do vale processar-se-á de modo mais rápido em algum ponto, provavelmente nas vizinhanças das cabeceiras que nas da foz. Acima desse ponto, o rio terá aumentado a sua declividade; abaixo, diminuída. Consideremos a parte a montante do ponto de entalhamento mais rápido como sendo denominada de cabeceiras, enquanto a parte de jusante é a do baixo curso. Em conseqüência das mudanças que sistematicamente ocorrem, o baixo curso do rio terá diminuídas a velocidade e a declividade e aumentada a sua carga detrítica, isto é, a sua habilidade em trabalhar tornar-se-á menor, enquanto o trabalho a ser executado estará se tornando maior. O excesso original da habilidade sobre o trabalho irá ser corrigido com o decorrer do tempo, e quando for atingida uma igualdade entre essas duas quantidades, o rio estará *equilibrado* (*graded*). Quando as condições de equilíbrio forem atingidas, as modificações no perfil só ocorrerão se

houver mudanças na relação entre volume e carga detrítica; e mudanças deste tipo são muito lentas" (Davis, 1899; 1909, p. 258).

As condições de equilíbrio são alcançadas de maneira progressiva no decorrer do ciclo de erosão, estendendo-se pouco a pouco a partir da desembocadura. Por outro lado, o perfil de equilíbrio não permanece imutável, sofre mudanças no transcurso das fases cíclicas. Uma vez atingido o perfil de equilíbrio, os rios exercem uma função controladora sobre a evolução das vertentes. As seguintes passagens esclarecem as concepções de W. M. Davis sobre esses assuntos:

> "Em uma massa continental de textura homogênea, as condições equilibradas seriam primeiramente atingidas na desembocadura e, então, avançariam retrogredindo para montante. Quando os rios principais estão equilibrados, a maturidade inferior foi atingida; quando as pequenas cabeceiras e os rios laterais também estão equilibrados, a maturidade está muito avançada; e quando até os canais temporários também estiverem equilibrados, então atingiu-se a senilidade. Em uma massa continental de textura heterogênea, os rios serão divididos em seções pelos trechos de rochas frágeis e resistentes que atravessam; cada seção de rocha frágil estará, no devido tempo, equilibrada em relação ao trecho de rocha resistente localizado a jusante, e o rio consistirá de alternâncias entre trechos calmos e trechos com cachoeiras e rápidos. As menos resistentes entre as rochas duras serão lentamente entalhadas até atingirem o equilíbrio, em relação às mais resistentes; então, os rápidos diminuirão em número, e somente aqueles localizados em rochas muito resistentes sobreviverão. Todavia, até estes irão desvanecer com o tempo, e as condições equilibradas estender-se-ão da foz até as nascentes. A declividade que é adotada quando é assumido o perfil de equilíbrio varia inversamente com o volume; em conseqüência, os rios retêm cabeceiras íngremes por tempo muito mais longo após que seus baixos cursos hajam sido entalhados em relação ao nível de base; mas na senilidade até as cabeceiras deverão ter declividades suaves e velocidade moderada, livre de qualquer aspecto torrencial. O denominado "rio normal", com cabeceiras torrenciais e baixo e médio curso equilibrados, é, portanto, simplesmente um rio maturamente desenvolvido. Um rio jovem pode normalmente ter cachoeiras até em seu baixo curso, e um rio senil deve ser livre de qualquer movimento rápido até próximo de suas nascentes" (Davis, 1899; 1909, p. 258-259).
>
> "Quando um rio atingiu o equilíbrio inicial, o seu canal não está no nível mínimo e (o rio) não atingiu a base de seu trabalho erosivo. Em virtude das contínuas, embora lentas, variações do volume e da carga detrítica através do ciclo normal, a condição balanceada de qualquer rio pode ser mantida somente por uma contínua, embora pequena, mudança no perfil do rio, e portanto a capacidade de trabalhar e o trabalho a ser executado devem sempre se conservar iguais. Pode-se imaginar que modificações deste tipo seriam perceptíveis, e que haveriam diferenças ocasionais de um rio em relação às condições de equilíbrio; mas tal não é o caso, porque a mudança no valor de qualquer variável em uma unidade de tempo é somente representada por uma quantidade de segunda ordem, por uma diferencial de seu valor total. Uma vez equilibrado, o rio nunca sairá perceptivelmente das condições equilibradas à medida que o avanço normal do ciclo não seja perturbado. O perfil de um rio deve necessariamente ser mais íngreme ao atingir o equilíbrio na maturidade inferior, quando abundante carga detrítica e recebida das vertentes escarpadas e das cabeceiras ativas, do que na senilidade, quando as vertentes forem rebaixadas em relação ao nível e quando até as cabeceiras serão fracas e lentas. Em conseqüência, como um rio equilibrado possui perfis de declividades variadas em suas diferentes partes em qualquer tempo, também o perfil de qualquer parte do rio deverá variar em tempos diferentes nos sucessivos estágios do ciclo" (Davis, 1902; 1909, p. 398).
>
> "Até que a superfície imaginária seja realizada, e torna-se difícil tentar concebê-la para que o controle dos processos erosivos esteja relacionado, torna-se melhor representá-la pelo esqueleto visível da superfície que é visto nos rios equilibrados do que pela própria superfície. É sempre com referência ao curso equilibrado do rio principal que os rios laterais estarão equilibrados; é com referência a todos os rios equilibrados que os perfis dos interflúvios estarão equilibrados" (Davis, 1902; 1909, p. 402).

As constantes referências ao texto redigido por W. M. Davis são explicadas pela importância que as suas idéias tiveram na pesquisa e no ensino da Geomorfologia. Entre as citações há diversas superposições e repetições, fato que comumente é notado nos trabalhos desse eminente geomorfólogo, mas as concepções fundamentais sobre o perfil de equilíbrio podem ser sumariadas como sendo:

1. o equilíbrio é a condição balanceada de um rio maturo ou senil. O balanço se realiza entre a capacidade de um rio trabalhar e a quantidade de trabalho que o rio executa, sendo expressa pela equivalência entre erosão e deposição (no contexto davisiano, a capacidade de um rio trabalhar significa a capacidade para transportar e para entalhar, enquanto o trabalho executado se relaciona com o transporte da carga detrítica que lhe é fornecida e com a ultrapassagem sobre as forças de resistência exercidas pelo leito e margens);
2. o perfil do rio equilibrado é o perfil de equilíbrio, que permite o transporte mais efetivo da carga detrítica;
3. desde que seja atingida a condição de equilíbrio, o perfil pode ser alterado somente por mudanças na relação entre o volume de água e a carga detrítica; tal mudança, ocorrendo lentamente, é viável no transcurso do ciclo normal;
4. a carga detrítica aumenta em quantidade e em grosseria durante a juventude, em quantidade mas provavelmente não em grosseria durante a maturidade, e após a maturidade plena diminui tanto em quantidade como em grosseria;

5. o equilíbrio estabelece-se primeiramente nos trechos de jusante, onde o aprofundamento dos vales promove a redução dos gradientes desses trechos, em relação ao nível de base, eventualmente, até que seja compensado o excesso de capacidade do rio em trabalhar.

Após a estruturação realizada por W. M. Davis, o tema surgiu como estando completo e devidamente esclarecido. Praticamente, até 1940, quase nada foi publicado sobre o assunto, excetuando-se o trabalho de Baulig, em 1925, que apresentou a história e expôs análise crítica sobre a noção do perfil de equilíbrio, e os de Jones (1924) e Green (1934).

Em 1940, Jovanovic apresentou tratamento geométrico do perfil longitudinal levando em conta a atuação dos seguintes fatores: débito, nível de base, estrutura geológica do leito, vegetação e duração temporal da atuação desses fatores. Considerando o débito como o fator principal, Jovanovic procurou determinar o perfil de equilíbrio ideal, onde "toda a energia do rio seja utilizada somente para o escoamento da água". A resistência mínima é indicada pelo maior valor do raio hidráulico e pelo menor valor da rugosidade. Comparando os *pontos correspondentes* de diversos rios e verificando-se os valores dos perfis reais com os do perfil calculado, Jovanovic explica as diferenças em função das influências exercidas pelos demais fatores. Assim, o "perfil de débito é obtido regularizando-se o perfil real de tal maneira que o índice de declividade permaneça constante sobre todo o curso, isto é, que a declividade decresça conforme uma lei simples, da nascente até a embocadura".

Cumpre esclarecer que Jovanovic considera como pontos correspondentes de dois ou mais perfis aqueles que ocupam posições homólogas, por exemplo, na metade, na quarta parte, na décima parte, no perfil longitudinal. Em sua análise crítica, Charles Peguy (1943) observa que "pontos correspondentes são aqueles que se encontram a igual distância absoluta da nascente, correspondendo a uma mesma superfície da bacia de drenagem, ou melhor, ao mesmo débito". A restrição proposta por Peguy é interessante, e considero o critério do débito como o melhor. Todavia, deve-se lhe acrescentar a noção de freqüência e magnitude dos débitos, assim como considerar outras variáveis implicadas na geometria hidráulica, principalmente a carga detrítica. Dessa maneira, considerando as implicações ligadas com a geometria hidráulica, os pontos correspondentes em rochas aluviais devem apresentar formas de canais similares, para os débitos de margens plenas.

Outra deficiência apontada no trabalho de Jovanovic, por seus críticos (Peguy, 1943; Pardé, 1944, 1945; Lewis, 1947 e Baulig, 1950), reside em não considerar os aspectos da carga detrítica. Por exemplo, como nenhum rio possui carga absolutamente nula e como o leito se modifica constantemente por erosão, deposição e transporte, Baulig (1950, p. 70) observa "que o rio ideal de Jovanovic não é um rio, pois falta-lhe uma propriedade essencial, que é a de manter em seu equilíbrio a carga que transporta, aumentando-na por erosão ou reduzindo-na por deposição".

Kesseli (1940) criticou longamente a noção de equilíbrio fluvial, mas a sua argumentação repousa na concepção estática do equilíbrio. Abordando as condições de ajustagem, Kesseli expõe diversas afirmações que caracterizam as suas idéias, observando que "como o débito, a velocidade e os outros fatores não são rigorosamente constantes, não pode haver equilíbrio"; ... "a constância do débito é uma das numerosas condições de equilíbrio, e o perfil adaptado a determinado débito não pode convir a outro débito diferente"; ... "os rios erodem ou depositam, não podem ser neutros"; ... "não pode haver equilíbrio em nenhum momento da vida de um rio, em todo o curso, nem mesmo sobre um trecho longo". Percebe-se que Kesseli define o equilíbrio em função do perfil, que não deve apresentar rupturas, em vez de fazê-lo em função da potência de transporte, da carga detrítica, da velocidade das águas, ou da tendência para entalhar ou depositar. Por esses motivos, Dury (1966, p. 221) considera que a redefinição proposta por Kesseli é limitada, embora tenha a vantagem de ser operacional, e oferece pouca validade para a introdução dos princípios hidrológicos.

Outra contribuição que se tornou clássica na literatura geomorfológica é o trabalho de J. H. Mackin (1948), que procurou esclarecer, analisar, modificar e ampliar as noções teóricas implícitas nesse assunto. Considerando como indispensável o conceito de equilíbrio fluvial, após uma análise de diversas definições, redefine-o como:

> "Um rio equilibrado é aquele no qual, durante um período de anos, a declividade está delicadamente ajustada para prover, com a descarga disponível e com as características prevalecentes no canal, a velocidade justamente requerida para transportar a carga detrítica fornecida pela bacia de drenagem. O rio equilibrado é um rio em equilíbrio; a sua característica básica está no fato de que qualquer mudança, em qualquer um dos fatores controlantes, causará um deslocamento do equilíbrio em certa direção que tenderá a absorver os efeitos da mudança".

Para Mackin, o equilíbrio necessariamente não significa um gradiente muito alto ou muito baixo. Alguns rios podem estar em equilíbrio e, não obstante, apresentar altas declividades. Como exemplo, o autor cita o rio Shoshone, localizado a leste de Cody, em Wyoming, com declividade média de aproximadamente 6 cm por quilômetro, como rio equilibrado de alto gradiente. Inversamente, como rio equilibrado mas de baixo gradiente, cita-se o exemplo do rio Illinois, com declividade de aproximadamente 3 cm por quilômetro. A explicação dada por Mackin assinala que o rio Shoshone deve transportar blocos com diâmetros de 20 a 30 cm, enquanto o rio Illinois está transportando principalmente sedimentos na escala granulométrica das argilas e siltes.

Em seu texto, Mackin considera a potência de transporte como dependendo da velocidade, e a velocidade como dependendo da declividade. A velocidade considerada relaciona-se com a velocidade média da seção transversal, enquanto a declividade pode ser considerada como a denunciada pela planície de inundação ou pelo nível da água no estágio de margens plenas. O referido

autor também observa que o simples aumento do débito em direção de jusante possibilita a diminuição da declividade, pois as mudanças na forma do canal reduzem a fricção.

Em geral, os cursos de água principais apresentam decréscimo gradual da declividade em direção de jusante. Todavia, esse decréscimo não é constante e toda confluência com afluente importante pode ocasionar modificações na declividade, em virtude da quantidade e do calibre da carga detrítica fornecida pelo afluente ao rio principal. Por essa razão, Mackin (1948) considera que:

> "o perfil longitudinal de um rio equilibrado pode ser suposto como sendo formado por numerosos segmentos, cada um diferindo dos seus contíguos, mas todos constituindo partes estreitamente relacionadas de um sistema. Cada segmento possui a declividade que providencia a velocidade necessária para transportar toda a carga que lhe é fornecida pelo setor de montante, e esta declividade será mantida sem alteração enquanto permanecerem constantes as condições controladoras. O perfil equilibrado é um declive de transporte, não sendo diretamente influenciado nem pelo poder corrasivo do rio nem pela resistência do substrato rochoso à corrasão".

Com a publicação dos trabalhos de Mackin (1948) e de Baulig (1950) pode-se afirmar que houve um coroamento da fase ligada com a teoria davisiana sobre o tema do perfil longitudinal dos cursos de água. Na metade do século XX podia-se relacionar as seguintes idéias e conceitos principais como representando o estado do conhecimento:

1. a noção de equilíbrio aplica-se ao trabalho fluvial, sendo que a declividade em cada local refletirá o balanço entre as forças de entalhamento e de deposição, caracterizando-se como o declive apto a transportar a carga que lhe é fornecida de montante. O rio equilibrado não entalha nem deposita, sendo mero agente transportador.
2. todo e qualquer perfil longitudinal de cursos de água assinala equilíbrio provisório, modificável no transcorrer do tempo, pois o perfil de equilíbrio definitivo, ou ideal, é noção limite e simples concepção mental;
3. o equilíbrio propaga-se de maneira progressiva, a partir do nível de base. Os setores localizados a jusante são os primeiros a alcançarem o perfil de equilíbrio, enquanto os próximos das cabeceiras serão os últimos. A erosão regressiva constitui o processo responsável por essa expansão remontante;
4. o perfil de equilíbrio é alcançado quando se realiza a ajustagem entre o débito, velocidade e carga detrítica. Havendo aumento gradual do débito em direção de jusante, há diminuição gradativa na declividade do perfil. A declividade cada vez menor vai influir diretamente na velocidade das águas, considerada esta como função do declive e a única que o rio pode modificar diretamente. Com a diminuição da declividade e da velocidade, há diminuição da competência e, em conseqüência, da granulometria dos sedimentos componentes da carga do leito. Dessa maneira, através da deposição e do entalhamento o perfil controla a velocidade necessária para efetuar o transporte da carga detrítica;

5. a granulometria da carga detrítica fornecida aos cursos de água pela bacia de drenagem vai se alterando com o transcorrer do ciclo de erosão, à medida que ocorre a suavização das vertentes. Por outro lado, considerando o controle exercido pelo perfil longitudinal sobre a evolução das vertentes, é no baixo curso que as vertentes primeiro atingem o estágio avançado de desenvolvimento e onde, portanto, há fornecimento de sedimentos de granulometria fina. Através desse esquema de evolução das paisagens e das bacias, os sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem apresentam diminuição granulométrica constante de montante para jusante;
6. o perfil longitudinal não precisa ser sempre uma curva côncava regular. Conforme a carga detrítica e o débito, cada tributário pode ocasionar modificações e mudanças no perfil longitudinal do rio principal. Dessa maneira, evidenciam-se condições para a existência de segmentos diversos, com características diferentes, expressando o perfil de equilíbrio;
7. há solidariedade intrínseca entre todos os pontos do perfil. Por outro lado, com exceção do nível de base, considerado como de estabilidade por longo período de tempo, todos os demais níveis são variáveis;
8. o perfil de equilíbrio estabelece-se em função das grandes cheias, quando o rio atinge o seu maior poder de abrasão em virtude da elevada carga detrítica que lhe é fornecida.

4.1.3 Abordagem sistêmica e a teoria do equilíbrio dinâmico

A teoria dos sistemas foi inicialmente introduzida na Geomorfologia pelos trabalhos de Arthur N. Strahler (1950; 1952), sendo posteriormente utilizada, ampliada e discutida em vasta bibliografia (a propósito, deve-se consultar a obra de Chorley e Kennedy, 1971). No decorrer da década dos cinqüenta, enquanto se criavam condições para a difusão da abordagem sistêmica, John T. Hack, em suas pesquisas na região apalacheana, procurava estruturar uma explicação geral para o desenvolvimento das paisagens morfológicas, que oferecesse caminho alternativo em vista da predominância exercida pela teoria davisiana. Através de várias comunicações, esse pesquisador apresentou as concepções básicas e os delineamentos da denominada teoria do equilíbrio dinâmico (Hack, 1957; 1960; 1965; Hack e Goodlett, 1960).

Entre os temas ligados com a Geomorfologia Fluvial, coube ao do perfil longitudinal a primazia de ser o primeiro a merecer discussão sob a nova perspectiva analítica. Endereça-se a W. E. H. Culling (1957a; 1957b) o mérito de ter apresentado exposição geral da aplicabilidade da teoria dos sistemas a propósito dos processos e da morfologia do perfil longitudinal.

Para Culling, os rios regularizados (*graded streams*) são entidades na dimensão espacial e funcionam como sistemas abertos passíveis de atingirem o estado constante (*steady state*). Em vista da quantidade de fatores atuantes, uma primeira preocupação é distinguir e escolher a componente principal, a

responsável maior e em função da qual se processa a ajustagem do sistema. A esse propósito, o referido autor observa o seguinte:

> "embora uma teoria completamente satisfatória sobre a erosão e ajustagem fluvial tenha que considerar todas as variáveis componentes, o estado quase-estacionário pode ser definido em termos da componente predominante. A componente selecionada para a definição do sistema aberto dos rios equilibrados (*graded*) é a carga móvil do leito, ... que é geomorfologicamente a mais importante. Ela encontra-se intimamente relacionada com a componente móvil (declividade do leito) e, portanto, com qualquer mecanismo auto-regulador que o sistema possa ter, sendo que a influência de qualquer mudança na carga do leito é detectável, em última instância, no perfil fluvial" (Culling, 1957a, p. 260).

Na caracterização do estado estacionário ou constante (*steady state*), pressupõe-se que a massa das partículas entrando em determinado trecho do canal, em certa unidade de tempo, é igual a massa das partículas que são retiradas. Com base nesta formulação, Culling desenvolve considerações sobre os diversos estados observando que:

> "nos estados não estacionários há discrepâncias entre as quantidades de materiais entrando e saindo do segmento, seja porque parte da carga fornecida é depositada ou porque maior quantidade de material é retirado do leito do rio que a quantidade depositada. Em ambos os casos, o perfil do leito do rio se modificará na direção que tenderá compensar a discrepância, cuja tendência é ser zero com o decorrer do tempo. Deve-se notar que no caso de estado constante não desaparece a demanda de energia por parte da carga do leito, mas que a abrasão que ocorre internamente no segmento diminui o calibre dos detritos e ocasiona, portanto, mudanças na demanda de energia por parte das partículas da carga do leito. A fim de manter o estado estacionário, em qualquer extensão do curso de água, a energia disponível para suportar a carga do leito diminuirá em direção de jusante e esta modificação é efetuada por um decréscimo na declividade".
>
> "Havendo tempo suficiente e ambiente razoavelmente constante, o rio regularizado tende ao estado estacionário, no qual o declive é ajustado para providenciar a velocidade suficiente para transportar para fora de qualquer segmento a quantidade de carga detrítica equivalente a que lhe for introduzida pelo segmento de montante" (Culling, 1957a, p. 261).

A forma adotada pelo perfil dos rios equilibrados depende inteiramente da taxa de energia, do fluxo de material e da natureza do sistema. Enquanto não houver equilíbrio entre os materiais entrando e saindo, o segmento fluvial funcionará de maneira não estacionária. As modificações ambientais externas ao sistema fluvial repercutirão nas características e na forma do perfil; se essas modificações ocorrerem dentro de proporções negligenciáveis, o rio absorverá

tais alterações e não haverá modificações no perfil; se houver mudanças ambientais que ultrapassem os limites de absorção, o perfil passará por fase não estacionária e a sua forma se reajustará em função do equilíbrio condizente com as novas condições. Dessa maneira, como lembra Culling (1957a, p. 262), "respondendo a mudanças contínuas tanto das condições externas como das fronteiras do sistema, o rio continuamente reajustará o perfil longitudinal. A ampliação do conceito de equilíbrio (*grade*), a fim de incluir o caso móvil não estacionário, envolve uma mudança na ênfase a ser considerada, que passa da estabilidade do perfil fluvial para a propriedade mais geral da continuidade da forma do perfil, como a propriedade característica do segmento fluvial equilibrado".

Por outro lado, como sistema aberto, o perfil longitudinal também apresenta a característica de equifinalidade, "pois o perfil de um rio ajustado será fundamentalmente similar a de qualquer outro rio ajustado" (Culling, 1957a, p. 262). Explica-se essa correspondência porque a forma do perfil depende da natureza do sistema e, qualquer que sejam as diferenças iniciais entre os variados cursos de água, sob as mesmas condições ambientais, a ajustagem se processará de modo semelhante, desenvolvendo formas similares como respostas à atuação de processos morfogenéticos de mesma categoria.

O conceito de que os rios tendem a ajustar as declividades do perfil, conforme a descarga e de acordo com as características do material rochoso componente do canal, permite inferir que o decréscimo da declividade dos canais fluviais ocorre de maneira específica conforme o controle litológico. Todavia, o valor da declividade do canal em determinada distância a partir da divisa da bacia de drenagem, na cabeceira do curso de água, é muito diferente para variadas espécies de materiais. Para determinado débito, os rios que escoam em rochas resistentes à meteorização possuirão gradientes mais íngremes que os rios escoando em rochas frágeis. Por exemplo, na bacia do Shenandoah, na distância de uma milha (1,6 km), Hack (1957) observou que os canais nos arenitos endurecidos possuem um gradiente de aproximadamente dez vezes o dos canais esculpidos nos folhelhos. Como o sistema de drenagem reflete a trama da topografia, a interação entre os rios e os afloramentos litológicos determinam a forma geral da paisagem. Nessas circunstâncias, a amplitude topográfica, a distância vertical entre o topo da vertente e o fundo do vale de um rio adjacente, é aproximadamente igual dentro de determinado tipo de rocha, mas difere muito de uma litologia para outra. Do mesmo modo, os perfis das vertentes variam conforme o tipo litológico. Dessas verificações, nota-se que as diferenças topográficas entre afloramentos rochosos diferentes são "conseqüências das diferenças entre as formas dos perfis fluviais de tais áreas e entre as formas dos interflúvios" (Hack, 1965).

Refletindo o comportamento de sistemas abertos, o curso de água pode atingir o equilíbrio dinâmico, no qual a importação e a exportação de energia e matéria são equacionadas por meio de um ajustamento entre as variáveis componentes, expressando-se na forma ou geometria do sistema. Assim, o gradiente dos canais fluviais é ajustado à quantidade de água e de carga e à resistência do leito,

de tal modo que o trabalho seja igual em todas as partes. Esse ajustamento é conseguido devido a capacidade de auto-regulação, e como há interdependência entre os elementos de todo o sistema, qualquer alteração que se processa em um segmento fluvial será paulatinamente comunicado aos demais elementos fluviais, e a ajustagem que se processa tenderá absorver a mudança produzida.

A difusão da conseqüência introduzida pela modificação inicial dependerá da sua intensidade e magnitude. Se for pequena, os segmentos próximos rapidamente se ajustar-se-ão e absorverão os efeitos; se for grande, a difusão irá se refletir em maior parcela da rede ou até em toda a rede da bacia de drenagem. Nesta perspectiva, considera-se que como um membro do sistema pode influir em todos os outros, cada um dos membros pode ser influenciado por qualquer outro. Alguns autores consideram que o equilíbrio não é alcançado de modo global em um sistema que está sofrendo contínuas alterações, como é o caso do canal fluvial. Ao longo do perfil de um curso de água, as variáveis vão se ajustando e se refletindo nas características da geometria hidráulica. A junção de cada trecho vai compondo o canal fluvial, que funciona integrado desde que seja mantida a continuidade e que sejam transportados os sedimentos. A designação de *quase-equilíbrio* foi proposta para expressar essa situação, sendo que três relações físicas devem ser satisfeitas no canal para exprimir as condições deste estado: 1. a de *continuidade*, na qual o débito sempre é o resultado da área do canal multiplicado pela velocidade; 2. a da relação hidráulica entre velocidade, profundidade, declividade e rugosidade do canal; e 3. a da relação hidráulica entre a competência do rio e o transporte da carga detrítica (Langbein e Leopold, 1964, p. 787).

4.1.4 A teoria probabilística aplicada ao sistema canal fluvial

As considerações sobre a multiplicidade de fatores atuantes, sobre a diversidade de respostas denunciando a ajustagem entre as variáveis, no estado estacionário, e sobre o funcionamento dos sistemas geomorfológicos foram condições que permitiram a exposição da abordagem probabilística na evolução do modelado terrestre. Luna B. Leopold e Walter B. Langbein, em 1962, foram os primeiros a utilizar essa concepção na abordagem evolutiva das paisagens como um todo, e no sistema canal fluvial em particular, empregando analogias simples com a termodinâmica. Posteriormente, foi sendo cada vez mais utilizada e os princípios da teoria probabilística encontram-se na base da aplicação de diversas técnicas analíticas, em todos os trabalhos de simulação e no contexto interpretativo realizado sobre fenômenos geomorfológicos. Na análise do perfil longitudinal, três aspectos merecem ser considerados: a complexidade do sistema canal fluvial, o conceito de incerteza, a distribuição da energia e o conceito de entropia.

4.1.4.1 As variáveis envolvidas no sistema canal fluvial

As observações demonstram que diversas variáveis estão interconectadas na estruturação do sistema canal fluvial. À medida que os tributários vão se confluindo com o rio principal, observa-se o aumento da área da bacia hidrográfica, do débito e do comprimento do canal. Assim, ao longo de sua extensão, o canal do curso de água vai se ajustando a diversos parâmetros. Tais parâmetros podem se alterar independentemente de modificações observáveis nos cursos de água, relacionando-se com as condições ambientais externas ou com as internas do canal fluvial, que exercem influências sobre as características do perfil longitudinal.

No âmbito da bacia hidrográfica, três variáveis surgem como independentes para o perfil longitudinal: a composição e a distribuição espacial dos afloramentos rochosos ou dos materiais do solo, a quantidade e o tipo de material detrítico extraído das vertentes e fornecido aos cursos de água, e o volume de água que chega aos rios através do escoamento superficial ou subterrâneo.

No canal fluvial alguns fatores funcionam como variáveis semidependentes, pois atuam afetando as características do próprio canal ao mesmo tempo que sofrem influências ligadas à dinâmica e aos mecanismos dos processos fluviais. Entre eles pode-se mencionar a resistência ao fluxo, que é função da granulometria dos sedimentos, da topografia do leito e da forma do canal, o mecanismo de transporte da carga detrítica e o tipo do canal fluvial. O tamanho dos sedimentos também pode ser considerado como semidependente porque, embora seja carga fornecida pelas vertentes, sofre alterações devido ao transporte ao longo do curso de água. Os parâmetros que sofrem mudanças internamente ao canal, como resultado das influências exercidas pelos demais, funcionando como respostas na ajustagem, são a declividade, a largura, a profundidade e a velocidade. Essas são variáveis dependentes. Entretanto, convém lembrar que o gradiente dos rios, nos trechos em que é parcialmente controlado pelas variações litológicas e estruturais, pode ser considerado como semidependente.

Em conjunto, conforme Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 251), o perfil longitudinal é *dependente*, sendo controlado pelas seguintes variáveis: débito, carga detrítica fornecida ao canal, tamanho dos detritos, resistência ao fluxo, velocidade, largura, profundidade e declividade.

Os trabalhos desenvolvidos sobre a geometria hidráulica forneceram informações úteis sobre o comportamento dessas variáveis, tanto em suas modificações locais quanto longitudinais. Em virtude do aumento da área de drenagem e do número de afluentes, é normal o fato de que os débitos cresçam em direção de jusante, principalmente nas regiões úmidas. Para a morfologia fluvial, o débito de maior significado é o do estágio de margens plenas, que esculpe e mantém a forma do canal. Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 251) assinalam que a relação entre o débito de margens plenas (Q_b) e a área da bacia de drenagem (A) pode ser descrita pela equação

$$Q_b = A^{0,75}.$$

Os referidos autores lembram que o valor do expoente pode variar entre 0,65 a 0,80, mas que o valor médio de maior aplicabilidade se situa em 0,70 ou 0,75.

A quantidade e o tipo de carga detrítica fornecido aos cursos de água estão na dependência da composição litológica, da meteorização e dos processos morfogenéticos atuantes sobre as vertentes. Entretanto, no canal fluvial, as observações têm demonstrado que a granulometria dos sedimentos vai diminuindo em direção de jusante. O decréscimo no tamanho dos sedimentos representa diminuição na competência do rio, cuja redução é explicada pela diminuição na força de cisalhamento (Leopold, 1953). A abrasão e o selecionamento são outros dois processos aventados para explicar a progressiva diminuição da granulometria do material da carga do leito em direção de jusante. Hack (1957, p. 58) observou haver relacionamento consistente entre o tamanho mediano do material detrítico do leito do rio e a declividade do canal, principalmente para rios individuais ou grupos de rios classificados conforme a similitude geológica de suas bacias. Este autor assinalou que a mudança da declividade em direção de jusante está ligada ao tamanho dos sedimentos, e quanto mais rapidamente diminuir o tamanho do material do leito do rio mais côncavo será o perfil longitudinal.

Todas as variáveis componentes da geometria do canal e da geometria do fluxo interagem em suas transformações alométricas ao longo do canal. Considerando as ponderações apresentadas no capítulo sobre a geometria hidráulica, pode-se verificar que no canal fluvial, de montante para jusante, há:

a) aumento do débito, da largura e da profundidade do canal, da velocidade média das águas, do raio hidráulico;

b) diminuição no tamanho dos sedimentos, da competência do rio, da resistência ao fluxo e da declividade.

Em conseqüência do comportamento e da ajustagem dessas variáveis, o perfil longitudinal surge como resposta ao controle exercido por esses fatores. Em vez de representar fator controlante, como no contexto da teoria davisiana, passa a ser considerado como variável controlada e dependente.

Poucos são os estudos quantitativos que analisam o perfil longitudinal em seus complexos parâmetros hidráulicos. Dessa maneira, torna-se digno de interesse os trabalhos realizados por Larry J. Lee (1977a; 1977b), procurando estabelecer equações de regressão para as diversas variáveis, utilizando os casos dos rios Missouri e Mississipi, a fim de criar padrões de referência a fim de predizer e de analisar as conseqüências oriundas da intervenção antrópica. O uso de equações exponenciais serve como instrumento para auxiliar no isolamento de variáveis que estão mutuamente relacionadas por intensa função de dependência, e para predizer variáveis incógnitas a partir de variáveis conhecidas. Todas as equações têm a forma $y = ax^b$ e um exemplo da capacidade preditiva dessas equações pode ser representado por aquela que mostra as relações entre o débito (Q) e a declividade dos rios (S), de modo que

$$S = 1{,}08 \cdot 10^3 Q^{-0{,}81}$$

de onde

$$Q = \frac{5{,}56 \cdot 10^3}{S^{1{,}23}} .$$

Com o uso de equações dessa natureza, pode-se determinar, para qualquer estação fluviométrica, os valores da declividade do canal prevalecente sob as condições naturais do débito. A Tab. 4.1 reúne as equações calculadas por Lee (1977a : 127) para os diversos parâmetros, com coeficientes e expoentes válidos para o caso do rio Missouri. Para criar melhores imagens interpretativas dessas equações, pode-se dizer que se dobrar o débito médio, a declividade do canal diminuirá pelo fator de 1,75; se dobrar a declividade do rio, a declividade

Tabela 4.1 Equações de regressão para os diversos parâmetros hidráulicos, considerando as transformações de montante para jusante, para o rio Missouri (conforme Lee, 1977)

Variável independente	Variável dependente	equações de regressão	número de dados
L	Q	$Q = 2{,}9 \cdot 10^5 L^{-0{,}36}$	43
L	S	$S = 0{,}94 L^{0{,}17}$	43
L	S_v	$S_v = 0{,}14 L^{0{,}17}$	43
L	S_g	$S_g = 3{,}7 \cdot 10^{-2} L^{0{,}36}$	43
L	W	$W = 2{,}1 \cdot 10^{-3} L^{-0{,}1}$	18
L	D	$D = 1{,}14 \cdot 10^{-2} L^{-0{,}39}$	10
L	VD	$VD = 86 L^{-0{,}13}$	19
Q	S	$S = 1{,}08 \cdot 10^3 Q^{-0{,}81}$	43
Q	S_v	$S_v = 5{,}5 \cdot 10^2 Q^{-0{,}75}$	43
Q	S_g	$S_g = 2{,}04 \cdot 10^4 Q^{-1{,}1}$	43
Q	W	$W = 25 Q^{0{,}37}$	18
Q	VD	$VD = 4{,}6 \cdot 10^{-2} Q^{0{,}66}$	19
S	S_v	$S_v = 1{,}21 S^{0{,}94}$	43
S_v	S	$S = 2{,}14 S_v^{1{,}07}$	43
S	S_g	$S_g = 0{,}26 S^{1{,}64}$	43
S	D	$D = 1{,}08 \cdot 10^3 S^{3{,}49}$	10
S	VD	$VD = 2{,}2 S^{1{,}72}$	19
S_v	S_g	$S_g = 2{,}2 S_v^{1{,}76}$	43
S_v	W	$W = 38 S_v^{-2{,}12}$	18
S_g	W	$W = 6{,}4 \cdot 10^2 S_g^{-0{,}28}$	18
S_g	VD	$VD = 21{,}8 S_g^{-0{,}28}$	19
W	V	$V = 20 W^{-0{,}24}$	10
D	VD	$VD = 5 D^{0{,}94}$	10
V	VD	$VD = 0{,}5 V$	10

regional aumentará de 3,1 vezes; e se o débito aumentar três vezes, a largura aumentará 1,5 vezes.

Os parâmetros observados foram os seguintes: comprimento (L), débito médio (Q), declividade do rio (S), declividade do vale (S_v), declividade regional (S_g), sinuosidade do rio (I_s), largura média (W), profundidade média (D) e velocidade média (V). As informações foram coletadas em 110 seções transversais ao longo do rio Missouri, de Great Falls até a foz com o rio Mississipi, acima de Saint Louis, numa extensão de 3 368 km e com débitos médios de 214,5 a 2 207 m³/s, respectivamente. Considerando a discordância existente na literatura geomorfológica sobre a importância e significado da noção de equilíbrio e a

Tabela 4.2 Matriz dos coeficientes de correlação e dos valores do teste t, entre os parâmetros hidráulicos, para o rio Missouri (conforme Lee, 1977) (as letras indicam: a = significante a 1%; b = significante a 5%; e c = não significante)

A — Coeficientes de correlação

	Q	S	S_v	S_g	I_s	W	D	V	VD
L	$-0{,}72^a$	$0{,}36^b$	$0{,}41^b$	$0{,}64^a$	$-0{,}02^c$	$-0{,}57^b$	$-0{,}80^a$	$-0{,}30^c$	$0{,}51^b$
Q		$-0{,}69^a$	$-0{,}72^a$	$-0{,}74^a$	$-0{,}10^c$	$0{,}59^a$	$0{,}86^a$	$0{,}19^c$	$0{,}90^a$
S			$0{,}95^a$	$0{,}41^a$	$0{,}16^c$	$-0{,}37^c$	$0{,}65^b$	$0{,}38^c$	$-0{,}50^a$
S_v				$0{,}48^a$	$-0{,}08^c$	$-0{,}61^a$	$-0{,}18^c$	$0{,}57^c$	$-0{,}45^c$
S_g					$-0{,}05^c$	$-0{,}69^a$	$-0{,}48^c$	$-0{,}02^c$	$0{,}51^b$
I_s						$0{,}16^c$	$-0{,}35^c$	$-0{,}17^c$	$-0{,}34^c$
W							$-0{,}01^a$	$-0{,}63^b$	$0{,}21^c$
D								$0{,}29^c$	$0{,}88^a$
V									$0{,}69^b$

B — Valores do teste t

	Q	S	S_v	S_g	I_s	W	D	V	VD
L	$-6{,}58^a$	$2{,}48^b$	$2{,}86^a$	$5{,}34^a$	$-0{,}16^c$	$-2{,}79^b$	$-3{,}80^a$	$-0{,}88^c$	$-2{,}45^b$
Q		$-6{,}03^a$	$-6{,}68^a$	$-7{,}08^a$	$-0{,}63^c$	$2{,}92^a$	$4{,}69^a$	$0{,}56^c$	$8{,}51^a$
S			$18{,}57^a$	$2{,}88^a$	$-1{,}06^a$	$-1{,}61^c$	$2{,}41^b$	$1{,}16^c$	$-2{,}35^b$
S_v				$3{,}45^a$	$-0{,}53^c$	$-3{,}08^a$	$-0{,}51^c$	$1{,}95^c$	$-2{,}08^c$
S_g					$-0{,}33^c$	$-3{,}78^a$	$-1{,}55^c$	$-0{,}07^c$	$-2{,}43^b$
I_s						$0{,}66^c$	$-1{,}06^c$	$-0{,}49^c$	$-1{,}49^c$
W							$-0{,}02^c$	$-2{,}31^b$	$0{,}86^c$
D								$0{,}84^c$	$5{,}21^a$
V									$2{,}72^b$

dificuldade de "se encontrar critério definitivo para distinguir um rio *graded* do não *graded*", Lee (1977a) propôs o seguinte critério para solucionar a questão: com os dados disponíveis sobre os parâmetros hidráulicos em diversas seções transversais verifica-se o coeficiente de correlação e o grau de significância, ao nível de 0,01, para cada *célula* da matriz.

Se a quantidade de células com valores significantes, entre as diversas variáveis, for superior a 75% do total das células, o rio pode ser definido como *graded*; se a quantidade estiver entre 50 e 75%, como semi-*graded*, e abaixo de 50% como não *graded*. Na Tab. 4.2, o rio Missouri apresenta 16 células com significância ao nível de 1%, entre as 45, possuindo 36% e sendo classificado como não *graded*. A explicação oferecida pelo autor reside no fato de que o Missouri "ainda não modificou significantemente as condições morfológicas herdadas das fases glaciárias".

4.1.4.2 O conceito de incerteza

As paisagens constituem respostas a um complexo de processos, cada um exigindo apropriadas escalas espacial e temporal para serem estudados. Na esculturação das formas de relevo essa complexidade é descrita pelas inúmeras variáveis envolvidas, havendo entre elas interação, interdependência e mecanismos de retroalimentação. O mecanismo de cada processo, assim como as de suas conseqüências, pode ser perfeitamente conhecido de maneira determinística, ou até, em muitos casos, as relações existentes entre pares de variáveis. Mas as interações e os mecanismos de retroalimentação, auto-regulando a ajustagem das respostas, fazem com que as combinações entre tais conjuntos de processos ocorram de maneira aleatória. A ajustagem no sistema pode levar ao aparecimento de respostas alternativas, todas elas possíveis, embora se possa pensar que as respostas mais comuns se organizem em torno do valor modal. Os exemplos de formas de relevo, oriundos da atuação de determinado sistema morfogenético, representam uma população estatística, compatível com a distribuição normal. A tendência central dessa distribuição pode ser descrita ou prevista, mas em nenhum momento do tempo é possível especificar as condições exatas para descrever um exemplo individualizado. De maneira semelhante, quando se realiza o estudo de um grupo de exemplos encontrar-se-á variabilidade inerente entre os casos, e as características individuais compõem uma distribuição mais ou menos aleatória.

A análise da variância permite, portanto, introduzir o *conceito de incerteza* nas pesquisas geomorfológicas. Leopold e Langbein (1963, p. 189) aplicam o conceito de incerteza "às situações nas quais as leis físicas aplicáveis podem ser satisfeitas por um grande número de combinações de valores das variáveis interdependentes. Como resultado, numerosos casos individuais apresentarão diferenças entre si, embora sua média seja reproduzível em exemplos diferentes. Qualquer caso individual, então, não pode ser previsto ou especificado, exceto em sentido estatístico. O resultado de um caso individual é indeterminado".

Em sentido geomorfológico mais direto, pode-se dizer que as formas de relevo resultantes da atuação de determinado sistema morfogenético, tais como as vertentes, canais, rede de drenagem e outras, são numerosas. Os valores individuais mensuráveis em cada uma dessas formas são informações que diferem entre si, mas o conjunto dessas informações assinala um comportamento homogêneo, um certo "ar de família", em virtude das reações e reajustamentos ocasionados pela atuação dos mecanismos de interação e de retroalimentação. Tanto na escala temporal como na espacial, não se pode prever os resultados que uma determinada forma de relevo irá apresentar, em certo lugar e em certa época, a não ser em termos de probabilidade. Considerando, pois, que o comportamento da esculturação das formas de relevo tende ao estado mais provável e ao conceito de incerteza, a maneira mais correta e viável para a análise geomorfológica é a formulação probabilística de tais combinações, abordagem esta que nos leva a resultados inesperados pela enorme gama de paisagens possíveis.

Para explicar a variabilidade entre os exemplos, a literatura geomorfológica considera a interferência de diversos fatores, cujas categorias mais comumente citadas são:

a) as variações locais na estrutura geológica, na litologia, na vegetação ou em outros fatores;

b) os erros na mensuração das formas. A essas duas categorias, Leopold e Langbein (1963) acrescentam a categoria da *incerteza* causada pelo ajustamento dos processos, em vista da interação entre as variáveis e dos mecanismos de retroalimentação.

4.1.4.3 A distribuição da energia e o conceito de entropia

A utilização da abordagem probabilística no estudo dos canais fluviais repousa no princípio da distribuição de energia. Para Leopold e Langbein (1962, p. 2) essa distribuição, nos sistemas fluviais, tende "para o estado mais provável, governando o curso seguido pelos movimentos nos processos fluviais e as relações espaciais entre as diferentes partes do sistema, em qualquer tempo ou estágio". Tais autores consideram que o desenvolvimento da paisagem envolve não somente a energia total disponível mas a sua própria distribuição. Em analogia com as leis termodinâmicas, essa distribuição pode ser descrita como *entropia*. Adaptando este conceito, Leopold e Langbein consideram que "a entropia de um sistema é função da distribuição da energia disponível dentro do sistema, e não uma função da energia total dentro do sistema. Dessa maneira, a entropia relaciona-se com a ordem ou a desordem; o grau de ordem ou desordem pode ser descrito em termos de probabilidade ou improbabilidade do estado observado". Sob certa perspectiva, a entropia pode ser considerada como medida da energia disponível, em um sistema, para realizar o trabalho. Quanto maior a entropia, menor a quantidade de energia disponível para o trabalho mecânico.

Das cabeceiras até a desembocadura, todo e qualquer canal fluvial representa um sistema no qual a energia potencial, fornecida pela quantidade de água em determinada altitude, é convertida em energia cinética da água fluindo e dissipada na fricção criada nas paredes delimitantes do canal (Leopold, Wolman e Miller, 1964, p. 268). O fluxo da água, de montante para jusante, representa gasto de energia; à medida que se aproxima da foz, a transformação da energia processa-se simultaneamente com o aumento da entropia.

Considerando o canal fluvial como sistema aberto, passível de atingir o estado constante ou estacionário, Leopold e Langbein (1962) expuseram duas generalizações sobre a distribuição mais provável da energia, levando em conta duas tendências opostas. À medida que uma se torna melhor realizada, a outra se encontra prejudicada. A condição mais provável, como pressuposto, surge da ajustagem entre essas duas tendências opostas (Langbein e Leopold, 1964), que são as seguintes:

a) no sistema fluvial, ao longo do canal, o potencial de energia gasto por unidade de área do leito permanece constante. Há distribuição uniforme no desgaste de energia, que é igual em todas as posições do perfil longitudinal;

b) o potencial de energia gasto por unidade de comprimento do canal tende a ser igual em toda a extensão do curso de água.

No artigo de 1964, Langbein e Leopold expuseram claramente o funcionamento dessas duas tendências. Considerando que a declividade do canal (s) representa a distância vertical de queda da água em determinada unidade de distância no comprimento do curso fluvial, a taxa que descreve essa diminuição é representada pelo produto da velocidade (v) multiplicada pela declividade (s). O peso da água por unidade de comprimento é γwD (γ é o peso específico da água; w é a largura e D é a profundidade média). Portanto, a taxa de realizar trabalho por unidade de comprimento é $\gamma wDvs$ ou γQs, que é igual à potência de energia por unidade de comprimento do canal. A potência de energia por unidade de largura torna-se, pois, igual a $\frac{\gamma Qs}{w}$. O primeiro postulado, o de que haja distribuição uniforme do gasto de energia em cada unidade de área do leito do canal requer que $\frac{\gamma Qs}{w}$ seja constante ao longo do rio.

A taxa de trabalho realizado em uma unidade de comprimento é igual a γQs. Se levarmos em conta o comprimento do rio (dx), então a taxa total de trabalho realizado no comprimento global, desde as cabeceiras até a distância final, será fornecida pela integração

$$\int_0^1 \gamma Qs dx.$$

Se para cada trecho do rio o valor de Qs permanecer constante, a adição desses valores dará um valor mínimo na somatória, e Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 270) assinalam que "o gasto uniforme do potencial de energia por

unidade de comprimento do rio pode ser considerado como sendo equivalente à taxa mínima de trabalho no sistema fluvial". Dessa maneira, o valor mínimo da somatória é indicativo do trabalho total mínimo no canal fluvial. Este estado é atingido quando se satisfazem as condições de probabilidade máxima, e a distribuição da energia tende para a mais provável. No canal fluvial essa distribuição ocorre quando a taxa de aumento da entropia, em cada unidade de comprimento do rio, permanecer constante.

Langbein e Leopold (1964, p. 785-786) observam que a taxa total de trabalho realizado por um rio, com determinado débito e determinada amplitude topográfica máxima, diminui à medida que aumenta a concavidade do perfil. A concavidade máxima sobre o conjunto do perfil é verificada quando houver a taxa mínima de trabalho total, estado que é atingido quando o valor do expoente z se aproxima de -1,0 na expressão $s = Q^z$.

Por outro lado, quando acontecer a distribuição mais uniforme da taxa de trabalho por unidade de área, isto é, quando os valores Qs/w forem constantes ao longo do leito do canal, a forma do perfil será suavemente côncava. Para exemplificar essa alternativa, explicitam o caso em que a largura do rio aumenta proporcionalmente conforme a raiz quadrada do débito ($w = Q^{0,5}$). Desse modo, a expressão $\frac{Qs}{w}$ pode ser reescrita como $\frac{Qs}{Q^{0,5}}$, então derivando que $s = Q^{-0,5}$.

A Fig. 4.1 mostra os perfis em que os valores do expoente z são -0,50 e -1,0. Tais perfis denunciam a predominância de uma ou de outra das tendências

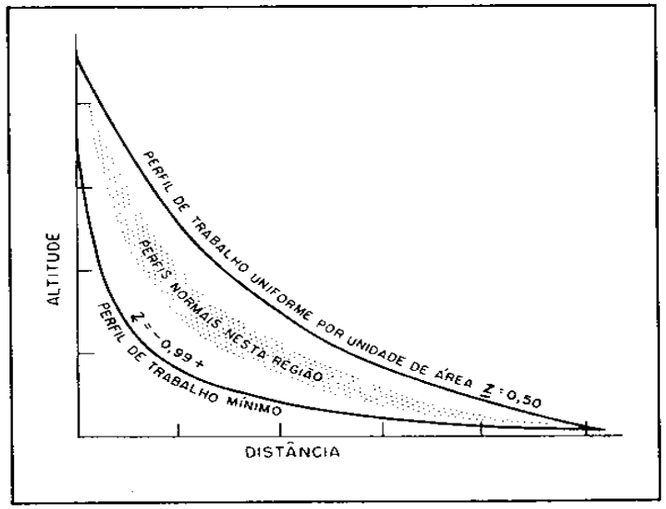


Figura 4.1 Perfis fluviais esquemáticos, para determinada amplitude altimétrica, considerando as tendências do desgaste uniforme de energia e do trabalho total mínimo (segundo Langbein e Leopold, 1964, p. 786)

opostas. Todavia, nos rios a concavidade dos perfis é resposta a uma ajustagem que se localiza entre esses valores extremos, porque os processos de interação entre as variáveis encaminham os resultados para os valores mais prováveis, sendo expressos pelo valor modal ou tendência central. Nessa perspectiva, nos rios a relação entre a declividade e o débito se localiza na faixa intermediária entre os valores limites do expoente z, e a média talvez se aproxime da expressão $s = Q^{-0,75}$.

Nessa mesma perspectiva analítica, considerando válidas as noções de equilíbrio dinâmico e da entropia, Yang (1971; 1973) apresentou considerações sobre o problema do perfil longitudinal sob o enfoque da taxa de desgaste de energia, aplicando a noção da *potência unitária da corrente* (*unit stream power*). Esta noção é definida como "a taxa temporal de desgaste de energia potencial por unidade de peso da água em canal aluvial" (Yang, 1972, p. 1811), indicando o tempo que determinada quantidade de água leva para gastar uma parcela da energia potencial, sendo matematicamente descrita como resultante da velocidade média do fluxo (V) multiplicada pelo gradiente de energia (S) ou declividade. Essa inferência é obtida pelo fato de que

$$\frac{dv}{dt} = \frac{dx}{dt} \cdot \frac{dy}{dx} = VS,$$

onde

y é a altitude acima da superfície de referência, que é igual à energia potencial;
x é a distância longitudinal do trecho;
t é o tempo gasto pelo fluxo ao percorrer a distância longitudinal;
V é a velocidade média do fluxo; e
S é o gradiente de energia ou declividade.

As evidências empíricas encontradas nos trabalhos de Leopold e Maddock (1953), de Yang (1972), e de Yang e Stall (1973), por exemplo, demonstram que a potência unitária da corrente (VS) diminui em direção de jusante, conforme o aumento da área de drenagem e do débito. Essa diminuição constante dos valores de VS pode evidenciar a existência da *lei da taxa temporal mínima de desgaste de energia* (Yang, 1971).

Em virtude de ser derivada do conceito de entropia e da noção de equilíbrio dinâmico, a lei da taxa temporal mínima de desgaste de energia requer que o rio reduza o valor da potência unitária da corrente em direção de jusante. Essa diminuição, por exemplo, é acompanhada pelo decréscimo na concentração total de sedimentos, fornecendo-lhe uma explicação viável. Outros dados de observação demonstraram sobejamente (Leopold, 1953; Leopold e Maddock, 1953) que a velocidade média aumenta suavemente em direção de jusante; a fim de que os valores VS sejam cada vez menores, há necessidade de ocorrer diminuição mais rápida da declividade, explicando a forma côncava do perfil longitudinal. Considerações semelhantes podem ser explicitadas a propósito das alterações verificadas na competência fluvial.

4.1.5 Descrição matemática do perfil longitudinal

A explicação do perfil longitudinal, em conseqüência da atividade de processos fluviais e expressando as condições de equilíbrio, no conceito davisiano, apresentava-se como a tendência dominante até a metade do século XX. Todavia, de maneira esparsa, diversas tentativas foram realizadas a fim de se encontrar e definir uma curva matemática que fosse aplicável ao perfil longitudinal de rios, possibilitando descrevê-lo de modo preciso. A tentativa pioneira pertence a O. T. Jones (1924), em seu estudo sobre os perfis longitudinais do sistema de drenagem do Alto Towy, localizado na região central de Wales. Um pouco mais tarde, em 1934, J. F. N. Green, ao estudar o rio Mole, propôs a seguinte fórmula logarítmica para descrever o perfil longitudinal

$$y = a - k \cdot \log (p - x),$$

na qual y é a altura do rio acima do nível do mar, a e k são constantes que devem ser determinadas para cada rio em particular, p é o comprimento do rio e x é a distância do local até a embocadura.

A preocupação em descrever matematicamente o perfil longitudinal recebeu a atenção de Shulits (1941), de Yatsu (1955), de Hack (1957), de Tanner (1971) e de outros pesquisadores. Indiscutivelmente, o trabalho de Hack (1957), sobre os perfis de rios da Virginia e Maryland constituiu contribuição fundamental para o desenvolvimento dessa abordagem analítica, que foi intensificada com a finalidade de caracterizar o perfil condizente com o estado estacionário e verificar o comportamento das variáveis ao longo do trajeto do curso de água.

A granulometria dos sedimentos e a área da bacia são fatores normalmente citados como controlando a declividade. Para descrever a relação da declividade com o tamanho do material transportado e a área da bacia de drenagem, foi apresentada a seguinte fórmula (Hack, 1957, p. 58)

$$S = 18\left(\frac{M}{A}\right)^{0,6},$$

na qual S é a declividade do canal em determinada localidade (em pés/milha), M é o tamanho mediano da partícula do material do leito do rio (em milímetros) e A é a área da bacia de drenagem (em milhas quadradas).

Outro relacionamento importante expressa-se entre a declividade e o comprimento dos rios, que é descrito pela fórmula (Hack, 1957, p. 70)

$$S = k \cdot L^n,$$

na qual S é a declividade do canal em determinada localidade, L é o comprimento do rio medido desde a divisa da drenagem, na cabeceira do rio mais longo, na bacia hidrográfica situada a montante da localidade; k é constante de proporcionalidade, representando a declividade em trechos de uma milha, e n indica a taxa de alteração da declividade à medida que aumenta o comprimento.

Ao estudar os perfis longitudinais de rios localizados em Virginia e Maryland, a partir da relação precedente, considerada como equação diferencial porque a declividade é medida como tangente ao perfil, definindo a relação entre a declividade e o comprimento, Hack (1957, p. 70) derivou, através de integração, duas equações a propósito do perfil longitudinal

$$H = k \cdot \log_e L + C,$$

quando

$$n = -1;$$

$$H = \frac{k}{n+1}(L^{(n+1)} + C),$$

quando

$$n \neq -1,$$

nas quais H é a diferença altimétrica entre a nascente e a localidade analisada, C é constante de integração, cujo valor determina a posição do perfil em relação às coordenadas. Os demais símbolos têm o mesmo significado anterior.

Considerando que existe relação entre a declividade e o comprimento e o fato de que as partículas diminuem de tamanho em direção de jusante, Hack (1957, p. 72) apresentou novas fórmulas para descrever o perfil longitudinal. Se o tamanho dos detritos permanecer sem alteração ao longo do rio, isto é, se m = zero, a equação poderá ser escrita da seguinte maneira

$$H = 25j^{0,6} \log_e L + C.$$

Se o tamanho das partículas apresentar modificação ao longo do curso de água, isto é, se $m \neq$ zero, então a equação poderá ser escrita como sendo

$$H = \frac{25j^{0,6}}{0,6m} L^{0,6m} + C.$$

Além da simbologia anteriormente utilizada em ambas as fórmulas, m indica a taxa de alteração no tamanho da partícula à medida que aumenta o comprimento, e j representa o tamanho mediano da partícula do material do leito em trechos de uma milha.

Para analisar o perfil longitudinal, Hack (1973) propôs nova unidade de mensuração, denominada *índice de declividade do rio* (*stream gradient index*), relacionando o declive de um rio em determinada localidade com o comprimento respectivo do trecho. Esse índice permite uma base para se comparar trechos fluviais de tamanhos diferentes.

O perfil longitudinal de rios pode ser analisado como composto por uma série de segmentos conectados, cada um representado em forma logarítmica. O valor do índice de declividade (k) é variável ao longo do rio em seu conjunto, mas é constante ao longo de determinado segmento. Como o valor de k define a declividade do perfil logarítmico para determinado segmento, pode ser consi-

derado como indicativo da declividade relativa do perfil para determinada localidade. Assim, o valor de $k = SL$, isto é, o valor do índice é igual ao produto da declividade multiplicada pelo comprimento.

Hack (1973, p. 421) observa que o índice de declividade está relacionado com a competência do rio em transportar material de determinada característica granulométrica, existindo uma relação funcional entre ambos. Como esta relação é expressa pela fórmula

$$S = 25 \frac{M^{0,6}}{L}$$

na qual S é a declividade; M é o tamanho mediano da partícula do leito do rio (em milímetros), e L é o comprimento do curso de água (em milhas), pode-se verificar que o valor de SL permanece constante no trecho em que o tamanho mediano da partícula permanecer sem alteração; nos casos em que houver aumento no tamanho mediano do sedimento, então haverá aumento no valor do produto SL.

O índice de declividade é calculado através da seguinte formulação, visualizada através da Fig. 4.2:

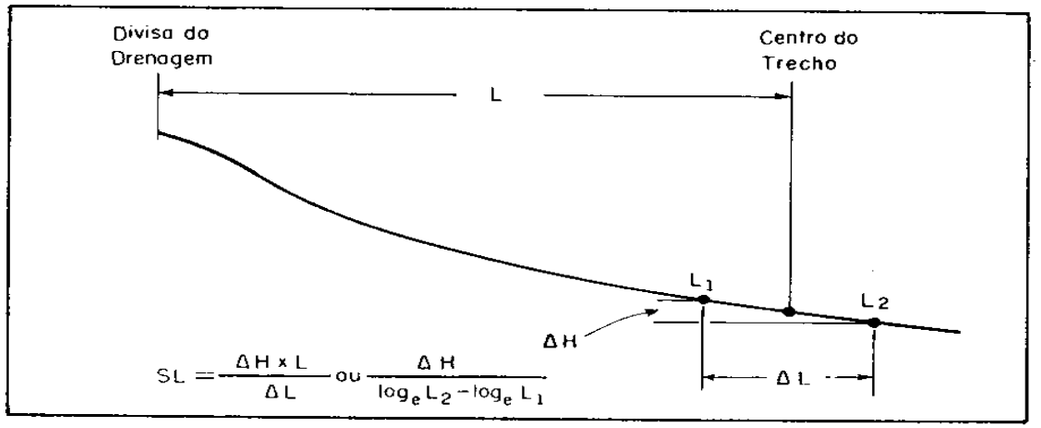


Figura 4.2 Medidas para se calcular o índice de declividade (SL) em trechos fluviais (conforme Hack, 1973), relacionando o comprimento (L) e a altimetria (H)

$$k = SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L} = \frac{H_1 - H_2}{\log_e L_2 - \log_e L_1}$$

onde

k é o índice de declividade;
S é a declividade ou a tangente ao perfil;
L é o comprimento do rio medido desde a divisa da drenagem, na cabeceira do rio mais distante, na bacia hidrográfica situada a montante da localidade observada;

ΔH é a diferença altimétrica entre as altitudes do ponto inicial (H_1) e do ponto terminal (H_2) do segmento considerado, no qual se encontra a localidade observada;
ΔL é o comprimento do segmento analisado, sendo a diferença entre o comprimento do ponto inicial (L_1) e o do ponto terminal (L_2) do referido segmento, consideradas as distâncias desde a nascente até os referidos pontos.

Ao analisar os perfis longitudinais de rios efêmeros no Sudeste de Arizona, Cherkauer (1972) procurou encontrar equação que demonstrasse o inter-relacionamento entre as diversas variáveis atuantes sobre a declividade. Os resultados obtidos mostraram que, para litologias específicas, o perfil côncavo em rochas sedimentares corresponde a

$$S = 1{,}74 \times 10^{-5} R_f^{0,8} Dm^{0,2} F^{0,14} A^{-0,4},$$

na qual

S é a declividade;
R_f é o relevo da bacia, correspondendo à diferença altimétrica entre as cotas máxima e mínima;
Dm é o índice do tamanho médio da partícula;
F é a forma do canal, correspondendo à relação entre a largura e a profundidade (conforme proposição de Schumm, 1960); e
A é a área da bacia hidrográfica.

Uma revisão geral sobre vários tratamentos matemáticos disponíveis na literatura geomorfológica foi realizada por Tanner (1971). Partindo de algumas pressuposições básicas, como:

a) a mudança no tamanho da partícula detrítica, em direção de jusante, é proporcional ao seu tamanho;
b) os gradientes mais elevados estão próximos das cabeceiras e decrescem em direção de jusante;
c) as partículas do leito do rio, quanto menores forem, caminham distâncias mais longas; e
d) a erosão é mais rápida nas áreas elevadas que nas baixas.

Tanner analisou equações que descrevem aspectos individuais do comportamento fluvial. Embora cada uma seja essencialmente correta, denunciando um perfil longitudinal simples, a dificuldade maior reside no fato de que o rio

---

NT – O perfil longitudinal também pode ser descrito no contexto da análise morfométrica e topológica das redes hidrográficas, levando-se em conta as relações sistêmicas entre as leis da composição da drenagem. Entre elas, a lei da declividade média e a lei da constância na amplitude altimétrica são as mais diretamente relacionadas com o perfil longitudinal. Em geral, procura-se demonstrar que a declividade é função da ordem, da magnitude e da área. Deixamos para desenvolver este assunto posteriormente, porque na discussão se torna necessário lembrar outros conceitos e pressuposições (*vide* capítulo 11, volume 2).

não pode ser descrito em termos de unicamente um ou dois parâmetros, mas sim como resposta global ao conjunto de variáveis atuantes no canal. Considerar que a declividade (variável dependente) é função do tamanho da partícula (variável essencialmente independente), por exemplo, é afirmação correta mas não chega a ser completa para explicar o sistema canal fluvial.

A formulação de modelos matemáticos para descrever o perfil longitudinal, assim como o uso de analogias físicas para explicar o comportamento fluvial, possibilitou o emprego de procedimentos variados para simular e compor perfis os mais diversos. Com o intuito de demonstrar que a forma exponencial é que melhor descreve os perfis longitudinais dos cursos de água, sendo representativa do estado mais provável, Leopold e Langbein (1962, p. 8) propuseram o modelo do caminhar aleatório (*random walk model*), construído da seguinte maneira:

Uma altitude predeterminada é escolhida como sendo o ponto inicial. Uma série de etapas é prevista (em papel de coordenadas, para baixo e para a direita), tendo duas escolhas em cada etapa, uma é movimentar para baixo atravessando uma unidade altitudinal, a outra é movimentar-se lateralmente, para a direita, atravessando uma unidade longitudinal. Em cada etapa há a possibilidade p de que haja o movimento para baixo, de uma unidade, e a probabilidade q de que o fluxo continuará no mesmo nível. Como somente há as duas alternativas, a soma de p e q é igual a unidade. Se a primeira alternativa é aceita, a da movimentação altitudinal, na etapa seguinte verifica-se diminuição na probabilidade de ocorrer nova movimentação para baixo. Inversamente, a probabilidade de movimentação lateral aumenta à medida que as etapas se sucedem.

Para exemplificar, Leopold e Langbein apresentam o caso em que há cinco unidades altitudinais acima do nível de base (Fig. 4.3), utilizando um baralho composto por seis cartas, cinco brancas e uma preta. Cada carta branca representa uma unidade altitudinal, enquanto a carta preta representa a movimentação lateral. Após embaralhar, retira-se aleatoriamente uma carta que é registrada e substituída (invariavelmente) por uma carta preta. Se uma carta preta é escolhida é substituída por outra carta preta, não há mudança na posição altitudinal e as probabilidades permanecem as mesmas. Quando uma carta branca é sorteada e substituída por uma carta preta, então movimenta-se uma unidade altitudinal e há mudanças nas probabilidades para a etapa seguinte. Este procedimento tende a fazer com que todo o baralho seja composto por cartas pretas, através da substituição de todas as cartas brancas. Quando todas as cartas brancas forem substituídas, não há mais unidades verticais a serem vencidas e o "rio" atingiu o seu "nível de base". A seqüência do jogo está terminada.

Cada seqüência de etapas determina a feitura de um perfil. Se se realizar repetições de muitas seqüências, poderá se perceber a tendência para o estabelecimento de um "perfil médio". Computar as probabilidades em cada etapa e traçar, então, o perfil, é outra maneira de se obter os resultados gerais. Uma terceira solução está em descrever matematicamente o perfil.

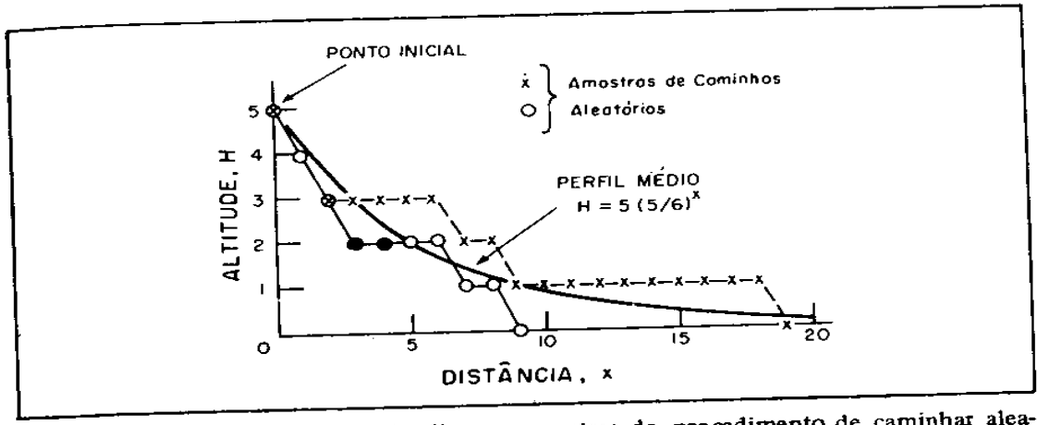


Figura 4.3 Gráfico exemplificando diversas amostras do procedimento de caminhar aleatório (*random walk model*), a fim de gerar um perfil fluvial médio (conforme Leopold e Langbein, 1962)

Modificando ligeiramente o procedimento adotado por Leopold e Langbein, ao especificar que uma carta branca é registrada somente como diminuição na altitude e que a carta preta é registrada somente como movimento horizontal, Dacey (1968) desenvolveu uma detalhada derivação matemática. Todavia, na formulação mais simples de ser usada, pode-se considerar que o número de cartas brancas, ou de altitudes, que permanecem integradas no baralho, em qualquer etapa (i), é igual a

$$y = y_0 \left(\frac{y_0}{y_0 + x_0} \right)^i ,$$

onde

y_0 é o número de cartas brancas iniciais; e

x_0 é o número de cartas pretas iniciais.

Utilizando o caso descrito, o modelo pode ser empregado como sendo

$$y_i = 5 \left(\frac{5}{5 + 1} \right)^i .$$

Dessa maneira, para as diversas etapas sucessivas, 0, 1, 2, 3, 4, ... , teríamos

$$y_0 = 5\left(\frac{5}{6}\right)^0 = 5$$

$$y_1 = 5\left(\frac{5}{6}\right)^1 = \left(\frac{25}{6}\right) = 4{,}166$$

$$y_2 = 5\left(\frac{5}{6}\right)^2 = \frac{125}{36} = 3{,}472$$

.....

$$y_7 = 5\left(\frac{5}{6}\right)^7 = \frac{5^8}{6^7} = 1{,}396$$

e assim sucessivamente. Os resultados obtidos em cada etapa, assinalados no gráfico de coordenadas, descrevem o perfil longitudinal mais provável. Se usar papel semilogarítmico, o perfil surgirá como linha reta, indicando comportamento basicamente exponencial.

No modelo de caminhar-aleatório, cada etapa só é determinada pelo acontecimento e condições da etapa imediatamente anterior. As demais etapas precedentes não possuem interferências diretas. Por essa razão, este modelo é um tipo de processo markoviano e Tanner (1971, p. 488) assinala que outros tipos de procedimentos aleatórios (de processos markovianos) podem ser aplicados no estudo de perfis longitudinais. Por exemplo, cita a alternativa de arranjar um baralho contendo 23 cartas de unidades altitudinais ($y_0 = 23$) e 10 cartas de unidades horizontais ($x_0 = 10$). Para este modelo, pode-se adotar a convenção de que cada carta altitudinal, quando for sorteada, é registrada e retirada do baralho; cada carta horizontal é registrada e devolvida ao baralho. Assim, o tamanho do baralho vai diminuindo até ser composto somente pelas cartas de unidades horizontais, enquanto no modelo de Leopold e Langbein o tamanho do baralho permanece constante.

A literatura geomorfológica brasileira não assinala estudos específicos a propósito de perfis longitudinais de cursos de água, a não ser perfis esparsos para ilustrar o traçado geral, como o do rio Paraíba (Ab'Saber e Bernardes, 1958), Amazonas, Negro e Trombetas (Soares, 1977). Em trabalho publicado em 1970, utilizando da aplicabilidade das curvas matemáticas em perfis longitudinais, Bjornberg, Landim e Bósio procuraram verificar a altitude e a atitude do contato entre a Formação Bauru e a Botucatu, assim como as implicações sedimentológicas decorrentes.

Este apanhado geral sobre a utilização da matemática para descrever as características dos perfis longitudinais mostra que diversas tentativas foram realizadas, embora nenhuma delas seja plenamente satisfatória. Esse setor do conhecimento geomorfológico continua em aberto, e há necessidade de muito trabalho, como nos lembra Tanner (1971, p. 492), a fim de que soluções mais plausíveis e completas sejam aventadas.

4.2 QUESTÕES CORRELATAS

A exposição realizada na parte anterior procurou concatenar as contribuições que assinalaram o desenvolvimento dos conceitos a propósito dos estudos sobre os perfis longitudinais de cursos de água. Tornou-se claro, ao longo do texto, que à medida que novas contribuições vão surgindo, propondo novas abordagens e teorias explicativas, mais válidas que as precedentes, há necessidade de se reformular enunciados relativos a diversas questões tradicionalmente consagradas na literatura geomorfológica. Muitas vezes, idéias superadas são costumeiramente admitidas, assim como as suas implicações dedutivas na explicação das formas de relevo, como ainda sendo as mais válidas, por força da repetição ou porque não foram alvo de uma revisão crítica sob o enfoque de novas perspectivas teóricas.

Tais noções muitas vezes são amplamente utilizadas como conceitos e critérios para interpretações paleogeográficas e para a evolução das paisagens morfológicas. No que se refere ao tema do perfil longitudinal, quatro questões merecem debate nesta oportunidade: o nível de base, as rupturas de declive, a erosão regressiva e a morfogênese do perfil. Para a boa compreensão dessas questões, torna-se útil evocar muitas das contribuições que se consagraram na evolução da ciência geomorfológica.

4.2.1 Nível de base e suas implicações no perfil longitudinal

A concepção de que o entalhamento fluvial deve possuir um limite inferior é de aceitação geral. Leonardo da Vinci e James Hutton, em suas épocas, reconheceram a superfície dos oceanos como sendo o limite inferior efetivo para os processos erosivos atuantes nas áreas continentais. Hutton, por exemplo, considerou que "as alturas de nossas terras serão, então, niveladas com as dos litorais" (in Chorley, Beckinsale e Dunn, 1964, pp. 7 e 40).

