



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, nº 2 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564>



INDICADORES GEOMÓRFICOS APLICADOS À INVESTIGAÇÃO DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA: UMA REVISÃO

GEOMORPHIC INDEXES APPLIED TO TECTONIC DEFORMATION STUDY: A REVIEW

Marcilene dos Santos

Campus de Ourinhos, Universidade Estadual Paulista

Av. Renato da Costa Lima, 451, Ourinhos, São Paulo. CEP: 19903-302. Brasil

ORCID: orcid.org/0000-0002-4883-1511

E-mail: marcilene.santos@unesp.br

Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Instituto de Geociências, Universidade de Campinas

Rua Carlos Gomes 250, Campinas, São Paulo. CEP: 13083-855. Brasil

ORCID: orcid.org/0000-0002-9990-2332

E-mail: fsbladeira@ige.unicamp.br

Alessandro Batezelli

Instituto de Geociências, Universidade de Campinas

Rua Carlos Gomes 250, Campinas, São Paulo. CEP: 13083-855. Brasil

ORCID: orcid.org/0000-0001-5324-7638

E-mail: abatezelli@ige.unicamp.br

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
07/01/2019

Aceito (Accepted):
14/03/2019

Palavras-chave:

Indicadores geomórficos;
Tectônica; Rios

Keywords:

Geomorphic indexes; Tectonics;
Rivers

Resumo:

Este trabalho reúne e discute as principais técnicas de estudo de indicadores geomórficos desenvolvidas por diversos pesquisadores ao longo do tempo e, correntemente, aplicadas à investigação de deformação tectônica/neotectônica/tectônica ativa. A drenagem é um dos elementos mais sensíveis a modificações do relevo, sobretudo àquelas relacionadas a manifestações tectônicas e/ou mudanças climáticas, a oscilações do nível do mar, ou ainda à ação antrópica. Esta sensibilidade dos rios frente a modificações do relevo reflete, não somente, em sua rápida resposta morfológica/morfométrica e sedimentar, mas também no rápido ajuste a um estágio de quase-equilíbrio em curtos períodos de tempo geológico. Isto permite inferir atividade tectônica recente, mediante identificação de regiões em desequilíbrio erosional em áreas de grande extensão, independentemente de províncias geológicas ou geomórficas. Tal característica singular dos rios reforça a importância de identificação de comportamentos anômalos destes em investigações de atividade tectônica e da evolução de ambientes modernos ou reconstituição paleogeográfica. Desta forma, a revisão apresentada considera os índices relacionados a características quantificáveis do relevo, tais como altimetria,

hipsometria e declividade, e, sobretudo, a indicadores relacionados a respostas geomórficas e de sedimentação de rios frente a deformação tectônica (desvios, capturas e decapitação; sinuosidade; mudança de padrão de drenagem; migração e avulsão; deformação de perfis longitudinais e índice SL; assimetria e forma da bacia hidrográfica; sinuosidade de rios e padrão de canal, Sinuosidade de *front* de montanha (S_{mf}); Índice de atividade tectônica relativa (I_{at}) e carga sedimentar e fluxo, entre outros). Para tal objetivo, o presente estudo envolveu revisão bibliográfica e leitura dos autores proponentes de tais técnicas, enriquecida pela exemplificação de alguns estudos de caso, como no rio Aiuruoca (Serra da Mantiqueira, MG) e rios das Cinzas e Laranjinha (bacia do rio das Cinzas, norte do estado do Paraná). Distante de uma pretensão de totalizar ou encerrar o assunto, este trabalho propõe auxiliar na estratégia de investigação e no processo de escolha das diversas técnicas existentes, bem como contribuir para um melhor entendimento e aplicação destas.

Abstract:

This work gathers and discusses the major techniques of geomorphic indexes developed by several researchers over time, and currently applied to tectonics/ neotectonics/active tectonic deformation study. Drainage is the most sensitive feature to relief changes, especially those related to tectonics and/or climate change, sea level oscillations, or anthropic action. The river sensitivity to relief changes reflects not only their rapid morphological/morphometric and sedimentary response but also the quick adjustment to a near-equilibrium stage in short geological time. It allows inferring recent tectonic activity by identifying regions in erosional disequilibrium in large areas, regardless of geological or geomorphic provinces. Such unique river feature strengthens the significance of identifying anomalous behaviors in studies of tectonic activity, and the evolution of modern environments or paleogeographic reconstitution. Thus, the present review considers the indexes related to quantitative relief features, such as altimetry, hypsometry and slope. And gives special attention to those indexes related to geomorphic and sedimentary responses of rivers to tectonic deformation (deflections, piracy and beheading, avulsion and combing, channel pattern adjustment, longitudinal profile adjustment and SL index, asymmetry factor and basin shape index, sinuosity of rivers and channel pattern, mountain front sinuosity (S_{mf}), index of active tectonics (I_{at}), sediment load and flow, etc.). For this purpose, the present study involved a bibliographic review and analysis of such techniques, as well as some cases from more recent works, presenting some indexes applied to the Aiuruoca river (Mantiqueira Hill, State of Minas Gerais) and the Cinzas and Laranjinha rivers, (Cinzas River watershed, State of Paraná). The present work aims to support the studying strategy and the process of choosing the existing techniques, as well as to improve understanding and careful application of such current techniques.

Introdução

Perturbações tectônicas brandas e lentas em porções de interior continental oferecem elevado grau de dificuldade no seu reconhecimento, assim como no entendimento dos efeitos produzidos na evolução da paisagem e na distinção destes em relação àqueles gerados por outras causas, como mudança paleoclimática ou flutuações do nível do mar, ou ainda estrutura herdada do embasamento rochoso.

No que concerne a esta questão, as assinaturas geomórficas e sedimentares resultantes do trabalho dos rios podem representar importantes indicadores diagnósticos da origem e natureza dos processos atuantes na formação e evolução de ambientes, modernos e do passado, em domínios de interior continental (Schumm,

1956, 1963; Hack, 1973; Burnett e Schumm, 1983; Seiber e Gornitz, 1983; Miall, 1985, 1996; Doornkamp, 1986; Keller, 1986; Summerfield, 1986; McKeown *et al.*, 1988; Cox, 1994; Schumm *et al.*, 1994; Bishop, 1995; Boyd e Schumm, 1995; Keller e Pinter, 1996, 2002; Holbrook e White, 1998; Leeder *et al.* 1998; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Burbank e Anderson, 2001; Kirby e Whipple, 2001; Dalrymple, 2006; Wobus *et al.*, 2006; Bull, 2007, 2009; Leeder, 2011). Isto se deve ao fato de que a drenagem é um dos elementos mais sensíveis a modificações do relevo, sobretudo àquelas relacionadas a manifestações tectônicas e/ou mudanças climáticas, a oscilações do nível do mar (Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Leeder, 2011), ou ainda à ação antrópica (Schumm 1963; Stevaux e Souza, 2004).

Assim como a ação do clima, a tectônica implica formação e modificação de feições geomorfológicas através de diversos mecanismos, como, por exemplo, mudança do nível de base, acompanhada de rearranjo de drenagem, modificando a morfologia dos rios (cotovelos, deslocamentos, capturas, desvios, segmentos retilíneos extensos, cinturão de meandros comprimidos, rupturas bruscas no perfil longitudinal, mudanças abruptas no padrão de drenagem, mudanças no gradiente, assimetria e forma da bacia) (Schumm, 1963; Hack, 1973; Hare e Gardner, 1985; Summerfield, 1986; Mckeown *et al.* 1988; Cox, 1994; Bishop, 1995; Keller e Pinter, 1996; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.* 2000; Burbank e Anderson, 2001; Bull, 2007, 2009; Leeder, 2011), bem como sua dinâmica de erosão, transporte e deposição (mudanças na carga sedimentar ou no fluxo) (Mckeown *et al.* 1988; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.* 2000; Burbank e Anderson, 2001; Bull, 2007, 2009; Leeder, 2011).

A análise de feições anômalas de drenagem e relevo a partir do estudo de índices geomórficos (Summerfield, 1986; Bishop, 1995; Keller e Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank e Anderson, 2001; Bull, 2007, 2009), possibilita identificar e selecionar setores com maior indicativo de perturbação para estudo de campo, além de apontar indicativos importantes para o entendimento da evolução geomórfica de uma dada área. Através do levantamento de campo, setores chaves podem ser identificados e detalhados.

Desta forma, a presente revisão considera os indicadores relacionados a características quantificáveis do relevo, tais como altimetria, hipsometria e declividade, e, sobretudo, aqueles relacionados a respostas geomórficas e de sedimentação de rios à deformação tectônica (desvios, capturas e decapitação; sinuosidade; mudança de padrão de drenagem; migração e avulsão; deformação de perfis longitudinais e índice SL; assimetria e forma da bacia hidrográfica; Sinuosidade de front de montanha (Smf); Índice de atividade tectônica relativa (Iat) e carga sedimentar e fluxo).

Distante de uma pretensão de totalizar ou encerrar o assunto, este trabalho propõe auxiliar na estratégia de investigação e no processo de escolha das diversas técnicas existentes, bem como contribuir para um melhor entendimento e aplicação destas.

Materiais e Métodos

A presente revisão consistiu no levantamento e análise do referencial teórico-metodológico para

estudo de respostas geomórficas e sedimentares de rios à deformação tectônica, complementado por alguns estudos de caso disponíveis na literatura.

Desta forma, considerou-se uma série de técnicas de cálculo de índices geomórficos aplicada a estudo de bacias hidrográficas e/ou a estudo de rios de forma isolada (Quadro 1). Priorizou-se os índices mais utilizados para a identificação de setores ou comportamentos anômalos, bem como para a análise de suas correlações, discriminação dos fatores controladores e de indicativos de influência e nível de atividade tectônica, quais sejam: (i) integral e curva hipsométrica (Strahler, 1952; Schumm, 1956; Pike e Wilson, 1971; Keller e Pinter, 1996, 2002); (ii) índice SL (Hack, 1973); (iii) perfil longitudinal e sua relação com o índice SL (Hack, 1973; Burnett e Schumm, 1983; Seeber e Gornitz, 1983; McKeown *et al.*, 1988; Merritts e Vincent, 1989; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Zaprowski *et al.*, 2001; Carretier *et al.*, 2006); (iv) forma da bacia de drenagem (Bs) (Ramírez-Herrera, 1998; Burbank e Anderson, 2001); (v) forma da bacia (Eb) (Strahler, 1964; Cuong e Zuchiewicz, 2001); (vi) fator de simetria topográfica transversa (T) (Hare e Gardner, 1985; Cox, 1994); (vii) assimetria de bacia de drenagem (AF) (Hare e Gardner, 1985; Keller e Pinter, 1996; El Hamdouni *et al.*, 2008); (viii) índice de sinuosidade de canal (P) (Schumm, 1956, 1963; Ouchi, 1985; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000); (ix) índice de gradiente total do perfil (K) (Seeber e Gornitz, 1983; McKeown *et al.*, 1988); (x) índice SL/K (Seeber e Gornitz, 1983; McKeown *et al.*, 1988); (xi) razão largura e altura do vale (Vf) (Bull, 1977; Bull e McFadden, 1977); (xii) índice de sinuosidade de *front* de montanha - S_{mf} (Bull e McFadden, 1977; Bull, 1978; Rockwell *et al.*, 1985; Keller, 1986; Keller e Pinter, 2002; Silva *et al.*, 2003); (xiii) índice de atividade tectônica - Iat (El Hamdouni *et al.*, 2008).

Como instrumento facilitador para entendimento da aplicação de algumas das técnicas apresentadas, também se buscou a exemplificação de alguns estudos de caso no Brasil, tais como: capturas no rio Aiuruoca (Serra da Mantiqueira, MG); desvios dos rios das Cinzas e Laranjinha frente a soerguimento (bacia do rio das Cinzas, norte do Paraná); sinuosidade e mudança de padrão no rio Laranjinha; avulsão no rio da Cinzas; análise de perfil longitudinal e sua

relação com valores de índice SL_{segmento} e SL_{relativo} no rio das Cinzas; análise da assimetria da bacia do rio Laranjinha (índices T e AF).

Resultados e discussão

Uma síntese dos principais índices geomórficos está apresentada no Quadro 1, assim como os

parâmetros para sua determinação, parâmetros de análise e o(s) autor(es) proponentes. Este trabalho também reúne e discute os principais indicadores geomórficos cuja determinação não se dá por parâmetros morfométricos, mas sim por análise da morfologia de feições de relevo, tais como desvio, capturas e decapitação, migração, avulsão e natureza de sedimentação.

Quadro 1: Síntese dos principais índices geomórficos e respectivos parâmetros morfométricos aplicados à análise tectônica

Índice Geomórfico	Parâmetros de Determinação	Parâmetros de Análise/Significado	Fonte
Índice de Sinuosidade (P)	$P=L_c/L_v$; L_c = comprimento do rio; L_v =comprimento do vale	$P=1,0$ Retilíneo; $1,0<P<1,5$ Transicional; $P=1,5$ Regular; $1,5<P<2,0$ Irregular; $P\geq 2,0$ Tortuoso	Schumm (1963); Ouchi (1985); Boyd e Schumm (1995); Este estudo
Perfil longitudinal – <i>knickpoints</i>	Altimetria do rio x Comprimento do rio; mudanças abruptas na inclinação do perfil	Indicativo de falhas, soleiras, contato litológico, erosão remontante, soerguimento ou subsidência	Seeber e Gornitz (1983); McKeown et al. (1988); Cheng et al. (2018)
Perfil longitudinal – <i>knickzones</i>	Convexidade no perfil	Indicativo de influência tectônica	Seeber e Gornitz (1983); McKeown et al. (1988); Cheng et al. (2018)
Índice $SL_{\text{total}}=K$	$SL_{\text{total}}=\Delta H/\text{LognL}$; ΔH = diferença altimétrica entre nascente e foz; L = extensão do rio	Quanto maior o valor, maior a influência tectônica	Hack (1973); Seeber e Gornitz (1983); McKeown et al. (1988)
Índice SL_{seg}	$SL_{\text{seg}} = [(\Delta H/\Delta L)*L]$; ΔH =diferença altimétrica entre os extremos do segmento; ΔL = extensão do segmento	Quanto maior o valor, maior a influência tectônica	Hack (1973); McKeown et al. (1988)
SL_{relativo}	$SL_{\text{relativo}}=SL_{\text{seg}}/K$	$SL_{\text{relativo}}\geq 10$ fortemente anômalos; $2\leq SL_{\text{relativo}}<10$ anômalos; $SL_{\text{relativo}}<2$ pouco anômalos	Seeber e Gornitz (1983); McKeown et al. (1988)
Fator de Simetria Transverso (T)	$T=D_p/D_c$; D_c = distância entre o eixo suavizado do rio e o eixo mediano da bacia; D_p = distância entre o eixo mediano da bacia e o divisor	$T=0$ bacias simétricas e estabilidade tectônica; quanto mais próximo de $T=1$, maior a influência tectônica na bacia	Cox (1994)
Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem (AF)	$AF=100*(A_r/A_t)$; A_r = área do lado direito da bacia (visada para jusante); A_t = área total da bacia	$AF=50\%$, estabilidade tectônica; quanto mais distante o valor de 50, maior a atividade tectônica; $1AF-50I\geq 15$, fortemente basculada (classe 1); $7\leq 1AF-50I<15$, moderadamente basculada (classe 2); $1AF-50I<7$, fracamente basculada (classe 3).	Hare e Gardner (1985); Keller e Pinter (1996); El Hamdouni et al. (2008)
Forma de Bacia de Drenagem (B_s)	$B_s=B_l/B_w$; B_l = extensão vetorial da nascente à foz; B_w = extensão da máxima largura da bacia	$B_s>2,3$, forte atividade tectônica (classe 1); $1,5\leq B_s<2,3$, moderada atividade tectônica (classe 2); $B_s\leq 1,5$, fraca atividade tectônica relativa (classe 3)	Ramírez-Herrera (1998); Burbank e Anderson (2001); Cheng et al. (2018)
Taxa de Alongamento de Bacia de Drenagem (E_b)	$E_b=\frac{\sqrt{A_b/\pi}}{L_b}$; A_b = área da bacia ($\sqrt{A_b/\pi}$); L_b = Extensão da nascente à foz	Quanto mais alongada, maior a atividade tectônica. Circular ($E_b=0,9$), Oval ($0,9\leq E_b\leq 0,8$); Menos alongada ($0,8>E_b\geq 0,7$); Alongada ($E_b<0,7$).	Schumm (1956); Strahler (1964)
		$E_b<0,5$, bacia tectonicamente ativa; $0,5\leq E_b\leq 0,75$, bacias levemente ativas; $E_b>0,75$, bacias tectonicamente inativas.	Cuong e Zuchiewicz (2001)
Integral Hipsométrica (H _i)	$H_i=(H_{\text{média}}-H_{\text{min}})/(H_{\text{max}}-H_{\text{min}})$; $H_{\text{média}}$, altitude média da bacia; H_{min} , altitude mínima da bacia; H_{max} , altitude máxima da bacia	H_i entre 60% e 100% indicam forte controle tectônico; H_i abaixo de 60% indicam fraco controle tectônico	Strahler (1952); Schumm (1956); El Hamdouni et al. (2008); Cheng et al. (2018)
Índice V_f	$V_f = \frac{2Vfw}{[E_{ld} - E_{sc}] + (E_{rd} - E_{sc})}$ V_{fo} = largura do fundo de vale; E_{ld} e E_{rd} = respectivamente, as elevações dos divisores à esquerda e à direita (visada a jusante); E_{sc} = elevação do fundo de vale	$V_f<1$, elevadas taxas de soerguimento; $1,0<V_f<1,5$, tectônica moderadamente ativa; $V_f>1,5$, estabilidade tectônica.	Bull (1977); Bull e McFadden (1977); Keller e Pinter (1996; 2002)
Índice de Sinuosidade e Front de Montanha (S_{mf})	$S_{mf}=L_{mf}/L_v$; L_{mf} = comprimento planimétrico do front de montanha; L_v = comprimento vetorial do front de montanha. Para mapas em escala 1:50.000 ou maiores	Valores de S_{mf} próximos a 1,0 indicam fronts tectonicamente ativos; quanto maior o valor de S_{mf} , menor a taxa de soerguimento	Keller, (1986); Wells et al. (1988); Ramírez-Herrera (1998)
Índice de Atividade Tectônica Relativa (I_m)	$I_m = S/n$; S = média aritmética das diferentes classes dos índices geomórficos; n = número de índices geomórficos aplicados.	$1,0<I_m<1,5$, atividade tectônica muito alta (classe 1); $1,5<I_m<2,0$, atividade tectônica alta (classe 2); $2,0<I_m<2,5$, tectônica moderadamente ativa (classe 3); $I_m>2,5$, baixa atividade (classe 4)	Bull e McFadden (1977); El Hamdouni et al. (2008); Mahmood e Gloaguen (2012)

Desvios, capturas e decapitação

Vários estudos buscam identificar, interpretar e exemplificar os mecanismos deste conjunto de respostas geomórficas (Bridge, 1993; 2003; Bishop, 1995; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Cevalarino e Ladeira, 2014; Bianchi *et al.*, 2015; Ahmad *et al.*, 2015, 2018; Cheng *et al.*, 2018; Sordi *et al.*, 2018, entre outros).

