

#### SUMMARY

*Comparative analysis of the temperature and humidity in the urban and rural area of São José dos Campos (São Paulo, Brasil).*

It has been studied through the comparative analysis of the contrasts of the temperature and humidity in the urban area and country of São José dos Campos (SP) Brasil. It was found significative effects of the faces of slope (North, South, East and West) and the cover vegetation of the ground (forest, eucalyptus and grass) for the day time in meteorological situation by the control of the polar anticyclone, even though in the summer solstice (december — 1974). The measurements were effected in the period between december 2nd and 9th with psychrometers Asmann-Fuess, 80 cm from the ground. We found linear regressions between the data of the temperature and humidity obtained in the country area and those of the urban area, resulting in the following equations:

$$Y_1 = 10,2263 + 0,5669 X_1 \quad r = 0,83;$$

$$Y_2 = 9,1507 + 0,6166 X_2 \quad r = 0,86;$$

$$Y_3 = 42,37 + 0,4265 X_3 \quad r = 0,45;$$

Where  $Y_1$  and  $Y_2$  = temperature of the urban area;  $X_1$  and  $X_2$  temperature of the rural area;  $Y_3$  = humidity of the urban area and  $X_3$  = humidity of the rural area.

The results of the regression which refer to the data of humidity was not satisfactory. We analyse the meteorological situations that controll the weather during the fieldwork. Our results were compared with those published in the specialized climatological literature. Because of this experiment in the field the author proposes a series of projects or priorities approaches to the future researches.

## CONSIDERAÇÕES SOBRE O NÍVEL DE BASE, RUPTURAS DE DECLIVE, CAPTURAS FLUVIAIS E MORFOGÊNESE DO PERFIL LONGITUDINAL

ANTONIO CHRISTOFOLETTI (\*)

Como os rios são considerados como os agentes mais importantes no transporte dos materiais intemperizados das áreas elevadas para as mais baixas e dos continentes para o mar, a análise dos perfis longitudinais constituiu-se em aspecto chave para os estudos geomorfológicos, em virtude da importância pressuposta da atividade fluvial na esculturação do modelo terrestre. 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.

A quantidade sempre crescente de contribuições relativas ao assunto demonstra a complexidade do problema e a diversidade dos conceitos envolvidos. Em trabalho anterior realizamos levantamento da literatura geomorfológica, procurando concatenar as contribuições que assinalaram o desenvolvimento dos conceitos a propósito dos estudos sobre os perfis longitudinais de cursos de água (Christofolletti, 1977). Ao longo do referido texto tornou-se claro que à medida que novas contribuições vão surgindo, propondo novas abordagens e teorias explicativas, há necessidade de se reformular enunciados relativos a diversas questões tradicionalmente consagradas na literatura específica. 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.

Tomando como base as implicações delineadas nas várias teorias geomorfológicas (Christofolletti, 1973; 1974), procuraremos na pre-

\* Departamento de Geografia e Planejamento Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro.

sente oportunidade tecer considerações sobre quatro itens relacionados ao perfil longitudinal e amplamente utilizados como conceitos e critérios para interpretações paleogeográficas e evolução das paisagens morfológicas: o nível de base, as rupturas de declive, a erosão regressiva e a morfogênese do perfil.

#### A) O 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, p. 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 base 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 corrosão 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, p. 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, n 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 definição. A noção parece que

surge necessária em si mesma e as discrepâncias aventadas pouco ou quase nada contribuíram para melhores proposições. Desta 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-na como "superfície imaginária, sendo o nível de base em relação ao qual funciona a erosão sub-aérea normal". Essa superfície também é designada como o "nível de base último" (Malott, 1928);

b) *nível de base temporário*: 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*: 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 pode 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 epiprogenéticos 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 autores 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 em alongamento do perfil, em aumento da diferença altimétrica e em aumento da área da bacia de drenagem. Em 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 Guaira, no Rio Paraná, e pelas Cataratas de Iguazu, no Rio Iguazu. Devido à 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 Iguazu, 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 ao se estenderem, quando das regressões marinhas, o fizerem 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 intersecta 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 de 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. Desta 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 de 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 é 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 hidrau-

lica? 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.