A noção de nível de base para o perfil longitudinal de rios surge como conceito de suma importância. A primeira formalização e definição desse conceito foi apresentado por J. W. Powell, em 1875, através das seguintes palavras:

> "Podemos considerar o nível do mar como um grande nível de base, abaixo do qual a terra firme não pode ser erodida; mas podemos ter também, para propósitos locais e temporários, outros níveis de erosão, que são os níveis dos leitos dos rios principais que carregam os produtos da erosão. (Tomo certa liberdade ao empregar o termo *nível* nesta relação, pois a ação de um rio circulante, ao desgastar o seu canal, cessa, para todos os efeitos práticos, antes que o seu leito haja alcançado o nível do limite inferior do curso de água. O que denominei de nível de base seria, de fato, uma superfície imaginária inclinando suavemente, em todas as suas partes, para o curso terminal inferior do rio principal, drenando a área pela qual se supõe que se estenda o nível, ou tendo a direção da inclinação de suas partes modificada na medida em que seja determinada pelos rios tributários.) Onde o canal de um rio cruza uma série de rochas em seu curso, algumas das quais sejam duras e outras brandas, as camadas mais duras formarão uma série de represamentos temporários, acima dos quais se torna restringida a corrasão do canal através das rochas brandas, e assim podemos ter uma série de níveis de base de erosão, abaixo dos quais e em ambos os lados do rio, embora as rochas sejam sumamente brandas, não podem ser degradadas" (Powell, 1875, pp. 203-204).

Nos anos subseqüentes, a noção de nível de base foi utilizada como expressando diversos significados, gerando ampla confusão. Em 1902, W. M. Davis, no artigo *Base-level, grade and peneplain*, analisou e criticou os significados então existentes e empregados pelos pesquisadores. Embora considerações esparsas possam ser encontradas na literatura geomorfológica, expondo comentários e observações sobre as implicações do conceito de nível de base, não se pode afirmar que houvesse preocupação em analisá-la detalhadamente e propor uma reformulação ou redefinição. A noção parece que surge necessária em si mesma e as discrepâncias aventadas pouco ou quase nada contribuíram para melhores proposições. Dessa maneira, as principais definições apresentadas para as diversas categorias de níveis de base podem ser englobadas nas seguintes:

a) *nível de base geral* (ou grande nível de base) é a superfície plana formada como prolongamento do nível do mar sob as terras continentais. Davis (1902) considera-a como "superfície imaginária, sendo o nível de base em relação ao qual funciona a erosão subaérea normal". Essa superfície também é designada como o "nível de base último" (Malott, 1928);

b) *nível de base temporário* é a superfície limite pressuposta para a erosão, nivelada em função de um elemento de duração relativamente efêmera, como o afloramento de rochas resistentes nos cursos de água. Algumas vezes também é designado, nesses casos de rochas resistentes, como "nível de base estrutural";

c) *nível de base local* é a superfície limite pressuposta para a erosão, nivelada em função de elementos situados no interior das áreas continentais, como em áreas com drenagem interior sob condições de climas secos, podendo as bacias centrais estar situadas abaixo ou acima do nível do mar, a superfície de lagos e a posição da foz em confluências com o rio principal. Nesse sentido, o emprego faz-se indiferentemente como sendo nível de base local ou temporário. Um outro sentido foi proposto por Cotton (1948), implicando que "o nível de qualquer ponto em um rio pode ser considerado como nível de base local para o trecho do rio situado a montante do ponto e para todos os seus tributários". A definição apresentada encontrou grande dificuldade para ser usada, pois confunde-se com a noção de rio equilibrado. Por outro lado, ela implica que os processos erosivos podem esculpir extensas superfícies aplainadas sem haver referência a um nível de base geral ou de maior generalidade.

Considerando a posição chave assumida pelo conceito de nível de base no contexto da teoria davisiana, esta noção tornou-se elemento básico nos estudos de geomorfologia fluvial desenvolvidos sob a perspectiva analítica cíclica. Considerado como ponto controlador da vaga erosiva remontante, toda e qualquer mudança na posição do nível de base ocasiona, em conseqüência,

uma retomada de erosão através da propagação de novas ondas erosivas ou de fases de entulhamento, que paulatinamente progridem ao longo dos cursos de água, em direção de montante, resultando em perfis fluviais multicíclicos.

Se desejarmos exigir definição rigorosa e exatidão absoluta, a utilização do nível do mar como sendo o nível de base geral poderá criar problemas, em virtude das oscilações das marés. Deve-se tomar como ponto de referência, para o nível de base, a maré baixa, a maré alta ou o nível médio? Para a resposta, muitas considerações poderiam ser aventadas. Todavia, a nosso ver, considerando a grandeza das bacias hidrográficas e a reduzida amplitude altimétrica da oscilação intertidal, a influência das marés acaba se tornando questão irrelevante.

Dois outros conjuntos de forças são considerados como podendo ocasionar modificações de extensão maior na posição do nível de base e gerar conseqüências maiores: os movimentos eustáticos e os movimentos tectônicos (epirogenéticos e isostáticos). Os movimentos eustáticos compreendem as oscilações que afetaram o volume de água e o tamanho da bacia oceânica. Para o nível de base são mais significativos os movimentos de longa duração, que se reconhecem estar relacionados com as oscilações climáticas do Quaternário As sucessivas fases glaciárias e interglaciárias acontecidas nesse período geológico desencadearam regressões marinhas, em virtude do acúmulo de água sob a forma de geleiras sobre os continentes, e transgressões marinhas, quando do derretimento dos glaciares e retorno das águas aos mares. Os movimentos epirogenéticos ocasionam movimentos positivos ou negativos das massas continentais, respondendo pelos amplos arqueamentos e deslocamentos verticais da crosta. Os movimentos isostáticos, de amplitude espacial menor, realizam a compensação regional de massas terrestres em virtude de desequilíbrios na densidade das rochas ou da sobrecarga imposta a uma determinada área. Por exemplo, a sobrecarga imposta em uma região pelo acúmulo de gelo ocasiona um rebaixamento regional, enquanto a eliminação da sobrecarga permite soerguimento relativo da massa continental.

Essas causas e esse esquema interpretativo foram amplamente utilizados na literatura geomorfológica. Simplesmente para citar um exemplo escolhemos a exposição apresentada por Valverde e Vergolino Dias, ao estudar o trecho da Zona Bragantina paraense: "Na última glaciação do quaternário antigo (*Wurm*), a linha de costa estava mais recuada que atualmente, já que o nível do mar se encontrava mais baixo, por causa da retenção da água nas calotas polares. Os rios sulcaram profundamente a plataforma, pois a erosão remontante partia de um nível de base mais baixo e encontrou, por quase toda parte, rochas tenras. No início da fase interglacial presente, o degelo fez subir de novo o nível do mar, afogando as embocaduras dos rios, que constituem estuários largos, verdadeiras 'rias'. Esse afogamento da costa tornou-a, entre a baía de Marajó e as de São Marcos e São José, no Maranhão, uma das mais recortadas do Brasil" (Valverde e Vergolino Dias, 1968, p. 7). Continuando a descrição dos rios da parte norte da rodovia Belém-Brasília, os referidos au-

tores observam "que na região dos altos cursos dos formadores do Guamá, a erosão remontante não encaixou profundamente os leitos dos rios. E o relevo se ergue suavemente, de cotas da ordem de 50 metros, perto do Guamá, até pouco acima de 300 metros, ao sul de Paragominas" (Valverde e Vergolino Dias, 1968, p. 80). As redes hidrográficas afluentes do Guamá, como as do baixo e médio Acará, são formadas por "rios de planície e sujeitas à ação das marés" (Valverde e Vergolino Dias, 1968, p. 82).

Considerando como válidas as pressuposições implicadas nesse contexto, deve-se partir da premissa de que quando das regressões marinhas há abaixamento do nível do mar e deslocamento do nível de base. Essa mudança do nível de base implica alongamento do perfil, em aumento da diferença altimétrica e em aumento da área da bacia de drenagem. Como conseqüência do aumento da diferença altimétrica, a partir do nível de base, desencadeia-se uma retomada de erosão que irá progredir em direção de montante. A mudança verificada no nível de base irá ser sentida até determinada distância, dependendo da amplitude da modificação e das características do material rochoso encontrado no transcurso do perfil longitudinal. No caso em que a erosão remontante encontrar camadas de rochas resistentes, as rupturas de declive que então se formam irão retardar a migração da vaga erosiva e os trechos situados a montante não serão afetados pelas mudanças ocorridas no nível de base.

Na bacia hidrográfica do Paraná, por exemplo, encontramos as rupturas de declive constituídas pelas Sete Quedas de Guaíra, no rio Paraná, e pelas Cataratas de Iguaçu, no rio Iguaçu. Devido a grandeza dessas rupturas, elas servem de anteparo às vagas erosivas remontantes provindas das oscilações do nível de base ocorridas no Mar do Prata. Desse modo, pode-se considerar como perfeitamente válida a inferência de que os trechos do rio Paraná e do rio Iguaçu, situados a montante das citadas rupturas de declive, podem ser considerados como isentos das influências relacionadas com as oscilações eustáticas ocorridas no Quaternário.

No caso dos rios amazônicos, como os descritos na Zona Bragantina do Pará, a declividade dos cursos de água é muito fraca e não há significativas rupturas de declive, sendo classificados como "rios de planície". Nessas condições, os efeitos ocasionados pelas modificações do nível de base poderão ser estendidos progressivamente. Se houver abaixamento do nível do mar, a magnitude das conseqüências irá depender das características da plataforma continental. Se a plataforma for suave, o deslocamento do nível de base irá ocasionar fraco aumento da amplitude altimétrica e grande aumento no comprimento do perfil, conservando declividades reduzidas. Nessas contingências, pode-se supor que não haverá entalhamento significativo nem erosão remontante. Nessas condições, abre-se possibilidade para aventar a hipótese de que os rios aos se estenderem, quando das regressões marinhas, o fizeram através de território marinho relativamente plano e de baixa declividade, conservando uma "paisagem" de vales abertos. A transgressão marinha posterior, elevando o nível do mar, afogou novamente uma área que antigamente já era marinha, na qual os

rios não tiveram condições mecânicas nem tempo para esculpir um "modelado fluvial".

Em todo caso, algumas indagações permanecem em aberto: a duração temporal do movimento eustático foi suficiente para ocasionar vaga erosiva remontante? Em qual magnitude? Onde estacionou a vaga remontante (se acaso desencadeada)? Quais foram as alterações espaciais ocorridas na linha de costa do litoral paraense?

Nesse encaminhamento das indagações, a explicação que comumente se apresenta para o aspecto recortado do litoral paraense, entre Marajó e São Luiz, não é satisfatória e necessita reformulação.

Quando das transgressões marinhas, a gradativa elevação do nível do mar vai recuando a desembocadura dos cursos de água e criando condições para a deposição detrítica. Esta acumulação detrítica constrói uma superfície aluvial que se estende para montante, ocasionando uma fase de entulhamento ao longo do perfil longitudinal. Posteriormente, em outra fase de encaixamento, o rio aprofundará o seu curso e abandonará a planície de inundação, originando a formação de terraços. De maneira similar aos efeitos ocasionados pela vaga erosiva remontante, resta em aberto a discussão da existência e da repercussão espacial provocada pela fase de deposição.

Torna-se muito difícil colher informações através de observações diretas sobre as conseqüências oriundas das mudanças do nível de base geral. A construção de represas e reservatórios, que podem ser considerados como níveis de base locais, constituem casos em que a experiência humana coletou dados sobre as influências do levantamento do nível de base sobre o perfil longitudinal.

Com o represamento, o nível de base é elevado da sua posição anterior, o leito do canal para o da superfície de água do reservatório, no lugar em que esta intersectar o leito original, a montante. A elevação máxima, que corresponde à amplitude, é o topo da barragem. Verifica-se que, além do deslocamento altitudinal, há deslocamento horizontal da posição do nível da base.

Quando ocorre o represamento observa-se diminuição da turbulência e a represa oferece condições propícias para a deposição da carga detrítica do leito do rio e da transportada em suspensão. As inúmeras observações colhidas em represas localizadas nos Estados Unidos mostraram que a sedimentação fluvial, como conseqüência da elevação do nível de base, processa-se em trechos próximos da represa, até onde há influências do nível de água do reservatório. Não há nenhuma evidência a sugerir que o levantamento do nível de base afetará a deposição em todo o sistema fluvial (Leopold, Wolman e Miller, 1964, p. 261). No âmbito da represa, isto sim, ocorre intensa sedimentação.

A importância consignada ao conceito de nível de base e às suas implicações no perfil longitudinal orientou a interpretação paleogeográfica de numerosas áreas. Entretanto, todas essas explicações partem de pressupostos baseados na distribuição espacial dos terraços e das rupturas de declive e na ação regressiva do processo erosivo. Pode-se afirmar que toda a literatura geomorfológica a propósito das repercussões do nível de base no perfil longitudinal repousa numa perspectiva falsa, pois não consideram o comportamento

da bacia de drenagem nem as características inerentes ao canal fluvial. A rede de drenagem está estruturada, em todos os seus canais, para canalizar o fluxo de água e de detritos que lhe é fornecida pela bacia de drenagem. No canal fluvial, a ajustagem entre as variáveis da geometria hidráulica é rápida, respondendo prontamente às modificações no débito e na quantidade de material detrítico. A forma apresentada pelo perfil longitudinal é resposta a esse ajustamento. Dessa maneira, em cada trecho fluvial, as características do canal estão ajustadas em função do fornecimento provindo de montante e das condições locais. Realizada a ajustagem, se não houver alteração nas condições ambientais fornecedoras de material e de energia, não haverá modificação no comportamento e na forma do curso de água.

As alterações no nível de base afetam o trecho que é ampliado ou diminuído no perfil longitudinal. Se houver alongamento, há aumento da área, do débito e o surgimento de novos tributários. Ocorrerá o inverso, se houver diminuição. Se as condições ambientais permanecerem constantes, não haverá modificação nas características da bacia de drenagem situada a montante, o que torna desnecessária a ocorrência de mudanças visando a uma reajustagem em função do nível de base. Evidentemente, um efeito de retroalimentação é transmitido ao sistema fluvial, mas essa conseqüência é rapidamente absorvida pela rede. Quando do levantamento do nível de base, qualquer que seja a magnitude dessa modificação, a bacia de drenagem praticamente não necessitará de reajustagem.

A significação concedida à vaga erosiva baseia-se no pressuposto de que a declividade é o fator controlante, ocasionando maior velocidade do fluxo e, portanto, maior intensidade erosiva. Neste contexto, a ampliação altimétrica provocada pela mudança do nível de base deve provocar entalhamento erosivo que, conforme a teoria davisiana, se expandirá progressivamente em direção de montante. Todavia, se levarmos em consideração os estudos relacionados com a geometria hidráulica, a declividade do perfil longitudinal será variável dependente, surgindo como resposta ao ajustamento do conjunto das variáveis implicadas no sistema canal fluvial. Havendo deslocamento do nível de base, o curso de água estende-se ao longo da plataforma continental. Nesse novo trecho, o rio deve esculpir o seu canal numa superfície recoberta por sedimentos. O abaixamento do nível do mar faz-se lentamente, e o trecho inferior do rio é continuamente afetado pelas marés.

Qual tipo de canal representará a melhor forma de ajustagem entre as variáveis da geometria hidráulica? O canal será largo, com fraca profundidade, baixo valor do raio hidráulico e baixo valor da força de cisalhamento? Ou o canal será estreito e profundo?

A primeira alternativa parece ser mais viável. Além dessas duas opções, o ajustamento entre as variáveis da geometria hidráulica pode proporcionar numerosas alternativas como respostas às mudanças do nível de base. O entalhamento fluvial surge apenas como uma possibilidade. Na abordagem sobre as mudanças do nível de base e suas implicações no perfil longitudinal, deve-se considerar as relações probabilísticas ou estocásticas.

4.2.2 Rupturas de declive e sua significância

O canal fluvial apresenta irregularidades variadas ao longo de seu perfil. A topografia do leito exibe diversos arranjos de microformas, como dunas, antidunas e outras. Outro aspecto característico, em virtude da dinâmica do escoamento, é a existência de depressões (*mouilles* ou *pools*), representando os trechos mais profundos, seguidas de partes menos profundas, mais retilíneas e oblíquas em relação ao eixo aparente do leito, designadas como soleiras (*seuils* ou *riffles*). Todas essas formas são ligadas à dinâmica e à mecânica do fluxo e são elementos inerentes à rugosidade do canal. Entretanto, no perfil longitudinal, outras irregularidades de maior magnitude são observadas, indicando a presença de rupturas de declive.

As rupturas de declive, assinalando trechos em que há mudanças bruscas na declividade entre dois segmentos fluviais, costumeiramente descritas como rápidos, corredeiras, saltos, cachoeiras e cataratas, são conhecidas desde há muito. Todavia, só em 1880 é que as rupturas assumiram uma significação, quando Joseph le Conte, nos Estados Unidos, interpretou-as como indicativas do abaixamento descontínuo do nível de base (Chorley, Beckinsale e Dunn, 1973, p. 200). Cada ruptura de declive corresponde a uma vaga erosiva remontante, relacionada a determinada oscilação do nível de base, que provocava fase de rejuvenescimento.

Evidentemente, há fatores locais (litológicos ou tectônicos) que afetam o perfil de equilíbrio, produzindo rupturas na declividade. Todavia, quando as rupturas de declive não puderem ser explicadas por controles litológicos ou tectônicos de ação local e se observarem diferenças topográficas entre as partes situadas a jusante e a montante da ruptura, com características mais "jovens" a jusante e com aspectos "maturos ou senis" a montante, o geomorfólogo possivelmente se encontra diante do fenômeno de rejuvenescimento. O desenvolvimento de segmentos ajustados (*graded*) em ambos os lados da ruptura, cada um ajustado a um conjunto diferente de condições e separados pela amplitude altimétrica da ruptura, faz com que o segmento inferior se torne inapto a influenciar o superior. Há elevado grau de independência entre eles e os segmentos fluviais, pertencentes a estágios cíclicos diferentes, são fisicamente separados uns dos outros. Por essa razão, Mackin considerou como incontestável o fato de que o rio principal é composto de segmentos distintos e os fatores determinantes da declividade não variam sistematicamente de um segmento a outro. Sob essas condições, as rupturas de declive representam *descontinuidades* entre dois setores do vale. Através desses critérios para analisar as paisagens, William M. Davis absorveu o conceito de ruptura de declive em seu esquema cíclico, dando-lhe significância na interpretação de paisagens morfológicas e criando os fundamentos para a elaboração das seqüências cíclicas e para a cronologia denudacional.

Definida como "ponto de mudança abrupta no perfil longitudinal de cursos de água" (American Geological Institute Glossary Committee, 1957), as rupturas de declive foram elementos importante no debate entre William

Morris Davis e Walter Penck a propósito da explicação de superfícies aplainadas sucessivas, devidamente retraçada por Chorley, Beckinsale e Dunn (1973, pp. 693-718), e cuja argumentação mais minuciosa se encontra inserida no artigo de W. Penck, de 1925, sobre a Floresta Negra, e no de W. M. Davis, de 1932, sobre *Piedmont benchlands and Primarrumpfe*.

No contexto global, Davis considerava que as rupturas eram provenientes das oscilações de nível de base, que deveriam ser descontínuas para formar descontinuidades no canal. Ao estudar o maciço da Floresta Negra (Alemanha), Penck reconheceu a existência de vários níveis topográficos ao redor do maciço. De acordo com a concepção davisiana, tais patamares ou níveis seriam descritos como superfícies de erosão representativas de uma série de ciclos parciais, interrompidos por soerguimentos intermitentes. Penck, por seu turno, aventou a existência de um domo em contínua expansão, onde a área cimeira seria os restos da superfície primária (*Primarrumpf*), e a sucessão dos planos erosivos em direção às bordas, como se fosse uma escadaria geomorfológica, representaria ciclos de erosão cada vez mais recentes e originados pelo movimento ascensional rápido que afetava a região. Não havia condições de estabilidade para o desenvolvimento completo do ciclo, mas um iniciar de ciclos constantemente abortados. O desenvolvimento de perfis fluviais, então, foi descrito por W. Penck da seguinte maneira:

> "... o volume de água em cada rio aumenta do curso superior para o inferior. O curso inferior é, então, sempre um agente de erosão mais poderoso que o superior. O curso inferior é, conseqüentemente, sempre o primeiro a estar apto para neutralizar o aumento da declividade produzido pelo soerguimento acelerado. Se o soerguimento, que nas unidades temporais iniciais era uniforme (uniforme significando a mesma quantidade de incisão do perfil longitudinal), se tornasse agora mais rápido, inevitavelmente o baixo curso de água erode mais profundamente que antigamente, em cada unidade de tempo, o que não é feito pelo débil curso superior. Uma *ruptura convexa* é formada no perfil longitudinal do rio. Esta ruptura retrocede de acordo com as leis da erosão regressiva, e forma uma base de erosão para o trecho superior do curso. Este trecho, portanto, não é mais tributário do nível de base erosivo localizado na borda da massa em ascensão, mas tributário de um ponto no curso do vale, que relativamente não está se rebaixando, mas tornou-se soerguido e elevou-se no vale em direção de montante. O trecho superior do rio encontra-se agora distanciado da renovação das declividades causada pelo soerguimento da massa: a ruptura, base de erosão local para o trecho superior, tornou-se soerguida e, em adição, movimentou-se ascendentemente no vale, tornando-se relativamente elevada para a seção superior do curso. Desta maneira, conseqüentemente, a intensidade da erosão enfraquece e perfis côncavos começam a ser formados nesse setor. A aceleração continuada do soerguimento promove a formação, no perfil longitudinal do rio, de rupturas convexas uma após a outra, todas movimentando-se ascendentemente no vale, e abaixo de cada uma delas começa a haver um trecho fluvial estreito e profundo, com vertentes convexas dos vales, e abaixo de cada uma há um trecho mais amplo, com perfis côncavos das vertentes" (Penck, 1925, pp. 89-90; traduzido para o inglês por Martin Simons, cf. Chorley, Beckinsale e Dunn, 1973, p. 705).

As observações colhidas nos perfis longitudinais dos rios intertropicais trouxeram novos elementos para o debate sobre as rupturas de declive. Verificou-se a presença de irregularidades nos vários setores do perfil, até mesmo nas proximidades da foz, como no caso do rio Congo. O perfil longitudinal típico dos rios intertropicais passou a ser descrito como sendo sucessão de trechos de fraco declive, separados por irregularidades formando rápidos, corredeiras ou quedas de água. Em função dos processos morfogenéticos atuantes e das características apresentadas pela carga detrítica, o poder de entalhamento e de regressão nessas rupturas de declive é praticamente nulo. Toda vez que houver o afloramento de rochas mais resistentes à meteorização, formando *barras* ou *travessões* no leito dos rios, surgirão irregularidades que se mantêm estabilizadas. Considerando que o entalhamento dos cursos de água, nas regiões de clima quente e úmido, está estreitamente dependente das ações químicas, Tricart e Cailleux (1965, p. 102) observam que "a alteração diferencial provoca, no decorrer de um afundamento progressivo dos talvegues, o aparecimento de soleiras e de calhas. As calhas localizam-se onde o entalhe é mais lento que a progressão em profundidade da alteração, enquanto os rápidos e quedas se formam onde o entalhe encontra pontuamento subterrâneo de rocha sã entre duas zonas com alteração mais profunda".

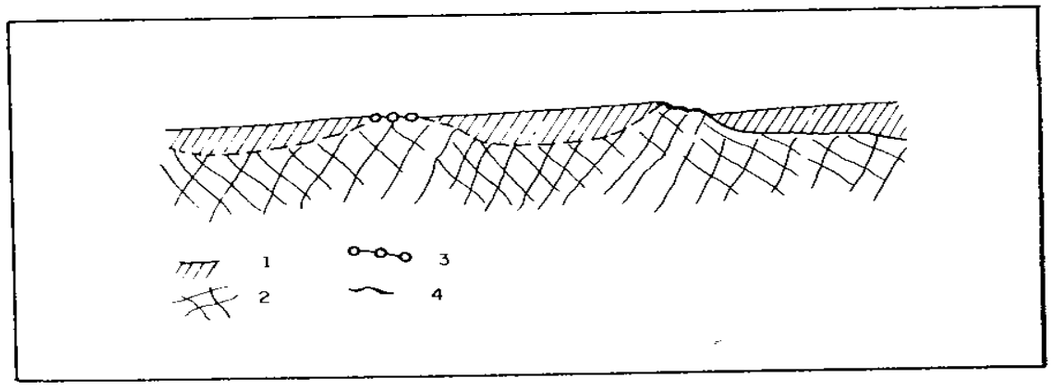


Figura 4.4 Perfil esquemático de cursos de água em regiões tropicais (segundo Tricart e Cailleux, 1965).
Conteúdo: 1) alteritas sob aluviões; 2) rocha sã, com intenso diaclasamento; 3) rápidos com blocos; 4) rápidos em rocha sã

Esse processo leva-nos a compreender que "as irregularidades são mais numerosas nas partes jusante dos cursos de água, entalhadas nas proximidades do mar, porque é nesses trechos que a tendência para a incisão é mais forte e, nas formações de rochas móveis, mais rápida. (...) Esse tipo de irregularidade parece caracterizar uma retomada de erosão muito rápida. Mais a montante dos cursos de água, geralmente encontram-se menos rápidos menores com blocos esparsos e mais rápidos grandes, às vezes quedas. Com efeito, as retomadas de erosão propagam-se dificilmente. Dessa maneira, a determinada distância do mar, os talvegues encontram-se ainda ao nível que haviam atingido no Plioceno, sendo negligenciadas as pequenas alternâncias de entalhamento e de entulhamento climático" (Tricart e Cailleux, 1965, p. 102). Embora Tricart e Cailleux hajam contribuído e arrolado inúmeras observações sobre os processos e forma dos rios intertropicais, é curioso notar que a explicação e a interpretação pro posta pelos referidos autores utilizam dos mesmos critérios conceituais e sig ficados cronológicos aventados pela teoria davisiana.

Uma interpretação alternativa reside na aplicação da teoria do equilíbri dinâmico e na abordagem probabilística. Desvencilhando-se das restrições his tóricas e seqüenciais, a teoria do equilíbrio dinâmico considera as formas de relevo como resultantes da interação entre os processos atuantes e a resistência do material. Desde que hajam atingido o estado de estabilidade, tais formas mantêm-se independentemente do tempo. As rupturas de declive do perfil lon gitudinal não são irregularidades que devam desaparecer na perspectiva de evolução para a regularização do perfil, mas constituem categoria morfológica inerente aos cursos de água, denunciando o ajustamento perante as diferenças litológicas enfrentadas pelo curso de água em seu caminhar. Conforme as con dições litológicas locais, os processos fluviais esculpem formas distintas, possi bilitando distinguir diversas categorias e apresentar uma classificação dos *tipos de irregularidades*, da qual uma tentativa foi apresentada por Tricart e Cailleux (1965, p. 88-89). Da mesma maneira, a interação entre os processos fluviais e as condições litológicas oferece possibilidades para que as rupturas se man tenham estabilizadas, incluindo a manutenção da forma através de recuo em graus variados de intensidade.

Esta linha interpretativa, na qual as rupturas de declive deixam de ter significância para a interpretação evolutiva histórica e de ser vestígios de reto madas erosivas e de fases de rejuvenescimento, pode ser aplicada na descrição que Barcha e Arid apresentam para as cachoeiras de Marimbondo, Água Ver melha, Mutuca e da Onça, localizadas no rio Grande, na divisa entre os Es tados de São Paulo e Minas Gerais, onde as características litológicas dos derrames de basalto condicionam a forma dessas rupturas de declive:

> "Encaixado no basalto, o rio desenvolve suas quedas no contato dos derrames, estando ou não presentes lentes de arenito intratrapiano e brechas de basalto. Observa-se também a diferente resistência que as porções microcristalina e amigdalóide dos derrames oferecem à erosão. Sendo mais rapidamente decomposta, a fase amigdalóide dos derrames permite à água remover, por solapamento, grandes blocos de basalto microcristalino do derrame superior, densamente diaclasado. O mesmo fenômeno ocorre quando massas de lava consolidadas possuem na base intenso diaclasamento horizontal. (...) A existência de sistemas preferenciais de fraturas no basalto faz com que a frente de quedas seja constituída por uma sucessão de pequenos degraus salientes, resultantes da ação das águas que desalojam blocos de basalto, atuando poderosamente em suas fraturas. (...) Quando se comparam os sistemas preferenciais de fraturas com as direções preferenciais das quedas de água, nota-se uma estreita correspondência entre eles, em todas as quedas estudadas, surgerindo que as fraturas têm marcante influência no controle das quedas" (Barcha e Arid, 1975, p. 126; 130).

6.2.3 Erosão regressiva e capturas fluviais

Na literatura geomorfológica, a captura fluvial corresponde ao desvio das águas de uma bacia fluvial para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha. A captura representa processo na modificação da drenagem, constituindo fenômeno descrito desde longa data, tornando-se clássico o trabalho de William Morris Davis (1896) sobre os rios Meuse e Moselle, na França. O arranjo e a disposição espacial dos cursos de água constituem o principal critério para se inferir a existência de capturas fluviais, embora a interpretação dos aspectos evolutivos do acontecimento se baseie no estudo de mapas e em pesquisas de campo. Em termos gerais, costuma-se classificar os tipos de ocorrência de capturas fluviais como ligados à absorção, ao aplainamento lateral, ao transbordamento, ao desvio subterrâneo e ao recuo das cabeceiras (Christofoletti, 1975). Essa tipologia é caracterizada da seguinte maneira:

1. A *absorção* realiza-se quando há captação de águas por determinados rios em detrimento dos adjacentes, devido à competição que se estabelece ao longo de uma vertente ou superfície. Alguns rios entalham mais rapidamente que outros, alargando suas divisas e englobando os cursos laterais. Este processo é muito simples, servindo para explicar a razão pela qual os inumeráveis cursos de água se reúnem em alguns cursos principais, tornando-se responsável pela hierarquização inicial das bacias de drenagem.
2. A captura pode-se produzir como o resultado do *aplainamento lateral*. Mediante erosão lateral, o rio principal pode cortar o interflúvio que o separa do tributário e, através do ponto de entalhamento no esporão interfluvial, desviar a parte montante do referido curso, deixando praticamente seco o vale localizado na parte jusante do curso decapitado.
3. A *captura por transbordamento* realiza-se quando um curso de água, recebendo carga muito elevada de sedimentos, entulha o seu leito elevando-o

até um nível superior aos dos colos mais baixos que separam seu vale dos adjacentes. O curso de água vai oscilando sobre a planície de inundação e casualmente pode atravessar um dos colos e infletir para o vale vizinho. Efetuando o transbordamento, a maior declividade existente no trecho ocupado pelo novo traçado fará com que a erosão seja mais intensa e o entalhamento redundará na consolidação do novo percurso fluvial.

4. A *captura subterrânea* de cursos de água é observada nas áreas de rochas calcárias ou em áreas com outras rochas solúveis. A maior velocidade de dissolução das rochas encontradas e o nível freático em que escoa o curso subterrâneo são os fatores básicos para explicar esse tipo de ocorrência.

5. O *recuo das cabeceiras* torna-se o processo responsável quando dois rios adjacentes estão localizados em altitudes diferentes e os tributários do curso mais baixo erodem regressivamente suas cabeceiras de modo rápido, principalmente quando estão entalhando vales em rochas frágeis. Através do recuo das cabeceiras, o rio expande-se, atravessa a divisa e captura o curso de água localizado em nível mais alto (Fig. 4.5). Outro fator assinalado para explicar a ocorrência dessa espécie de captura reside na diferença de declividade entre os dois cursos concorrentes, sendo que o de maior declividade torna-se o beneficiado.

Entre os vários tipos, a literatura geomorfológica descreve grande quantidade de casos que se enquadram na categoria do processo pelo recuo das cabeceiras. Entre os exemplos clássicos, encontram-se os observados na região dos Apalaches, na parte oriental dos Estados Unidos. Nesta área, alguns rios possuem o curso em sentido transversal às camadas rochosas, enquanto a maioria tem o curso em direção paralela a elas. Os rios transversais sentem dificuldade ao entalhar as rochas mais resistentes que têm de atravessar, e aprofundam os vales em menor velocidade; por outro lado, os rios longitudinais às camadas geralmente escoam suas águas sobre rochas menos resistentes e têm possibilidade de entalhar seus vales de modo mais rápido, capturando muitas vezes outros cursos de água. Exemplo bem descrito por Thornbury (1969) refere-se ao caso dos rios Snickers, Ashby e Manassas.

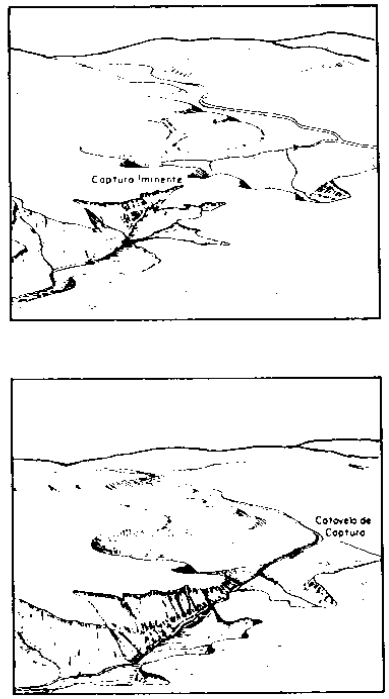


Figura 4.5 Representação clássica de captura fluvial pela erosão regressiva das cabeceiras (adaptado de von Engeln, 1942)

Vários exemplos de capturas fluviais foram apontados no território brasileiro, enquadrados nesse esquema interpretativo. O exemplo mais sugestivo é representado pelas antigas cabeceiras do rio Tietê, que foram anexadas pelo rio Paraíba (Fig. 4.6). Aziz Ab'Saber (1957) fez levantamento do problema, no qual a origem tectônica da planície do Paraíba, colocando-a em nível altimétrico mais baixo, conferiu-se decisiva vantagem sobre o Tietê. A diferença altimétrica entre as duas bacias favoreceu os tributários do rio Paraíba, ocasionando maior declividade e poder erosivo. A erosão regressiva das cabeceiras conseguiu capturar o antigo alto curso do rio Tietê, cuja mudança na drenagem é assinalada pelo cotovelo de Guararema. Ao reconstituir a disposição da drenagem no período anterior à captura, Lester King (1956) observou "que o principal divisor antigo pode ser colocado no alinhamento Itatiaia-Bocaina, onde também aparece o obstáculo ao curso do Paraíba (posterior ao falhamento) que separa as bacias de Resende e Pindamonhangaba, em Queluz. A oeste deste alinhamento a drenagem era feita para o Tietê, porém a interrupção do divisor, próximo a Queluz, causada pelo *graben* do Paraíba, obliterou os antigos cursos, invertendo o fluxo para o mar. A serra da Mantiqueira não constituía, assim, o importante divisor atual que separa os rios que drenam para ocidente dos que demandam o mar".

Todas as contribuições realizadas sobre as capturas fluviais foram elaboradas sob as pressuposições da teoria davisiana. No contexto da teoria do equi-

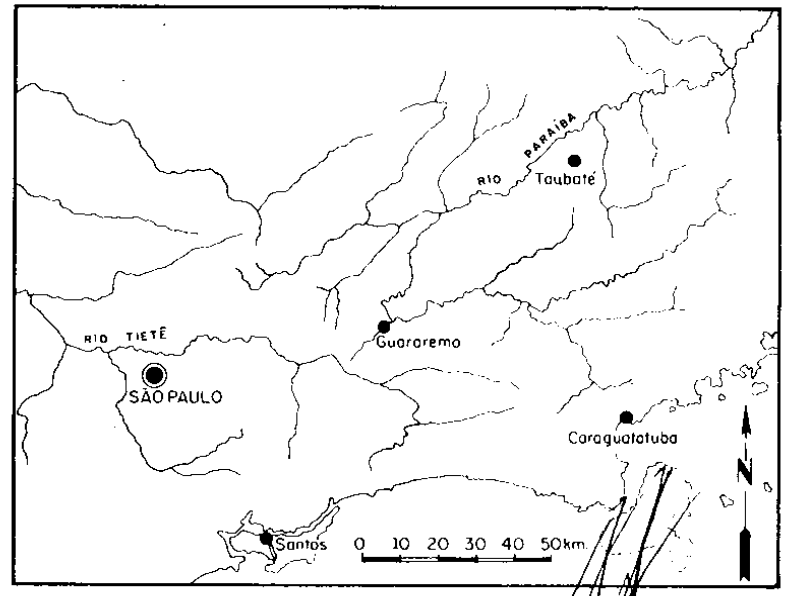


Figura 4.6 Representação esquemática da drenagem da parte oriental do Estado de São Paulo, mostrando as bacias dos rios Tietê e Paraíba. A mudança do rio Paraíba, na altura de Guararema, é interpretada como conseqüência de captura fluvial

líbrio dinâmico, considerando o rio como sistema aberto, funcionando através do fluxo de matéria e energia, há possibilidade para se reformular o tema sobre as capturas fluviais, focalizando o ponto fundamental que se refere à erosão regressiva e recuo das cabeceiras.

O rio é canal de escoamento que funciona pelo abastecimento que lhe é fornecido. A potência erosiva está ligada a esse abastecimento, em água e em detritos, e não à declividade do canal. Para que o rio exista e funcione deve sempre haver uma área que lhe garanta o abastecimento, constituindo a sua bacia de drenagem. A mesma condição é válida para o surgimento de nascentes e cabeceiras fluviais, que aparecem nas vertentes a determinada distância da linha interfluvial. Na topografia, a linha divisora de águas localiza-se no interflúvio, mas pode-se também considerar a divisora de água dos aquíferos, e nem sempre há justaposição perfeita entre as duas linhas divisórias. Todavia, considerando uma ou outra, a linha divisora de águas representa pontos onde o abastecimento é *zero* para as nascentes ou cabeceiras limítrofes. A partir dessa linha, as águas e os detritos escoam para uma ou para a outra das cabeceiras, e o volume e quantidade do abastecimento vão aumentando à medida que cresce a distância.

Considerando essas proposições, se houver erosão regressiva, a nascente não pode recuar indefinidamente para o interflúvio, mas sim até a distância que corresponda ao limiar para que possa continuar funcionando. Da mesma maneira, à medida que se aproxima do interflúvio, diminuindo a área abastecedora, há diminuição na quantidade de água e de detritos, e decréscimo no poder erosivo. Embora as chuvas e a ação eólica, ou outros processos morfogenéticos, possam desgastar a topografia e ocasionar rebaixamento altimétrico do interflúvio, a linha divisora de águas entre duas nascentes, localizadas em vertentes opostas, sempre estará presente. Mesmo que em conseqüência do rebaixamento haja deslocamento horizontal da linha divisória. Através dessas ponderações, verifica-se que pelo recuo das cabeceiras se torna impraticável que uma drenagem conquiste a outra, qualquer que seja a diferença altimétrica entre as bacias concorrentes. Outro argumento a ser levado em conta refere-se à forma do perfil longitudinal de cursos de água, cujas declividades aumentam gradativamente em direção de montante. Nas cabeceiras, considerando dois rios concorrentes em vertentes opostas, os respectivos cursos apresentam as suas maiores declividades, que tenderão a se manter. A linha divisora de águas vem a representar o equilíbrio entre as forças e a energia distribuída para as bacias limitantes, na qual não há predominância de uma sobre a outra.

O tema sobre as capturas fluviais representa assunto no qual se pode mostrar a diferença interpretativa para os fatos geomorfológicos existente entre a teoria davisiana e a teoria do equilíbrio dinâmico, assinalando a ruptura epistemológica que há entre elas. Houve uma profunda substituição conceitual e, para quem utilizar da teoria do equilíbrio dinâmico e da abordagem sistêmica, toda a interpretação ou explicação oferecida pela literatura geomorfológica elaborada sob as pressuposições davisianas, a propósito das capturas fluviais, deixa de ter significância.

4.2.4 Morfogênese do perfil longitudinal

No desenvolvimento das idéias sobre a geomorfologia fluvial, sempre houve acordo em considerar o vale e a forma do canal como sendo conseqüências do escoamento e da atividade erosiva observada nos rios. Neste setor do conhecimento geomorfológico, as formas de relevo sempre foram relacionadas a processos, embora surgissem divergências sobre o tipo de processo e sobre o mecanismo de sua atuação.

O perfil longitudinal é uma forma esculpida pela morfogênese fluvial. Na concepção da teoria davisiana, o perfil longitudinal é elaborado paulatinamente, da foz em direção de montante, através do progressivo caminhar da erosão remontante. A erosão regressiva é o processo fundamental, tornando-se irrelevante apresentar considerações sobre o débito ou sobre a grandeza e freqüência dos fluxos.

Entretanto, na literatura geomorfológica encontram-se diversas observações sobre a categoria de fluxo responsável pela esculturação do perfil longitudinal. Uma das observações pioneiras deve-se ao engenheiro Cunit, em 1855, que considerou a "curva de regularização" do perfil como sendo função do débito. Em sua perspectiva, quando o leito é móvil, aluvial, em toda a sua extensão, "a curva deve-se modificar com o regime fluvial e, principalmente, se achatar em cada cheia". Essa observação levou o engenheiro Dausse, em 1872, a considerar o perfil longitudinal como sendo essencialmente a obra das grandes cheias (Baulig, 1950, p. 45).

Em 1877, Gilbert afirmava que "nos rios, é o estágio das cheias que determina a ajustagem do canal. A carga de detritos é usualmente maior durante as cheias mais altas, e a potência está relacionada tão rapidamente com o aumento da descarga que em qualquer evento a influência do rio, durante seu estágio alto, suplantará qualquer influência que possa ter sido exercida em estágios baixos. A relação entre o transporte e a corrasão, que subsiste quando é alto o nível das águas, determinará a ajustagem do curso de água" (Gilbert, 1877; 1970, pp. 106-107). Essa mesma linha é advogada por Henri Baulig, assinalando que "o perfil longitudinal estabelece-se em função das mais altas águas". Detalhando o seu modo de pensar, o referido autor anota que:

> "são as cheias, sobretudo as grandes cheias, que efetuam a maior parte do transporte de materiais: um curso de água violento e irregular pode, em alguns dias de cheia, transportar tanto ou mais aluviões que durante todo o resto do ano. E, sobretudo, as cheias deslocam materiais muito grosseiros, que as águas médias ou baixas não conseguem colocar em movimento.
>
> Por outro lado, as cheias modificam o leito aprofundando as depressões e elevando as soleiras, acentuando o relevo do fundo na medida da profundidade da água. Quando da descida do nível, a corrente, rápida e delgada sobre as soleiras, atua sobre elas e arrasta os materiais mobilizados para as depressões. As águas médias e baixas continuam esse trabalho, sem poder levá-lo até o final.

> Pode-se dizer que o perfil de estiagem é modelado pelas cheias, mas mais ou menos moditicado pelas águas médias e baixas. A parcela representada pelas águas altas, médias e baixas na elaboração do perfil varia entre limites muito amplos, conforme o regime do rio seja mais ou menos irregular e que os materiais do leito sejam mais ou menos grosseiros. O perfil tende a se ajustar às variações incessantes do regime, sem jamais atingi-lo completamente" (Baulig, 1950, p. 54-55).

Livros-textos de geomorfologia, quando trataram do assunto, acolheram essa afirmação como válida, sem oferecer maiores comentários. Por exemplo, é o caso da obra de Max Derruau (1965).

Os estudos desenvolvidos sobre a freqüência e magnitude dos fluxos possibilitaram nuançar e precisar melhor a questão, introduzindo mudanças na crença de que os eventos infreqüentes, mas de grande intensidade, são mais efetivos na morfogênese da superfície terrestre. Obviamente, os efeitos causados pelas catástrofes são muito grandes e os vales fluviais podem conservar por longo tempo os vestígios das grandes enchentes. Mas esses eventos raros são efêmeros e as formas de relevo, assim como o perfil longitudinal, ajustam-se e se reequilibram em função de eventos mais freqüentes que os de excepcional magnitude.

A análise da distribuição dos fluxos diários engloba a freqüência dos débitos para as diferentes magnitudes. As pesquisas realizadas pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos mostraram que grande parte do total anual da carga detrítica em suspensão é transportada em poucos dias, ocorrendo relação proporcional entre a carga diária e o débito (Leopold e Maddock, 1953). Assim, a maior parte dos débitos, de fraca magnitude, não possuem significância geomorfológica. Sob esse aspecto, há acordo entre essas pesquisas e as observações expendidas por Baulig e mencionadas anteriormente.

A verificação e estudos sobre os fluxos mais elevados restringem-se, muitas vezes, na análise sobre a freqüência das cheias, referindo-se as cheias ao maior débito diário que ocorre em cada ano, independente do fato de causar ou não inundação. Levando-se em conta a geometria do canal fluvial e as magnitudes dos fluxos, define-se o *débito de margens plenas* (*bankfull discharge*) como sendo o débito que preenche na medida justa o canal fluvial, e acima do qual ocorrerá transbordamento para a planície de inundação. Ocorrendo transbordamento, a ação morfogenética das águas perde efetividade sobre as margens. Por outro lado, fato já mencionado, os fluxos de baixa magnitude não preenchem o canal e são ineficazes em sua morfogênese. No espectro das freqüências, o débito de margens plenas é evento de magnitude moderada e freqüente. A literatura geomorfológica considera o valor de 1,58 anos como índice de recorrência para essa categoria de débitos.

Reconhece-se atualmente que a forma e o padrão dos canais fluviais estão ajustados ao débito, aos sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem e ao material rochoso componente das margens. Considerando a variabilidade dos fluxos, Wolman e Miller (1960; 1974) consideram que os eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente freqüente controlam a forma do

canal. Nessa categoria, os débitos de margens plenas surgem como os de maior poder efetivo na esculturação do modelado do canal, pois as ondas de fluxo escoam com ação morfogenética ativa sobre as margens e fundo do leito e possuindo competência suficiente para movimentar o material detrítico.

Na morfogênese do perfil longitudinal, portanto, deve-se ter em mente que os processos morfogenéticos relacionados com a dinâmica e com a mecânica do fluxo somam maior efetividade quando dos débitos de margens plenas. É a esta categoria de débitos que deve ser imputada a responsabilidade na esculturação do perfil, em detrimento da categoria das "mais altas águas", que constitui evento raro e de ação intensa, mas cujas conseqüências vão sendo esmaecidas e substituídas pelos efeitos dos eventos mais constantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Saber, Aziz N., "O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê". *Bol. Paulista de Geografia*, (26):38-49, São Paulo, 1957.

Ab'Saber, Aziz N. e Bernardes, Nilo. *Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo*. Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, 1958, 304 pp.

Alexander, David. "The role of profile disturbances in channel morphology". *Occasional Paper*, (29):1-51, Dept. of Geography, University College London, 1976.

Barcha, S. F. e Arid, F. M. "Origem das cachoeiras da bacia do Alto Paraná". *Rev. Brasileira de Geociências*, 5(2):120-135, 1975.

Baulig, Henri. "La notion de profil d'equilibre: histoire et critique". *Compte Rendu du Congrès Int. de Géographie*, Le Caire, tome III, p. 51-63 (reimpresso, com notas complementares, in "*Essais de Géomorphologie*", 1950, pp. 43-77), 1925.

Baulig, Henri. *Essais de Géomorphologie*. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, nº 114, 1950, 160 pp.

Birot, Pierre. *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Centro de Altos Estudos Geográficos, Lisboa, 1949, 176 pp.

Birot, Pierre. *Les méthodes de la morphologie*. Presses Universitaires de France, Paris, 1955, 177 pp.

Birot, Pierre. "Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau". *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 5(1:1-23; 2:89-105 e 3:226-249), 1961.

Bjornberg, A. J. S., Landim, P. M. B. e Bósio, N. J. "Observações sobre a deposição do sedimento Bauru na região Centro-Ocidental do Estado de São Paulo". *Bol. da Soc. Bras. de Geologia*, 19(1):79-90, 1970.

Broscoe, A. J. "Quantitative analysis of longitudinal stream profiles of small watersheds". *Technical Report*, (18), 73 pp., Dept. of Geology, Columbia University, 1959.

Carlston, Charles W. "Downstream variations in the hydraulic geometry of streams: special emphasis on mean velocity". *American Journal of Science*, 267(4):499-509, 1969.

Cherkauer, D. S. "Longitudinal profiles of ephemeral streams in southeastern Arizona". *Geol. Soc. America Bulletin*, 83(2):353-366, 1972.

Chorley, Richard J. "The geomorphology and the general systems theory". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 500-B, 1962, 10 pp.

Chorley, Richard J. "A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais". *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 11(21):3-22, 1971.

Chorley, R. J. e Beckinsale, R. P. "Base level". In *Encyclopedia of Geomorphology* (Fairbridge, R. W., editor). Reinhold Book Co., New York, 1968, pp. 58-60.

Chorley, R. J., Beckinsale, R. P. e Dunn, A. J. *The history of the study of landforms*: "Geomorphology before Davis". Methuen & Co., Londres, 1964, Vol. 1.

Chorley, R. J., Beckinsale, R. P. e Dunn, A. J. *The history of the study of landforms*: "The life and work of William Morris Davis". Methuen & Co., Londres, 1973 v. 2, 874 pp.
Chorley, R. J. e Kennedy, B. *Physical Geography*: *a systems approach*. Prentice Hall, Londres, 1971, 370 pp.
Christofoletti, Antonio. "Análise hipsométrica de bacias hidrográficas". *Notícia Geomorfológica*, 9(18):35-64, 1969.
Christofoletti, Antonio. "As teorias geomorfológicas". *Notícia Geomorfológica*, Campinas, 13(25):3-42, 1973.
Christofoletti, Antonio. "Capturas fluviais". In *Enciclopédia Mirador Internacional*, São Paulo, vol. 5, pp. 2 049-2 051, 1975.
Christofoletti, Antonio. "Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal". *Geografia*, 2(4):81-102, 1977.
Christofoletti, Antonio. "A evolução das idéias a propósito do perfil longitudinal de cursos de água". *Anais da Associação de Geógrafos Brasileiros*, 19:11-52, 1978.
Christofoletti, Antonio. *Geomorfologia*. Ed. E. Blücher, São Paulo, 1980, 188 pp. 2ª edição
Cotton, C. A. *Landscape*. Cambridge University Press, Cambridge, 1948, 509 pp.
Culling, W. E. H. "Multicyclic stram profiles and the equilibrium theory of grade". *Journal of Geology*, 65(2):259-274, 1957a.
Culling, W. E. H. "Equilibrium states in multicyclic streams and the analysis of river terrace profiles". *Journal of Geology*, 65(5):451-467, 1957b.
Dacey, Michael F. "Stream length and elevation for the model of Leopold and Langbein". *Water Resources Research*, 4(1):163-166, 1968.
Davis, William M. "Physical Geography as an University study". *Journal of Geology*, 2:66-100 (reimpresso in *Geographical Essays*, 1909, pp. 165-192), 1894.
Davis, William M. "The Seine, the Meuse and the Moselle". *National Geographic Magazine*, 7:189-202; 228-238, 1896.
Davis, William M. "The geographical cycle". *The Geographical Journal*, XIV(4):481-504, 1899.
Davis, William M. "Base-level, grade and peneplain". *Journal of Geology*, 10:77-111 (reimpresso in *Geographical Essays*, 1909, pp. 381-412), 1902.
Davis, William M. *Geographical Essays*. Dover Publications, New York, 1909, 777 pp.
Davis, William M. "Piedmont benchlands and Primärrumpfe". *Bull. Geol. Soc. America*, 43:399-440, 1932.
Derruau, Max. *Précis de Géomorphologie*. Masson & Cie., 4ª ed., 1965, 415 pp.
Devdariani, A. "The profile of equilibrium and a regular regime". *Soviet Geography*, 8(3):168-183, 1967.
Dietz, R. S. "Wave-base, marine profile of equilibrium and wave-built terraces: a critical appraisal". *Bull. Geol. Soc. America*, 74:971-990, 1963.
Dury, G. H. "The concept of grade". In *Essays in Geomorphology* (Dury, G. H., editor), Heinemann Educational Books, Londres, pp. 211-233, 1966.
Dury, G. H. "Magnitude frequency analysis and channel morphology". In *Fluvial Morphology* (Morisawa, M., organizador), Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghampton, 1973, pp. 91-121.
Gilbert, Grove K. *Report on the geology of the Henry Mountains*. U. S. Geological Survey Professional Paper, Washington, 1877.
Gilbert, Grove K. "Land sculpture in the Henry Mountains". In *Rivers and river terraces* (Dury, G. H., editor). Macmillan and Co., Londres, 1970, pp. 95-116.
Green, J. F. N. "The river Mole, its physiography and superficial deposits". *Proc. Geol. Association*, Londres, vol. 45, 1934.
Hack, John T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* (294-B), 1957, pp. 45-97.
Hack, John T. "Interpretation of erosional topography in humid temperate regions". *American Journal of Science*, Bradley Volume, 258-A:80-97, 1960.
Hack, John T. "Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia,

and origin of the residual deposits". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, nº 484, 1965.
Hack, John T. "Interpretação da topografia erodida nas regiões temperadas úmidas". *Notícia Geomorfológica*, 12(24):3-37, 1972.
Hack, John T. "Stream profile analysis and stream gradient index". *Journal Research of the U. S. Geol. Survey*, 1(4):421-429, 1973a.
Hack, John T. "Drainage adjustment in the Appalachians". In *Fluvial Geomorphology* (Morisawa, M., organizador). Publications in Geomorphology, State University of New York, Bringhampton, 1973b, pp. 51-69.
Hack, J. T. e Goodlett, J. C. "Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (347):1-66, 1960.
Harris, Stuart A. "Grade, graded streams". In *Encyclopedia of Geomorphology* (Fairbridge, R. W., editor). Reinhold Book Co., New York, 1968, pp. 486-488.
Holmes, Chauncey D. "Stream competence and the graded stream profile". *American Journal of Science*, 250(2):899-906, 1952.
Horton, Robert E. "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrographical approach to quantitative morphology". *Geol. Soc. America Bulletin*, 56(3):275-370, 1945.
Howard, Alan D. "Simulation model of stream capture". *Geol. Soc. America Bulletin*, 82(5):1 355-1 376, 1971.
Howard, Alan D. "Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 13(26):3-20, 1973.
Johnson, Douglas W. "Baselevel". *Journal of Geology*, 37:775-782, 1929.
Jones, O. T. "Longitudinal profiles of the Upper Towy drainage system". *Quartely Journal Geol. Society of London*, 80:568-609 (republicado in *Rivers and river terraces*, by Dury, G. H., organizador, Macmillan, Londres, 1970, pp. 72-94), 1924.
Jovanovic, P. S. *Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leur genèse*. Paris, 1940, 192 pp.
Kesseli, John E. "The concept of graded river". *Journal of Geology*, 49:561-588, 1941.
King, Lester C. "A geomorfologia do Brasil Oriental". *Rev. Brasileira de Geografia*, 18(2):147-265, 1956.
Langbein, W. B. e Leopold, L. B. "Quasi-equilibrium states in channel morphology". *American Journal of Science*, 262(6):782-794, 1964.
Lee, Larry J. "Missouri river power curve regression equations". *Journal of Hydrology*, 33(1-2):123-132, 1977a.
Lee, Larry J. "Mississipi river regression equations". *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 21(1):37-43, 1977b.
Leopold, Luna B. "Downstream changes of velocity in rivers". *American Journal of Science*, 251(8):606-624, 1953.
Leopold, L. B. e Langbein, W. B. "The concept of entropy in landscape evolution". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (500-A):1-20, 1962.
Leopold, L. B. e Langbein, W. B. "Association and indeterminacy in Geomorphology". In *The fabric of Geology* (Albritton, C. C., editor), Freeman, Cooper and Co., Stanford, California, 1963, pp. 184-192.
Leopold, L. B. e Maddock, Thomas Jr. "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (252):1-57, 1953.
Leopold, L. B., Wolman, M. G. e Miller, J. P. "*Fluvial processes in Geomorphology*". W. F. Freeman and Co., San Francisco, 1964, 522 pp.
Lewis, W. V. "Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leur genèse". *Geographical Journal*, 110(1):120-122, 1947.
Mackin, J. Hoover. "Concept of the graded river". *Bull. Geol. Soc. America*, 59:463-512, 1948.
Mallot, C. A. "Base level and its variations". *Indiana University Studies*, 82:37-59, 1928.
Pardé, Maurice. "Une méthode nouvelle pour l'analyse des profils en long". *Rev. Géographique des Pyrénées*, 15(2):202-212, 1944.

Pardé, Maurice. "Profils en long, profils d'équilibre et dynamique fluviatile". *Annales de Géographie*, 53-54:47-53, 1945.
Park, Chris C. "The relationship of slope and stream channel form in the river Dart, Devon". *Journal of Hydrology*, 29(1-2):139-147, 1976.
Peguy, Charles. "Les profiles fluviatiles en long, d'aprés Jovanovic". *Rev. de Géographie Alpine*, 31:577-580, 1943.
Penck, Walter. "Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes". *Zeitschrift Gesselsch. Erdkunde*, 1925, pp. 83-108.
Penck, Walter. *Morphological analysis of landforms*. Macmillan, Londres, 1953, 429 pp.
Philbrick, Shailer S. "What future for Niagara Falls?" *Geol. Soc. America Bulletin*, 85(1):91-98, 1974.
Pickup, G. "Downstream variations in morphology, flow conditions and sediment transport in an eroding channel". *Zeitschrift fur Geomorphology*, 19(4):443-459, 1975.
Pouquet, Jean. "Réflexions relatives aux captures fluviales: importance des facteurs tectoniques". *Revue de Géographie Alpine*, 54(2):217-232, 1966.
Powell, John W. *Exploration of the Colorado river of the West and its tributaries*. Smithsonian Institution, Washington, 1875.
Scheidegger, A. E. e Langbein, W. B. "Steady state in the stochastic theory of longitudinal river profile development". *Bulletin of the I.A.S.H.*, 11(3):43-49, 1966.
Shulits, S. "Rational equation of river bed profile". *Transactions American Geophysical Union*, 22:622-630, 1941.
Soares, Lúcio de C. "Hidrografia". In *Geografia do Brasil: Região Norte*. Fundação IBGE, Rio de Janeiro, 1977, pp. 95 a 166.
Strahler, A. N. "Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis". *American Journal of Science*, 248(10):673-696 e 248(11):800-814, 1950.
Strahler, A. N. "Dynamic basis of Geomorphology". *Geol. Soc. America Bulletin*, 63:923-938, 1952.
Surell, Alexandre. *Étude sur les torrents des Hautes Alpes*. Paris, 1841.
Tanner, William F. "The river profile". *Journal of Geology*, 79(4):482-492, 1971.
Thornbury, William. *Principles of Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York (2ª ed.), 1969, 594 pp.
Tricart, Jean. "Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales". *Bull. Sect. Géographie*, Comité Trav. Historiques et Scientifiques, Paris, 1958, pp. 289-313.
Tricart, Jean. "Comparação entre as condições de esculturação dos leitos fluviais em zona temperada e em zona intertropical". *Notícia Geomorfológica*, 4(7-8):7-9, 1961.
Tricart, J. e Cailleux, A. *Le modele des régions chaudes: forêts et savanes*. SEDES, Paris, 1965, 322 pp.
Valverde, O. e Dias, C. Vergolino. *A rodovia Belém-Brasília*. Fundação IBGE, Rio de Janeiro, 1968, 360 pp.
Wolman, M. G. "The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (271):1-56, 1955.
Wolman, M. G. e Miller, J. P. "Magnitude e freqüência das forças nos processos geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 14(27-28):3-43, 1974.
Yang, Chih Ted. "Potential energy and stream morphology". *Water Resources Research*, 7(2):311-322, 1971.
Yang, Chih Ted. "Unit stream power and sediment transport". *Proceedings of the ASCE, Journal of the Hydraulics Division*, 98(10):1 805-1 826, 1972.
Yang, C. T. e Stall, J. B. "Unit stream power in dynamic stream systems". In *Fluvial Geomorphology* (Morisawa, M., editor). Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghampton, 1973, pp. 285-297.
Yatsu, Eiju. "On the longitudinal profile of the graded river". *Transactions American Geophysical Union*, 36:655-663, 1955.

5 Tipologia dos Canais Fluviais

Os estudos relacionados com os canais fluviais procuram discernir os tipos de arranjos espaciais que o leito apresenta ao longo do rio. Esses arranjos espaciais refletem a padronagem que se observa na dimensão plana, "como se fossem vistas de um avião" (Leopold e Wolman, 1957 : 39). Os tipos de canais representam mecanismos de ajustagem entre as variáveis implicadas neste sistema geomorfológico, constituindo respostas que se somam e se entrosam com as relacionadas à seção transversal e ao perfil longitudinal dos cursos de água. Cada tipo de canal possui maneiras diferentes de afetar a resistência do fluxo, e há relacionamento acentuado entre a quantidade e características da carga sedimentar disponível e a quantidade e variabilidade do débito, de um lado, e a tipologia dos canais, de outro.

O conhecimento das características morfológicas e dos processos envolvidos em cada categoria de canal é de suma importância para os planejamentos sobre a utilização das áreas ribeirinhas e do leito do canal. O uso agrícola e urbano das áreas marginais, a construção de edifícios, de pontes e de outras obras de arte, a instalação de indústrias, o uso das águas fluviais para o abastecimento e para a navegação, os projetos de saneamento e de retificação de rios, todos devem levar em consideração os processos e a dinâmica observada nos diversos tipos de canais.

Dois são os objetivos máximos visados neste capítulo:

a) relacionar as classificações propostas e analisar os diversos critérios utilizados;

b) apresentar as características dos vários tipos de canais, procurando sumariar as informações sobre as formas e os processos, os conceitos e as teorias propostas para explicá-los.

5.1 CLASSIFICAÇÕES PROPOSTAS

A classificação dos tipos de canais é assunto que somente há poucos anos vem merecendo a atenção dos pesquisadores. Tradicionalmente, sempre se fez distinção entre os canais retos, anastomosados e meandrantes, mas as informações disponíveis na literatura geomorfológica, quase em sua totalidade, se referiam ao tipo meandrante, enquanto praticamente quase nada era colhido sobre as demais categorias.

É reduzido o número de contribuições a serem mencionadas. Em 1957, Leopold e Wolman reuniram as informações advindas das suas pesquisas sobre os três padrões básicos: meandrantes, anastomosados e retos. Em 1963, Schumm dividiu os padrões fluviais em dois grupos principais que, além de ser descritivo, procurava estabelecer limites entre as categorias, com base nos valores do índice de sinuosidade (relação entre o comprimento do talvegue e comprimento do vale), pressupondo existir um *continuum* nos padrões fluviais, o que normalmente se verifica nos processos da natureza. A classificação de Schumm é a seguinte:

Tipos	Valor do índice
A) Meandrantes	
a) tortuosos	2,3
b) irregulares	1,8
c) meandros regulares	1,7
B) Transicional	1,3
C) Retos	1,1

Em 1969, G. H. Dury apresentou uma classificação provisória, distinguindo os seguintes tipos: meandrante, anastomosado, reto, deltaico, ramificado, reticulado e irregular. Nesse mesmo ano, Charlton classificou os rios em duas categorias: estáveis e instáveis. Os canais retos e meandrantes são geralmente considerados como estáveis, enquanto os anastomosados são classificados como instáveis. Charlton restringiu o uso do termo estabilidade para significar a inexistência de mudança apreciável nos níveis do leito de um canal. Sobre esse critério, deve-se lembrar que uma mudança acentuada do nível das águas no sentido vertical pode ocasionar a passagem do padrão meandrante ao anastomosado, ou vice-versa. Por outro lado, um curso meandrante pode estar estabilizado no sentido vertical, mas apresentar tendências para a migração dos meandros, o que pode ser considerado como instabilidade no plano horizontal. A distinção entre estabilidade e instabilidade é, pois, muito relativa.

Chitale (1970), ao analisar a clássica divisão entre os três tipos básicos, observou que essa classificação não era compreensiva, nem recobria todas as formas observadas nas pesquisas de campo. Em suas observações, prosseguiu afirmando que:

> "as características de cada um dos três tipos de padrões também não são exclusivas. Por exemplo, a característica distinguidora de um rio anastomosado é o entrelaçamento de seus canais múltiplos. Por outro lado, a característica distinguidora do canal meandrante é o alinhamento tortuoso. Dessa maneira, enquanto os termos reto e meandrante se referem à direção, o anastomosado refere-se à multiplicidade dos canais" (Chitale, 1970, p. 201).

Tentando resolver o problema, Chitale (1970) propõe a classificação dos canais fluviais em:

a) canais únicos, que podem ser subdivididos em canais retos e em meandrantes, havendo uma categoria transicional entre eles. Os meandros podem ser classificados como regulares ou irregulares ou como sendo simples ou compostos. Os meandros regulares apresentam uma série de arcos de mesma curvatura e freqüência, enquanto os irregulares são deformados em suas formas e podem variar em amplitude e freqüência. Os meandros simples possuem dominância de uma amplitude e freqüência, enquanto os compostos possuem arcos de diferentes amplitudes e freqüências;

b) canais múltiplos, distinguindo-se dois tipos: um com multicanais entrelaçados, comumente conhecido como anastomosado, e o outro possui numerosos canais separados que se ramificam a partir de um canal principal, como nos casos de rios construindo um cone de dejeção ou um delta nas proximidades do mar. Os canais individuais de um tipo anastomosado pode ter tendência meandrante durante a vazante, mas durante as altas águas as ilhas separadoras dos canais podem ser submersas e o rio, fluindo entre as margens altas, surge como um curso reto, desde que não haja outras influências exercidas pelas vertentes do vale;

c) uma categoria transicional entre as duas anteriores, na qual o curso de água pode exibir tendência incipiente para se alterar do padrão de canal único para o de canais múltiplos. Um mesmo rio pode apresentar canal único em determinado trecho e canais múltiplos em outro, e a transição pode ser brusca ou gradual.

Considerando as diversas classificações e os tipos individualmente descritos, adotaremos em nossa exposição a seguinte tipologia:

A) *com canais únicos*;
- *a*) retos;
- *b*) sinuosos;
- *c*) meandrantes;
- *d*) tortuosos (ou irregulares).

B) *Transicional*

C) *com canais múltiplos*:
- *a*) ramificado;
- *b*) anastomosado;
- *c*) reticulado;
- *d*) deltaico;
- *e*) canais labirínticos em trechos rochosos.

5.2 CURSOS COM CANAIS ÚNICOS

Considerando que o fluxo se efetue ao longo de um único canal, podemos distinguir quatro categorias: retos, sinuosos, meandrantes e tortuosos, conforme o grau crescente da sinuosidade. Em virtude da grande quantidade

de informações a propósito dos rios meandrantes, iremos posteriormente dedicar-lhe uma seção específica.

Os *canais retos* são aqueles em que o rio percorre um trajeto retilíneo, sem se desviar significantemente de sua trajetória normal em direção à foz. Os canais verdadeiramente retos são muito raros na natureza, existindo principalmente quando o rio está controlado por linhas tectônicas, como no caso de cursos de água acompanhando linhas de falha. Sua presença exige também a existência de embasamento rochoso homogêneo (rochas de igual resistência), pois em caso contrário o rio fatalmente se desviará em sua trajetória. Essas considerações explicam por que se costuma falar em rios *simuladamente retos* (G. H. Dury). Leopold e Wolman (1957, p. 53) assinalam que os segmentos ou trechos retos são extremamente curtos, podendo-se generalizar que a extensão do canal reto em qualquer rio será de, no máximo, dez (10) vezes o tamanho da largura no referido trecho.

Exemplificando: num rio de 100 m de largura, a extensão do canal reto atingirá no máximo 1 000 m. Essa condição raramente se realiza, e o que ocorre com freqüência são trechos retos com comprimento poucas vezes superior à largura. Canais retos com extensão maior são controlados por diversos fatores, podendo-se encontrá-los ao longo de linhas de falha, de diáclases ou fraturas, em vertentes íngremes onde os sulcos acompanham exatamente a declividade da superfície, ou em algumas desembocaduras deltaicas e em planícies de restingas, onde os cordões arenosos podem promover a manutenção de trechos retos através de longas distâncias.

Um canal reto possui margens retilíneas e a seção transversal é estreita e profunda. Se o canal for simétrico, os perfis transversais serão uniformes. Entretanto, na maior parte dos casos, embora o canal seja considerado como reto, o fluxo ao longo do talvegue não o é. O *talvegue*, linha que une os pontos de maior profundidade ao longo do canal, apresenta lineamento sinuoso que serpenteia de uma margem a outra. No perfil transversal desses cursos, observa-se o ponto de maior profundidade (no talvegue) e do lado oposto a existência de parte mais rasa, onde há acumulação detrítica. Em virtude da divagação sinuosa do talvegue, essas saliências (barras, bancos) tendem a se alternar de um lado do canal para o outro. Ao longo do perfil longitudinal do leito, há a sucessão de depressões (*pools*) e de soleiras (*riffles*). Dessa maneira, verifica-se que o canal reto não implica topografia uniforme do leito nem talvegue em linha reta.

Os estudos experimentais desenvolvidos em laboratórios mostram que em canais retos, com seção transversal uniforme, rapidamente se desenvolve a seqüência de soleiras e depressões, sendo que o espaçamento entre as depressões é de aproximadamente 5 a 7 vezes o tamanho da largura do leito. Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 282) observam que uma condição para o aparecimento de soleiras e depressões em canais não meandrantes é a existência de certa heterogeneidade no tamanho do material do leito. Os canais que transportam granulometria uniforme de areia ou de silte parecem possuir pequena tendência para formar soleiras e depressões.

O padrão do fluxo em canais retos também apresenta interesse. Tendência para entalhamento das margens fluviais resulta da formação de bancos detríticos depositados alternadamente ao longo do leito, forçando o fluxo a serpentear. Diversas observações evidenciam que os filamentos de água nos canais retos retangulares não se movem em direção de jusante através de linhas retas e paralelas, mas as células de circulação no plano perpendicular ao fluxo faz com que a água apresente rotação em direções opostas, convergindo na superfície para o centro do canal (Leopold, Wolman e Miller, 1964, p. 282). A superfície da água nos canais retos apresenta, portanto, maior elevação em sua parte central, mostrando perfil convexo.

Quando o canal, em virtude da dinâmica fluvial, apresenta lineamento com curvaturas, com índices de sinuosidade situados entre 1,1 e 1,5, pode ser considerado como *sinuoso*. Praticamente, esta categoria surge como transicional entre a dos canais retos e a dos meandrantes, e à medida que as curvas vão se tornando regulares, freqüentes e de amplitude similar o padrão distancia-se do retilíneo e aproxima-se do meândrico.

Os canais *tortuosos* ou *irregulares* possuem altos valores do índice de sinuosidade, surgindo como rios em que pode haver controle intenso das linhas tectônicas (fraturas, diáclases, juntas) ou de contatos litológicos, produzindo mudanças bruscas nas direções. Não se distingue predomínio de determinada freqüência de amplitude nas sinuosidades, mas mistura caótica de formas geométricas as mais diversas.

Considerando o mesmo valor do débito médio, pode-se afirmar que os cursos sinuosos possuem gradientes mais baixos que os canais retos, maior porcentagem da fração silte-argila no perímetro do canal e baixos valores da relação largura-profundidade. Analisando os cursos de água das planícies centrais dos Estados Unidos, Schumm (1963, p. 1091) observou a existência de relação entre o índice de sinuosidade (*Is*) e a forma do canal (relação largura-profundidade — *F*), descrita pela fórmula

$$Is = 3{,}5\, F^{-0{,}27},$$

indicando que canais relativamente amplos e rasos tendem a ser retos, enquanto canais estreitos e profundos distanciam-se do lineamento de cursos retos.