Desvios, capturas e decapitação são mecanismos de rearranjo de drenagem, os quais consistem na transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio para outro, ocorrendo em escala de detalhe a escala regional, e afetando as quantidades e a pro-

veniência de sedimentos transportados (Bishop, 1995). É importante distinguir entre rearranjo de áreas de nascente e rearranjo de linhas de drenagem (Bishop, 1982).

A captura (Davis, 1889, 1890) é a forma de rearranjo mais comum e envolve a captura de uma drenagem por um sistema de drenagem adjacente cuja erosão remontante é mais agressiva (Bishop, 1995) (Figura 1). Em geral, o ponto de captura é marcado por um cotovelo (*elbow of capture*), caracterizado por uma mudança brusca na direção do canal da ordem de 90° ou próximo a esta (Bishop, 1995) (Figura 2a; setor C).

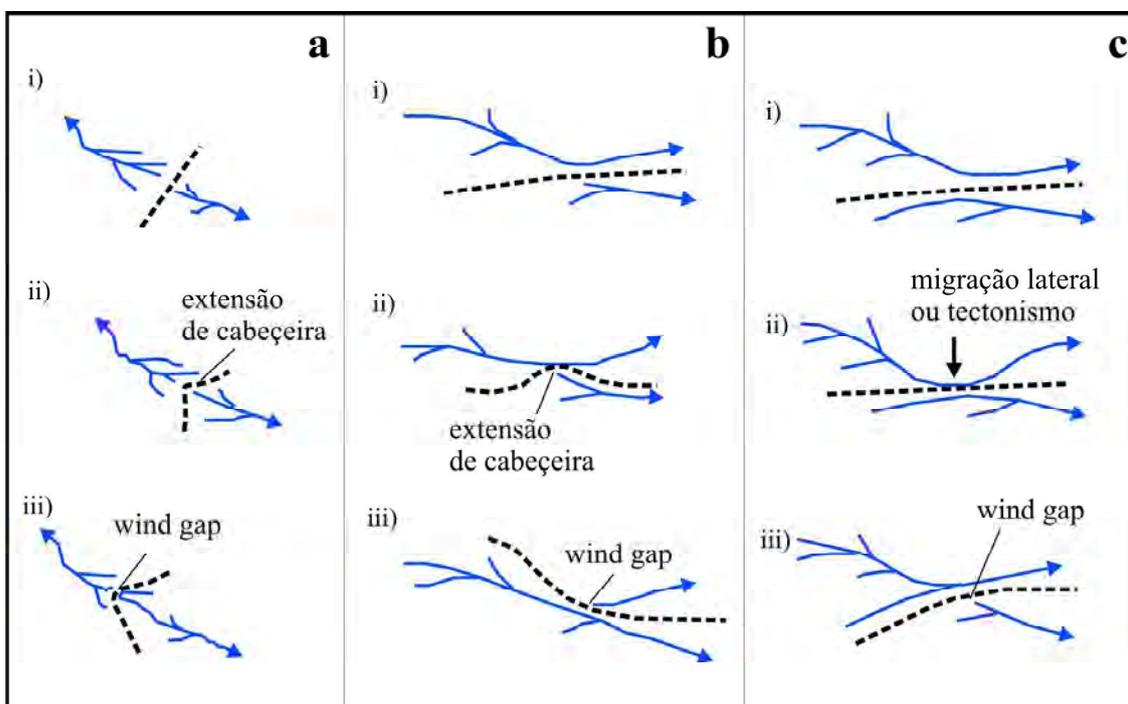


Figura 1 - Formas de rearranjo de drenagem através de captura, vistas em planta. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (a) ilustra a formação de barbed drainage através de extensão de cabeceira; (b) e (c) representam captura através de invasão lateral de uma bacia de drenagem adjacente, ou através de extensão de cabeceira de um tributário (b) ou migração lateral de um rio para capturar um tributário adjacente (c). Em todas as situações, espera-se rejuvenescimento de cabeceira no rio capturado, no ponto de captura ou a montante deste. Modificado de Bishop (1995).

Por sua vez, o desvio envolve o redirecionamento de drenagem para uma nascente adjacente, através de um conjunto de mecanismos de ruptura de divisor, podendo envolver basculamento e domeamento, incluindo migração de canal ou avulsão catastrófica através de fluxos de elevada magnitude. Estas formas de desvio implicam transferência de sub-bacias da área de nascente e preservação de linhas de drenagem. (Bishop, 1995).

Os desvios consistem na resposta morfológica

mais imediata e facilmente detectada em rios sob deformação tectônica, fazendo com que estes contornem uma zona de soerguimento (Figura 2b) ou adentrem uma zona de subsidência através de uma mudança brusca no curso, coincidente com a zona deformada, acarretando também em deformação no perfil longitudinal (Holbrook e Schumm, 1999). Mesmo uma deformação muito sutil pode alterar significativamente o curso de rios principais de baixo gradiente. No entanto, caso a

taxa de incisão seja substancialmente maior do que a taxa de soerguimento, o rio atravessará a zona de soerguimento sem contorná-la (Holbrook e Schumm, 1999).

Destaca-se, porém, que o desvio de rios pode ser provocado por fatores não tectônicos, como zonas com rochas mais resistentes ou zonas de fraturamento do embasamento rochoso, ou ainda por aumento de sedimentação ou erosão (Holbrook e Schumm, 1999).

Outro processo de rearranjo de drenagem é a decapitação, consistindo na apropriação (ou abstração) de

uma área de nascente de um rio para um rio adjacente, sem preservação das linhas de drenagem da área de nascente subtraída, sendo que o mecanismo envolve desvio do fluxo em nível subterrâneo. Tal processo ocorre quando um escarpamento retrocedente consome as áreas de nascente de rios do planalto acima do escarpamento. O processo-chave é o recuo da escarpa na situação especial de coincidência da borda da escarpa com um divisor de drenagem (Bishop, 1995) (Figura 2a e c – Setor B).

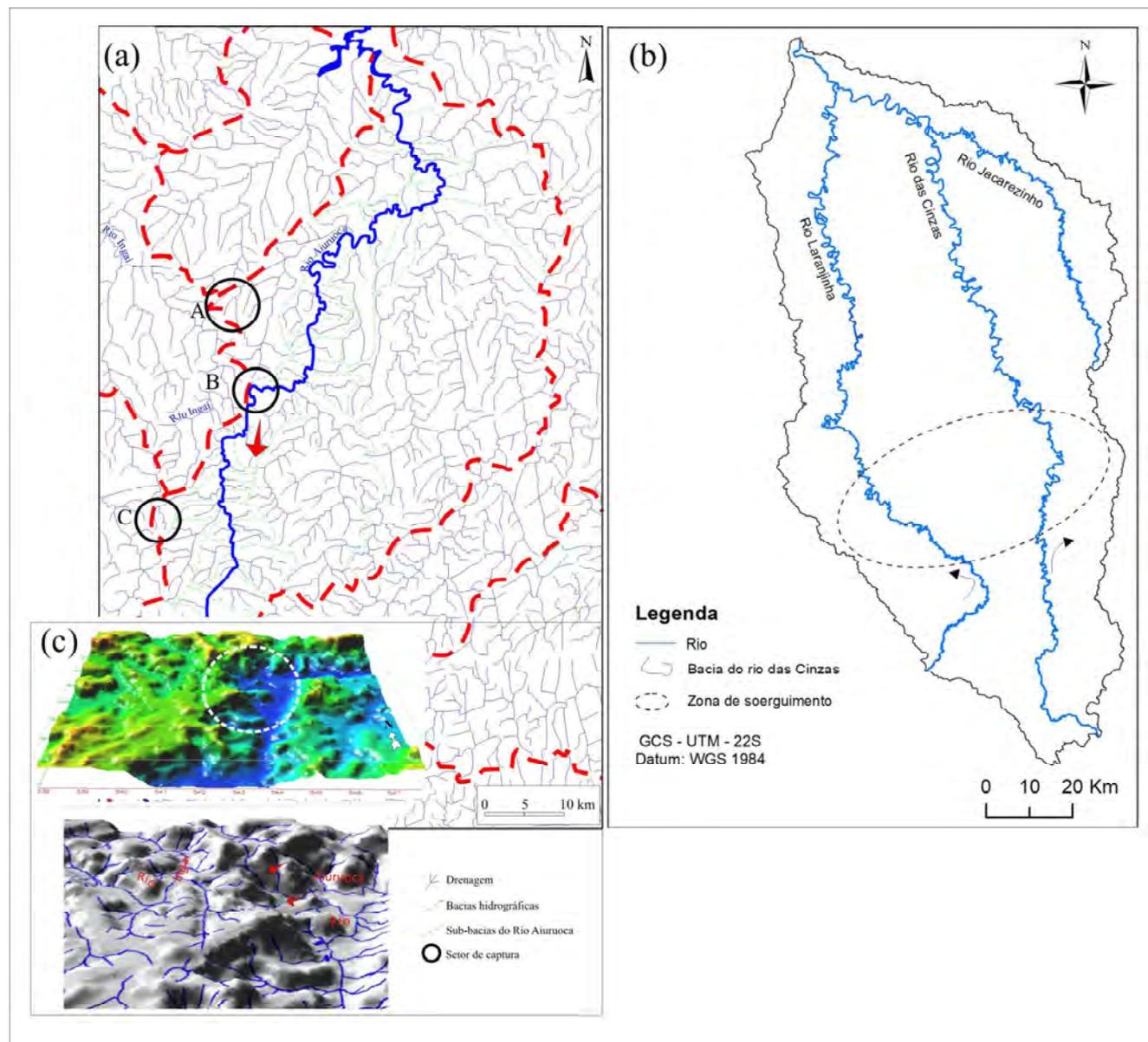


Figura 2 - Capturas de drenagem em bacias hidrográficas do sudeste e sul do Brasil. (a) Capturas da área de nascente do rio Ingai pelo rio Aiuruoca (MG) – setor A – captura por extensão de cabeceira, Setor B – captura por decapitação, setor C – cotovelo associado a capturas provocadas pelo rio Aiuruoca em rios de bacias adjacentes (modificado de Santos, 1999); (b) Desvios dos rios das Cinzas e Laranjinha (PR) em resposta a zona de soerguimento; (c) Detalhe do ponto de captura do setor B da figura (a), mostrando o recuo da escarpa na situação especial de coincidência da borda da escarpa com o divisor de drenagem (máximo de assimetria que uma bacia pode obter) (modificado de Santos, 1999).

Sinuosidade e mudança de padrão de canal

O índice de sinuosidade (P) é medido pela relação entre o comprimento do rio (L_c) e o comprimento do vale (L_v), sendo que a sinuosidade de um rio retilíneo é expressa pelo valor 1,0 e à medida que o rio se distancia de um padrão retilíneo, este valor aumenta (Schumm, 1963). O índice de sinuosidade também pode ser calculado para segmentos do rio, podendo auxiliar na identificação de setores anômalos como resposta à deformação tectônica (Schumm, 1963; Ouchi, 1985; Holbrook e Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000).

$$P = \frac{L_c}{L_v} \quad \text{ou} \quad P_{seg} = \frac{L_{cseg}}{L_{vseg}}$$

No que diz respeito à relação da sinuosidade e o padrão de canal, os rios podem ser classificados em cinco padrões, sendo três para rios meandantes (tortuoso, irregular e regular) e dois para rios retilíneos (transicional e retilíneo), obtendo-se o máximo de sinuosidade em canais tortuosos (Schumm, 1963). Importante destacar que a sinuosidade de rios meandantes varia muito, desde valores de 1,25 a 3,0 (Schumm *et al.*, 2000). A partir dos estudos de Schumm (1963), propõe-se os seguintes intervalos de sinuosidade para classificação do padrão de rios: $P = 1,0$ – Retilíneo; $1,0 < P < 1,5$; $P = 1,5$ – Regular; $1,5 < P < 2,0$; $P \geq 2,0$ – Tortuoso.

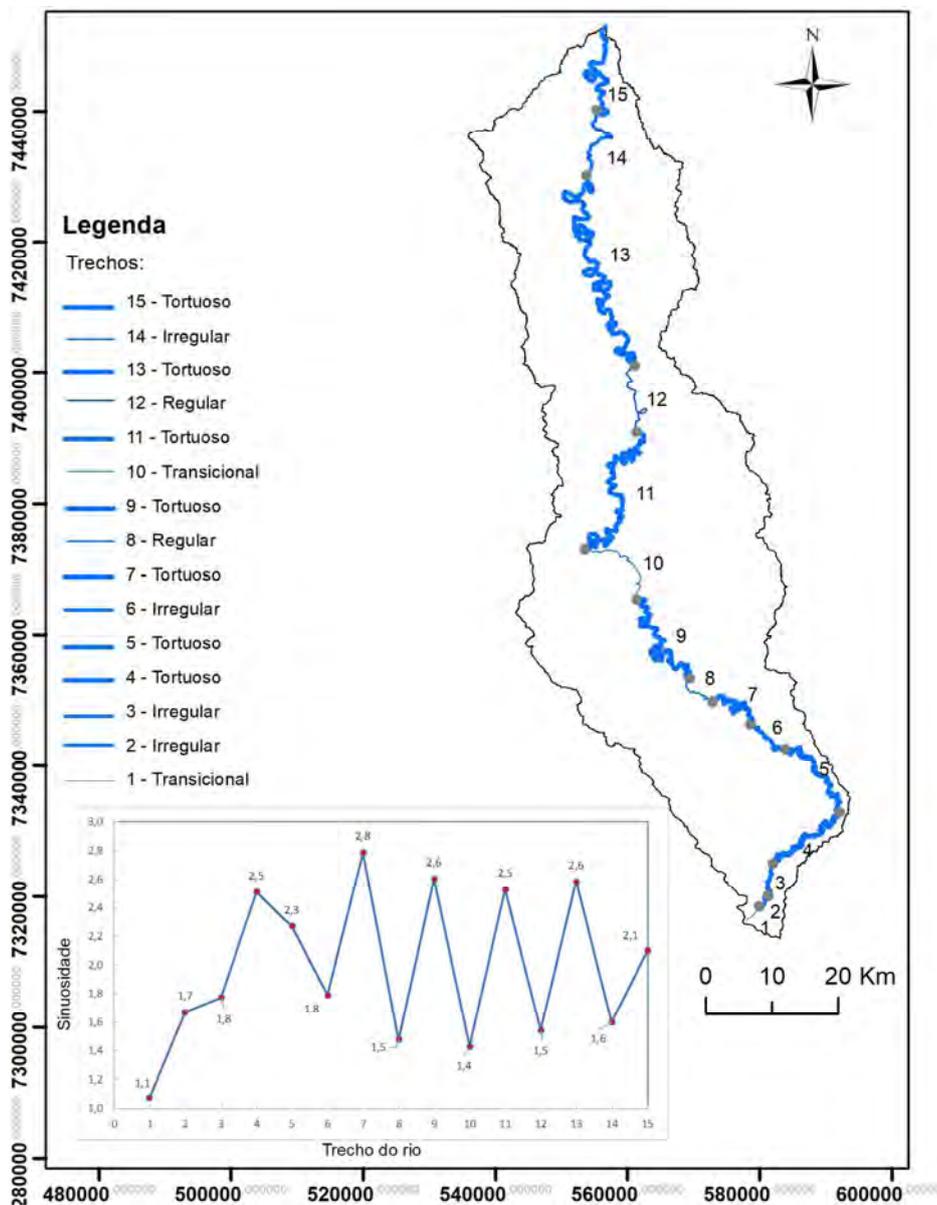


Figura 3 - Sinuosidade e mudança de padrão de canal do rio Laranjinha, norte do estado do Paraná.