### B) As rupturas de declive e sua significância

O canal fluvial apresenta irregularidades variadas ao longo de seu perfil. A topografia do leito exhibe 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 "maturados 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 em influenciar o superior. Há ele-

vado 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 importantes no debate entre William Morris Davis e Walter Penck a propósito da explicação de superfícies aplainadas sucessivas, devidamente retracada por Chorley, Beckinsale e Dunn (1973, p. 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 Primärrumpf*. 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 (*Primärrumpf*), 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 início 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 produzida 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.

lica? 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.

#### B) As rupturas de declive e sua significância

O canal fluvial apresenta irregularidades variadas ao longo de seu perfil. A topografia do leito exhibe 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, costumemente 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 "maturados 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 em influenciar o superior. Há ele-

vado 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 importantes no debate entre William Morris Davis e Walter Penck a propósito da explicação de superfícies aplainadas sucessivas, devidamente retracada por Chorley, Beckinsale e Dunn (1973, p. 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 Primärrumpf*. 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 (*Primärrumpf*), 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 produzida 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 causadas 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 detritica, 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". Este 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. (...) Este 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 formas dos rios intertropicais, é curioso notar que a explicação e a interpretação proposta pelos referidos autores utilizam dos mesmos critérios conceituais e significados cronológicos aventados pela teoria davisiana.

Uma interpretação alternativa reside na aplicação da teoria do equilíbrio dinâmico e na abordagem probabilística. Desvencilhando-se das restrições históricas 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 longitudinal não são irregularidades que devem 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 condições litológicas locais, os processos fluviais esculpem formas distintas, possibilitando distinguir diversas categorias e apresentar uma classificação dos *tipos de irregularidades*, da qual uma tentativa foi apresentada por Tricart e Cailleux (1965, p. 88-98). Da mesma maneira, a interação entre os processos fluviais e as condições litológicas oferece possi-

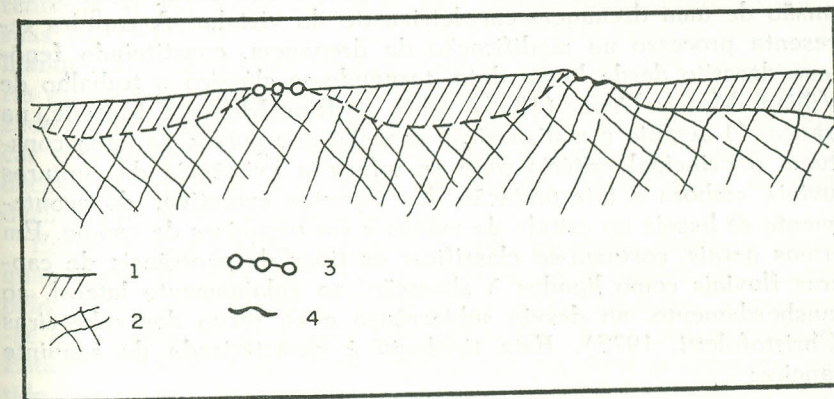


Figura 1. Perfil esquemático de cursos de água em regiões tropicais (Segundo Tricart e Cailleux, 1965).  
1. Alteritas sob aluviões; 2. Rocha sã, com intenso diaclasamento; 3. Rápidos com blocos; 4. Rápidos em rocha sã.

bilidades para que as rupturas se mantenham 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 retomadas erosivas e de fases de rejuvenescimento, pode ser aplicada na descrição que Barcha e Arid 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, 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, sugerindo que as fraturas têm marcante influência no controle das quedas" (Barcha e Adid, 1975, p. 126; 130).