A distinção entre canais retos, sinuosos, meândricos e tortuosos reflete-se na utilização de critérios qualitativos e nominais. A aplicação de critério quantitativo, por outro lado, procura estabelecer o *grau* de sinuosidade, através de determinado índice, mas nada revela sobre a sua qualidade. Nessa perspectiva, as tentativas para o uso de valores na delimitação entre as diversas classes de canais são problemáticas, como a proposição feita por Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 281) de que "os rios com sinuosidade de 1,5 ou mais podem ser chamados de meandrantes, enquanto os de valores menores são retos ou sinuosos". Apesar disso, algumas tentativas foram realizadas para quantificar o grau de sinuosidade dos cursos de água.

O mais comum de todos os índices é obtido dividindo-se o comprimento do canal em determinado trecho pelo comprimento desse trecho medido ao

longo do vale. Denominado de *índice de sinuosidade*, nos cursos de água, os seus valores variam de 1 a 4. Por exemplo, no estado de São Paulo, o rio Aguapeí, entre a foz do Córrego Monte Serrate e a desembocadura no rio Paraná, percorre 161 km entre pontos distanciados, ao longo do vale de 71 km. O índice de sinuosidade é 2,26.

Outro índice foi proposto por Leopold e Wolman (1960, p. 780), considerando o comprimento do canal em determinada curva em relação ao comprimento de onda da mesma curva. Aplicado na mensuração de meandros, este índice é utilizado para pequenos segmentos dos cursos de água. Nessa mesma época, Leopold, Bagnold, Wolman e Brusch (1960, pp. 133-134) propuseram um índice relacionando o comprimento do talvegue com o comprimento do vale. Neste índice, os valores obtidos geralmente são mais elevados que os dos demais procedimentos, em virtude da maior divagação do talvegue dentro do canal. Duas considerações devem ser feitas:

a) a medição da linha do talvegue é diferente da linha do canal fluvial;
b) o lineamento do talvegue é fenômeno subsuperficial, no leito dos cursos de água, não sendo facilmente distinguido em mapas, fotos e outros documentos.

Considerando a influência da topografia e dos fatores hidráulicos na padronagem dos canais, Mueller (1968, p. 375) apresentou índices que refletissem essa atuação, denominados de índice de sinuosidade hidráulica e índice de sinuosidade topográfica. Para calculá-los, três mensurações são básicas:

- *Cc* = comprimento do canal da nascente até a desembocadura;
- *Cv* = comprimento do vale ao longo do rio, medido ao longo da linha situada na metade da distância que separa os sopés das vertentes. O valor do *Cv* será igual ao do *Cc* quando as vertentes atingirem diretamente o curso de água, e será menor quando houver o desenvolvimento de planícies de inundação;
- *Ev* = a distância mais curta, em linha reta, entre a nascente e a desembocadura do rio.

Com base nessas medidas, surgem os seguinte índices:

a) *índice do canal* (*Ic*) = $\frac{Cc}{Ev}$, ou índice da sinuosidade total, tanto hidráulica como topográfica;

b) *índice do vale* (*Iv*) = $\frac{Cv}{Ev}$, ou índice da sinuosidade topográfica total;

c) *índice de sinuosidade hidráulica* (*Ish*) = % equivalente de $\frac{Ic - Iv}{Ic - 1}$, indicando qual a porcentagem em que um rio se distancia de um curso em linha reta, em virtude da sinuosidade hidráulica dentro do vale;

d) *índice de sinuosidade topográfica* (*Ist*) = % equivalente a $\frac{Iv - 1}{Ic - 1}$, indicando qual a porcentagem em que um rio se distancia de um curso em linha reta, em virtude da interferência topográfica.

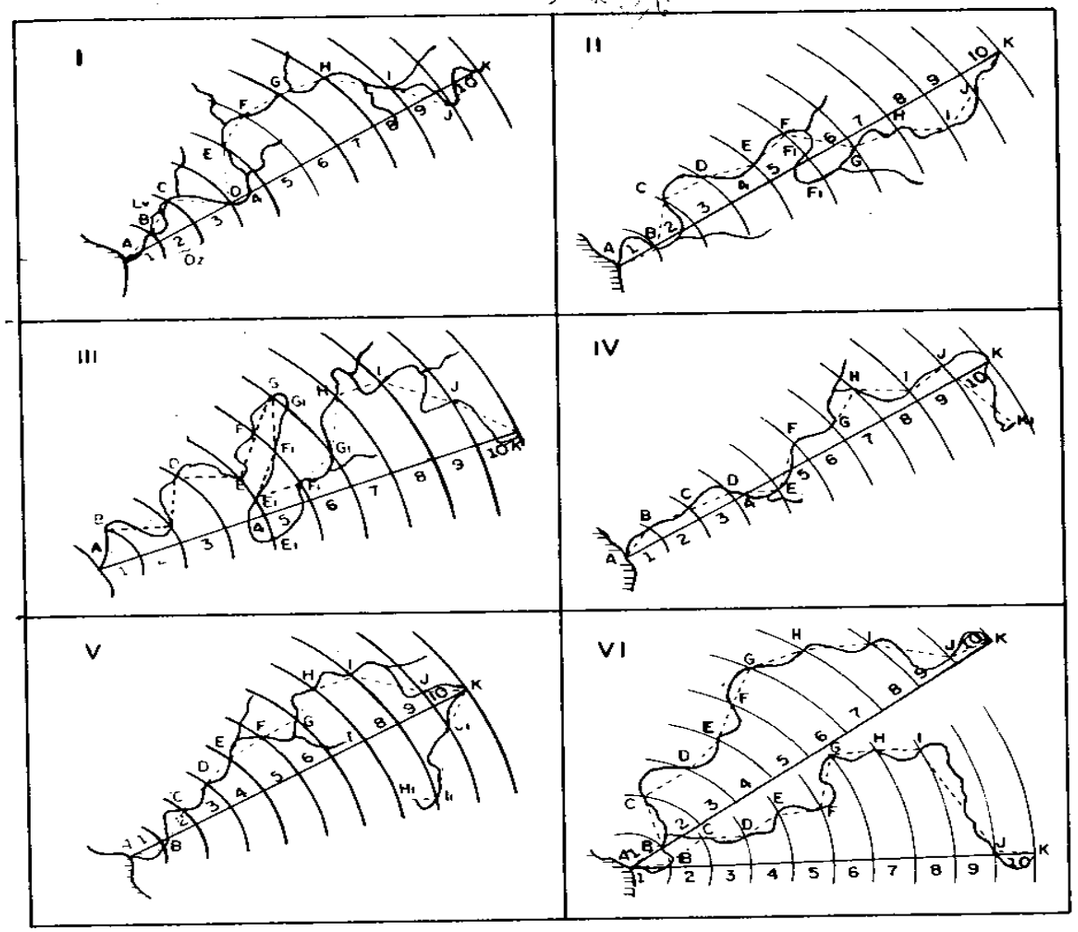


Figura 5.1 Diagramas mostrando as zonas de distância (*Zd*), o comprimento do vale (*Cv*) e o comprimento do rio (*Cc*), em diferentes cursos de água, a fim de calcular o índice de sinuosidade. (Conforme Mansikkaniemi, 1972)

O total entre *Ish* e *Ist* sempre é igual a 100. Por essa razão, desde que um índice seja calculado, o outro é obtido através de subtração. Apesar de suas vantagens, duas ponderações negativas devem ser feitas aos índices propostos por Mueller:

a) o índice de sinuosidade topográfica ignora o tamanho das curvas fluviais, se grandes ou pequenas, se numerosas ou não;
b) os índices, calculados para o rio em seu conjunto, não revelam a variação da sinuosidade nos diferentes trechos do curso de água.

Procurando superar essas duas deficiências, determinar como o grau de sinuosidade varia nas diferentes partes de um rio e qual o tipo de curvatura do curso de água, se grandes ou pequenas, há a contribuição apresentada por Mansikkaniemi (1970; pp. 17-19; 1972, pp. 8-9). Para determinar a sinuosidade, a distância entre a desembocadura do rio e a nascente mais distante, medida em linha reta, é dividida em dez zonas de igual comprimento (Zd). As linhas divisórias das zonas cruzam o canal fluvial nos pontos B, C, D, ... , K. Então, os segmentos AB, BC, CD, ... , JK mostram o lineamento geral do canal, enquanto o comprimento desses segmentos, em linha reta, similarmente indica o comprimento do "vale" (Cv) em cada zona. O comprimento do rio (Cc), em cada zona, é medido ao longo da linha média do canal. Dessa maneira, o grau de sinuosidade do rio é ($\Sigma Cc - \Sigma Zd$).

A fim de tornar possível a comparação entre rios diferentes, os valores do índice de sinuosidade (Is) são expressos como porcentagem em relação ao comprimento total do rio, isto é,

$$Is = \frac{100(\Sigma Cc - \Sigma Zd)}{Cc}.$$

O índice de sinuosidade consiste de sinuosidades pequenas (Sp, sinuosidade do rio ou do canal) e de sinuosidades grandes (Sg, sinuosidade do "vale"), de modo que

$$Is = Sp + Sg.$$

Esses dois tipos de sinuosidades são calculados como sendo,

$$Sp = \frac{100(\Sigma Cc - \Sigma Cv)}{Cc}$$

e

$$Sg = \frac{100(\Sigma Cv - \Sigma Zd)}{Cc}.$$

De modo similar, para cada zona de distância, $Is = 100(Cc - Zd)/Cc$; $Sp = 100(Cc - Cv)/Cc$; e $Sg = 100(Cv - Zd)/Cc$.

Estudando a sinuosidade dos rios finlandeses, com base nos valores de porcentagem do índice de sinuosidade, Mansikkaniemi estabeleceu cinco classes:

I muito reto	$< 20{,}0\%$
II reto	20,0-29,9%
III divagante	30,0-39,9%
IV sinuoso	40,0-49,9%
V muito sinuoso	$\geqslant 50{,}0\%$

5.3 CURSOS COM CANAIS MÚLTIPLOS

Existe grande variedade de cursos de água com canais múltiplos, que se escalonam desde um canal com ilha até os compostos por multivariedade de canais e ilhotas.

Os canais *ramificados* constituem o tipo mais simples. O canal ramificado surge quando existe um braço de rio que volta ao leito principal, formando uma ilha. Esse desdobramento pode apresentar distâncias as mais variadas e a junção pode se verificar até a dezenas de quilômetros a jusante. Casos comuns surgem quando na vazante bancos arenosos afloram, mas essa categoria deve englobar os casos em que há permanência dos canais e das ilhas. Na Amazônia, muitos *furos* (pequenos braços de rios) contornam ilhas e representam ramificações. O caso mais grandioso, entretanto, é o do rio Araguaia, cuja ramificação origina a ilha do Bananal, a maior ilha fluvial do mundo.

O reconhecimento e o estudo dos tipos de canais fluviais na Amazônia brasileira permitiram, desde há muito, a distinção entre os regionalmente denominados "furos", "paranás" e "igarapés" (Andrade, 1956). Ao estudar a geomorfologia da Folha de Santarém, Nascimento, Mauro e Garcia (1976; 1977) reformularam as definições e propuseram uma classificação para os variados tipos de furos.

O *furo* corresponde a todo canal de drenagem que liga um rio a outro, um rio a um lago ou um rio a ele mesmo, sendo, neste último caso, fora da planície aluvial. Os *paranás* correspondem a todo canal de drenagem que liga um rio a ele mesmo em áreas da planície aluvial ou, pelo menos, com uma margem ligada à planície aluvial. Ambos são típicos exemplos que caracterizam a tipologia de canal ramificado.

Considerando o intrincado dos elementos da hidrografia amazônica e as características regionais, os referidos autores distinguiram os seguintes tipos de furos (Nascimento, Mauro e Garcia, 1977 : 28):

— *furo em captura*: furo escoando água de rios capturados. Funciona como foz para um ou mais rios que deixam de escoar diretamente para o rio principal;

— *furo em colmatagem*: furo interrompido apresentando alguns trechos colmatados. Funciona na época da cheia como condutor das águas do rio principal para os lagos que se encontram em colmatagem;

— *furo em vale morto*: furo aproveitando vale de antigo curso fluvial. Funciona aproveitando vales abandonados por rios que foram capturados;

— *furo em contato litológico*: funciona em áreas de contato litológico, geralmente de aluviões quaternários com sedimentos da Formação Barreiras;

— *furo adaptado à tectônica*: ocorre adaptado a alinhamentos estruturais, ligando rios e/ou lagos;

— *furo ligando lagos*: furo ligando um lago a outro, geralmente no interior da planície aluvial.

A padronagem em canais *reticulados* é composta pelo embricamento dos canais, que se subdividem e se reúnem de maneira aleatória, semelhante ao tipo anastomosado, mas que se caracteriza pelo escoamento efêmero e pela subdivisão em várias embocaduras que se perdem nas baixadas ou nos lagos temporários. Este padrão é comum na superfície de cones aluviais, formados o sopé de escarpas montanhosas, onde a brusca ruptura de declives afeta a

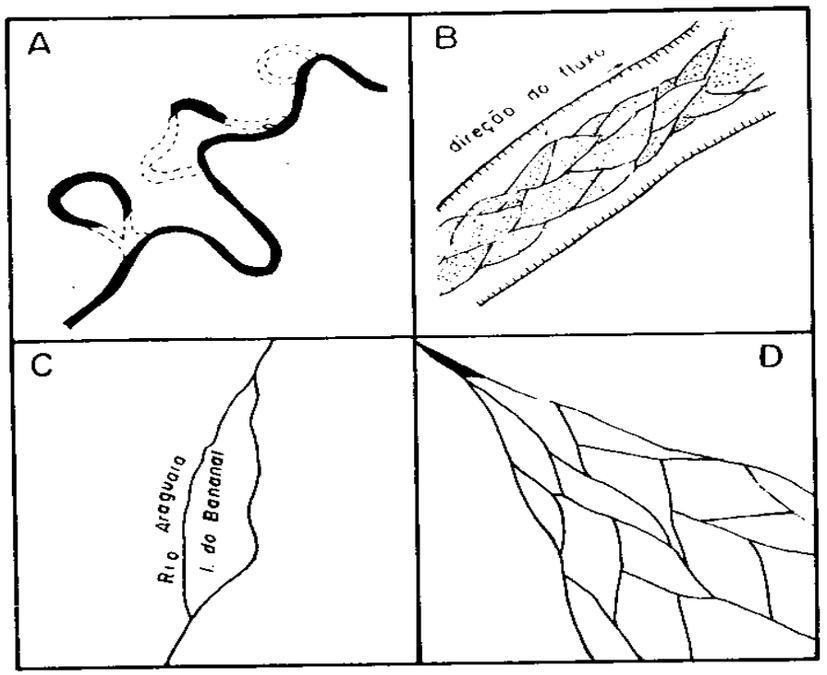


Figura 5.2 A figura ilustra alguns tipos de canais fluviais, destacando-se o meândrico (*A*), o anastomosado (*B*), o ramificado (*C*) e o reticulado (*D*)

competência fluvial e promove a deposição detrítica. Exemplos são citados nas frentes montanhosas dos Alpes, do Himalaia, no Japão e na Califórnia, na África, na Austrália e em muitos outros lugares. Considerando a sua grandeza, os cones aluviais variam de raio desde poucos metros a mais de 60 km; o perfil longitudinal é côncavo, com declividades que vão diminuindo em direção das bordas e a composição detrítica apresenta granulometria grosseira e heterométrica. Sobre o cone aluvial de disposição radial, a drenagem divide-se em vários ramos anastomosados, cuja freqüência de fluxo está na dependência da precipitação. As condições climáticas áridas e semi-áridas são-lhe favoráveis, e o padrão reticulado é comumente encontrado nas áreas de pedimentos. Em virtude da carga detrítica grosseira que o rio transporta, a direção e o tamanho dos ramos de escoamento são mutáveis na escala temporal e espacial.

A padronagem *deltaica* caracteriza-se pela ramificação do curso fluvial inicial, subdividindo-se em vários tributários que alcançam o mar, lago ou outro rio. Diferencia-se do anastomosado e do reticulado por causa do escoamento perene e maior estabilidade dos canais de escoamento. O mecanismo deposicional das áreas deltaicas reflete os processos atuantes nas planícies de

inundação, no que se refere ao comportamento dos cursos de água e às áreas periféricas. A deposição da carga detrítica na foz é a responsável pela expansão do delta, mas o principal fenômeno na evolução deltaica é o deslocamento dos cursos fluviais em distributários sucessivos. Como um delta progride cada vez mais em direção ao mar, a declividade e a capacidade de carregar sedimentos vão diminuindo gradualmente, e caminhos mais curtos para o mar podem ser encontrados em áreas adjacentes. Em geral, o ponto de desvio ocorre em locais interiores, distantes do delta ativo, e a sua posição é acidental ou pode resultar do desenvolvimento de uma brecha. A partir desse ponto, a topografia da bacia determina o novo curso fluvial, que passa a usufruir do fluxo maior em detrimento dos demais canais.

Embora desde há muito se reconheça a padronagem deltaica como típica, os estudos geomorfológicos dedicaram atenção à morfologia deltaica e não à rede de canais. A única contribuição que procurou analisar as propriedades topológicas e geométricas das redes de canais deltaicos, ainda em nível preliminar, foi recentemente apresentada por J. S. Smart (1971).

Os canais *anastomosados* caracterizam-se por apresentar multiplicidade de canais, pequenos e rasos, que se subdividem e se reúnem aleatoriamente, separados por bancos e ilhotas. Na época das cheias, muitos dos bancos e ilhotas são submersos, embora o entalhamento fluvial, a fixação da vegetação e a maior retenção de sedimentos possam criar condições para que muitas permaneçam acima do nível das águas. Os canais de fluxo são mutantes em suas dimensões e posições durante as variações do débito. As margens do rio anastomosado não são nitidamente marcadas e, devido a frágil resistência, rapidamente são atacadas pela erosão. Nos trechos anastomosados, o leito, as margens, as ilhotas e os bancos são compostos de material aluvial, não havendo afloramentos de rochas subjacentes. A padronagem anastomosada sempre ocupa parcela do curso fluvial, pois no ponto de início como no ponto terminal deverá sempre ocorrer a presença de canal único.

A mobilidade da posição do curso é outra característica atribuída aos trechos anastomosados. Essa mobilidade é muito grande em rios que descem de áreas montanhosas, escoando por cones aluviais construídos no sopé. Na Índia, vários cursos de água provindos do Himalaia apresentam mudanças na posição. O rio Kosi, tributário do rio Ganges, em Bihar, no decorrer dos dois últimos séculos, apresentou mudança lateral de aproximadamente 110 km. Na China, no rio Amarelo, mediram-se deslocamentos laterais de 130 m por dia, no alto curso, e de 50 m por dia, no baixo curso (Chien Ning, 1961). Esses deslocamentos e mudanças não são contínuos, mas esporádicos e acontecem na época das cheias.

O primeiro exemplo de padronagem anastomosada foi descrito por Peale (1879), ao realizar o reconhecimento geológico da parte centro-ocidental de Wyoming, verificando a maneira de como os tributários se confluíam com o rio Verde (Green River). Muitos outros exemplos foram descritos, principalmente em áreas que incluem regiões semi-áridas de topografia suave, recebendo cursos de água provindos de áreas montanhosas, de áreas topograficamente mais

elevadas sob variados climas, em planícies glaciárias e em áreas periglaciárias. Entretanto, a quantidade de trabalhos sobre canais anastomosados é pequena, quando comparada com a literatura sobre meandramentos.

Estudando os canais anastomosados do rio Verde (Green River), Leopold e Wolman colheram observações que permitiram apresentar o seguinte esquema seqüencial no desenvolvimento deste tipo de canal:

> "em um canal originariamente único, durante uma cheia deposita-se um banco em sua parte central. A cabeceira do novo banco aluvial é composta pela fração grosseira da carga do leito, que se movimenta pela parte central do leito. Em virtude de algumas condições locais, nem todas as partículas grosseiras são transportadas através deste trecho, e algumas acumulam-se no centro do canal. A maior parte das partículas menores ultrapassam o banco incipiente, mas uma parte da fração fina é presa pelo material grosseiro e, então, depositada. Embora a profundidade seja gradualmente reduzida, a velocidade sobre o banco tende a permanecer constante ou até a aumentar, de maneira que algumas partículas se movem ao longo do banco e se depositam na parte traseira, onde o aumento acentuado na profundidade relaciona-se com diminuição sensível na velocidade. Deste modo, o banco cresce pelo adicionamento sucessivo de sedimentos em sua parte final de jusante, e possivelmente pela deposição também em suas margens laterais. A parte montante do banco é suavemente redonda, enquanto a parte jusante é estirada. Esse processo de crescimento é denunciado pela vegetação, que se estabelece de modo inicial na ponta de montante e gradativamente vai ocupando as outras partes.
>
> Inicialmente, o crescimento do banco detrítico não afeta a largura do rio, mas, quando se torna suficientemente grande, os canais laterais tornam-se insuficientes em largura para permanecer estáveis. Ocorre o alargamento pelo entalhamento do leito ou pela erosão lateral das margens, até que novamente se atinja a estabilidade do canal. À medida que o canal se aprofunda ou se alarga, há diminuição do nível da água e o banco central emerge como uma ilha, tornando-se pouco a pouco estabilizado pela vegetação. Depois que a ilha foi formada, novos canais no trecho dividido podem se subdividir, seguindo a mesma maneira. À medida que ocorrem divisões sucessivas, a quantidade de água carregada por um canal individualizado tende a diminuir, de modo que em alguns deles a vegetação contribui para amenizar a erosão e, pela ação de anteparo, promove a deposição" (Leopold e Wolman, 1957, pp. 43-44).

Essas observações foram corroboradas através de pesquisas experimentais, cuja representação gráfica encontra-se exposta na Fig. 5.3.

Comparando-se o trecho com canal único e o anastomosado, verifica-se que a subdivisão acarreta aumento da largura da água e da declividade, e diminuição da profundidade. A proporção de aumento na soma da largura dos

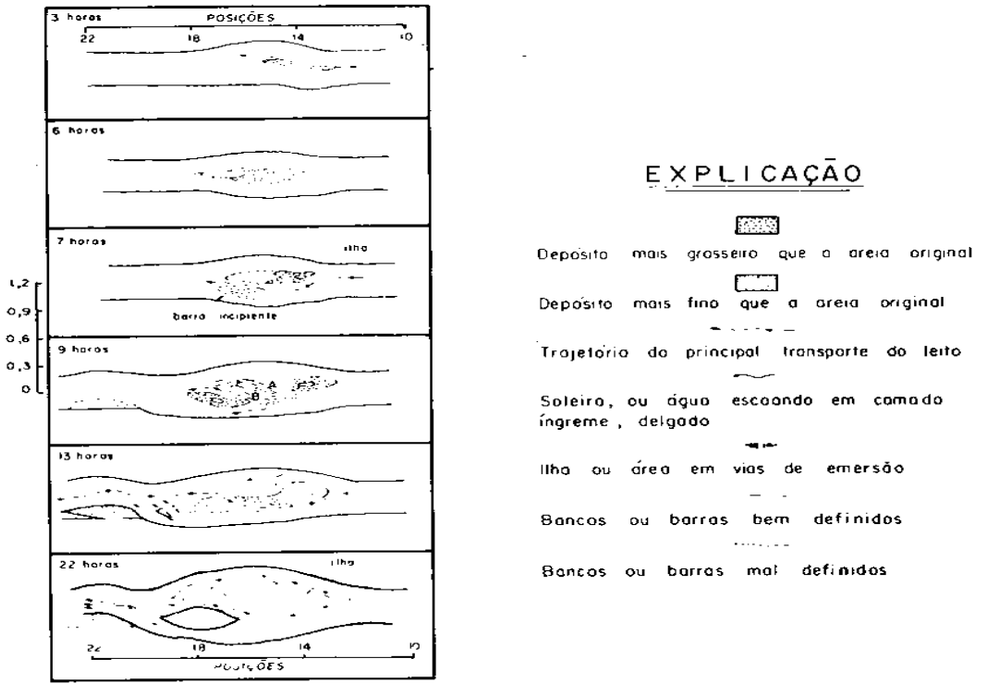


Figura 5.3 Esquema seqüencial na formação do padrão anastomosado, conforme experiências de laboratório (segundo Leopold e Wolman, 1957)

canais anastomosados, em relação com a largura do canal único, varia de 1,6 a 2,0 para os rios e de 1,05 a 1,70 nas experiências de laboratório. A declividade também aumenta na proporção de 1,4 a 2,3 nos cursos de água e de 1,3 a 1,9 nos laboratórios. A diminuição da profundidade apresentou índices de 0,6 a 0,9 nos rios e de 0,5 a 0,9 no laboratório (Leopold e Wolman, 1957, p. 50).

Dessa forma, tendo origem a partir de canal único, reto ou meandrante, cada um dos múltiplos canais é menos eficiente, por ser menor, que o canal único original. Tais dados denunciam que as condições de anastomosamento envolvem margens frágeis, valores elevados da relação largura-profundidade e elevada força de cisalhamento, provocada pelo leito amplo e pela carga detrítica do leito. O ajustamento entre as variáveis mostram que declividades maiores contribuem para o transporte de sedimentos e para a erosão das margens, estando sempre associadas com materiais grosseiros e heterogêneos. Se compararmos dois rios de mesmo débito, o canal anastomosado ocorrerá em declives mais íngremes que os dos cursos meandrantes.

A existência de um *continuum* nas formas dos tipos de canais, assinalando a similaridade nos princípios físicos e nos processos que determinam

os vários padrões, foi devidamente exposta por Leopold e Wolman (1957, pp. 59-63). Embora haja continuidade, tanto na variação temporal como na espacial, pode-se assinalar a existência de certas condições *limiares* para o estabelecimento de determinado padrão. O experimento realizado por Schumm e Khan (1972) procurou investigar a influência da declividade e das cargas sedimentares sobre os padrões de canais, conservando sempre constante o débito de água. Controlando a variação da declividade, tais autores observaram que, se um canal reto fosse estabelecido em material aluvial, em baixas declividades, permaneceria reto. Entretanto, em declividades maiores ocorre meandramentos. Nesta passagem, demonstraram a presença de declividade limiar, acima da qual o canal possui tendência para meandrar. À medida que aumentava a declividade da superfície aluvial, também aumentavam a velocidade do fluxo e as forças de cisalhamento atuando sobre o leito e sobre as margens. Em determinado valor crítico do cisalhamento, a erosão das margens e o transporte dos sedimentos no soalho do canal produziam um curso sinuoso. Aumentando ainda mais a declividade do canal, chegava-se a atingir outro valor limiar acima do qual o curso sinuoso se tornava um canal reto anastomosado. Os experimentos revelaram que não há mudanças contínuas, conforme a declividade, dos canais retos aos meandrantes e anastomosados, mas as transformações ocorrem quando se atinge valores limiares (Fig. 5.4).

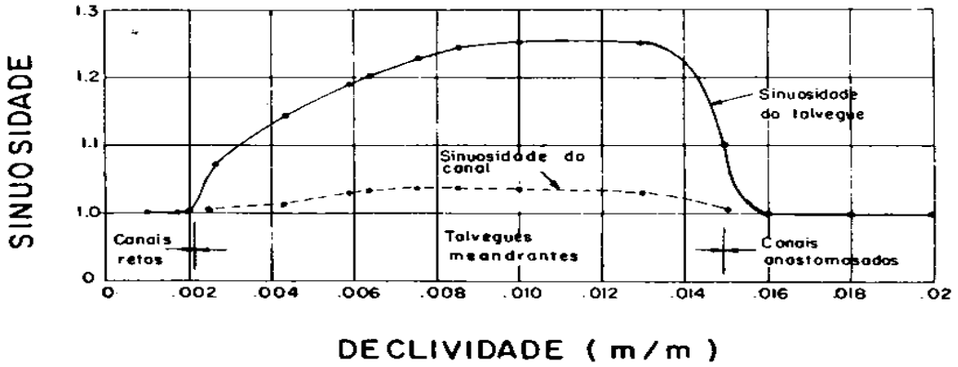


Figura 5.4 Relação entre declividade e sinuosidade do talvegue, e entre declividade e sinuosidade do canal (segundo Schumm e Khan, 1972)

Essas observações servem para corroborar as generalizações realizadas por Leopold e Wolman (1957, p. 60) e Lane (1957) sobre a influência significante do débito e da declividade nos tipos de canais. Leopold e Wolman, por exemplo, indicam que os canais anastomosados e os meandrantes são separados por uma linha, denunciadora da declividade (s), descrita pela equação

$$s = 0{,}013\, Q^{-0{,}44}$$

mostrando que, para o mesmo débito, os meandros ocorrerão em declividades

menores; para declividades iguais, o canal anastomosado terá débito maior. Nesta equação, Q é o débito de margens plenas, em m^3/s.

A relação apresentada pelos canais fluviais no tocante à declividade e à descarga é importante e pode ser utilizada como critério interpretativo paleogeográfico, na reconstrução de paisagens aluviais a partir de perfis de terraços e de depósitos aluviais. Dessa maneira,

> "as oscilações climáticas, como as ocorridas no Pleistoceno, podem ser acompanhadas por mudanças na precipitação e no escoamento. Tais variações no débito fluvial podem produzir mudanças no padrão dos canais sem que seja acompanhada por alteração na quantidade ou no calibre da carga detrítica. Um aumento do fluxo poderia resultar que um curso meandrante se tornasse anastomosado; uma diminuição no débito transformaria um canal anastomosado em meandrante. Por outro lado, uma mudança na carga detrítica, como aumento no calibre, poderia resultar em aumento da declividade e na mudança do padrão meandrante ao anastomosado, sem que houvesse mudança na precipitação ou no débito, como nos casos em que a carga detrítica é fornecida pelos glaciares. A presença, então, de materiais de diferentes tamanhos, em sucessivos depósitos aluviais nos vales, sugere que em diferentes períodos de sua história o curso de água que ocupava o vale poderia ter apresentado diversos padrões distintos de canais" (Leopold e Wolman, 1957, p. 63).

Nos experimentos de Schumm e Khan (1972), a carga sedimentar constituiu-se na outra variável controlante. Os canais retos tendem a transportar carga do leito como sendo a predominante, qualquer que seja a declividade. Se aumentar a declividade, sob predomínio da carga detrítica do leito, a passagem faz-se do canal reto para o anastomosado. Para que haja o padrão meandrante, torna-se necessário que a carga sedimentar transportada seja predominantemente em suspensão. A mudança do predomínio da carga do leito para a da carga em suspensão causa entalhamento no talvegue, ao mesmo tempo que há certa estabilização nas margens e na alternância dos bancos. O abaixamento do talvegue causa diminuição no nível da água e a forma do canal torna-se mais estreita, mais profunda e sinuosa. Os dados experimentais ratificam a interpretação proposta por Schumm (1968) para o caso do rio Murrumbidge, localizado na Austrália Oriental: houve mudanças na quantidade e no tipo de carga sedimentar nos rios em virtude das oscilações climáticas durante o passado geológico recente. Na planície aluvial do rio Murrumbidge, a passagem do predomínio da carga do leito para a da carga em suspensão aparentemente causou a transição de um curso reto para o de canais altamente sinuosos. O mesmo acontecimento pode ter causado o meandramento dos atuais rios nas grandes planícies da região ocidental dos Estados Unidos e do rio Mississipi.

As razões aventadas para a existência de canais anastomosados são variadas. Alguns pesquisadores contentam-se em afirmar que o anastomosamento

surge quando há excesso no fornecimento do material detrítico, em quantidade maior àquela que o rio poderia transportar. Entretanto, algumas condições são sempre lembradas como controlantes básicas para o estabelecimento do padrão anastomosado:

a) a disponibilidade de carga do leito, grosseira e heterométrica, é pré-requisito essencial. Havendo grande quantidade de carga detrítica grosseira ocorre deposição, seleção e formação de bancos, promovendo a divergência de fluxos e ataque das margens;

b) a variabilidade do regime fluvial pode ser fator atuante. Em regiões onde as precipitações apresentam variações acentuadas, como nas semi-áridas e nas monçônicas, ou quando das fases de degelo, encontram-se muitos exemplos de rios anastomosados. Ao estudar o caso do rio Adour (França), Tricart e Vogt (1967) observaram que padrões anastomosados e meandrantes se alternaram no decorrer dos dois últimos séculos, sugerindo que o tamanho do material e a irregularidade do regime fluvial foram os fatores responsáveis;

c) a existência de contraste topográfico acentuado, composta por escarpas e planícies de sopé. A junção de áreas com topografias altas e baixas promove a deposição detrítica e a ramificação dos canais sobre a superfície aluvial. Embora seja condição propícia para a formação do padrão anastomosado, também o é para o padrão reticulado.

Os canais anastomosados refletem o ajustamento entre as variáveis da geometria hidráulica, sendo um padrão entre os que expressam a manutenção do quase-equilíbrio entre o débito, carga detrítica e mecanismo de transporte. O padrão anastomosado é uma combinação particular de um conjunto de variáveis, no *continuum* das formas e dos padrões fluviais (Leopold e Wolman, 1957, p. 53). A explicação fornecida por Chitale (1970; 1971) insere-se neste mesmo contexto interpretativo, pois nos lembra que "os rios com seção transversal estreita e profunda geralmente possuem declividade suave e vice-versa. Quando o canal é estreito e profundo, e a velocidade baixa devido a declividade suave, o efeito de qualquer distúrbio facilmente afetaria a velocidade e a distribuição do débito em toda a seção transversal. Por outro lado, quando um canal é extremamente amplo e muito raso, e com velocidade alta devido a declividade íngreme, os distúrbios através da seção em fluido, no fluxo e nas condições limitantes, teriam somente efeitos locais que poderiam criar simplesmente seções locais profundas ou rasas, mas não afetariam a seção transversal como um todo. Diversos subcanais poderiam então ser formados dentro da seção transversal limitada pelas margens e o curso de água se tornaria anastomosado" (Chitale, 1971, pp. 288-289).

Os trabalhos relacionados com a análise quantitativa dos canais anastomosados são muito raros. Brice (1960) propôs índice para a descrição de canais anastomosados, considerado como:

$$Ia = \frac{2\,(\text{soma dos comprimentos das ilhas ou bancos no trecho})}{\text{comprimento do trecho medido no centro, entre as margens}}$$

O *índice de anastomosamento* (*Ia*) relaciona a soma dos perímetros das ilhas e dos bancos com o comprimento do trecho anastomosado, medido ao longo da parte central situada entre as margens. Quanto maior o valor do índice, maior a complexidade revelada pelo número de ilhas, bancos e canais. Outra contribuição foi apresentada por Smith (1970), ao considerar a variabilidade topográfica do perfil transversal do leito no trecho anastomosado. Qualquer perfil transversal do leito mostra os pontos altos e os pontos baixos, representando o topo das ilhas e dos bancos e o talvegue dos canais. Em virtude do padrão anastomosado ser amplo e raso, o índice de variação topográfica deve apresentar valores menores que os obtidos em canais estreitos e profundos. Por outro lado, quanto mais amplas e largas forem as ilhas e os bancos, assim como a largura dos canais, menores serão os valores do índice. O *índice de variação topográfica do leito* é obtido através do seguinte procedimento:

$$I_t = \frac{2[(T_1 + \ldots + T_n) - (t_1 + \ldots + t_n)] \pm T_{m_1}, T_{m_2}}{\text{comprimento do perfil transversal}} \times 100$$

no qual

I_t é o índice de variação topográfica do leito;
$(T_1 + \ldots + T_n)$ é a somatória de todos os pontos relativamente elevados em relação aos baixos adjacentes;
$(t_1 + \ldots + t_n)$ é a somatória de todos os pontos relativamente baixos em relação aos altos adjacentes; e
T_{m_1} e T_{m_2} são os valores altitudinais dos pontos extremos do perfil transversal. Se o ponto final é mais alto que o ponto baixo adjacente, o valor deve ser somado; se for inferior ao ponto alto adjacente, o valor deverá ser diminuído.

Para realizar esse cálculo, necessita-se de levantamentos minuciosos do perfil, em função de uma linha de referência, que pode estar situada acima ou abaixo do perfil. Multiplica-se pelo valor de 100, para maior conveniência, de modo que em geral se obtenham índices superiores a 1,0. A Fig. 5.5 representa a maneira de se calcular o índice de variação topográfica do leito.

O estudo das propriedades geométricas e topológicas dos canais anastomosados foram analisadas e expostas por Howard, Keetch e Lindwood Vincent (1970).

No conjunto dos cursos fluviais com canais múltiplos podemos incluir os *canais labirínticos em trechos rochosos*. Nos rios em que ocorrem afloramentos rochosos, verifica-se a presença de padronagem complexa de canais e ilhas rochosas, entremeadas por rápidos, corredeiras e quedas de água. Aparentemente, a padronagem é semelhante ao tipo anastomosado, mas a estabilidade dos canais e o controle das linhas estruturais são muito maiores que o observado nos trechos aluviais. Poucas referências existem sobre este tipo de canal, geralmente inseridas em observações sobre os rios da zona intertropical. Ao descrever o caso do rio Madeira, a montante de Porto Velho, Tricart

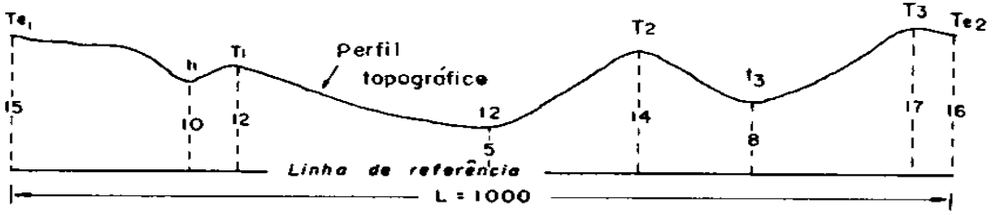


Figura 5.5 Exemplificação da maneira de se calcular o índice de variação topográfica do leito, em canais anastomosados (segundo Smith, 1970). O índice de variação topográfica do leito, na figura acima, composta em unidades arbitrárias, é calculado da seguinte maneira:

$$It = \frac{(15-10)+(12-10)+(12-5)+(14-5)+(14-8)+(17-8)+(17-16)}{1\,000} \times 100$$

$$= \frac{2[(12+14+17)-(10+5+8)]+15-16}{1\,000} \times 100$$

$$= 3{,}9$$

(1977a; 1977b) considera que esse tipo é muito comum na África, mas raro na Amazônia, sendo apenas encontrado na periferia da Amazônia Central e Oriental, onde o escudo metamórfico dos embasamentos brasileiro e guiano foi desnudado. Para designar essa padronagem, Zonneveld (1952; 1972) propôs o termo *sula complexes*, utilizando vocábulo empregado no Suriname, onde o termo *sula* refere-se aos rápidos e cachoeiras.

Nos trechos de *sula complexes*, a parte montante do rio é relativamente profunda e flui em apenas um leito perfeitamente definido. Ao atingir o trecho rochoso, os canais bifurcam-se e a largura total pode ser de três, quatro ou dez vezes a largura do canal precedente. As ramificações do rio circundam ilhas, medindo até alguns quilômetros de extensão, enquanto outras são compostas por pequenos afloramentos rochosos. Em alguns trechos das ilhas maiores, há a presença de sedimentação arenosa e cascalhenta, mas o embasamento predominante é rochoso. Nos canais, são comuns rápidos e corredeiras, indicando a presença de rochas mais resistentes, de diques e de veios. A determinada distância dos rápidos ou das cachoeiras, as ramificações voltam a se coalescer e dar origem, novamente, a um único canal.

Nesses complexos labirínticos, os canais estão conectados com os afloramentos de rochas resistentes. Muitas das ilhas são colinosas, com topografia similar à existente em ambas as margens do rio. A estrutura das rochas subjacentes pode influenciar o padrão de todo o sistema: massas resistentes, especialmente as que ocorrem em camadas mais ou menos verticais, diques ou veios, podem causar o paralelismo e as direções preferenciais. As zonas e linhas de fraqueza (falhas, diáclases etc.) podem atrair os fluxos dos canais e controlar a presença de trechos retilíneos.

5.4 CANAIS MEÂNDRICOS

Entre os vários tipos de canais fluviais, os meandros constituem a categoria que maior atenção recebeu dos pesquisadores. A bibliografia descritiva e analítica é muito extensa, mas os trabalhos podem ser, de modo geral, classificados em duas perspectivas de abordagem:

a) os que consideram os meandros como denunciadores de determinado estágio da evolução cíclica. Nesta perspectiva, os meandros constituem fatos efêmeros, "problemas do traçado da rede hidrográfica" (Derruau, 1965), cuja descrição serve para caracterizar o estágio de maturidade da paisagem e o alargamento da planície de inundação;

b) os que consideram os meandros como característica da própria dinâmica fluvial, representando a forma de equilíbrio em função da lei do menor esforço ou da melhor distribuição da energia, passível de ser encontrado em qualquer época e lugar.

Deve-se fazer, inicialmente, distinção entre canais e vales meândricos. A primeira categoria engloba os meandros desenvolvidos pelo canal fluvial, independentemente da forma, direção e grandeza do vale no qual se encontra. A segunda categoria compreende os vales nos quais o lineamento geral exprime a sinuosidade que caracteriza o meandramento. Cada uma dessas categorias envolve problemas diferentes. Nesta seção iremos abordar o estudo dos canais meândricos, enquanto a abordagem sobre os vales meândricos será efetuada no capítulo sobre a formação e tipologia de vales.

5.4.1 Definição e nomenclatura descritiva

O termo *meandro* tem sua origem no caso do rio Maiandros (atualmente Menderes), na Turquia. É utilizado para designar o tipo de canal fluvial em que os rios descrevem curvas sinuosas, largas, harmoniosas e semelhantes entre si, através de um trabalho contínuo de escavação na margem côncava (local de maior velocidade da corrente) e de deposição na margem convexa (local de menor velocidade). Deve-se notar que a deposição dos detritos da carga do leito do rio se faz no mesmo lado da margem em que eles foram arrancados. A tendência ao meandramento não é restrita aos cursos de água, mas é observada no fluxo de várias categorias de fluidos, tais como nos glaciares, nas correntes marinhas e na trajetória dos ventos, mormente nos de altitude, os *jet-streams*.

A primeira dificuldade está em se estabelecer o momento a partir do qual os rios podem ser considerados como meândricos. Na prática, observa-se que há série completa de padrões intermediários entre os canais retos e os efetivamente meândricos, assim como é possível distinguir classes de canais entre os meândricos e os totalmente irregulares em sua disposição espacial. A fim de que se pudesse distinguir entre os canais meândricos e os que não o são, foi proposto o uso do índice de sinuosidade, que é a relação entre o

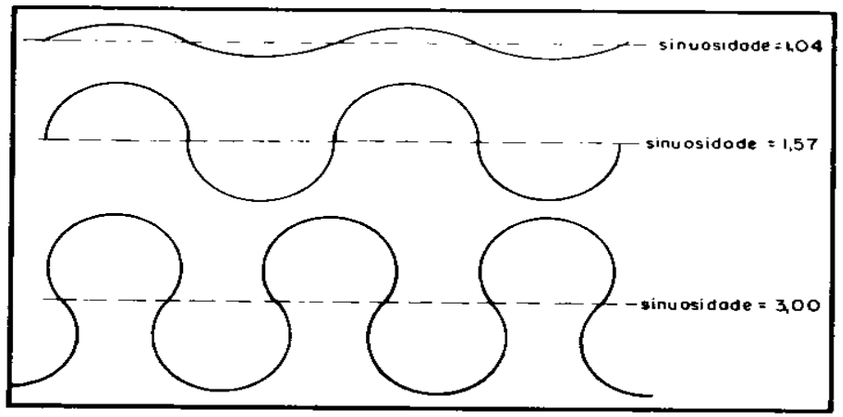


Figura 5.6 O índice de sinuosidade representa a relação entre o comprimento do canal e o comprimento do eixo do vale. A distância axial é medida ao longo da linha interrompida. Considera-se o canal como meândrico quando o índice é igual ou superior a 1,5 (ilustração conforme Dury, 1969).

comprimento do canal e a distância do eixo do vale (Fig. 5.6). O valor de 1,5, inicialmente proposto por Leopold e Langbein (1960), é usado pelos pesquisadores como ponto de partida para considerar os canais como meândricos.

A nomenclatura descritiva aplicada aos meandramentos assinala muitos dos aspectos morfológicos existentes nas planícies de inundação. As designações usadas com maior freqüência são as seguintes (Fig. 5.7):

a) *meandros abandonados*: são os que não mais possuem ligação direta com o curso de água atual, resultantes da evolução dos meandros que cortam o pedúnculo através do solapamento basal na margem côncava. Quando isolados, formam lagos ou pântanos, e são numerosos nas planícies aluviais. Essas lagoas originadas pelo abandono de curvas meândricas têm forma semelhante aos chifres de boi (*oxbow lakes*). Na Amazônia são chamados de *sacados* (Monteiro, 1964);

b) *diques semicirculares*: correspondem aos bancos sedimentares que se desenvolvem no lado interno da curva de um meandro, ocupando a margem convexa, sendo também designado de *barra de meandro*. O seu desenvolvimento, quando nas fases de entalhamento dos pedúnculos, implica o preenchimento da curva meândrica e propicia a separação e origem aos meandros abandonados;

c) *colo de meandro*: é o esporão ou pedúnculo que separa os dois braços de uma curva meândrica. Sofrendo ação erosiva em duas frentes, a sua tendência é ser cortado ou "estrangulado";

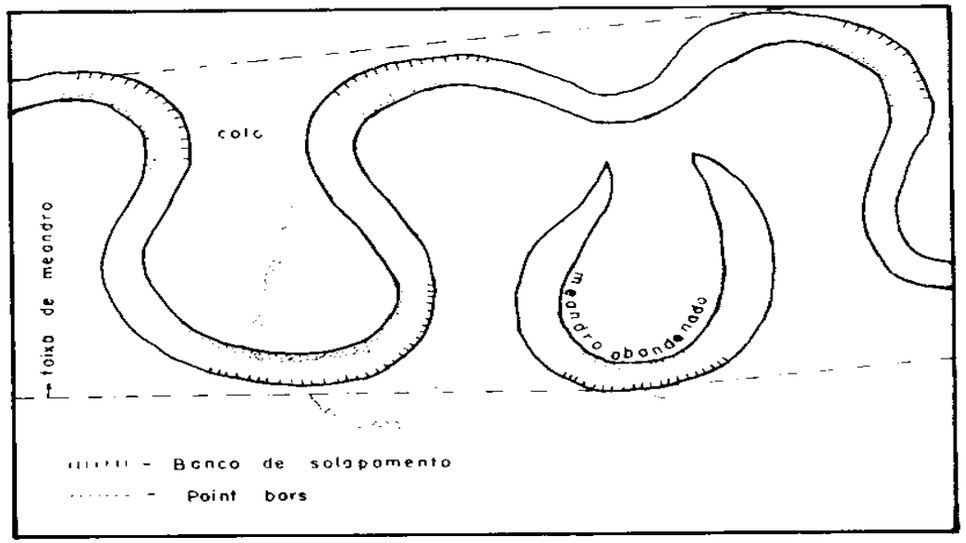


Figura 5.7 A nomenclatura descritiva empregada nos meandros é variada. O banco de solapamento é a margem côncava, na qual é intensa a atividade erosiva; o cordão marginal convexo (*point bar*) é a zona de deposição localizada nas margens convexas. O meandro abandonado é designado "chifre de boi", pela analogia de formato, ou "sacado". O colo ou esporão (ou istmo) é o trecho que separa duas curvas meândricas, e o seu recortamento origina a formação do meandro abandonado

d) *faixa de meandro*: é a porção da planície aluvial ocupada por meandros, tanto atuais como os abandonados, englobando o curso atual e o seguido em épocas passadas. Geralmente, quase toda a largura da planície de inundação é ocupada por meandros devido as constantes divagações do rio;

e) *banco de solapamento*: corresponde à margem côncava e abrupta do rio onde a erosão, por solapamento basal, conserva a verticalidade das margens;

f) *bancos detríticos* (*point bars*): são os baixios arenosos ou de cascalhos construídos pelo rio através da deposição no lado interno das curvas, nas margens convexas, dos materiais arrancados dos bancos de solapamento situados a montante. Podemos, também, denominá-los *cordões marginais convexos*.

A nomenclatura analítica dos meandros leva em consideração os aspectos geométricos, assinalando as várias propriedades pertinentes ao canal e ao próprio meandro. Essas propriedades são as seguintes (Fig. 5.8):

a) *largura do canal*: é a distância compreendida entre as duas margens de um canal fluvial, de modo perpendicular. A largura do canal pode ser medida nos pontos de inflexão, por ser mais constante nesses locais, em oposição

aos setores das curvas meândricas, onde a largura apresenta distúrbios e inconstâncias. O *ponto de inflexão* é o setor localizado no trecho médio do canal, onde se processa o fluxo simétrico, entre dois arcos meândricos sucessivos. O perfil transversal nesse ponto mostra distribuição relativamente uniforme das velocidades;

b) comprimento de onda: é a distância entre os pontos de inflexão de dois arcos meândricos consecutivos, ou entre o eixo de duas curvas meândricas consecutivas e localizadas no mesmo lado. Esta propriedade é mensurada, de modo mais comum, traçando-se linha reta a partir do ponto de inflexão a montante à primeira curva meândrica até o ponto de inflexão situado a jusante da curva seguinte;

c) comprimento do canal: é a mensuração da distância que acompanha o lineamento da margem do canal, tomando-se como limites os pontos de inflexão compreendidos pelo comprimento de onda;

d) amplitude do meandro: é a distância medida em um segmento perpendicular a duas linhas paralelas, que passam pelas junções dos eixos das curvas e das linhas médias de dois arcos meândricos sucessivos;

e) raio de curvatura: a conceituação do raio de curvatura parte do princípio de que a linha média do canal, localizada na curva do meandro, equivale a um arco de circunferência. Dessa maneira, deve-se procurar medir o raio que melhor se adapte a esse arco. A medida desse raio corresponde ao valor do raio médio de curvatura;

f) largura da faixa de meandros: esta largura é medida através de um segmento de reta compreendido perpendicularmente entre duas retas tangentes às partes externas de dois arcos meândricos. A faixa meândrica deve incluir os meandros atuais e os abandonados.

Baseando-se em tais propriedades, diversos estudos foram realizados a fim de precisar as relações existentes entre elas. Todavia, deve-se ter em mente que a preocupação em verificar o relacionamento entre as propriedades geométricas só é válida sob a condição de que o meandro seja considerado como sistema aberto, respondendo às influências do débito, da carga detrítica e do material sedimentar, e implica a concepção de que os valores são indicativos do comportamento alométrico. As combinações mais freqüentes correspondem aos estados mais prováveis, representando o estado em que o sistema meândrico funciona em condições de manter o equilíbrio estabilizado em função dos *inputs* fornecidos e das restrições oferecidas pelos fatores locais.

O comprimento de onda surge como propriedade muito significante, estando empiricamente relacionada com o débito. Como a largura do canal, em função da geometria hidráulica, também se relaciona com o débito, postula-se que há relação básica entre o comprimento de onda e a largura do meandro. Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 297) observam que os valores do comprimento de onda oscilam entre 7 e 10 vezes a largura do canal, enquanto Dury (1969, p. 421) delimita entre 8 e 12, estando o valor modal entre 9 e 10 vezes.

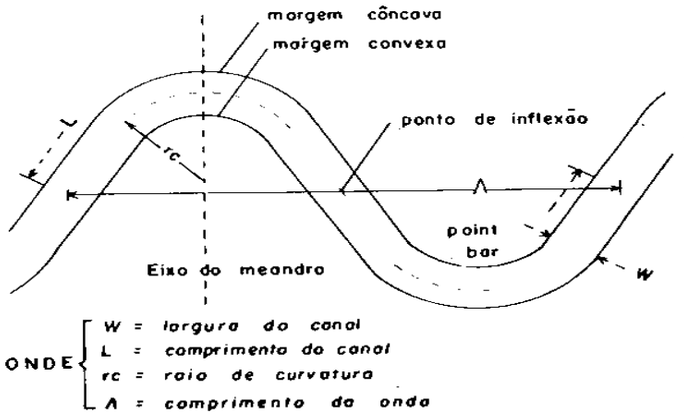


Figura 5.8 As principais características geométricas levadas em consideração na análise dos meandros são as seguintes: largura do canal (w), comprimento do canal (L), raio de curvatura (Rc) e comprimento de onda (λ)

As relações mais comuns assinaladas entre as diversas propriedades geométricas são as seguintes:

a) relação entre o comprimento de onda (Y) *e a largura do canal* (w):

$Y = 6{,}6\ w^{0{,}99}$ (Inglis, 1949)
$Y = 10{,}9\ w^{1{,}01}$ (Leopold e Wolman, 1960)
$Y = 10{,}0\ w^{1{,}025}$ (Zeller, 1967)
$Y = 10{,}0\ w$ (Dury, 1969)

b) relação entre a amplitude do meandro (Am) *e a largura do canal* (w):

$Am = 18{,}6\ w^{0{,}99}$ (Inglis, 1949)
$Am = 10{,}9\ w^{1{,}04}$ (Inglis, 1949)
$Am = 2{,}7\ w^{1{,}1}$ (Leopold e Wolman, 1960)
$Am = 4{,}5\ w^{1{,}00}$ (Zeller, 1967)

c) relação entre o comprimento de onda (Y) *e o raio de curvatura do meandro* (R):

$Y = 4{,}7\ R^{0{,}98}$ (Leopold e Wolman, 1960).

Ao estudar os aspectos morfométricos dos meandramentos do vale do rio Paraíba, na área da bacia sedimentar de Taubaté, Christofoletti e Oliveira (1974) encontraram os seguintes valores para as diversas relações:

$Y = 10{,}4\ w$
$Am = 8{,}4\ w$
$Y = 3{,}8\ R$

Uma relação importante existe entre o raio médio de curvatura (R) e a largura do canal (w), por refletir as características das condições de fluxo. Bagnold (1960) e Scheidegger (1970) observam que os valores dessa relação tendem a se situar entre 2 e 3,0. Em casos brasileiros, encontramos os seguintes valores: rio Paraíba, 2,7; rio Piracicaba, 2,6; rio Mogi-guaçu, 2,2, e rio Ribeira de Iguape, 2,9.

As tentativas em verificar as relações entre o comprimento de onda e a amplitude do meandro, ou com a largura do meandro (distância medida entre linhas tangentes às margens externas das curvas meândricas sucessivas), denunciaram correlação muito fraca. Os dados possibilitaram a Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 297) afirmar que "a amplitude das curvas meândricas é determinada mais pelas características da erosão nas margens fluviais, e por outros fatores locais, que por qualquer princípio hidrodinâmico". Embora Carlston (1965, p. 878) haja encontrado um valor representativo para a relação entre a largura do meandro e o débito médio anual ($\bar{Q}$), expresso como sendo:

$$Wm = 65{,}8\ \bar{Q}^{0{,}47}$$

os seus dados mostram dispersão muito ampla e corroboram a pressuposição levantada por Leopold e seus colaboradores.

As várias equações de regressão, descrevendo o relacionamento entre as variáveis geométricas de meandros, possuem expoentes que estão com valores próximos da unidade, mostrando que as relações entre elas podem ser consideradas como lineares.

Preocupação constante é a de verificar as relações entre a geometria dos meandros e as características do débito fluvial. Através do artigo *Limiting width of meander belts*, Jefferson (1902) tornou-se o primeiro pesquisador a estabelecer relacionamento entre as dimensões de meandros e o débito, levando em conta a largura do meandro, o comprimento de onda e a largura do canal. Posteriormente, nesse setor, contribuições importantes foram elaboradas por Inglis (1941; 1949), Leopold e Wolman (1957), Dury (1965), Carlston (1965) e por Ackers e Charlton (1970). Empiricamente, as características geométricas são relacionadas com a raiz quadrada dos débitos efetivos ou dominantes. Leopold e Wolman (1957) e Dury (1965) consideram o estágio de margens plenas como o débito mais significativo para a esculturação da forma do canal, sendo que o comprimento de onda (Y) corresponde a

$$Y = 30\ Q^{0{,}5} \qquad \text{(débito em pés cúbicos)}.$$

Em seu trabalho, em 1949, Inglis considerou como débito dominante aquele que corresponde a 60% do débito máximo. Com base neste critério estabeleceu que o comprimento de onda (Y) e a largura do canal (w) possuíam as seguintes relações com o débito (Q):

$$Y = 36\ Q^{0{,}5};$$
$$w = 4{,}88\ Q^{0{,}5}.$$

Carlston (1965), ao rever muitos dos dados anteriormente obtidos em rios dos Estados Unidos, procurou relacionar o comprimento de onda e a largura do canal com três tipos de débitos: débito médio anual ($\bar{Q}$, com período de recorrência de 2,33 anos), débito de margens plenas (Qb, com período de recorrência de 1,58 anos) e débito médio do mês de maior descarga (Qmm).

Seu resultado mostrou que a melhor correlação se estabelecia com o débito médio anual, seguido pelo débito médio do mês de maior descarga, e sendo fraca a correlação obtida para o débito de margens plenas. As equações descritivas são as seguintes, para o comprimento de onda (Y) e largura do canal (w), considerando Q em m^3/s:

$$Y = 168\ \bar{Q}^{0{,}46} \qquad \text{(Carlston, 1965, p. 875)}$$
$$Y = 22{,}6\ Qb^{0{,}62} \qquad \text{(Carlston, 1965, p. 877)}$$
$$Y = 126\ \bar{Q}mm^{0{,}46} \qquad \text{(Carlston, 1965, p. 878)}$$
$$w = 10{,}5\ \bar{Q}^{0{,}46} \qquad \text{(Carlston, 1965, p. 879)}$$

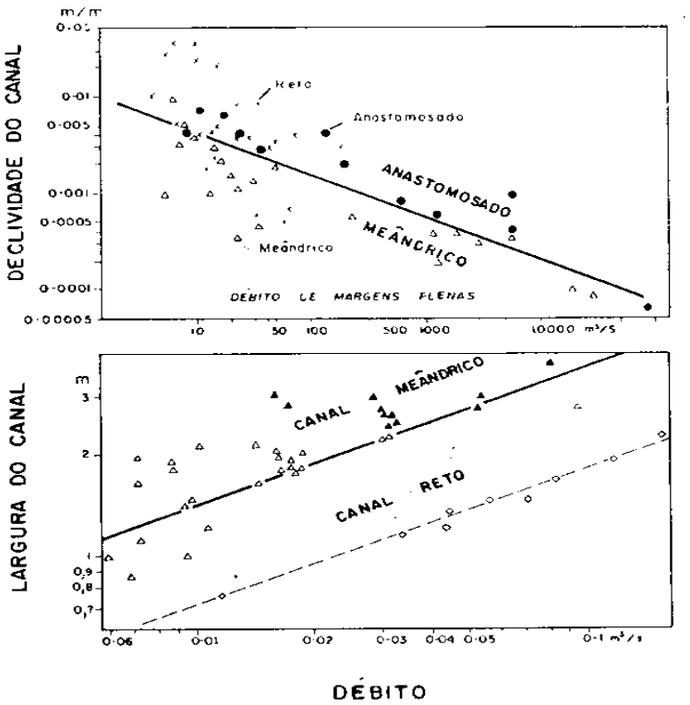


Figura 5.9 Modelos para distinguir padrões de canais. A relação entre a declividade (S) e o débito de margens plenas (Qb), na fórmula $S = 0{,}013\ Q^{-0{,}44}$, foi sugerida por Leopold e Wolman (1957) para distinguir canais anastomosados (acima da linha) dos meândricos (abaixo da linha). As relações entre largura do canal (w) e débito (Q) foram assinaladas por Ackers e Charlton (1970), como sendo igual a $w = 7{,}2\ Q^{0{,}42}$, para canais meândricos, e $w = 3{,}6\ Q^{0{,}42}$, para canais retos. Essas relações mostram que a largura dos canais meândricos é duas vezes maior que a dos canais retos, para mesma grandeza de débito

As experiências desenvolvidas no Centro de Pesquisas Hidráulicas, em Wallingford (Inglaterra), mostraram que a relação entre o comprimento de onda e o débito, conservado constante e estabilizado, pode ser descrita como sendo igual a

$$Y = 38{,}0\, Q^{0{,}467}.$$

Na literatura geomorfológica, tanto nos trabalhos de campo como nos de laboratório, há variabilidade no conceito e no critério de considerar qual o "débito dominante" e significativo para a ação morfogenética. Ackers e Charlton (1970, p. 235), procurando apresentar uma solução objetiva, definiram o débito dominante como sendo o "fluxo estabilizado que produziria o comprimento do meandro, tanto no campo como em experiências similares". As experiências desses dois autores demonstraram que o débito de margens plenas apresentou melhor correlação que as demais categorias de fluxo (débito médio, débito médio do mês de maior descarga e cheia média anual), surgindo como o responsável pela geometria do canal meândrico. É neste estágio que as margens sofrem efetiva ação morfogenética, embora o corte de pedúnculos de meandros, dando origem aos meandros abandonados, possa ocorrer quando fluxos de maior grandeza extravasam do canal, inundando a planície de inundação, e correndo sem as restrições impostas pelo canal.

A dependência entre a geometria do meandro e a magnitude do débito pode ser considerada como fato reconhecido, embora haja necessidade de maiores informações para melhor precisar a resposta para a seguinte indagação: "Qual débito, entre as magnitudes de fluxo, é responsável pela geometria do canal?". No momento, a resposta mais viável recai na categoria dos débitos de margens plenas.

Outras relações podem ser supostas entre os meandramentos e alguns dos aspectos da geomorfologia fluvial. Por exemplo, observa-se uma relação entre o comprimento de onda do meandro (Y) e a área da bacia de drenagem (A), expressa pela equação seguinte, na qual a e b são constantes:

$$Y = aA^b.$$

Considerando as relações entre a geometria dos meandros e o débito fluvial, assim como com a área da bacia de drenagem, as mensurações sobre meandros de várias gerações podem fornecer preciosos subsídios para o estudo das oscilações paleoclimáticas do Quaternário.

Os valores pertencentes a cada propriedade geométrica compõem populações, que apresentam comportamento diferente para a análise do tipo de distribuição populacional. Ao considerar dados sobre o comprimento de onda, largura do canal, amplitude dos meandros e raio de curvatura, Christofoletti e Oliveira (1976a) observaram que o comprimento de onda é a categoria que apresenta tendência para se comportar como população lognormal.

Outra preocupação desses autores foi a de verificar a distribuição dos valores das propriedades geométricas ao longo do mesmo curso de água. Considerando os valores obtidos, verificou-se que em cada classe a freqüência

permanece relativamente homogênea. Essa verificação propiciou oportunidade para propor índice relacionado com a *densidade de meandramento*, expresso como sendo

$$D_m = \frac{n}{c_f},$$

onde

D_m é a densidade de meandramento;
n é o número de meandros no trecho considerado, e
c_f é o comprimento da faixa meândrica no trecho considerado.

A significância deste índice está em ratificar a pressuposição de que, em geral, em direção de jusante há aumento do débito e também dos valores das propriedades geométricas. Se tomarmos como critério um determinado comprimento do trecho fluvial, o número de meandros será gradativamente menor e os valores da densidade diminuirão progressivamente ao longo do mesmo curso de água. Os dados sobre o rio Paraíba confirmam essa hipótese, pois os trechos ao longo da bacia sedimentar de Taubaté possuem índices de 0,71, 0,45 e 0,36 (Christofoletti e Oliveira, 1975).

5.4.2 Fluxo nos meandros

As condições de fluxo em canais sinuosos foram objeto de investigações numerosas, tanto em cursos de águas naturais como em experiências de laboratório.

Um quadro genérico do padrão de fluxo em meandros está delineado na Fig. 5.10. A distribuição das velocidades nos vários trechos do canal mostra os aspectos principais. A velocidade da água superficial é maior que a da água em profundidade, e a aceleração centrífuga tem maior influência na água de superfície. Esta discrepância está na origem do fluxo helicoidal. Observa-se, nas curvaturas, a presença da componente jusante da velocidade e da fraca componente lateral, que carrega águas superficiais para a margem côncava e águas próximas do fundo para a margem convexa. A velocidade da componente lateral situa-se entre 10 a 20% da velocidade de jusante. Comparando-se o perfil do nível da água, verifica-se que se torna mais elevado, próximo das margens côncavas, fato implicado pela distribuição das velocidades. Essa elevação é descrita por Leliavsky (1966, p. 124) como sendo proporcional a

$$\frac{v^2 w}{g r_m},$$

onde

v é a velocidade da água;
w é a largura do canal;
g é a aceleração devida a gravidade; e
r_m é o raio médio de curvatura.

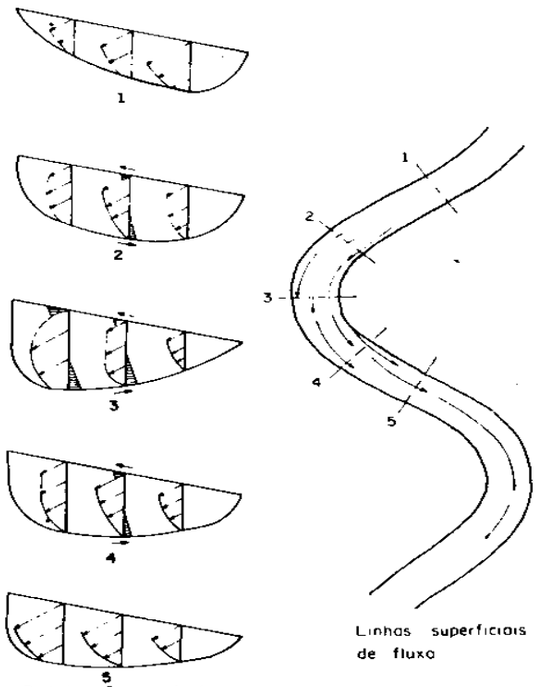


Figura 5.10 Esquema geral da distribuição das velocidades no fluxo em meandros (segundo Leopold, Wolman e Miller, 1964)

A Fig. 5.10 também assinala que a linha principal de velocidade máxima tende a se situar próxima da margem côncava, e as investigações mostram a presença de uma área de velocidade máxima localizada logo a jusante do eixo da curva. No sentido vertical, o valor mais alto da velocidade é encontrado um pouco abaixo da superfície.

No estudo sobre as características do fluxo, ganha significado a relação proposta entre o raio de curvatura e a largura do canal. Os estudos de Bagnold (1960) sugerem que os valores próximos a 2,0 indicam que a curvatura oferece a resistência mínima ao fluxo. O referido autor assinala que (vide Fig. 5.11):

a) quando a relação é maior que 3,0, as curvas são suaves e amplas, não havendo assimetria apreciável na velocidade entre os filamentos de água ao longo do perfil transversal;

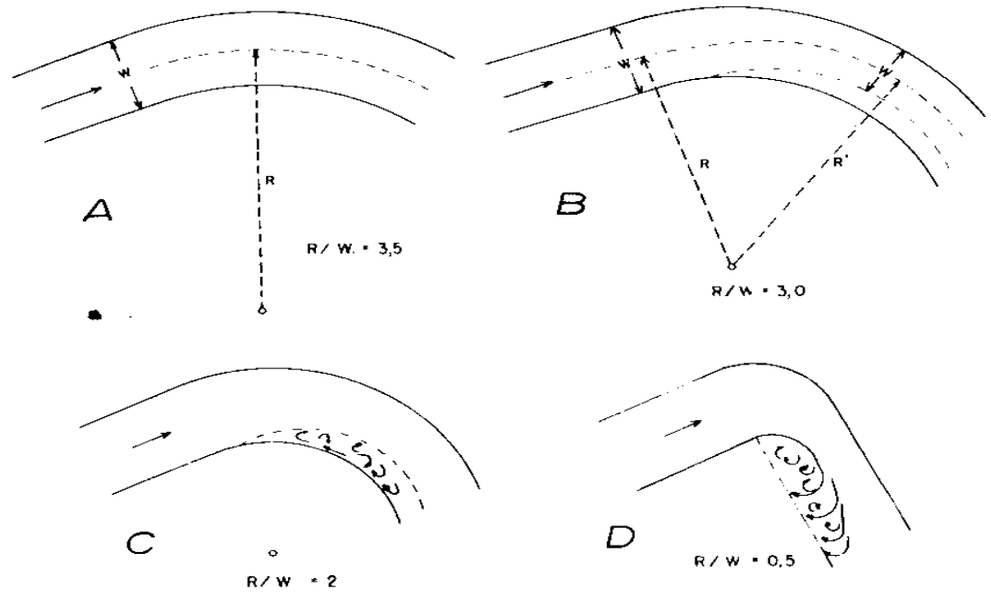


Figura 5.11 Relação diagramática entre o raio de curvatura (R) e a largura do canal (w), mostrando o comportamento do fluxo (segundo Bagnold, 1960):
A – curva sem assimetria apreciável do fluxo
B – assimetria do fluxo cria uma zona relativamente estagnante, mas estável, e diminuição no valor efetivo de R/w
C – ocorrência de ruptura no fluxo, no qual a zona estagnante se torna instável e dissipa energia em correntes secundárias para montante
D – quando a mudança na direção do canal forma ângulo reto, a zona instável é grande e muito pronunciada

b) quando a relação está entre 2,0 e 3,0 nota-se aceleração radial sobre a margem externa, que sofre aumento da pressão do fluido e maior velocidade do filamento. Na margem interna, há déficit da pressão correspondente e menor velocidade das águas;

c) quando a relação é menor que 2,0, há aumento da pressão exercida na margem externa. Observa-se também ruptura no fluxo, surgindo zona estagnante ao longo da margem interna, que se torna instável, e onde há dissipação da energia pelas correntes secundárias de retorno. Se o valor for muito baixo, como nos casos de cotovelos, com ângulos aproximadamente retos, a zona instável será maior e muito pronunciada.

Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 299) mostram que nos pontos de inflexão a forma da seção transversal não é perfeitamente simétrica, mas há ligeira depressão no lado da margem que foi côncava na curvatura imediatamente a montante. Logo após o ponto de inflexão, a seção transversal torna-se simétrica embora ainda haja a presença de componente transversal do fluxo.

Por esse motivo, a velocidade no setor do ponto de inflexão não é simetricamente distribuída. Em geral, a velocidade alta que atuou na margem côncava da curvatura ainda se encontra presente, refletindo na distribuição. As velocidades mais altas em qualquer ponto tendem a se localizar próximas da margem côncava, logo após o eixo da curvatura. Os filamentos individuais de água sofrem aceleração e desaceleração ao longo da linha de fluxo, indicando que a velocidade máxima nem sempre está associada com as mesmas parcelas de água.

Dois tipos de movimentos celulares podem ser distinguidos no fluxo secundário em rios meândricos: nas curvas há movimento celular único enquanto nos pontos de inflexão há padrão multicelular. Por causa da curvatura, as linhas de fluxo não são congruentes, possibilitando que a deposição dos bancos marginais (*point-bars*) ocorra a jusante do eixo da curva meândrica. Como o setor de solapamento das margens e a área de deposição dos bancos marginais estão concentrados imediatamente a jusante do eixo da curva meândrica, há tendência destas em se movimentarem e migrarem em direção de jusante. Em virtude do fluxo celular, nas curvas surgem seções profundas enquanto nos setores intermediários o movimento multicelular secundário cria condições para o surgimento de bancos detríticos centrais.