É importante destacar que, em geral, quanto mais retilíneo for o canal, maior a relação largura/profundidade e maior o gradiente (Schumm, 1963). Canais tortuosos são mais estreitos e profundos (baixa proporção largura/profundidade), e geralmente estão associados a baixo gradiente, além de possuírem maior porcentagem de silte+argila no perímetro e nas margens, embora esta porcentagem não seja requisito para que um rio seja sinuoso (Schumm, 1963). Quanto à carga de fundo, segundo este autor, rios sinuosos tendem a ter maior porcentagem de silte+argila na carga de fundo, enquanto, em rios retilíneos, a carga de fundo torna-se constituída exclusivamente de material grosso, sendo que a sinuosidade não favorece o transporte de material de carga de fundo.

No que concerne à relação vazão e sinuosidade, em geral, quanto maior a vazão, maior a carga em suspensão e maior a porcentagem de silte+argila, portanto maior a sinuosidade e menor a relação largura x profundidade (Schumm, 1963). Desta forma, percebe-se a existência de uma relação direta entre sinuosidade e condições climáticas. Sob condições de clima úmido,

a maior carga em suspensão e maior porcentagem de silte+argila (resultante do forte intemperismo), associada à maior vazão, leva à formação de rios meandranes com elevada sinuosidade; ao passo que, sob condições de clima árido/semiárido, a menor vazão e maior quantidade de material grosso na carga de fundo e menor carga em suspensão leva à dominância de rios retilíneos ou até entrelaçados.

Em relação à resposta da sinuosidade dos rios frente à deformação tectônica, esta depende da natureza da deformação e do padrão de canal, sendo mais evidente a mudança da sinuosidade em rios meandranes (Schumm, 1963; Ouchi, 1985; Schumm *et al.*, 2000). Experimentos com simulações de diferentes rios aluviais foram realizados para situações sob soerguimento e subsidência (Ouchi, 1985), corroborando os fundamentos teóricos de Schumm (1963). Os resultados mostram respostas distintas nos setores a jusante, a montante e no eixo de soerguimento ou de subsidência. Tais respostas decorrem do aumento ou diminuição de declividade e da predominância de agradção ou degradação, de acordo com cada um dos três setores que o rio atravessa (Figuras 4 e 5).

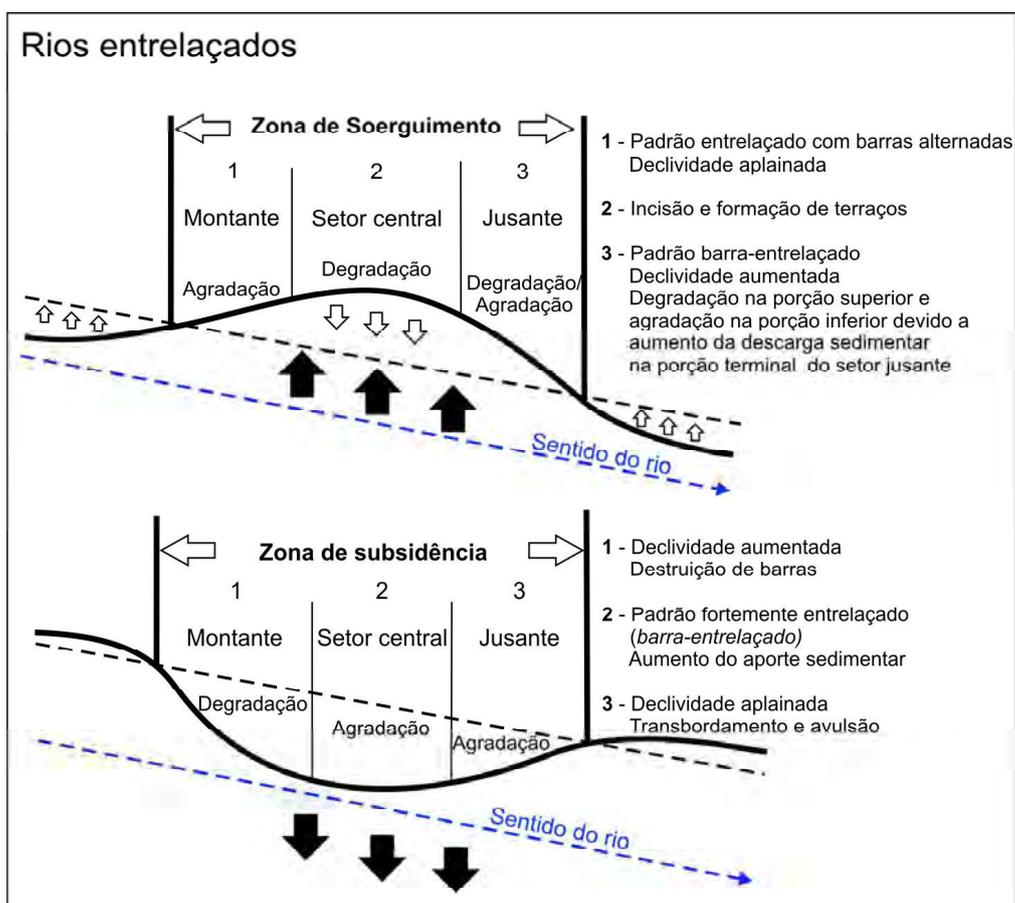


Figura 4 - Respostas de rios entrelaçados frente à deformação tectônica. Modificado a partir de de Ouchi (1985) e Schumm *et al.* (2000).

Sendo assim, rios entrelaçados atravessando uma zona de soerguimento tectônico irão apresentar um padrão entrelaçado com barras alternadas no flanco montante ao eixo de soerguimento, pois a declividade é aplainada e o aporte sedimentar não aumenta; formação de terraços na porção central do soerguimento em função do domínio de degradação; mudança para um padrão barra-entrelaçado no flanco jusante, onde a declividade é acentuada e a descarga sedimentar aumentada. (Figura 4). Por outro lado, a principal resposta de rios entrelaçados atravessando uma

zona de subsidência, consiste na agradação na porção centro-superior da subsidência. Na porção terminal do flanco montante da subsidência, onde há uma tendência à formação de uma convexidade anômala na declividade, haverá degradação na tentativa de remover tal anomalia, o que irá aumentar o aporte sedimentar a jusante, gerando dominância de padrão barra-entrelaçado nesse setor. No flanco jusante da subsidência, transbordamentos são frequentes e a avulsão de canal pode formar múltiplos canais (Figura 4) (Ouchi, 1985).

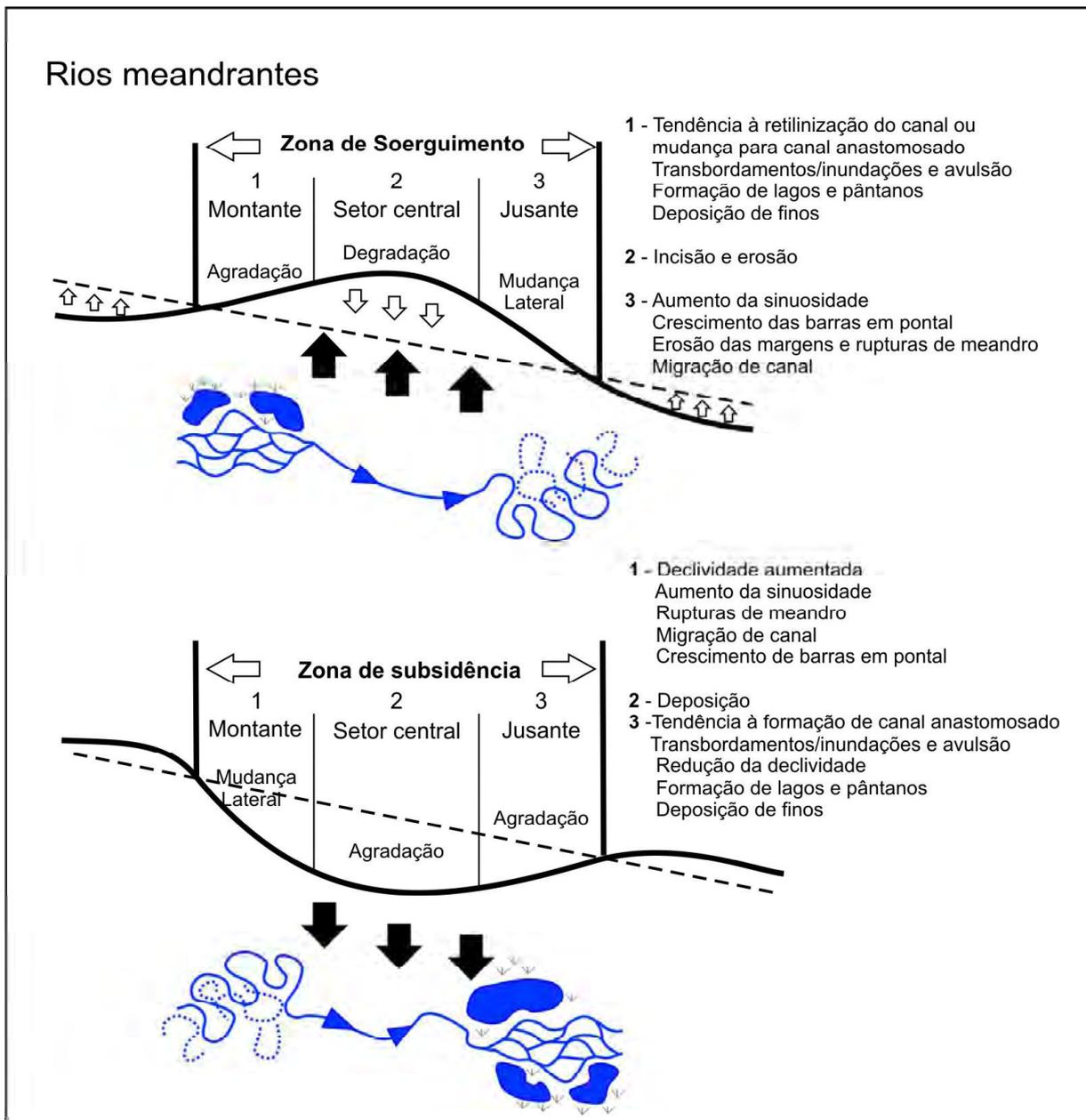


Figura 5 - Respostas de rios meandrantés frente à deformação tectônica. Modificado a partir de Ouchi (1985) e Schumm et al. (2000).

No caso de rios meandantes, as respostas frente à deformação tectônica são muito distintas destas acima mencionadas, predominando ajustes laterais em detrimento a ajustes verticais (Ouchi, 1985). A sinuosidade é o principal elemento afetado, aumentando, significativamente, nos setores onde a declividade é elevada (Ouchi, 1985; Schumm *et al.*, 2000).

Desta forma, rios meandantes, atravessando uma zona de soerguimento tectônico, apresentam, no flanco montante, tendência à retificação do canal ou mudança para um padrão anastomosado. Ainda neste setor, o barramento/represamento pelo soerguimento pode desenvolver inundação e avulsão de canal, além de deposição de finos em ambientes pantanosos. Na porção central, há domínio de degradação. No flanco jusante do soerguimento, ocorre aumento da sinuosidade, em função do fundo de vale mais íngreme, assim como rupturas de meandro (*cutoffs*) e migração de canal, podendo haver mudança para o padrão anastomosado com o passar do tempo. Conforme a degradação avança rumo ao flanco montante do soerguimento, a convexidade anômala na declividade gerada pelo soerguimento é reduzida e o trecho pantanoso, formado no flanco montante, passa a ser drenado (Ouchi, 1985) (Figura 5).

Para o caso de um rio meandrante atravessando uma zona de subsidência, no flanco montante à subsidência, a declividade é aumentada e há aumento da sinuosidade, assim como rupturas de meandro (*cutoffs*) e migração de canal. Neste setor, com o passar do tempo, o rio pode mudar para um padrão anastomosado. Na porção central da subsidência, ocorre domínio de agração. Já no flanco jusante à subsidência, as respostas são semelhantes àquelas geradas no flanco montante a um soerguimento, porém, os transbordamentos e ambientes pantanosos possuem mais chances de se desenvolver e permanecer devido à velocidade de ajuste e redução da declividade mediante agração ser mais lenta do que por degradação no caso do soerguimento (Ouchi, 1985) (Figura 5).

Ao longo de trechos de rios fluindo sobre o embasamento aflorante com rochas mais resistentes, a forte incisão pode provocar compressão de meandros e aumento da sinuosidade a montante da incisão e diminuição da sinuosidade a jusante desta (Holbrook e Schumm, 1999). Entretanto, em alguns casos, estes autores atentam para o fato de que um soerguimento local pode ser a causa do afloramento do embasamento rochoso em um canal.

Mudanças no padrão de rios podem ser a primeira pista de que a área foi afetada no passado por tectônica ou está sob efeito de tectônica ativa (Boyd e Schumm, 1995). Conforme já apresentado, alterações diretas ou indiretas no padrão de canal são intimamente ligadas ao aumento ou diminuição na declividade, devido a zonas de obstrução do canal por soerguimento ou subsidência. Desta forma, a diminuição significativa na declividade pode tornar padrões entrelaçados ou meandantes em retilíneos ou anastomosados (Boyd e Schumm, 1995; Holbrook e Schumm, 1999), ao passo que elevações extremas na declividade podem, localmente, mudar o padrão do rio meandrante para um padrão entrelaçado (Holbrook e Schumm, 1999).

Entretanto, o que ocorre mais tipicamente são grandes variações dentro do padrão do canal preestabelecido sem que ocorra uma mudança completa para um outro tipo de padrão (Holbrook e Schumm, 1999). No contexto de tais mudanças intrapadrão, em geral os canais meandantes aumentam sua sinuosidade em resposta ao aumento da declividade ou diminuem sua sinuosidade devido à diminuição da declividade (Holbrook e Schumm, 1999).

Embora exista uma relação direta entre declividade e sinuosidade (Schumm, 1963; Ouchi, 1985), as respostas na sinuosidade podem ser mais complexas quando em situações de mudanças no padrão de drenagem causadas por deformação tectônica (Boyd e Schumm, 1995; Holbrook e Schumm, 1999), pois podem ser provocadas por mudanças no nível de inundação, pico de vazão, tipo e volume de aporte sedimentar e carga de fundo. Taxas de deposição muito elevadas, devido à forte diminuição da declividade, podem tornar rios retilíneos ou meandantes em rios anastomosados, ao passo que excesso de erosão por aumento significativo da declividade pode tornar o padrão do rio mais retilíneo em decorrência da diminuição dos sedimentos (Holbrook e Schumm, 1999).

A análise e entendimento das diferentes respostas no padrão de drenagem sob efeito de deformação tectônica, dividindo-se os setores a montante do soerguimento, no eixo do soerguimento e a jusante deste, ou na zona de subsidência se for o caso (Schumm, 1963; Ouchi, 1985; Holbrook e Schumm, 1999), também pode ser aplicada à ativação de sistemas de falha conjugadas normais envolvendo basculamento de blocos e rampas de transferência (Bianchi *et al.*, 2015) (Figura 6).

