

IDENTIFICAÇÃO DE ANOMALIAS DE DRENAGEM NA BACIA DO RIO DO SABÃO (PR) POR MEIO DO ÍNDICE RDE E DO FATOR DE SIMETRIA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL (FSTT)

Identification of drainage anomalies in basin of Sabão River (Paraná) through the RDE Index and through the Transverse Topographic Symmetry Factor (FSTT)

Idjarrury Gomes Firmino*

***Universidade Estadual de Maringá - UEM**

Departamento de Geografia / Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente - GEMA

Av. Colombo, 5790 – Jardim Universitário – Bloco J12 / Bloco 24 – Campus Maringá, Paraná, Brasil – CEP 87020-900
id_gf@hotmail.com

RESUMO

O presente artigo faz uma análise estrutural da bacia do rio do Sabão, PR, por meio do índice de Relação Declividade-Extensão (RDE) e por meio do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), com o objetivo de identificar anomalias de drenagem ao longo de seu percurso e basculamento de sua bacia. Para a aplicação do índice RDE, o segmento fluvial foi dividido em 18 trechos, dos quais foram obtidas 3 anomalias de 2º ordem, sendo ambas de classes moderadas. Para a aplicação do FSTT, a bacia foi estudada em 12 perfis transversais, que mostrou no geral um deslocamento preferencial para a esquerda da bacia com um valor de baixo grau de anomalia. Concluiu-se que o rio possui um forte controle estrutural e nenhuma indicação notável de neotectônica na bacia.

Palavras-chave: Índice RDE. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT). Rio do Sabão. Anomalias de Drenagem. Neotectônica.

ABSTRACT

The present article makes a structural analysis of the basin of Sabão river, PR, through the Declivity Extension Relation (RDE) index and through the Transverse Topographic Symmetry Factor (FSTT), with the objective to identify drainage anomalies along its route and tilting its basin. For the application of RDE index, the river segment was divided into 18 sections, of which 3 it were obtained anomalies of 2nd both being of moderate classes. For the application of FSTT, the basin was studied in 12 transversal profiles, which showed in general a preferential displacement to the left of the basin with a value of low level of anomaly. It was concluded that the river has a strong structural control and no noticeable indication of neotectonics in the basin.

Keywords: Index RDE. Transverse Topographic Symmetry Factor (FSTT). Sabão River. Drainage anomalies. Neotectonics.

1 INTRODUÇÃO

O perfil longitudinal de um rio expressa a relação entre seu comprimento e sua altimetria, que significa o gradiente (CUNHA, 2008). Quase sempre são representados por um perfil côncavo, semelhante a uma função logarítmica, que indica que o rio está em equilíbrio. Quando o mesmo ocorre, significa que os processos de erosão, agradação e transporte estão em igualdade (CUNHA, 2008; ETCHEBEHERE, 2000; MORISAWA, 1968). Quando ocorre um desajuste neste perfil, o mesmo é considerado anômalo.

Anomalias de drenagem são comportamentos de canais fluviais que fogem do padrão observado na natureza. Ocorrem nos locais em que o gradiente do canal é diferente da declividade esperada caso ele possuísse o perfil de equilíbrio. Muitos tipos já foram classificados por diferentes autores (HOWARD, 1967; MORISAWA, 1968; SOARES e FIORI, 1976), porém, muitos casos particulares são identificados frequentemente em diferentes tipos de rios.

Estas anomalias podem estar associadas à confluência de tributários, variações na resistência à erosão do substrato rochoso, erosão remontante por mudança brusca em nível de base à jusante (FUJITA et al, 2011), ou ainda por deformações neotectônicas locais ou na bacia de drenagem (ACKLAS JUNIOR et al., 2003).

A identificação de anomalias de drenagem pode ser feita combinando dados geológicos e morfométricos.

Uma das abordagens utilizadas para este tipo de estudo é o Índice de Gradiente, proposto por Hack (1973) e denominado de Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE) por Etchebehere et al (2004). Este índice abrange a análise do perfil longitudinal de um ou mais rios para a identificação de anomalias que podem estar relacionadas à movimentação crustal recente.

O Índice RDE tem se mostrado eficaz neste tipo de análise. No Brasil, foi utilizado por Etchebehere (2000) no rio do Peixe – SP, Martinez (2004), no rio Pirapó – PR, Guedes et al. (2006) e Guedes (2008) no rio Santo Anastácio, Fujita (2009) no rio Ivaí, Fujita et al (2011) no rio dos Patos – PR e por Melo et al (2010) no Córrego Baiano.