Outra conseqüência relacionada com a distribuição desigual das velocidades relaciona-se com a erosão e deposição ao longo dos diferentes trechos de um rio. A velocidade maior sobre a margem côncava acentua a erosão, através do solapamento. O material detrítico é carregado pela componente transversal do fluxo e transportado para o meio do canal. As experiências realizadas por Friedkin (1945) demonstraram que "as areias verdes retiradas de margens côncavas foram carregadas e depositadas no banco convexo imediatamente a jusante, no mesmo lado do rio, e as areias vermelhas das margens côncavas posteriormente atravessadas foram carregadas e depositadas no banco detrítico da margem convexa imediatamente a jusante. Somente pequena quantidade de areia conseguiu atravessar o canal e se depositar em bancos situados nas margens opostas àquelas em que foram erodidas".

Essa experiência demonstra que os materiais erodidos em uma margem não atravessam o canal, sendo depositados ao longo da mesma margem. Essa afirmação só é válida para o material da carga detrítica do leito, porque o material detrítico em suspensão pode ser espalhado por toda a seção e ser depositado em lugares os mais diversos.

5.4.3 Análise e evolução de curvas meândricas

A análise e a evolução de curvas meândricas são assuntos que não receberam ampla contribuição por parte de geomorfólogos. A evolução hipotética dos meandros foi descrita e ilustrada, de modo geral, por W. M. Davis (1902) e por Lobeck (1939; vide Fig. 5.12). As observações desses autores consideradas satisfatórias foram comumente aceitas. A revisão elaborada por Leopold,

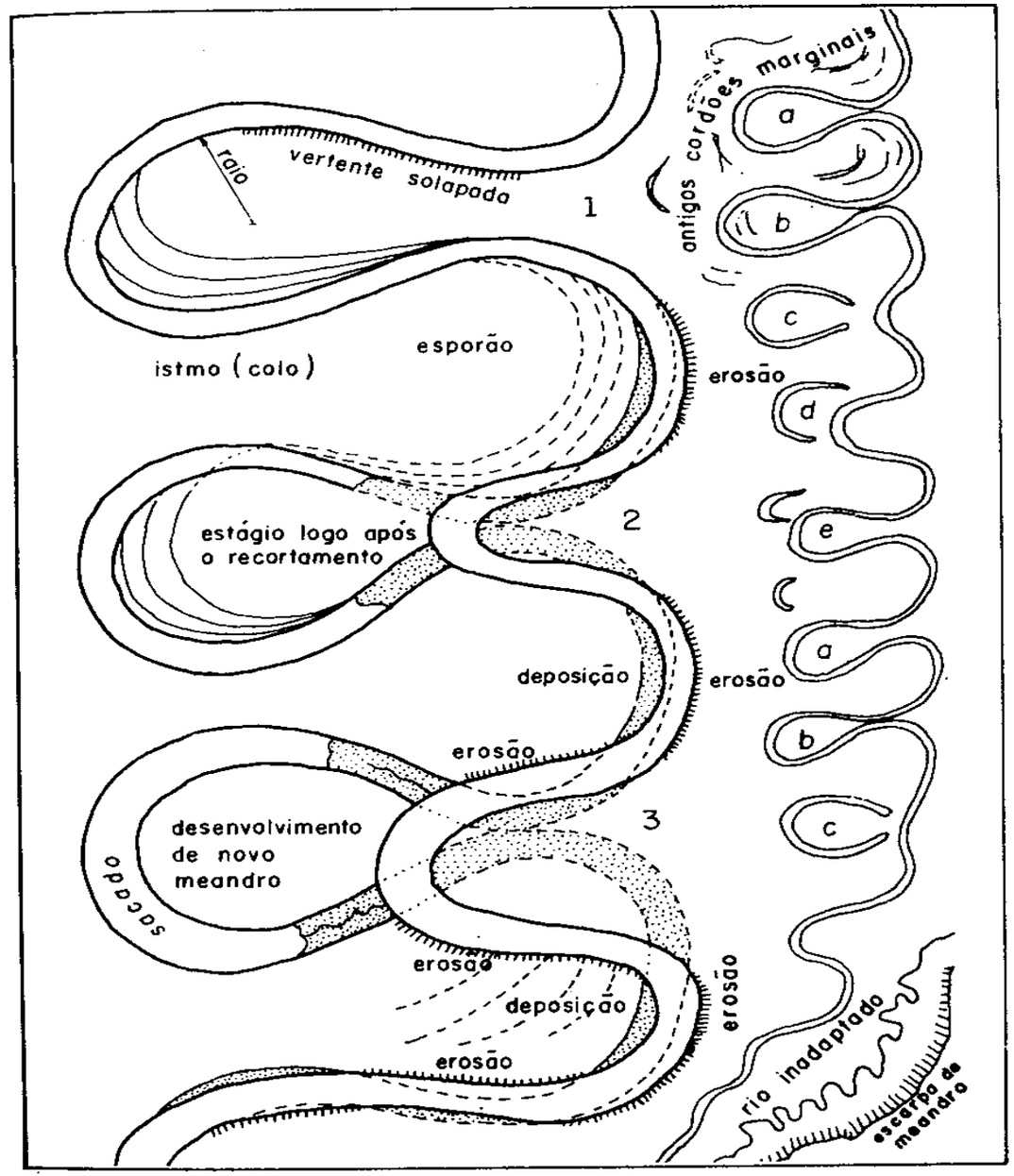


Figura 5.12 Estágios na formação de cortes em pedúnculos e no desenvolvimento de novos meandros (segundo Lobeck, 1939)

Wolman e Miller (1964) mostrou preocupação orientada principalmente para a mecânica do meandramento, em vez de abordar as características e o desenvolvimento evolutivo de formas meândricas.

Um procedimento para a análise das curvaturas meândricas foi proposto por Langbein e Leopold (1966). Em todos os meandros pode-se estabelecer uma direção média para jusante, traçada em linha reta, que surge como referência. A curva meândrica pode ser subdividida em diversos segmentos, de igual distância, e cada segmento possui uma direção, que é igual ou diferente da linha tomada como referência. Os desvios angulares de cada segmento do canal em relação com a direção média para jusante são assinalados em gráfico, levando-se em conta a distância percorrida a partir do ponto de inflexão ou de qualquer outro ponto arbitrariamente escolhido (Fig. 5.13). A soma de todos os desvios angulares é, portanto, igual a zero. Por esse motivo, soma-se o quadrado de todos os desvios angulares. Quando a somatória desses valores for a menor, se obterá a

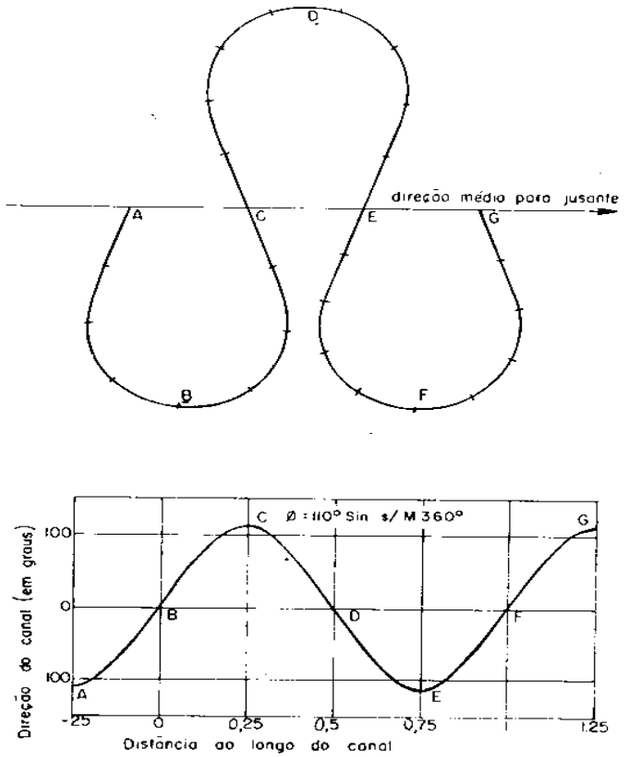


Figura 5.13 Curva gerada sinusoidalmente e representação gráfica do ângulo de direção de diversos trechos como função da distância ao longo do canal (segundo Langbein e Leopold, 1966)

condição provável na qual a variância é mínima. Confrontando esse procedimento para quatro curvas teóricas (parábola, sinusóide, círculo e a "gerada como sinusóide"), os dois autores concluíram que a curva "gerada como sinusóide" é a que apresenta a variância mínima.

Por outro lado, como o meandro corresponde à trajetória fluvial mais provável entre dois pontos, Langbein e Leopold (1966) assinalaram que a geometria planimétrica de um meandro é a de um caminhar aleatório, cuja forma mais freqüente é a que minimiza a soma dos quadrados dos desvios angulares, nas sucessivas unidades de comprimento. As mudanças nos ângulos direcionais são funções sinusoidais da distância do canal. Embora não seja sinusóide, o meandro pode ser referenciado como "curva gerada como sinusóide" (*sine-generated curve*), e a equação que a define é expressa da seguinte maneira:

$$\phi = \omega \text{ seno } \frac{s}{M} 2\pi$$

na qual

ϕ é o ângulo de desvio de uma tangente no final do segmento, na distância s, em relação com a direção média para jusante;
ω é o ângulo máximo de desvio que a curva faz em sua trajetória, em relação à direção média para jusante;
s é o segmento da trajetória, assinalando a distância da curva meândrica desde o ponto inicial;
M é a distância total da curva meândrica, medida no trecho correspondente a um comprimento de onda.

Através do uso desta equação pode-se gerar formas meândricas típicas. A Fig. 5.14 mostra as curvas correspondentes aos valores de ω iguais a 40°, 90° e 110°. O valor máximo possível para ω é igual a 2,2 radianos, ou seja, 125°, quando os dois braços da curva se intersectam.

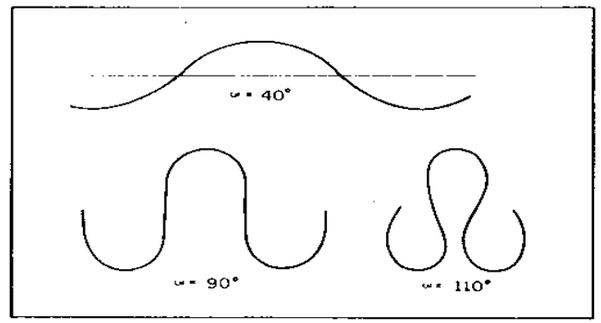


Figura 5.14 Exemplos de trajetórias geradas em função de determinado comprimento entre dois pontos, conforme o processo de caminhar aleatório (segundo von Schelling, apud Scheidegger, 1967)

Outro procedimento alternativo, utilizando o arco de círculo como forma para descrever meandros, foi apresentado por Chitale (1970). Ajustando os centros de curvas circulares de raio R, em distâncias (d) variadas, obtém-se canais meândricos com índices de sinuosidade que oscilam de 1 a 5,5 (Fig. 5.15). O índice de sinuosidade 1,0 indica um canal reto, enquanto o valor de 5,5 surge como sendo o limite máximo, no qual duas curvas consecutivas se interceptam.

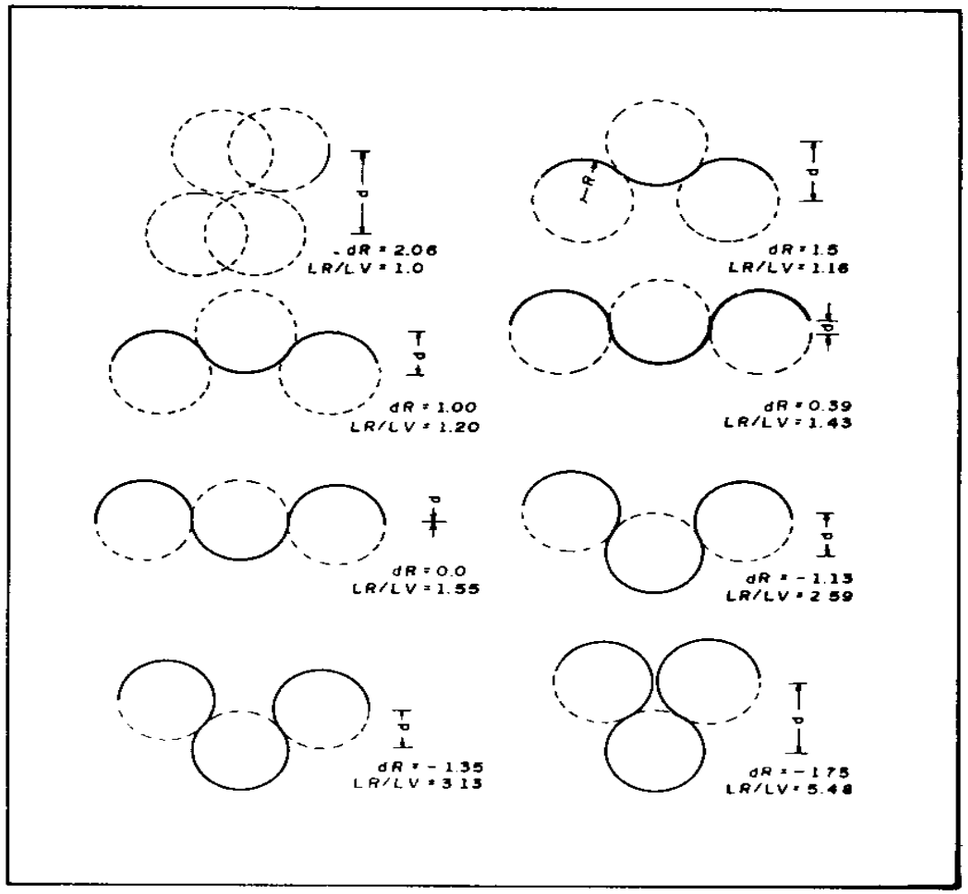


Figura 5.15 Curvas regulares desenvolvidas pela utilização de arcos circulares (segundo Chitale, 1970), nas quais:
d é a distância vertical entre centros de círculos sucessivos
R é o raio do círculo
LR é o comprimento ao longo do canal
LV é o comprimento da linha reta ao longo do vale

A ajustagem de arcos de círculos às formas meândricas foi utilizada por outros pesquisadores, e Langbein e Leopold (1966, p. 4) anotam que o raio de curvatura é aproximadamente constante em dois trechos da curva meândrica, recobrindo plenamente pelo menos um terço do comprimento de cada curva. Aplicando o critério de arcos de círculos, Brice (1974) estabeleceu a seguinte classificação de curvas meândricas (Fig. 5.16):

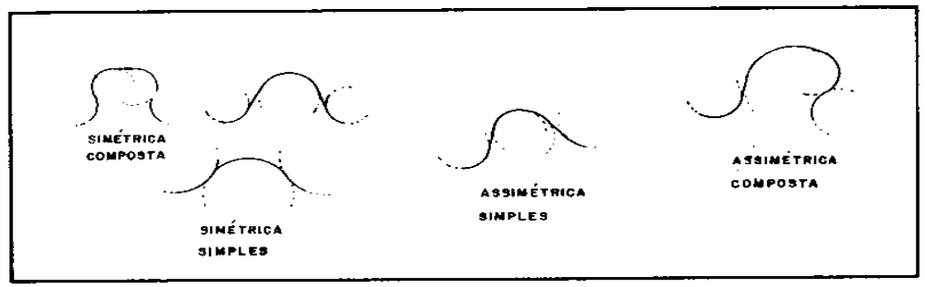


Figura 5.16 Classificação dos tipos de curvas meândricas, proposta por Brice (1973; 1974)

a) *curvas simples simétricas*: possui somente um segmento de curvatura constante. A curva simples é definida como um arco cujo comprimento (medido ao longo da corda traçada entre pontos de tangência com arcos adjacentes) excede seu raio, mas que não chega a ultrapassar sete vezes a sua altura. A altura (ou amplitude) é medida ao longo de uma perpendicular que vai do ápex do arco ao ponto médio da corda. A curvatura de uma curva simples possui ângulo central que ultrapassa a 60° ou aproximadamente um radiano (57,3°). À medida que se processa a evolução, as curvas simples tendem a aumentar sua altura e diminuir o raio. Os braços de curvas opostas tendem a se afastar da tangência antes que a outra curva atinja ângulo central de 180° e se torne conectada por segmentos aproximadamente retos. O alongamento de curvas simples, medida pelo decréscimo nos valores da relação comprimento/altura, não continua indefinidamente. O valor máximo da relação é aproximadamente 7, mas o valor médio se aproxima de 2,2. As curvas com valores inferiores a 1,0 são nitidamente alongadas.

b) *curvas simples assimétricas*: possuem dois segmentos de curvatura constante, mas o comprimento da corda de um deles é menor que o seu raio. A assimetria de curvas meândricas simples é causada pelo desenvolvimento de um segundo arco, tangente ao primeiro e encurvado para o mesmo lado do canal;

c) *curvas compostas*: incluem duas ou mais curvas simples, cuja curvatura geralmente está orientada (mas não necessariamente) para o mesmo lado do rio, podendo ser tangente ou conectada por linhas aproximadamente retas. Normalmente, evoluem pela união de curvas simples, podendo ser classificadas em simétricas e assimétricas. Cada categoria é ampla e abrange variedade de formas.

As planícies de inundação estão intimamente relacionadas com o estabelecimento de meandros. Nessas planícies, os meandros, refletindo o débito fluvial e o ajustamento entre as variáveis hidráulicas, apresentam características geométricas independentes da grandeza e do traçado do vale no qual estão instalados. Pelo fato de se localizarem em superfície aberta e livre, os meandros deslocam-se constantemente pelas laterais e para jusante, sendo designados de *meandros divagantes* (ou livres, ou aluviais, ou de planície aluvial). Em virtude dessa migração, desde há muito tornou-se conhecido o fato de que as planícies de inundação exibem superfície composta por vestígios de formas meândricas, tais como meandros abandonados, bancos detríticos, diques marginais e outras. A área ocupada pelas formas meândricas atuais e antigas pode abranger, muitas vezes, toda a largura e extensão da planície.

Costuma-se considerar que a migração dos canais meândricos na planície de inundação é rápida. As pesquisas realizadas no rio Mississipi, a jusante da cidade do Cairo, assinalam grandes alterações nos dois últimos séculos; da mesma forma, a planície de inundação do baixo rio Missouri mostra evidências de deslocamentos rápidos e calcula-se que um terço da planície foi retrabalhada entre 1879 e 1954 (Schmuddle, 1963). Baseando-se nas relações entre os sítios arqueológicos e os antigos canais do rio Ucaiali, na região oriental do Peru, Lathrap (1968) sugeriu que a duração média dos colos de meandros, até que sejam cortados pelo desenvolvimento do rio, é de 500 anos. Em seu trabalho sobre a evolução de curvas meândricas, Brice (1974) assinala exemplos de curvas simples simétricas que deslocaram lateralmente cerca de 140 metros, entre 1937 e 1968. A descrição da dinâmica do rio Purus, na Amazônia Ocidental, mostrou exemplos de cortes em pedúnculos de meandros em 65 anos. Todavia em muitos canais meândricos o desenvolvimento não é tão rápido e o curso de água surge com maior estabilidade do canal.

Na evolução dos meandros, normalmente são lembrados a migração, o aumento da amplitude e o estrangulamento dos pedúnculos. Entretanto, muitas pesquisas foram sendo desenvolvidas e forneceram informações mais detalhadas sobre o desenvolvimento de curvas meândricas, cada uma adicionando nova faceta ao conhecimento. Ao estudar os meandramentos de rios localizados em Indiana, Estados Unidos, Daniel (1971) concluiu que o processo de movimento dos canais em um sistema meândrico envolve rotação e translação das curvas e alongamento da trajetória.

O mecanismo geral do movimento de uma curva meândrica pode ser esquematizada, segundo Daniel (1971, p. 3), através da representação da trajetória em dois momentos do tempo, utilizando os conceitos da "curva gerada como sinusóide" e do sistema dinâmico (Fig. 5.17).

No tempo t_1 a curva meândrica é definida pelo ω_1 e pelo comprimento M_1. Dessa maneira, podemos determinar o posicionamento dos desvios máximos do canal, em relação à direção média para jusante, nos pontos $1/4\,M_1$ e $3/4\,M_2$. A direção média para jusante é a linha conectando esses pontos. Pode-se construir eixos de referência em relação a essa linha, a que a acompanha sendo designada

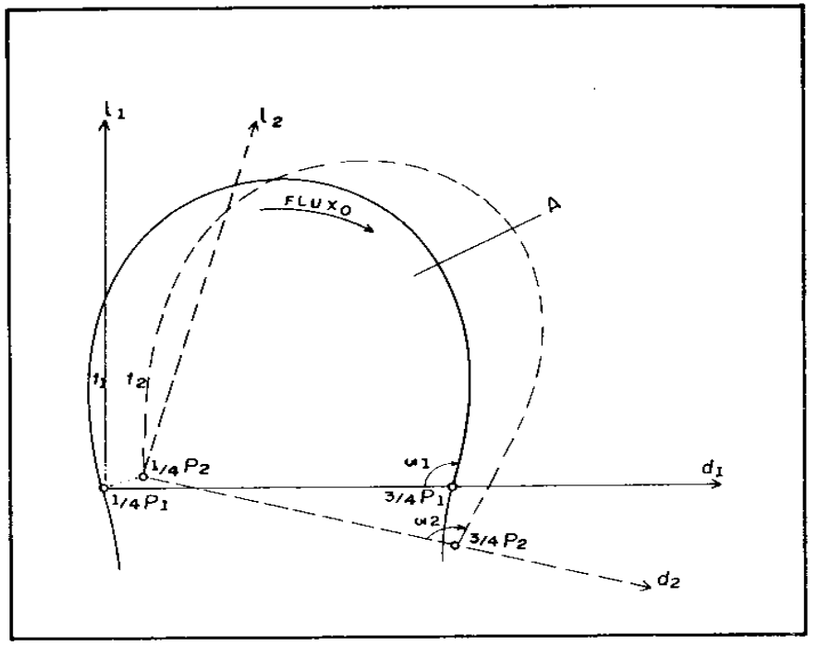


Figura 5.17 Mecanismo geral do desenvolvimento de curvas meândricas, conforme a proposição feita por Daniel (1971). Os detalhes explicativos encontram-se no texto

d_1 e a perpendicular a ela designada l_1, ambas com origem no ponto $1/4\,M_1$. No tempo t_2 são realizadas as mesmas operações, resultando nos eixos de coordenadas d_2 e l_2 e nos pontos $1/4\,M_2$ e $3/4\,M_2$. Comparando ambas as curvas, pode-se definir o movimento de um meandro através de medidas sobre o comprimento e direção da linha do ponto $1/4\,M_1$ ao ponto $1/4\,M_2$, a rotação dos eixos e a mudança de ω e do comprimento M.

Três processos estão envolvidos nesse mecanismo, rotação, translação e alongamento da trajetória, e permitem estabelecer cinco classes de movimentos. Uma classe está representada na Fig. 5.17 enquanto as quatro outras estão na Fig. 5.18. Na Fig. 5.18A, os pontos a_1 e a'_2 são fixos, consubstanciando exemplos observados quando vegetação densa ou "bolsões argilosos" restringem o movimento das margens nos referidos pontos. Nesta situação, a erosão simplesmente resulta em aumento do comprimento da trajetória. Na Fig. 5.18B, o ponto a'_1 encontra-se fixo enquanto o ponto a_1 não está; na Fig. 5.18C, o inverso ocorre. Em ambas as situações, os dois mecanismos, mudança da direção para jusante (rotação) e aumento do comprimento, são praticamente iguais em seus efeitos. A Fig. 5.18D mostra uma curva cuja situação está muito próxima do equilíbrio dinâmico em meio uniformemente erodível.

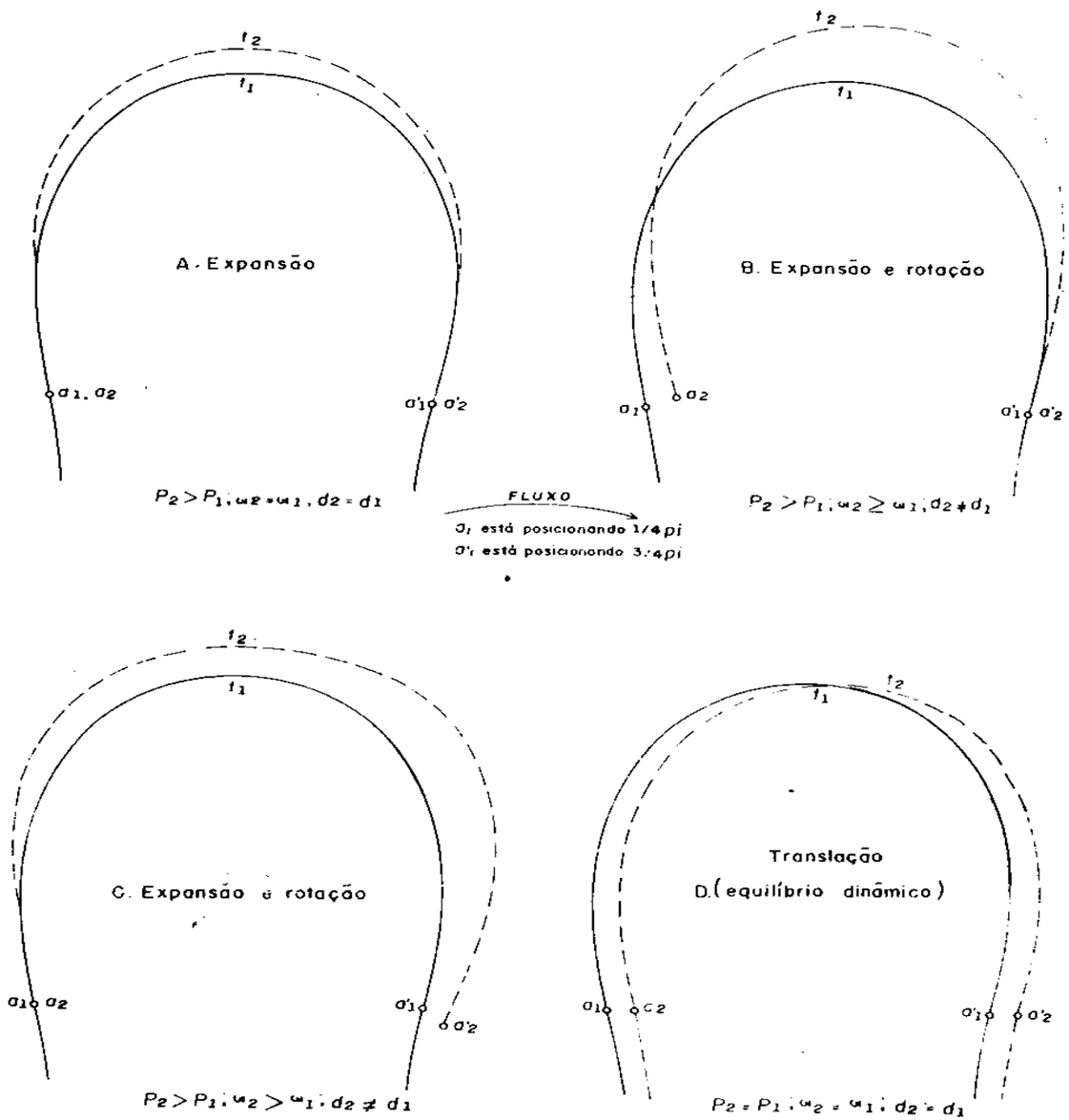


Figura 5.18 Evolução de curvas meândricas pelos processos de expansão, rotação e translação, conservando pontos terminais estacionários ou em movimento (segundo Daniel, 1971)

Na migração meândrica há deposição de sucessivos bancos marginais na parte convexa. Cada banco marginal é assinalado por uma crista e possui lineamento arqueado. Traçando linha ortogonal aos sucessivos bancos marginais arqueados, estabelece-se a trajetória seguida pelo deslocamento meândrico, que representa o *eixo erosivo* do movimento migratório. Com base nessas linhas ortogonais, Hickin (1974) apresentou esquema geral sobre o desenvolvimento de meandros, a partir de pesquisas desenvolvidas na Columbia Britânica (Hickin, 1974; Hickin e Nanson, 1975). Suas observações denunciam que os valores da relação raio médio de curvatura (Rm) e largura do canal (w) constituem parâmetro muito significativo no controle da migração das curvas meândricas, em virtude das características assumidas pelo fluxo, cuja resistência mínima é encontrada quando os valores da relação Rm/w são próximos de 2,0, aperfeiçoando e corroborando os trabalhos desenvolvidos por Leopold e Wolman (1960) e por Bagnold (1960). De início, há aumento do raio de curvatura e predomina a migração lateral; quando são alcançados os valores próximos da resistência mínima, há passagem para o predomínio da migração para jusante.

Utilizando-se desses critérios, Hickin (1974, p. 431) distinguiu os seguintes tipos mais comuns de evolução meândrica (Fig. 5.19):

a) *tipo A*: apresentam curva meândrica única, na qual o eixo de simetria encurva-se em direção de jusante. Distingue-se dois modos principais de formação. No primeiro, a curva forma-se pela erosão que se expande radialmente a partir de dois pontos de inflexão fixos, e os braços das cristas na superfície da planície de inundação são subparalelos ao canal existente (caso A_1, Fig. 5.19). O segundo modo envolve modificação subseqüente de uma curva preexistente através da erosão, pois o braço da curva situado a jusante migra em direção de montante, destruindo parte da superfície original da planície de inundação (caso A_2, Fig. 5.19). O segundo modo é muito mais raro que o primeiro;

b) *tipo B*: representa um desenvolvimento da forma meândrica tipo A, e dois modos principais de formação podem originá-lo. O primeiro, mais comum, ocorre quando a margem do canal atinge a curvatura crítica e há o desenvolvimento de um lóbulo de deposição no braço de jusante, aumentando o raio de curvatura (caso B_1). A presença deste eixo erosivo secundário normalmente é indicada por mudança abrupta na direção das linhas ortogonais; todavia, o sistema de cristas permanece concordante. No segundo modo, o braço de jusante do canal continua a erosão lateral na planície de erosão preexistente, até que seja atingida a curvatura crítica. Um eixo erosivo secundário desenvolve-se para aumentar o raio de curvatura e origina, então, o padrão de canais recurvados. Este modo de formação usualmente é reconhecido pelo sistema de cristas da planície de inundação tipicamente discordante e pelo sistema concordante de cristas no lóbulo de penetração de jusante (caso B_2);

c) *tipo C*: o tipo C também representa um desenvolvimento da padronagem tipo A. O caso C_1 mostra o desenvolvimento de um lóbulo deposicional no braço de montante da curva original, e o eixo erosivo secundário constitui resposta às condições de curvatura crítica no primeiro eixo erosivo. O mesmo

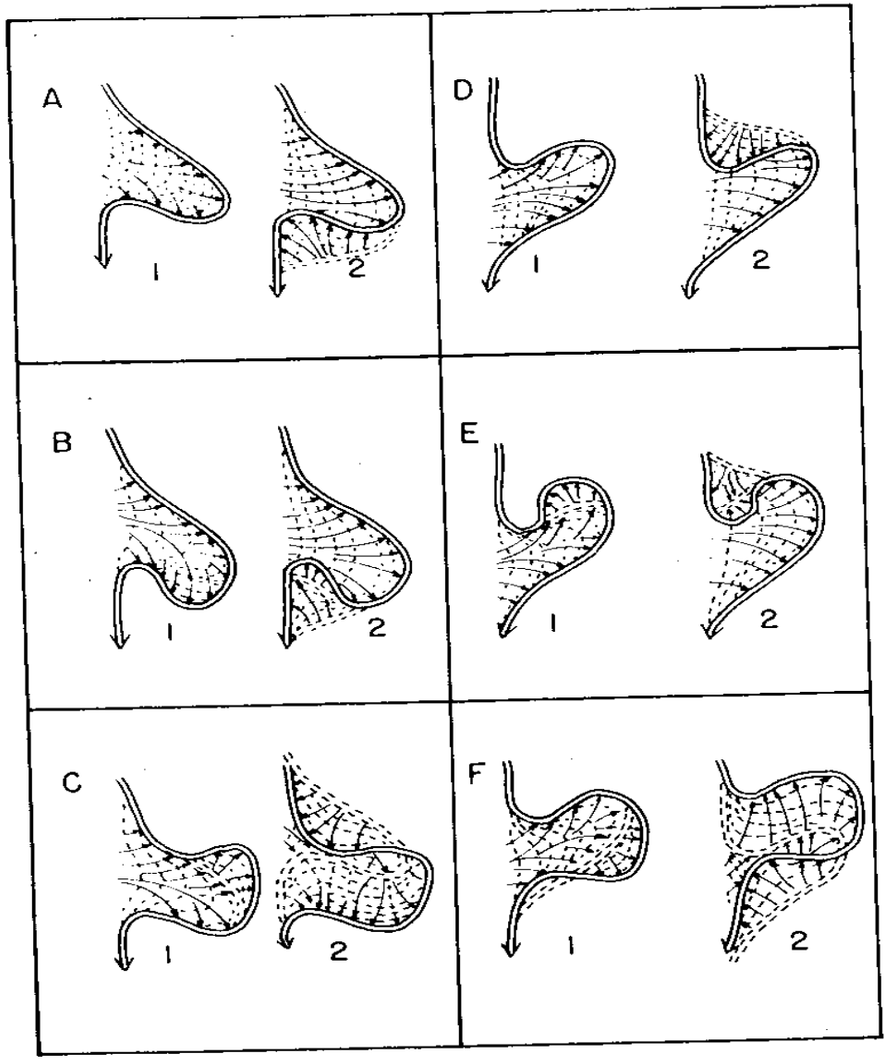


Figura 5.19 Tipos e desenvolvimento de meandros, conforme as pesquisas desenvolvidas por Hickin (1974). Os detalhes encontram-se no texto

tipo de padronagem resulta de maneira mais comum pelas diferentes intensidades na migração para jusante, que se verifica nas curvas do tipo A (caso C_2). A migração para jusante do braço de montante da curva inicialmente se faz em intensidade maior que o desenvolvimento do braço de jusante, resultando

em redução da curvatura do canal para as condições críticas. A resposta do canal surge pelo aumento da taxa migratória para jusante, pelo braço de jusante, provocando diminuição do raio de curvatura. Se o braço de montante apresenta movimento migratório mais rápido que o braço de jusante, podem surgir os típicos "pescoços de ganso" e ocorrer cortes dos pedúnculos nos meandros.

Os tipos D, E e F são as contrapartidas dos tipos A, B e C, orientados para montante. As origens e modos de formação são idênticos, mas o primeiro modo de formação é predominante no tipo F, enquanto o segundo é mais comum nas categorias D e E.

A migração meândrica pode ir destruindo traços anteriores da planície de inundação, representativos de precedentes estágios evolutivos. Nessas condições, a interpretação da seqüência histórica torna-se muito difícil, quase impossível. Todavia, elucidar a história evolutiva dos canais é tarefa pertinente e importante. Em qualquer reconstrução da evolução meândrica em planícies de inundação, quatro princípios gerais devem ser considerados (Hickin, 1974, pp. 433-436).

a) durante os estágios iniciais de desenvolvimento meândrico, os pontos de inflexão do canal estão relativamente fixos, e a migração lateral das curvas invariavelmente resulta em redução do raio de curvatura do canal ao longo do eixo erosivo principal;

b) quando a relação Rm/w se aproximar do valor 2,0, a taxa de migração lateral no meandro será reduzida ao mínimo, naquele segmento do canal. Nos demais trechos do canal, as taxas diferenciais de migração do canal atuarão no sentido de aumentar o raio de curvatura no segmento em questão,

c) os raios de curvatura de curvas meândricas adjacentes tendem a ser inversamente relacionados, isto é, o aumento no raio de curvatura de determinado meandro sempre resulta no decréscimo no raio da curva adjacente. Conseqüentemente, a taxa e a direção da erosão lateral em determinado trecho do canal não são independentes da atividade erosiva em curvas adjacentes;

d) embora seja geralmente aceita a afirmação de que a taxa máxima de erosão na margem côncava ocorra logo após o eixo de simetria de um banco marginal (*point-bar*), deve-se reconhecer também que, em muitos casos, um canal responderá às condições de curvatura crítica erodindo as margens côncavas em trechos do braço de montante da curva meândrica.

Deve-se lembrar que alguns fatores foram aventados para explicar a mobilidade do canal meândrico. A forma do canal, expressa pela relação largura/profundidade, parece possuir importância no movimento migratório dos meandros. Quando essa relação é pequena, a movimentação dos canais é rápida, e há maior estabilidade quando de valores elevados. O baixo rio Ohio apresenta valores entre 80 e 130 e comporta-se como canal de grande estabilidade, apresentando pequeno movimento migratório do transcurso dos últimos 1 000 anos (Alexander e Nunnally, 1972).

Os rios meândricos das Grandes Planícies possuem valores baixos da relação largura/profundidade, e são muito sinuosos e instáveis (Schumm, 1963). Todavia, os rios do baixo Missouri possuem índices de sinuosidade e valores da

relação *w/d* semelhantes aos do baixo rio Ohio, mas apresentam movimento migratório em intensidades muito diferentes (Alexander e Nunnally, 1972). A carga detrítica em suspensão também parece ser fator influente na mobilidade do canal. Em 1967, Schumm mostrou que a forma e a sinuosidade dos canais aluviais são determinadas, primariamente, pelo tipo de carga detrítica e, em menor grau, pelo débito fluvial. Os canais meândricos possuem elevada porcentagem de silte e argila, fator que é relacionado com a maior sinuosidade, pois à medida que cresce a granulometria dos sedimentos e a quantidade da carga detrítica, há diminuição no índice de sinuosidade.

5.4.4 Hipóteses explicativas sobre meandramentos

A regularidade geométrica dos meandros tem atraído a atenção de inúmeros pesquisadores, de variados ramos científicos, que se dedicaram a melhor compreender o mecanismo geral que provoca e regula o fenômeno. Tradicionalmente, os geomorfológos sempre encontraram meandramentos, cuja significação interpretativa foi delineada no contexto da teoria do ciclo de erosão. Relacionados com as planícies fluviais e deltaicas, os meandros eram considerados como inerentes aos rios que atingiam a fase de "maturidade" do ciclo de erosão. Na teoria davisiana, o desenvolvimento da planície aluvial ao longo do vale é evidência do estágio de maturidade, pois o canal, em tais condições, não erode no sentido longitudinal, mas alarga o seu vale. Concomitantemente, na planície aluvial, o canal serpenteia formando meandros. À medida que a planície aluvial se amplia e que o vale se alarga, passa-se gradualmente da fase de maturidade recente para a maturidade total, quando se observa que as águas migram de um lado para outro e que o leito do rio divaga pela planície, estabelecendo-se em toda a sua área. Toda a morfologia meândrica encontra-se presente nas planícies de inundação. Nessa perspectiva teórica, os canais meândricos são sinais indicadores da maturidade na paisagem e do estágio de equilíbrio no perfil longitudinal.

Como o estabelecimento do equilíbrio fluvial propaga-se de jusante para montante, os meandros são traços comuns nos baixos cursos e raros nos trechos altos e médios, nos quais o equilíbrio tardava a chegar. Com o acúmulo de novas observações e de novas proposições teóricas, a interpretação fornecida pela teoria davisiana perdeu a validade e foi substituída. Atualmente, considera-se que rios de todos os tamanhos e em todas as altitudes podem formar meandros, desde que uma condição básica seja encontrada: a presença de camadas de granulação móvel, mas que estejam coerentes, firmes, e não soltas. Observou-se também que os meandros não são meros caprichos da natureza, mas a forma pela qual o rio efetua o seu trabalho pela "lei do menor esforço". Representa o equilíbrio em seu estado de estabilidade, denunciando o ajustamento entre todas as variáveis hidrológicas, inclusive a carga detrítica e a litologia por onde corre o curso de água. Considerado na perspectiva do equilíbrio dinâmico e no conceito da distribuição no desgaste de energia, entre todos os possíveis tipos de canais o meandro surge como o mais provável, porque minimiza a declividade, o cisalhamento e a fricção. Desde que se estabeleça, o meandramento

praticamente não será alterado, a menos que um distúrbio muito intenso venha atuar sobre a região.

A observação de que os meandros são mais freqüentes nos baixos cursos fluviais encontra ressonância nas diversas considerações expendidas a propósito do comportamento fluvial e da tipologia dos canais. Em direção de jusante, à medida que diminui a competência, há decréscimo na granulometria dos sedimentos, aumentando a porcentagem da fração silte-argila na composição do material detrítico componente do perímetro do canal e predomínio cada vez maior da carga em suspensão em detrimento da carga do leito. Essas condições estão associadas às formas e tipos de canais. Quando predomina a carga do leito, com material grosseiro, os canais são largos e rasos e apresentam baixos índices de sinuosidade. Quando predomina a carga em suspensão, com materiais finos, os canais são estreitos e profundos e apresentam altos índices de sinuosidade. Desse inter-relacionamento, em conseqüência surge o fato de que os meandramentos são predominantes nos baixos cursos e a probabilidade maior de que os canais retos e anastomosados ocorram nos trechos pertencentes ao alto e médio cursos.

Nas regiões quentes e úmidas, como no caso brasileiro, devido a intensa meteorização química, o regolito é composto por materiais detríticos finos. Em virtude desta fonte alimentadora, os cursos de água transportam principalmente carga detrítica em suspensão. O perfil longitudinal, por outro lado, apresenta longos trechos de fraca declividade separados por rupturas de declive, das mais variadas ordens de grandeza. Dessa maneira, surgem possibilidades para que os meandramentos se instalem ao longo de quase todo o percurso fluvial, tornando-se o tipo de canal observado em quase todas as planícies de inundação, qualquer que seja a posição do trecho ao longo do curso de água.

Inúmeras foram as experiências realizadas em laboratório e numerosas são as pesquisas efetuadas em canais naturais. Muitos geólogos, engenheiros e geomorfólogos foram atraídos por esse fenômeno, propondo teorias e explicações, mas ainda não se pode dispor de uma que seja totalmente aceita para explicar a origem e desenvolvimento dos canais meândricos. Todas procuram resolver a questão: como e por que há meandramentos? Apesar das inúmeras ponderações aventadas, elas surgem como proposições pessoais, valorizando um ou outro fator, encaixadas no contexto dos diversos paradigmas geomorfológicos, e encontrando maior ou menor receptividade. As principais teorias explicativas sobre meandramentos podem ser sumariadas da seguinte maneira:

A — Efeito da rotação da Terra

Esta foi a primeira teoria apresentada, formulada inicialmente por Von Baer, em 1860. As conseqüências da rotação terrestre sobre os cursos fluviais têm efeitos semelhantes aos causados pela força de Coriolis nas partículas atmosféricas. Eakin (1910) utilizou dessa força para explicar a formação de meandros. Von Baer observou que, nos rios russos fluindo para o norte, havia maior erosão nas margens da direita do que nas margens da esquerda. Julgou,

então, que esse acontecimento se relacionava a uma distribuição irregular de fluxo nos rios, ocasionada pelo efeito de rotação da Terra. Dessa maneira, nos rios do hemisfério Norte teríamos um deslocamento para a direita, quando fluindo para o norte, enquanto no hemisfério Sul esse deslocamento seria para a esquerda, quando fluindo para o sul.

Essa teoria foi muito discutida e, embora houvesse diversos seguidores, foi rejeitada quando se verificou a discrepância entre os valores calculados e as observações de campo. Em 1943, Quirashy volta a debater o assunto e, após um teste de modelo, afirmou que "as observações demonstram ser contrárias ao fator da rotação terrestre como causa explicativa dos rios meândricos". Werner (1951) também observou essa impropriedade e assinalou duas grandes deficiências dessa teoria:

— a magnitude da influência da rotação terrestre sobre determinado trecho de rio seria igual a zero, no Equador. Se a rotação fosse a razão básica do meandramento fluvial, todos os rios situados no Equador ou em suas proximidades deveriam ser retos. Entretanto, os meandramentos são encontrados na zona equatorial como em outra região qualquer;

— embora a força de Coriolis possa ter alguma influência significante no movimento dos fluxos em trechos fluviais de grande largura, isso não deveria acontecer nos trechos de largura pequena. Nesta perspectiva, a rotação terrestre poderia ser considerada válida só para os grandes rios localizados nas latitudes elevadas, onde a aceleração da força de Coriolis é suficientemente grande para causar deslocamento das massas de água, provocando erosão desigual entre as margens. Todavia, tem-se verificado que os meandramentos ocorrem em rios que variam de metros a larguras superiores ao quilômetro. Portanto, ela não constitui fator básico.

Essas considerações demonstram porque não se deve aceitar a rotação terrestre como razão fundamental na origem dos meandros. Mas o assunto não foi totalmente olvidado, e Neu (1969) verificou a existência de circulação transversal em cursos de água, explicando-a como conseqüência da rotação terrestre.

B — Perturbações locais

Vários pesquisadores explicaram a presença de meandros como resultado da existência de perturbações locais, consideradas como todo e qualquer distúrbio que provocasse movimentação irregular do fluxo, tais como oscilações das águas, correntes secundárias e outras. Os deslocamentos da direção do fluxo podem ser ocasionados por numerosas causas de perturbações locais, e as observações mostram que são muito freqüentes em canais retos com declividades muito reduzidas. Dessa maneira, a presença de barras rochosas, de afloramentos de rochas e de outros obstáculos (matacões, árvores caídas, desbarrancamentos, etc.) modificaria a direção do fluxo, impulsionando-o para uma das margens, ocasionando a força inicial para o meandramento. Assim, concentrar a erosão em uma das margens era considerado como ponto base para o deslocamento lateral do canal. Hedin (1904) participava desta mesma opinião, demonstrando que a perturbação aumentaria e desencadearia desenvolvimento contínuo do processo.

Com o desenvolvimento das pesquisas, tornou-se difícil aceitar a idéia de que processo tão irregular e ao acaso, como as perturbações locais, pudesse explicar a geometria coesa e consistente dos meandros. Com muita razão, Leopold e Langbein (1966, p. 62) observaram que "seria um paradoxo na natureza que tais processos aleatórios produzissem formas regulares, e que processos regulares geralmente produzissem formas aleatórias".

C — Fluxo helicoidal

A consideração de que o fluxo helicoidal é o dominante na formação dos meandros foi salientada por Leliavsky (1966, pp. 111-141), ao sumariar as pesquisas e experiências realizadas por engenheiros europeus. Prus-Chacinski (1954) também considerou o fluxo helicoidal como mecanismo básico, mostrando que pela introdução de fluxos secundários artificialmente criados na entrada de determinada curva é possível produzir vários tipos de circulação secundária na curva seguinte e, assim sucessivamente, afetar a circulação das demais curvas. Werner (1951) pressupõe que o início de correntes transversais possa estar conectado com a propagação de distúrbios através da largura do canal (w). Considerando a Fig. 5.20, qualquer distúrbio que se origine no ponto A irá se propagar até o ponto B, no qual se refletirá voltando a atingir a margem inicial no ponto C. A distância AC então corresponderia ao comprimento de onda (y) de um meandro incipiente, correspondendo a

$$y = 2w \text{ co-tangente } \beta.$$

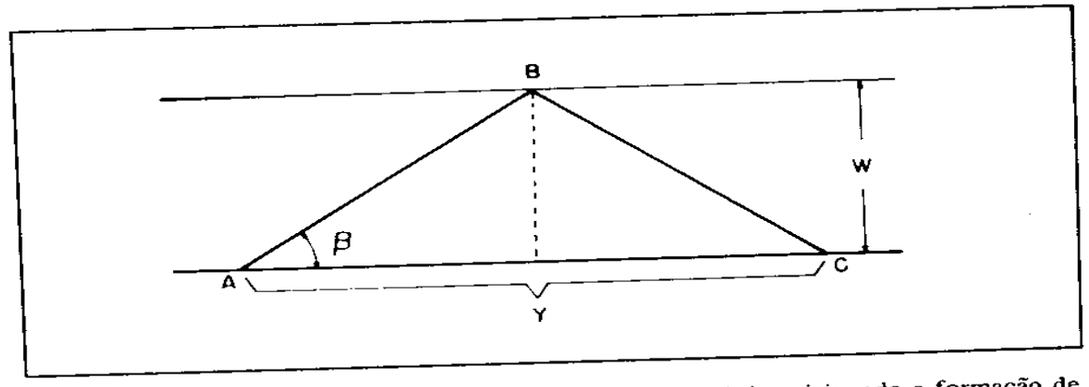


Figura 5.20 Propagação de distúrbio em canal de largura (w), originando a formação de meandro com comprimento de onda (y) correspondendo à distância entre os pontos A e C.

As experiências mostram claramente que o fluxo helicoidal possui papel importante no processo de erosão e de deposição. Entretanto, como se percebe através da descrição de Prus-Chacinski, não fica esclarecido se o fluxo helicoidal ocasiona o meandramento ou se ele se origina por causa da forma sinuosa do canal meândrico. Schumm e Lichty (1973, p. 58) consideram que o fluxo helicoidal medido nas curvas dos rios não pode ser a causa de meandros, pois a sinuosidade do rio é que funciona como variável controlante sobre o caráter do fluxo.

D – Seiches

Alguns pesquisadores procuraram explicar o movimento oscilatório de meandros como resultante da atuação de ondas de gravidade, considerando o exemplo oferecido pelas seiches em bacias lacustres. As seiches são oscilações periódicas do nível da água do mar ou de lagos. Não apresentam a constância e regularidade das marés, e o período varia de alguns minutos a aproximadamente uma hora. Guilcher (1965, p. 72) nota que as seiches são o resultado de ondas estacionárias que estão em ressonância nas bacias nas quais se produzem, isto é, são amplificadas por elas. Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 302) observam que o período dessas ondas é muito curto para englobar o comprimento de onda observado em rios meândricos. Para superar esta dificuldade, Hjulstrom (1949, p. 84) expressou a onda de gravidade em termos de ondas seiches possuidoras de *fetch* igual a largura da faixa meândrica e uma profundidade de água igual a do rio. A celeridade da onda foi considerada como sendo a velocidade média do fluxo fluvial. Por outro lado, Exner (1919) apresentou justificativa baseada em princípios idênticos, mas as velocidades calculadas foram muito superiores às verificadas nos rios. Presumivelmente, para superar esta dificuldade, Hjulstrom considerou o comprimento de onda como dependente, também, do coeficiente de fricção da turbulência. Esta análise tem a dificuldade maior no fato de fazer o comprimento do meandro como dependente da amplitude de onda, e as mensurações parecem não confirmar essa relação (Leopold, Wolman e Miller, 1964, p. 303).

E – Erosão da margem e deposição dos detritos

O relacionamento entre erosão da margem e deposição detrítica como origem dos meandramentos foi exposta em vista de resultados obtidos em diversos estudos de laboratório. Tiffany e Nelson (1939) realizaram experiências, incidindo o fluxo inicial em determinado ângulo, pois haviam observado que um canal reto, em material homogêneo, permanece reto. As suas pesquisas mostraram que as margens e as soleiras (bancos detríticos no centro do canal) e depressões se desenvolveram simultaneamente, indicando a existência prévia de padrão de fluxo sinusoidal. A magnitude dos meandros demonstrou ser dependente do suprimento de material. Friedkin (1945), através de experimentos, também observou que os rios "erodindo as suas margens irão meandrar, simplesmente porque o fluxo de água tem capacidade limitada para carregar areia ao

longo do leito. A erosão das margens é o único pré-requisito para o meandramento". Mattes (1941) é da mesma opinião, notando que a deposição dos sedimentos se faz nos *point bars* localizados a jusante, e no mesmo lado da margem erodida. Esse mecanismo de erosão e deposição leva ao surgimento de canal sinuoso. As pesquisas de Ackers e Charlton (1970) corroboram o fato de que o padrão meândrico está relacionado à concentração de sedimentos.

Todas essas observações indicam que o transporte de sedimentos seja fator importante para a formação de cursos meândricos. Entretanto, observações outras também demonstram a existência de meandramentos em ambientes desprovidos de carga sedimentar, como na superfície de geleiras (Knighton, 1972), nos oceanos e na atmosfera. Parece, pois, existir uma lei física que comanda e dirige o fenômeno, independente da presença da erosão das margens e deposição detrítica.

F – Maximização da perda de energia

O meandramento, para esta perspectiva, significa que o rio está dissipando seu excesso de energia, e quanto mais energia o rio tiver mais sinuoso deverá ser. Esta hipótese, que maximiza a perda de energia ao longo do curso, foi inicialmente proposta por Jefferson (1902), baseando-se em perturbações verificadas no estado de equilíbrio de rios. Suas observações mostraram a existência de relações entre o débito, erosão, transporte e deposição. Se houver mudança de gradiente de energia, pôr exemplo, ocorrerá maior velocidade e, conseqüentemente, aumento da erosão e transporte no rio. À medida que o curso se torna mais comprido, por curvamentos sucessivos, essas conseqüências são amenizadas. O fundamento básico dessa teoria reside na suposição de que a água escoando por uma curva apresenta maior perda de energia que quando fluindo através de canal reto, conservando débito igual. Inglis (1949), após estudos de laboratório e pesquisas de campo, concluiu que o "meandramento é o processo que a natureza encontra para refrear o excesso de energia perante ampla variedade de condições de fluxo, sendo o padrão dependente do grau de material, das relações e das modificações entre a carga e a descarga".

Entretanto, essa concepção tem sido discutida e questionada. Prus-Chacinski (1966) observou que "a resistência de uma curva depende não só da geometria do canal e das características de fluxo, mas também da posição relativa da curva na série de tais curvas, das condições de abastecimento, ou da história passada de fluxos". Por seu turno, Ippen e Drinker (1962), realizando estudos sobre a perda de energia, concluíram que "o excesso de energia dissipada na curva é obtido em função da água fornecida de montante, ou armazenada, em locais onde há redução no desgaste de energia; em conjunto, há compensação na energia dissipada no leito do rio. A determinada distância da jusante da curva, o fluxo novamente retornará às condições normais de desgaste de energia. Então, para trechos de comprimento suficiente, não haveria nítida perda do excesso de energia através da curva, em comparação com trechos retos de mesma magnitude".

O conceito implícito, portanto, é o de que a curva oferece maior resistência ao fluxo, exigindo mais gasto de energia para ser vencida. Tinkler (1970) observa que o aumento da resistência devido a curvatura do canal é, pelo menos parcialmente, contrabalançada pelo aumento compensador da profundidade, de modo que o aumento na perda total de energia, ao longo da curva, seja minimizado. Nos pontos de inflexão, a simetria do canal e a menor profundidade ocasionam desgaste de energia em virtude da maior superfície do canal oferecer resistência friccional. Considerando o meandro em seu conjunto, o desgaste de energia potencial acaba sendo igualizado nos diversos setores.

G — As concepções probabilísticas

Os estudos realizados sobre meandramentos foram desenvolvidos de maneira qualitativa, preocupados em discernir causas e efeitos. Com as contribuições de Leopold e Langbein (1962) e de Scheidegger e Langbein (1966) surgiram as bases para a utilização dos conceitos probabilísticos aos fenômenos geomorfológicos. No caso dos meandramentos, vários fatores estão influenciando o fluxo do rio, fazendo com que o curso de água se desvie da direção reta, tais como os distúrbios locais e as condições litológicas. Todavia, o desenvolvimento dos meandros ocorre devido a superposição de muitos efeitos. Embora cada um desses efeitos possa ser completamente determinístico, não se pode acompanhar em detalhe a ação conjunta de todos eles. Desse modo, tais efeitos devem ser tratados como estocásticos, como se ocorressem de maneira aleatória.

Na abordagem probabilística, a distribuição e o desgaste de energia representam o critério básico para se analisar o funcionamento e a forma do sistema. Para resolver o problema do sistema meândrico, dois aspectos foram aventados: o da minimização da perda de energia e a do tempo mínimo para o desgaste de energia.

Langbein e Leopold (1966) aplicaram a abordagem probabilística para a explicação meândrica, considerando a variância mínima e a tese de que a forma meândrica é a mais provável entre todas as possíveis trajetórias. Os referidos autores afirmaram que "os meandros parecem ser a forma pela qual os rios executam seu trabalho pelo esforço mínimo; por esse motivo, os meandros constituem a forma mais provável que um rio pode apresentar" (Leopold e Langbein, 1966, p. 60). Como experiência, usaram uma fita de aço para demonstrar que a curva gerada pelos senos é a de mínimo trabalho total sendo, portanto, bom modelo para os meandros fluviais. Aplicando a teoria da variância mínima, consideraram que na ajustagem do sistema a variabilidade crescente em determinado fator implica modificações nos demais componentes do sistema, amenizando o sentido da modificação inicial, a fim de que a variância total seja a mínima possível.

O rio meândrico apresenta maiores modificações no perfil do leito que o segmento reto de mesma magnitude. Essas mudanças na profundidade produzem alterações na inclinação da superfície da água e, dessa forma, reduzem a variabilidade na força de cisalhamento e na fricção, assim como diminuem os contrastes no gasto de energia entre os diversos setores. O gasto de energia encontra-se uniformemente distribuído, e o desgaste de energia por unidade de comprimento é o mínimo. A forma do meandro é a resposta para a entropia máxima no curso de água. Essas considerações permitem inferir que, embora os meandros se deslocam continuamente, o comportamento do padrão meândrico é estável através do tempo. Considerando a entropia do sistema, Scheidegger (1967) propôs explicação para os meandros utilizando a analogia termodinâmica da distribuição dos gases.

Algumas observações teóricas foram desenvolvidas, tendo como base o modelo das curvaturas variando sinusoidalmente (Langbein e Leopold, 1966) e o modelo das curvaturas oriundas de equações diferenciais, desenvolvidas por von Schelling (segundo Scheidegger, 1967). Considerando dois pontos predeterminados, a trajetória meândrica corresponde à mais provável entre todas as possíveis, e a probabilidade nas mudanças de direção por unidade de comprimento está de acordo com a distribuição normal de tipo gaussiano (Langbein e Leopold, 1966, p. 2). As trajetórias são ao acaso e as curvas podem ser derivadas pela aplicação do processo de "caminhos aleatórios" (*random-walk paths*). As curvas geradas por esse procedimento são muito regulares para descrever o conjunto total dos aspectos meândricos dos cursos de água, que é muito diversificado. Scheidegger (1970, p. 234) considera o fato de que, talvez, as curvaturas mais freqüentes não sejam as esperadas curvas traçadas pelo caminhar aleatório. Thakur e Scheidegger (1968) testaram as pressuposições básicas dessa teoria e obtiveram resultados satisfatórios em três rios meândricos. As contribuições analíticas ainda são poucas.

Torna-se necessário, ainda, desenvolver uma avaliação minuciosa do espectro dos meandros, baseada na análise estatística, para as variadas probabilidades de freqüência. A contribuição de Langbein e Leopold (1966) representa um passo nesta orientação. Procurando avaliar as propriedades estatísticas, a fim de colocar a abordagem probabilística em bases teóricas seguras, Thakur e Scheidegger (1970) confrontaram os dados de cursos meândricos com os obtidos em cadeias meândricas simuladas, geradas através do processo de caminhos aleatórios e conservando a restrição de que os pontos inicial e terminal permanecessem fixos. As análises sobre a distribuição de freqüência dos desvios angulares, sobre a autocorrelação, sobre o espectro dos meandros e sobre a matriz de probabilidades de transição mostraram comportamento similar entre os cursos de água naturais e as cadeias meândricas simuladas. Conclusão importante foi verificar que a "variância dos ângulos direcionais é diretamente proporcional à sinuosidade de um sistema meândrico, e que a variância dos desvios angulares é proporcional à raiz quadrada da sinuosidade" (Thakur e Scheidegger, 1970, p. 46).

A experiência realizada por Leopold e Langbein (1966) foi comentada por Yang (1971b, p. 233), que considerou a analogia entre a fita de aço e a forma do meandro como não sendo perfeitamente válida, porque a forma apresentada pela fita depende da energia total aplicada nas suas extremidades. Se houver alteração nesse total de energia aplicada, haverá modificações correspondentes na curvatura da fita de aço. Quanto à energia total por unidade de massa de

água em um rio, ela é definida como sendo a energia potencial relacionada com as cabeceiras, que permanece constante e é igual à sua elevação acima do nível do mar. Nessa perspectiva, a energia total disponível por unidade de massa de água em um rio é determinada pela amplitude altimétrica total, sendo independente do curso seguido pelo fluxo. Então, a energia total por unidade de massa em rios não pode ser minimizada nem maximizada, a menos que movimentos tectônicos estejam envolvidos.

Aplicando o conceito de entropia introduzido por Leopold e Langbein (1962), para o estudo da evolução do modelado terrestre, Yang (1971a) desenvolveu a lei do *tempo mínimo de desgaste de energia*. Esta lei assinala que "durante a evolução para atingir sua condição de equilíbrio, um rio seleciona seu curso de fluxo de tal maneira que a taxa de desgaste de energia potencial, por unidade de massa de água ao longo de seu curso, seja mínima. O valor mínimo depende das restrições externas aplicadas ao curso de água" (Yang, 1971a, p. 313). A lei da taxa de tempo mínimo de desgaste de energia pode ser expressa pela equação

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{kY}{\Delta t} = \phi\,(Q, S_v, C_s, G, \dots) = \text{um mínimo.}$$

na qual

$\Delta H/\Delta t$ é a taxa de tempo do desgaste de energia potencial por unidade de massa de água ao longo de um trecho fluvial, com amplitude altimétrica igual a Y;
ΔH é o desgaste da energia potencial por unidade de massa de água;
Δt é o tempo médio requerido para uma unidade de massa de água percorrer o trecho fluvial;
k é o fator para a conversão entre energia e amplitude altimétrica;
ϕ é a função das restrições externas aplicadas ao curso de água, incluindo o débito (Q), a declividade do vale (S_v), a concentração de sedimentos (C_s), as restrições geológicas (G) e outras. A influência das restrições geológicas depende da erodibilidade do solo, da rugosidade granulométrica e da largura do vale fluvial.

O valor de H/t sempre será superior a zero ao longo do curso de água, exceto onde o rio termina. A lei da taxa de tempo mínimo não deve ser confundida com a lei do trabalho mínimo, proposta por Leopold e Langbein (1962). A primeira minimiza a taxa temporal do desgaste de energia por unidade de massa de água, enquanto a segunda minimiza o desgaste total de energia. Yang (1971b) considera que as características dos canais meândricos são governadas pela lei do tempo mínimo.

Consideremos uma massa unitária de água escoando em canal aberto, do ponto A ao ponto C (Fig. 5.21). Esta unidade de massa de água pode seguir uma declividade uniforme ADC ou seguir trajetória segmentada, com declividades diferentes, tais como AB e BC. Em ambos os casos, a distância horizontal total é X e a amplitude vertical é igual a Y. Suponhamos que uma unidade de massa de água siga declividade suave no segmento AB, na distância X_1, e posteriormente siga declividade mais íngreme no segmento BC, na distância X_2. O ponto B pode

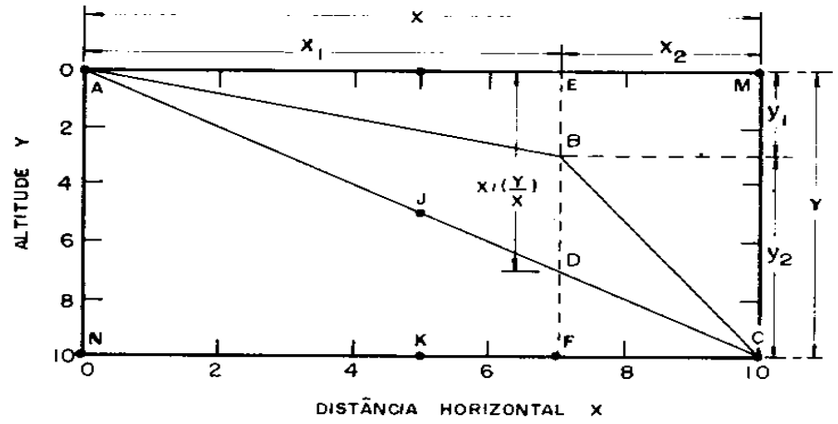


Figura 5.21 Trajetórias alternativas de um curso de água, entre dois pontos pré-fixados, a fim de minimizar o desgaste de energia potencial por unidade de tempo (segundo Yang, 1971)

movimentar-se para qualquer posição na linha vertical EF. O problema consiste em encontrar a posição de B que possibilite uma trajetória de taxa temporal máxima para o desgaste de energia por unidade de massa. De acordo com a lei da taxa temporal mínima, essa trajetória deverá ser evitada pelo curso de água.

Considerando constantes a distância horizontal (X) e a amplitude altimétrica (Y), a trajetória na qual a declividade e a profundidade do canal permanecem uniformes é oferecido pelo trajeto ADC, representado pelo curso reto. Como o canal reto possui o comprimento mais curto entre dois pontos pré-fixados, o valor de H/t é o maior possível. Dessa maneira, a trajetória ADC é aquela que se caracteriza pelo tempo mínimo de travessia, ou pela taxa máxima de desgaste de energia potencial por unidade de massa de água. De acordo com a lei do desgaste mínimo de energia potencial por unidade de tempo, um curso escolherá a trajetória AB-BC em vez do caminho ADC.

Na geometria hidráulica, o débito, a concentração de sedimentos e as características geológicas são variáveis independentes e impõem restrições ao sistema canal fluvial. Por outro lado, a declividade e a largura do canal funcionam como variáveis dependentes e mutuamente se ajustam. Dessa maneira, "um curso de água natural ajustará sua declividade e largura do canal de tal maneira que o efeito total desses ajustamentos fará com que H/t se aproxime do valor mínimo determinado pelas restrições impostas" (Yang, 1971b, p. 245). A fim de minimizar o valor H/t, o curso de água tende a diminuir a declividade do canal e a aumentar a largura, sendo que a ajustagem dessas variáveis deverá permitir as condições necessárias para que haja o escoamento do débito e o transporte dos sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem.

No canal reto, o valor H/t é muito mais alto que no canal meandrante. Durante o processo de minimizar H/t, por transformações no tipo de canal do reto ao meândrico, o curso de água aumentará a sua largura e diminuirá a sua declividade. Então, os canais meândricos recém formados poderão ter larguras maiores que os canais retos, considerando débitos equivalentes. À medida que continua o processo de minimizar H/t, o canal aumentará a sinuosidade assim como a sua largura. Quando for atingidas as condições de equilíbrio dinâmico, no estado de estabilidade, no qual o valor mínimo de H/t é alcançado, "qualquer aumento posterior na sinuosidade causará diminuição na largura do canal, a fim de que H/t possa permanecer apresentando o mesmo valor" (Yang, 1971b, p. 245). Esse processo permite explicar o fenômeno observado por Leopold, Wolman e Miller (1964), de que canais extremamente sinuosos têm canais com largura muito estreita, e concluir que, em geral, os canais meândricos novos seriam mais largos que os canais retos. Na mesma linha de raciocínio, em canais meândricos bem desenvolvidos, a alta sinuosidade deverá estar associada com canais estreitos (Yang, 1971b, p. 246).

Na teoria proposta por Yang, devemos considerar que, implicitamente, encontramos:

— energia potencial por unidade de massa é igual a amplitude altimétrica (Y) multiplicada pelo peso de volume unitário de água (γ);

— taxa de desgaste da energia potencial por unidade de massa, em relação ao tempo: $Y\gamma/t$.

O fato de que a diferença altimétrica (Y) dividida pelo comprimento do canal (L) indica a declividade (S), de modo que $Y/L = S$; e que o tempo gasto na travessia (t) é igual ao comprimento do canal (L) dividido pela velocidade média do fluxo (V), de modo que $t = L/V$, podemos inferir que, para que seja mínimo o valor de $SV\gamma$, tanto a declividade como a velocidade deveriam apresentar valores mínimos. De acordo com a fórmula de Manning $V = R^{2/3}\, S^{1/2}/n$, para que a velocidade seja mínima para determinado valor da rugosidade n, o valor do raio hidráulico (R) ou da profundidade média também deve ser mínimo. Quando esses valores são baixos, os da largura são muito grandes. Essas relações levam a considerar que as declividades suaves deveriam estar associadas a rios largos e rasos. As experiências e as observações de campo mostram que os rios largos e rasos, como os anastomosados, possuem declividades maiores que os meandrantes. Esta contrapartida crítica, feita por Chitale (1973, p. 293), olvida que o padrão anastomosado supõe canais múltiplos, e não canais únicos como o meandrante.

Por outro lado, o comportamento das variáveis da geometria hidráulica, em direção de jusante, assinala que a velocidade permanece constante ou aumenta, a declividade diminui e a largura e a profundidade crescem regularmente. No caso de velocidade crescente, para vencer a mesma amplitude altimétrica (Y) durante a unidade de tempo (t), o fluxo deverá percorrer distância maior. Para que o valor de H/t seja mínimo, há necessidade de que haja alongamento do curso de água, redundando no meandramento. O valor da sinuosidade

pode aumentar, mas não se torna necessário, porque o crescimento da área da bacia de drenagem e do débito resulta em valores absolutos crescentes nas variáveis geométricas do meandro, isto é, no comprimento de onda, na largura, no comprimento do canal e na amplitude. Sob essas circunstâncias, a lei do desgaste mínimo de energia potencial por unidade de tempo torna-se uma explicação válida para os meandramentos fluviais.

A proposição de que o meandramento é o formato geométrico mais provável para um rio (Langbein e Leopold, 1966; Yang, 1971a; 1971b) foi discutida por Hooke (1975 : 564), considerando que a analogia usada com a termodinâmica é incompleta porque "não foi identificada a variável aleatória". Na termodinâmica estatística, a variável aleatória é o movimento de uma molécula. Como há vasto número de moléculas de ar em uma sala, por exemplo, não podemos saber onde cada molécula se encontra em função do tempo, mas as suas características gerais podem ser descritas por meio das leis do gás ideal. Vanoni e outros (1963), baseando-se nas interações entre o grande número de correntes secundárias e o grande número de partículas detríticas em suspensão, apresentaram exemplo excelente desse tratamento estatístico. Entretanto, a distribuição da turbulência e da velocidade no fluxo, e a distribuição da força de cisalhamento sobre as margens não são aleatórias. Muitas perturbações encontradas no leito fluvial podem ser aleatórias, mas os mecanismos das perturbações que promovem a formação de bancos marginais convexos alternados em ambas as margens, em curvas sucessivas, não o são; se fossem, os cordões marginais não teriam espaçamento tão bem definido ao longo do canal. Em sua conclusão, Hooke (1975 : 564) observou que "as irregularidades das cadeias meândricas podem ser tratadas estocasticamente, como sendo resultantes de variações aleatórias na disposição e erodibilidade dos materiais componentes das planícies de inundação, encontrados pelos meandros em seus movimentos migratórios para jusante. Todavia, tentativas para explicar a forma da curva média, ou até a tendência para o desenvolvimento de curvas meândricas, pela aplicação das leis da termodinâmica estatística, embora filosoficamente intrigadoras, ainda devem ser olhadas com ceticismo, até que a variável aleatória seja devidamente identificada e discutida".

O problema que resta em aberto é, portanto, o seguinte: qual a variável aleatória no sistema meândrico?

5.4.5 Transformações seqüenciais nos tipos de canais

Na tipologia dos canais fluviais, o canal reto é considerado como o mais raro enquanto o meândrico surge como o mais freqüente e provável. Considerando implicitamente estes conceitos, diversos pesquisadores propuseram modelos visando esclarecer o desenvolvimento dos canais em áreas aluviais, mostrando as transformações seqüenciais que propiciam a passagem do canal reto ao meândrico (Dury, 1969; Leopold e Wolman, 1960; Tinkler, 1970; Yang, 1971c; Keller, 1972).