### C) A erosão regressiva e as 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 (Christofolletti, 1975). Esta 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 elevada de sedimentos, entulha o seu leito elevando-o até um nível superior ao 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. Efetuado 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 escoam o curso subterrâneo são os fatores básicos para explicar esse tipo de ocorrência;

5. O *recuo das cabeceiras* torna-se o processo responsável quando os 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. 2). 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 se torna 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 às mesmas. 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



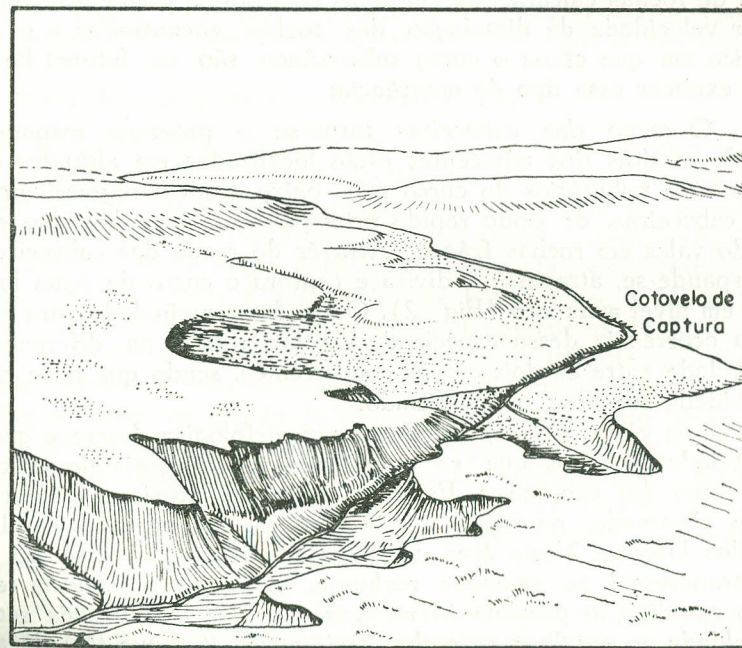
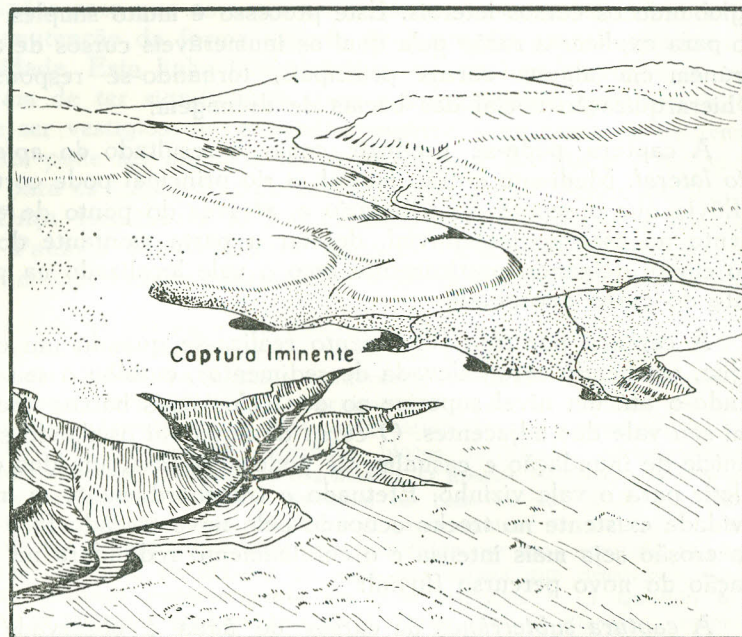


Figura 2. Representação clássica de captura fluvial pela erosão regressiva das cabeceiras (segundo von Engel, 1942).

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.