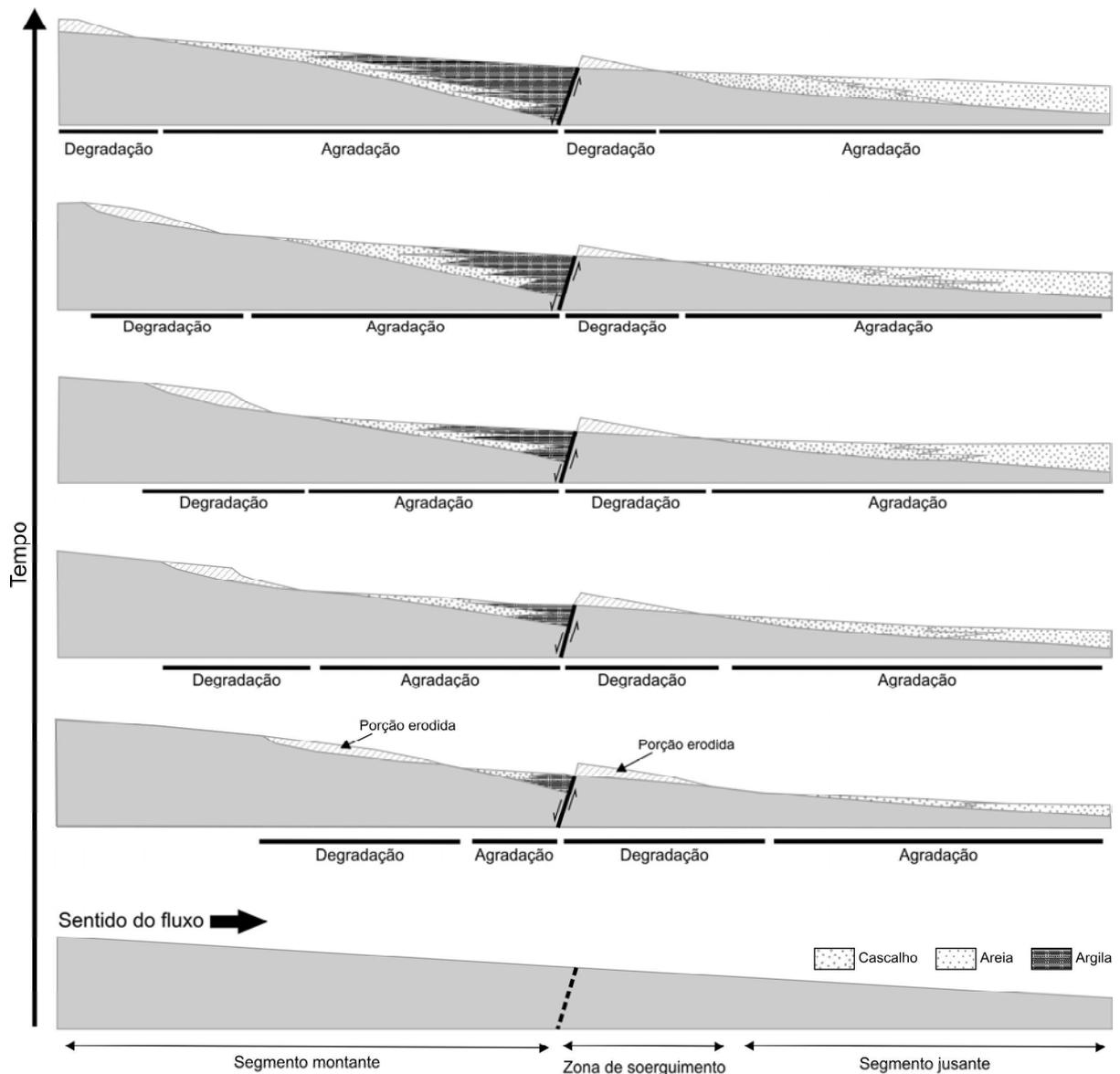


Figura 6 - Resposta na sedimentação fluvial à falha normal oblíqua Ambra, Toscana – Itália. Modificado de Bianchi et al. (2015).

Outro aspecto importante diz respeito aos efeitos da retirada da cobertura vegetal nas encostas, como, por exemplo, devido ao desmatamento antrópico, causando entrada de material mais grosso nos canais e, por consequência, transformando canais meandringantes estreitos em canais largos e retilíneos (Schumm, 1963).

Migração e avulsão

A deformação tectônica gerando basculamento lateral (perpendicular ao eixo do vale) provoca mu-

dança lateral na posição do talvegue (Alexander e Leeder, 1987) mediante dois mecanismos em função da taxa de basculamento: (a) avulsão súbita rumo à porção abatida da planície aluvial, sob taxas de basculamento mais elevadas e (b) migração lenta por erosão preferencial da porção abatida e/ou abandono de meandros de um lado do rio, sob taxas de basculamento menores o suficiente para não causar avulsão, com tendência dos meandros se posicionarem com a concavidade voltada para o eixo máximo de subsidência (Holbrook e Schumm, 1999) (Figuras 7 e 8).

Em geral, as feições produzidas pela avulsão por basculamento são faixas de canais arenosos isolados e cinturões imaturos de canal, distintamente dos cinturões extensos de meandros gerados pela migração. Quanto ao

desenvolvimento de solos, estes permanecem por mais tempo na porção mais elevada da planície aluvial, na qual os paleossolos também são mais evoluídos e preservados do que na porção mais abatida (Holbrook e Schumm, 1999).

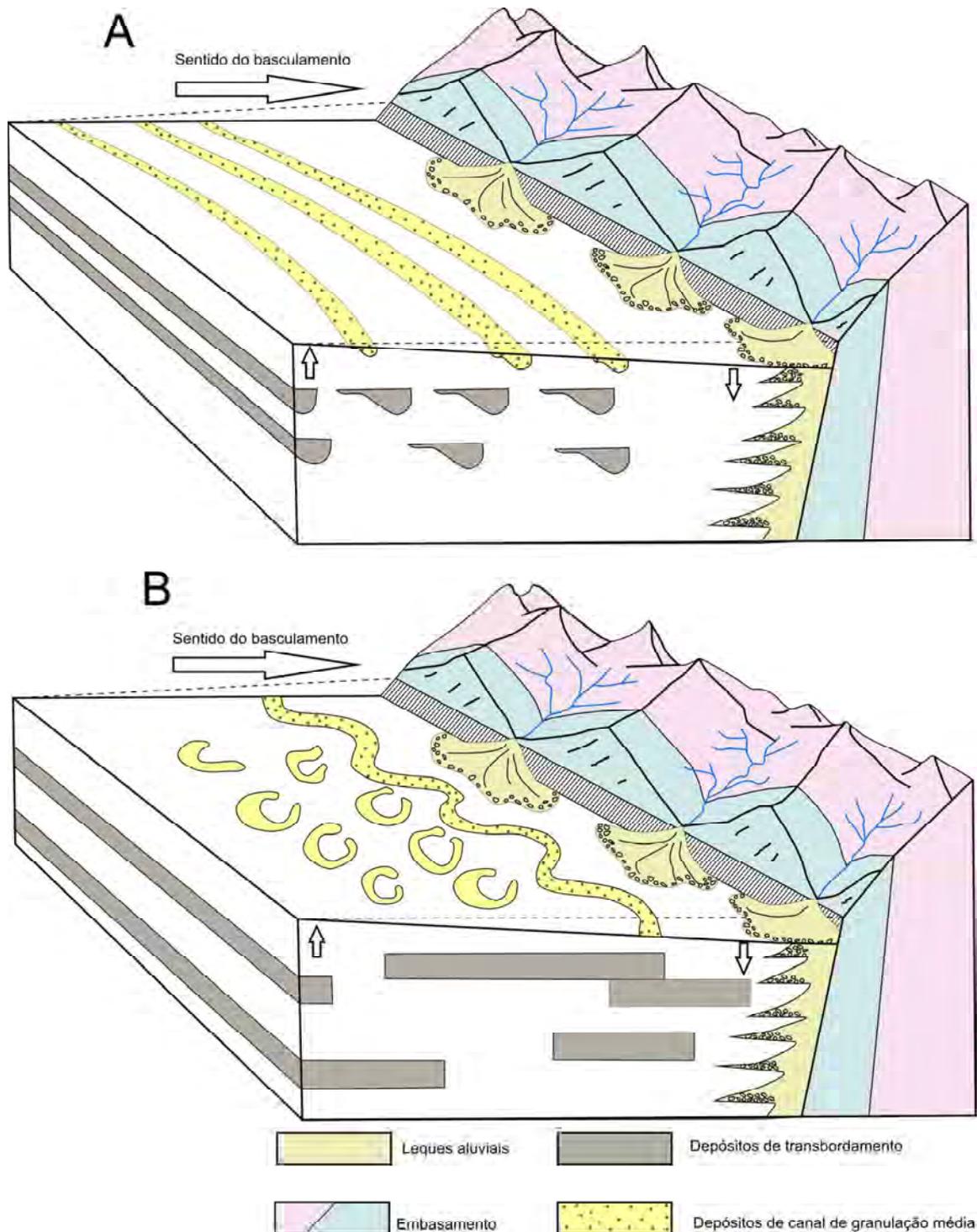


Figura 7 - Respostas de rios frente à basculamento lateral. a) avulsão súbita rumo à porção abatida da planície aluvial, sob taxas de basculamento mais elevadas; b) migração lenta rumo à porção abatida da planície aluvial e/ou abandono de meandros. Modificado de Holbrook e Schumm (1999).

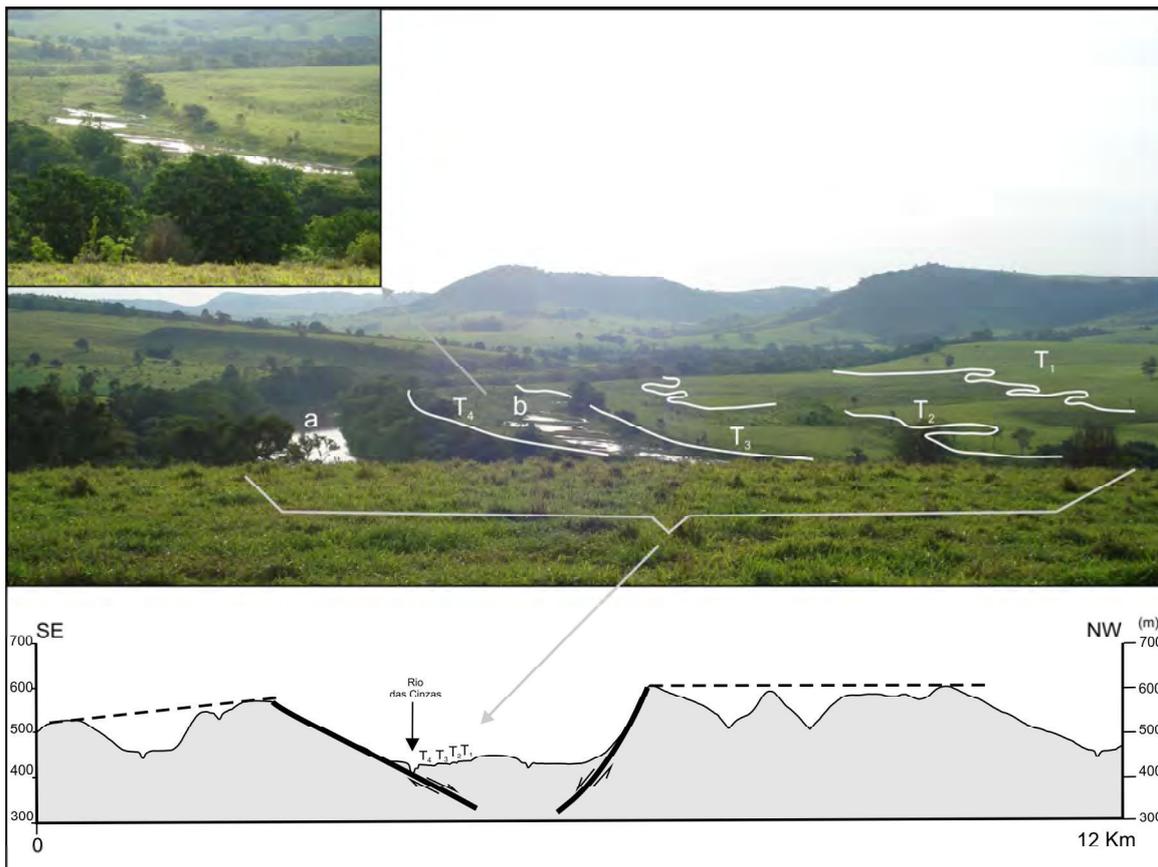


Figura 8 - Avulsão do rio das Cinzas (PR) em resposta a basculamento lateral para Sudeste. a – Canal atual; b – segmento do paleocanal. T_1 a T_4 constituem a sucessão de terraços formados pelo processo de avulsão.

Deformação de perfis longitudinais de rios e índice SL

A geometria tridimensional das redes de drenagem, em geral, constitui um elemento importante e de método simples de análise para o estudo do terreno, fornecendo pistas significativas dos fatores controladores das formas topográficas, tais como as características do substrato (litologia e estrutura), oscilações do nível do mar, condições climáticas e tectônicas (Hack, 1973).

Os rios buscam ajustar suas declividades para que o balanço entre erosão e deposição atinja um equilíbrio, o qual se traduz por um perfil longitudinal côncavo. Caso este equilíbrio seja mantido por um longo período, o rio é considerado como gradado ou em equilíbrio, este podendo ser descrito por uma equação exponencial (McKeown *et al.*, 1988). Desta forma, os perfis longitudinais são geralmente côncavos e raramente convexas.

Convém ressaltar que um rio não pode atingir um balanço entre erosão e deposição nos primeiros 5km a partir de sua nascente, sendo que os trechos de

nascente dos rios correspondentes a 800m a partir do divisor não são esculpidos pela energia cinética da água corrente (Hack, 1973). Além disso, os rios se ajustam a um estágio de quase-equilíbrio em curtos períodos de tempo geológico, o que permite inferir atividade tectônica recente mediante identificação de regiões em desequilíbrio erosional em áreas de grande extensão, independentemente de províncias geológicas ou geomórficas (Hack, 1960).

Importante destacar que, em áreas de sismicidade de baixa magnitude, como aquelas de interior continental de placas, a deformação liberada por um terremoto pode se desenrolar por dezenas a milhares de anos (McKeown *et al.*, 1988). Segundo estes autores, tal deformação tectônica de longa duração é provavelmente distribuída por um volume grande de rocha e afeta uma grande área superficial.

Diante destas considerações, em uma paisagem denudada, o perfil longitudinal de um rio é uma propriedade geométrica do fluxo que consiste em uma valiosa

pista para o entendimento da história geomórfica de uma área, da estrutura e geologia dos materiais subjacentes, assim como dos processos geológicos atuantes (Hack, 1973), além de controles eustáticos (Merritts e Ellis, 1994). Neste sentido, a deformação do perfil longitudinal pode consistir numa importante resposta dos rios à subsidência ou soerguimento ativo, já que geralmente tal deformação indica falta de ajuste do canal em decorrência de alterações da declividade (Holbrook e Schumm, 1999).

Mudanças bruscas nas características do substrato (litologia e/ou estrutura) ou deformação tectônica irão refletir no perfil longitudinal de um rio através de anomalias em resposta a uma mudança abrupta na declividade, litológica, mudança no nível de base, mudança na granulometria da carga de fundo ou atividade tectônica, caracterizadas por: i) fortes inflexões (*gaps*) ou *knick points*, correspondentes a um ponto de descontinuidade no perfil do rio (Seeber e Gornitz, 1983; McKeown et al., 1988); ii) trechos amplamente convexos (*knick zones*) (Seeber e Gornitz, 1983; McKeown et al., 1988; Zaprowski et al., 2001; Ahmad et al., 2018) (Figura 9).

A comparação entre o perfil longitudinal de um rio e sua linha de melhor tendência pode apontar setores de soerguimento (anomalias positivas ou inflexões abruptas no perfil) ou subsidência (anomalias negativas ou inflexões abruptas no perfil), assim como setores de degradação e agradação (Boyd e Schumm, 1995; Holbrook e Schumm, 1999) (Figura 9).

Diante de tais considerações, os métodos geomórficos fluviais quantitativos constituem um sistema de forte aplicação para delimitação de regiões com níveis de atividade tectônica muito baixa para produzir outras assinaturas geológicas mais óbvias, assim como para reduzir ou estender os limites de zonas sísmicas (McKeown et al., 1988).

Entre tais métodos, a aplicação e análise do índice de gradiente de drenagem - SL (Hack, 1973), em conjunto com a análise do perfil longitudinal de um rio, pode fornecer indicativos importantes para identificação e delimitação de áreas sob deformação tectônica (Seeber e Gornitz, 1983; McKeown et al., 1988) (Figura 9).