Em todas essas contribuições, a presença e a distribuição das depressões e soleiras surgem como elementos básicos. A estreita correlação que se observa entre a geometria dos canais meândricos e a localização das depressões e soleiras sugere que o mesmo mecanismo seja atuante em ambos. A *depressão* pode ser definida como área topograficamente baixa, produzida por entalhamento, geralmente contendo materiais relativamente finos, e normalmente estão associadas com um banco marginal (*point bar*). O *banco marginal* é uma acumulação de material relativamente grosseiro, no lado côncavo do talvegue adjacente a uma depressão, que corresponde à margem convexa do meandro. A associação depressão e banco marginal origina um perfil transversal assimétrico no leito do rio. A *soleira* (*riffle*) é área topograficamente alta, produzida pela acumulação de material detrítico relativamente grosseiro. O ponto de inflexão do talvegue está localizado na soleira, aproximadamente na metade da distância entre duas depressões sucessivas. O perfil transversal estabelece-se como simétrico. As depressões e as soleiras são formas da topografia do leito, comuns nos rios aluviais, sendo que o espaçamento entre elas é função da largura do canal (Leopold e Wolman, 1957). A distância entre duas depressões sucessivas corresponde a 5-7 vezes a largura do canal. Essas formas são observadas nos canais retos e meândricos, mas não há dados conclusivos sobre sua existência regular nos canais anastomosados.

Ainda em relação com a seqüência das soleiras e depressões, deve-se lembrar que a largura é aproximadamente 15% maior no setor das soleiras que no das depressões, mas as profundidades são menores. As diferenças na largura e na profundidade são compensatórias, de modo que não se verifica, aparentemente, mudanças acentuadas na velocidade do fluxo (Richards, 1976 : 888). A equação descritiva das relações entre a largura (w) e a profundidade (d) é expressa como sendo igual a

$$W = 8{,}51\, d^{0{,}83} \qquad \text{(Richards, 1976).}$$

Se o desgaste de energia por unidade de área do canal deve ser constante, então a sucessão de depressões profundas e estreitas e de soleiras rasas e largas faz com que haja diferenças locais na declividade, a fim de que os valores da relação $\frac{Qs}{w}$ sejam constantes ao longo do trecho do rio. Nas depressões, a declividade é maior e os sedimentos são mais finos; nas soleiras, a declividade é menor e os sedimentos mais grosseiros. No tocante a declividade da superfície da água, a diferença é mais acentuada durante os fluxos de vazante. Entretanto, à medida que se eleva o débito, as diferenças tendem a desaparecer e há uniformização maior na declividade da superfície da água.

Tinkler (1970) apresentou esquema evolutivo considerando o desenvolvimento de um trecho meândrico, a partir de um canal reto, como análogo a uma transformação topológica. Para controlar essa transformação, o critério básico corresponde à simetria do perfil transversal. Tomando como exemplo o caso em que as depressões e as soleiras, no canal reto, estão situadas em intervalos regulares, a transformação ocorre sob duas alternativas:

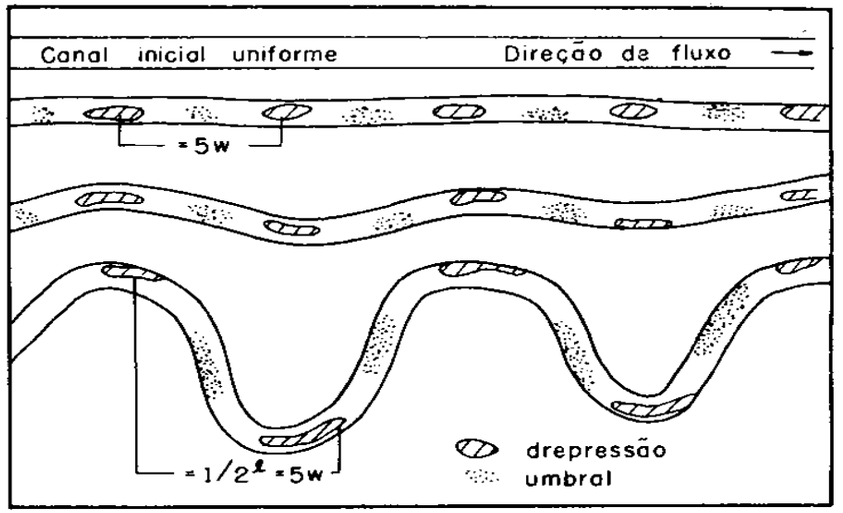


Figura 5.22 Evolução de canal reto ao meândrico. A disposição das depressões e umbrais (soleiras), ao longo de canais retos, sinuosos e meândricos, está assinalada na figura. Em *A*, o canal reto inicial não apresenta depressões e soleiras; em *B*, há o surgimento de depressões e soleiras; em *C*, canal sinuoso, e em *D*, canal meândrico. A distância entre duas depressões é igual a cinco vezes a largura do canal; no meandro essa distância corresponde à metade do comprimento de onda (segundo Dury, 1969)

a) aumento contínuo do comprimento do canal, mas mantendo invariáveis as propriedades de simetria do canal. Nesse caso, as soleiras do canal reto transformam-se nos pontos de inflexão, conservando a simetria do canal, enquanto as depressões-bancos marginais transformam-se em curvas, mantendo a dessimetria do canal;

b) ocorrem modificações na simetria do canal quando este se transforma em meândrico. Nesse caso, as depressões do canal reto transformam-se em pontos de inflexão, enquanto as soleiras transformam-se nas associações depressões-bancos marginais. A simetria do canal é totalmente alterada. Essa alteração pressupõe que o fluxo possui condições para suplantar a influência exercida pela simetria do canal reto, removendo a disposição inicial e elaborando outra distribuição mais conforme a padronagem do canal meândrico.

Entretanto, Leopold, Wolman e Miller (1964) e Langbein e Leopold (1966) apresentaram evidências mostrando que durante a migração do meandro, a simetria do canal permanece invariante. Por outro lado, o alongamento da trajetória também é topologicamente aceitável, desde que permaneçam concordantes as distribuições dos elementos. Essas duas razões levaram Tinkler (1970) a optar pela forma invariante de transformação, cujo esquema encontra-se delineado na Fig. 5.23. A pressuposição de invariância, utilizada por Tinkler, é

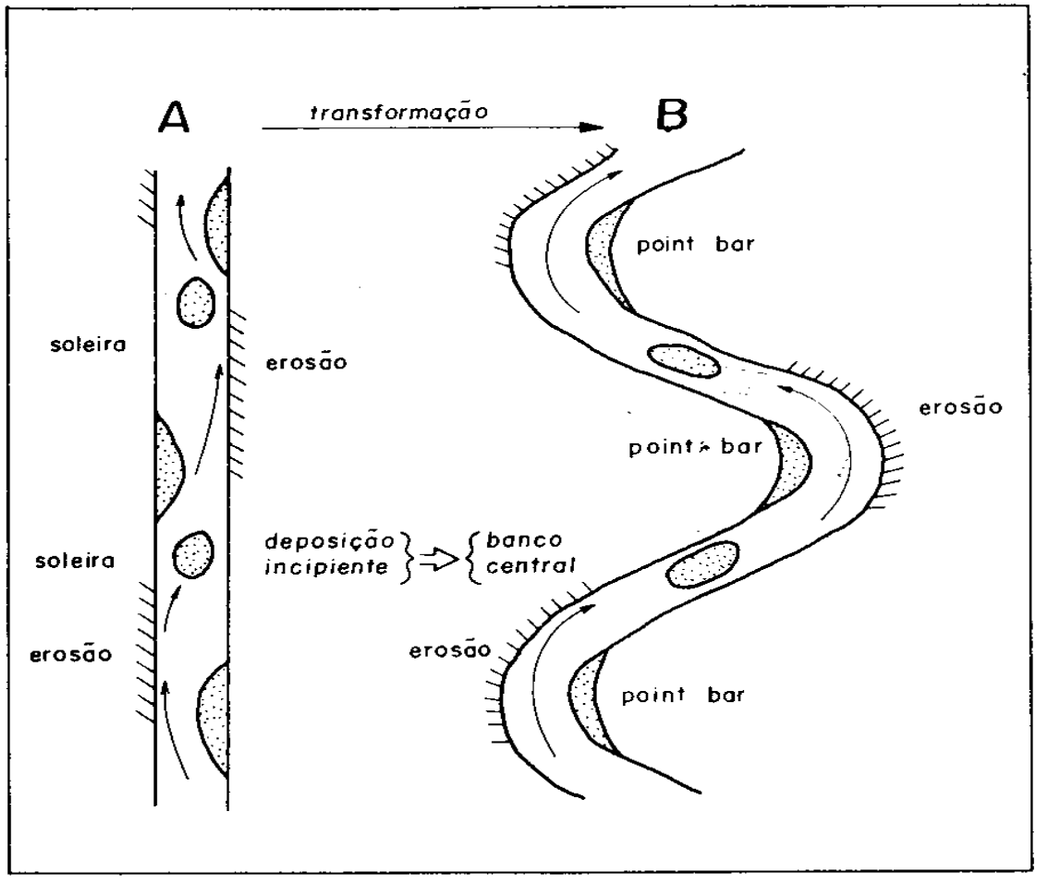


Figura 5.23 Transformação topológica do canal reto ao meandrante, conservando invariante os aspectos morfológicos do canal (segundo Tinkler, 1970)

importante, mas deve ser empregada com uma restrição: o espaçamento das depressões e soleiras e o meandramento são fenômenos ondulatórios, apresentando a mesma simetria nas formas do leito fluvial; por isso, a transformação do canal reto ao meândrico pode ser vista como gradativa.

Esta transformação não implica que um canal reto com quatro depressões vá se transformar em canal meândrico contendo apenas quatro depressões. O alongamento do canal poderá criar novas curvas e acrescentar novas depressões, a fim de manter o ajustamento entre as variáveis geométricas do meandramento e conservar constante o espaçamento entre duas depressões sucessivas, como função da largura do canal.

Posteriormente, em 1972, Keller propôs modelo seqüencial em cinco fases, cada uma caracterizada por aspectos distintos que vão aparecendo à medida que o canal passa de um estágio para outro. Como os trechos fluviais evoluem em intensidades diferentes, no mesmo curso de água é possível encontrar exemplos representativos das diferentes fases. Da mesma maneira, há criação e destruição contínuas de trechos retos e meandrantes, em virtude do movimento migratório. Na transformação prevista por Keller, não é necessário que o rio passe sucessivamente pelas cinco fases, assim como a evolução de um trecho na fase 5 pode transformá-lo e dar-lhe características típicas de qualquer outro estágio. Por exemplo, um trecho na fase 3 pode-se transformar diretamente na fase 5. O estrangulamento de pedúnculos pode fazer com que o canal meândrico venha a apresentar características de outros estágios, recomeçando novo desenvolvimento. A Tab. 5.1 engloba as características relativas aos diversos estágios, graficamente representados na Fig. 5.24.

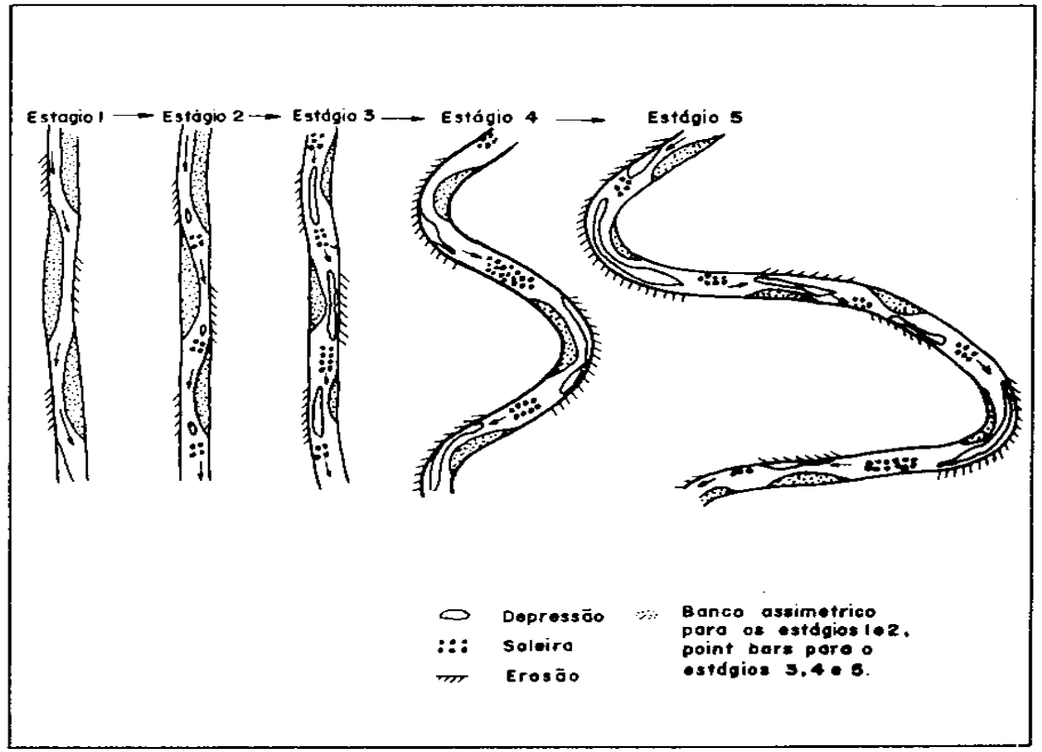


Figura 5.24 Esquema demonstrativo do modelo em cinco fases, assinalando a transformação do canal reto ao meândrico (segundo Keller, 1972)

Tabela 5.1 Características dos estágios relacionados com o desenvolvimento de canais aluviais (conforme Keller, 1972).

Estágio 1	Estágio 2	Estágio 3	Estágio 4	Estágio 5
Nenhuma depressão ou soleira	Depressões e soleiras inicipientes, espaçadas de aproximadamente 3 a 5 vezes a largura	Depressões e soleiras bem desenvolvidas, com espaçamento médio de 5 a 7 vezes a largura do canal e moda entre 3 a 7 vezes a largura	Depressões e soleiras bem desenvolvidas, com espaçamento médio de 5 a 7 vezes a largura do canal e moda entre 5 a 7 vezes a largura	Mistura entre depressões e soleiras bem desenvolvidas e incipientes com espaçamento médio de 5 a 7 vezes a largura do canal; moda entre 3 a 7 vezes a largura
As formas dominantes no leito são os bancos assimétricos	As formas dominantes no leito são bancos assimetricos Depressões e soleiras são pequenas	As formas dominantes no leito são depressões, soleiras e bancos assimétricos (principalmente *point bars*)	As formas dominantes no leito são depressões, soleiras e bancos assimétricos	As formas dominantes no leito são depressões, soleiras e bancos assimétricos
		As depressões são aproximadamente igual a 1,5 vezes o comprimento das soleiras	As depressões são geralmente superiores ao 1,5 do comprimento das soleiras	As depressões são geralmente muito mais longas que as soleiras

Os modelos delineados para enquadrar as transformações dos canais pressupõem conhecimento dos processos e concepções teóricas. À medida que informações vão sendo acumuladas e que novas perspectivas teóricas se abrem, modelos novos irão sendo construídos e apresentados. Entretanto, não se deve esquecer que todas as formas de canais expressam equilíbrio e ajustagem em função do débito, da carga detrítica, das condições locais e do desgaste de energia, sendo respostas ajustadas às influências exercidas pelos fatores. No caso da geometria hidráulica como no das formas de canais, não é possível pensar em "rios desequilibrados". Na natureza há um *continuum* entre as formas, mas o padrão meândrico surge como o mais freqüente. Na distribuição populacional das formas de canais, as ajustagens meândricas representam a categoria do *estado mais provável*, no qual a entropia se aproxima do máximo, com a distribuição mais eqüitativa da energia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Saber, Aziz N. "Tipos de drenagens labirínticas do Brasil". *Notícia Geomorfológica*, 2(4):50-51, 1959.

Ab'Saber, Aziz N. e Bernardes, Nilo. *Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo*. Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, 1958, 304 pp.

Ackers, Peter. "Meander geometry arising from varying flows". *Journal of Hydrology*, 11(3):230-252, 1970.

Ackers, P. e Charlton, F. G. "Meandering of small streams in alluvium". *Hydraulics Research Station Publications*, nº 77, Wallingford, Berkshire, England, 1970, 78 pp.

Ackers, P. e Charlton, F. G. "The geometry of small meandering streams". *Proceedings Inst. Civil Engineers*, Paper 7-3285, 1970, pp. 289-317.

Alexander, C. S. e Nunally, N. R. "Channel stability on the lower Ohio River". *Annals Assoc. American Geographers*, 62(3):411-417, 1972.

Anderson, A. G. "On the development of stream meanders". *Proceed. Int. Assoc. Hydraulic Research*, XII Congress, Fort Collins, 1967, vol. I, pp. 370-378.

Andrade, Gilberto O. de. "Furos, paranás e igarapés – análise genética de alguns elementos do sistema potamográfico amazônico". *Boletim Carioca de Geografia*, 9(3-4):15-30, Rio de Janeiro, 1956.

Bagnold, Ralph A. "Some aspects of the shape of river meanders". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* (282-E):135-144, 1960.

Baker, Victor R. "Stream-channel response to floods, with examples from Central Texas". *Geol. Soc. America Bull.*, 88(8):1 057-1 081, 1977.

Baker, V. R. e Penteado-Orellana, M. M. "Adjustment to Quaternary climatic change by the Colorado River in Central Texas". *Journal of Geology*, 85(2):395-422, 1977.

Baulig, Henri. "Le problème des meandres". *Bull. Soc. Belge d'Études Géographiques*, 17:103-143, 1948.

Brice, James C. "Index for description of channel braiding". *Geol. Soc. America Bulletin*, 71(12):1 833, 1960.

Brice, James C. "Channel patterns and terraces of the Loup rivers in Nebraska". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (422-D):1-41, 1964.

Brice, James C. "Meandering pattern of the White river in Indiana – an analysis". In *Fluvial Geomorphology*, (Morisawa, M., editor). State University of New York, Binghampton, 1973, pp. 179 a 200.
Brice, James C. "Evolution of meander loops". *Geol. Soc. America Bull.*, 85(4):581-586, 1974.
Bridge, J. S. e Jarvis, J. "Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland". *Earth Surface Processes*, 1(4):303-336, 1976.
Bull, William B. "Transformação alométrica em formas de relevo". *Notícia Geomorfológica*, 18(35):3-44, 1978.
Cândido, Aparecido J. "Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais". *Notícia Geomorfológica*, 11(22):21-38, 1971.
Carlston, Charles W. "The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications". *American Journal of Science*, 263(10):864-885, 1965.
Charlton, F. G. "Meandering channels in alluvium". *Br. Hydrom. Res. Association*, 2(10):304-306, 1969.
Chitale, S. V. "River channel patterns". *Journal Hydraulics Division*, ASCE, 96(1):201-221, 1970.
Chitale, S. V. "Theories and relationships of river channel patterns". *Journal of Hydrology*, 19(3):285-308, 1973.
Christofoletti, Antonio – (1976) – Geometria hidráulica. *Notícia Geomorfológica*, 16(32):3-37, 1976.
Christofoletti, A. e Oliveira, A. A. B. de. "Análise morfométrica dos meandramentos do vale do Paraíba, na área da bacia sedimentar de Taubaté". *Notícia Geomorfológica*, 14(27-28):45-60, 1974.
Christofoletti, A. e Oliveira, A. A. B. de. "Densidade de meandramento". *Notícia Geomorfológica*, 15(29):83-87, 1975.
Christofoletti, A. e Oliveira, A. A. B. de. "Relacionamento entre a geometria dos meandros e as características hidrológicas do rio Paraíba, na área da bacia sedimentar de Taubaté". *Ciência e Cultura*, 28(7):787-791, 1976.
Christofoletti, A. e Oliveira, A. A. B. de. "Caracterização dos tipos de distribuição populacional das propriedades geométricas de meandros fluviais". *Ciência e Cultura*, 28(7):791-795, 1976.
Crickmay, C. H. "Lateral activity in a river of Northwestern Canada". *Journal of Geology*, 68(4):377-391, 1960.
Daniel, James F. "Channel movement of meandering Indiana streams". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (732-A):1-18, 1971.
Davis, William M. "River terraces in England". *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, Harvard College, nº 38, pp. 281-346, 1902.
Davis, William M. *Geographical Essays*. Dover Publications, Inc. New York, 1909, 777 pp.
Derruau, Max. *Précis de Géomorphologie*. Masson & Cie., Paris, 4ª ed., 1965, 415 pp.
Dury, G. H. "Principles of underfit streams". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (452-A):1-67, 1964.
Dury, G. H. "Theoretical implications of underfit streams". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (452-C):1-43, 1965.
Dury, G. H. "Relation of morphometry to runoff frequency". In *Water, earth and man* (Chorley, R. J., editor). Methuen & Co., Londres, 1969, pp. 419 a 430.
Dury, G. H. "Channel characteristics in a meandering tidal channel: Crooked river, Florida". *Geografiska Annaler*, 53A (3-4):188-197, 1971.
Eakin, H. M. "The influence of the Earth's rotation upon the lateral erosion of streams". *Journal of Geology*, 18:435-447, 1910.
Engelund, Frank. "Flow and bed topography in channel bends". *Journal Hydraulics Division*, ASCE, 100(11):1 631-1 648, 1974.
Engelund, F. e Skovgaard, O. "On the origin of meandering and braiding in alluvial streams". *Journal of Fluid Mechanics*, 57(2):289-302, 1973.
Exner, F. M. "Zur theorie der flusmäander". *Sitz. Akad. Wissenschaften*, 128(10):1-21, 1919.

Fahnestock, R. K. e Bradley, W. C. "Knik and Matanuska rivers, Alaska: a contrast in braiding". In *Fluvial Geomorphology* (Morisawa, M., editor). State University of New York, Binghampton, 1973, pp. 221-250.
Ferguson, R. I. "Channel pattern and sediment type". *Area*, 5(1):38-41, 1973.
Ferguson, R. I. "Regular meander path models". *Water Resources Research*, 9(4):1 079-1 086, 1973.
Ferguson, R. I. "Meander irregularity and wavelength estimation". *Journal of Hydrology*, 26(3-4):315-333, 1975.
Ferguson, R. I. "Disturbed periodic model for river meanders". *Earth Surface Processes*, 1(4):337-347, 1976.
Ferguson, R. I. "Meander sinuosity and direction variance". *Geol. Soc. America Bulletin*, 88(2):212-214, 1977.
Friedkin, J. F. "*A laboratory study of the meandering of alluvial rivers*". U. S. Waterways Experimental Station, Viksburg, 1945, 40 pp.
Ghosh, A. K. e Scheidegger, A. E. "A study of natural wiggly lines in hydrology". *Journal of Hydrology*, 13(2):101-126, 1971.
Gorycki, Michael A. "Hydraulic drag: a meander initiating mechanism". *Geol. Soc. America Bull.*, 84(1):175-186, 1973.
Gourou, Pierre. "Observações geográficas na Amazônia". *Revista Brasileira de Geografia*, 21(3):354-408, 1949.
Gregory, K. J. "Pragmatic river channel typology". *International Geography*, 76, 1976, vol. 1, pp. 158-160.
Gregory, K. J. (organizador). *River channel changes*. John Wiley & Sons, Chichester, 1977, 448 pp.
Gregory, K. J. e Walling, D. E. *Drainage basin form and process: a geomorphological approach*. Edward Arnold, Londres, 1973, 456 pp.
Guilcher, André. *Précis d'Hydrologie*. Masson & Cie., Paris, 1965, 389 pp.
Handy, R. L. "Alluvial cuttoff dating from subsequent growth of a meander". *Geol. Soc. America Bull.*, 83(3):475-480, 1972.
Harvey, A. M. "Some aspects of the relations between channel characteristics and riffle spacing in meandering streams". *American Journal of Science*, 275(4):470-478, 1975.
Hedin, S. *Scientific results of a jorney in Central Asia*, 1899-1902. Stockolm, 1904.
Hickin, Edward J. "The development of meanders in natural river channels". *American Journal of Science*, 274(4):414-442, 1974.
Hickin, E. J. e Nanson, G. C. "The character of channel migration on the Beatoon River, Northeast British Columbia, Canada". *Geol. Soc. America Bull.*, 86(4):487-494, 1975.
Hjulstrom, F. "Climatic changes and river patterns". *Geografiska Annaler*, (1-2):83-89, 1949.
Hooke, Roger Le B. "Distribution of sediment transport and shear stress in a meander belt". *Journal of Geology*, 83(5):543-565, 1975.
Howard, Aland D. "Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 13(26):3-20, 1973.
Howard, A. D., Keetch, M. E. e Vincent, L. C. "Topological and geometrical properties of braided streams". *Water Resources Research*, 6:1 674-1 688, 1970.
Huber, Jacques. "Contribuição à geografia física dos furos de Breves e da parte ocidental de Marajó". *Revista Brasileira de Geografia*, 5(3):449-474, 1943.
Inglis, Claude C. *The relationship between meander belts, distance between meanders on axis of stream, width and discharges of rivers in floodplains and incised rivers*. Central Board of Irrigation, Annual Report, 1939-1940, 1941.
Inglis, Claude C. *The behavior and control of rivers and channels*. Central Waterpower Irrigation and Navigation Research Station, Poona, India, 13(1):1-238, 1949.
Ippen, A. T. e Drinker, P. A. "Boundary shear stresses in curved trapezoidal channels". *Journal of Hydraulics Division*, ASCE, 88(5):143-179, 1962.
Jefferson, M. S. "Limiting width of meander belts". *National Geographic Magazine*, 13:373-384, 1902.

6 Formas de Relevo Originadas em Ambientes Fluviais

As formas de relevo originadas em ambientes fluviais estão relacionadas aos processos de sedimentação e aos erosivos. A carga detrítica fornecida aos cursos de água, transportada em suspensão ou nas proximidades da superfície do leito, possui características granulométricas variadas e se depositam conforme condições diversas na escala temporo-espacial. Nos ambientes aluviais, as formas topográficas resultantes estão intimamente associadas aos processos deposicionais e a caracterização de muitos tipos de formas envolve, implicitamente, as condições de sedimentação e o arranjo estrutural do acamamento sedimentar. Outro grupo de formas topográficas encontra-se ligado aos processos erosivos atuantes no canal fluvial, resultando do ajustamento das forças exercidas pelo fluxo sobre as formações rochosas encontradas no leito e nas margens. Essa consideração leva-nos a distinguir entre as formas topográficas em leitos aluviais e as em leitos rochosos.

O entrelaçamento das ações erosivas e deposicionais, no tempo e no espaço, produz complexos de formas topográficas que surgem como respostas a ambientes de sedimentação em escala de grandeza maior, caracterizando as planícies de inundação, os deltas, os cones aluviais e as formações sedimentares. Cada ambiente reflete não só a ação fluvial como também a interferência de condicionamento exercido por outros fatores, como o marinho, o lacustre, o topográfico e outros. A sucessão de eventos interferindo na morfogênese fluvial, na escala temporal, pode ser a responsável pela formação de terraços fluviais e pelo estabelecimento de vales fluviais. Obviamente, neste conjunto encontramos a ação de todos os processos morfogenéticos ativos sobre as vertentes, mas cuja morfologia resultante se entrosa com a morfogênese fluvial. Dessa maneira, para analisar as formas topográficas ligadas aos ambientes fluviais a seqüência expositiva se estende desde as microformas localizadas no canal até as formas topográficas correspondentes à grandeza do vale.

6.1 DEPÓSITOS SEDIMENTARES E FORMAS TOPOGRÁFICAS NOS CANAIS E NAS PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO

6.1.1 Tipologia dos depósitos sedimentares e das formas topográficas

Os depósitos sedimentares relacionados aos canais e planícies de inundação podem ser classificados de diversas maneiras. Uma classificação tradicionalmente

mencionada distingue os depósitos ligados com o crescimento por justaposição lateral e os de crescimento por justaposição vertical (Mackin, 1937; Fisk, 1947; Leopold e Wolman, 1957). Os depósitos originados pela justaposição lateral surgem pela migração do canal fluvial, sendo formados pelos materiais da carga do leito. Esse processo é muito ativo, por exemplo, nas margens convexas das curvas meândricas. Essa categoria de depósitos sedimentares não registra o levantamento altitudinal da planície de inundação, mas simplesmente assinala o remanejamento e a redistribuição dos sedimentos disponíveis. Os depósitos originados pela justaposição vertical ocorrem pela sedimentação da carga detrítica em suspensão sobre a planície de inundação, fora do canal fluvial, quando dos transbordamentos, e indicam o levantamento altitudinal da planície. Essa classificação tradicional é muito simples, mas não completa, pois nem sempre é possível fazer distinção nítida entre as categorias e, também, muitas vezes a justaposição lateral promove o crescimento altitudinal da planície de inundação.

Happ, Rittenhouse e Dobson (1940) propuseram classificação genética, distinguindo seis tipos de depósitos: colmatagem de canais, justaposição vertical, recobrimentos em planícies de inundação, colúvios, justaposição lateral e sedimentos defasados em relação ao fluxo. Os depósitos de colmatagem de canais compreendem os que preenchem os canais abandonados e inativos; os sedimentos dos diques marginais e das bacias de inundação representam os depósitos de justaposição vertical; os depósitos de recobrimento em planícies de inundação compreendem os originados pela deposição detrítica provinda de canais que sulcam e entalham os diques marginais; os depósitos coluviais independem da ação ativa do fluxo fluvial, resultando da acumulação detrítica nos sopés de bordas verticais por processos de movimentos ao longo da vertente e pelo escoamento pluvial; os depósitos de justaposição lateral são formados pelos cordões marginais convexos (*point bars*), enquanto os depósitos de defasagem compreendem os detritos de granulometria grosseira que se acumulam no leito fluvial, liberados e livres dos sedimentos mais finos, à medida que o fluxo não mais possui condições para transportá-los[1]. Por seu turno, Leopold, Wolman e Miller (1964 : 317) distinguem oito subambientes deposicionais no âmbito das planícies de inundação, com as seguintes características:

a) o canal fluvial;

b) meandros abandonados ou lagos em formato de "chifre de boi", representando os trechos abandonados de curvas meândricas, em virtude dos processos de recortamento dos pedúnculos;

c) arcos meândricos (*meander scrolls*), depressões e saliências no lado convexo das curvas, formados à medida que o canal migra lateralmente em direção de jusante e para a margem côncava;

---

[1] Os depósitos de defasagem correspondem aos *channel lag deposits*. Carlos W. M. Campos, ao traduzir a obra de Medeiros, Schaller e Friedman (1971), utilizou a expressão "depósitos residuais de canal".

d) cordões marginais convexos, ambiente de deposição no lado convexo das curvas meândricas;

e) lodaçais, áreas de águas mortas, formados nas depressões de lineamento curvo dos arcos meândricos e ao longo das paredes do vale, em lugares escavados pela correnteza das cheias e posteriormente abandonados quando do abaixamento do nível das águas;

f) diques naturais, cristas ou saliências construídas acima da superfície da planície de inundação e adjacentes ao canal fluvial, geralmente contendo materiais grosseiros depositados quando das fases de transbordamento;

g) bacias de inundação, contendo depósitos de transbordamento, com materiais mais finos acumulados nas águas represadas entre os diques marginais e as escarpas dos terraços mais elevados ou com as vertentes do vale;

h) recobrimentos arenosos, depósitos formados durante as cheias, geralmente compostos por partículas arenosas mais grosseiras que se acumulam como recobrimento de extensão variável ou como detritos espalhados difusamente, através de canais que sulcam e entalham os diques marginais.

Verifica-se haver, portanto, dificuldades para englobar a variabilidade dos ambientes deposicionais existentes nas planícies de inundação. Usando critério relativamente prático, pode-se classificar os tipos de depósitos em três grupos principais:

a) depósitos em canais fluviais: são os depósitos sedimentares formados pela atividade do fluxo em canais aluviais, incluindo a sedimentação defasada da carga detrítica, os cordões marginais convexos, os bancos detríticos centrais e os depósitos de colmatagem de canais;

b) depósitos nas margens: são os depósitos formados nas margens dos canais fluviais e produzidos durante os períodos de transbordamento. Nesta categoria estão incluídos os diques marginais e os depósitos de recobrimento;

c) depósitos nas bacias de decantação: são os depósitos sedimentares compostos por sedimentos muito finos, formados quando os transbordamentos inundam as depressões localizadas além dos diques marginais. Incluem os depósitos das bacias de inundação e os dos pantanais.

6.1.2. Sedimentação e formas topográficas em leitos aluviais

6.1.2.1 Sedimentação no leito do canal

Quando os cursos de água possuem o leito e as margens, formados por materiais detríticos depositados recentemente, que ainda se encontram inconsolidados, pode-se considerar os canais aluviais como sendo produtos dos processos resultantes da interação entre o fluxo de água e a movimentação dos sedimentos. Dessa maneira, a forma do canal e a topografia do leito refletem os processos que as produziram. Conhecer o entrelaçamento entre processos e formas, estabelecendo as características morfológicas, morfométricas, a composição sedimentar e as relações espaciais da configuração topográfica do leito permitem criar fundamentos seguros para as deduções e interpretações de paleoambientes, com base na análise das formações sedimentares antigas.

A carga detrítica transportada pelos cursos de água abrange variedade granulométrica muito grande. As argilas e os siltes, carregados em suspensão, passam pela planície de inundação em velocidade semelhante a da água, e só são depositados quando os transbordamentos inundam a planície circunvizinha ao canal. As areias são transportadas por gama variada de fluxos, mas em escala menor que os sedimentos em suspensão e em velocidade menor, ficando sujeitas a estocagem temporária no leito do canal. Os detritos de granulometria mais grosseira, cascalhos e fragmentos maiores são transportados de modo mais lento e por fluxos de elevada magnitude, fato que ocorre com baixa freqüência. Happ, Rittenhouse e Dobson (1940) assinalaram que os materiais relativamente grosseiros, que vão sendo selecionados e deixados como acumulação residual nos processos normais da ação fluvial, tornam-se concentrados e formam os chamados *depósitos de defasagem*. Os típicos depósitos de defasagem são encontrados nas partes mais profundas do leito fluvial, onde se acumulam em camadas lenticulares e, com o decorrer do tempo, são recobertos por sedimentos de granulometria mais fina, fato que contribui para a sua preservação. Os depósitos de defasagem nunca formam camadas espessas e invariavelmente são descontínuos. Localizando-se nas partes mais profundas do canal, estabelecem um pavimento detrítico grosseiro que é posteriormente recoberto por depósitos mais finos, arenosos e argilosos, e nas curvas meândricas representam a parte basal dos cordões marginais convexos. Em 1937, Mackin sugeriu que a espessura desses depósitos, se não houver deposição posterior de recobrimento, é igual à profundidade máxima do entalhamento efetivo realizado pelas cheias. Descrições minuciosas desses depósitos, em rios atuais, são fornecidas por Fisk (1944), para o rio Mississipi, por Arnborg (1958), para o rio Angermanalven, na Suécia, e por Lattman (1960), para o rio Beaverdam na Pennsylvania (Estados Unidos). Os pavimentos detríticos grosseiros ou cascalhentos ocupam trechos descontínuos no canal fluvial e é efêmera a sua participação na superfície topográfica do leito. Estando ligados aos débitos de elevada magnitude, à medida que há diminuição do nível das águas ocorre o recobrimento e soterramento por sedimentos de granulação menor. Sob essas condições, a quase totalidade do leito aluvial, no espaço e no tempo, é composta por aluviões de granulometria arenosa a mais fina.

6.1.2.2 Formas topográficas no leito do canal

As formas topográficas do leito constituem categoria ampla, abrangendo toda e qualquer irregularidade produzida no leito de um canal aluvial pela interação entre o fluxo de água e a movimentação de sedimentos (Simons e Richardson, 1966: V). Sob outra perspectiva, as formas são elementos morfológicos individuais, distintos, maiores que as partículas de areia ou de cascalho, presentes em leito arenoso ou cascalhento (Allen, 1976: 362). Nos canais

fluviais, a rugosidade do material detrítico componente do leito e das margens e a configuração topográfica do leito (definida como o complexo de formas topográficas que recobrem o leito de um canal aluvial, conforme Simons e Richardson, 1966: V; ou como o conjunto de formas, inteira ou predominantemente de um tipo, encontrado em determinado lugar e tempo, conforme Allen, 1976: 362, tal como a configuração de dunas) oferecem resistência ao fluxo. A dinâmica do fluxo, os mecanismos de transporte e os processos morfogenéticos atuantes no curso de água só agem quando possuem forças suficientes para ultrapassar essa resistência. Devido a inconsistência do material detrítico, há facilidade para a movimentação dos sedimentos e para a esculturação de formas topográficas. Nesta perspectiva, a topografia do leito surge sendo de natureza deformável e de rápida mutabilidade.

Deve-se, por causa da mutabilidade e da rapidez da ajustagem, chamar atenção sobre a definição proposta por Allen sobre a configuração topográfica do leito. O termo descreve a geometria de uma porção do leito, muito maior do que a área da forma topográfica individual, e possui conotação com a

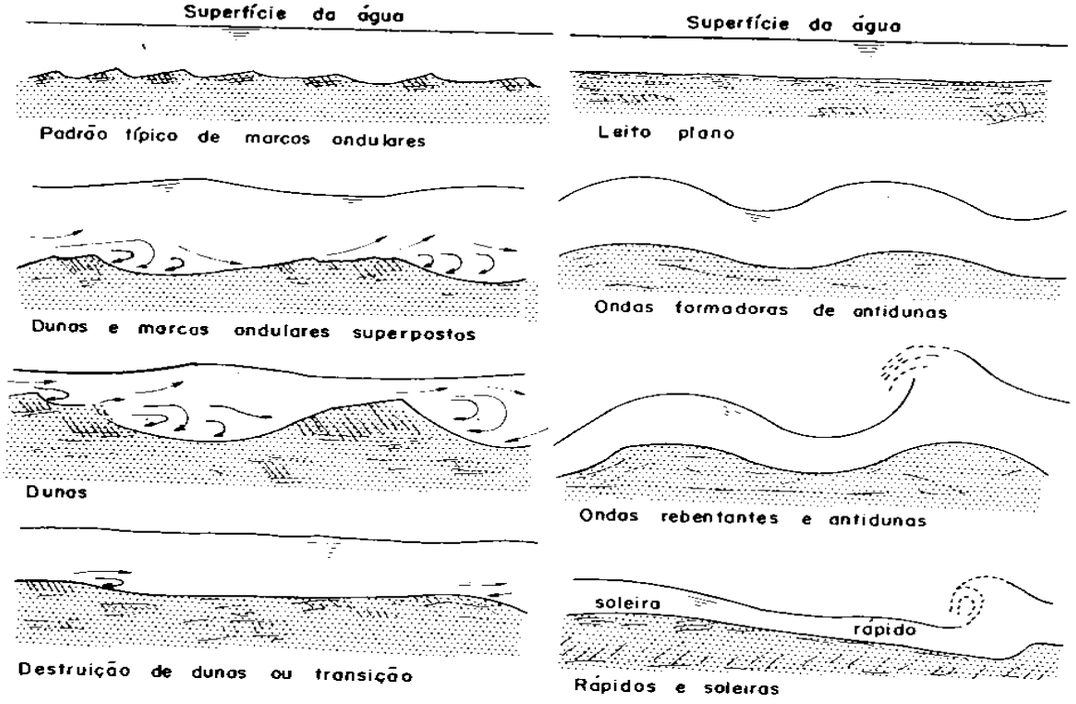


Figura 6.1 Formas de rugosidade do leito em canais de aluviões (conforme Simons e Richardson, 1966)

população das formas do leito. O referido autor também observa que o "lugar" ocupado pela configuração ou população pode ser definida tanto linear como arealmente, e que o "tempo" pode ser tanto um instante ou, menos comumente, um intervalo temporal. Para descrever a totalidade de todas as possíveis configurações de determinado tipo, especialmente em conexão com as relações hidráulicas das formas, Allen (1976: 362) propõe o termo *estado do leito* (estado do leito de marcas onduladas; estado do leito de dunas etc).

Em virtude das diversas variáveis envolvidas, torna-se difícil apresentar critério plenamente satisfatório para classificar as formas topográficas do leito. Usando o critério da intensidade crescente do fluxo, Simons e Richardson (1961; 1966) demonstraram a seguinte seqüência de formas: *a*) leito plano sem movimentação de sedimentos; *b*) ondulações de pequena escala; *c*) ondulações de grande escala (ondas de areia ou dunas), com superimposição de ondulações pequenas; *d*) dunas; *e*) formas transicionais entre ondulações grandes e leitos planos; *f*) leitos planos com movimentação de sedimentos, e *h*) antidunas em movimento.

Nas experiências realizadas, a seqüência entre leito plano sem movimentação de sedimentos e as formas transicionais ocorreu em condições de fluxo turbulento tranqüilo, enquanto as demais ocorrem sob condições de fluxo turbulento rápido. Se aplicarmos o critério morfológico, tais formas representariam os seguintes tipos: *a*) leitos planos, *b*) ondulações e *c*) dunas e antidunas.

Essas categorias representam as formas cuja disposição é transversal ao fluxo principal e foram as mais estudadas. Entretanto, no leito fluvial também existem categorias de formas alinhadas paralelamente à direção do fluxo, com disposição longitudinal, produzidas por movimentos secundários, helicoidais, originados pela instabilidade do fluxo. Embora apresentando semelhança nos processos responsáveis pela formação, os elementos longitudinais variam muito em tamanho, morfologia e em densidade de distribuição no leito do canal.

Em canais aluviais, o leito com superfície plana pode ser hipoteticamente concebido, mas não é viável sua existência desde que haja movimentação detrítica, mormente em rios. Em experiências de laboratório, os leitos planos são criados a fim de se determinar a força de cisalhamento necessária para iniciar a movimentação das partículas e a configuração topográfica que se formará após iniciado o movimento do material detrítico.

Em virtude de existir relação direta entre a carga detrítica e a potência do curso de água[1], pode-se verificar que a configuração topográfica irá refletir esse relacionamento. Em fase de cheia, o curso de água possui potência elevada e transporta sedimentos de diversos tamanhos. À medida que diminui o débito, haverá diminuição na velocidade, na profundidade e na capacidade de transporte. Para cada condição de fluxo pode-se, pois, estabelecer as características da configuração topográfica. Entretanto, na natureza observa-se inércia no sistema

[1] A potência fluvial é o produto da velocidade (V) multiplicada pelo peso específico da água (γ), pela profundidade média ou raio hidráulico (R) e pela declividade (S)

canal fluvial. Com a diminuição da potência fluvial, diversos limiares vão sendo paulatinamente ultrapassados: se determinado material do leito se movimenta sob determinada magnitude de fluxo e de potência, esse material permanecerá estacionário e imóvel quando o débito for inferior ao limiar necessário. Em conseqüência, a configuração topográfica do leito, em fluxos de baixa magnitude, será remanescente da topografia esculpida sob fluxos mais elevados.

O problema básico, portanto, é o de conhecer quando se inicia a movimentação do material do leito e quais as formas topográficas que poderão ocorrer. No processo de abaixamento da potência fluvial, pode-se chegar a ultrapassar o limite mínimo e não haver nenhuma movimentação detrítica no leito do canal.

As *ondulações* ou *marcas ondulares* (*ripple marks*) são formas com perfil aproximadamente triangular, possuindo declividades suaves em direção de montante e sendo íngremes para jusante. Marcas ondulares possuindo altura de poucos e comprimento de até dois decímetros são amplamente reconhecidas em leitos fluviais. Em geral, são compostas por material detrítico fino, inclusive areias, e as suas dimensões independem da granulometria e da profundidade do fluxo. A altura conserva-se na escala do centímetro e, após atingir a grandeza de forma estável, seu crescimento permanece estacionário e independente das influências externas.

As ondulações podem apresentar movimento migratório em direção de jusante, através da erosão no setor montante e deposição no setor abaixo. Nessa movimentação, verifica-se que os grãos individuais se movem para jusante, subindo até a crista das marcas ondulares e caindo ao longo da face de avalancha (*slip face*). Enquanto há o deslocamento dessas formas do leito, a partícula depositada no sopé da face íngreme permanece estacionária até que, completada a migração da forma topográfica, seja novamente descoberta a montante e afetada pelo fluxo. Se houver recobrimento composto por sedimentos finos, siltes e argilas, a película superficial terá elevada coesão e resistência frente às forças erosivas necessárias à movimentação detrítica, conferindo maior permanência e estabilidade às marcas ondulares. Correspondendo a formas topográficas de pequena escala, as ondulações podem compor topografias individualmente caracterizadas ou se desenvolver como superimpostas em formas de escala maior, como no dorso de dunas e antidunas.

As *dunas* são formas assimétricas, com perfil longitudinal semelhante ao das ondulações, possuindo suave declividade para montante e declividade íngreme para jusante. Geradas sob condições de fluxo tranqüilo, as observações de Simons e Richardson (1966, p. 7) mostram que as dunas se formam em qualquer tipo de canal, independente do tamanho do material do leito, se a potência fluvial for suficiente para causar transporte geral do material do leito sem ultrapassar o valor do número de Froude igual a 1,0. A gama dimensional das dunas é muito grande, e no rio Mississipi foram descritos exemplos de algumas centenas de metros de comprimento, aproximadamente 12 metros de altura (Carey e Keller, 1957). Considera-se que a amplitude máxima que possibilita o desenvolvimento das dunas é aproximadamente a profundidade média.

Dessa maneira, as dunas desenvolvem-se proporcionalmente com o aumento da profundidade, até atingir os valores limites correspondentes à profundidade média. Sob condições de fluxo estável, a altura das dunas é diretamente proporcional à profundidade da água, sendo que a sua altura oscila entre 10 e 20% do valor da profundidade (Allen, 1965b). No sentido plano horizontal, a forma das dunas varia das lingóides às retas e lunatas.

As dunas e as ondulações são formas similares, sendo transversais e assimétricas em relação ao fluxo. A face abrigada, em direção de jusante, é afetada por avalanchas que se originam nas cristas e deslizam por declividades de aproximadamente 30°. A face de montante assume declividades de 1 a 8°, dependendo do tamanho da estrutura. Considerando o perfil longitudinal paralelo ao fluxo, as ondulações e dunas podem ser caracterizadas pela altura (H) e pelo comprimento de onda (Y). A análise estatística dos valores dessas formas mostra a existência de população bimodal, existindo dois conjuntos distintos com reduzida superposição. Os valores que delimitam ambos os conjuntos situam-se aproximadamente a 4 cm para a altura e a 60 cm para o comprimento de onda. Esses limiares permitem definir as dunas como sendo as formas que excedem 60 cm de comprimento e 4 cm de altura; as ondulações são as formas com dimensões inferiores aos valores citados. Por outro lado, a relação entre o comprimento de onda e a altura está longe de ser constante, mas seus valores geralmente oscilam entre 10 e 20. Allen (1970, p. 70) assinala que os dados colhidos nos cursos de água denotam, para as ondulações e para as dunas, as seguintes correspondências:

para as ondulações: $H = 0{,}074\ Y^{1,19}$

para as dunas $H = 0{,}074\ Y^{0,77}$.

Existe proporcionalidade na transformação alométrica da duna, expressa entre a altura, comprimento e profundidade do fluxo. Considerando os dados analisados por Allen (1968a; 1968b) pode-se verificar que o comprimento (Y) aumenta mais rapidamente que a altura (H) e que, de certo modo, a altura cresce mais rapidamente que a profundidade média (d) do fluxo gerador. As equações alométricas descritivas dessas relações são:

$$H = 0{,}086\ d^{1,19}$$

e

$$H = 0{,}074\ Y^{0,77}$$

do confronto dessas duas decorre que

$$Y = 1{,}16\ d^{1,55}.$$

Embora diferentes em tamanho, as ondulações e as dunas são similares em suas formas planas horizontais. São denominadas *cristas alongadas*, quando as cristas alongam-se no sentido do fluxo em comprimento várias vezes maior que o comprimento de onda, podendo ser retilíneas ou sinuosas. Muitas ondulações e dunas possuem cristas com lineamentos curtos e curvos, de amplitude semelhante ao comprimento de onda. Nesta categoria, a duna mais comum é

chamada *lunata* e possui crista côncava na direção do fluxo. A ondulação ou duna *lingóide* possui crista convexa fortemente recurvada na direção do fluxo.

As dunas e ondulações migram em direção de jusante. Os materiais transportados sobre o dorso, onde o fluxo se torna acelerado, precipitam-se após atingir a crista, onde o aumento repentino da profundidade faz com que haja correntes secundárias agindo em direção de montante. Na face inclinada para jusante, as camadas frontais preservadas em seqüência na estrutura da duna registram as sucessivas posições anteriores do lado abrigado, que paulatinamente vão recobrindo o soalho do leito. Nas dunas, essas camadas relativamente espessas (5-15 mm) constituem os *leitos cruzados*, enquanto nas ondulações são delgadas (inferiores ou de poucos milímetros de espessura) e correspondem às *lâminas cruzadas*. A intensidade e a rapidez da movimentação dependem da taxa de transporte de sedimentos ao longo do fluxo.

As *antidunas* compõem um conjunto topográfico do leito, de perfil assimétrico, cujas formas individuais movimentam-se em direção contrária ao fluxo principal. Em geral, desenvolvem-se em canais com declividades elevadas e alta carga sedimentar do leito. Nessas condições, a agitação da água é muito intensa e o fluxo turbulento possui valores do número de Froude superiores a 1,0. No fluxo rápido, as ondas podem caminhar em direção de montante e movimentar os sedimentos nessa direção; as ondas desenvolvem-se em altura até que se tornam instáveis, quando ocorre a ruptura e a rebentação, e diminui a movimentação detrítica. Durante a formação das antidunas, ocorre deposição na face voltada para montante enquanto a erosão é mais intensa no dorso voltado para jusante. As antidunas parecem ser formas comuns em canais anastomosados, arenosos e rasos. As dimensões das antidunas são variadas, citando-se exemplos com 5 a 10 metros de comprimento e de até 2 metros de altura. Entretanto, pouco se conhece sobre a estrutura interna dessas formas. Allen (1968b) assinala que existe relação entre o comprimento de onda da antiduna (Y) e a profundidade média do fluxo (d), expressa como sendo

$$Y \approx 2\pi d \approx 6{,}3d.$$

À medida que aumentam os valores do número de Froude, passando do fluxo tranqüilo para as condições de fluxo rápido, as ondulações e dunas são substituídas por uma topografia plana do leito, que se estabelece como forma transicional. O *leito plano* pode ser definido como destituído de elevações ou depressões maiores que o tamanho maior dos sedimentos componentes do material do leito (Simons e Richardson, 1966, p. 7). Sob as condições de fluxo rápido, nos cursos naturais como nas experiências de laboratório, observaram-se movimentos detríticos, com o transporte de grãos pela superfície. A movimentação detrítica inicia a elaboração de formas topográficas, e as primeiras a surgirem são lineamentos paralelos ao fluxo. Aumentando a intensidade do fluxo, chega-se até a formação das antidunas.

As estruturas internas dos depósitos, originadas pelos deslocamentos das ondulações, dunas e antidunas, são representativas das condições de fluxo.

No setor da Sedimentologia, por exemplo, mesmo após o desaparecimento das formas topográficas, usa-se o critério de interpretar as condições de fluxo através das estruturas sedimentares. Como as formas topográficas expressam diferentes níveis de intensidade no regime de fluxo turbulento, Allen (1965b, p. 114) elaborou esquema qualitativo assinalando os relacionamentos entre o fluxo, a forma e a estrutura interna (Tab. 6.1).

Tabela 6.1 Relacionamento entre formas topográficas do leito fluvial, estruturas sedimentares e características do fluxo (conforme Allen, 1965)

Formas topográficas	Estruturas sedimentares	Características do fluxo	
		com base no número de Froude	com base na rugosidade
Ondulações de pequena escala	Estratificação cruzada em pequena escala. As camadas medem mm ou cm na espessura e formam um *coset*	parte inferior do regime de fluxo tranqüilo	parte baixa do regime de fluxo inferior
Dunas (ondulações de grande escala)	Estratificação cruzada em grande escala. As camadas medem dm ou m na espessura e formam um *coset*	parte média do regime de fluxo tranqüilo. O número de Froude é menor que 0,8	parte superior do regime de fluxo inferior
Leito plano ou estacionário, antidunas de fraca amplitude	Acamamento plano com lineações. Lâminas arenosas, com mm de espessura, essencialmente horizontais, planas ou levemente ondulante. A superfície das lâminas mostra lineações paralelas ao fluxo	parte superior do regime de fluxo tranqüilo, e do fluxo rápido. O número de Froude é maior que 0,8	regime de fluxo superior

NOTA: O termo *coset* foi proposto por Mckee e Weir (1953 : 384) para unidade sedimentar composta de dois ou mais conjuntos, tendo camadas estratificadas ou cruzadas, "separadas de outras camadas estratificadas ou cruzadas por superfícies planas originais, de erosão, não deposição ou de mudança abrupta em caráter".

Em geral, para assinalar o relacionamento entre as formas do leito e o regime de fluxo, a literatura específica distingue o regime de fluxo superior e o regime de fluxo inferior. Observa-se transição quando há passagem de um regime para outro (Harms e Fahnestock, 1965). O regime de fluxo inferior ocorre quando é significativa a resistência oferecida ao escoamento, resultando em

pequeno transporte de sedimentos. Sob essas condições, as formas de leito resultantes são camadas planas sem nenhuma movimentação detrítica, marcas ondulares pequenas, e dunas e ondas de areia (Simons e Richardson, 1965). O regime de fluxo superior caracteriza-se pela baixa resistência ao escoamento e transporte intenso de sedimentos. A superfície da água encontra-se em fase com a superfície do leito e o transporte de sedimentos é feito em lençóis, deslocando-se os grãos individualmente de maneira quase contínua. Desenvolvem-se as camadas planas, as dunas e antidunas (Medeiros, Schaller e Friedman, 1971).

Necessariamente, não há equivalência entre fluxos inferior e superior e os fluxos tranqüilo e rápido. Todavia, Medeiros, Schaller e Friedman (1971 : 50), modificando proposição inicial de Briggs e Middleton (1965), apresentam a seguinte tabela referencial:

$R_e \geqslant 500 \ldots$	$F_r = 1{,}8$ ↑ $F_r = 1{,}0$ ↓ $F_r = 0{,}0$	Fluxo rápido / Fluxo tranqüilo	regime de fluxo superior / regime de fluxo inferior

Nota: Nesta tabela, R_e = número de Reynolds e F_r = número de Froude.

Raras são as informações disponíveis sobre as transformações que ocorrem nas formas topográficas do leito no transcurso de uma fase de cheia. Descrevendo um trecho do rio Fraser, no Canadá, Pretious e Blench (1951) documentaram o efeito de histerese que acontece durante a cheia. O período de observação abrangeu 21 dias, e o débito inicial de 6 510 m^3/s atingiu o pico no décimo dia com o valor de 12 310 m^3/s, e gradualmente declinou até chegar ao valor de 8 631 m^3/s. As formas topográficas iniciais do leito eram formadas por dunas, de tamanho pequeno mas uniforme. No sexto dia (com débito de 10 471 m^3/s), elas haviam duplicado em tamanho. O pico da descarga foi atingido no décimo dia, mas as formas topográficas continuaram a crescer em tamanho até o décimo oitavo dia, quando apresentaram tamanho de 10 a 15 vezes maiores que as dimensões iniciais. Pelo vigésimo primeiro dia, as ondulações tornaram-se estabilizadas no dorso das dunas e o leito, pouco a pouco, foi retornando às suas características originais.

As *formas longitudinais* nos leitos fluviais englobam marcas de entalhe e saliências deposicionais originadas pelas correntes secundárias de fluxo. A presença de obstáculos (seixos, blocos, matacões, árvores e outros) ocasiona descontinuidades locais do fluxo sobre o leito, sendo responsável pela ampla categoria das marcas de entalhe e pelos depósitos formados pelos sedimentos erodidos, freqüentemente localizados como adjacentes aos entalhes.

Diversas experiências foram realizadas para verificar o comportamento do fluxo ao redor de obstáculos. Um exemplo clássico é o uso de cilindro, com eixo colocado perpendicularmente ao fluxo. Ao aproximar-se do cilindro,

mantendo velocidade uniforme, o fluxo divide-se em duas porções para circundar o obstáculo. A pressão exercida pelo fluxo é variável em volta do cilindro, sendo máxima na frente, mínima nas partes mais laterais do cilindro (na perspectiva do fluxo) e voltando a atingir outro máximo na retaguarda, embora com valor inferior à pressão da parte frontal. As porções separadas tendem a seguir a direção geral, mas rapidamente apresentam grandes vórtices que tornam complicada a descrição do fluxo, explicando a diferença de pressão no setor da retaguarda. Ao ultrapassar o obstáculo, cada camada de fluxo possui a sua vorticidade, que representa a taxa de rotação das partículas do fluido. Na retaguarda do obstáculo, em virtude do gradiente geral da pressão, o fluxo retrocede e origina recirculação. O fluxo retrocedente, dentro da camada limitante, leva à formação de dois vórtices (Fig. 6.2).

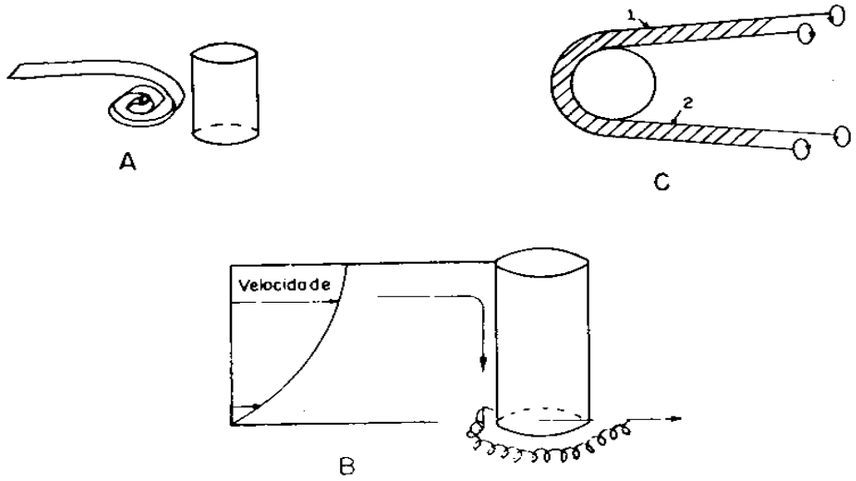


Figura 6.2 Esquema assinalando o comportamento do fluxo e da vorticidade frente aos obstáculos (adaptado de Karcz, 1973). Em *A*, o padrão do fluxo secundário a montante do cilindro; em *B* e *C*, esquema do movimento helicoidal no plano e na vertical

A configuração de um par de vórtices, com dois ramos que acabam se reunindo posteriormente, persiste até sob condições de velocidade muito baixa. Aumentando a turbulência e elevando-se o valor do número de Reynolds, os vórtices expandem-se e chegam a sofrer rupturas ocasionadas em lados alternantes e migram para jusante. Outros vórtices são formados e seguem regularmente o mesmo procedimento. A formação alternada e a migração dos vórtices na esteira de obstáculos são conhecidas como a *via de von Karman* (*von Karman street*). A velocidade média no setor da esteira é consideravelmente menor que no fluxo exterior, fato que se considera como o responsável pela sedimentação que ocorre nessa área, pelo menos enquanto for baixo o número de Reynolds.

Esse processo parece ser o mecanismo principal na formação de cristas localizadas na retaguarda de obstáculos. Quando a velocidade do fluxo é muito alta, aumentando a intensidade dos vórtices, pode ocorrer a formação de depressão erosiva em virtude do processo de sucção sobre os sedimentos do fundo, subseqüentemente removidos pelas correntes secundárias. Outro fato a ser considerado é o seguinte: nos cursos de água, como a velocidade oscila no sentido vertical, diminuindo em direção do fundo, estabelece-se um gradiente vertical na pressão que causa fluxo para baixo, que atua sobre o leito e inicia o entalhamento local (Fig. 6.2).

Esse tipo de fluxo secundário, o sistema de vorticidade em ferradura, minuciosamente descrito nos trabalhos de Richardson (1968) e Karcz (1968), oferece explicação razoável sobre os mecanismos responsáveis pela origem e geometria das marcas de entalhe em crescente e de algumas formas esculpidas na parte abrigada dos obstáculos.

O termo *marcas em crescente* (*current crescent*) foi introduzida por Peabody (1947) para descrever depressões arqueadas e entalhadas no setor montante de obstáculos. As observações mostram que, ao redor de protuberâncias arredondadas, o entalhamento se inicia nas vizinhanças das partes laterais. No caso de protuberâncias alongadas, em relação ao fluxo, como em muitos seixos e blocos, o entalhamento se inicia simultaneamente no centro da parte frontal e nas proximidades dos pontos indicativos da largura máxima do obstáculo. Em geral, a marca de entalhe possui forma semelhante a ferradura ou a da letra *U*, e as suas dimensões são conforme a intensidade do fluxo e a grandeza do obstáculo (Fig. 6.3). O perfil longitudinal das marcas em crescente (Fig. 6.3) mostra que a porção cimeira possui declividade suave para montante e declividade íngreme para o interior da depressão. Na parte central da crescente, a declividade para jusante é igual ao ângulo de repouso do sedimento. Quando esculpidas em sedimentos finos, observa-se que sempre permanece acumulação detrítica na parte inferior do setor montante do obstáculo. Para que haja pleno desenvolvimento das marcas de entalhe, o espaçamento entre os obstáculos deve ser distante de pelo menos doze vezes o diâmetro do obstáculo. Se o espaçamento for menor, haverá interferências nas correntes de fluxo e nas formas topográficas resultantes.

Muitas vezes, independentes da presença de obstáculos, há a formação de marcas de entalhe. Os *entalhes elipsoidais* são formas elíticas em seu lineamento exterior, com alongamento paralelo ao fluxo. Freqüentemente, a depressão alonga-se na direção de jusante, possuindo alguns centímetros de profundidade, mas tornando-se cada vez mais rasas nessa direção. Em geral, esses entalhes atingem só um litotipo. As *cavidades elipsoidais* (*hollows scours*) possuem pequena extensão lateral (na escala do decímetro ao metro) e também são elíticas em seu lineamento exterior e alongamento paralelo ao fluxo principal. Semelhantes aos entalhes elipsoidais, são mais profundas (geralmente superiores a 30 cm) e entalhadas em mais de um litotipo.

Em 1941, Bagnold introduziu o termo *sand shadow* para designar as acumulações eólicas de areia formadas a sotavento de obstáculos. Posteriormente, estruturas semelhantes formadas pelo vento, água e neve foram descritas por outros autores e Allen (1965a) descreveu obstáculos à neve circundados por entalhes, denominando-os *cristas remanescentes de entalhes* (*scour remnant ridges*). Karcz (1968, p. 1002) utiliza do termo *abrigos de obstáculos* (*obstacle shadow*) para designar todos os elementos alinhados ao fluxo, originados por entalhamento e deposição, localizados na parte abrigada de obstáculos.

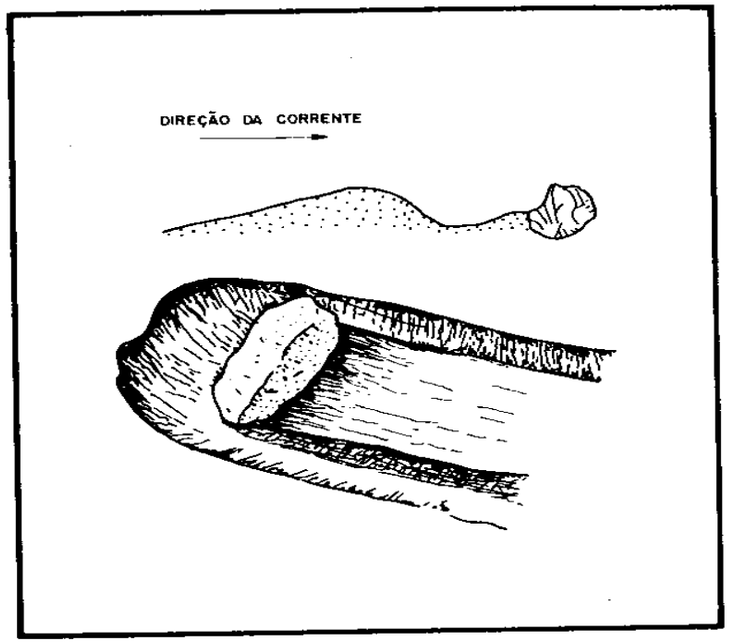


Figura 6.3 Marcas de entalhe em forma de *U*. No topo, seção longitudinal acompanhando a direção do fluxo; em baixo, a representação em plano da forma em crescente.

Os *lineamentos de corrente*, entre as formas longitudinais, são as menores. Consistem de padrão regular de estrias e filamentos compostos por grãos arenosos, que se formam sob variadas condições de fluxo sobre leitos lisos, semi-rugosos, planos ou ondulantes. Alguns desses elementos longitudinais consistem de crista única de sedimentos ou de um único sulco, que se alongam a jusante do obstáculo. Outras formas são mais complexas, consistindo de sulcos separados por cordões sedimentares. O topo do cordão pode ser mais baixo, se nivelar ou ser mais salientes que a superfície do leito circunvizinho. A orientação das formas longitudinais é muito sensitiva a qualquer mudança no padrão local do fluxo. Em leitos formados por sedimentos finos, por exemplo, as estrias ou sulcos são de fraca profundidade e largura, e lineares ou meandrantes no sentido do fluxo.

Os lineamentos podem se desenvolver no dorso de formas topográficas maiores (ondulações e dunas), e existe equilíbrio aparente entre elas. Entretanto, quando a velocidade é aumentada até o valor correspondente à transição para a fase de leito plano com movimentação detrítica, na classificação de Simons e Richardson (1966), os alinhamentos longitudinais intensificam-se e gradualmente obliteram e substituem as ondulações. Devido a maior turbulência e atuação das correntes secundárias, as estrias e sulcos possuem grandeza maior, com larguras da ordem de 2 a 8 cm, e os cordões intermediários são arredondados. A deformação da configuração topográfica formada pelas ondulações inicia com o aparecimento de linhas retas, normais às cristas das ondulações. Com o tempo, sinais de entalhamento aparecem ao longo das linhas, e os sedimentos são removidos lateralmente e se depositam; as cristas remanescentes e as caneluras são progressivamente niveladas e arredondadas. Pouco a pouco estabelece-se a padronagem dos lineamentos alternando sulcos e cristas, com ordem de grandeza relativamente maior que as esculpidas sobre as condições precedentes.

Outra categoria de formas longitudinais é composta pelas *barras*, ou restingas fluviais, com grande variabilidade no tamanho, oscilando desde alguns metros de comprimento e largura até centenas de metros de extensão por dezenas de metros na largura. As barras longitudinais geralmente são compostas por cascalhos e areias. Em canais anastomosados são comumente dissecadas por canais, que esculpem terraços de pequena amplitude em sentido paralelo ou subparalelo às margens principais do canal. No rio Bramaputra, Coleman (1969) teve a oportunidade de descrever formas lineares grandiosas, com 100 m de largura e aproximadamente 2 000 m de comprimento. Esta macroforma insere-se, com mais propriedade, no contexto do ambiente de deposição em canais anastomosados.

Duas noções complementares são úteis na análise das formas topográficas do leito: a hierarquia e o tempo de readaptação. A noção de *hierarquia* é aplicada a "um conjunto de diferentes formas topográficas, todas ajustadas às mesmas condições gerais de fluxo, reconhecendo o fato de que as formas compreendem uma organização graduada na qual cada tipo de forma ocupa sua posição na organização, ou hierarquia, em virtude da sua escala física (Allen, 1968b : 162). Conforme as características do fluxo (profundidade, velocidade, número de Froude, carga detrítica, carga do leito etc.) os arranjos hierárquicos podem ser complexos. De modo geral, sob condições de fluxo tranqüilo e profundidade superior a 0,6 m, a seqüência hierárquica predominante é a seguinte: lineamentos, marcas ondulares, dunas e cordões marginais convexos (ou bancos detríticos).

O *tempo de readaptação* (*relaxation time*) corresponde à fase de transição que decorre entre o estado de equilíbrio então existente e o do novo equilíbrio a ser atingido. Como as formas topográficas do leito estão ajustadas às condições de fluxo, há defasagem ou lapso temporal que deve caracterizar o ajustamento das formas a cada mudança na intensidade do processo. O fluxo pode ser muito instável e as transformações na topografia não respondem de imediato a toda

instabilidade. As formas se alteram ajustando a determinada gama de oscilações, que são delimitadas por valores críticos ou *limiares*. Sob tais condições prevalecentes, as formas atingem o tamanho ótimo e o estado estacionário do equilíbrio. Por essa razão, Allen (1976 : 362) lembra-nos que "as características das formas topográficas podem variar com a intensidade dos processos, conformes a um ciclo de limites estáveis, cuja fase e amplitude parcialmente dependeriam de uma apropriada escala natural de tempo para as formas relativas ao período de variação do processo. Se a escala temporal é muito grande quando comparada com o período, pode ser possível até atingir o estado estacionário de equilíbrio, no qual a população das formas topográficas do leito permaneça de caráter constante, esquecida no tocante aos processos variando periodicamente".

A Fig. 6.4 assinala as relações dos estados das formas topográficas do leito, em função da granulometria e da potência fluvial, conforme esquema proposto por Allen (1968b; 1976). Todavia, Southard (1971; in Allen, 1976) realizou diagramação tridimensional mais adequada, assinalando as relações com a profundidade do fluxo, velocidade média e diâmetro do material do leito (Fig. 6.4b), superando as dificuldades existentes na proposição de Allen,

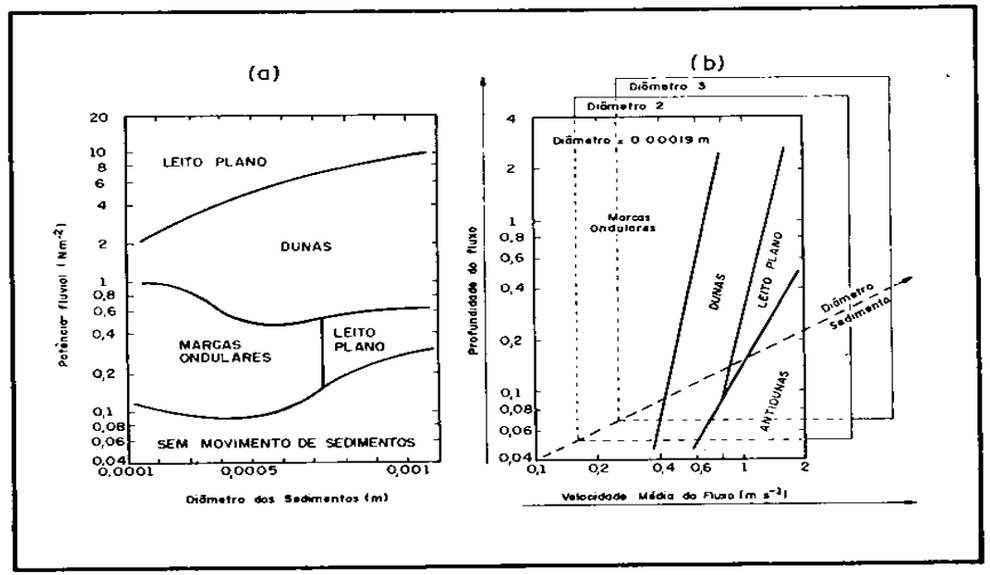


Figura 6.4 Estados das formas topográficas do leito em relação com os fluxos. Em (*a*), campos de existência das formas em relação à potência fluvial e diâmetro dos sedimentos (conforme Allen, 1970). Em (*b*), distribuição geral das formas, considerando o diâmetro das areias como sendo 0,19 mm, em diagrama relacionando a profundidade, velocidade e tamanho dos sedimentos (adaptado de Southard, 1971)

tais como o recobrimento entre as formas e a impossibilidade de representar o setor correspondente às antidunas. Deve-se esclarecer que a noção de estado estacionário envolve, na presente situação, as seguintes condições: que o transporte de material constante do leito esteja plenamente ajustado à descarga constante do fluxo, profundidade média uniforme e velocidade média permanente, e escala temporal de grandeza consistente para que as formas topográficas do leito obtenham a configuração média.