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. 3). 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-lhe 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

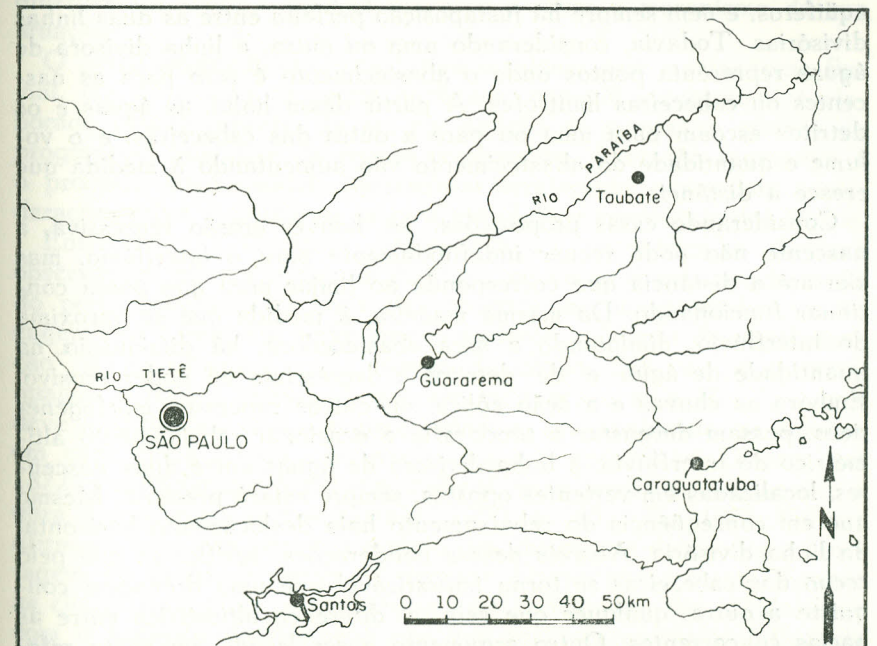


Figura 3. Representação esquemática da drenagem na parte oriental do Estado de São Paulo, mostrando as bacias dos Rios Tietê e Paraíba. A mudança do Rio Paraíba, na altura de Guararema, é interpretada como consequência de captura fluvial.

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 equilíbrio 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 consequência 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 existentes 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 e explicação oferecida pela literatura geomorfológica elaborada sob as pressuposições davisianas, a propósito das capturas fluviais, pelo recuo das cabeceiras, deixa de ter significância.

#### D) A 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 móvel, aluvial, em toda a sua extensão, “a curva deve modificar-se com o regime fluvial e, principalmente, se achatar em cada cheia”. Esta 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, suplantarà qualquer influência que possa ter sido exercida em estágios baixos. A relação entre o transporte e a corrosão, que subsiste quando é alto o nível das águas

determinará a ajustagem do curso de água" (Gilbert, 1877; 1970, p. 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 modificado 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 Marx Derruau (1965).

Os estudos desenvolvidos sobre a frequência 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 este 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, referin-

do-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 efêmera.

#### BIBLIOGRAFIA

- Ab'Saber, A. N. (1957). "O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê". *Bol. Paulista de Geografia*, (26): 33-49, São Paulo.
- Alexander, D. (1976). "The role of profile disturbances in channel morphology". *Occasional Paper*, (29): 1-51, Dept. of Geography, University College London.
- Barcha, S. F. e Arid, F. M. (1975). "Origem das cachoeiras da bacia do Alto Paraná". *Rev. Brasileira de Geociências*, 5 (2): 120-135.
- Baulig, H. (1925). "La notion de profil d'équilibre: 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, p. 43-77); (1950). *Essais de Géomorphologie*. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, n° 114, 160 pp.