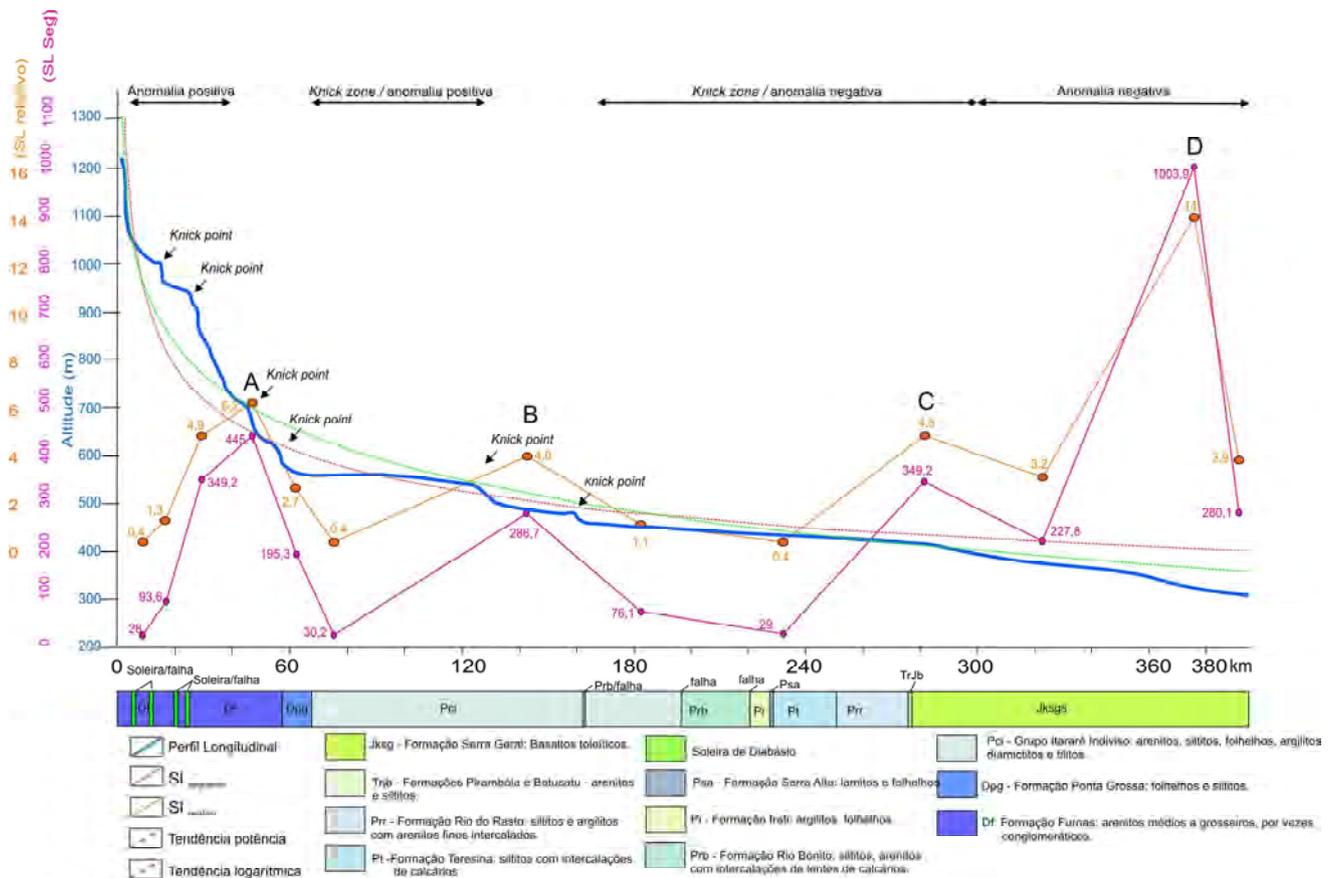


Figura 9 - Anomalias no perfil longitudinal do rio das Cinzas (PR) e valores de índice $SL_{segmento}$ e $SL_{relativo}$. A e C - Anomalias no índice $SL_{relativo}$ influenciadas por fator litológico; B e D - Anomalia no índice $SL_{relativo}$ por fator tectônico.

O índice SL reflete a competência de um rio, constituindo um indicador sensível ao clima, oscilações do nível do mar, deformação tectônica e a heterogeneidades do substrato (Hack, 1973). Em condições de estabilidade tectônica e climática, mudanças bruscas de valores SL refletem mudanças litológicas ou acréscimo de carga sedimentar. Portanto, o índice SL pode ajudar a identificar trechos com respostas geomórficas anômalas de um rio, assim como fornecer pistas valiosas sobre os fatores causadores e a evolução geomorfológica de uma determinada área (Hack, 1973; McKeown et al., 1988).

O cálculo do índice SL pode ser feito para todo o rio ($SL_{total} = K$) ou para segmentos previamente

selecionados (SL_{seg}) (Hack, 1973). No primeiro caso, o índice SL_{total} é obtido através da razão entre ΔH (diferença altimétrica entre a nascente e a foz) e o logaritmo normal do valor da extensão total do rio ($LognL$); $SL_{total} = \Delta H / LognL$ (Hack, 1973). No segundo caso, o SL_{seg} é obtido mediante o produto da declividade em um ponto do canal contido no segmento e a extensão do canal medida entre este ponto e a nascente (L), $SL_{seg} = [(\Delta H / \Delta L) * L]$, onde ΔH é a diferença altimétrica entre os extremos do segmento e ΔL é extensão do segmento (Figura 10). Tais estudos são muito úteis na análise do terreno porque permitem comparações entre rios de diferentes tamanhos, bem como entre diferentes trechos de um rio.

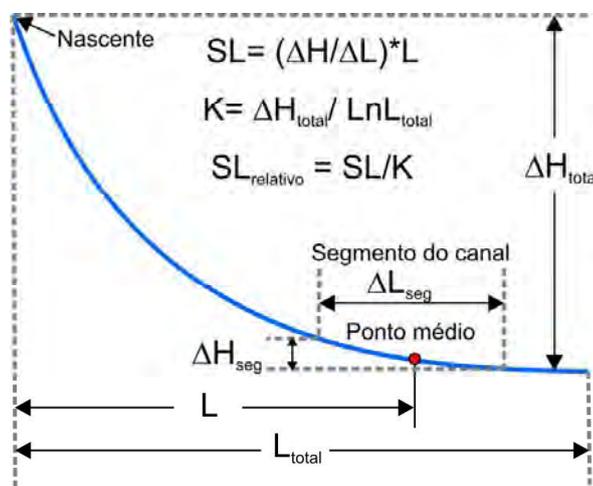


Figura. 10. Elementos morfométricos para o cálculo do índice SL_{total} , SL_{seg} e $SL_{relativo}$ (modificado de Cheng et al., 2018).

Destaca-se que a extensão do segmento previamente selecionado deve ser menor do que a extensão entre o ponto e a nascente, devido ao erro do cálculo do índice SL ser inversamente proporcional à taxa $L/\Delta L$, sendo que erros com valores de tal proporção em torno de 2,0 ou mesmo 1,0 são insignificantes (Hack, 1973).

O aumento na granulometria da carga de fundo implica aumento dos valores SL, assim como falhas, soleiras ou rochas de resistência elevada implicarão valores mais elevados de SL (McKeown et al., 1988). Desta forma, rios fluindo sobre arenitos ou conglomerados terão valores SL maiores do que ao fluírem sobre folhelhos, argilitos, tilitos e calcários (Hack, 1973; McKeown et al., 1988). Rios fluindo sobre aluviões apresentarão valores baixos de índice SL (McKeown et al., 1988). Portanto, valores elevados de índice SL em

trechos com litotipos pouco resistentes podem indicar deformação tectônica, assim como grandes variações em um mesmo litotipo (Figura 9).

Aumento de valores SL a jusante, com valores inesperadamente elevados, sugere causas tectônicas (McKeown et al., 1988) (Figura 9).

Os valores de SL_{seg} para cada segmento previamente selecionado de um rio podem ser comparados ao SL_{total} (K), através da razão SL_{seg}/K , o que ora denominamos de $SL_{relativo}$, permitindo classificar os valores em *fortemente anômalos* ($SL_{seg}/K \geq 10$), *anômalos* ($2 \geq SL_{seg}/K > 10$) e *pouco anômalos* ($SL_{seg}/K < 2$) (Seeber e Gornitz, 1983).

Mapas de contorno de valores de índice SL contribuem para a análise e delimitação de extensos setores com atividade tectônica (McKeown et al., 1988) (Figura 11).

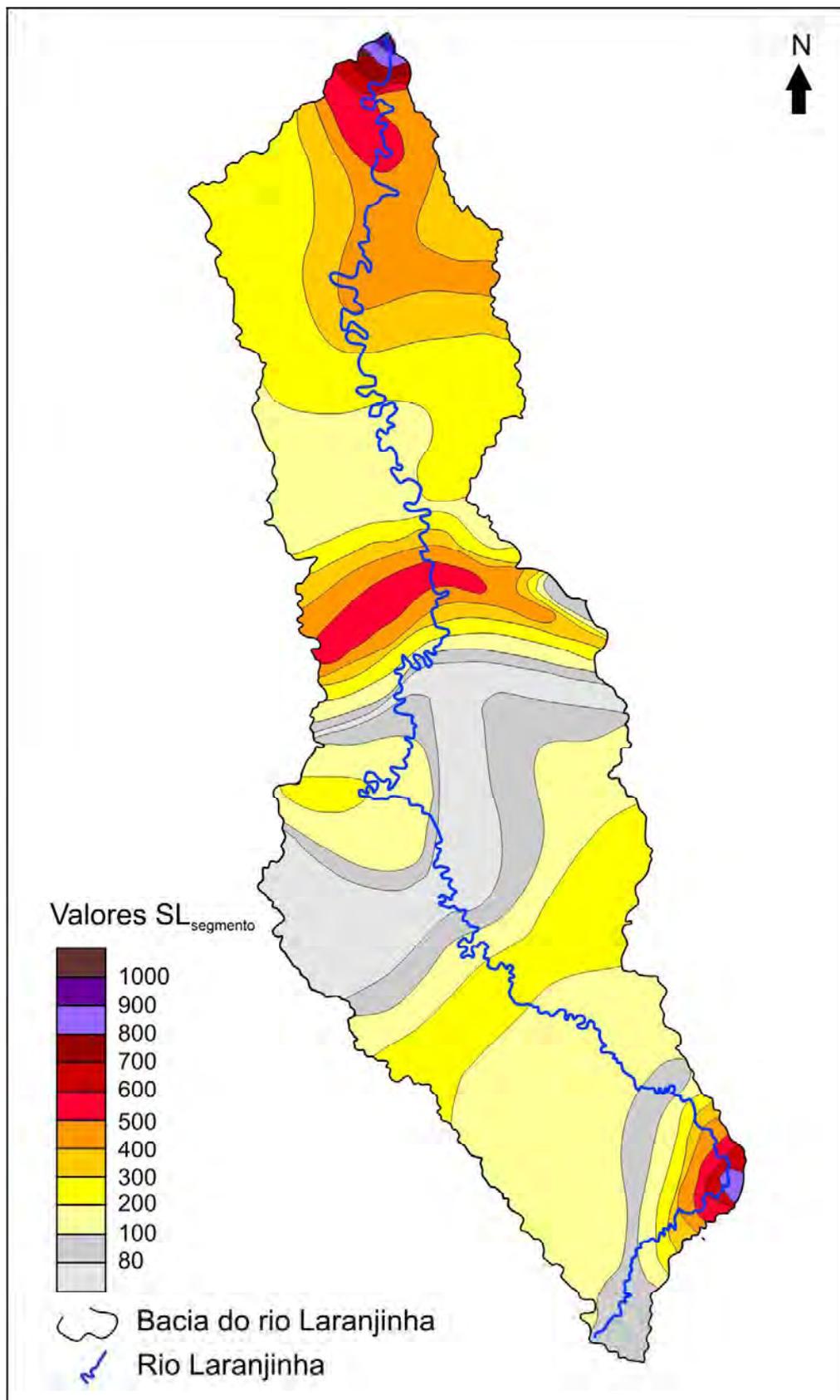


Figura 11 - Valores de SL_{segmento} para a bacia do rio Laranjinha (sentido de fluxo para norte). Linhas de contorno a partir de interpolação.

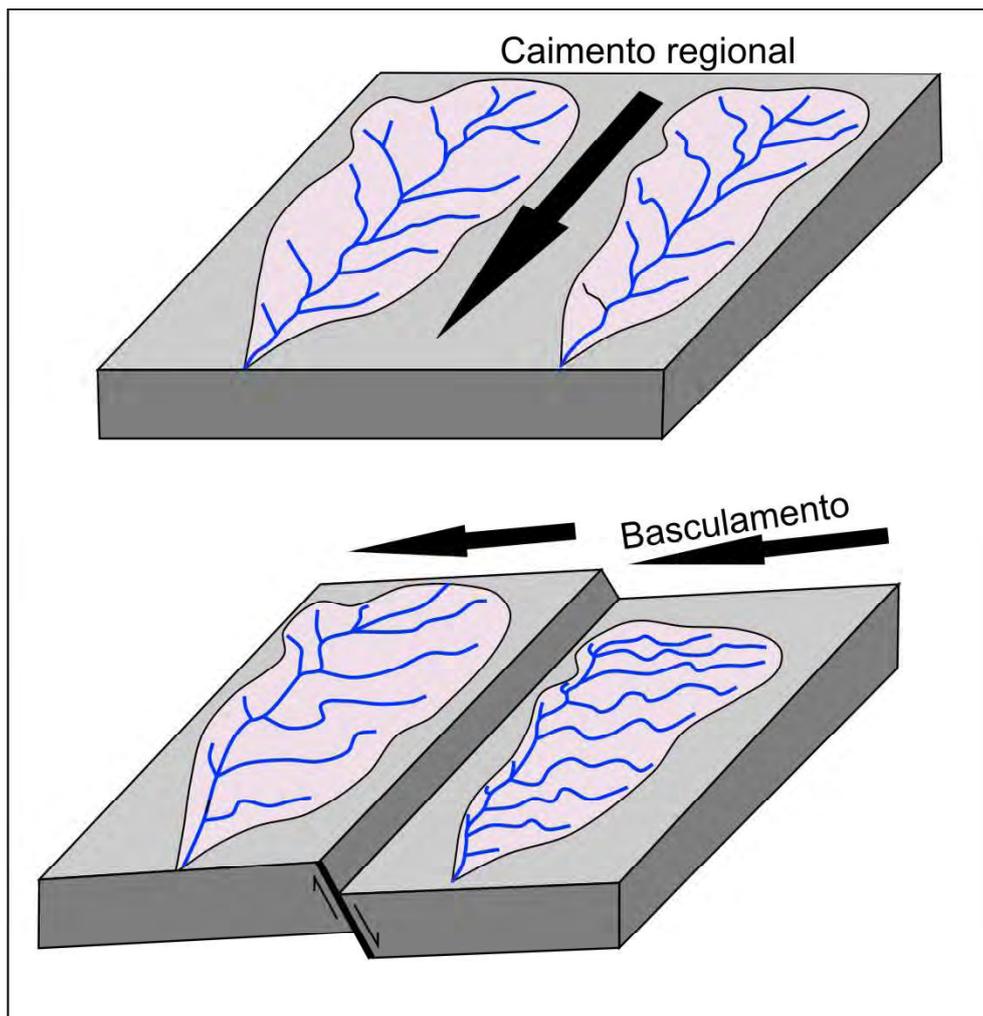


Figura 12 - Efeito de basculamento tectônico em bacias hidrográficas. Modificado de Mahmood e Gloaguen (2011).

Assimetria e forma da bacia

Bacias hidrográficas sob basculamento apresentam forte distinção na extensão dos tributários de um lado e do outro do eixo do rio principal, em função da mudança lateral do canal rumo à porção mais abatida (Keller e Pinter, 1996) (Figura 12). Desta forma, bacias fortemente assimétricas sugerem influência de deformação tectônica por basculamento (Hare e Gardner, 1985; Cox, 1994; Keller e Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank e Anderson, 2001).

A técnica do cálculo do fator de simetria transversal (T) (Cox, 1994), assim como a técnica do fator de assimetria de bacia de drenagem (AF) (Hare e Gardner, 1985; Keller e Pinter, 1996, 2002) são indicadores muito utilizados nos estudos de assimetria da bacia, sendo muito sensíveis à mudança na inclinação perpendicular

à direção do canal (El Hamdouni *et al.*, 2008). No primeiro caso, bacias perfeitamente simétricas apresentam $T=0$, e conforme a assimetria aumenta, o fator de simetria transversal tende a 1 ($T=1$) (Cox, 1994). O fator T é calculado mediante a seguinte fórmula:

$$T = \frac{D_a}{D_d}$$

onde D_a é a distância entre o eixo suavizado do rio e o eixo mediano da bacia e D_d é a distância entre o eixo mediano da bacia e o divisor. A análise deste índice é feita em vários pontos equidistantes ao longo do rio (Figura 13a, c). Destaca-se que se deve traçar uma linha reta imaginária do segmento e projetar a distância D_a e D_d a 90° desta.

No segundo caso, a assimetria da bacia pode ser calculada pela razão entre a área da porção onde os afluentes são longos e a área total da bacia, multiplicando-se em seguida por 100, sendo que quanto mais próximo de 100% mais assimétrica é a bacia (Keller e Pinter, 1996). Outra maneira de calcular o fator de assimetria “AF” consiste em calcular a razão entre a área do lado direito da bacia (A_r) (olhando para jusante) a partir do eixo principal de drenagem até o divisor e a área total da bacia (A_t) (Hare e Gardner, 1985; Keller e Pinter, 2002) (Figura 13b).

$$AF = \frac{100 \cdot A_r}{A_t}$$

Em condições de estabilidade tectônica, a assimetria da bacia de drenagem deve ser equivalente

a 50 (AF=50), ao passo que quanto mais submetida a basculamento tectônico, mais os valores de assimetria de bacia de drenagem (AF) se distanciam de 50 para menos ou para mais (Keller e Pinter, 1996); valores menores e maiores do que 50 indicam, respectivamente, basculamento e migração do rio para o lado direito e esquerdo do rio principal (olhando para a jusante).