Ainda são raros os trabalhos que abordam os mecanismos controladores e a intensidade de transformação, mas o interesse sobre tais assuntos vem crescendo entre os geomorfólogos e sedimentólogos. Em 1974, Allen teve a oportunidade de revisar toda a problemática no tocante às formas topográficas do leito, enquanto a obra de Chorley e Kennedy (1971) fornece considerações importantes sobre as formas de relevo, em geral.

Dois mecanismos, possuidores de tendências opostas, são mencionados como controladores na mudança das formas topográficas do leito.

Conforme Allen (1976: 366) são os seguintes: *a*) um mecanismo possível envolveria a criação contínua de novas formas, melhor ajustadas às condições hidráulicas alteradas que as formas precedentes entre as quais estão introduzidas ou as quais substituíram parcial ou totalmente. Este mecanismo implica que as formas individuais somente podem existir por um tempo limitado, durante o qual podem percorrer uma distância limitada, controlada pelo seu tamanho e forma e pela intensidade mutável do transporte de sedimentos. A criação-destruição altera as características médias da população através de mudanças em sua composição. Essas mudanças podem ser acompanhadas e devidas à imigração para emigração a partir do local ocupado pela população, especialmente se o fluxo é não-uniforme e instável; *b*) o segundo mecanismo envolve uma mudança sobre a parte de cada aspecto individual do leito durante a sua vida, numa trajetória harmoniosa mas não idêntica à trajetória ideal demandada pela mudança de fluxo, isto é, a trajetória, se cada condição na seqüência de fluxos estivesse em condição de equilíbrio. A forma individual será capaz de tais mudanças, a menos que possua uma resistência intrínseca perfeita à alteração. Um deslocamento nas características médias da população sob esse mecanismo requer somente uma alteração nas dimensões dos componentes existentes. A composição da população e a densidade permanecem inalteradas.

A mudança no formato e ou no tamanho das formas do leito requer transferência de material entre o leito e o fluxo. O transporte de sedimento é condição necessária, porque sem processo operativo de transporte não pode haver transformação. Assim, a intensidade de mudança aumentaria com a duração crescente do transporte (Allen, 1976 : 367). Entre as primeiras tentativas para quantificar essas transformações encontra-se a noção de *período*, proposto por Sorby (1908) e usado recentemente por Wilson (1971), que é o tempo gasto para que uma forma topográfica caminhe distância igual ao seu comprimento de onda, no qual se torne completamente reconstituída pelo fluxo. A destruição e a reconstituição supõe mudança total da forma topográfica, deslocando-se de um lugar para outro.

A forma gerada no tempo $1(t_1)$ será destruída e reconstruída durante determinado lapso temporal, o tempo de readaptação (T_a), até alcançar o novo estado de equilíbrio no tempo $2(t_2 = t_1 + T_a)$. Devido a força unidirecional do fluxo, há deslocamento espacial na posição correspondente aos dois tempos respectivos. Três conceitos permitem assinalar a existência da forma individual, isto é, o seu posicionamento no espaço e no tempo (Allen, 1976 : 367). Considere a Fig. 6.5, na qual uma forma do leito *ABC* está avançando na direção da corrente, ou direção x, com velocidade $V(t)$, altura $H(t)$, comprimento de onda invariante (L) e formato transversal invariante relativo a sua altura instantânea. A forma foi criada no tempo t_1, no lugar I e será destruída no tempo t_2, no lugar II, situado a jusante. Dessa maneira, ela possui um *período de vida*, $T_2 = (t_2 - t_1)$, e uma *excursão* (C), que é a distância entre os dois lugares dividido pelo comprimento de onda invariante. O período de vida e a excursão estão relacionados da seguinte forma

$$\frac{1}{L} \int_0^{T_2} V(t)dt = C$$

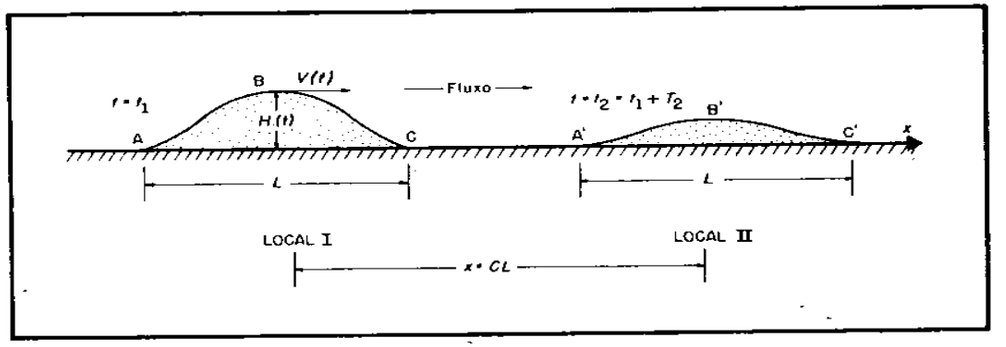


Figura 6.5 Diagrama demonstrando as definições para a descrição do avanço de uma forma topográfica do leito, sob condições de fluxo unidirecional instável (adaptado de Allen, 1976)

O terceiro critério consiste em calcular o transporte total de sedimentos, representado pelo movimento da forma durante o seu período de vida. Esta quantidade, o *porte* (*portage*), P, descreve a existência da forma essencialmente em termos de quantidade de trabalho útil realizada no interior do sistema. Prosseguindo seu raciocínio, Allen (1976) pressupõe que a forma seja bidimensional e escrevendo a variável P não dimensionalmente, em termos da área total deslocada pela forma, e as dimensões características da forma, obtém-se que

$$P = \frac{\int_0^{T_2} H(t) \cdot V(t) \cdot dt}{LH_x},$$

na qual H_x é a altura média entre as duas formas no espaço considerado. Sob condições estacionárias, percebe-se que

$$C = P = \frac{VT_2}{L}.$$

6.1.2.3 Cordões marginais convexos (point bars)

Nas paisagens aluviais, os cordões marginais convexos constituem elementos geomorfológicos muito difundidos e resultam do principal processo de sedimentação que ocorre nos canais fluviais meândricos. A expansão da topografia relacionada com os cordões marginais convexos está relacionada com o movimento migratório das curvas meândricas.

O cordão marginal convexo representa a deposição do material do leito que ocorre na margem convexa da curva meândrica, durante a cheia ou em série de cheias. A forma e o tamanho dos cordões marginais variam conforme a grandeza do rio. Em cursos de água pequenos, os cordões são simples elementos deposicionais inclinando-se suavemente em direção do canal. Nos grandes rios, a sua espessura pode ser semelhante à profundidade da água. No rio Mississipi, mediram-se espessuras de 20 a 25 m (Fisk, 1944), no delta do Níger, de 10 a 15 m (Allen, 1965c), no rio Brazos, de 15 a 20 m (Bernard e Major, 1963). Nos pequenos rios, a espessura geralmente é de 1 a 3 metros.

Os sucessivos acréscimos fazem com que a topografia seja caracterizada por cordões arqueados alternando com depressões longitudinais. O topo do cordão geralmente está alguns metros acima do fundo das depressões como, por exemplo, de 1 m no rio Klarälven (Sundborg, 1956) e de 5 m no rio Mississipi (Fisk, 1947). As depressões alojam pântanos ou lagoas temporárias e também são lugares onde há deposição de sedimentos finos, sílticos e argilosos. Cada cordão representa a migração do canal durante uma cheia e, considerando que a largura do canal permanece constante, reflete a intensidade erosiva e a regressão da margem côncava. O mecanismo responsável pela formação dos cordões convexos parece estar devidamente esclarecido. Durante os fluxos de baixa freqüência (isto é, débitos de margens plenas), o material frágil da margem côncava é submetido a vigorosa erosão. O material erodido dessa margem é transportado por correntes secundárias transversais até a zona de baixa tensão de cisalhamento e baixa velocidade no lado convexo do canal. Quando a velocidade das correntes secundárias e das remontantes cai abaixo do limiar necessário à manutenção das partículas em suspensão, permitindo a deposição, os materiais vão sendo acumulados. Em virtude dessas correntes secundárias, do fluxo lateral no fundo do canal, os sedimentos grosseiros

podem ser carregados das partes mais profundas para posições relativamente mais altas. Da mesma maneira, os sedimentos mais finos são carregados para posições mais elevadas que os grosseiros. As variações no débito propiciam interacamamento entre sedimentos finos e grosseiros, mas a deposição é maior quando o estágio é mais alto. Quando diminui a altura do nível das águas, o cordão sedimentar depositado na margem convexa do canal é exposto como uma crista, sendo rapidamente colonizado pela vegetação, e se transforma em novo arco. Durante os estágios de fluxos baixos, o rio lentamente erode a base do cordão convexo e remove material que desliza, aumentando a declividade desse lado do cordão. Nas cheias subseqüentes, as águas tendem a erodir intensamente a margem côncava, alargando o canal, enquanto as correntes secundárias promovem a deposição de novo cordão sedimentar no lado convexo. Dessa maneira, preserva-se o equilíbrio na largura do canal. Leopold, Wolman e Miller (1964, pp. 324-325) estudaram os processos de erosão e deposição em curvas meândricas do rio Watts Branch, perto de Rockville, em Maryland.

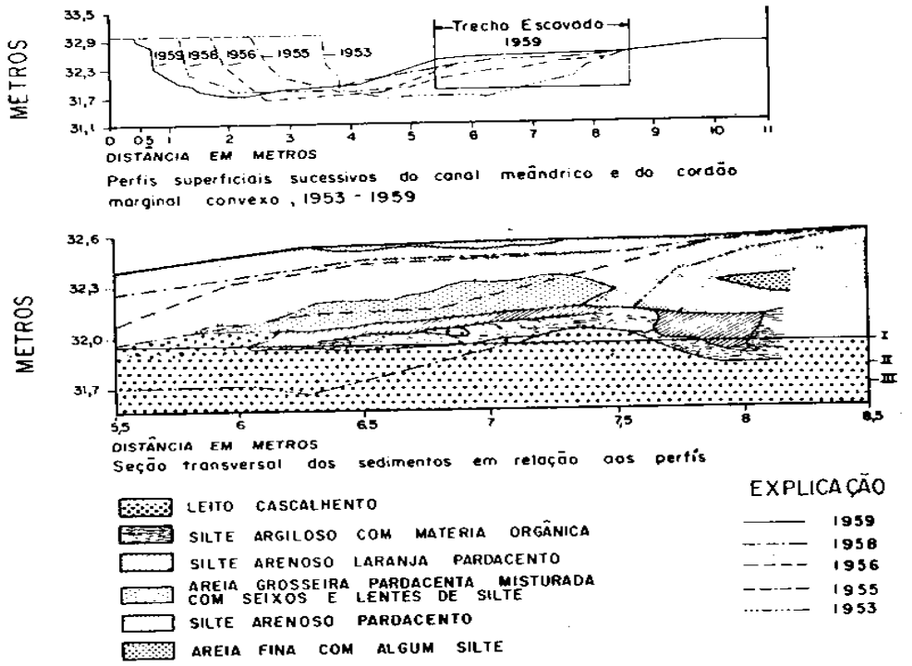


Figura 6.6 Esquema mostrando os sucessivos perfis transversais, medidos em diversos anos, em local com cordões marginais convexos, em Watts Branch, perto de Rockville, em Maryland. O esquema inferior assinala a distribuição dos sedimentos (adaptado conforme Leopold, Wolman e Miller, 1964)

Durante o período de estudo verificaram que o movimento lateral foi igual ou superior a uma largura do canal, mas a deposição verificada na margem convexa conservou constante o valor da largura (Fig. 6.6). O volume do material depositado foi igual ao volume erodido.

À medida que há expansão, os cordões marginais vão recobrindo as formas topográficas do leito do canal, criando descontinuidade. Se nas áreas deprimidas do canal meândrico o material detrítico do leito for grosseiro (cascalhos, seixos e outros), esse pavimento detrítico vai sendo paulatinamente recoberto. A litologia e a granulometria nos depósitos dos cordões convexos dependem da granulometria do material disponível. Em profundidade, localizam-se os sedimentos grosseiros que englobam os depósitos e as formas do leito. Se houver disponibilidade de variada gama nos tamanhos dos detritos, observa-se tendência para diminuição granulométria em direção do topo, na seqüência sedimentar. Geralmente, uma camada de sedimentos finos recobre o topo do cordão convexo, depositados quando começa o abaixamento do nível das águas. Essa delgada camada de sedimentos finos, quando presente, marca o topo de seqüência geneticamente relacionada (Reineck e Singh, 1973,

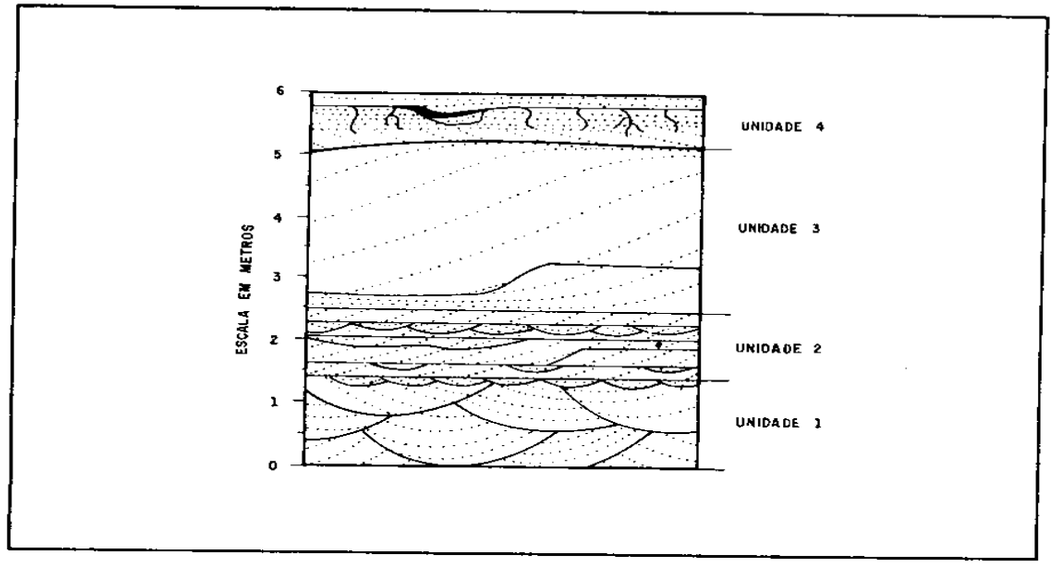


Figura 6.7 Esquema da seqüência vertical da deposição em canais marginais convexos, assinalando os vários aspectos do acamamento. Quatro unidades podem ser distinguidas:
unidade 1 = depósito basal, na depressão do leito;
unidade 2 = depósito inferior do cordão marginal convexo;
unidade 3 = depósitos por decantação e sedimentação no topo do cordão;
unidade 4 = depósitos da planície de inundação.
(Modificado de MacGowen e Garder, 1970)

p. 232). Se os rios estão carregando materiais grosseiros e arenosos, a mudança seqüencial vai dos cascalhos, areia grosseira, areia fina, até os siltes, no topo; nos rios carregando materiais mais finos, a mudança seqüencial vai das camadas arenosas finas, nas proximidades do fundo, aos sedimentos sílticos e argilosos, nas proximidades do topo. Um esquema seqüencial está representado na Fig. 6.7. As oscilações deposicionais relacionadas com as mudanças no débito fluvial fazem com que haja embricamento nas camadas sedimentares, de granulometrias diversas.

Tomando como referência o trabalho de Carlston (1965), a propósito das relações entre a geometria dos meandros e os débitos fluviais, Allen (1968b : 174) considera que a distância entre o espaçamento das áreas com cordões marginais convexos (Y_m) está relacionada com a largura do canal (w) e, também, com a profundidade média do fluxo (d). A primeira relação é expressa como sendo igual a

$$Y_m = 16\,w\ .$$

Por outro lado, como

$$w = 42^{1,11}$$

a segunda relação é, portanto, igual a

$$Y_m = 672\,d^{1,11}\ .$$

6.1.2.4 Bancos detríticos em canais anastomosados

Os bancos detríticos centrais estão relacionados com os canais anastomosados, sendo compostos por sedimentos que se escalonam dos cascalhos às areias. Em geral, os rios com declividades acentuadas e material grosseiro no leito mostram anastomosamento, mas algumas vezes esse tipo de canal surge no baixo curso de grandes rios, possuidores de elevada carga sedimentar, mesmo quando a carga detrítica é dominantemente composta por siltes, como no caso do rio Bramaputra (Coleman, 1969). Em virtude das declividades relativamente elevadas e do material detrítico grosseiro, as condições de fluxo rápido dominam nos trechos fluviais anastomosados, até quando os débitos são pequenos. Os depósitos acumulados nos canais anastomosados possuem estruturas características desses regimes de fluxo, e os bancos detríticos rasos e as ilhas parecem possuir estratificação cruzada em sua estrutura interna.

A deposição em canais anastomosados é considerada como sendo efetuada por processos de crescimento lateral e vertical, combinados com entalhamento e abandono de canais. O crescimento lateral constrói bancos em direção de jusante e no sentido fortemente inclinado ao fluxo geral do rio, fazendo com que o canal divague à medida que há migração dos bancos detríticos. O crescimento vertical promove a elevação do banco, e as camadas detríticas se justapõem às produzidas pelos processos de expansão lateral. Em direção

de montante, a face do banco detrítico é mais íngreme e normalmente é precedida por depressão (*pool*); para jusante, a declividade é mais suave. A migração do banco detrítico ocorre por justaposição de camadas em sua frente, como nos deltas, produzindo *camadas externas* (*foreset beds*). A migração lateral também promove a formação deste tipo de estrutura sedimentar, e os bancos detríticos apresentam perfil mostrando lado côncavo íngreme e lado convexo suave.

Os bancos detríticos são formas de grande tamanho, e em sua superfície podem ser observadas inúmeras outras formas topográficas do leito, como dunas, marcas ondulares, lineamentos e outras. A principal fase de movimentação e deposição detrítica nos canais anastomosados ocorre durante os períodos de cheia. Reineck e Singh (1973, p. 238) distinguem dois tipos de bancos detríticos em canais anastomosados:

— bancos formados por material grosseiro (blocos, cascalhos etc), muito bem desenvolvidos em cursos de água montanhosos. Exemplos: rios Durance e Ardéche, na França;

— bancos formados por materiais finos, muito bem desenvolvidos em rios com acentuada amplitude sazonal nos débitos e com grande carga sedimentar, no baixo curso fluvial, nas proximidades de planícies deltaicas. Exemplo: rio Bramaputra, na Índia.

Os estudos a propósito das características sedimentares dos bancos detríticos centrais são mais raros que os relacionados com os depósitos convexos das curvas meândricas. Análises minuciosas em ambientes anastomosados de rios montanhosos foram realizadas por Doeglas (1962), para os rios Durance e Ardéche, na França, e por William e Rust (1969), em rios da Columbia Britânica, no Canadá. Para as condições de rios anastomosados nas proximidades de planícies deltaicas, exemplificado pelo rio Bramaputra, o trabalho de Coleman (1969) oferece descrição detalhada dos processos e das várias características desse rio.

6.1.2.5 Canais abandonados

Nas planícies aluviais são comuns os trechos de canais abandonados em virtude dos processos migratórios das curvas meândricas. O abandono pode ocorrer de maneira drástica e relativamente súbita, e a freqüência desse fenômeno aumenta com a sinuosidade do canal. Ao estudar o rio Mississipi, Fisk (1944) distinguiu dois processos principais para o abandono de trechos das curvas meândricas (Fig. 6.8, *A* e *B*):

— *travessia seguindo depressão topográfica* (*chute cut-off*) — quando a curva meândrica segue novo canal ao longo de depressões na área dos cordões convexos localizados no âmbito do meandro. Esse processo resulta em diminuição da sinuosidade, em diminuição do comprimento, e em abandono de parte do canal, mas há manutenção do traçado sinuoso;

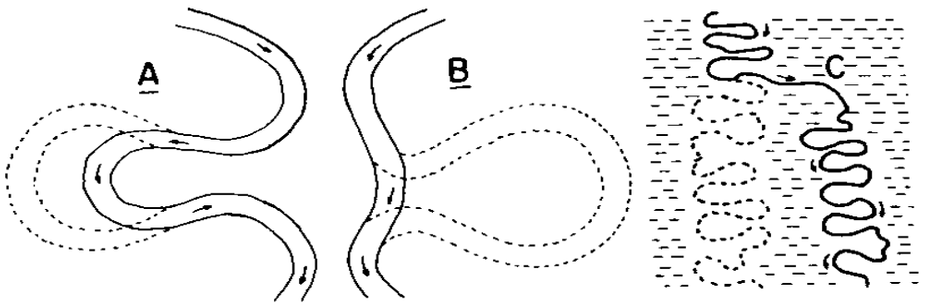


Figura 6.8 Maneiras de se processar o abandono de canais. Em (*A*), encurtamento da curva meândrica; em (*B*), entalhamento do pedúnculo da curva meândrica; em (*C*), avulsão. Os canais abandonados estão representados pelas linhas pontilhadas (adaptado de Allen, 1965)

— *corte do pedúnculo* (*neck cut-off*) — é o processo mais freqüente, ocorrendo quando novo canal é entalhado através do estreito pedúnculo entre duas curvas meândricas.

A *avulsão* é o deslocamento súbito de uma parte ou do conjunto total do campo meândrico por um rio, que segue novo traçado em nível topográfico mais baixo na planície de inundação (Fig. 6.8, *C*). Este processo ocorre com freqüência na história das planícies deltaicas, como no caso do rio Mississipi (Fisk, 1947) e do rio Menderes, na Anatólia (Russell, 1954).

Os canais abandonados são lentamente preenchidos por sedimentos. No início, as pontas terminais sofrem entulhamento rápido pela deposição dos materiais do leito, promovendo o isolamento com o canal ativo enquanto a velha curva constitui um lago, com a forma conhecida e semelhante ao "chifre de boi". Posteriormente, a sedimentação é mais lenta e a colmatagem processa-se pela decantação da carga detrítica suspensa, quando das fases de transbordamento. Os sedimentos argilosos são os mais importantes, misturados com detritos orgânicos, numa sucessão que ocorre até que o preenchimento do antigo canal seja completo. Este processo origina seqüências de camadas argilosas, em forma de tampões, cuja espessura é controlada pela profundidade dos canais abandonados. Tampões argilosos com espessura de 40 metros são conhecidos na planície de inundação do rio Mississipi. A extensão desses depósitos está relacionada com o comprimento do canal abandonado que, por sua vez, depende da grandeza dimensional do curso de água.

Na planície de inundação do rio Mississipi, de elevada grandeza, observaram-se lineamentos curvos de depósitos em canais abandonados com 35 a 40 quilômetros, com espessuras variando de 25 a 30 metros, ou até mais nos canais abandonados, as areias estão em menor quantidade, geralmente nas partes terminais, e as unidades arenosas apresentam estratificação cruzada. As argilas e os siltes são mais abundantes, com estratificação em camadas finamente laminadas.

Os depósitos em canais abandonados possuem características distintas. Os depósitos nos canais abandonados resultantes de travessias em depressões têm comprimento e curvaturas menores. O tamanho absoluto depende da largura do rio e do comprimento do meandro. Em virtude da pequena diferença angular entre o novo e o velho canal, o curso de água continua a fluir pelo antigo canal durante longo período de tempo, no decorrer do qual continua a haver deposição do material detrítico da carga do leito. A fase de sedimentação estritamente argilosa é menor, ocorrendo após o fechamento das partes terminais, isolando o trecho do curso principal e recebendo a carga detrítica em suspensão durante as fases de transbordamento (Fig. 6.9, *A*). Os depósitos em canais abandonados pelo entalhe em pedúnculos são mais longos e mais curvos. Nestes casos, a separação e o isolamento são rapidamente completados pelo tamponamento detrítico nas partes terminais, e a colmatagem ocorre da sedimentação da carga detrítica em suspensão, ocupando a maior parte do canal (Fig. 6.9, *B*).

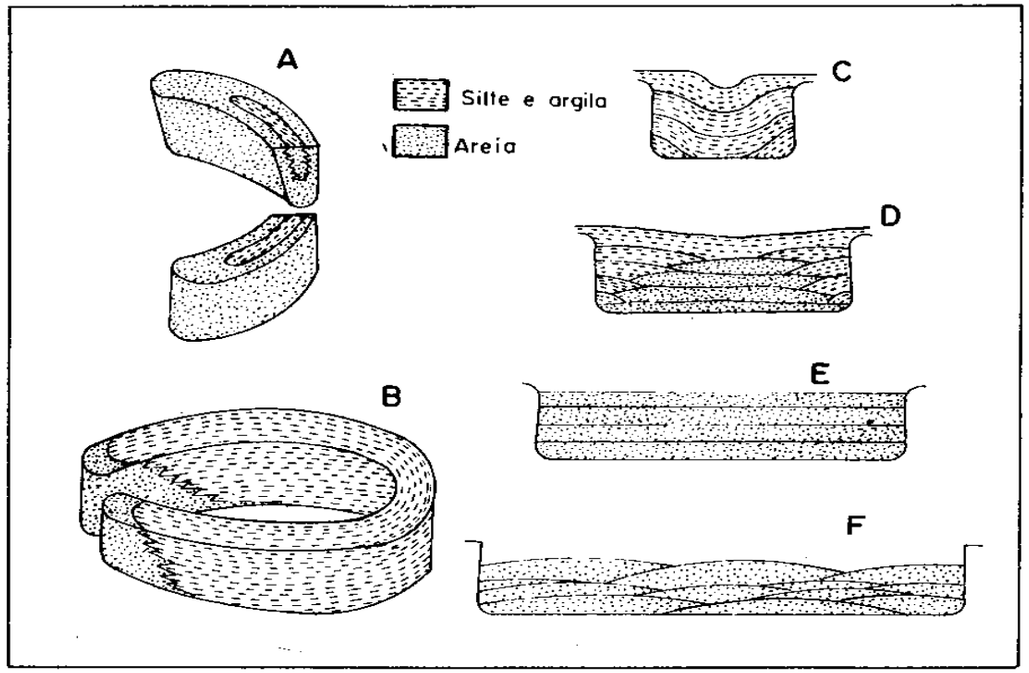


Figura 6.9 Tipos de depósitos de preenchimento em canais abandonados. Em *A*, preenchimento de canal abandonado por encurtamento da curva meândrica (*chute cut-off*); em *B*, preenchimento em canal abandonado por corte do pedúnculo (*neck cut-off*); em *C* até *F*, preenchimento de canais efêmeros ilustrando a dependência da relação entre a largura e profundidade do canal e o calibre da carga detrítica (conforme Schumm, 1960)

A colmatagem em canais de rios efêmeros, sob condições climáticas secas, é muito importante embora não seja devidamente conhecida. A colmatagem ocorre somente nas fases de fluxo, mas não se pode considerar esses canais como sendo canais abandonados. Schumm (1960, 1961) estudou a agradação em canais efêmeros, sujeitos a alta produção de sedimentos, a baixos débitos fluviais e a elevada taxa de perda da água pela *influência*, isto é, pela infiltração de água nas camadas aluviais.

O modo de preenchimento nos rios efêmeros está controlado pela carga sedimentar disponível e pela relação entre a largura e a profundidade do canal. Em geral, a forma do canal é preservada e o acamamento sedimentar pode apresentar estratificação acompanhando a forma do canal. Quando o canal é estreito e profundo, com elevada porcentagem de silte e argilas, a colmatagem em sucessivos períodos de fluxo resulta em camadas concordantes com os limites do canal. As camadas mais recentes do recobrimento podem ultrapassar os limites e estravasar pela planície de inundação (Fig. 6.9, *C*). Quando há carga detrítica de areias e de sedimentos em suspensão, o preenchimento mostra camadas arenosas concordantes no fundo, recobertas por camadas síltico-argilosas discordantes na parte superior (Fig. 6.9, *D*). Predominando a carga detrítica arenosa, em canais largos, pode haver deposição em sucessivas camadas concordantes do fundo ao topo do canal (Fig. 6.9, *E*). Nos canais muito largos, a divagação do fluxo promove a deposição de camadas sedimentares esparsas, parcialmente justapostas e com perfil convexo (Fig. 6.9, *F*).

6.1.3 Formas topográficas em leitos rochosos

Os leitos rochosos correspondem aos trechos dos cursos de água nos quais afloram rochas não decompostas. A rocha dura e compacta oferece maior resistência à ação das águas, surgindo como obstáculos responsáveis por rupturas de declive. Se nos trechos aluviais a mobilidade dos sedimentos permite ajustamentos entre as variáveis da geometria hidráulica, em curto período de tempo através de modificações na forma do leito, o mesmo não ocorre nos trechos rochosos. Entretanto, a hidrodinâmica fluvial, agindo como processo erosivo sobre as rochas compactas aflorantes, promove a esculturação de variadas formas topográficas, de diversas escalas de grandeza. Dessa maneira, antes de descrever as formas topográficas em leitos rochosos, torna-se útil expor as características dos processos de erosão fluvial.

6.1.3.1 Processos de erosão fluvial

A erosão fluvial engloba os processos que resultam na retirada de detritos do fundo do leito e das margens, fazendo com que passem a integrar a carga sedimentar. Atuando em todo o curso de água, a erosão é fenômeno importante. Nos trechos aluviais, todavia, as marcas e as formas topográficas erosivas são facilmente obliteradas pela sedimentação posterior ou pela intensa movi-

mentação detrítica, e se expressam pela conformação distributiva dos próprios sedimentos. Ao contrário, as marcas erosivas e as formas topográficas em leitos rochosos são mais perenes, facilmente percebidas e criam a imagem falsa de que a erosão só é atuante nesses trechos. A erosão fluvial é realizada através dos processos de corrosão, corrasão e cavitação.

A corrosão tem o sentido geral de corroer, desgastar, oxidar. No âmbito da geomorfologia fluvial, a corrosão engloba todo e qualquer processo químico que se realiza como reação entre a água e as rochas superficiais que com ela estão em contato. Ela também pode abranger as reações químicas que ocorrem entre a água e a carga detrítica transportada no leito ou em suspensão. Controlada pela temperatura, a corrosão é mais intensa nas regiões quentes que nas frias.

A *corrasão* ou *abrasão* é o desgaste pelo atrito mecânico, geralmente através do impacto das partículas carregadas pela água. Nos trechos rochosos, a abrasão da superfície sobre a qual a água se escoa é assinalada pelo suave polimento das rochas aflorantes no canal. O material abrasivo está na dependência do que lhe é fornecido pelas margens e pelas vertentes. A erosão do leito e das margens fornece, muitas vezes, pelo retrabalhamento de antigos depósitos sedimentares, material que novamente é mobilizado e integrado na carga sedimentar. Porém, a principal fonte detrítica é a vertente. Nas bacias em que predomina a meteorização mecânica há fragmentos grosseiros a serem transportados pelos rios; naquelas em que predomina a meteorização química, só elementos de granulação fina são fornecidos aos cursos de água. Verifica-se, pois, que a corrasão está relacionada diretamente à carga do leito do rio. A carga em solução e a em suspensão não possuem poder abrasivo e isso explica por que os rios intertropicais, que transportam sedimentos finos, mormente areias e argilas, não conseguem entalhar as rupturas de declive; a ação fluvial age mais como polimento do que como agente ativo na erosão regressiva nos cursos de água. As rupturas de declive, cachoeiras e corredeiras podem-se manter por longas durações de tempo geológico.

Na literatura geológica, costumou-se distinguir a corrasão vertical e a horizontal. *A corrasão vertical* é o entalhamento dos leitos fluviais pelo movimento da carga do leito, no tipo de corrasão mais amplamente reconhecido. Powell (1876 : 191) observou que "onde quer que uma área continental esteja acima de seu nível de base de degradação, a corrasão será manifestada pelo aprofundamento de seu canal; e onde quer que uma área continental com clima seco haja sido rebaixada até a proximidade do seu nível de base, há corrasão manifestada pelo alargamento do seu canal". *A corrasão lateral* ou regressão dos lados e margens fluviais pode levar ao alargamento das planícies de inundação e, então, aos aplainamentos e planícies rochosas, principalmente em regiões áridas e semiáridas (Gilbert, 1877 : 126). Este tipo de corrasão é efetuado principalmente pelo solapamento nas margens côncavas das curvas do rio.

A cavitação ocorre somente sob condições de velocidade elevada da água, quando as variações de pressão sobre as paredes do canal facilitam a fragmentação das rochas. Ao descrever o mecanismo básico desse processo, Barnes

(1956 : 493) assinalou que, ao haver uma redução no canal fluvial, a velocidade deve aumentar, porque a água não é compressível, e isso eleva o nível da energia cinética. Como o peso específico da água, a densidade, a altura da água e a energia total do curso de água permanecem constantes, a pressão exercida pela água deve diminuir. E se a pressão diminui até atingir a pressão do vapor da água, há a formação de bolhas. Quando o canal volta a se alargar, entretanto, aumenta a pressão à medida que diminui a velocidade e a componente da energia cinética. As bolhas estouram e ondas de choque de força surpreendente podem atingir o leito e as margens, como golpes de martelo sobre as paredes do canal. As tensões muito fortes então geradas causam a erosão e a fragmentação das rochas. Se a parede do canal for muito lisa, há dificuldade para o encostamento das bolhas e da sua explosão, junto a elas; o processo torna-se mais ativo à medida que a superfície do leito e das margens se tornam rugosas. Ao longo do rio, obviamente, a cavitação é mais ativa onde ocorrer, talvez por razões estruturais, variações na largura do canal e a presença de setores com alta velocidade.

Hjulstrom (1935 : 311) assinalou que a velocidade mínima necessária para ocorrer a cavitação, em um rio, é de aproximadamente 12 m/s. Esta referência pode ser enganosa, porque se refere somente a rios rasos e velozes. Barnes (1956 : 499) considerou que a profundidade também é fator importante para condicionar a velocidade, podendo ser expressa pela equação

$$\overline{V}_c = 4{,}6\,(33{,}1 + D)^{0{,}5} \qquad \text{(em medidas inglesas)}$$

na qual $\overline{V}_c$ é a velocidade média necessária para a cavitação ocorrer em qualquer profundidade (D), sob condições de fluxo fluvial normal.

Considerando as variáveis da geometria hidráulica, observa-se que a velocidade está relacionada com o raio hidráulico e com a declividade. A fim de incluir a declividade do canal no cômputo da velocidade média, Barnes (1956 : 500), adaptando equações anteriormente propostas por Erhenberg (1926) e por Hedberg (1942), desenvolve o seguinte exemplo (sendo as medidas em unidades inglesas):

$$\overline{V} = 97 \cdot r^{0{,}52} \cdot s^{0{,}4},$$

tendo em vista que a velocidade média da corrente é $\overline{V}$;

- largura média = 12 pés;
- profundidade média = 3 pés;
- r = raio hidráulico = $\dfrac{\text{área da seção transversal}}{\text{perímetro úmido}} = \dfrac{36}{18}$;
- s = declividade = seno do ângulo de inclinação = (0,153; ±9°).

Aplicando os valores na equação acima, temos

$$\overline{V} = 97\,(36/18)^{0{,}52}\,(0{,}153)^{0{,}4}$$

$$\overline{V} = 65{,}6 \text{ pés/segundo (ou } 19{,}7 \text{ m/s)}$$

Aplicando a equação para calcular a velocidade crítica necessária para que ocorra a cavitação, para a profundidade de 3 pés (0,9 m), a velocidade mínima requerida é de 27,6 pés/s (8,3 m/s). Com a declividade de 9°, verifica-se que a velocidade atingida (65,6 pés/s; 19,7 m/s) é muito superior ao mínimo exigido, havendo condições e possibilidades para ocorrer a cavitação.

6.1.3.2 Formas topográficas erosivas

Embora a produção científica relacionada com a Geomorfologia Fluvial esteja em ritmo intenso de expansão, deve-se notar que permanece a escassez de pesquisas sobre os processos e formas topográficas em leitos rochosos. Os informes disponíveis são esparsos e advindos de contribuições desenvolvidas há algumas décadas, tais como os de Brunhes (1902), Elston (1917-1918), Alexander (1932) e Wentworth (1944), a propósito de marmitas. Sobre esse tema, Amaral (1974) realizou significativo apanhado global a fim de alicerçar as suas observações no deserto de Moçâmedes (em Angola). A tentativa realizada por Tricart e Cailleux (1965), ao tratar dos tipos de leitos rochosos em rios das regiões quentes e úmidas, permence como contribuição isolada.

Para finalidade expositiva, na presente oportunidade, iremos considerar as seguintes formas:

1. marmitas;
2. leitos em rápidos e corredeiras:
   - leitos rochosos polidos;
   - leito irregular com lajedos e blocos esparsos;
3. quedas de água.

1. *Marmitas* (*potholes*). O termo marmita engloba toda depressão mais ou menos circular, escavada pela abrasão giratória de seixos ou blocos, rotacionados pela energia da água corrente. O tamanho apresentado é muito variado, sendo descritas desde as pequenas cavidades até exemplos de 3,6 m de diâmetro por 18 m de profundidade, na catarata Taylor, em Minnesota; no leito do rio Curoca, observou-se exemplo de 2,1 m × 1,2 m e 0,75 m de profundidade (Amaral, 1974). No interior das marmitas são encontrados seixos, calhaus e blocos, indicando serem os instrumentos abrasivos. As paredes internas são lisas, polidas e podem ser observados sulcos helicoidais. O alargamento das marmitas vizinhas pode levar à coalescência entre elas, criando-se formas complexas. Considera-se que a integração entre marmitas, através de passagens estreitas e sinuosas, origina verdadeiros canhões e constitui um dos modos mais eficientes de aprofundamento dos canais em leitos rochosos (Amaral, 1974 : 5).

Ainda são mal conhecidos os fatores responsáveis pela formação de marmitas. A hipótese do "moinho" foi enunciada em 1841, por G. F. de Charpentier, para explicar a abertura das marmitas, e posteriormente aplicada a qualquer forma de bacia escavada pelo movimento rotatório das águas e dos abrasivos por elas arrastados — areias, seixos e blocos — numa depressão inicial de

um leito rochoso. Dessa maneira, definiram-se marmitas escavadas pelas águas fluviais, pelas águas de fusão de glaciares ou pelas águas do mar. Archibald Geikie, em 1865, ao descrever as paisagens da Escócia, escreveu que: "em muitos lugares dos leitos fluviais observamos cavidades cilíndricas, chamadas *potholes*, no fundo de cada uma das quais jazem seixos e calhaus bem arredondados e desgastados. Essas cavidades são devidas aos movimentos circulares dos fragmentos rochosos, que são carregados em vórtices, e girando rapidamente, através da fricção, gradualmente trabalharam seu entalhe na rocha sólida".

Considera-se que a turbulência gera turbilhões, dos quais uns serão móveis, com eixos verticais, deslocando-se com o fluxo; outros são estacionários, ligados às irregularidades do leito rochoso, com eixo vertical perto das margens e horizontal nas proximidades do fundo. A turbulência promove o aparecimento de condições para o escavamento de marmitas. Cada turbilhão, de eixo vertical ou horizontal, de componente helicoidal, pode imaginar-se constituído por turbilhões mais pequenos, do mesmo gênero ou diferentes; o movimento de conjunto dá os remoinhos (Amaral, 1974 : 6). Para essa erosão turbilhonar E. Geinitz forjou, em 1886, a palavra *evorsão* (também no sentido de erosão mecânica ou corrosão, associada à ação das águas com abrasivos), retomada em 1951 por Olof Angeby, que lhe atribuiu como condições favoráveis a existência de remoinhos e quedas de água, de certos aspectos estruturais das rochas e sua localização topográfica, de abastecimento de abrasivos.

Todos os mecanismos mencionados consideram como premissa a existência de abrasivos em depressão. Mas qual é a origem primeira das depressões, capazes de alojar os abrasivos? Barnes (1956 : 503) considera que a cavitação pode ser o mecanismo que inicia a formação das marmitas, pois atuando de modo efetivo e rápido provoca a origem de depressões, nas quais se acumulam detritos abrasivos a serem retomados e usados no desenvolvimento dessas formas topográficas.

Ao classificar as marmitas, podemos distinguir os seguintes tipos, conforme a proposição de H. S. Alexander (1932; *vide* também Amaral, 1974), que relaciona as formas aos processos responsáveis pela sua gênese: *a*) as de secção circular ou elítica, abertas pela ação de abrasivos rotacionados por turbilhões estacionários, isto é, que agem continuamente ou ocorrem intermitentemente no mesmo ponto; *b*) as alongadas, com uma seção em *U* mais ou menos paralela à direção da corrente fluvial, abertas sobretudo pelo impacto direto e mais ou menos oblíquo de fluxos velozes em corredeiras e rápidos; *c*) as de seção geralmente circular, desenvolvidas sob a ação de colunas de água em cachoeiras. No penúltimo caso, as *gouge holes* da nomenclatura inglesa, o ângulo formado pelos lados do *U* dependerá do ângulo de impacto das águas, sendo características de locais onde haja rápidos, pois a grande força com a qual as águas e os abrasivos atuam torna a erosão muito efetiva. Em relação ao último tipo, às *plunge-pools holes*, quando a coluna de água for aproximadamente cilíndrica e o recuo da cachoeira for lento, a marmita acabará por ter uma seção bem cilíndrica. A Fig. 6.10 esquematiza alguns tipos de marmitas fluviais e a movimentação interna dos fluxos.

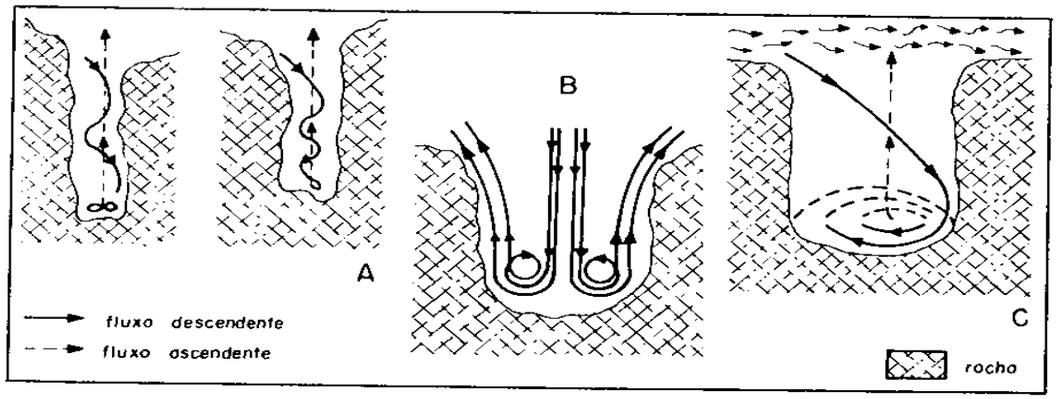


Figura 6.10 Esquemas dos tipos e dos fluxos dominantes em marmitas fluviais. Em *A*, circulação turbilhonar, de pequena largura, com localização contínua no mesmo ponto, originando a formação de um buraco; em *B*, circulação turbilhonar com duas células distintas; em *C*, circulação turbilhonar, com posição assimétrica, cujo eixo se encontra mais próximo de uma das paredes

2. *Leitos em rápidos e corredeiras*. A presença de leitos rochosos formando rápidos e corredeiras é fenômeno comum nos cursos de água, geralmente associada com afloramentos rochosos que atravessam o leito. Nos rios tropicais, em regiões quentes e úmidas, por exemplo, é freqüente a presença de *travessões* ou *barras*. Entretanto, de modo diverso do que se verifica em zonas temperadas, esses trechos necessariamente não se refletem por desníveis importantes no perfil longitudinal. O rio Maroni, na Guiana, a 125 km da desembocadura encontra-se a apenas 20 m de altitude, malgrado a existência de dezenas de rápidos (Tricart e Cailleux, 1965 : 88). Em Suriname, no perfil longitudinal dos cursos de água, a cota de 100 m só é atingida a distância de 200 a 300 km da embocadura (Bakker, 1957).

Os leitos em rápidos e corredeiras podem ser classificados em três categorias:

a) leitos rochosos com marmitas: nos quais a freqüência e a coalescência das marmitas predominam na feitura dos aspectos morfológicos;

b) leitos rochosos polidos: ocorrem geralmente sobre rochas muito resistentes ou em regiões com alteração muito intensa. Nesses casos, a carga detrítica é formada predominantemente por material relativamente fino, sem grande poder abrasivo. O material mais grosseiro é a areia, que pode facilmente ser posta em suspensão. O atrito não é efetivo para esculpir marmitas, mas o é suficiente para polir e conservar as rochas lisas e suavizadas. A erosão limita-se a criar microformas de desenho hidrodinâmico, agindo com intensidade muito lenta, mormente nos períodos de cheia. No caso do Salto de Itu, no Estado de São Paulo, no contato entre as rochas cristalinas e a zona sedimentar, os granitos róseos possuem grãs fina e maciça. A parte superior dos rápidos é caracterizada por pequenos canhões, de 1 m de largura, localizados acompanhando linhas de

fissuras. As suas paredes são esculpidas e polidas pela abrasão. Entre os canhões ocorrem protuberâncias atormentadas, semelhantes a lapiés, mas com superfície suave e lisa, tomando a forma de lâminas curvas e se recortando em arestas curvilíneas muito delicadas, mas sempre desgastadas. O mesmo tipo foi descrito na parte superior da cachoeira de Paulo Afonso, no rio São Francisco (Tricart e Cailleux, 1965 : 96);

c) leito irregular com lajedos e blocos esparsos: são caracterizados por um leito muito irregular do curso de água, que se divide ou divaga na superfície de lajedos rochosos juncados por grandes blocos, geralmente com diâmetros superiores a 1 metro. Tais blocos podem ser deslocados em fases de cheia, mas não são transportados. Os blocos não sofrem abrasão, nem são polidos, mas sofrem ação corrosiva dos processos químicos, diaclasando-se ao longo de fissuras, facilitadas pela alternância de humidificação e dessecação. Tais trechos apresentam pequenos saltos entre as fissuras da rocha, gotejamentos, marmitas de abrasão e entulhamento de blocos que se desprenderam da rocha matriz, por diaclasamento e corrosão, mas que ainda são difíceis de serem evacuados. Exemplos desse tipo de leito são encontrados nas escarpas da Serra do Mar e da Mantiqueira. Ao longo do rio Paraíba também são freqüentes os trechos com lajedos entulhados por blocos (Tricart e Cailleux, 1965 : 97).

3. *Quedas de água*. São locais onde a água do rio cai de maneira subvertical, descolando-se da rocha do leito. A ruptura de declive íngreme, comumente vertical, e a grandeza do desnível é variada. *Cataratas* e *cachoeiras* são usados como termos sinônimos, diferenciando-se de rápidos e corredeiras.

A catarata Angel, na Venezuela, com amplitude altimétrica num único lance de 986 m, é a mais alta queda de água até agora registrada. A catarata de Yosemita, na Califórnia, apresenta desnível de 800 m, em três seções. Muitas outras quedas de água ultrapassam 300 m mas, como as duas anteriores, possuem pequeno volume de água. A catarata de Vitória, na Rodésia, possui 123 m; a catarata de Iguaçú, no Brasil, possui 70 m, e a catarata de Niagara, na fronteira entre Estados Unidos e Canadá, possui 62 m. Esses cursos de água apresentam grande volume de água e, em função do débito, geralmente são aclamadas como as maiores quedas de água do mundo.

Utilizando critério genético, Ford (1968 : 1219) distingue três categorias de quedas de água:

1. Quedas de água de origem erosiva, atribuídas simplesmente ao potencial de erosão diferencial das rochas locais. Tais quedas são criadas durante o entalhamento do curso de água. Dois subtipos podem ser mencionados a seguir apresentados:

– *Quedas de água localizadas sobre camadas horizontais ou com suave inclinação*: as de cornijas[1] são as mais comuns. Uma formação litológica

(1) Como esta categoria de quedas de água está relacionada com a influência exercida pela camada resistente, empregamos o termo "cornija" para designá-las, como tradução da correspondente *caprock* da nomenclatura inglesa.

mais resistente recobre camadas mais frágeis, localizadas na base. O solapamento desse material menos resistente faz com que os blocos da camada superior, sem apoio, se diaclasem e sejam abatidos, num processo de erosão regressiva. Há deslocamento em direção de montante, mas mantêm-se a verticalidade do desnível e da queda de água. O setor da Ferradura, na catarata de Niagara, é o exemplo mais famoso. Na catarata de Iguaçú, devido a erosão diferencial nas camadas basálticas, e no rio São Francisco, devido ao intenso diaclasamento e abatimento dos blocos, o processo também foi verificado. O estudo que Barcha e Arid (1975) apresentam para as cachoeiras de Marimbondo, Água Vermelha, Mutuca e da Onça, localizadas no rio Grande, na divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, é a única contribuição minuciosa existente na literatura geomorfológica brasileira a propósito de quedas de água. Dessas, a maior é do Marimbondo, com 30 m de desnível, seguida pela de Água Vermelha (9 m) e da Onça (8 m). As *cachoeiras em degraus* desenvolvem-se onde há camadas de erodibilidade mais uniforme, e o ataque erosivo do solapamento atua ao longo dos planos individuais de acamamento litológico.

— *Quedas de água sobre barras rochosas verticais*: o afloramento de diques, de camadas inclinadas verticalmente e de outras condições podem justapor rochas de erodibilidade muito diferente ao longo de contatos verticalmente orientados, criando locais favoráveis ao surgimento de quedas de água. As Great Falls, no rio Yellowstone, são exemplos onde as cinzas e as lavas decompostas foram removidas, deixando a borda da cachoeira mantida por camadas de lava não decompostas. Por sua natureza e posição, as barreiras verticais não retrocedem em direção de montante, como o que se verifica nas cachoeiras em camadas horizontais, mas são reduzidas localmente em sentido vertical.

2. Quedas de água de origem erosiva, onde a discordância é primariamente atribuída a diversas outras causas, e não à diferença na erodibilidade, embora posteriormente esta possa vir a ter atuação significante no desenvolvimento da ruptura. Exemplos são: quedas de água sobre recentes escarpas de falha; cachoeiras existentes em rios tributários desembocando em vales profundamente entalhados pela erosão glaciária, e quedas sobre falésias marinhas em regressão muito rápida. Por vezes, a rápida localização de derrame de lavas ao longo de um vale pode originar quedas de água, inclusa nesta categoria.

3. Quedas de água construídas ou autoconseqüentes são criadas pela deposição de calcita (precipitada da solução em água subterrânea), como feixe contínuo na borda de uma depressão, em caverna ou fonte cársica. Considerando que haja manutenção no suprimento da solução pela água subterrânea saturada, o crescimento do feixe em altura é autoperpetuador e cria queda de água na face jusante. Tais quedas de água são comumente pequenas e ocorrem em sucessão de cascatas.

A velocidade de regressão das quedas de água é assunto que merece estudos e análises minuciosas. As *caprocks* tendem a erodir em velocidade maior que os demais tipos. A catarata de Niagara foi cuidadosamente estudada. Gilbert (1907), analisando o resultado de levantamento das linhas de queda entre 1842 e 1905, observou que durante a primeira metade desse período as cachoeiras principais (Ferradura e Canadense) regrediram em intensidade média de 1,2 m/ano. Depois de 1875, a intensidade foi aumentada para 1,98 m/ano. Esta diferença foi atribuída às variações locais do diaclasamento dos afloramentos rochosos ou a erros no levantamento. Datações recentes pelo carbono 14 mostram que a moderna catarata do Niagara originou-se há aproximadamente 12.000 ± 500 anos, com taxa média de regressão da ordem de 0,92 m/ano.

Nas regiões tropicais quentes e úmidas, os cursos de água possuem pequeno poder abrasivo e as quedas de água não são afetadas pela erosão regressiva. O polimento exercido pelas águas atua como ação conservadora, e não erosiva. Embora haja menções de que as rupturas de declive nos rios tropicais sejam muito antigas (Tricart e Cailleux, 1965), não há documentação mais detalhada sobre sua manutenção. O trabalho de Barcha e Arid (1975), por exemplo, menciona que há regressão na linha da queda de água, mas não fornece elementos para análise da sua velocidade.

6.1.4 Sedimentação e formas de relevo nas planícies de inundação

A planície de inundação é a faixa do vale fluvial composta por sedimentos aluviais, bordejando o curso de água, e periodicamente inundada pelas águas de transbordamento provenientes do rio. Embora esta definição seja razoável, a planície de inundação pode ser definida e delimitada por critérios diversos, conforme a perspectiva e os objetivos dos pesquisadores. Para o geólogo, é a área do vale fluvial recoberta com materiais depositados pelas cheias; para o hidrólogo, é a área do vale fluvial que é periodicamente inundada por cheias de determinadas magnitudes e freqüências (nível das cheias com intervalo de recorrência de 10 anos, por exemplo); para o legislador, pode ser delimitada e definida pelo estatuto do uso da terra; para o geomorfólogo, a planície de inundação apresenta configuração topográfica específica, com formas de relevo e depósitos sedimentares relacionados com as águas fluviais, na fase do canal e na fase de transbordamento. Nos trechos de canais anastomosados, a planície de inundação não é muito característica nem contínua, porque existem muitas ilhas e bancos detríticos que dividem o fluxo; por outro lado, os elementos topográficos estão em modificação rápida e contínua.

O estágio de margens plenas assinala a descontinuidade entre o sistema canal fluvial e o sistema planície de inundação. Até atingir o estágio de margens plenas, o escoamento das águas processa-se no interior do canal e origina diversas formas topográficas. Ultrapassado o estágio de margens plenas, considerado como sendo igual ao débito de 1,58 anos de intervalo de recorrência, as águas espraiam-se e há relacionamento diferente entre as variáveis da geometria hidráulica. Embora englobando o canal fluvial, como um subsistema, a planície de inundação não deve ser confundida nem ser caracterizada pelos processos e formas de relevo desenvolvidas no canal fluvial.

As planícies de inundação desenvolvidas em trechos de canais meândricos apresentam topografia altamente diversificada e podem ser consideradas como as mais importantes. O canal meândrico, em geral, situa-se em faixa aluvial que altimetricamente se encontra a decímetros ou metros acima das baixadas marginais adjacentes, conhecidas como bacias de inundação. A migração das curvas meândricas faz com que muitos aspectos topográficos relacionados com a erosão e sedimentação nos canais integrem a configuração topográfica da planície de inundação, como os cordões marginais convexos e os meandros abandonados. Todavia, há formas de relevo desenvolvidas por processos de sedimentação que ocorrem fora do canal, na superfície da planície de inundação, constituindo também elementos característicos de sua composição: os diques marginais, os sulcos e os depósitos de recobrimento e as bacias de inundação. A Fig. 6.11 ilustra a distribuição dos diversos elementos topográficos.

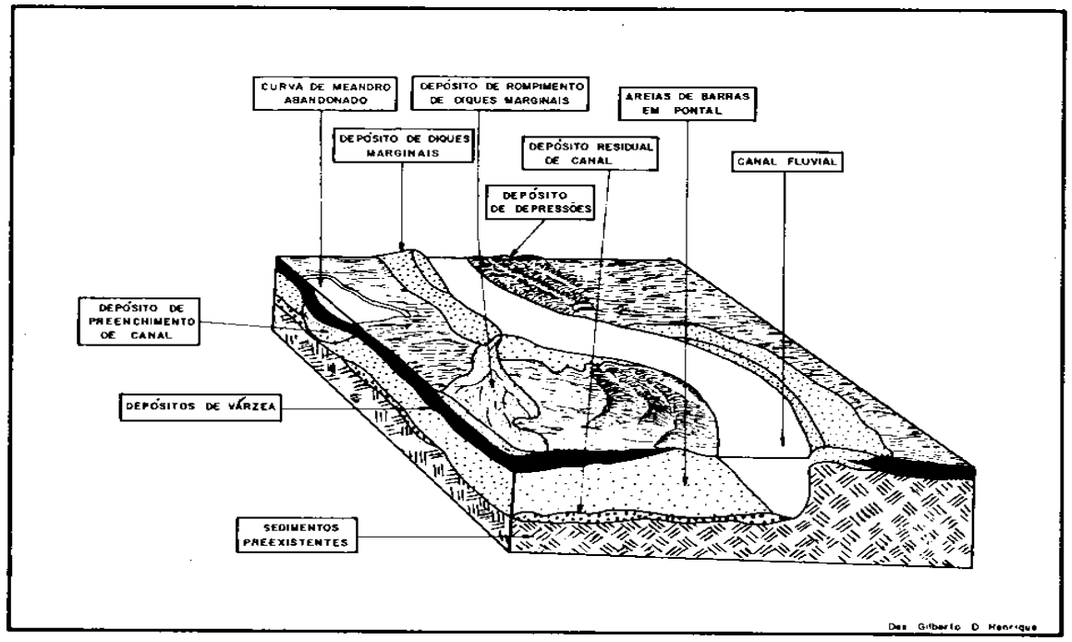


Figura 6.11 Bloco diagrama ilustrando a distribuição dos diversos elementos topográficos e estruturas deposicionais, em planícies de inundação (conforme Medeiros, Schaller e Friedman, 1971)

Os *diques marginais* são saliências alongadas compostas por sedimentos, bordejando os canais fluviais. A elevação máxima do dique está nas proximidades do canal, em cuja direção forma margens altas e íngremes. Em direção externa, para as bacias de inundação, a declividade é suave. A largura do dique

oscila em grandezas que variam entre a metade e a de quatro vezes maior que a largura do canal, e em altura a amplitude varia entre poucos decímetros a mais de 8 m, dependendo do tamanho do rio e do calibre do material (Allen, 1970, p. 137). Os diques são melhor desenvolvidos nas margens côncavas dos rios, enquanto no lado convexo, nos cordões marginais, não chegam a se distinguir do crescimento dos referidos cordões. A construção de diques marginais é processo responsável pela superelevação da faixa aluvial, por onde escoa o curso de água, acima do nível geral da planície de inundação. Embora seja aspecto comum nas planícies de inundação e nas áreas deltaicas, nem todos os rios possuem diques bem desenvolvidos. No rio Mississipi, onde são comuns, chegam a alcançar larguras de 1,5 km e altura de 5 a 6 m em relação às bacias de inundação. A Fig. 6.12 ilustra os aspectos gerais do dique marginal em curva meândrica do rio Mississipi.

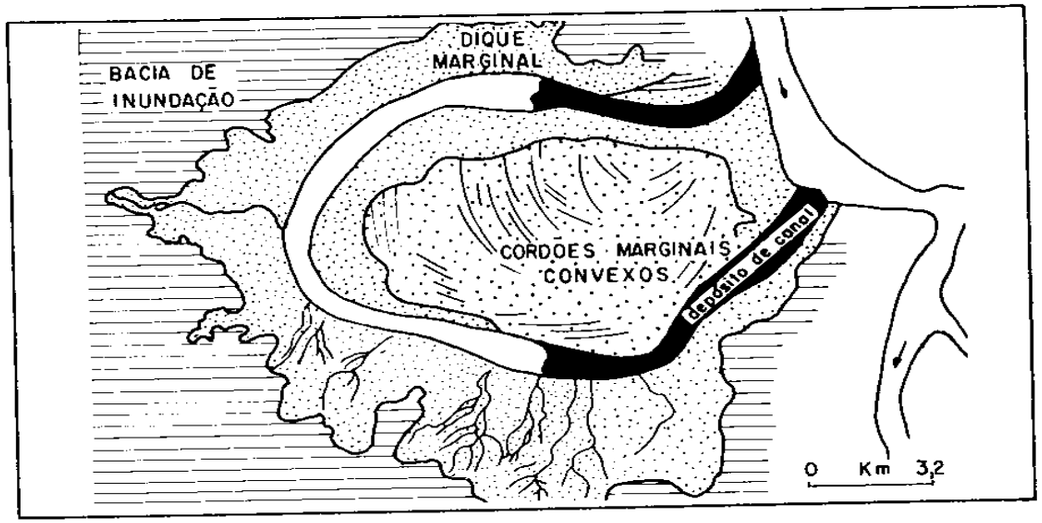


Figura 6.12 Topografia da planície de inundação, em trecho com meandro abandonado, em exemplo colhido no rio Mississipi (conforme Fisk, 1947; Allen, 1965)

A deposição nos diques ocorre quando o fluxo ultrapassa as margens do canal. Na vazante, o escoamento está restrito a parcelas do canal fluvial, onde há deposição da parte da carga detrítica com o progressivo abaixamento do nível das águas. Ao contrário, com as cheias, há elevação do nível das águas que, muitas vezes transbordando por sobre as margens, inundam as áreas baixas marginais. A corrente fluvial, ao transpor as margens, é freiada e abandona parte de sua carga permitindo a edificação do dique marginal. Tais diques são muito nítidos nos casos em que as areias finas e médias, em suspensão, são bruscamente abandonadas ao transpor a margem devido à rápida diminuição da velocidade na corrente que transborda.

Nos casos em que as águas dos canais são menos rápidas, só as argilas e os colóides saem do leito menor e a areia permanece nas camadas inferiores da água, sob a cota de transbordamento. A deposição é progressiva e o dique marginal, menos nítido, forma um plano inclinado para o exterior. Os detritos mais grosseiros, no esquema geral, são depositados na proximidade do canal enquanto os mais finos são carregados para locais mais distantes. A taxa de deposição diminui com a distância de afastamento do canal, promovendo a inclinação suave em direção da bacia de inundação. A altura máxima do dique indica o nível mais alto alcançado pelas águas durante as enchentes. Quando os diques não estão recobertos pelas águas fluviais são influenciados pelos processos atmosféricos, principalmente pela ação das chuvas. Como a inundação só os recobre por alguns dias ou semanas no decorrer do ano, os diques marginais suportam vegetação exuberante. No Brasil Meridional e no Brasil Central, as matas galerias penetram pelas áreas de campos e de cerrados acompanhando os cursos de água e instalando-se sobre os depósitos dos diques marginais.

No decorrer das cheias, grande quantidade de água e de sedimentos é dirigida para as bacias de inundação. Grande parte do transbordamento ocorre nas margens côncavas, e o excesso de água segue por caneluras e sulcos escavados nos diques marginais. Os sulcos transversais possuem padrão e sistemas de drenagem próprios. Desde que seja iniciado o sulco, as águas das cheias aprofundam o novo canal e desenvolvem um sistema de canais distributivos sobre a superfície da face externa do dique e sobre a da bacia de inundação. Algumas vezes, esse sistema pode apresentar grandeza de diversas centenas de metros, mas em geral corresponde a alguns metros até poucas dezenas. Os sedimentos erodidos no dique e os transportados pelas cheias depositam-se em forma de leque, com espessura reduzida, de alguns decímetros a poucos metros, estendendo-se como *depósitos de recobrimento* desde o dique em direção à bacia de inundação, através de padrão composto por canaletas anastomosadas ou radiais. A estrutura sedimentar desses depósitos é pouco conhecida, mas em geral os seus sedimentos são mais grosseiros que os observados nos diques marginais adjacentes. Essa padronagem e tipos de depósitos superficiais foram descritos no Mississipi (Fisk, 1947), na Anatólia (Russell, 1954), no rio Bramaputra (Coleman, 1969) e em numerosas outras áreas. Ocasionalmente, os entalhes nos diques marginais propiciam brechas pelas quais os rios começam a escoar a maior parte do débito, causando mudança no curso do canal fluvial.

As *bacias de inundação* são as partes mais baixas da planície. São áreas pobremente drenadas, planas, sem movimentação topográfica, localizadas nas adjacências das faixas aluviais dos canais meândricos ativos ou abandonados. As bacias de inundação atuam como áreas de decantação, nas quais os sedimentos finos em suspensão carregados nas fases de transbordamento se depositam, depois que os detritos mais grosseiros hajam se depositado nos diques e nos depósitos de recobrimento. Os depósitos das bacias de decantação representam acumulação contínua e de longa duração dos sedimentos finos da carga suspensa. A taxa de sedimentação geralmente é muito lenta, e camadas síltico-argilosas de 1 ou 2 cm de espessura são depositadas durante um período de cheia.

O tamanho, a forma e a posição dessas bacias dependem da história da planície de inundação. Normalmente, delimitadas pelas vertentes laterais dos vales ou dos terraços, as bacias são alongadas em sentido paralelo ao curso de água. Em direção de jusante, nos setores do baixo curso, a área ocupada pelas bacias aumenta muito em relação a ocupada pelos canais e diques marginais.

A extensão e desenvolvimento dos depósitos da bacia são controlados pela forma e padrão do canal. Os rios anastomosados, com rápidas migrações laterais, inibem o desenvolvimento de espessos depósitos. O mesmo acontece com canais meândricos em rápida divagação. Nesses casos, delgados depósitos de bacias encontram-se intercalados entre os depósitos do canal. Quando os canais se encontram mais ou menos fixos em suas posições, com lenta taxa migratória, podem ser formados espessos depósitos nas bacias de inundação, pois há necessidade de longos períodos para o seu desenvolvimento.

Nas áreas de climas úmidos, as bacias de inundação são baixas, úmidas e densamente cobertas pela vegetação. Em tais áreas, comumente desenvolvem-se como pântanos. A densa vegetação propicia a incorporação de muita matéria orgânica nos depósitos sedimentares. Algumas vezes, essa matéria orgânica pode se acumular em camadas de alguns metros de espessura, associadas com sedimentos síltico-argilosos, depositados quando das enchentes. Verdade e Hungria (1966) descrevem as características de uma bacia de solos orgânicos, na área da bacia sedimentar de Taubaté, ao longo do rio Paraíba, entre as cidades de São José dos Campos e Caçapava. O depósito orgânico possui 15,9 km de comprimento e espessura de 11 m. As suas dimensões indicam longo período deposicional, durante o qual a área não foi afetada pela migração lateral da faixa meândrica do rio Paraíba. Associados aos sedimentos orgânicos encontram-se sedimentos finos, originados pela decantação nas fases de transbordamento. A camada de sedimentos orgânicos encontra-se em nível mais baixo que o leito do Paraíba, com diferenças de 3 a 5,5 metros.

Para explicar essa posição altimétrica, Verdade e Hungria (1966, p. 194) sugerem a ocorrência de abatimento por acomodação de camadas sedimentares. Todavia, não há necessidade de se lembrar esse procedimento porque as dimensões e a posição altimétrica relativa estão conforme as características observadas nas planícies de inundação de muitos rios.

As bacias de inundação contêm os mais finos sedimentos aluviais das planícies, geralmente na escala dos siltes e argilas. Os seus depósitos apresentam acamamento horizontal, e algumas vezes as lâminas argilosas são entremeadas com camadas arenosas ou intercalações sílticas. Os sedimentos orgânicos constituem outra contribuição importante. A penetração de camadas arenosas está relacionada com os depósitos de recobrimento ou com parcelas dos diques marginais. Quando dessecadas, as fendas e rachaduras poligonais estendem-se amplamente em sua superfície. Sob as condições de clima seco, o alto grau de evaporação propicia a formação de nódulos carbonáticos, concreções ferruginosas e deposições salinas que concentram-se nas proximidades da superfície.

A descrição dos diversos elementos morfológicos salienta que duas categorias de processos são as principais responsáveis pelo desenvolvimento das pla-

nícies de inundação: a deposição no canal, melhor representada pelos cordões marginais convexos e pelos bancos detríticos centrais, e a deposição na planície, melhor especificada pelos diques marginais e bacias de inundação. As duas categorias identificam os mecanismos de expansão "lateral" e de expansão "vertical", desde há muito reconhecidos por muitos autores (tais como Fenneman, 1960, Wolman e Leopold, 1957, entre outros). Obviamente, nem todos os elementos morfológicos encontram-se plenamente desenvolvidos em todas as planícies aluviais, mas os relacionados com a "expansão lateral" são os mais comuns. No estudo desse tipo de planície fluvial, um problema subsidiário consiste em verificar se ocorre elevação altimétrica significante ou se há o predomínio da degradação.

Considerando que a alternância entre inundação e emersão é o aspecto básico a comandar a ação erosiva e deposicional nas planícies fluviais, Allen (1970, pp. 138-140) esquematizou seqüência em quatro fases para descrever o processo global:

a) transbordamento das águas do canal para as bacias de inundação: as águas em elevação ganham a planície, em primeiro lugar através dos sulcos que cortam os diques e, em fase mais avançada, pelo transbordamento sobre a crista dos diques marginais. Em ambos os casos, o fluxo que escoa pelo dique é rápido e destrutivo porque a declividade da face externa do dique é muito maior que a do canal fluvial. A erosão é intensa, os canais alargam-se e se aprofundam, e a destruição quase geral da cobertura vegetal são conseqüências normais nesta primeira fase;

b) enchimento das bacias de inundação: o enchimento das bacias e a interconexão entre elas, pela submersão de qualquer soleira separativa, até que as águas obtenham passagem livre ao longo da planície, assinala a segunda fase. Essa fase é a mais importante sob o ponto de vista deposicional. A menos que uma segunda onda de cheia atravesse o canal, a erosão torna-se restrita às poucas áreas próximas do canal principal. A potência do fluxo diminui à medida que aumenta a distância em relação ao canal, e a taxa de deposição também diminui na mesma direção. Nas proximidades do canal, a deposição ocorre em maior volume e vai diminuindo para as bacias de inundação. Deve-se pressupor, também, que no mesmo sentido ocorra diminuição no tamanho médio do sedimento depositado. Tratando-se de fluxo de transbordamento, espera-se que os sedimentos areias finas, siltes e argilas sejam os únicos a serem carregados em suspensão. Os depósitos das planícies de inundação mostram a validade desse esquema. Por outro lado, se houver corrente de fluxo contínuo ao longo das baixas bacias de inundação, os sedimentos em suspensão poderão ser transportados ao longo de sua extensão e não serem depositados;

c) esvaziamento das bacias de inundação: o decréscimo das ondas de cheia marca a terceira fase. À medida que abaixa o nível da cheia, diminui a velocidade do fluxo na planície até que as soleiras novamente emergem e represem as bacias. Criam-se, de novo, as condições para a decantação dos sedimentos mais finos. A ação dos ventos sobre a superfície das águas represadas origina ondas e

movimentos que propiciam a formação de marcas ondulares nos sedimentos do fundo, e de pequenas escarpas nas laterais dos diques e dos depósitos de recobrimento;

d) secamento das bacias de inundação e modificações nos sedimentos recentemente depositados: a retirada das águas promove o surgimento de superfície arenosa e argilosa, nas quais as plantas e os animais rapidamente se instalam. Os sedimentos argilosos, quando moles, podem receber a impressão de gotas de chuva e de pés de animais, embora rapidamente endureçam, se contraiam e se rachem. O vento pode esculpir algumas caneluras e marcas ondulares nos sedimentos mobilizáveis. Nas regiões de clima úmido, o secamento das bacias nunca é completo, mas em climas secos o processo caminha até o estágio em que os sais são precipitados nos solos aluviais.

No estudo do desenvolvimento das planícies de inundação, um problema consiste em verificar a intensidade da transformação altimétrica da superfície da planície, indicando se ela se encontra em expansão ou em regressão. O problema foi colocado, de modo nítido, desde o trabalho de Wolman e Leopold (1957).