- Biro, P. (1949). *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Centro de Altos Estudos Geográficos Lisboa, 176 pp.; (1955). *Les méthodes de la morphologie*. Presses Universitaires de France, Paris, 177 pp.
- Chorley, R. J. (1962). "The geomorphology and the general systems theory". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 500-B, 10 p.; (1971). "A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais". *Notícia Geomorfológica*, 11 (21): 3-22, Campinas.
- Chorley, R. J. e Beckinsale, R. P. (1968). "Base level". In: *Encyclopedia of Geomorphology* (Fairbridge, R. W., editor). Reinhold Book Co., Nova York, pp. 58-60.
- Chorley, R. J., Beckinsale, R. P. e Dunn, A. J. (1964). *The history of the study of landforms: vol. I. "Geomorphology before Davis"*. Methuen & Co., Londres.
- Chorley, R. J., Beckinsale, R. P. e Dunn, A. J. (1973). *The history of the study of landforms: vol. II. "The life and work of William Morris Davis"*. Methuen & Co., Londres, 874 pp.
- Chorley, R. J. e Kennedy, B. (1971). *Physical Geography: a systems approach*. Prentice-Hall, Londres, 370 pp.
- Christofoletti, A. (1973). "As teorias geomorfológicas". *Notícia Geomorfológica*, 13 (25): 3-42, Campinas; (1974). *Geomorfologia*. Editora Edgard Blücher e Editora da USP, São Paulo, 150 pp.; (1975). "Capturas fluviais". In: *Enciclopédia Mirador Internacional*, vol. 5, pp. 2049-2051, São Paulo; (1976a). "Capacidade e competência no transporte fluvial". *Boletim de Geografia Teórica*, 6 (11-12): 67-77; (1976b). "Geometria Hidráulica". *Notícia Geomorfológica*, 16 (32): 3-37 (1977). "A evolução das idéias a propósito do perfil longitudinal de cursos de água". *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro (no prelo).
- Cotton, C. A. (1948). *Landscape*. Cambridge University Press, Cambridge, 509 pp.
- Culling, W. E. H. (1957a). "Multicyclic stream profiles and the equilibrium theory of grade". *Journal of Geology*, 65 (2): 259-274; (1957b). "Equilibrium states in multicyclic streams and the analysis of river terrace profiles". *Journal of Geology*, 65 (5): 451-467.
- Davis, W. M. (1896). "The Seine, the Meuse and the Moselle". *National Geographic Magazine*, 7: 189-202; 228-238; (1899). "The geographical cycle". *The Geographical Journal*, XIV (4): 481-504; (1902). "Base-level, grade and peneplain". *Journal of Geology*, 10: 77-111 (reimpresso in *Geographical Essays*, 1909, pp. 381-412); (1909). *Geographical Essays*. Dover Publications, Nova York, 777 pp.; (1932). "Piedmont benchlands and Primärrumpfe". *Bull. Geol. Soc. America*, 43: 399-440.
- Derruau, M. (1965). *Précis de Géomorphologie*. Masson & Cie., 4ª edição, 415 pp.
- Dury, G. H. (1966). "The concept of grade". In: *Essays in Geomorphology* (Dury G. H., editor), Heinemann Educational Books, Londres, pp. 211-233; (1973). "Magnitude frequency analysis and channel morphology". In: *Fluvial Morphology* (Morisawa, M., organizador), Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 91-121.
- Gilbert, K. (1877). *Report on the geology of the Henry Mountains*. U. S. Geological Survey Professional Paper, Washington; (1970). "Land sculpture in the Henry Mountains". In: *Rivers and river terraces* (Dury, G. H., editor). Macmillan and Co., Londres, pp. 95-116.
- Hack, J. T. (1957). "Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* (294-B), pp. 45-97; (1960). "Interpretation of erosional topography in humid temperate regions". *American Journal of Science*, Bradley Volume, 258A: 80-97; (1965). "Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual deposits". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, nº 484; (1972). "Interpretação da topografia erodida nas regiões temperadas úmidas". *Notícia Geomorfológica*, 12 (24): 3-37; (1973a). "Stream profile analysis and stream gradient index". *Journal Research of the U. S. Geol. Survey*, 1 (4): 421-429; (1973b). "Drainage adjustment in the Appalachians". In: *Fluvial Geomorphology* (Morisawa, M., organizador). Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 51-69.
- Hack, J. T. e Goodlett, J. C. (1960). "Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians". *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, (347): 1-66.
- Horton, R. E. (1945). "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrographical approach to quantitative morphology". *Geol. Soc. America Bulletin*, 56 (3): 275-370.
- Howard, A. D. (1973). "Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 13 (26): 3-20.
- Johnson, D. W. (1929). "Baselevel". *Journal of Geology*, 37: 775-782.
- Kesseli, J. E. (1941). "The concept of graded river". *Journal of Geology*, 49: 561-588.
- King, L. C. (1956). "A geomorfologia do Brasil Oriental". *Rev. Brasileira de Geografia*, 18 (2): 147-265.
- Langbein, W. B. e Leopold, L. B. (1964). "Quasi-equilibrium states in channel morphology". *American Journal of Science*, 262 (6): 782-794.
- Leopold, L. B. (1953). "Downstream changes of velocity in rivers". *American Journal of Science*, 251 (8): 606-624.
- Leopold, L. B. e Langbein, W. B. (1962). "The concept of entropy in landscape evolution". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (500-A): 1-20; (1963). "Association and indeterminacy in Geomorphology". In: *The fabric of Geology* (Albritton, C. C., editor), Freeman, Cooper and Co., Stanford, California, pp. 184-192.
- Leopold, L. B. e Maddock, T. Jr. (1953). "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (252): 1-57.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G. e Miller, J. P. (1964). *Fluvial processes in Geomorphology*. W. F. Freeman and Co., San Francisco, 522 pp.
- Mackin, J. H. (1948). "Concept of the graded river". *Bull. Geol. Soc. America*, 59: 463-512.
- Mallot, C. A. (1928). "Base level and its variations". *Indiana University Studies*, 82: 37-59.
- Penck, W. (1925). "Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes". *Zeitschrift Gesselsch. Erdkunde*, pp. 83-108; (1953). *Morphological analysis of landforms*. Macmillan Londres, 429 pp.
- Powell, J. W. (1875). *Exploration of the Colorado river of the West and its tributaries*. Smithsonian Institution, Washington.