Estudos de análise de tectônica ativa relativa em Sierra Nevada (Espanha) utilizaram a quantidade da diferença entre o valor neutro de 50 e o valor observado (El Hamdouni *et al.*, 2008) classificando as bacias em três classes, de acordo com o fator de assimetria (AF): Classe 1: fortemente basculada, $IAF-50I \geq 15$; Classe 2: moderadamente basculada, $7 \leq IAF-50I < 15$; Classe 3: fracamente basculada, $IAF-50I < 7$.

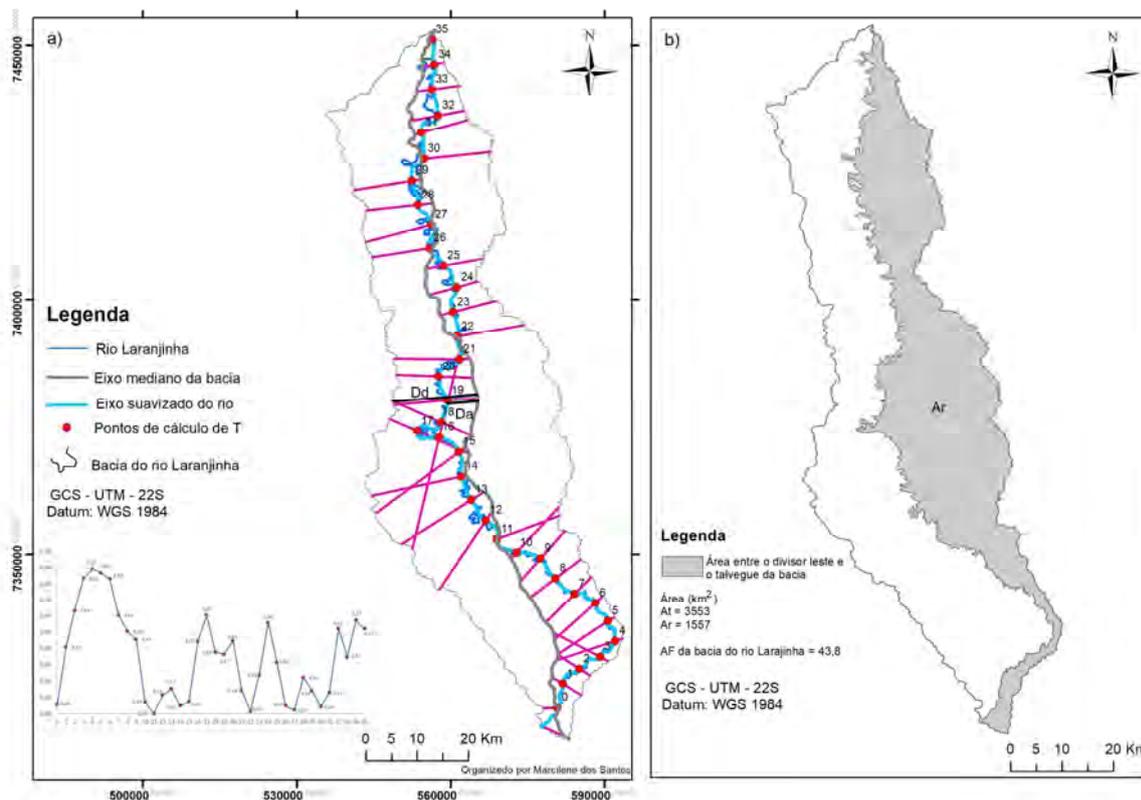


Figura 13 - Assimetria da bacia do rio Laranjinha (PR) (sentido do fluxo para norte). a) Cálculo do fator de Simetria Transverso “T” e gráfico com valores de T obtidos; b) Índice AF para a referida bacia.

Assim como a assimetria da bacia, a forma da bacia também constitui um elemento sensível à deformação tectônica (Bull e Mcfadden, 1977) e pode ser bom indicador de diferenciação de bacias tectonicamente ativas e

inativas. A forma da bacia pode ser expressa como uma taxa de alongamento da bacia (Schumm, 1956), calculada a partir de seus elementos geométricos tais como: i) a relação entre a extensão da nascente à foz e a largura

máxima da bacia (B_s) (Ramírez-Herrera, 1998; Burbank e Anderson, 2001) (Figura 14); ii) ou a relação entre o diâmetro de um círculo (ϕ) (considerando a área da bacia como a área de um círculo) e a extensão da nascente à foz (L_b), (E_b) (Schumm, 1956; Strahler, 1964).

$$E_b = \frac{\sqrt{Ab/\pi}}{L_b}$$

Vários estudos indicam que bacias jovens e tectonicamente ativas apresentam forma fortemente alongada e, conforme a erosão avança e a atividade

tectônica cessa, as bacias adquirem gradativamente formas circulares até atingir seu estágio maduro (Schumm, 1956; Strahler, 1964; Bull e McFadden, 1977; Ramírez-Herrera, 1998; Burbank e Anderson, 2001; El Hamdouni *et al.*, 2008).

Cheng *et al.* (2018), através da aplicação da técnica de cálculo da forma da bacia (B_s), classificaram as bacias em três classes, conforme o nível de atividade tectônica: Classe 1: $B_s > 2.3$, forte atividade tectônica; Classe 2: $1.5 \leq B_s < 2.3$, moderada atividade tectônica; Classe 3: $B_s \leq 1.5$, atividade tectônica relativamente fraca.

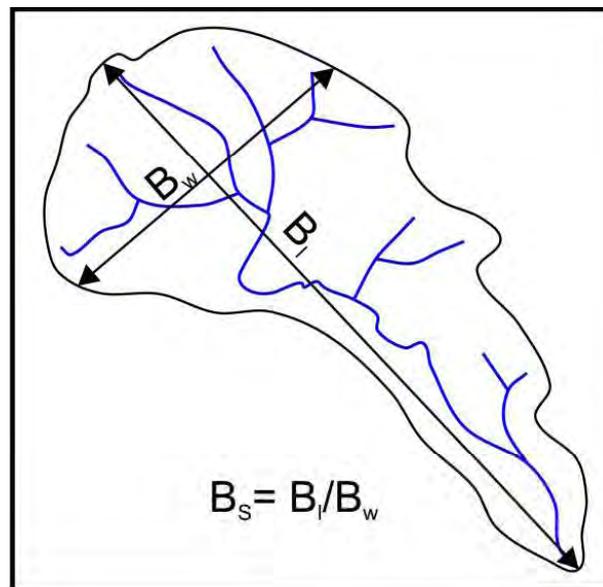


Figura 14 - Parâmetros para o cálculo do índice B_s de bacias hidrográficas.

Em geral, o indicador da forma da bacia, E_b , varia de 0.6 para bacias alongadas e tectonicamente ativas a 1.0 para bacias circulares e ovais e tectonicamente inativas, sendo classificadas em: *Circular* ($E_b > 0.9$), *Oval* ($0.9 \geq E_b \geq 0.8$), *Menos alongada* ($0.8 > E_b \geq 0.7$), *Alongada* ($E_b < 0.7$) (Strahler, 1964). Os valores do índice E_b também podem ser utilizados para classificar o grau de atividade tectônica na bacia: $E_b < 0.5$, típico de bacias tectonicamente ativas; $0.5 \leq E_b \leq 0.75$, bacias levemente ativas; $E_b > 0.75$, bacias tectonicamente inativas (Cuong e Zuchiewicz, 2001).

É importante destacar que bacias hidrográficas tectonicamente estáveis sob longo tempo, ao serem afetadas por um desencadeamento de atividade tectônica na área, responderão pela mudança de gradiente e de sua energia, podendo promover capturas de grandes

porções de bacias adjacentes. Neste caso, o fator AF ou B_s pode mascarar tal processo, já que considera a bacia como um todo, sendo mais indicado o fator de simetria transversa T, o qual apontará os trechos com anomalias da bacia.

Curva e integral hipsométrica

A integral hipsométrica (H_i) e a curva hipsométrica (Strahler, 1952; Schumm, 1956) podem constituir bons indicadores de diferenciação entre áreas tectonicamente ativas e inativas (Keller e Pinter, 1996, 2002).

Durante a evolução geomórfica, as formas de uma bacia hidrográfica mudam, sendo que, à luz da concepção Davisiana, o relevo, os gradientes e a declividade dos vales aumentam rapidamente conforme

o sistema de drenagem se expande e ramifica no estágio jovem, declinando lentamente ao longo dos estágios de maturidade e senil e mantido num *steady state* (Strahler, 1952; Schumm, 1956).

A integral hipsométrica (H_i) é um índice que marca um estágio evolutivo e expressa o volume de massa relativo (em porcentagem) da área (geralmente a

área de uma bacia hidrográfica) que resta a ser erodida acima de um plano basal de referência, no caso a curva hipsométrica (Strahler, 1952; Schumm, 1956), sendo um índice independente da dimensão da área da bacia (El Hamdouni *et al.*, 2008). Este índice representa a área abaixo da curva hipsométrica (Strahler, 1952; Schumm, 1956; Pike e Wilson, 1971) (Figura 15).

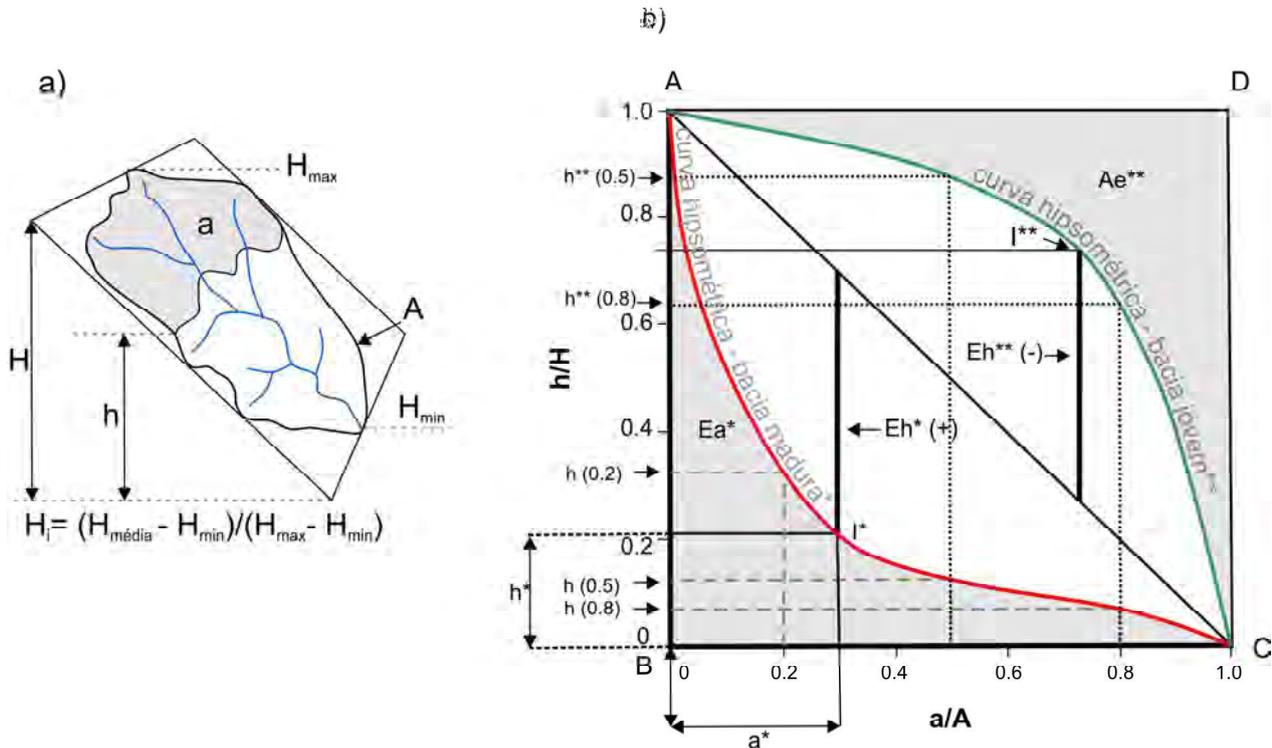


Figura 15 - a) Parâmetros utilizados para o cálculo da integral hipsométrica (H_i) – A = área total da bacia, a = área acima de uma dada curva hipsométrica de elevação h ; b) Parâmetros para construção de uma curva hipsométrica hipotética para uma bacia madura (*) e uma bacia jovem(**) – Área $ABCD$ é uma seção vertical que representa a massa total de material a ser erodido conforme a paisagem da bacia evolui, Eh^* = concavidade máxima da curva medida a partir da linha $A-C$ que une as altitudes máxima (cabecreira) e mínima (foz) da bacia*, Ea^* = integral hipsométrica (área sob a curva hipsométrica expressa em porcentagem da área $ABCD$, ou seja a área que resta a ser erodida da área $ABCD$ para a bacia*), I^* = ponto de inflexão de declividade da curva da bacia*, a^* , h^* = coordenadas de I , $h(0.2)$, $h(0.5)$, $h(0.8)$ = altitudes normalizadas da curva hipsométrica respectivamente em 20%, 50% e 80% da área da bacia*, Ae^{**} = área que já foi erodida (em porcentagem) da área $ABCD$ da bacia**. Modificado de Cheng *et al.* (2018) e de Sinha-Roy (2002).

Uma integral de 60% indica que a erosão removeu 40% do volume de massa da bacia entre planos de referência passando pelo divisor e a foz (Schumm, 1956). Quando se atinge a maturidade, as curvas tendem a estabilizar entre integrais de 40 e 60%, as quais marcam o ponto inicial do estágio de equilíbrio de desenvolvimento da bacia hidrográfica (Strahler, 1952; Schumm, 1956). Portanto, valores elevados de H_i (entre 100 e 60%) indicam topografia relativamente jovem sob controle tectônico ativo, ao passo que valores de H_i

baixos remetem a avançado e longo processo de denudação de bacias ou paisagens mais antigas, raramente sob influência de deformação recente (Strahler, 1952; Schumm, 1956; Cheng *et al.*, 2018).

O cálculo da integral hipsométrica pode ser feito através da fórmula: $H_i = (H_{m\acute{e}dia} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$, onde $H_{m\acute{e}dia}$ é a altitude média da bacia, e H_{min} e H_{max} é a menor e a maior altitude, respectivamente (Pike e Wilson, 1971) (Figura 15). Valores elevados (Maiores que 0,5) em geral apresentam curvas convexas

e/ou com concavidade para cima próximo ao divisor da bacia, valores intermediários (entre 0,4 e 0,5) tendem a ser mais côncavo-convexos ou retilíneos; valores menores que 0,4 tendem a ter formas côncavas (ten-

dendo a uma curva sigmoidal) e /ou com concavidade para baixo próximo à foz (Strahler, 1964; Willgoose e Hancock, 1998; El Hamdouni *et al.*, 2008; Sinha-Roy, 2002) (Figura 16).