Considerando a freqüência dos transbordamentos e a intensidade da deposição nas bacias e nos diques, Wolman e Leopold (1957, p. 100) concluíram que esse mecanismo não é o fator mais significante na elaboração da planície. A freqüência das cheias é aproximadamente a mesma em regiões as mais diversas — dos trópicos às semi-áridas — implicando que o tamanho do canal fluvial encontra-se ajustado à quantidade do fluxo fornecido pela bacia de drenagem. Com o transbordamento, é evidente que ocorre deposição sedimentar fora do canal. Se houvesse deposição contínua e significante na planície, gradualmente o canal ficaria em posição deprimida perante a superfície da planície, o que diminuiria a freqüência dos transbordamentos. A freqüência regular das cheias indica que não é o caso, e a "elevação altitudinal da superfície da planície permanece estável relativamente ao nível do leito do canal" (Wolman e Leopold, 1957, p. 100).

Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 326) sugerem três mecanismos para contrabalançar a deposição por transbordamento:

a) a progressiva migração lateral do rio remove parcelas da planície e limita a elevação da superfície;

b) onde os fluxos de transbordamento são deficientes em sedimentos, pouco material encontra-se disponível para a deposição. Este caso pode ocorrer em rios onde o material sedimentar derivado da bacia de drenagem é removido durante a fase inicial do escoamento e o pico da carga sedimentar antecede o pico da cheia;

c) o fluxo sobre a superfície da planície, em geral, é irregularmente distribuído e pode-se observar velocidades com força suficiente para produzir entalhamento em vez de deposição. Todos esses processos que se encontram em atividade refletem na quantidade dos sedimentos encontrados nas planícies. Os referidos autores mencionam que a quantidade relativa de sedimentos nas planícies de inundação, resultante da deposição lateral e da por transborda-

mento, varia muito conforme os casos, dependendo das características das cheias da bacia e da disponibilidade da distribuição granulométrica dos sedimentos. Leopold, Wolman e Miller (1964, p. 327) sugerem que 60 a 80% dos depósitos sedimentares da planície estão relacionados com os processos de crescimento lateral. O restante é providenciado pela deposição sobre a planície e pela contribuição provinda diretamente das vertentes circunvizinhas.

A compreensão das relações entre os diversos componentes topográficos da planície de inundação fornece bases para elucidar e esclarecer o problema. A descrição da topografia mostra que os diques marginais ocupam as posições mais altas enquanto as bacias são as partes mais deprimidas. Por outro lado, a freqüência das cheias assinala a existência de relacionamento estável entre a superfície da planície e o nível do leito do rio. Considerada na perspectiva da bacia de drenagem, a planície de inundação pode representar área de estocagem sedimentar temporária, pois os detritos tendem a se movimentar na bacia de drenagem, através dos vales, até a embocadura final. A estocagem sedimentar varia em quantidade no decorrer do tempo, dependendo do tamanho dos detritos, da localização na bacia de drenagem e da posição em determinado vale.

A planície de inundação pode ser analisada como sistema morfológico aberto. Se estiver em estado estacionário, há manutenção do equilíbrio entre o volume do material fornecido e o do material detrítico retirado da planície. Neste caso, haverá deposição em determinados setores e erosão em outros, e migração dos canais, mas a extensão e a posição altimétrica permanecem estabilizadas. Esse balanço deve ser considerado na escala temporal de diversos anos, pois eventos episódicos podem propiciar elevado fornecimento da carga detrítica ou fases de intensa erosão.

Nas situações em que houver predomínio da agradação, devido a modificações nos fatores extemos, favorecendo a presença de elevada carga detrítica, observa-se que a carga detrítica do leito pode aumentar, promovendo elevação do nível do leito. Por outro lado, quando nos transbordamentos, os diques marginais também são passíveis de receber deposição mais intensa. Em conjunto, a faixa aluvial por onde corre o canal tende a se elevar. Nas bacias de inundação, a espessura maior da camada líquida pode ocasionar deposição de maior volume de material detrítico. No conjunto geral, há elevação gradual da altimetria da planície, mas há manutenção relativa entre as posições dos diversos elementos. Em 1906, Lyons observara que as sondagens na bacia do rio Nilo mostram que o leito do rio e a planície estão se elevando em intensidade de 0,9 a 1,2 m em mil anos. Todavia, em muitos outros rios, a intensidade é maior em virtude dos sedimentos disponíveis serem mais grosseiros e em maior quantidade. Wolman e Leopold (1957, p. 105) mencionam que "as evidências demonstram que a diferença na altimetria entre o leito do rio e a superfície da planície, em muitos exemplos, permanece constante por longos períodos de tempo".

Essas considerações salientam que as mudanças verificadas em cada elemento são proporcionais, denunciando a existência de crescimento alométrico. Por esse motivo, a configuração topográfica da planície continua a apresentar as mesmas características, embora seja mutável a localização dos elementos

morfológicos. Como a faixa aluvial está em posição altimétrica relativamente mais elevada, a movimentação migratória do canal vai promovendo a ascenção paulatina do nível topográfico geral. Ou, através de remanejamento no estado estacionário, vai pelo menos mantendo a posição topográfica geral.

Outra consideração refere-se ao comportamento dos tipos de canais. Nos rios anastomosados, os cursos de água são muito largos e há predomínio da carga detrítica grosseira. É notória a rapidez com que os canais se interlaçam e alteram suas posições, conservando baixa a movimentação topográfica e minimizando a deposição por transbordamento. Muitos rios anastomosados estão em rápido processo de agradação, originado por nítido acréscimo lateral. O deslocamento contínuo e rápido dos rios faz com que a planície seja ampla, mas nem sempre caracterizada por inundação contínua. A parcela inundada pode ser restrita, e no caso dos rios anastomosados a divagação do canal é o principal responsável pela expansão da planície.

Os canais meândricos, por seu turno, estão relacionados com o predomínio da carga detrítica em suspensão. Nas regiões quentes e úmidas, a carga detrítica fornecida pelo regolito apresenta escassez de materiais grosseiros, em calibres superiores à granulometria das areias. Como o material é facilmente carregado em suspensão, na fase de transbordamento muito material é encaminhado para as bacias, normalmente atapetadas por vegetação de gramíneas ou de matas. Devido o aumento da rugosidade, a filtragem é mais intensa e possibilita deposição dos sedimentos. O material depositado nos diques marginais é composto por areias, sem acamação nítida. Quando há alteração na cobertura vegetal da bacia de drenagem, pela ação antrópica, promovendo maior erosão dos solos e aumento da carga detrítica nos cursos de água, observa-se elevação do nível do leito e deposição mais intensa nos diversos setores da planície de inundação. Em virtude do regime perene e da carga detrítica predominantemente fina, os meandramentos são muito freqüentes nas condições climáticas quentes e úmidas. Nessas áreas, nota-se generalizada presença de planícies de inundação, possibilitando inferir que os cursos de água atuam como processos de agradação e não como agentes de entalhamento e aprofundamento dos vales fluviais.

Diversos problemas de interesse sobre as planícies de inundação permanecem como temas a propiciar pesquisas, pois só há algumas restritas informações a propósito. Alguns deles serão aqui mencionados:

a) os estudos sobre as planícies de inundação foram desenvolvidos principalmente nas regiões de clima temperado e frio. Raras são as observações disponíveis sobre as existentes nas regiões quentes e úmidas. As descrições oferecidas por Sioli (1957) e Wilhelmy (1958) tendem a mostrar que as planícies de inundação das regiões tropicais possuem características muito diferentes. Grandes lagos perenes são comuns sob diferentes circunstâncias e há densas coberturas de florestas;

b) ao estudar os exemplos de rios na Carolina do Norte e do Sul, Wolman e Leopold (1957) observaram que, embora haja considerável dispersão entre os dados, pode-se levantar a menção de que a espessura dos depósitos aumenta em

direção de jusante. Sugeriram inclusive que a espessura é proporcional à potência 0,45 do comprimento do vale, medido desde as cabeceiras. Dessa maneira, temos que a

$$\text{espessura média dos depósitos} \simeq \text{comprimento}^{0,45}.$$

Outra relação foi observada com a profundidade do fluxo, considerando o débito médio em diferentes canais. Os dados sobre a profundidade do fluxo e a espessura dos depósitos nas planícies de inundação mostraram que são proporcionais ao comprimento do vale. A relação entre o fluxo e o comprimento pode ser expressa como:

$$\text{profundidade média do fluxo} \simeq \text{comprimento}^{0,64}.$$

Como a profundidade média aumenta em direção de jusante, a espessura média das planícies de inundação se desenvolve no mesmo sentido. O aumento progressivo da espessura e da profundidade média do fluxo sugere que o preenchimento das planícies de inundação pode estar relacionado com o desenvolvimento dos cursos de água atuais.

c) quando das fases de cheia, todo rio possui capacidade para modificar e entalhar o leito do canal. As observações coletadas por Wolman e Leopold (1957, p. 104) indicam que a profundidade máxima de entalhamento, em canal sob condições de equilíbrio, é da ordem de 1,75 a 2,0 vezes a profundidade do fluxo, cuja magnitude possui intervalo de recorrência de aproximadamente 5 a 8 anos. Em débitos excepcionais, a profundidade de entalhe também poderá ser maior, conservando a mesma proporcionalidade. Nessas circunstâncias, se a espessura dos depósitos na planície de inundação for reduzida, é provável que o embasamento rochoso seja ocasionalmente atingido pelas águas, sofrendo ação erosiva. Se a espessura for grande, o embasamento não será atingido, mas poderá haver remanejamento de antigos depósitos aluviais. Dessa maneira, poderá ocorrer movimentação e erosão de depósitos aluviais e do embasamento, em profundidade, mesmo sob as condições estabilizadas e em regime de agradação das planícies. Para que haja o abandono da planície de inundação, através de entalhamento mais profundo, há necessidade que a modificação externamente produzida tenha magnitude elevada, que ultrapasse as possibilidades de absorção e os limiares característicos da planície de inundação;

d) os depósitos das planícies de inundação recobrem o embasamento rochoso. A espessura é variável e se encontra em relação com as características dos atuais cursos de água. As espessuras maiores surgem como discrepâncias e índicios de fase agradacional intensa ou prolongada. Os estudos sobre esse sistema morfológico detalham o comportamento fluvial, os processos de sedimentação e as características dos elementos morfológicos. Mas todas as informações referem-se às planícies de inundação em fases desenvolvidas e plenamente definidas. A indagação que permanece ainda é: *quais os processos responsáveis pelo estabelecimento inicial da planície de inundação?* A omissão generalizada que se observa na literatura pode indicar que a resposta é óbvia ou que o problema é irrelevante. Mas nenhuma dessas duas alternativas é satisfatória, e o assunto está a merecer considerações precisas e ponderadas.

e) recentemente, Perez Filho e Christofoletti (1977) verificaram que há aumento gradativo da largura da planície em relação com o aumento da ordem hierárquica da bacia (conforme a ordenação de Strahler). Isso demonstra que a largura da planície aumenta progressivamente conforme o crescimento do débito e da área da bacia, e deixa entrever relacionamento entre a grandeza da planície de inundação e o comportamento hidrológico do curso de água, considerando a magnitude e a freqüência dos fluxos. Nessa perspectiva, os autores aludiram que a planície surge como resposta alometricamente ajustada à magnitude e freqüência das cheias, que se torna a principal responsável pelo controle da largura e das características geométricas. Seriam as características do fluxo, na realidade, o fator controlante mais importante para explicar a expansão e o desenvolvimento dessas planícies fluviais? Este é mais um problema que se encontra posto para discussão.

6.2 TERRAÇOS FLUVIAIS

O terraço fluvial insere-se entre os elementos morfológicos do vale, constituindo-se em plano horizontal ou aproximadamente horizontal, de comprimento e larguras variadas. No lado interno, em direção ao canal do rio, limita-se por uma escarpa, dominando as partes mais baixas ou a planície de inundação; do lado externo, é limitado por topografia mais elevada, sendo dominado por escarpas de terraços mais altos ou pela vertente do vale. Quando os terraços são delimitados por outros terraços, no perfil transversal do vale forma-se sucessão de superfícies escalonadas, desde a planície de inundação até a vertente do vale.

O terraço pode ser definido como sendo antigas planícies de inundação que foram abandonadas (Leopold, Wolman e Miller 1964 : 459). Dessa maneira, são compostos por material detrítico aluvial, cujas estruturas sedimentares refletem os mecanismos e os processos deposicionais do leito fluvial, dos cordões marginais convexos, dos diques marginais, das bacias de inundação e de outros elementos das planícies de inundação. Por esse motivo, também são designados como *terraços aluviais*. Situados a determinada altura acima do curso de água atual, os terraços encontram-se a escapo das inundações e os transbordamentos não conseguem recobri-los. Torna-se óbvio, pois, que o critério de delimitação entre a planície de inundação e o terraço deve repousar na magnitude e freqüência das cheias. Leopold e colaboradores (1964 : 468) propõem o intervalo de recorrência de dois anos. Achamos, porém, esse intervalo muito curto e sugerimos o intervalo de recorrência de 10 anos, como o mínimo.

Nos vales, muitas vezes, pode-se observar patamares esculpidos pela morfogênese fluvial sobre as rochas componentes das encostas dos vales, nos quais há ausência ou a presença de capeamento muito delgado de detritos aluviais. Na literatura geomorfológica costuma-se designá-los como *terraços rochosos* (*strath terraces*), mas é útil não confundi-los com os denominados *terraços estruturais*, que são patamares ao longo das vertentes mantidos pela existência de camadas de rochas resistentes, mas cuja gênese não está relacionada com a ação fluvial.

Com sentido restritivo, optamos pelo uso do termo "terraço" somente para as formas de relevo relacionadas com a presença de antigas planícies de inundação.

Na distribuição espacial ao longo dos vales, os terraços podem ser acompanhados por extensões contínuas consideráveis ou surgirem como descontínuos, em trechos separados por setores nos quais estão ausentes. Quando os terraços se dispõem de modo semelhante ao longo das vertentes opostas do vale, podem ser considerados como "parelhados". Em caso contrário, são considerados como isolados. O primeiro tipo reflete uma longa aplainação lateral seguida de rápido entalhe no sentido vertical, enquanto o segundo reflete deslocamento do entalhe em direção a uma das bordas, como no caso das divagações meândricas (Fig. 6.13). Este critério de posicionamento entre as vertentes opostas foi utilizado por Cotton (1940, in Thornbury, 1960 : 167) para distinguir os terraços cíclicos e os não-cíclicos. Os primeiros são elaborados quando o aprofundamento do vale é interrompido, passando a dominar a erosão lateral. Implicam epeirogênese positiva intermitente ou oscilações eustáticas. Os terraços não-cíclicos são formados em altitudes diferentes em cada margem do vale pela erosão lateral do rio

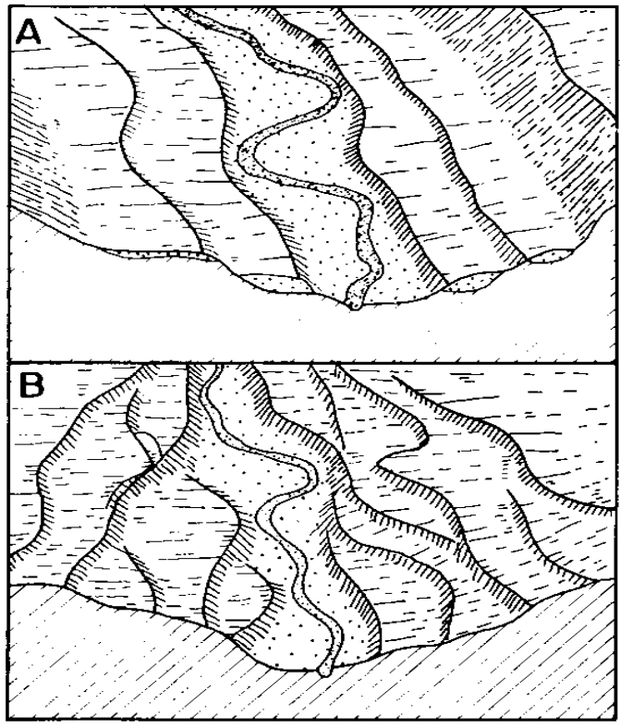


Figura 6.13 O abandono de sucessivas planícies de inundação pode levar ao estabelecimento de terraços parelhados, de distribuição simétrica em ambas as vertentes (*A*), ou de terraços isolados, de distribuição não-simétrica (*B*)

meândrico, durante seu aprofundamento acompanhado por deslocamento contínuo.

Para a formação de terraços, há a necessidade de duas fases distintas:

a) fase deposicional, na feitura da planície de inundação, quando o fornecimento detrítico se acumula nessas áreas;

b) fase de entalhamento, quando o canal fluvial escava e aprofunda o leito.

As seqüências evolutivas podem ser variadas, possibilitando arranjos diversos entre os terraços. As principais categorias de arranjos são as apresentadas a seguir.

— *Terraços embutidos*: são terraços dispostos de tal maneira que o topo da superfície do mais baixo se encontra a uma altitude mais elevada que a da base do entulhamento detrítico que forma o terraço mais alto. Dessa maneira, toda a escarpa do terraço mais elevado, o talude separando os dois terraços, é constituída por material aluvial pertencente ao conjunto detrítico mais antigo (Figs. 6.14, *b* e 6.15).

Tricart (1977 : 204) considera que o embutimento pode ser mais ou menos acentuado. Quando o material detrítico aluvial do terraço mais alto e mais antigo recobre toda a superfície rochosa do fundo do vale, e as aluviões do terraço mais recente se alojam em seu bojo, se está diante do caso de *embutimento integral*. Isso significa que a fase antiga de escavação foi mais acentuada, com concomitante intensidade na deposição da camada aluvial. A fase mais recente apresenta menor eficaciedade morfogenética, e a cota mais baixa atingida pelo talvegue se encontra no interior da antiga deposição aluvial. Ao contrário, o *embutimento parcial* é caracterizado pelo fato de que, quando das fases de escavação sucessivas, o talvegue entalha mais ou menos profundamente a rocha local sita sob a acumulação precedente. Dessa maneira, a camada aluvial recente recobre uma parte da deposição aluvial antiga e parte do embasamento rochoso do vale (Fig. 6.15). Esse entalhamento pode ser o resultado de movimentos tectônicos, de abaixamento do nível de base ou de modificações no potencial hidráulico do rio. Os terraços de embutimento parcial também são denominados *terraços encaixados* (Fig. 6.14, *d*).

— *Terraços escalonados*: são aqueles cujos rebordos são formados em parte pela camada de aluviões antigas e em parte pelo afloramento da rocha local (Fig. 6.15). Esta disposição indica predominância acentuada da tendência ao entalhamento, no transcurso da evolução, que só é interrompida episodicamente pelas fases de deposição. Jean Tricart observa que uma tectônica positiva é indispensável para que se manifeste essa disposição de terraços escalonados.

Outra alternativa consiste no fato que, quando ocorrer maior sobrecarga detrítica ou níveis cada vez mais altos de cheia, favorecendo a agradação no soalho do canal, a planície de inundação primitiva pode ser recoberta ou inhumada por novos recobrimentos aluviais. Essa seqüência pode ser ocasionada por oscilações climáticas, por movimentos positivos do nível de base, geral ou local. Também é possível que grande parte da planície de inundação anterior, ou sua totalidade, possa ser removida antes ou durante a formação da nova pla-

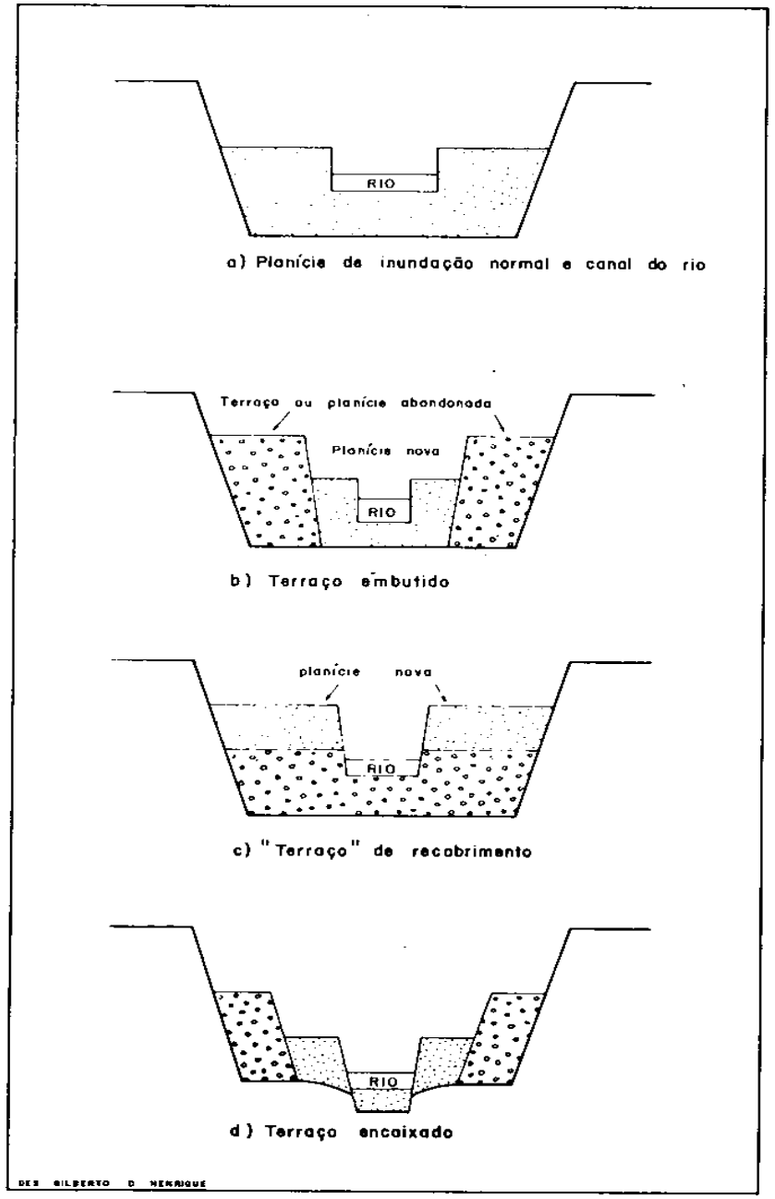


Figura 6.14 Tipos de terraços fluviais, de acordo com a maneira pela qual há o abandono da planície de inundação inicial

nície, principalmente nos vales estreitos onde não há grande potencial para o desenvolvimento lateral, e a nova planície ocupa a totalidade da superfície. Nesses casos, observa-se que a deposição fluvial forma uma planície em nível mais elevado que a anterior e não há condições morfológicas para a caracterização de terraços (Fig. 6.14, *c*).

Várias hipóteses foram propostas para explicar a formação de terraços. Em 1883, ao revisar o conhecimento geológico de então, Hugh Miller sumariava diversas origens possíveis para os terraços, considerando-os como formas complexas de origem multicausal. Entre as causas mais comuns destacava as relacionadas com as antigas margens marinhas, com as planícies fluviais abandonadas, devido a elevação altimétrica ou ao entalhamento episódico em resposta às oscilações climáticas, a relíquias de antigas cheias monstruosas, às margens de morainas, ligadas ao derretimento de glaciares, ou como sendo formas de relevo produzidas pela ação fluvial durante o entalhamento, quando a erosão tomou impulso.

Expandindo as aplicações dos seus conceitos sobre o ciclo de erosão, nível de base e perfil longitudinal dos cursos de água, William M. Davis, em 1902, apresentou o clássico trabalho sobre *River terraces in New England*, no qual expõe detalhadamente as seqüências evolutivas na formação dos terraços. "Se um curso meandrante está lentamente degradando o soalho do vale, cada meandro passará em determinado ponto em um nível ligeiramente mais baixo que o seu predecessor; e toda vez que o campo meândrico serpenteia através do vale, de um lado para outro, e novamente volta ao lado inicial, ele retornará em nível distintamente mais baixo que o nível anteriormente deixado" (Davis, 1902; 1909 : 539). Esse processo continua até que a degradação enfraquece ou cessa, e então o desenvolvimento da nova planície de inundação se alarga em detrimento da antiga cobertura aluvial do vale, delimitada por escarpamento nítido. A sucessão de terraços desenvolve-se relacionada com a tendência do entalhamento fluvial, até atingir o perfil de equilíbrio. E o estabelecimento do perfil de equilíbrio pode sofrer mudanças, deposicionais ou de escavação, conforme as oscilações do nível de base.

Em 1901, Léon de Lamothe esboçou a teoria dos terraços eustáticos, supondo que as oscilações do nível marinho se produziram ao mesmo tempo e com a mesma amplitude em toda a superfície da Terra, a fim de explicar a concordância altimétrica dos terraços observados na África do Norte. Esta teoria ganhou difusão maior graças aos trabalhos de Charles Depéret, a partir de 1903, e posteriormente adotada por diversos outros pesquisadores. No famoso trabalho *The changing sea level*, de 1935, Henri Baulig faz aplicação e exposição geral desta teoria. Durante o Quaternário, admite-se que cada glaciação se acompanha de abaixamento do nível de base marinho. Esta oscilação ocasionava fase erosiva, com entalhamento do leito fluvial, que se deslocava da foz em direção de montante. Durante os interglaciares, a elevação do nível marinho provocava afogamento dos baixos cursos fluviais, desencadeando fase deposicional com acumulação detrítica regressiva para montante. Desse modo, a acumulação aluvial era comandada pelas oscilações eustáticas. Se, por exemplo, o nível marinho

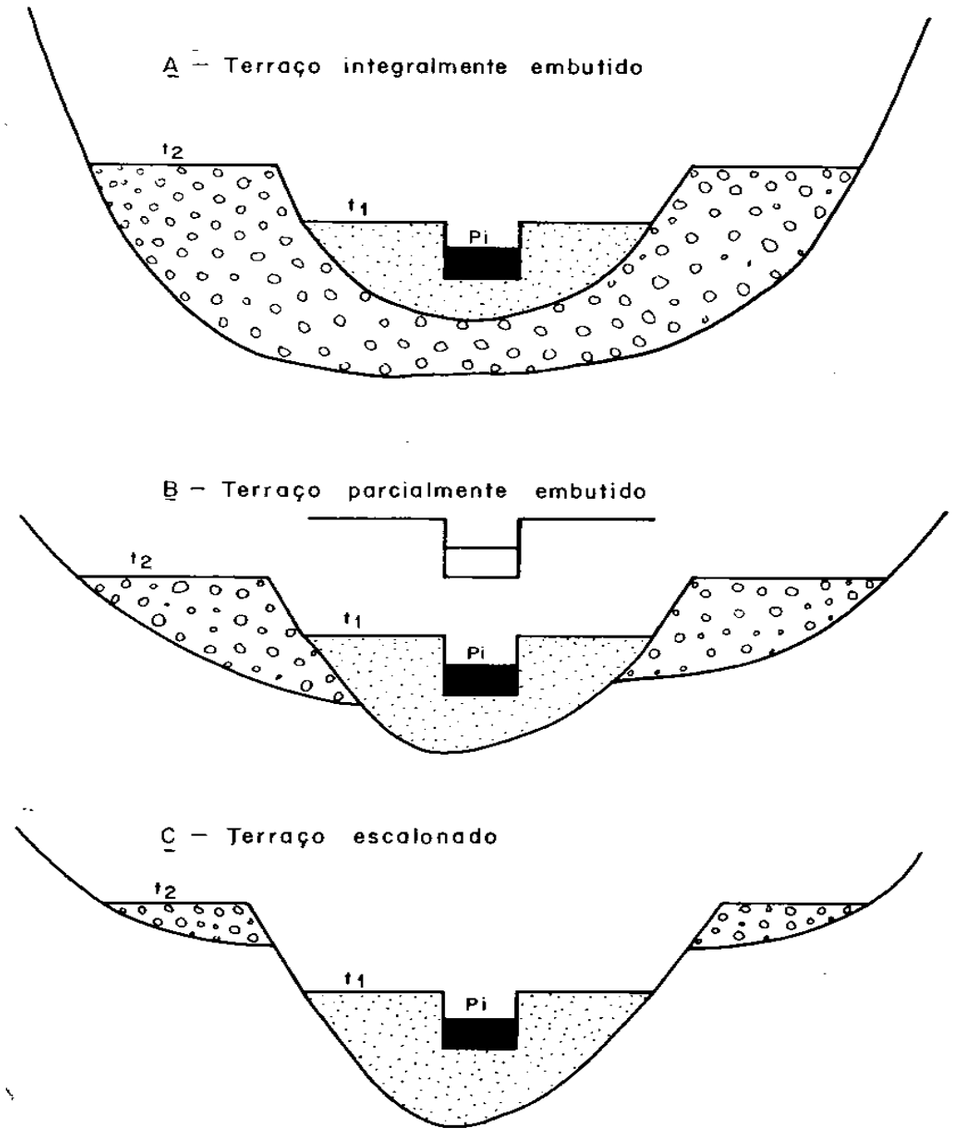


Figura 6.15 Representação esquemática de terraços embutidos, integral (*A*) e parcialmente (*B*), e dos terraços escalonados (*C*)

se elevar de 15 m, o curso de água formará um perfil longitudinal paralelo ao anterior, depositando camada aluvial espessa de 15 m, acima do leito antigo. Se, em seguida, o mar voltar ao seu nível primitivo, o curso de água também retornará ao nível do seu leito antigo, aprofundando 15 m nas aluviões precedentemente depositadas. Constituir-se-á, assim, um terraço de 15 m acima do leito fluvial. Muitos esforços e pesquisas foram realizadas para verificar a existência de terraços correspondentes aos níveis de 15-20 m, 35-40 m e 55-60 m.

As considerações expendidas nos itens sobre o nível de base e a erosão regressiva, no capítulo sobre o perfil longitudinal, permitem avaliar a significância das concepções de W. M. Davis e de Léon de Lamothe, no tocante a origem dos terraços. Ficou claro que as oscilações eustáticas possuem influência local e só afetam parcela relativamente pequena do perfil longitudinal dos cursos de água. Por outro lado, diversos trabalhos mostraram que foram os períodos frios, na maior parte do globo, os responsáveis por fases de generalizada deposição ao longo dos canais fluviais, em virtude "de diminuição global da circulação de vapor de água resultante da enorme extensão dos glaciares e da regressão marinha, e de uma diminuição geral das temperaturas. A maioria dos entulhamentos data dos períodos de regressão marinha e mergulham sob o mar, continuando sobre as plataformas continentais então emersas. Ocorre, pois, exatamente o inverso do previsto pela teoria dos terraços eustáticos" (Tricart, 1977 : 200).

Uma terceira perspectiva está ligada às oscilações climáticas, que podem ser um processo gerador de terraços. As oscilações climáticas interferem nas relações entre a carga detrítica e o débito fluvial, desencadeando seja a acumulação ou o entalhamento do leito. O *terraço climático* resulta de uma acumulação aluvial que foi escavada pelo rio, em conseqüência de uma modificação climática. As fases de deposição e de entalhamento ocorrem de modo totalmente independente das variações do nível marinho. Nos cursos de água, a formação de terraços climáticos depende do fornecimento de detritos pelas vertentes. O entulhamento produz-se quando são abundantes os fornecimentos laterais, enquanto a escavação do leito ocorre quando tais fornecimentos se tornam fracos. Nas regiões de climas temperados e frios, durante as fases glaciárias, o regime hidrológico era superficial e torrencial, principalmente quando existia o pergelisolo. A gelifração liberava muitos detritos, mobilizados pela gelifluxão e escoamento. Quando da instalação de climas temperados, com clima florestais, houve mudança no regime passando a predominar a infiltração. A cobertura vegetal e os solos protegiam a rocha, e o fornecimento de detritos grosseiros pelas vertentes tornou-se pequeno. O transporte fluvial dominante passou a ser a da carga em suspensão, e desde que os débitos se tornaram suficientes, começou o entalhamento da camada aluvial.

Nas regiões quentes e úmidas, a decomposição das rochas é intensa e o regolito chega a atingir espessuras de várias dezenas de metros. A cobertura vegetal permite somente pequena erosão superficial, pelo escoamento superficial e pela reptação. Há, portanto, imenso estoque de material que pode ser facilmente mobilizado, se houver alteração nas condições ecológicas. Quando o

clima se torna mais seco, a cobertura florestal é substituída por outra mais aberta, do tipo savana, por exemplo, e diminui a proteção exercida sobre o solo. Aumenta o escoamento superficial e o desgaste do regolito, e as acumulações coluviais entulham os vales. Toda essa fase erosiva é alimentada pelo regolito elaborado quando da fase morfoclimática úmida anterior. Quando de nova oscilação climática, para a umidade, a cobertura florestal se recompõe, intensificando o predomínio da infiltração, em detrimento do escoamento superficial, e aumentando a decomposição das rochas e o espessamento do regolito. Os cursos de água voltam a possuir dominância da carga em solução e da carga em suspensão. Essa sucessão de fases corresponde ao esquema proposto por Henri Erhart (1956), na caracterização das fases de biostasia e de rexistasia.

Nesta perspectiva climática, nas regiões intertropicais, as fases de clima úmido redundariam em entalhamento fluvial, enquanto as fases secas promoveriam, por causa da maior quantidade de detritos oriundos das vertentes, aplainamento lateral. Este modelo interpretativo tem servido a inúmeros trabalhos de pesquisa realizados na América do Sul e na África, e no Brasil foi exposto com maior detalhe por João José Bigarella e colaboradores. Em trabalho publicado em 1965, observa-se que "mudanças climáticas para o semi-árido ou clima mais seco conduzem principalmente à agradação, tendo a degradação importância mais limitada. Em compensação, na troca climática para o úmido predominaria a degradação. No primeiro caso, com a diminuição das precipitações a cobertura vegetal tornar-se-ia menos densa, permitindo a remoção acelerada do regolito decomposto. A este aumento da carga corresponderia diminuição da descarga do rio e, conseqüentemente, a agradação do fundo do vale. Na passagem do clima seco para o úmido, por outro lado, o aumento da descarga ocorreria concomitantemente com o avanço da colonização das vertentes pela vegetação. As vertentes tenderiam a fornecer quantidade menor de detritos e de calibre diminuindo progressivamente. Os cursos de água teriam capacidade de se encaixar, sendo a abrasão mecânica do leito facilitada pela presença dos detritos mais grosseiros resultantes da morfogênese mecânica vigente sob clima mais seco, e por se apresentar o fundo do vale recoberto pelo material aluvial pouco coerente depositado na fase seca anterior" (Bigarella e Mousinho, 1965 : 158).

Alguns aspectos devem ser lembrados a fim de se criar um esquema para julgar a validade da interpretação climática para os terraços, nas áreas intertropicais, e para serem temas de reflexão. Nas paisagens da zona cristalina do Brasil de Sudeste e Sul, é comum verificar a grande espessura do regolito e a quase inexistência de afloramentos de rochas inalteradas. A meteorização sobre as rochas cristalinas das regiões quentes e úmidas apresenta maior velocidade de ataque do que nas regiões submetidas a outras condições climáticas, mas ainda resta um fenômeno lento. Leneuf (1959), ao tratar da alteração dos granitos calco-alcalinos e granodioritos da Costa do Marfim, em áreas sob cobertura florestal, e partindo dos coeficientes de drenagem subterrânea dados pela fórmula de S. Kenin, calcula que seria preciso cerca de 20 000 a 77 000 anos para reduzir uma camada de um metro de espessura de granito em *argila "tachetée"*.

Bourgeat (1972), ao estudar os solos na província cristalina de Madagascar, defrontou-se com problema importante: a velocidade de formação dos solos seria inferior à do seu desgaste. Nas páginas do seu trabalho, mormente nos itens sobre o estudo das *lavakas* e das cascalheiras, o autor constantemente insiste sobre o ataque intenso sofrido pelas vertentes quando das fases secas, em várias etapas dentro do período do Quaternário. Entretanto, os regolitos espessos são generalizados em Madagascar.

Se há manutenção dos regolitos profundos, há que pensar em duas alternativas:

a) a decomposição é muito mais rápida que a imagem fornecida pelos dados de Leneuf e Aubert (22 000 a 77 000 anos para a ferralitização completa de um metro de rocha granítica);

b) o ataque das vertentes, quando dos períodos rexistásicos, não foi tão intenso como se supõe. A pressuposição da intensa remoção da cobertura das vertentes talvez seja apenas um mito, um chavão muito empregado na interpretação dos eventos climáticos do Quaternário.

Considerando a presença de clima quente e úmido na atualidade, no Brasil de Sudeste, conforme o modelo interpretativo proposto, os rios deveriam estar sob generalizada fase de escavação. Entretanto, pode-se observar a presença comum de planícies de inundação e dos meandramentos fluviais, e predomínio da carga em suspensão no transporte dos rios. Há quase inexistência absoluta de fragmentos grosseiros na carga do leito. Tudo leva-nos a crer que os rios, intertropicais, sob clima quente e úmido, possuem fraca capacidade de entalhamento mas favorecem a expansão das várzeas.

Outra consideração interpretativa procura relacionar os terraços ao equilíbrio dinâmico dos cursos de água. John Hack (1960) assinala que o mapeamento dos depósitos superficiais, no vale do rio Shenandoah, indicou que os terraços são mais comuns nas áreas de rochas tenras, ao longo de rios provenientes das áreas de rochas duras. Essa distribuição sugere que os terraços sejam preservados porque eles contêm material detrítico mais resistente que a rocha subjacente, visto que os elementos depositados são arrancados e transportados desde as áreas de rochas resistentes. A deposição ocorre porque o rio, para carregar e transportar os detritos mais grosseiros das rochas resistentes, apresenta declividades e competência mais elevadas; ao chegar na área de rochas tenras, há diminuição da declividade e da competência, implicando desequilíbrio e deposição de parte da carga transportada. Por essa razão, o referido autor verificou que os terraços não são comuns nas áreas de rochas homogêneas, qualquer que seja o seu tipo, se não houver a possibilidade para um contraste na resistência entre a carga do rio e a rocha através do qual ele se escoa.

Funcionando como formas de relevo inclusas no vale fluvial, os terraços podem receber sedimentação provinda das vertentes, que gera características sotopostas às antigas planícies de inundação. Para solucionar as possíveis complicações, pode-se usar o critério de que a superfície do terraço, embora não seja plana, deva ser essencialmente horizontal. Se verificarmos que a superfície

da topografia aumenta continuamente a sua altimetria em direção da vertente, a forma de relevo não mais expressa a superfície da antiga superfície de inundação (e, portanto, do terraço), mas a de um depósito coluvial ou de pedimento localizado no flanco do vale. Tais depósitos podem ser denominados *rampas de colúvio* (Bigarella e Mousinho, 1965).

A forma topográfica de inclinação suave modifica o aspecto original da morfologia dos terraços. O colúvio, ao atingir a parte plana dos terraços ou da planície de inundação, esparrama-se sobre eles constituindo acumulações detríticas, com formato lobulado. Os produtos detríticos provêm das vertentes e passam a recobrir os sedimentos e as formas desenvolvidas pela ação fluvial. Para fazer a identificação e a separação entre terraços e rampas de colúvios, o melhor critério reside no estudo da estrutura e das características sedimentológicas, de cuja aplicação Bigarella e Mousinho (1965) ofereceram bons exemplos.

Além dos aspectos morfológicos, diversos outros critérios podem ser empregados a fim de melhor correlacionar e precisar a sucessão dos terraços. Entre os mais importantes devemos lembrar a sedimentologia (natureza, granulometria, estratigrafia etc.), a evolução pedogenética e a caracterização dos paleossolos, a correlação altimétrica e as datações geocronológicas absolutas.

6.3 DELTAS

Quando um rio escoa para o mar ou para um lago, depositando carga detrítica maior que a carreada pela erosão, ocorre a formação de *deltas*. A primeira designação para esta feição geográfica foi apresentada por Heródoto, há cerca de 400 A.C., ao verificar a semelhança de formato entre a planície da foz do rio Nilo e a quarta letra do alfabeto grego. Desde essa época, o termo *delta* vem recebendo várias conotações advindas de autores diversos. Ao estudar os sistemas deltaicos existentes na bacia da Costa do Golfo, Fisher (1969) apresentou definição que nos parece prática e flexível: "delta é um sistema deposicional, alimentado por um rio e que resulta na progradação irregular da linha da costa". Dessa maneira, a formação deltaica é oriunda da ação fluvial, que ocasiona avanço da terra firme em detrimento da superfície líquida. Os deltas podem-se formar, portanto, em ambientes marinhos, lacustres e fluviais.

Como a configuração espacial dos deltas se expressa na topografia continental, em nível altimétrico próximo ao do mar (ou do lago), em zonas onde há atividade intensa de processos, não há possibilidades para a permanência das formas deltaicas por longo período geológico. A seqüência sedimentar deltaica, o corpo deposicional, pode ser preservado no contexto de bacias sedimentares e ser indicativa de paleoambientes, mas a disposição do formato superficial não possui durabilidade. Por esse motivo, os deltas marinhos atuais são relativamente recentes, geralmente formados após a elevação do nível do mar durante o período pós-pleistoceno. Não se deve confundir a idade das camadas sedimentares constituintes da coluna estratigráfica com a idade atribuída à morfologia

deltaica. A Tab. 6.2 reúne alguns dados sobre o tamanho e características dos principais deltas.

Tabela 6.2 Dados informativos sobre os principais deltas, assinalando a área superficial, o débito fluvial médio, o débito anual de sedimentos e a taxa de crescimento anual (modificado de Smith, 1966)

Delta	Área superficial (km^2)	Débito fluvial médio (m^3/s)	Débito anual de sedimentos (em milhões em t)	Avanço anual (em metros)
Chaos Fraya	25 000	1 000	5	—
Danúbio	4 000	6 000	91	—
Ganges	91 000	39 000	635	—
Huan-gô e N da planície Amarela	127 000	4 000	2	268
Irrawaddy	31 000	28 000	272	46-61
Lena	28 000	9 000	—	—
Mecong	52 000	11 000	—	61
Mississipi	29 000	17 000	469	91
Níger	19 000	6 000	23	—
Nilo	16 000	3 000	54	—
Orenoco	57 000	17 000	—	—
Pó	14 000	1 000	61	26-61
Reno	22 000	2 000	—	—
Rio Grande	8 000	100	17	—
Rodano	3 000	2 000	41	—
Ural	9 000	—	—	—
Vermelho	8 000	2 000	118	—
Volga	11 000	—	—	—
Yantzé e S da planície Amarela	124 000	22 000	544	23

A literatura sobre deltas e depósitos deltaicos é muito ampla. O estudo clássico de G. K. Gilbert (1890), sobre o lago Bonneville, configura a primeira interpretação de um delta em três dimensões, criando o modelo do tipo de delta Gilbert (Jones, 1965). Nas últimas décadas, os deltas suscitaram importantes e complexas pesquisas, tais como os do Mississipi, Nilo, Reno, Colorado, Ganges-Bramaputra, Danúbio, Níger, Ródano e muitos outros. Todavia, o volume bibliográfico destinado ao rio Mississipi praticamente supera o conjunto

formado por todos os demais. Na literatura brasileira, deve-se destacar o trabalho de Lamego (1955) sobre o delta do rio Paraíba, e o de Bacoccoli (1971), que procurou estabelecer uma classificação para os deltas brasileiros. Em virtude do interesse demonstrado pela Petrobrás, o delta do rio Doce passou a contar com trabalhos específicos, destacando-se os de Petri (1974) sobre associações biológicas existentes na região, de Ellert (1974) sobre a aplicação de métodos geofísicos para determinar o embasamento da área, de Soares e Landim (1977) sobre os aspectos geomorfológicos, e os de Coutinho (1974a e 1974b) e Coutinho e Coimbra (1974) sobre a mineralogia e fonte dos minerais pesados, enquanto Bandeira, Petri e Suguio (1975) elaboraram o relatório final do referido projeto. Fonseca (1967) realizou apanhado global sobre a sedimentação deltaica, assunto que também mereceu a atenção de Medeiros, Schaller e Friedman (1971).

6.3.1 Estrutura estratigráfica dos deltas

Em seus estudos sobre o delta pleistocênico do lago Bonneville, Gilbert (1890) observou divisão distinta e tripartida das camadas: de topo, de fundo e frontais. Essas denominações tornaram-se aceitas e de uso generalizado. As características dos fácies dessas três unidades possibilitam descrever a composição estratigráfica dos deltas (Fig. 6.16), apresentadas a seguir.

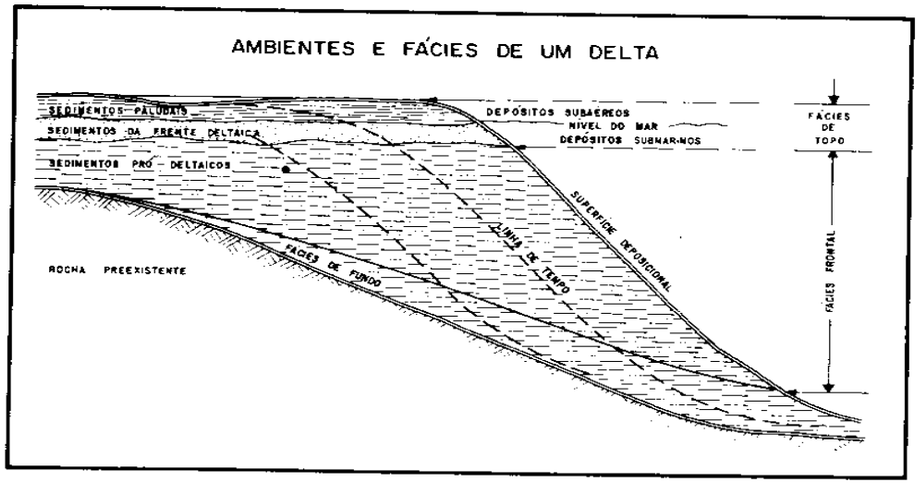


Figura 6.16 Perfil longitudinal de um delta, assinalando os ambientes e as fácies deposicionais (adaptado de Medeiros, Shaller e Friedman, 1971)

a) Fácies de topo (*"topset deposits"*): a fácies do topo é composta pelos sedimentos depositados na superfície do delta e na plataforma submarina da frente deltaica.

Na área subaérea os sedimentos são depositados pelos rios em seus canais, em lagos e em pântanos e mangues, resultando em sedimentos de preenchimento de canal, de diques marginais, lacustres e paludais. Os sedimentos de preenchimento de canal são de textura variável, apresentando granulação fina a muito fina, e areias de granulação grosseira a fina. Os cordões marginais convexos e os bancos detríticos também são encontrados. Os depósitos paludais, nas bacias de decantação, são principalmente formados por siltes e argilas, com elevado teor de matéria orgânica. Mais da metade da parte subaérea de um delta é ocupada por pântanos e alagadiços, variando a água de doce a salobra (Medeiros, Schaller e Friedman, 1971). Esse ambiente deposicional é semelhante às planícies de inundação, e as imbricações que ocorrem pela migração lateral e justaposição vertical fazem com que as camadas de topo se caracterizem pela heterogeneidade e relações complexas entre as unidades sedimentares.

Sob esses depósitos superiores estão os chamados sedimentos da frente deltaica, compreendendo as barras da foz dos rios e os sedimentos das baías entre canais distribuidores. As barras na foz dos rios desenvolvem-se com grandes espessuras (45 m), sem erodir os sedimentos pró-deltaicos subjacentes, formando os cordões arenosos digitados conforme o padrão dos canais distribuidores. Nos sedimentos das baías situadas entre os canais distribuidores, encontram-se silte e argila com grande quantidade de mica, matéria orgânica e restos de conchas.

b) Fácies frontal (*"foreset deposits"*): as características desta fácies dependem do tipo de sedimentos transportado pelos rios. No caso de rio correndo para um corpo de água tranqüila, forma-se pequeno delta; havendo transporte de sedimentos grosseiros, originam-se camadas frontais com forte inclinação. Os ângulos de deposição resultantes da fácies frontal são suaves quando o escoamento do curso de água ocorre em um grande corpo de água e vem transportando sedimentos finos, como no caso do rio Mississipi. Os sedimentos mais comuns são argilas sílticas, siltes, areias e depósitos argilosos depositados na frente dos principais distributários deltaicos. Devido ao escoamento subaquático, as camadas da frente podem ser entalhadas por ravinas. No delta do Mississipi, tais ravinas são de 2 a 8 m de profundidade, com distância de aproximadamente 1 km entre elas (Shepard, 1956). No delta do Ródano, as ravinas apresentam 1 a 1,5 m de profundidade e distâncias separadoras de 200 m (Van Straatem, 1959).

c) Fácies de fundo (*"bottomset deposits"*): a fácies de fundo é depositada principalmente sob condições submarinas, pela decantação dos materiais carregados em suspensão, e os depósitos são de sedimentos argilosos. Os depósitos de fundo são considerados como continuação da sedimentação da encosta exterior do delta e diferem dos sedimentos de fácies frontal por serem mais ricos em matéria orgânica e por estarem muito perturbados por organismos. No delta do Mississipi, tais depósitos apresentam espessuras superiores a 10 m. Os depósitos deltaicos de fundo vão recobrindo os sedimentos preexistentes na

área marginal do delta, que compõem o embasamento e a superfície na qual progride o avanço deltaico.

As fácies descritas formam-se durante a fase construtiva da sedimentação deltaica e assinalam a progressão do delta. As camadas de fundo jazem no soalho submarino (ou sublacustre) e, como são localizadas na frente do avanço do delta, são recobertas pelas camadas externas (frontais) e, posteriormente, pelas camadas de topo. Torna-se necessário lembrar que essa descrição corresponde a um corte ideal, e que cada delta pode apresentar um imbricamento de camadas, característico em função das condições ambientais reinantes no local e na época da sedimentação. Quando ocorre a desativação de um canal distributário, devido às mudanças nos cursos fluviais, há diminuição e pausa na progressão do delta naquele setor. Por outro lado, à medida que há compactação dos sedimentos encharcados ocorre diminuição na cota altimétrica, facilitando a transgressão marinha e o ataque das ondas, com início da fase erosiva e destrutiva. A existência de fases deposicionais e de fases destrutivas na área deltaica é controlada pelo balanço entre o fornecimento de sedimentos e a energia das ondas.

Em suma, o delta é feição geográfica de pequena durabilidade, da qual resultam seqüências sedimentares relativamente pouco espessas e localizadas (Bacoccoli, 1971). Os complexos deltaicos, com espessuras de vários milhares de metros, são depósitos acumulativos de inúmeros deltas desenvolvidos na mesma área geral de subsidência e intercalados por outros tipos de depósitos. No complexo deltaico do rio Mississipi, Frazier (1967) reconhece dezesseis deltas formados nos últimos 6 000 anos. Numa perfuração realizada a 60 km a Sudeste de Nova Orleans, que atingiu 6 800 m, não atravessou toda a espessura dos sedimentos (Murray, 1960). A idade desse complexo deltaico é considerada como sendo do Mioceno ao Recente. O delta atual do Mississipi, com cerca de 180 m de espessura sedimentar, forma simplesmente a capa de recobrimento desse conjunto deposicional (Fisk e outros, 1954).

6.3.2 Morfologia do ambiente subaéreo do delta

O ambiente subaéreo do delta corresponde ao setor das terras emersas, no qual a dinâmica se encontra relacionada com os processos fluviais. A morfologia e os depósitos sedimentares vão constituindo as camadas de topo, de recobrimento final, na evolução deltaica, assinalando cada vez mais o predomínio das características continentais. Os processos e as formas topográficas são similares às das planícies de inundação.

A morfologia deposicional de uma planície deltaica geralmente é caracterizada pelo desenvolvimento de diques naturais bordejando os canais fluviais. Tais diques resultam do transbordamento e sedimentação relacionadas com as cheias, inundando as depressões da planície. A velocidade de fluxo é menor ao longo dos canais e diminui em direção das águas mais calmas localizadas nas bacias de inundação. No decorrer da cheia, grandes quantidades de material

relativamente grosseiro são depositadas em áreas adjacentes ao canal fluvial, enquanto materiais mais finos (siltes e argilas) são levados para áreas mais distantes. Dessa maneira, desenvolve-se um dique natural ao longo do curso de água, com declives suaves em sua face externa, em direção das bacias de inundação. Como há prosseguimento da elevação vertical, os diques tornam-se cada vez mais altos e a sedimentação nos leitos fluviais faz com que também se elevem, podendo atingir cotas mais altas que as depressões circunvizinhas, que permanecem como áreas mal drenadas e pantanosas. A deposição fluvial também ocorre nas desembocaduras dos canais, onde a sedimentação tende a prolongar os diques e os lóbulos em direção ao mar, promovendo o avanço da frente deltaica superficial. Nos diques marginais, os depósitos mostram várias espécies de marcas ondulares, e a laminação irregular é muito comum.

Nas bacias de inundação, mal drenadas, predomina a deposição de sedimentos finos e detritos orgânicos. São áreas pantanosas, inundadas de modo mais ativo nas épocas das cheias, que normalmente são responsáveis pela decantação de finas lâminas sílticas, que se entremeiam no conjunto dos depósitos orgânicos. Conforme as condições aquáticas, tais bacias funcionam como lacustrinas, pântanos de água doce ou de água salobra. A vegetação é desenvolvida conforme tais características. Nas áreas de água salobra, é comum o desenvolvimento de manguesais, nas regiões de clima quente e úmido. Em virtude da padronagem anastomosada e presença de meandros, em muitos canais abandonados encontram-se condições para os depósitos de preenchimento de canais.

Os deltas atuais apresentam enorme variedade em tamanho, forma, estrutura, composição e gênese. Essas diferenças existem porque os mesmos conjuntos de eventos ocorrem sob condições ambientais diversificadas. Os principais fatores que influenciam as características deltaicas são:

a) o quadro geológico e as fontes de sedimentos da bacia de drenagem;
b) as condições climáticas, tanto as da bacia de drenagem como as da área deposicional;
c) a estabilidade tectônica da bacia;
d) a declividade do rio e o regime fluvial;
e) os processos deposicionais e erosivos, e as suas intensidades, dentro da área deltaica;
f) a amplitude das marés, a eustasia e as condições marinhas sublitorâneas.

As numerosas combinações entre tais fatores e a duração na escala temporal resultam no estabelecimento de um complexo dinamicamente mutável de ambientes, dentro do delta. Essa complexidade é esperada porque os deltas resultam da interação de forças construtivas e destrutivas, e a relação entre os efeitos de tais mecanismos de deposição e de remoção depende da intensidade dos processos físicos, biológicos e químicos atuantes na região deltaica. Havendo predomínio das forças construtivas, em virtude do elevado fornecimento detrítico, o delta avança e se projeta. No século XII, a cidade de Adria, no delta do rio Pó, era importante porto marítimo, mas agora está situada a 65 km de distância do

mar. O delta do Mississipi, na frente do principal distributário, progride cerca de 90 m por ano.

O principal fenômeno na evolução deltaica é o deslocamento dos cursos fluviais em distributários sucessivos. Como o delta progride cada vez mais em direção ao mar, a declividade e a capacidade de carregar sedimentos vão diminuindo gradualmente, e caminhos mais curtos para o mar podem ser encontrados em áreas adjacentes. Em geral, o ponto de desvio ocorre em locais interiores, distante do delta ativo, e a sua posição é acidental ou pode resultar do desenvolvimento de uma brecha, rompendo o dique marginal. A partir desse ponto, a topografia da bacia determina o novo curso fluvial. A criação de um novo curso desloca o sítio de sedimentação deltaica ativa. O novo canal se define e

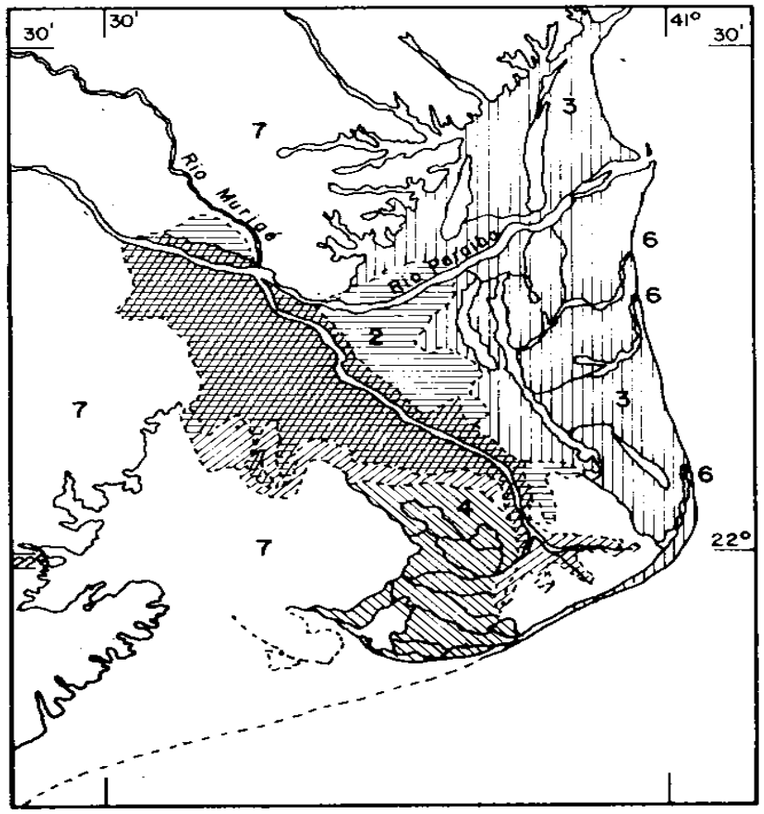


Figura 6.17 Os vários tipos espaciais deltaicos discernidos no caso do delta do rio Paraíba: 1) delta do tipo Mississipi; 2) delta tipo Ródano; 3) delta tipo Paraíba; 4) delta de maré da Lagoa Feia; 5) delta de baía do rio Ururaí e de Ponta Grossa dos Fidalgos; 6) delta de ondas; 7) sedimentitos pré-holocênicos (segundo Lamego, 1955)

aumenta em tamanho através de cheias sucessivas. Durante essa fase, também se estabelece um sistema de bifurcação radial, originando a típica padronagem deltaica. E a história recomeça, com o rio prolongando-se cada vez mais em direção ao mar. O subdelta abandonado ou inativo é rapidamente atacado pelo mar, desde que não mais seja alimentado por sedimentos fluviais, em quantidade suficiente; o balanço entre forças marinhas e fluviais pende em favor do ataque marinho.

O novo delta, entretanto, progride rapidamente em direção do mar, assinalando vários estágios de desenvolvimento, até que seja abandonado e formado um novo sítio de sedimentação ativa. Na planície deltaica do rio Mississipi, sete lóbulos deltaicos foram construídos nos últimos 5 000 anos. Em outros sistemas deltaicos, como no Nilo, Ganges-Bramaputra, Orenoco e Níger, não se percebe uma distinção muito clara entre os lóbulos construídos e abandonados. O que se verifica é que certos distributários foram edificados e abandonados em favor de outros localizados dentro do mesmo delta. Por exemplo, o rio Nilo alcança o mar através de dois tributários principais, o Rosetta e o Damieta, mas já foram mapeados vários distributários abandonados. O delta do rio Paraíba, estudado por A. R. Lamego, apresenta feições de vários tipos deltaicos.

Os deltas fluviais são os formados nas desembocaduras em outros cursos fluviais. Os deltas do rio Branco, no rio Negro, e do Madeira, no Amazonas, constituem bons exemplos.

6.3.3 Morfologia do ambiente subaquoso do delta

Em deltas progredindo ativamente, o foco principal de deposição ocorre na frente subaquosa, na qual se pode distinguir um complexo de subambientes, cada um possuidor de características individualizantes (Coleman e Gagliano, 1965). Cada ambiente possui topografia e depósitos específicos.

O *canal distributário* (Fig. 6.18) é a corrente natural que leva uma parte dos sedimentos e das águas provenientes de um rio para o mar. Na realidade, é extensão do canal fluvial no mar. O canal distributário alarga-se, fica mais raso e se ramifica e, por fim, perde sua individualidade à medida que avança na parte superior do ambiente da frente deltaica. No setor ativo do delta do Mississipi, tais canais variam entre 1 200 a 1,5 m de largura, e de 24 a 0,6 m de profundidade. A profundidade diminui em direção ao mar. Próximo da parte montante do canal, a direção da corrente é persistente para jusante; todavia, à medida que o canal se alarga e se torna raso, a direção da corrente torna-se variável e há diminuição na velocidade, facilitando o aumento na taxa de deposição detrítica.

Os *diques subaquosos* são cristas submarinas que bordejam o canal distributário, em resposta ao seu alargamento e adelgaçamento. As marés modificam e controlam a sua morfologia. Algumas partes do dique subaquoso são expostas nas marés baixas, como bancos arenosos. Os depósitos desses diques são compostos por areias finas, siltes, argilas e intercalações de fragmentos de

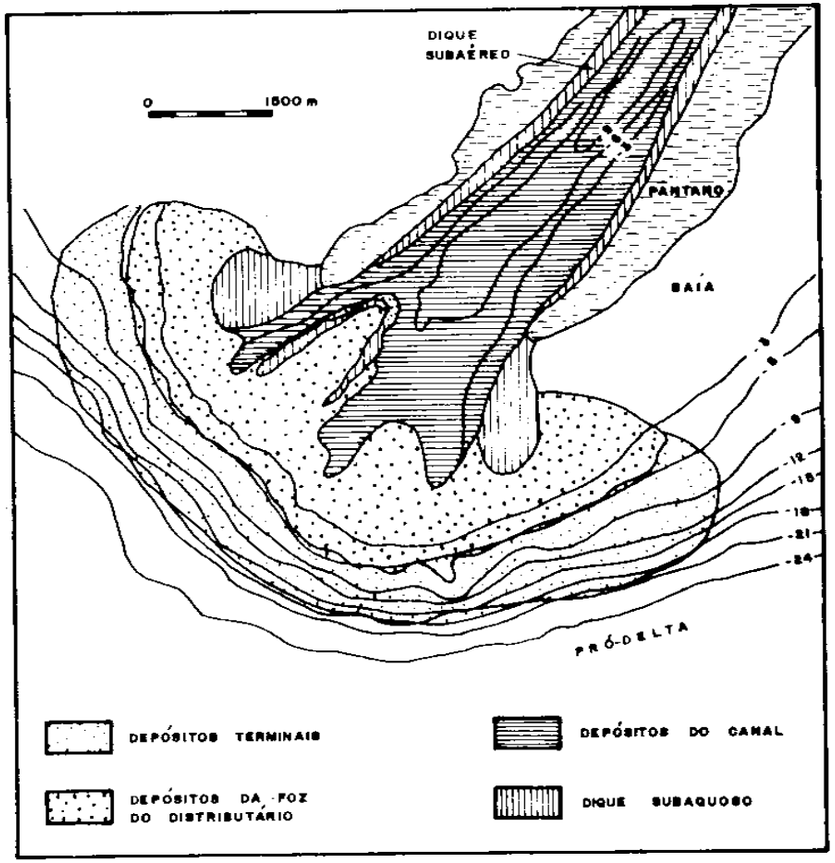


Figura 6.18 Ambientes subaquosos de um delta, assinalando a representação esquemática das várias zonas de sedimentação na desembocadura Sudoeste do delta do Mississipi (conforme Coleman e Gagliano, 1969, e Reineck e Singh, 1975)

plantas. Predominam as estruturas formadas pela ação da corrente, mas localmente surgem tipos complexos de camadas cruzadas, pela ação de correntes e das ondas.

Os *bancos detríticos* na desembocadura dos distributários são baixios arenosos formados próximo do limite externo do canal distributário. A sua formação é resultado direto da diminuição na velocidade do fluxo e na capacidade de carregar sedimentos. A taxa de sedimentação é excepcionalmente alta, provavelmente a mais alta que em todos os demais ambientes deltaicos (Reineck e Singh, 1973 : 269). Os sedimentos estão sujeitos a intenso retrabalhamento pelos

fluxos das águas fluviais e das ondas marinhas. Conseqüentemente, os depósitos são compostos por areias e siltes, com predomínio de lâminas delgadas na seqüência estrutural.

Na frente da desembocadura do distributário, em direção ao pró-delta encontram-se os *depósitos terminais* (Fig. 6.18), numa zona com alta taxa de sedimentação e composta por lâminas de siltes de argilas. A declividade é acentuada e representa uma das unidades das camadas frontais. As estruturas sedimentares mais comuns são o acamamento cruzado, as estruturas de entalhe e preenchimento, superfícies erosivas e marcas ondulares. As estruturas sedimentares repetem-se numa seqüência definida, sugerindo deposição sazonal (Reineck e Singh, 1973 : 269).

As *baías entre os distributários* são áreas deprimidas, circundadas por diques ou pântanos, mas abertas e conectadas em direção ao mar largo por canais de maré. A topografia é suave, com fracas oscilações, e a deposição nesse ambiente é realizada por dois processos:

a) sedimentos de granulação fina são depositados por decantação da carga em suspensão, devido a ausência de atividade das ondas;

b) os sedimentos mais grosseiros são espalhados como depósitos de recobrimento, oriundos das brechas e rupturas ocorridas nos diques marginais. O acamamento lenticular é o tipo mais comum de sedimentação.

Corpos arenosos extensivos resultam da progradação deltaica, e pertencem a duas categorias: camadas arenosas de recobrimento frontal e barras arenosas alongadas. As *camadas arenosas de recobrimento* resultam do retrabalhamento lateral, realizado pelas ondas, dos depósitos arenosos, sílticos e argilosos localizados na desembocadura dos canais distributários, e se acumulam ao longo da costa. A ocorrência do delta do Mississipi foi estudada por Fisk (1955), com muito detalhe (Fig. 6.19). Esse autor mostrou que na parte oriental do delta La Fourche, tais camadas arenosas recobrem área de 675 km^2, com espessura variando de 7 a 30 m. Esse corpo arenoso torna-se mais delgado em direção ao mar, sendo exposto como cordões e esporões arenosos na parte externa da desembocadura do canal La Fourche. Em direção do continente, a camada arenosa é recoberta por depósitos pantanosos, de aproximadamente 12 m de espessura. Ocorrências similares foram descritas no delta do rio Ródano

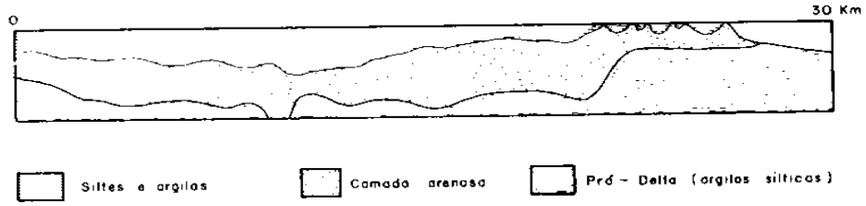


Figura 6.19 Diagrama esquemático da disposição de camada arenosa de recobrimento, na desembocadura do canal La Fourche, no delta do Mississipi (conforme Fisk, 1955, e Reineck e Singh, 1975)

e no delta do rio Volga. As *barras arenosas alongadas*, como se fossem os dedos de uma pata de ave no delta do rio Mississipi, resultam do desenvolvimento contínuo das barras arenosas na desembocadura dos canais distributários, à medida que o delta avança em direção ao mar (Figs. 6.20 e 6.21). Tais barras tendem a afundar nos sedimentos lodosos da zona pró-delta e se espessar, podendo atingir mais de 70 m de espessura, 7,5 km de largura e 50 km de comprimento (Fisk, 1961). Numa seção transversal, as barras arenosas alongadas exibem formato biconvexo. Em virtude da compactação do lodo da área do pró-delta, eles se intrometem no corpo arenoso como diápires lodosos, e algumas vezes chegam a serem expostos na superfície. Na parte montante da barra arenosa, os sedimentos do canal distributário e do dique marginal podem ser incorporados, permitindo gradual passagem lateral para com a planície deltaica e depósitos pantanosos. No delta do Ródano também foram discernidas as barras arenosas alongadas, mas com dimensões mais reduzidas.

A região *pró-delta* é o ambiente da frente do delta voltado para o oceano, associada com a progressão do delta. Também é denominada vertente do *front* deltaico. Nesta região, os sedimentos predominantes são argilas e siltes e os depósitos são transicionais para a área das camadas de fundo do delta, localizadas mais para a frente. Nas proximidades maior do delta, os sedimentos sílticos são predominantes e as camadas são paralelas e lenticulares,

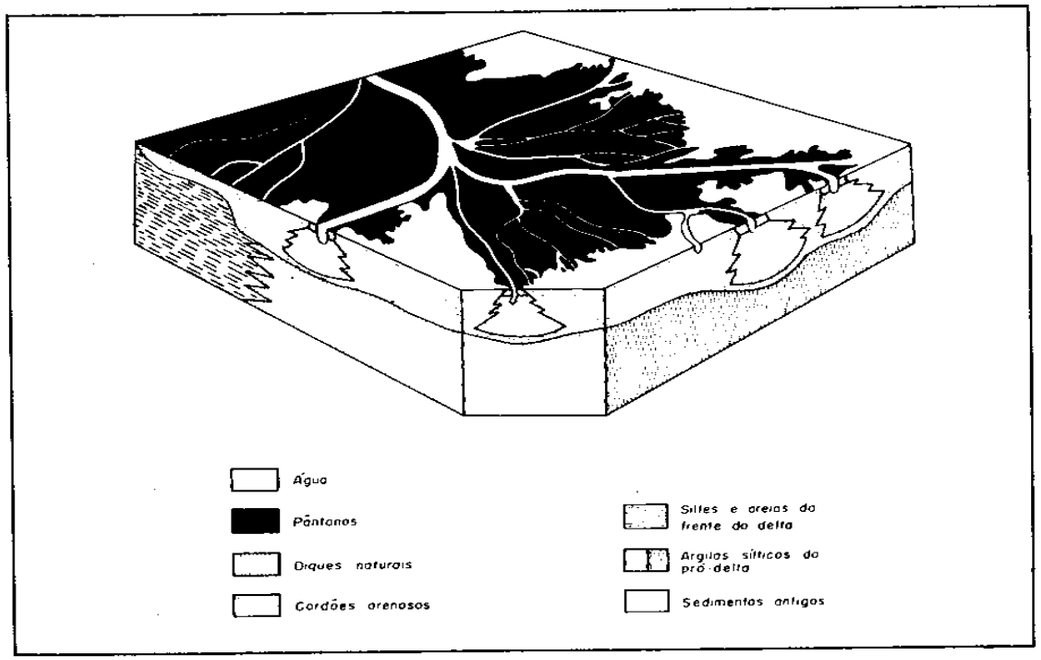


Figura 6.20 Bloco diagrama representativo de um delta com diversos distributários, assinalando a posição das barras arenosas alongadas

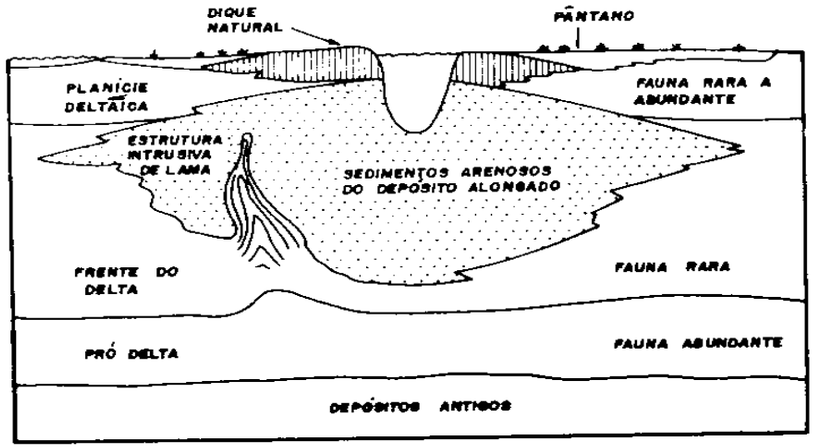


Figura 6.21 Aspectos básicos que caracterizam as barras arenosas alongadas, com as suas fácies associadas (conforme Fisk, 1961)

à medida que se caminha para o exterior, em direção da zona das camadas de fundo, os sedimentos tornam-se cada vez mais argilosos.