- Strahler, A. N. (1950). "Equilibrium theory of erosional slopes approach by frequency distribution analysis". *American Journal of Science*, 248 (10): 673-696 e 248 (11): 800-914; (1952). "Dynamic basis of Geomorphology". *Geol. Soc. America Bulletin*, 63: 923-938.
- Thornbury, W. (1969). *Principles of Geomorphology*. John Wiley and Sons, Nova York (2ª edição), 594 pp.
- Tricart, J. (1958). "Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales". *Bull. Sect. Géographie, Comité Trav. Historiques et Scientifiques*, Paris, pp. 289-313; (1961). "Comparação entre as condições de esculturação dos leitos fluviais em zona temperada e em zona intertropical". *Notícia Geomorfológica*, 4 (7-8): 7-9.
- Tricart, J. e Cailleux, A. (1965). *Le modelé des régions chaudes: forêts et savanes*. S.E.D.E.S., Paris, 322 pp.
- Valverde, O. e Dias, C. V. (1968). *A rodovia Belém-Brasília*. Fundação IBGE, Rio de Janeiro, 360 pp.
- Wolman, M. G. (1955). "The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania". *U. S. Geol. Survey Professional Paper*, (271): 1-56.
- Wolman, M. G. e Miller, J. P. (1974). "Magnitude e frequência das forças nos processos geomorfológicos". *Notícia Geomorfológica*, 14 (27-28): 3-43.

#### SUMMARY

*Some considerations about the base level, the fluvial piracy, knickpoints and morphogenesis of the longitudinal profile of rivers.*

Facing considerations based on Davisian and dynamic equilibrium theories, four themes are discussed in this paper. In general, the sea base level changes are considered as having effects on longitudinal profile of rivers, with erosion and aggradation phases, and the cyclic interpretation of landscapes has bases on these concepts. However, considering the behavior of the hydraulic geometry and channels patterns, and the concepts related with the dynamic equilibrium and probabilistic theories, it is possible that the sea base level changes did not cause erosion and deposition phases. Therefore, the knickpoint regression, as cyclic headward erosion, is not a valid concept for the landscape evolution.