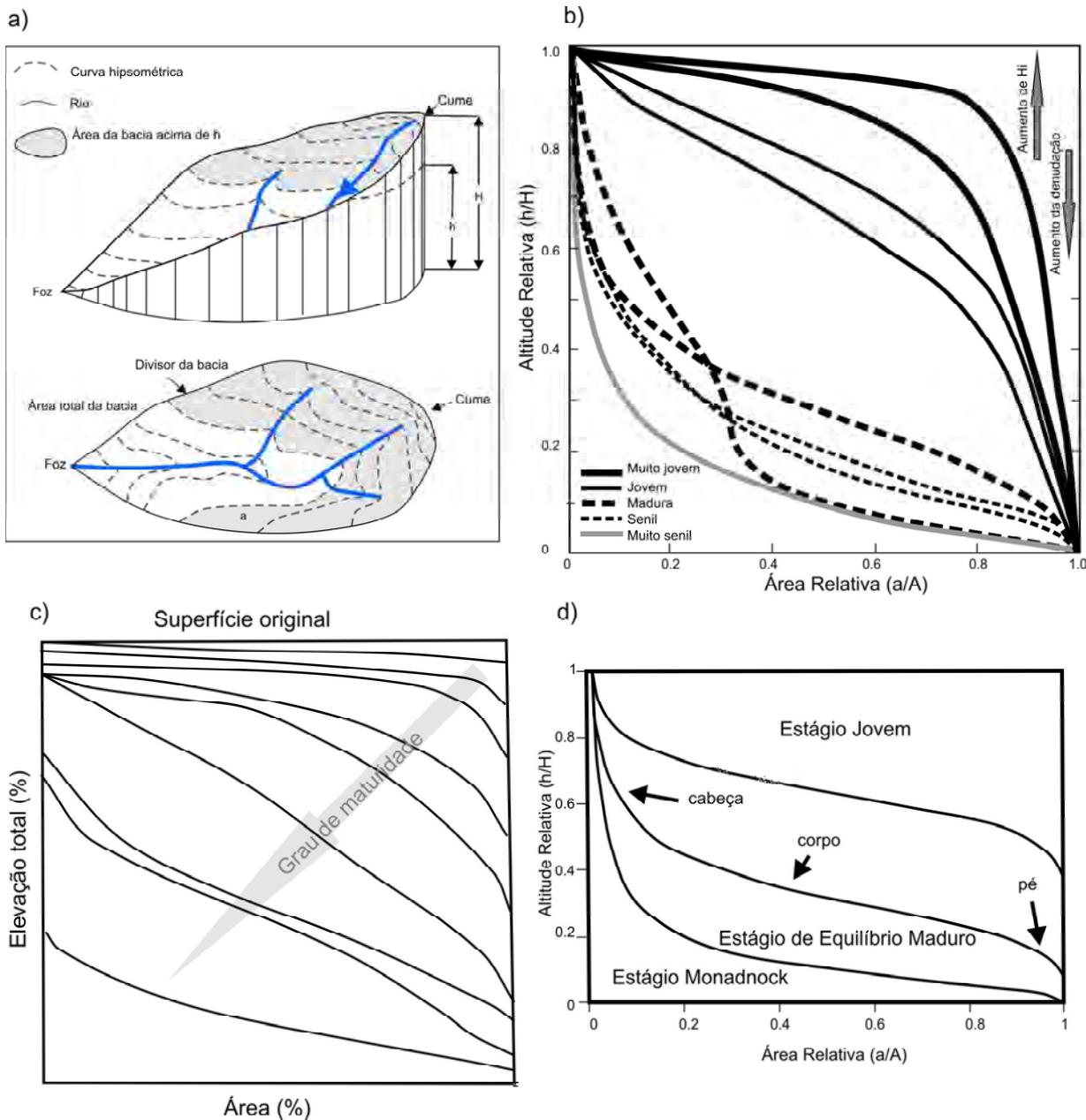


Figura 16 - Elementos para a construção de uma curva hipsométrica (a) (modificado de Mahmood e Gloaguen, 2012); (b) Classificação de maturidade de bacias hidrográficas de acordo com o comportamento da curva hipsométrica normalizada (modificado de Mahmood e Gloaguen, 2012); (c) Curvas hipsométricas para nove bacias com diferentes graus de maturidade (modificado de Schumm, 1956 e Sinha-Roy, 2002); (d) Classificação de curva hipsométrica com base em Strahler (1964) (modificado de Sinha-Roy, 2002).

Quanto às curvas hipsométricas, estas refletem a migração do ponto de erosão máxima rumo à nascente do canal principal, conforme evolui o processo erosivo da bacia e revelam que a curva de distribuição de

massa (removida e remanescente) de qualquer bacia apresenta uma evolução similar à do perfil longitudinal do rio (Schumm, 1956). A curva hipsométrica fornece a área relativa abaixo ou acima de uma determinada

altitude (Strahler, 1952), portanto ilustra o avanço da erosão através da comparação do estágio de erosão em diferentes áreas de uma bacia acima de diferentes níveis hipsométricos em tempos sucessivos.

A construção da curva hipsométrica é obtida a partir da construção de um gráfico plotando a área relativa (a/A) contra a elevação relativa (h/H), onde 'A' é a área total da bacia e 'a' é a área dentro da bacia acima de uma dada linha de elevação 'h' (Schumm, 1956) (Figura 15).

Curvas convexas com integrais elevadas revelam estágio de desequilíbrio jovem, ao passo que curvas com início sigmoide e côncavas indicam bacias mais maduras (Schumm, 1956) (Figura 16). Portanto, a forma da curva hipsométrica e o valor da integral hipsométrica podem fornecer dados valiosos sobre o estágio erosional da bacia, assim como os fatores controladores climáticos, tectônicos e litológicos (Strahler, 1952; Schumm, 1956; Pike e Wilson, 1971; Willgoose, 1998).

No entanto, em regiões sob clima úmido e/ou sob deformação tectônica lenta e branda, é preciso cuidado na aplicação destes índices e na interpretação, sendo necessário confrontar com outros indicadores e com a história geológica da área, já que este índice é baseado no clássico ciclo geográfico de Davis (1899), aplicado para áreas sob clima temperado e quando ainda não havia o entendimento da tectônica global e da neotectônica.

Desta forma, o ciclo geográfico de Davis estabelece que a evolução geomórfica de uma paisagem se dá em estágios sucessivos de juventude, maturidade e senilidade de forma linear dentro de um ciclo, não considerando a complexidade de fatores de controle tectônico e climático que podem ocorrer simultaneamente, e tampouco os efeitos geomórficos sob atividade tectônica de diferentes naturezas e intensidades. É preciso considerar caso a caso, já que sob condições úmidas, a erosão e incisão podem ser mais velozes do que a velocidade da taxa de soerguimento, ou ainda pode-se imaginar uma situação em que uma bacia permaneceu estável por um longo período e, a partir de um dado momento, a área foi submetida a deformação lenta e branda, podendo ainda capturar, por decapitação, extensas áreas de nascentes de outras bacias adjacentes. Nestes casos, tais índices podem refletir ainda a história evolutiva pretérita de estabilidade tectônica e divergir de outros índices aplicados que podem apontar a situação tectonicamente ativa da bacia.

Além disso, a forma da curva hipsométrica é também controlada por fatores de escala da bacia (dimensão da área e forma da bacia - B_s) (Willgoose *et al.*, 1991; Sinha-Roy, 2002) e pelo tipo dominante de processo de denudação (linear ou areolar) (Sinha-Roy, 2002). Quanto maior a área da bacia, mais tende a apresentar curva hipsométrica com E_h positivo (ou seja, curva típica de bacias maduras e paisagens muito evoluídas). Em condições de equilíbrio, quanto maior a área da bacia, menor o índice B_s (ou seja, menos alongada ela será).

Quanto ao tipo de processo, bacias sob domínio de processos de denudação difusos (movimentos de massa e erosão areolar) apresentam curva hipsométrica típica de bacia jovem (concavidade para baixo no setor da cabeceira), ao passo que bacias com domínio de processos combinados de denudação difusa e linear apresentam curva hipsométrica típica de bacia madura (concavidade para baixo no setor da foz) (Sinha-Roy, 2002). Portanto, o clima também influencia, já que quanto maior a vazão do rio (climas mais úmidos), maior o domínio de processos fluviais lineares, tendendo a delinear curvas hipsométricas de bacias maduras. Destaca-se ainda que bacias menores apresentam maior proporção de área sob dominância de processos difusos, ou seja, maior tendência a curvas hipsométricas de bacias jovens (Sinha-Roy, 2002).

Conclui-se que a curva hipsométrica mostra-se como um importante indicador para análise de tipo de processo de denudação dominante em determinada bacia ou paisagem e influência de atividade tectônica. Porém, este indicador não pode ser usado como único parâmetro para análise de atividade tectônica em uma paisagem.

Razão largura e altura do vale (V_f)

O índice V_f (Bull, 1977; Bull e McFadden, 1977) é um bom indicador de atividade tectônica ou neotectônica por soerguimento (Bull, 1977; Bull e McFadden, 1977; Keller e Pinter, 1996, 2002). O parâmetro utilizado está na forma dos vales, em V ou em U de fundo chato, em função da relação direta entre soerguimento e incisão, onde valores baixos de V_f ($V_f < 1$) correspondem a vales em forma de V com incisão ativa e comumente associados a taxas elevadas de soerguimento; valores de V_f entre 1.0 e 1,5 indicam tectônica moderadamente ativa; valores elevados de V_f ($V_f > 1,5$) com fundos chatos de vales representam respostas a estabilidade

tectônica e sujeitos a predominância de erosão lateral (Bull e McFadden, 1977; Keller e Pinter, 2002).

Destaca-se que se deve evitar selecionar seções em áreas de nascente e é preciso considerar-se que, em regiões de clima úmido, a incisão dos rios tende a ser muito ativa, independente de influência tectônica, assim como em áreas com rochas mais resistentes. Portanto, para ajudar a diferenciar o fator climático da tectônica é preciso aplicar o índice em um número considerável de vales de mesma ordem e a uma mesma distância da foz (Ramírez-Herrera, 1998). Sugere-se elaborar mapas de contorno (por interpolação por krigagem por exemplo) a partir dos valores obtidos e, desta forma, determinar áreas de diferentes taxas de atividade tectônica relativa,

além de possibilitar a análise comparativa com diferentes tipos de rochas (Mahmood e Gloaguen, 2012).

O cálculo considera distância de fundo de vale e altitudes (Figura 17), conforme a seguinte fórmula:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]}$$

onde, V_{fw} é a largura do fundo de vale em uma dada seção transversal do rio, E_{ld} e E_{rd} são as elevações dos divisores, respectivamente, à esquerda e à direita (olhando-se para jusante), e E_{sc} é a elevação do fundo de vale.

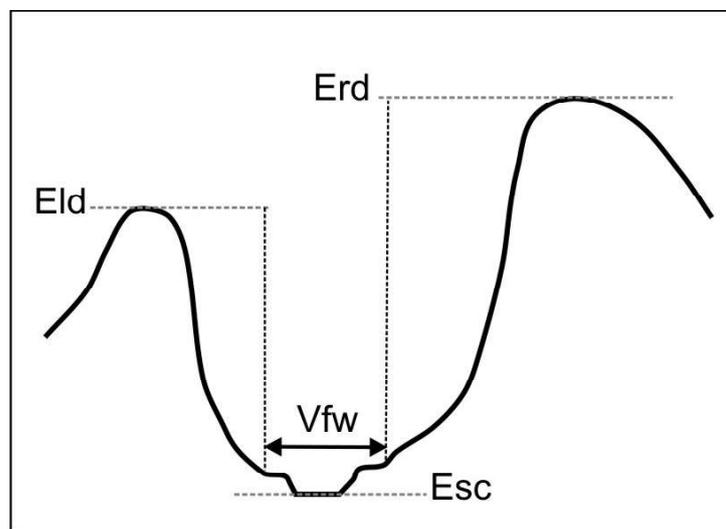


Figura 17 - Elementos geomórficos para o cálculo do índice V_f .

Índice de sinuosidade de front de montanha (S_{mf})

Ramírez-Herrera (1998) define *front* de montanha como importantes escarpamentos limitados por falha com relevo mensurável acima de 20 metros. A análise do índice S_{mf} é feita para segmentos distintos ao longo da direção do *front* que contenham características morfológicas e geológicas similares. Os critérios utilizados para seleção dos segmentos são (a) a interseção com extensas drenagens transversais ao *front*, (b) mudanças litológicas abruptas, (c) mudanças bruscas nas principais características morfológicas do *front* em relação aos segmentos adjacentes e (d) mudanças na orientação do *front* de montanha (Wells *et al.*, 1988; Ramírez-Herrera, 1998).

O índice de sinuosidade de *front* de montanha (S_{mf}) fundamenta-se no fato da maioria do traçado das falhas

ativas (visto em planta) ser retilíneo ou levemente curvo e, portanto, o grau de modificação erosional de uma escarpa de falha delimitando um *front* irá refletir no índice de sinuosidade deste (Bull e McFadden, 1977), ou seja, quanto maior a sinuosidade, menor a influência tectônica. Portanto, o índice S_{mf} reflete o balanço entre a tendência do rio e dos processos de vertente produzirem sinuosidades no *front* de montanha e a tectônica ativa vertical produzir um *front* retilíneo (Keller, 1986, Ramírez-Herrera, 1998). Desta forma, valores de S_{mf} próximos a 1,0 refletem os fronts mais tectonicamente ativos, ao passo que quanto mais aumenta o S_{mf} mais a taxa de soerguimento é reduzida ou cessa e mais os processos erosionais irão gerar formas irregulares com o tempo.

Destaca-se que para se trabalhar com sinuosidades que reflitam a realidade, deve-se utilizar mapas topográ-

ficos em escalas grandes (1:50.000 ou maior) ou métodos de extração de relevo por SIG que correspondam a tal nível de detalhamento topográfico (Ramírez-Herrera, 1998). No caso do Brasil, este índice pode ser aplicado a escarpamentos importantes como os *fronts* de cuestas tais como a Escarpa Mesozóica no Paraná e as escarpas das Serras do Mar e Mantiqueira.

Para o cálculo do índice, utiliza-se a seguinte

fórmula:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

onde L_{mf} é o comprimento planimétrico do *front* de montanha medido no contato entre sopé e montanha, e L_s é comprimento vetorial do *front* de montanha (Figura 18).

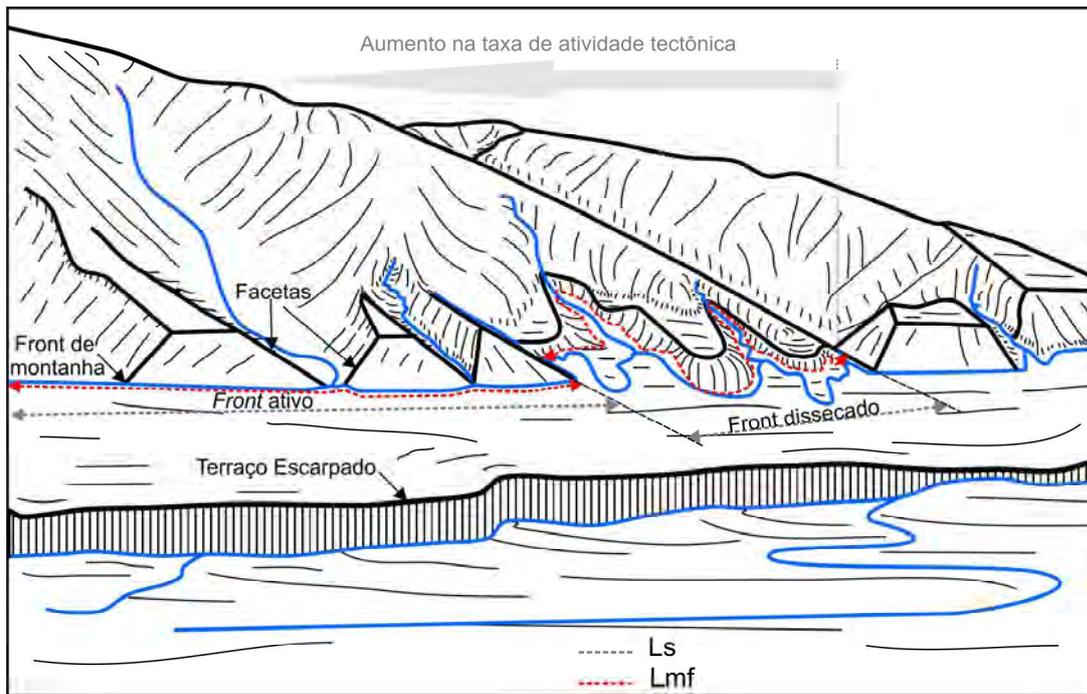


Figura 18 - Parâmetros utilizados para o cálculo do índice de sinuosidade de front de montanha (S_{mf}).

Além do índice S_{mf} , outros três índices relacionados a desenvolvimento de facetas triangulares e/ou trapezoidais podem ser aplicados também a estudos neotectônicos: (a) a proporção de facetas ao longo do front (L_f/L_s), onde L_f é o comprimento acumulado das facetas ao longo do *front* e L_s o comprimento do *front* de montanha; quanto maior a porcentagem, mais ativo tectonicamente é o *front* (Wells *et al.*, 1988); (b) a proporção de *fronts* dissecados (F_d) (L_{mfd}/L_s), onde L_{mfd} é o comprimento do segmento com facetas e L_s é o comprimento total do *front*, sendo que quanto mais baixos os valores de F_d , mais ativo tectonicamente é o *front* (Wells *et al.*, 1988) e (c) a proporção de escarpamentos não dissecados (E_u) (L_{ce}/L_s), onde L_{ce} é o comprimento do segmento não dissecado e L_s é o comprimento total do *front*, sendo que valores elevados de E_u refletem *fronts* mais tectonicamente ativos (Ramírez-Herrera, 1998).

Índice de Atividade Tectônica Relativa (I_{at})

Este índice foi aplicado inicialmente para *fronts* de montanha específicos ou para pequenas áreas utilizando-se os índices S_{mf} e V_f (Bull e McFadden, 1977). El Hamdouni *et al.*, 2008) propõem a utilização de outros índices além destes e para áreas de bacias hidrográficas ou pequenas áreas, podendo ser válido para grandes áreas (Mahmood e Gloaguen, 2012).