A importância e a distribuição correspondentes aos vários tipos morfológicos e ambientes deposicionais variam de um delta para outro, mas são reconhecíveis as suas características comuns. Embora desenvolvendo sob condições ambientais subaquáticas, esses elementos ainda representam continuidade da ação fluvial, que é a fonte abastecedora da carga detrítica. O controle exercido pelo fluxo nos canais fluviais, que se expandem pelo mar adentro, e pela ação marinha possibilitam o remanejamento e a distribuição dos sedimentos para as diversas unidades deposicionais. Dessa maneira, a morfologia deltaica ainda é um componente da geomorfologia fluvial.

6.3.4 Tipologia dos deltas

Devido ao intercrescimento dos vários distributários sucessivos e das interações entre a dinâmica fluvial e a marinha, tornam-se muito variadas as feições assumidas pelos deltas. Em virtude dos aspectos envolvidos, diversas características foram sendo valorizadas, como critérios básicos, em classificações destinadas a objetivos específicos. A mais antiga classificação, acompanhando a proposição de Lyell, distingue os deltas continentais e os deltas marítimos ou oceânicos, tomando como base a localização do corpo líquido receptor. Os deltas continentais são encontrados na foz de rios que desembocam em lagos, ou em outros rios, enquanto os marítimos ou oceânicos se localizam na foz de rios que desembocam no oceano ou em mares, sendo constituídos por depósitos aluviais e flúvio-marinhos. Considerando a densidade relativa da água da

corrente fluvial e a do corpo líquido receptor, Bates (1953) especificou três tipos básicos:

a) delta submarino (fluxo hiperpicnal);
b) delta tipo Gilbert (fluxo homopicnal);
c) delta marinho litorâneo (fluxohipopicnal).

Acentuando o aspecto da representação cartográfica plana e a importância relativa do trabalho dos rios e dos mares, pode-se classificar os deltas em lobado, digitado, cuspidado, arqueado, franjado e outros tipos, cujos termos são meramente descritivos e não possuem conotação genética. Estes critérios foram inicialmente utilizados por Gulliver (1899) e remodelados por Guilcher (1954). Os deltas *lobados* são estabelecidos onde o aluvionamento fluvial é muito intenso, com pequena ação das ondas e correntes marinhas, podendo ser unilobado (como o Meandro) ou multilobado (como o Pó, Ródano e Volga). Em casos onde o abastecimento detrítico fluvial é muito rápido, com baixa energia das ondas, há a formação de deltas *digitados*, nos quais os diques marginais são prolongados nas desembocaduras dos rios, durante as cheias, como se fossem dedos alongados no mar (delta do Mississipi). Quando a erosão marinha é mais importante, os lóbulos convexos para o mar são substituídos por crescente côncavas para o mar, que se recortam nas embocaduras, originando o tipo *cuspidado* (delta do rio Tibre). Nos casos em que há correntes litorâneas ativas, chega-se à presença de deltas *arrendondados* ou *arqueados* (deltas do Arno, Llobregat e Crati). Uma preponderância quase completa da ação marinha leva ao surgimento de deltas *atrofiados*, que formam apenas ligeiros promontórios (deltas de Garigliano, Guadalaviar e do Têt).

Fisher (1969) adotou o critério do predomínio, na parte subaérea da feição deltaica, da fácies de influência fluvial ou da fácies de influência marinha. distinguindo os deltas altamente construtivos e os deltas altamente destrutivos. Os altamente construtivos, caracterizados por grande afluxo de sedimentos em relação à energia do mar, subdividem-se, quanto ao aspecto geométrico, em lobados e digitados; os altamente destrutivos, caracterizados pelo baixo fornecimento detrítico em relação à energia do mar, subdividem-se, conforme o tipo de energia preponderante, em deltas dominados por ondas (cuspidados) e deltas dominados por marés (franjados).

Morgan (1970), verificando as conseqüências do comportamento estrutural da área sobre estrutura deposicional nas zonas deltaicas, distinguiu os deltas em áreas de soerguimento, em áreas de estabilidade e os em áreas de subsidência. A Fig. 6.22 esquematiza o desenvolvimento dos deltas nessas três áreas.

As proposições assinaladas parecem estanques e conflitantes. Todavia, baseiam-se no uso de atributos diversos que podem ser usados conjuntamente, para compor classificação mais lógica e racional. Nessa perspectiva, foi muito feliz o arranjo realizado por Bacocolli (1971 : 36), estabelecendo ordenação e relacionamento entre as cinco variáveis (Tab. 6.3). Utilizando esta classificação, o delta do Mississipi, por exemplo, pode ser designado como delta marinho, altamente construtivo, digitado e em área subsidente.

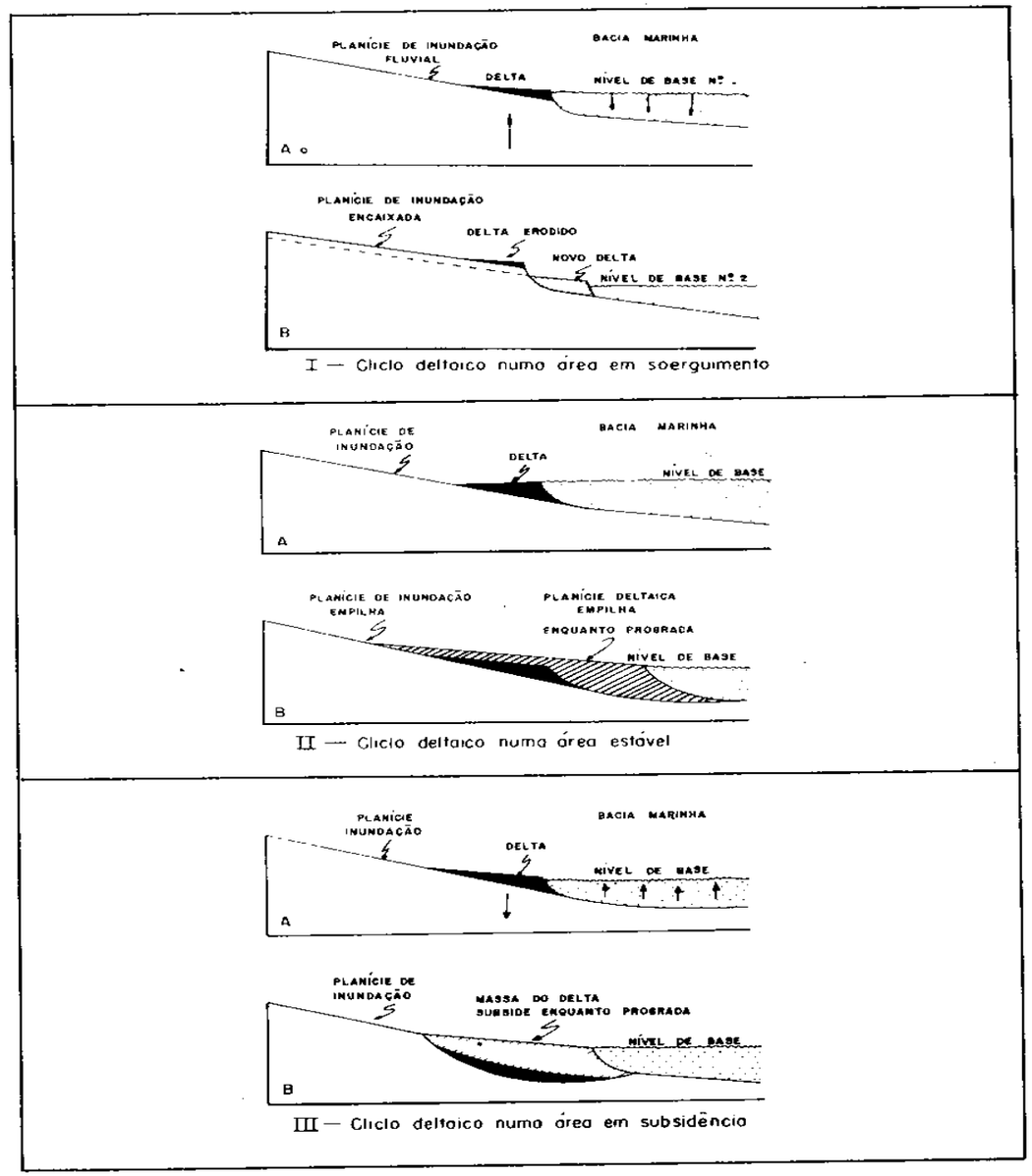


Figura 6.22 Representação esquemática da evolução deltaica em relação com os movimentos tectônicos, considerando o soerguimento (I), a estabilidade da área (II) e a subsidência regional (III), conforme Bacocolli (1971)

Tabela 6.3 Relacionamento e entrosamento dos atributos utilizados para a classificação de deltas (conforme Bacocolli, 1971)

(A) Quanto à densidade do influxo	(B) Quanto ao meio	(C) Quanto à distribuição de fácies na parte subaérea	(D) Quanto à forma da parte subaérea	(E) Quanto ao comportamento estrutural
Hiperpicnal	(Submarino)	Não há delta – depósito tipo turbidito		
Homopicnal	Delta continental (lagos)	"Tipo Gilbert"	–	Área estável Área em soerguimento Área em subsidência
Hipopicnal	Delta marinho	Altamente construtivo (predomínio das fácies fluviais)	Elongado	Área estável Área em soerguimento Área em subsidência
			Lobado	Área estável Área em sorguimento Área em subsidência
		Altamente destrutivo (predomínio das fácies marinhas)	Cuspidado (dominado por ondas)	Área estável Área em soerguimento Área em subsidência
			Franjado (dominado por marés)	Área estável Área em soerguimento Área em subsidência

6.4 CONES ALUVIAIS

A área relativamente plana, situada no sopé de uma escarpa (ou frente montanhosa), é denominada *piemonte*. Existe nítida diferença topográfica, com acentuada ruptura de declive, entre a frente escarpada composta por vertentes íngremes e o piemonte, composto por plainos regulares e de fracos declives (7° a 8°, a montante, e aproximadamente 1°, a jusante). Em virtude desse contraste topográfico, há condições favoráveis ao aparecimento de formas de relevo de origem deposicional e de erosão. Na primeira categoria podemos incluir os cones aluviais (ou fans aluviais) e os taludes de vertente; na segunda, as mais típicas são os pedimentos.

Os *taludes de vertente* são deposições detríticas no sopé da vertente, ocasionadas pela ação de deslizamentos gravitacionais dos materiais do regolito. Incluem-se entre os depósitos relacionados com os processos morfogenéticos das vertentes e não possuem nenhuma relação com os cursos de água ou com a rede hidrográfica.

Os *cones aluviais* são formas cuja "superfície tem o formato de segmento de um cone, que se irradia para jusante a partir do ápice localizado no ponto onde o curso de água deixa a área fonte" (Bull, 1977 : 222). A área fonte corresponde à bacia de drenagem situada na região montanhosa. Até atingir o ápice, o curso de água principal da bacia de drenagem escoa por canal único; a partir desse ponto o canal pode se ramificar, dando origem ao padrão reticulado. Dessa maneira, cada cone aluvial está relacionado com determinada área, a uma rede de drenagem que transporta os produtos retirados dessa área para o ápice do cone aluvial. Numa visão planimétrica geral do cone aluvial, os perfis radiais longitudinais são côncavos enquanto os transversais são concêntricos e convexos. Em direção de jusante, no piemonte, a coalescência dos cones aluviais promove extensa cobertura detrítica que, nas áreas de clima árido e semi-árido, é denominada *bajada*.

Os cones aluviais apresentam grande diversidade de tamanho, declividades, tipos de depósitos e de características das áreas fontes. Embora a freqüência dessa forma de relevo seja mais comum nas regiões de climas áridos e semi-áridos, também são conhecidos exemplos em vários outros pontos do globo, nas regiões úmidas, dos trópicos ao ártico, e nas zonas litorâneas. O engenheiro E. Surell, em 1841, ao estudar a escolha de local para a instalação de uma barragem para o aproveitamento de energia hidroelétrica nos Alpes, foi quem primeiro chamou a atenção dos pesquisadores para o estudo das torrentes e para a presença dos cones aluviais. Contribuições pioneiras importantes são devidas aos investigadores norte-americanos, em seus trabalhos sobre as regiões desérticas do Sudoeste dos Estados Unidos, como a Gilbert (1877), Dutton (1880) e McGee (1897). Posteriormente, a bibliografia ampliou-se, mas ainda é relativamente restrita, e revisões significativas foram elaboradas por Beaty (1963), Denny (1967), Cooke e Warren (1973) e Bull (1977).

O curso de água é o elemento de ligação entre a parte erosiva e a deposicional no sistema, e possui influência dominante na morfologia do cone aluvial

(Bull, 1977). Em 1909, Chamberlain e Salisbury introduziram a noção de que o cone aluvial resultava da deposição provocada pela mudança brusca na declividade do rio, na passagem entre a frente montanhosa e o piemonte. Esta noção foi prontamente aceita e obteve generalizado uso e emprego. Entretanto, vários argumentos e evidências contrárias foram apresentadas por Bull (1964a), Melton (1965), Denny (1965) e Hooke (1972).

As declividades das partes superiores de muitos cones aluviais são aproximadamente as mesmas do gradiente do curso de água, a montante imediata do ápice do cone. Por essa razão, a deposição no cone aluvial não é motivada por diminuição brusca na declividade do curso de água; a deposição é causada por mudanças na geometria hidráulica do fluxo, depois que o rio deixa o confinamento do canal principal (Bull, 1964a : 17). O curso de água ou o fluxo de detritos espraia-se quando atinge o cone aluvial. O aumento na largura é acompanhado por diminuição concomitante na profundidade e na velocidade, que são as causas primárias da deposição dos sedimentos. O débito também pode diminuir quando, fluindo por sobre camadas superficiais permeáveis, há infiltração da água e aumento gradual na concentração dos sedimentos, provocando a deposição.

Durante a acumulação de um cone aluvial, as divagações do canal podem ocorrer tanto transversal como ao longo das linhas radiais. A migração lateral da área de deposição ocorre quando o depósito elevou a superfície do cone a uma altura suficiente que favoreça o desvio do curso de água para uma parte mais baixa do cone. Pequenos desvios na posição do canal, nas proximidades do cone, podem causar grandes mudanças na posição do canal nos setores de jusante do cone aluvial. A migração da área deposicional ao longo das linhas radiais resulta do encaixamento ou do preenchimento detrítico dos canais, que se estendem desde a área fonte. Alguns canais podem ser permanentemente encaixados, com fundo do canal a 50 m em relação à superfície do cone, enquanto outros surgem como temporários e apresentam profundidades as mais diversas (Bull, 1977).

6.4.1 Processos deposicionais

Os depósitos detríticos que compõem o cone aluvial apresentam grandes variações na granulometria, desde os elementos mais finos — argilas, siltes e areias — até aos grandes blocos. A estratificação não é regular, e a proporção dos diferentes tipos de depósitos varia tanto no sentido vertical como na direção de jusante.

A sedimentação relacionada com o fluxo de água e a relacionada com o fluxo de detritos são as duas categorias básicas que englobam os processos deposicionais. Os principais tipos relacionados com o fluxo da água são:

a) camadas de sedimentos arenosos, sílticos ou cascalhentos, depositadas pela rede de canais de padrão anastomosado. Tais depósitos são pouco espessos, mas podem chegar a recobrir áreas relativamente grandes na superfície dos cones;

b) depósitos de preenchimento de canais. No cone aluvial podem existir diversos canais que foram encaixados, possuindo margens nítidas. Quando de uma fase deposicional, esses canais são preenchidos pelos sedimentos carregados pelo fluxo, possuindo a característica de serem mais grosseiros e menos selecionados que os sedimentos circunvizinhos, pertencentes ao depósito de canais anastomosados;

c) depósitos de peneiramento. Quando o cone aluvial recebe pouca areia, silte e argila, os seus depósitos são formados por elementos grosseiros, que apresentam muito espaço vazio entre os fragmentos. A alta permeabilidade faz com que a água se infiltre rapidamente na parte superior do cone, não chegando a atingir a parte jusante. Como a água se infiltra, os detritos transportados por ela são retidos na superfície, como nas malhas de uma peneira, originando depósitos cascalhentos de formato lobulado. Hooke (1967) estudou tais depósitos lobulados, denominando-os "depósitos de peneiramento" (*sieve deposits*) porque "como a água passa através de sedimentos e não por cima deles, eles atuam como filtros ou peneiras permitindo a passagem da água mas retendo o material grosseiro que ela transporta". Dentre os três tipos, esta categoria é a mais rara e só acontece em condições especiais.

À medida que o fluxo de água vai seletivamente depositando parte de sua carga sedimentar, em conseqüência da diminuição na velocidade ou na profundidade do fluxo, ou da diminuição do débito, ele pode aumentar a concentração de sedimentos e ultrapassar determinado limite, comportando-se mais como massa plástica que como fluido. Nessas circunstâncias, estamos diante dos *fluxos detríticos*. Bull (1977) faz uma distinção entre fluxos de detritos e fluxos de lama. Para ambos os casos, os fatores principais são água abundante (geralmente sob a forma de aguaceiros) em curtos períodos de tempo e em intervalos regulares, vertentes íngremes possuindo cobertura vegetal insuficiente para evitar a erosão rápida, e regolitos que providenciem disponibilidade rápida e abundante de detritos e de matriz lodosa. Os fluxos viscosos de detritos são mais comuns na parte superior dos cones, englobando detritos de granulometria variadas e de fraco selecionamento. A camada viscosa espraia-se na superfície, possuindo alguns decímetros de espessura e, quando dessecada, deixa um conjunto maciço. Os fluxos de lama (*mudflows*) são compostos principalmente por areias e sedimentos mais finos. A viscosidade não é muito grande, mas originam camadas relativamente delgadas que, quando dessecadas, apresentam fraturamento e as típicas placas de dessecação.

As camadas deposicionais relacionadas com o fluxo de água e de detritos geralmente apresentam comprimento de 5 a 20 vezes a largura. Os comprimentos dessas camadas oscilam de poucas dezenas de metros a vários quilômetros (Bull, 1977 : 241). A conjugação de tais depósitos constrói o edifício do cone aluvial. As fases deposicionais, ligadas às precipitações, são eventos ocasionais e irregulares; entre elas acontecem longos períodos de calma, durante os quais os detritos vão se acumulando nas vertentes e no fundo dos vales. Quando dos aguaceiros, há lavagem e varredura generalizada transportando grande quantidade de detritos para o cone aluvial. Nestes curtos lapsos de tempo

ocorrem alterações na morfologia do cone; nos longos intervalos de calma, as modificações morfológicas são muito pequenas.

Devido as migrações laterais e longitudinais nas direções dos fluxos de posicionais, em cada fase deposicional só pequena parcela da superfície d cone é afetada pelo processo. A proporção da área do cone que é recoberta por uma cheia de baixo intervalo de recorrência varia conforme o tamanho da área fonte e do cone. Fluxos de elevada magnitude podem recobrir menos de 5% da área do cone, se este apresentar área maior que 100 km^2, principalmente nas regiões áridas. Nos cones com áreas menores que 1 km^2, fluxos similares podem recobrir mais de 20% (Bull, 1977 : 227). Dessa maneira, os depósitos recentes cobrem pequena parcela da superfície do cone, havendo trechos que não recebem depósitos detríticos desde há vários milhares de anos. Em virtude das variadas escalas temporais de recobrimento, desenvolvem-se na superfície do cone solos de idades e de características diferentes.

6.4.2 Morfologia dos cones aluviais

As áreas, declividades e depósitos de um cone aluvial têm tendência para atingir ajustamento entre o conjunto complexo das variáveis controlantes. Essas variáveis incluem a área, litologia, declividade média e cobertura vegetal da bacia de drenagem abastecedora; declividade do canal, débito de água e de sedimentos, ambientes climáticos e tectônico, a geometria da frente montanhosa, dos cones adjacentes e da bacia de deposição (Bull, 1977). As modificações em uma ou em mais dessas variáveis tenderá a causar reajustamento na morfologia do cone.

Considerando a planimetria dos cones aluviais, pode-se empregar a equação proposta por Troeh (1965) para descrever esse tipo de forma de relevo, cuja fórmula é a seguinte:

$$Z = P + SR + LR^2,$$

na qual

Z é a altitude de qualquer ponto da superfície;
R é a distância radial horizontal do ponto Z ao ápice do cone;
P é a altitude do ápice do cone;
S é o gradiente da declividade ao longo do raio inicial;
L é a taxa de variação da declividade.

Christofoletti (1974 : 35-38) fornece exposição didática sobre a aplicação dessa fórmula. Utilizada para descrever cones aluviais no Vale da Morte, na Califórnia, a equação obtida para o caso do Copper Canyon (Bull, 1977 : 246) foi igual a

$$Z = 49 \text{ m} - (93/\text{km})R + (12/\text{km})R^2.$$

A área do cone aluvial é, em parte, função da área da bacia de drenagem. Bull (1962) exprimiu essa relação como sendo

$$A_f = cA_b^n,$$

na qual

A_f é a área do cone aluvial;
A_b é a área da bacia de drenagem;
c é o coeficiente expressando a área de um cone com área da bacia de drenagem igual a um quilômetro quadrado;
n é o expoente indicando a declividade da linha de regressão.

Vários pesquisadores procuraram estabelecer os valores descritivos para diversos exemplos, e a Fig. 6.23 reúne algumas dessas relações.

Os valores do coeficiente c são variados em virtude das influências exercidas por vários fatores, além da área da bacia de drenagem, que afetam o tamanho do cone em diferentes lugares. Entre eles, a litologia é muito significativa. Bull (1964b : 94) observou que no vale do São Joaquim, considerando

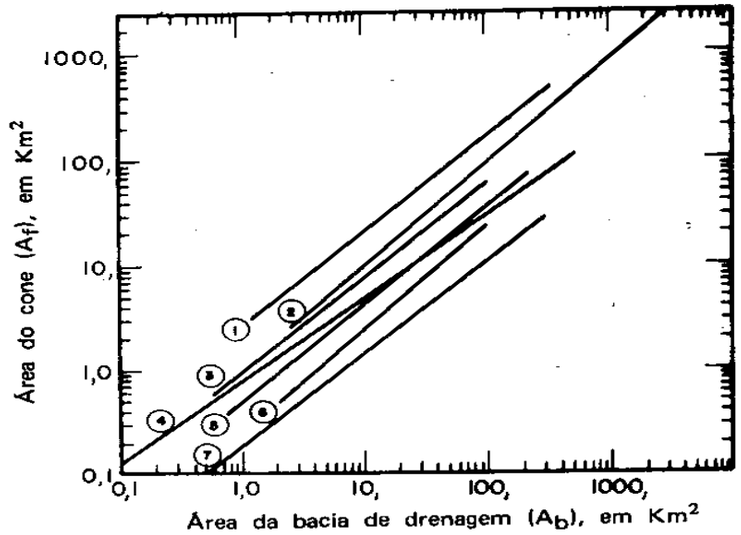


Figura 6.23 Relações entre a área do cone aluvial e a área da bacia de drenagem abastecedora, para conjuntos de cones aluviais da Califórnia e Nevada. As equações descritivas são:

caso 1: $A_f = 2{,}1\ A_b^{0{,}91}$ (Bull, 1962)
caso 2: $A_f = 0{,}96\ A_b^{0{,}98}$ (Bull, 1962)
caso 3: $A_f = 0{,}74\ A_b^{0{,}98}$ (Hawley, 1965)
caso 4: $A_f = 0{,}5\ A_b^{0{,}8}$ (Denny, 1965)
caso 5: $A_f = 0{,}42\ A_b^{0{,}94}$ (Hooke, 1968)
caso 6: $A_f = 0{,}24\ A_b^{1{,}01}$ (Hooke, 1968)
caso 7: $A_f = 0{,}15\ A_b^{0{,}9}$ (Hooke, 1968)

áreas de tamanho semelhante, "as bacias de drenagem compostas por folhelhos e xistos produzem cones aluviais duas vezes maiores que os originados por bacias compostas por arenitos. De modo semelhante, no vale das Deep Springs, os cones relacionados com bacias compostas predominantemente por quartzitos são aproximadamente de um terço do tamanho dos cones relacionados com bacias compostas por afloramentos de dolomitos e quartzitos". Além da litologia, os movimentos tectônicos, o clima, a declividade média da bacia e a quantidade de espaço disponível para a expansão do cone aluvial são outros fatores importantes.

Os valores observados do expoente *n* geralmente são inferiores à unidade, e o seu valor médio é 0,9, significando que "as bacias maiores fornecem menos detritos por unidade de área (km^2) que as menores" (Hooke, 1968 : 619). Dois fatores foram aventados por Hooke (1968) para explicar a diminuição no fornecimento detrítico em função do tamanho da bacia de drenagem: i) as grandes bacias são menos freqüentemente cobertas por um único aguaceiro. O escoamento que se processa em determinado tributário carrega os seus detritos até o rio principal da bacia, mas não havendo alimentação contínua, vai perdendo sua competência e os detritos acabam sendo depositados no fundo do vale, muitas vezes sem chegar até o cone. Posteriormente, só fluxos de elevada magnitude poderão transportar essa carga detrítica, anteriormente depositada no fundo do vale por diversos eventos de pequena grandeza; ii) as declividades das vertentes nas grandes bacias geralmente são mais baixas do que nas bacias menores. À medida que se eleva a ordem da bacia, as vertentes apresentam tendência para se suavizarem, diminuindo então a carga sedimentar e a intensidade da fragmentação detrítica.

A declividade do cone aluvial é determinada pelas condições da área fonte, e muitos dos fatores que influenciam o gradiente dos cursos de água também influenciam a declividade do cone aluvial. Entretanto, a importância relativa assumida pelas variáveis é diversa conforme as localidades. As dependências mais importantes estão relacionadas com:

— *a área da bacia*: Eckis (1928 : 234), Melton (1965 : 24) e Bull (1962) observaram que a declividade do cone aluvial diminui com o aumento da área da bacia de drenagem. Dessa relação, infere-se que a declividade também deve diminuir com a elevação do débito, pois há maior chance de que sejam elevados nas bacias de maiores dimensões. Quando os débitos são pequenos, os materiais se depositam nas proximidades da cabeceira do cone, enquanto nos débitos elevados, devido a maior potência, há condições para os materiais serem carregados a maior distância e depositados nas partes de jusante. No primeiro caso, as declividades tendem a aumentar enquanto no segundo tendem a diminuir; a declividade apresentada pelo cone é um equilíbrio entre essas duas tendências (Hooke, 1968 : 623);

— *litologia da bacia de drenagem*: a litologia da área fonte pode influenciar a declividade do cone aluvial através de três maneiras: i) controlando o tamanho dos detritos produzidos pela fragmentação, pois os sedimentos mais

grosseiros originam gradientes maiores que os depósitos arenosos e sílticos; ii) controlando os processos deposicionais, tais como favorecendo os depósitos deixados pelo fluxo de água ou os relacionados pelos fluxos detríticos; e iii) controlando a concentração de sedimentos nos fluxos que atingem o cone aluvial (Hooke, 1968 : 626).

Os cones aluviais de espessura muito grande são depósitos orogênicos, porque os lugares de deposição são controlados pela taxa e pela magnitude do soerguimento das montanhas adjacentes (Bull, 1964b). A espessura detrítica do cone aluvial aumenta quando a intensidade de soerguimento do setor montanhoso é igual ou superior ao conjunto da intensidade de entalhamento e da deposição, criando condições para espessamento contínuo. Nos estudos estratigráficos, são comuns exemplos de depósitos de cones com espessuras superiores a 3 000 m. Todavia, quando a intensidade do soerguimento for menor que a taxa de aprofundamento do curso de água, ocorre o surgimento de cursos de água encaixados com topografia escalonada em diversos terraços. Com a diminuição da atividade tectônica, prevalecem as forças de erosão que retiram materiais do cone. Com o transcurso do tempo, o espraiamento dos detritos faz com que os pedimentos se tornem a forma de relevo mais típica do piemonte (Bull, 1977 : 249-253).

Considerando as características morfológicas dos perfis radiais, pode-se verificar que apresentam tendência para a concavidade, mas não são curvas suaves. Os perfis possuem nítidas rupturas de declive, com diversos trechos retilíneos de declividade constante, fazendo com que a aparência do perfil seja composta por vários segmentos (Bull, 1964b). As superfícies dos segmentos formam faixas de declividade aproximadamente uniforme, de posicionamento concêntrico em relação ao ápice do cone (Fig. 6.24). Bull (1964b) considerou

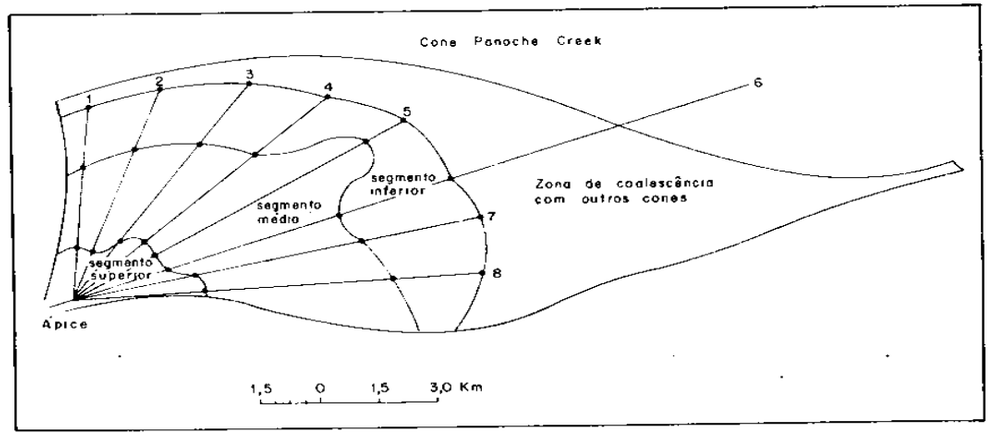


Figura 6.24 Representação das diversas faixas de segmentos do cone aluvial de Tumey Gulch, segundo Bull (1964b)

a hipótese tectônica como a mais válida para explicar a segmentação dos cones aluviais, lembrando que o entalhamento do terraço é causado por soerguimento tectônico do setor montanhoso, originando gradientes mais íngremes no canal; posteriormente, a deposição detrítica sobre o cone construirá novo segmento, com outro gradiente. Fases repetitivas de soerguimento produzem sucessivos terraços e segmentos.

A Fig. 6.25 ilustra duas seqüências, que foram sumariadas por Bull (1964b : 106):

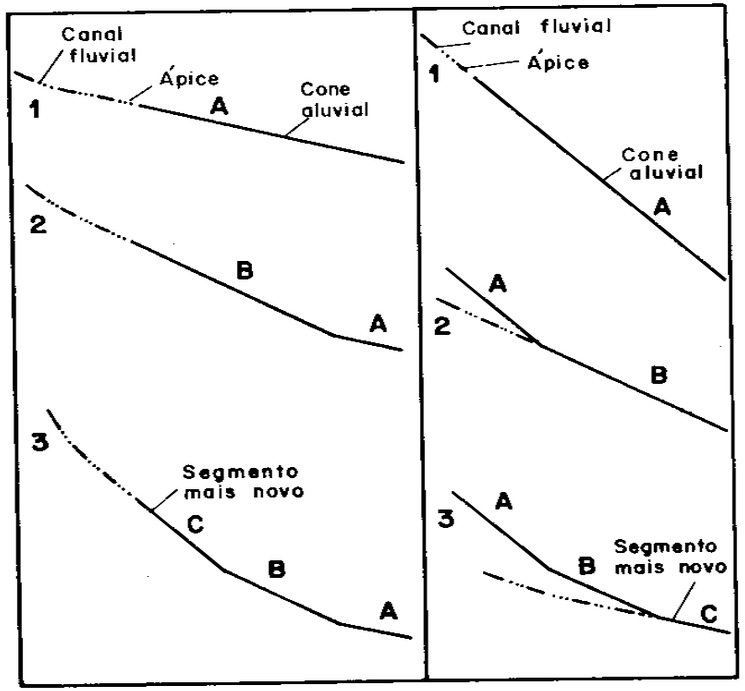


Figura 6.25 Esquemas assinalando as duas seqüências evolutivas, conforme as relações entre a intensidade do tectonismo e a história do entalhamento fluviál, para a formação de segmentos nos cones aluviais (adaptado de Bull; 1964b)

i) levantamento intermitente associado com gradientes fluviais progressivamente mais íngremes. Dessa maneira, o segmento mais alto será o mais jovem, o ápice ficará imediatamente abaixo da área de máximo levantamento diferencial e o gradiente do canal na montanha tornar-se-á progressivamente mais íngreme se o encaixe não acompanhar o levantamento;

ii) levantamento intermitente associado com gradientes fluviais progressivamente mais suaves. Dessa maneira, o segmento mais baixo será o mais jovem,

o ápice estará muito a jusante da área de máximo levantamento diferencial e o gradiente do canal na montanha tornar-se-á progressivamente mais suave se o encaixe exceder, em intensidade, à velocidade de levantamento.

6.4.3 Desenvolvimento dos cones aluviais e perspectivas teóricas

A condição básica para a formação de cones aluviais é o posicionamento, lado a lado, de uma área elevada e de uma baixada. A existência desse contraste topográfico pode ser ocasionado pela erosão diferencial de corpos rochosos adjacentes com resistência diversa, como no caso de Virgínia, ou como resultado de movimentos tectônicos, como no caso do Vale da Morte.

A fim de esquematizar a complexidade evolutiva que se observa nos cones, podemos usar o exemplo hipotético mostrado na Fig. 6.26, elaborada por Denny (1967 : 86).

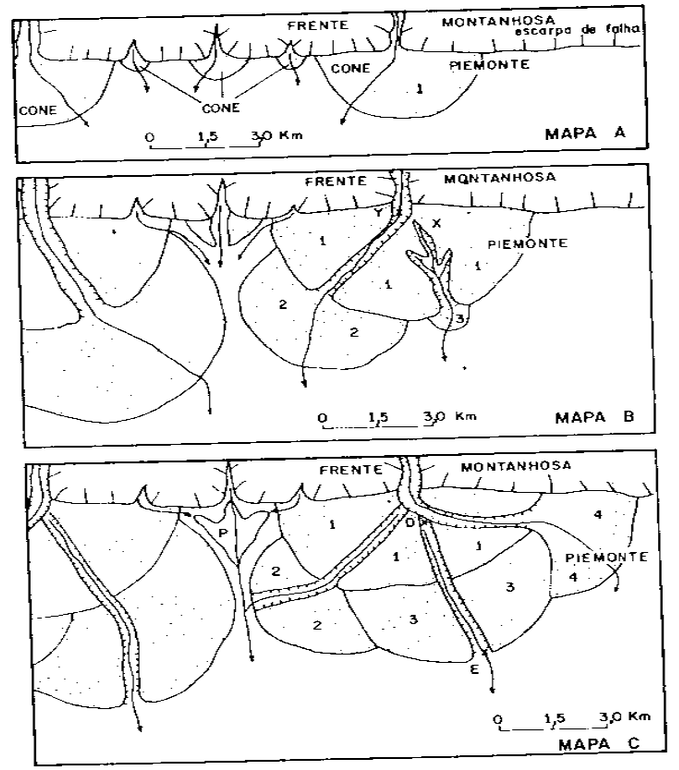


Figura 6.26 Desenvolvimento dos cones aluviais, na borda de frente montanhosa, conforme o esquema elaborado por Denny (1967)

O mapa *A* mostra o aparecimento de cones na base de uma escarpa de falha, enquanto os mapas *B* e *C* assinalam as modificações que podem acontecer. O mapa *B* mostra os cones hipotéticos após a ocorrência de encaixamentos. Os detritos provenientes da frente montanhosa podem ser carregados através do segmento (1), pela ravina, e originar a formação do segmento (2) que, em parte, recobrirá o anterior. O intemperismo e a erosão pelo escoamento local e pelo vento tornar-se-ão os processos dominantes sobre o abandonado segmento (1). Pequenas ravinas nascidas sobre os próprios sedimentos poderão dissecar o cone, enquanto os pavimentos pedregosos se desenvolvem nos interflúvios. As ravinas transportam sedimentos retirados do próprio cone e promovem a formação do segmento (3). Neste caso, os depósitos do segmento (3) apresentam características diferentes dos depósitos provenientes diretamente da área montanhosa. Nas proximidades do ponto *x*, as cabeceiras da ravina podem estar em altitude mais baixa que o nível do canal no ponto *y*. Quando de uma cheia, é possível que o fluxo ultrapasse as margens desse canal e escoe em direção da ravina, promovendo uma captura por transbordamento. A captura leva ao abandono do segmento (2) e ao crescimento do segmento (3).

À medida que os cones aluviais vão se expandindo, ocorre o interdigitamento entre eles e o espraiamento generalizado do manto detrítico, que caracteriza a *bajada*.

Diversas perspectivas conceituais foram utilizadas nos estudos sobre os cones aluviais. No contexto do ciclo de erosão das regiões áridas (Davis, 1905), os cones são indicativos da fase de juventude, com desenvolvimento temporário e tendendo a desaparecer com a evolução do ciclo, conforme haja a regressão e rebaixamento do setor montanhoso. Hack (1965) e Denny (1967) consideraram os cones como exemplos de aplicação da teoria do equilíbrio dinâmico, passíveis de atingir o estado de estabilidade. Nessa perspectiva, enquanto estão crescendo, os cones são formas de relevo em desequilíbrio, mas o aumento da área do cone irá favorecer o balanço entre a quantidade de sedimentos fornecidos e a quantidade de material retirado. Quando ocorrer o equilíbrio entre o fornecimento e a retirada, o cone estará em estado estacionário (*steady state*). Entretanto, Lustig (1965) e Bull (1976) argumentaram ser altamente improvável que os cones atinjam o estado estacionário. Representando o final de um sistema erosivo-deposicional, embora os processos de escoamento, a morfologia do canal e a inter-relação das áreas de cones aluviais adjacentes possam tender para estados estacionários, o cone é uma forma de relevo que aumenta o seu volume. A degradação pode suplantar a agradação se houver diminuição no fabrico de sedimentos na área fonte, ou se diminuir, por qualquer outro motivo, a taxa de acumulação detrítica. Por um rápido momento do tempo geológico, pode haver igualdade entre a taxa de erosão e a de deposição, mas esse instante não deve ser considerado como indicativo de que a forma de relevo atingiu o estado estacionário. O estado estacionário implica formas de relevo independentes do tempo e que, uma vez atingido, permanecerá constante enquanto não acontecer modificações nos fatores controlantes. Como procedimento alternativo, Bull (1975; 1978) considera mais oportuno utilizar o modelo de crescimento alométrico, verificando o crescimento proporcional entre as diversas partes do sistema. As modificações que acontecem na área e no volume são proporcionais às mudanças que ocorrem em todo o sistema, o que justifica a relação proposta entre a área do cone e a área da bacia de drenagem, por exemplo.

6.5 VALES FLUVIAIS

O estudo de vales fluviais é complexo, pois envolve a atuação do curso de água e os processos morfogenéticos atuantes nas vertentes. Representando formas de relevo em escala maior, o vale não se restringe só a receber as influências do rio que se escoa pelo seu fundo, mas expressa influências advindas das forças morfogenéticas externas e das forças internas. A tectônica e a litologia são fatores de importância muito grande.

Na literatura geomorfológica, poucos são os trabalhos a propósito dos vales. Neste item, iremos focalizar o desenvolvimento e expor as diversas classificações propostas.

Vale é a designação dada às formas de relevo entalhadas como corredor ou depressão longitudinal, de tamanho e aspectos variados, e ocupadas pelos cursos de água. Proposições outras foram aventadas, tais como sendo "formas topográficas constituídas por talvegues e duas vertentes, com dois sistemas de declives convergentes" (Guerra, 1969), ou como sendo "depressões topográficas alongadas e inclinadas numa direção em toda a sua extensão" (Leinz e Mendes, 1963). Embora alguns observadores, no decurso da história da Geomorfologia, houvessem afirmado a importância da ação erosiva na esculturação dos vales, só no século XIX é que essa perspectiva predominou, tornando-se sólida e definitiva quando os geólogos norte-americanos John W. Powell e Grove K. Gilbert deduziram leis específicas a propósito da erosão fluvial.

É conveniente que se restrinja o emprego do termo *vale* às formas esculpidas pelos rios e glaciares, mas convém assinalar que na toponímia há exemplos de âmbito mais geral, englobando as depressões de origem tectônica, tais como o Vale do Paraíba, o Vale da Morte, o Grand Valley da Califórnia e outros.

6.5.1 Desenvolvimento dos vales

A formação e o desenvolvimento dos vales fluviais são resultantes da interferência de três linhas evolutivas: escavamento do leito ou aprofundamento do talvegue, alargamento das vertentes e aumento da extensão ou encompridamento.

O escavamento ou aprofundamento relaciona-se com os vários processos ligados com a dinâmica fluvial, responsáveis pela erosão, transporte e sedi-

mentação ao longo do curso de água. A largura do vale é a distância linear entre as duas vertentes do vale, expressas em função do perfil transversal. O alargamento está relacionado com a atuação dos processos morfogenéticos sobre as vertentes, em íntima conexão com os processos fluviais atuantes no canal, cuja localização funciona como nível de base. Embora a geomorfologia de vertentes seja campo extremamente vasto, podemos assinalar que o alargamento do vale resulta principalmente da atuação dos seguintes processos:

a) em um vale, a erosão lateral efetuada pelo rio pode remover o material da base das vertentes ocasionando solapamento basal e promovendo o desmoronamento de materiais até o rio;

b) o escoamento pluvial sobre as encostas remove grande quantidade de detritos, promovendo o rebaixamento e ampliação das vertentes;

c) relacionado com a ação das enxurradas, a feitura de sulcos e ravinas nas vertentes torna visível a intensidade do fenômeno denudacional;

d) a meteorização e os movimentos de massa do regolito contribuem direta e indiretamente para a ampliação dos vales. Quando as vertentes são muito abruptas, pouco material detrítico permanece sobre elas e os fragmentos detríticos liberados movimentam-se para jusante até o curso de água. Na maior parte dos casos, a meteorização se torna a responsável pela formação do manto de alteração, o regolito, cujos detritos são removidos pela reptação, deslizamentos, desmoronamentos e outros movimentos de massa.

O encompridamento dos vales pode-se efetuar de três maneiras:

a) pela erosão regressiva, desde que haja suficiente área abastecedora para alimentar as cabeceiras. Este processo é significativo para os pequenos vales, mas Thornbury (1969) já assinalou a improcedência dessa interpretação para os vales dos grandes rios. Por exemplo, seria errôneo supor que um rio como o São Francisco haja começado como um rio pequeno, com nascentes próximas do mar, e que foi retrocedendo pela expansão das cabeceiras até as suas fontes atuais;

b) pelo aumento das extensões das curvas meândricas. No caso de meandros encaixados, quando as curvas meândricas são as curvas do vale, se houver aumento da sinuosidade também haverá encomprimento do vale; e

c) pelo prolongamento de suas desembocaduras, por causa do entulhamento de lagos ou de movimentos eustáticos do mar. A formação de deltas é outro processo, pois permite que os cursos de água se estendam sobre as terras recém-conquistadas.

6.5.2 Classificação dos vales

Várias foram as classificações propostas para os vales, em função de critérios distintos. Deixando de lado a classificação baseada no estádio dos vales em relação ao ciclo geomórfico, os principais critérios estão relacionados com a gênese, com o controle estrutural e com a forma do perfil transversal.

A *classificação genética* foi apresentada de modo mais completo por William M. Davis (1889), mas as idéias iniciais foram introduzidas por John Powell, em 1875. O conceito de gênese, nesse caso, expressa o posicionamento do curso de água em relação com a inclinação e direção da topografia inicial. Nessa perspectiva, os vales são classificados em:

a) *vale conseqüente* é aquele que foi determinado pela inclinação inicial da topografia, como os encontrados em planícies aluviais, cones de dejeção e planícies costeiras soerguidas. Todavia, na maior parte dos casos, é muito difícil precisar a presença de vales conseqüentes, e a sua designação faz-se por mera inferência;

b) *vales subseqüentes* são os desenvolvidos ao longo das camadas de rochas mais frágeis e, nas estruturas monoclinais ou periclinais, estendem-se em direção normal ao mergulho das camadas. Tais vales estão ajustados à estrutura;

c) *vales inseqüentes* são os que não mostram influência visível da estrutura ou da inclinação inicial da topografia e, aparentemente, desenvolveram-se de modo aleatório. Sua presença é comum nas áreas com afloramentos de rochas magmáticas ou de rochas sedimentares homogêneas, como nas áreas de *bad-lands*;

d) *vales obseqüentes* possuem direção oposta à do vale conseqüente original, enquanto que os *vales reseqüentes* acompanham a mesma direção do vale conseqüente, embora apresentem cotas altimétricas inferiores e tenham-se desenvolvido em função dos cursos de água subseqüentes.

A classificação dos vales em função de sua gênese facilmente leva a erros, por causa de intepretações não demonstráveis. As inferências são muito grandes e a utilização dessa classificação é muito pequena.

A *classificação de acordo com o controle estrutural* estabelece uma tipologia em função dos tipos de estruturas geológicas que controlaram a sua evolução. Os principais tipos são:

a) os *vales homoclinais* são aqueles que acompanham, no flanco das dobras ou nas estruturas monoclinais, as camadas de rochas frágeis. Em geral, são os vales subseqüentes da classificação genética;

b) os *vales anticlinais* seguem os eixos dos anticlinais que foram entalhados, enquanto que os *vales sinclinais* coincidem com os eixos dos sinclinais. Os *vales de falha* seguem as depressões estabelecidas como conseqüência direta do falhamento, mas os *vales de linha de falha* são os resultantes da erosão que seguem as linhas de falha. O curso de alguns vales, ou trechos deles, pode estar controlado por sistemas de diáclases, constituindo exemplo dos *vales de diáclases.*

A utilização do *perfil transversal dos vales*, como critério de classificação, pode favorecer a distinção de um número quase infinito de tipos, por causa das nuanças que surgem. Entretanto, os tipos básicos são os que a seguir se enumeram (Fig. 6.27):

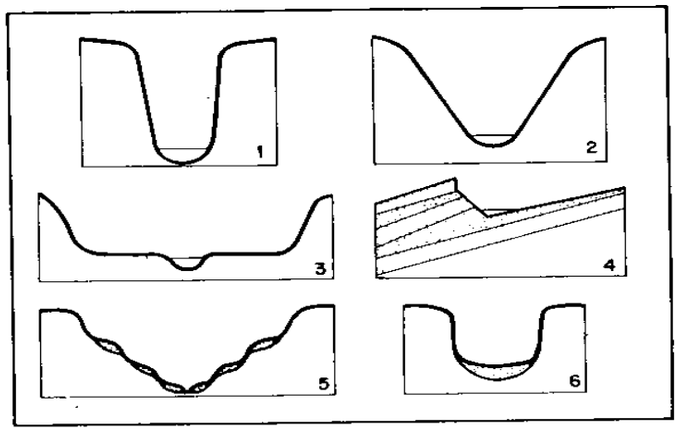


Figura 6.27 Tipos básicos de vales de acordo com o perfil transversal: (1) vale em garganta; (2) vale em *V*; (3) vale em mangedoura; (4) vale assimétrico; (5) vale com terraços fluviais; (6) vale em *U*

a) *vales em garganta* — são vales que apresentam largura estreita e entalhes profundos, com vertentes quase verticais. Sua forma mais específica é encontrada em áreas de rochas resistentes, onde, quando a amplitude altimétrica é elevada, pode apresentar até centenas de metros de profundidade.

Nessa categoria duas outras variações podem ocorrer. Em regiões de rochas frágeis, os rios de alta declividade e elevado potencial erosivo podem entalhar de modo muito rápido, praticamente no sentido vertical e sem que haja alargamento no sentido horizontal. Por vezes, as vertentes projetam saliências, como marquises, fazendo com que a largura do vale, em sua parte superior, seja menor que a verificada no fundo do vale. Nas regiões de rochas sedimentares horizontais, o entalhamento fluvial atravessa rochas de desigual resistência e o perfil transversal apresenta vários patamares estruturais, formando degraus nas camadas mais resistentes. O melhor exemplo é o perfil do Grand Canyon do Colorado, nos Estados Unidos.

b) *perfil em forma de V* — tais vales indicam uma relação equilibrada entre o entalhamento e o alargamento. Geralmente são esculpidos em material homogêneo e as vertentes são simétricas. É o tipo mais comum.

c) *vales em mangedoura ou calha* — quando o entalhamento diminui, aproximando-se de zero, há um alargamento cada vez maior do fundo do vale, através da expansão da planície de inundação, cujos limites com as vertentes são sempre nítidos por meio de linhas indicadoras das rupturas de declive. O perfil transversal, em seu conjunto, é variável, de acordo com a inclinação das vertentes. O caso em que a planície de inundação é muito ampla e o rebaixamento das vertentes muito acentuado, o perfil transversal do vale é muito

suave e a passagem entre a planície e as vertentes é quase imperceptível. Na perspectiva do ciclo de erosão davisiano, essa condição caracteriza o estádio de senilidade.

d) *vales com terraços fluviais* — a sucessão de fases de acumulação e de entalhamento pode originar, nas bordas do vale, o surgimento de vários degraus com sedimentos correlativos de tais fases, balizando as gerações de terraços fluviais. Tais degraus nada têm a ver com a possível sucessão de camadas de resistência diferentes.

e) *vales assimétricos* — surgem quando os perfis das vertentes do vale são muito diferentes, uma escarpada e a outra suave. Em geral, tais diferenças se originam pela presença de camadas inclinadas, quando uma camada resistente é responsável pela vertente mais íngreme. Este tipo de vale é comum nas áreas com estruturas monoclinais e dobradas. Representam os vales homoclinais ou subseqüentes, das classificações anteriormente citadas. Deve-se lembrar, também, que nas regiões de canais meândricos encaixados pode haver a esculturação de margens dessimétricas do vale quando se verifica o deslocamento e a ampliação das curvas dos meandros. A vertente íngreme corresponde ao banco de solapamento.

f) *vales com perfil em U* — tais vales, em geral, são elaborados por uma sucessão de fases fluviais e glaciárias, principalmente em rochas resistentes. O fundo do vale geralmente é amplo e plano, possuindo bacias fechadas, degraus e rochas *moutonnés*. As paredes das vertentes são muito íngremes, quase verticais e retilíneas. Ao longo do vale principal a embocadura dos vales subsidiários não se faz ao nível do soalho, mas com nítida diferença altimétrica, constituindo os *vales suspensos*. Atualmente, o cursos de água que perlonga o vale é nitidamente desproporcional com o tamanho do vale que ocupa.

Levando em consideração que a erosão pelo glaciar é função da espessura do gelo, a Fig. 6.28 esquematiza o mecanismo pelo qual um vale fluvial

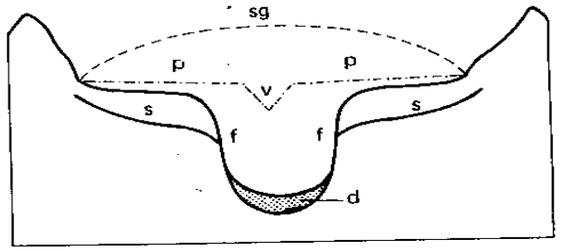


Figura 6.28 Esquema demonstrando o mecanismo de transformação de um vale fluvial (em forma de *V*) em vale glacial (em forma de *U*)
sg = superfície do glaciar
p = vale pré-glaciário
v = vale fluvial entalhado em *p*
s = vales suspensos
f = embocadura dos vales suspensos
d = depósitos de material detrítico

pode ser transformado em vale glacial com perfil em *U*. Finalmente, deve-se lembrar também que os vales com perfis em *U* não estão confinados somente às áreas que sofreram glaciação, mas sua presença é verificada inclusive nas regiões de relevo cársico.

6.5.3 Vales meândricos e vales epigênicos

Os vales meândricos são aqueles que apresentam sinuosidades regulares, em virtude do escavamento fluvial. Costuma-se interpretá-los como originados pelo encaixamento de meandros, e os *meandros encaixados* aparecem quando a escala do meandramento do canal é semelhante à do seu vale (Fig. 6.29). Os meandros, devido ao soerguimento regional ou ao abaixamento do nível de base, vão entalhando as camadas subjacentes e o vale passa a ter a mesma feição do rio meândrico antecedente. Na perspectiva do ciclo geográfico davisiano, os meandros encaixados são sinais de rejuvenescimento das paisagens.

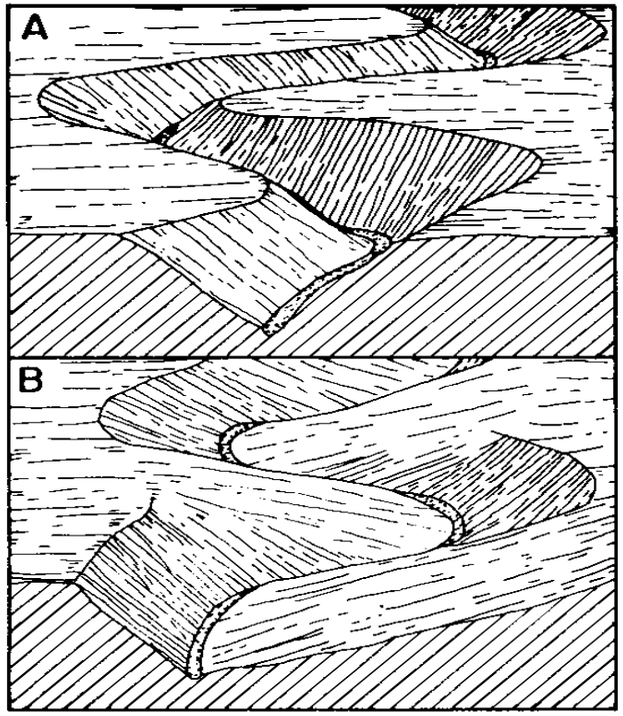


Figura 6.29 Os tipos de meandros encaixados. Em *A*, houve entalhamento vertical, resultando vertentes simétricas; em *B*, paralelamente ao entalhamento houve um deslocamento dos meandros, redundando em vertentes dessimétricas

W. Thornbury (1969) assinala dois tipos de meandros encaixados: os que entalharam verticalmente, resultando em vertentes quase idênticas para ambos os lados do vale, e os que sofreram um deslocamento, redundando em vertentes mais íngremes nas concavidades do vale meândrico e em vertentes mais suaves nas convexidades. É provável que o aumento da sinuosidade ocorreu durante o entalhamento.

Considerando-se que os vales sejam esculpidos pela ação morfogenética fluvial, observa-se que determinados rios não estão proporcionalmente equacionados ao tamanho dos vales que percorrem. São rios *inadaptados* que podem ser classificados em dois tipos básicos:

a) quando o volume do rio é superior ao tamanho do vale, estamos em presença de rios inadaptados e desproporcionais para mais (*overfit*). Torna-se difícil encontrar exemplos dessa categoria, porque o aumento do débito será acompanhado de elevação do poder erosivo e do rápido ajustamento da grandeza do vale ao tamanho do rio;

b) quando o meandramento fluvial é muito reduzido em relação ao tamanho do vale, estamos em presença de rios desajustados ou desproporcionais para menos (*underfit*). Geralmente são rios que foram de volume maior, esculpindo o vale de acordo com a sua potência, e que sofreram acentuada redução em sua descarga. Como essa condição pode permanecer indefinidamente, os exemplos são numerosos.

A prova mais importante para o estabelecimento da diminuição dos débitos fluviais está no estudo da variação morfométrica dos meandros. Se os meandros atuais possuem parâmetros menores que os dos meandros abandonados existentes na planície de inundação, ou pelo canal indicado através das curvaturas das escarpas do vale meândrico, pode-se confirmar a existência de rios *underfit*. Como nem todos os vales meândricos são ocupados por rios manifestadamente desajustados, mas muito deles são percorridos por rios que conservam a mesma grandeza das curvaturas, atualmente reconhece-se um outro tipo de rios *underfit* — o tipo Osaga —, denominação oriunda do Osage River, em Missouri (EUA), onde as suas características foram descritas pela primeira vez por Dury (1964). Embora acompanhando o vale, esse tipo de canal apresenta uma seqüência de depressões e soleiras espaçadas conforme a geometria hidráulica, mas cujas distâncias estão muito aquém das permitidas pelo tamanho do vale. As depressões ocorrem em número muito maior que a permitida pelo tamanho das curvas do canal (Fig. 6.30).

Os primeiros trabalhos que reconheceram a existência de rios desajustados são os de W. M. Davis (1896, 1909, 1913), ao analisar o caso das capturas fluviais e os aspectos dos vales da região das Cotswold Hills, na Inglaterra. A razão aventada para explicar a existência de rios *underfit* era a da presença de capturas fluviais, que explicavam a brusca diminuição das descargas e a desproporção entre os meandros e o tamanho do vale. O fenômeno de rios desajustados ocorre sempre em escala regional, e não afetando um ou outro rio de uma área. A captura fluvial poderá explicar um caso ou outro, mas

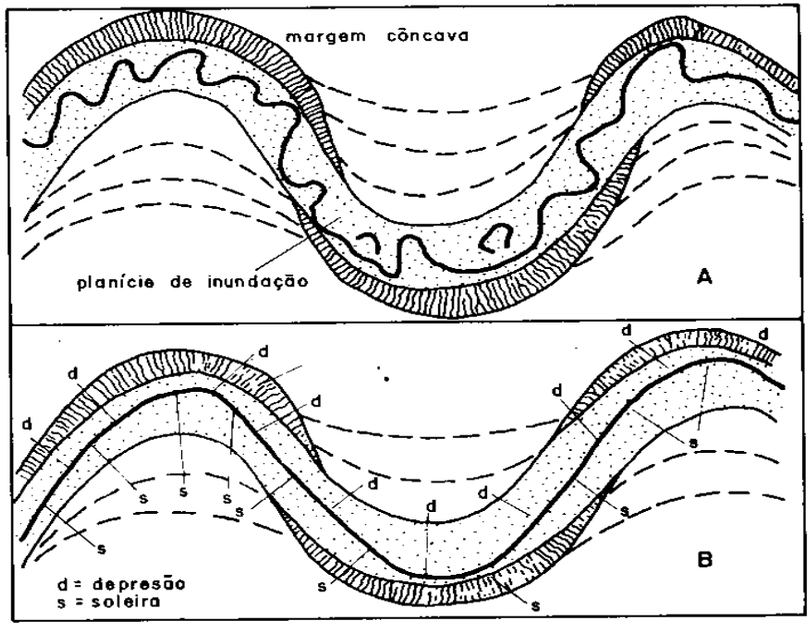


Figura 6.30 Os rios inadaptados (*underfit*) podem ser de dois tipos: em *A*, são rios manifestadamente desajustados, porque os parâmetros do canal meândrico são menores que os do vale; em *B*, o tamanho do canal meândrico é semelhante ao do vale. Entretanto, a disposição das depressões e soleiras mostra que elas existem em quantidade muito maior que a admitida pela grandeza do vale. Esse tipo é designado de Osaga (conforme Dury, 1969).

não possui poder explicativo para diversos rios de uma mesma região, visto ser impossível que todos os rios hajam sido afetados pela decapitação de trechos montantes. Indiscutivelmente, a causa geral da redução dos volumes fluviais está relacionada com as oscilações climáticas. Considerando essa perspectiva, usa-se dos vestígios da forma do canal antigo ou do vale, para se calcular, aplicando as relações das variáveis da geometria hidráulica, o volume de água que correspondia aos débitos de épocas passadas.

Os vales *epigênicos* estão relacionados com o processo de epigenia. Epigenia é o entalhamento de um curso de água que corta, indistintamente, as rochas tenras e duras, a partir de uma superfície ou cobertura sedimentar superior ou anterior. A epigenia ocorre:

— por *superimposição*, quando o rio se estabelece sobre determinada estrutura ou superfície e, após o entalhamento, encontra estruturas diferentes, que ele corta, indistintamente, em direção perpendicular à das camadas subjacentes. Como o rio estava adaptado às estruturas iniciais, não se adapta às profundas, pois elas são diferentes. A superimposição engendra inadaptação,

que se manifesta por gargantas e boqueirões epigênicos na travessia de rochas duras, que não eram aparentes quando do início da dissecação. Na perspectiva da geomorfologia estrutural os vales epigênicos por superimposição são constantemente lembrados, e os boqueirões conseqüentes no relevo de *cuesta* constituem bons exemplos (Fig. 6.31);

— por *antecedência*, quando a área sobre a qual se encontra instalado o curso de água é afetada por novos movimentos tectônicos. A velocidade da ação tectônica não é acentuada, pois permite que o rio conserve o seu curso original e entalhe a área à medida que ela se eleva (Fig. 6.32). Exemplos comuns ocorrem quando do soerguimento de blocos falhados e os rios conseguem atravessá-lo no mesmo tempo em que se levantam.

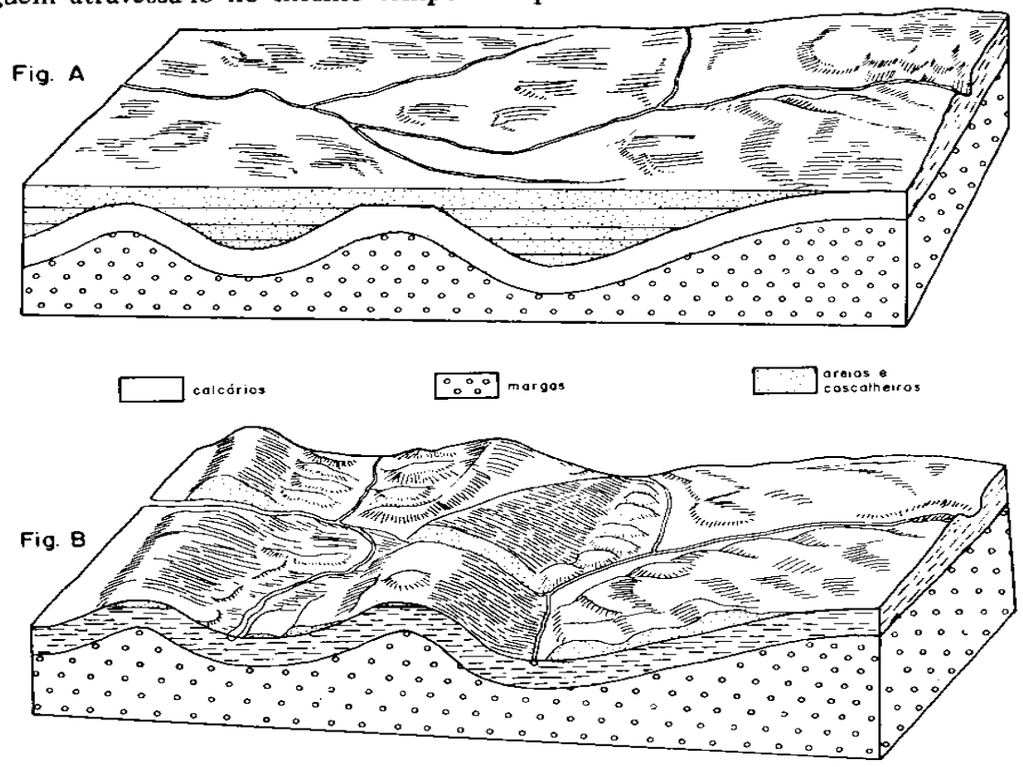


Figura 6.31 Exemplo de superimposição. Em *A*, o curso fluvial escoa por sobre uma cobertura sedimentar que se sobrepõe a uma estrutura dobrada. Em *B*, por causa de um soerguimento continental (ou abaixamento do nível marinho), há o entalhamento da rede fluvial que rapidamente erode e retira as camadas arenosas e cascalhentas, promovendo a exumação das dobras em calcários resistentes. O rio, todavia, mantém o seu curso por superimposição, conservando a mesma direção no escoamento geral da drenagem (Adaptado de P. Birot)

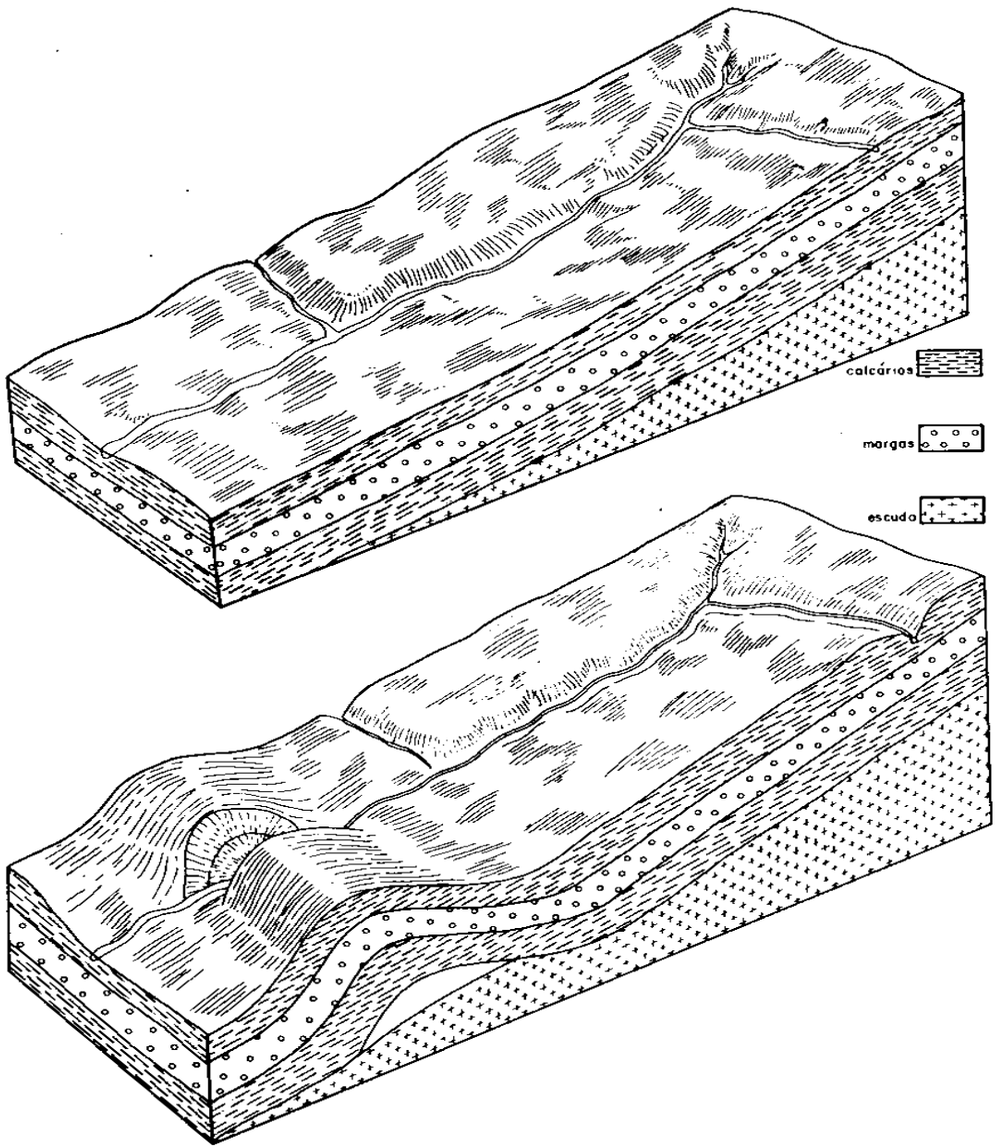


Figura 6.32 Exemplo de antecedência. Em *A* um rio conseqüente acompanha a inclinação das camadas. No bloco inferior, em *B*, surge a ocorrência de um dobramento em anticlinal na parte jusante do curso fluvial. O movimento muito lento permitiu ao rio continuar a fluir na mesma direção e entalhar uma passagem através da dobra que se ia formando (Adaptado de P. Birot)

É muito difícil, nas pesquisas de campo, estabelecer distinção nítida entre vales antecedentes e vales superimpostos, quando não se encontram vestígios estratigráficos a denunciar a superimposição. A utilização dessas duas noções tem a finalidade de descrever as relações que a rede de drenagem mantém com as estruturas, e explicar algumas das inadaptações porventura observadas. Ambos os conceitos, estabelecidos dentro da teoria davisiana, têm conotação genética.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Saber, Aziz N. "A geomorfologia do Estado de São Paulo". In *Aspectos geográficos da terra bandeirante*, Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, 1954, pp. 1-97.

Ab'Saber, Aziz N. "Os terraços fluviais da região de São Paulo". *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, **15**(136):45 a 47, 1957.

Ab'Saber, Aziz N. *Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo*. Boletim da FFCL da USP, nº 219, Geografia, nº 12, 1958, 343 pp.

Ab'Saber, Aziz N. "Superfícies aplainadas e terraços na Amazônia". *Geomorfologia*, IGUSP, **(4)**:1-10, 1966.

Ab'Saber, Aziz N. "Problemas geomorfológicos da Amazônia brasileira". In *Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica*, Rio de Janeiro, 1967, v. 1, pp. 35 a 67.

Ab'Saber, Aziz N. "O Quaternário na bacia de Taubaté: estado atual dos conhecimentos". *Geomorfologia*, IGUSP, **(7)**:1-23, 1969.

Ab'Saber, Aziz N. "O Quaternário na bacia de São Paulo: estado atual dos conhecimentos". *Geomorfologia*, **(8)**:1-15, 1969.

Alexander, H. S. "Pothole erosion". *Journal of Geology*, 40(4):305-337, 1932.

Allen, J. R. L. "Scour marks in snow". *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**(1):331-338, 1965.

Allen, J. R. L. "A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments". *Sedimentology*, **5**(2):89-191, 1965.

Allen, J. R. L. "Late Quaternary Niger Delta and adjacent areas". *Bull. American Assoc. Petrol. Geologists*, **49**(2):547-600, 1965.

Allen, J. R. L. "On bed forms and palaeocurrents". *Sedimentology*. **6**(2):153-190, 1966.

Allen, J. R. L. *Current ripples*. North Holland, Amsterdam, 1968, 433 pp.

Allen, J. R. L. "The nature and origin of bed-form hierarchies". *Sedimentology*, **10**(3):161-182, 1968.

Allen, J. R. L. "Erosional current marks of weakly cohesive mud beds". *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**(2):607-623, 1969.

Allen, J. R. L. *Physical processes of sedimentation*. George Allen & Unwin Ltd., Londres, 1970, 248 pp.

Allen, J. R. L. "Phase differences between bed configuration and flow in natural environments and their geological relevance". *Sedimentology*, **20**(2):323-329, 1973.

Allen, J. R. L. "Reaction, relaxation and lag in natural environments: general principles, examples and lessons". *Earth Science Reviews*, **10**:263-342, 1974.

Allen, J. R. L. "Bed forms and unsteady processes: some concepts of classification and response illustrated by common one-way types". *Earth Surface Processes*, **1**(4):361-374, 1976.

Almeida, Fernando F. M. de. "O Planalto Paulistano". In *A cidade de São Paulo* (Azevedo, A. de, organizador). Ed. Nacional, São Paulo, 1958, v. 1, pp. 113-167.

Amador, Elmo da S. "Terraços pleistocênicos da bacia de Resende". *II Encontro Nacional de Geógrafos*, AGB, Belo Horizonte, 1976, pp. 250-260.