In relation with the fluvial piracy, as result by headwater regression, considering the systemic approach, it is not possible. Between two opposite headwaters always will have a separative zone where the input is zero. As it is necessary to have water and sediment input yield by a drainage area for promote erosion, it is possible that the zero zone changes its position but maintains its presence. It is not possible that a headwater captures the other, located in opposite slope.

The morphogenesis of the longitudinal profile of rivers is related with the bankfull discharges, considered as the more effective flow on the channel sculpture, and not with the highest floods.

## NOTAS E RESENHAS

### INTRODUÇÃO AO ESTUDO DA INTERPRETAÇÃO FUNCIONALISTA NA GEOGRAFIA (\*)

*Geografia*, 2(4): 103-107, outubro 1977

A bibliografia geográfica ressent-se de trabalhos que abordam os problemas teóricos do funcionalismo, e podemos citar no país apenas os estudos de Faissol (1973), Adas e Bray (1975), Corrêa da Silva (1976) e Bray (1976). Apesar dos geógrafos brasileiros na sua maioria, terem desenvolvido seus trabalhos dentro do funcionalismo, esse método de interpretação foi muito pouco conceituado, discutido, teorizado e até certo ponto ignorado.

A geografia clássica ou tradicional traz em discussão velhos debates entre o determinismo e o possibilismo, mas pouco se estruturou de fato quanto aos problemas filosóficos, teóricos, metodológicos e ideológicos que regeram essas idéias dos fins do século passado e início deste, e que continuam influenciando os trabalhos geográficos até os dias atuais.

Através de nosso estudo notamos que a essência da geografia clássica ou tradicional é encontrada na filosofia positivista. (1) Desde o século XIX até os dias atuais o positivismo tem sofrido alterações em suas aplicações nas ciências humanas e principalmente na geografia. A primeira fase do positivismo nas ciências humanas e na geografia fortaleceu-se com a influência do evolucionismo darwiniano, sendo conhecida como Período Organicista ou Funcional Organicista (Fernandes, 1967). Essa fase dominou o pensamento científico geográfico desde o século XIX até o início do século XX, e caracterizou-se como a corrente do naturalismo geográfico, ou seja, as correntes positivistas que procuravam transplantar para a geografia o modelo e os métodos das ciências biológicas e naturais. Nesta corrente estariam compreendidos o organicismo spencerista e o determinismo ambiental de Ratzel, através da mesologia — onde a sociedade e os grupos humanos seriam um resultado combinado das condições ambientais (clima, solo, relevo e raça).

\* Agradecemos as contribuições e orientações que recebemos sobre o Estudo do Funcionalismo, dos Profs. Drs. José Fernando M. Bonilha e Max Henri Boudin, do Depto. de Ciências Sociais da FFCL de Presidente Prudente da UNESP.

\*\* Depto. de Geografia da FFCL de Presidente Prudente, da UNESP.

1. O positivismo é considerado como uma "secção" ideológica do racionalismo idealista, empírico e romântico, do qual o comtismo seria apenas uma expressão. Como o romantismo, o positivismo exalta a natureza, a lei do meio natural, as "leis naturais" e daí o mesologismo — as leis naturais modelando e condicionando a sociedade humana — o darwinismo social, o determinismo ambiental e o etnolismo etc. Tanto o romantismo como o positivismo exaltam o "regional" (a parte individualizada do todo), a "especificidade", mas ambos ao mesmo tempo buscam integrar as "partes", ou as "regiões", numa síntese superior, em um "entencional", único, inabsorvível pelo universal, originando-se daí o nacionalismo, o culto místico da "terra" e da "raça". Ao compreender a realidade de modo empírico, todas as demais partes desta realidade, não captáveis empíricas e experimentalmente, são liberadas para a religião e a mística. (Medeiros, "Introdução ao Estudo do Pensamento Político Autoritário Brasileiro — 1914/1945", Cap. II — Oliveira Vianna, p. 78. In: *Revista de Ciência Política*, Fundação Getúlio Vargas, Vol. 17, n.º 2, 06/1974).