Trata-se de determinar o nível de atividade tectônica no Quaternário (ativo, moderado e inativo) a partir da classificação de atividade tectônica relativa de um conjunto integrado de índices geomórficos aplicados em uma determinada área (Bull e McFadden, 1977; El Hamdouni *et al.*, 2008). Desta forma, o índice de Atividade Tectônica Relativa (I_{at}) permite quantificar o soergimento e erosão de uma área a partir de vários índices geomórficos, assim como o reconhecimento do

comportamento espacial da atividade tectônica relativa.

O cálculo do índice é feito pela seguinte fórmula:

$$I_{at} = \frac{S}{n}$$

onde, S é a média aritmética das diferentes classes dos índices geomórficos e n é número de índices geomórficos aplicados.

Para o cálculo é necessário dividir os índices geomórficos em classes, como por exemplo em 3 classes,

sendo a classe 1, a tectonicamente mais ativa, a classe 2, moderadamente ativa, e a classe 3, tectonicamente pouco ativa. Os limites dos valores para cada classe podem variar de um índice geomórfico para outro. É preciso também definir as classes do índice I_{at} , como proposto, por exemplo, por El Hamdouni *et al.* (2008), onde a classe 1 corresponde à atividade tectônica muito alta (valores de I_{at} entre 1 e 1,5), classe 2 à atividade tectônica alta ($1,5 < I_{at} < 2,0$), classe 3 à moderada atividade tectônica ($2,0 < I_{at} < 2,5$) e classe 4 à baixa atividade tectônica ($I_{at} > 2,5$) (Tabela 1). Sendo assim, o índice I_{at} é inversamente proporcional à atividade tectônica (Tabela 1).

Tabela 1: Exemplo esquemático de classificação do índice I_{at}

Referência	Bacia	SL	AF	H _i	V _f	B _s	S _{mf}	S/n	Classe de I_{at}
1	A	3	3	3	3	3	3	3.0	4
2	B	1	2	2	1	1	2	1.5	2
3	C	1	1	1	1	1	1	1.0	1
4	D	3	1	3	2	3	2	2.33	3

Carga sedimentar e fluxo

A modificação hidráulica fluvial ocorre, principalmente, nos estágios de maior fluxo ou durante os episódios de cheia (*bankfull*) (Leopold *et al.*, 1964). Desta forma, um sistema de drenagem responde sensivelmente às condições climáticas dominantes, assim como à atividade tectônica, por esta causar mudanças na declividade e, conseqüentemente, no mecanismo de compensação da energia do rio através do balanço deposição/erosão (Holbrook e Schumm, 1999). O aumento da sedimentação ou erosão por fatores climáticos ou tectônicos acarreta mudanças no perfil longitudinal como resposta a seu mecanismo de compensação, portanto é preciso buscar indicadores que possam distinguir a quais fatores podem estar associadas eventuais mudanças num determinado sistema de drenagem (Holbrook e Schumm, 1999).

Em áreas sob soerguimento, idealmente o rio recupera seu equilíbrio mediante agradação a montante e a jusante do soerguimento, e mediante incisão nas porções de declividade elevada na região do eixo do soerguimento e no flanco imediatamente jusante (Holbrook e Schumm, 1999). Entretanto, o rio pode continuar erodindo a jusante do soerguimento, caso haja significativa perda do aporte sedimentar pela agradação a montante do soerguimento e/ou se a erosão no eixo do soerguimento não gera significativo aporte sedimentar; portanto, áreas de subsidência a jusante de soerguimento podem não sofrer agradação devido à limitação de suprimento sedimentar nos rios (Holbrook e Schumm, 1999).

Nos setores com declividades diminuídas, como a montante do eixo de soerguimento e na zona abatida ou de subsidência, o efeito mais substancial em um rio em decorrência da deformação do perfil é a redução do gradiente e da incisão e perda da profundidade do leito do canal, provocando aumento na frequência de transbordamentos e inundações (Holbrook e Schumm, 1999). Segundo estes autores, em alguns casos, a frequência de inundações/transbordamentos nestes setores pode resultar em pântanos ou lagos permanentes. A configuração da relação largura/profundidade não se preserva por longo tempo, impossibilitando a análise geométrica de tais feições em estudos de sistemas de drenagem pretéritos. Entretanto, o aumento na frequência de transbordamentos/inundações será registrado mediante a ocorrência frequente de depósitos de transbordamento e na preservação de finos, e de depósitos de pântanos ou lacustres caso haja obstrução de cursos de rios (Holbrook e Schumm, 1999). Níveis

ou camadas carbonosas, depósitos de linhito/carvão e / ou paleossolos hidromórficos associados a tais depósitos podem ser frequentes.

A preservação aumentada de tais níveis ou depósitos de extravasamento de finos com ou sem preservação orgânica indica aumento de subsidência relativa (Holbrook e Schumm, 1999). Para estes autores, tais ambientes e litofácies associados a mudanças na frequência de inundações representam evidências consistentes de atividade tectônica em ambientes modernos e antigos.

Nos setores onde os rios encontram declividade aumentada, como no eixo de soerguimento e no flanco descendente imediatamente a jusante do eixo, o aumento da energia e incisão acarretam maior profundidade dos canais e nível de transbordamento mais elevado, diminuindo a frequência de transbordamentos/inundações (Holbrook e Schumm, 1999). Outro efeito de tal aumento da declividade é o aumento da granulometria da carga transportada pelo rio, podendo também estar associada a uma falha ou *knickpoint* ou trechos de rochas mais resistentes, o que exige uma análise cuidadosa do substrato antes de considerar uma interpretação tectônica (Holbrook e Schumm, 1999).

A interpretação tectônica ganha consistência quando sustentada por íntima associação de feições deposicionais com estruturas tectônicas historicamente ativas, sendo que uma das abordagens mais negligenciadas de estudos fluviais é a aplicação de sedimentos fluviais na avaliação do comportamento estrutural de deformação de interior continental de mesoescala (de mil a 10 mil anos) (Holbrook e Schumm, 1999).

As condições climáticas também interferem na dinâmica de sedimentação/erosão de um sistema de drenagem, já que estas também implicam mudanças na declividade. Sob condições glaciais e rebaixamento do nível do mar, a energia dos rios aumenta e estes apresentaram maior volume de carga transportada e de maior granulometria, podendo desenvolver um sistema entrelaçado. Se as condições climáticas mudam para uma condição interglacial, acompanhada de elevação do nível do mar, o gradiente dos rios diminui e a carga de sedimentos grossos que antes estava sendo transportada, passa a ser depositada pela diminuição da energia. Com a gradativa elevação do nível do mar, sedimentos finos serão progressivamente depositados, até que os canais passem a transportar apenas as frações mais finas, desenvolvendo um sistema de canais meandantes (Schumm, 1963).

Considerações Finais

Os indicadores geomórficos constituem importante ferramenta para a investigação de atividade tectônica em ambientes modernos e do passado, sobretudo em regiões de interior continental sujeitas à deformação branda e lenta, onde registros de sismos de alta magnitude são pouco frequentes.

Desta forma, a identificação de anomalias a partir da análise dos índices geomórficos pode contribuir significativamente nas estratégias metodológicas da pesquisa e na seleção e priorização de áreas-chave para a etapa de investigação em campo, assim como para a distinção entre causas climáticas e tectônicas.

A utilização de um amplo conjunto de índices geomórficos que considerem elementos do relevo e especialmente de drenagem deve ser almejada para uma delimitação mais precisa de zonas sob deformação tectônica.

O estudo dos indicadores geomórficos, por si só, não fornece todos os elementos para a distinção entre fatores condicionantes climáticos e tectônicos, sendo necessária uma abordagem integrada com estudos das respostas de sedimentação e um profundo conhecimento do arcabouço geológico da área.

Além disso, é necessário considerar a natureza da deformação e a velocidade de sua taxa, sobretudo em áreas de interior continental de placa sob clima úmido, onde a elevada velocidade e intensidade dos processos morfogênicos associados ao forte intemperismo e erosão hídrica podem dificultar ou obliterar respostas geomórficas associadas à deformação tectônica.

Agradecimentos

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelo financiamento do projeto “Morfogênese da Bacia do Rio das Cinzas (PR): Estudo das Formas de Relevo, Sedimentação e Neotectônica” (Processo 2014/09202-8). O segundo autor agradece ao CNPq pela bolsa produtividade em pesquisa (processo 308629/2015-9). O terceiro autor agradece ao CNPq pela bolsa produtividade em pesquisa (processo 301200/2017-3).

Referências Bibliográficas

AHMAD, S.; ALAM, A.; AHMAD, B.; AFZAL, A.; BHAT, M.I.;

BHAT, M.S.; AHMAD, H.F. Tectono-geomorphic indices of the Erin basin, NE Kashmir valley, India. **Journal of Asian Earth Sciences**, 151, p. 16-30, 2018.

AHMAD, S.; ALAM, A.; AHMAD, B.; BHAT, M.I.; BHAT, M.S. Geomorphic evidence of unrecognized Balapur fault segment in the southwest Kashmir basin of northwest Himalayas. **Geomorphology**, 250, p. 159-172, 2015.

ALEXANDER, J.; LEEDER, M.R. (1987). Active tectonic control on alluvial architecture. In ETHRIDGE, F.G.; FLORES, R.M.; HARVEY, M.D. (Eds). **Recent Developments in Fluvial Sedimentology**. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 39, p. 243-252.

BIANCHI, V.; GHINASSI, M.; ALDINUCCI, M.; BOAGA, J.; BROGI, A.; DEIANA, R. Tectonically driven deposition and landscape evolution within upland incised valleys: Ambra Valley fill, Pliocene–Pleistocene, Tuscany, Italy. **Sedimentology**, 62, p. 897-927, 2015. DOI: 10.1111/sed.12165.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BISHOP, P. Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. **Australian Geogr.**, 15, p. 219- 230, 1982.

BOYD, K.F.; SCHUMM, S.A. (1995) Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic zone. In SHEDLOCK, K.M.; JOHNSTON, A.C. (Eds.) **Investigations of the New Madrid seismic zone**. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1538-R: 35p.

BRIDGE, J.S. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. **Sedimentology**, 40, p. 801– 810, 1993.

BRIDGE, J.S. **Rivers and Floodplains**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2003. 491 p.

BULL, W.B. (1978). **Geomorphic Tectonic class of the South Front of the San Gabriel Mountains, California, U.S.** Geological Survey Contract Report, 14-8-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park C.A.

BULL, W.B. **Tectonic Geomorphology of Mountains: a new approach to Paleoseismology**. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd, 2007. 316p.

BULL, W.B. **Tectonically Active Landscapes**. Oxford, UK: Wiley-Blackwell, 2009. 326p. ISBN: 978-1-405-19012-1

BULL, W.B.; MCFADDEN, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California.

- In DOEHRING, D.O. (Ed.) **Geomorphology in Arid Regions**. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton: p. 115–138.
- BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic geomorphology**. Massachusetts: Blackwell Science, 2001. 274p.
- BURNETT, A.W.; SCHUMM, S.A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.
- CARRETIER, S.; NIVIÈRE, B.; GIAMBONI, M.; WINTER, T. Do river profiles record along stream variations of low uplift rate? **J. Geophys. Res.**, v. 111, F02024, 2006. DOI: 10.1029/2005JF000419
- CELARINO, A.L.S.; LADEIRA, F. S.B. Análise Morfométrica da Bacia do Rio Pardo (MG e SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 471-491, 2014.
- CHENG, Y.; HE, C.; RAO, G.; YAN, B.; LIN, A.; HU, J.; YU, Y.; YAO, Q. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: Implications for fault segmentation. **Tectonophysics**, v. 722, p. 11-24, 2018.
- COX, R.T. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 106, p. 571-581, 1994.
- CUONG, N.Q.; ZUCHIEWICKZ, W.A. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, 1, p. 15–22, 2001.
- DALRYMPLE, R.W. Incised valleys in time and space: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. **Society for Sedimentary Geology**, n. 85, p. 5-12, 2006.
- DAVIS, W.M. A river-pirate. **Science**, vol. XIII, n. 314, p. 108-109, 1889.
- DAVIS, W.M. The Geographical Cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DAVIS, W.M. The rivers of northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general. **National Geographic Magazine**, 2, p. 81-110, 1890.
- DOORNKAMP, J.C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.
- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, T.; KELLER, E.A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, 96, 150–173, 2008.
- HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperature regions: **Am. Jour. Sci.**, v. 258-A (Bradley Volume), p. 80-97, 1960.
- HACK, T. Stream-profile analysis and stream-gradient. **Journal Research of U.S. of Geol Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- HARE, P.W.; GARDNER, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology**. Allen and Unwin, Boston: p. 75–104.
- HOLBROOK, J.M.; SCHUMM, S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, 305, p. 287–306, 1999.
- HOLBROOK, J.M.; WHITE, D.W. (1998). Controls on lithofacies distribution and sequence architecture by low relief intraplate uplift: examples from the Lower Cretaceous of northeastern New Mexico. In SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. (Eds) **Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks**. Soc. Sed. Geol. Spec. Publ., 59, 123–132.
- KELLER, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. In WASHINGTON, D.C. (Ed.) **Panel on Active Tectonics**. National Academy Press, p. 136–147.
- KELLER, E.A. PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. 2ed. New Jersey: Prentice-Hall, 2002. 362p.
- KELLER, E.A.; PINTER, N. (Eds.). **Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape**. New Jersey: Prentice-Hall, 1996. 338p.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying rock uplift-rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, p. 415–418, 2001.
- LEEDER, M.R. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. **Sedimentology**, v. 58, p.2-56, 2011.
- LEEDER, M.R.; HARRIS, T.; KIRKBY, M.J. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. **Basin Res.**, v. 10, p. 7–18, 1998.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Co., 1964. 522p.
- MAHMOOD, S.A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic

- indices and drainage analysis. **Geoscience Frontiers**, v. 3, n. 4, p.407-428, 2012. DOI:10.1016/j.gsf.2011.12.002.
- MCKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.B.L. K.; MCGRATH, M.B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U.S Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p.1-39, 1988.
- MERRITTS, D; VINCENT, K.R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 1373-1388, 1989.
- MERRITTS, D.; ELIIS, M. Introduction to special section on tectonics and topography. **J. Geophysical Res.**, v. 99, p. 12135–12141, 1994.
- MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Sci. Rev.**, v. 22, p. 261–308, 1985.
- MIALL, A.D. **The Geology of Stratigraphic Sequences**. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 421 p.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p.504-515, 1985.
- PIKE, R.J.; WILSON, S.E. Elevation relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. **Geol. Soc. Am. Bull.** v. 62, p. 1079–1084, 1971.
- RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 23, p. 317–332, 1998.
- ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A.; JOHNSON, D.L. (1985). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In MORISAWA, M. (Ed.) **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers: Boston, MA: p. 183-207.
- SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a Bacia Terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.1999. 2v.
- SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, p. 597-646, 1956.
- SCHUMM, S.A. Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, p. 1089-1100, 1963.
- SCHUMM, S.A.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. **Active tectonics and alluvial rivers**. UK: Cambridge University Press, 2000. 276p.
- SCHUMM, S.A.; RUTHERFURD, I.D.; BROOKS, J. (1994) Pre-cutoff morphology of the lower Mississippi River. In SCHUMM, S.A.; WINKLEY, B.R. (Eds.) **The Variability of Large Alluvial Rivers**. American Society of Civil Engineers Press, New York: p. 13–44.
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayas arc as indicators of active tectonic. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJM, T. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. **Geomorphology**, v. 50, n.1-3, p. 203-225, 2003.
- SINHA-ROY, S. Hypsometry and landform evolution: Hypsometry and landform evolution: a case study in the Banas Drainage Basin, Rajasthan, with implications for Aravalli uplift. **Journal Geological Society of India**, v. 60, p.7-26, 2002.
- SORDI, M.V.; SALGADO, A.A.R.; SIAME, L.; BOURLÈS; PAISANI, J.C.; LÉANNI, L.; BRAUCHER, R.; COUTO, E.V.; AUMAÎTRE, G.; KEDDADOUCHE, K. Implications of drainage rearrangement for passive escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.
- STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in anastomosed river. **Quaternary International**, v. 144, p. 55-66, 2004.
- STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin**, v. 63: 1117-1142, 1952.
- STRAHLER, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In CHOW, V.T. (Ed.) **Handbook of Applied Hydrology**. McGraw Hill Book Company, New York: Section 4-11.
- SUMMERFIELD, M.A. Tectonic geomorphology: macroscale perspectives. **Progress in Physical Geography**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.
- WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. G.; KARAS, P. A.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, v. 1, p. 239–265, 1988.
- WILLGOOSE, H. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment.

Earth Surf. Proc. Land., v. 23, p. 611–623, 1998.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K.X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. (2006). Tectonics from topography: procedures, promise and pitfalls. In WILLETT, S.D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M.T.; FISCHER, D.M. (Eds) **Tectonics, Climate and Landscape**

Evolution. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., v. 398, p. 55–74.

ZAPROWSKI, B.J.; EVENSON, E.B.; PAZZAGLIA, F.J.; EPSTEIN, J.B. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. **Geology**, v. 29, p. 547–550, 2001.