Combinados aos resultados do Índice RDE, o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) pode ser utilizado para refinar os dados morfométricos, de modo a indicar basculamento da bacia como consequência de um lento processo tectônico. O FSTT foi proposto por Hare e Gardner (1985) e é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal.

Este trabalho tem como objetivo analisar o perfil longitudinal do rio do Sabão – PR, utilizando o Índice RDE, e a simetria transversal do canal em relação a sua bacia, por meio do FSTT, a fim de localizar anomalias de drenagem em contrapartida a eventos neotectônicos e entender sua dinâmica em relação ao substrato rochoso.

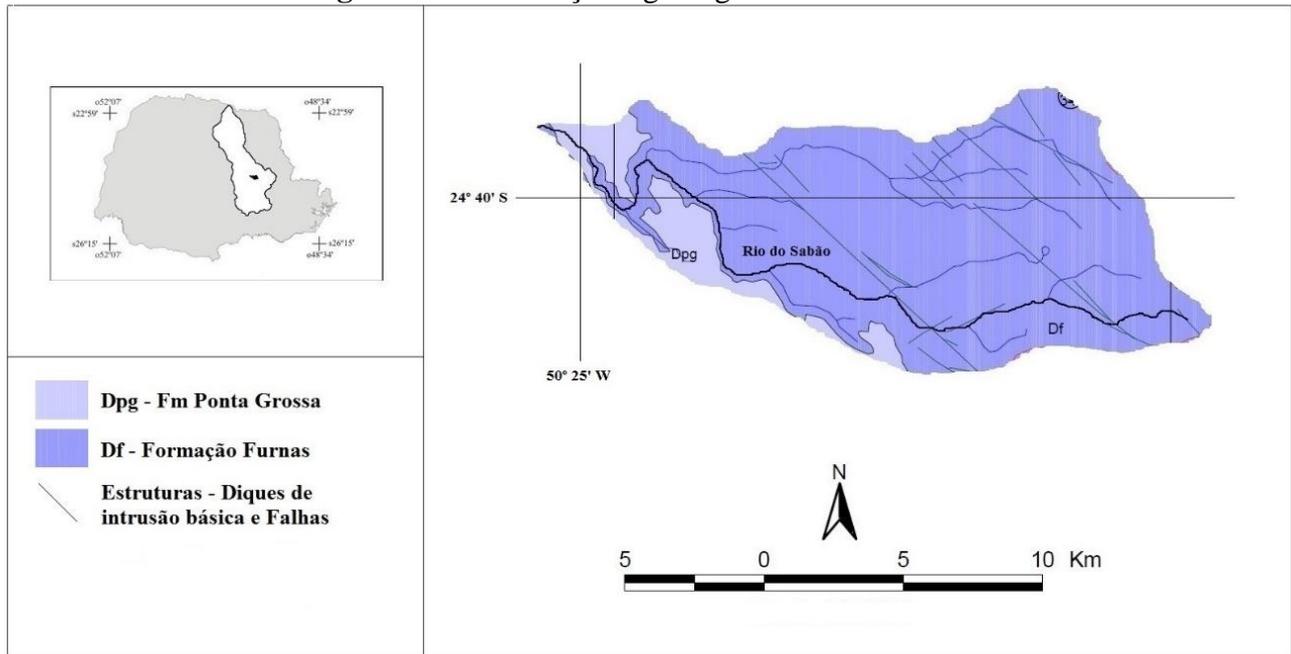
1.1 Localização e caracterização da área de estudo

A bacia do rio do Sabão situa-se na porção centro-leste do estado do Paraná, na parte média e superior direita da bacia fluvial do rio Tibagi (Figura 1).

Sua nascente está localizada nas proximidades da escarpa da Serra da Taquara (escarpa devoniana), a 1.218 m de altitude e sua foz, no rio Tibagi, a 728 m de altitude, apresentando um gradiente de 490m ao longo de 36 km.

O rio está fortemente encaixado em seu leito ao longo de quase todo seu trajeto, revelando apenas em sua foz uma estreita planície onde se desenvolveu um padrão de canal em meandros.

Seu curso está situado no quadrante das coordenadas 24° 38' S; 50° 25' W e 24° 44' S; 50° 11' W, no município de Tibagi – PR. Nesta área, o rio atravessa a região dos Campos Gerais, cortando arenitos da Fm Furnas (Df), pelitos da Fm Ponta Grossa (Dpg) e diques de intrusão básica do Gr São Bento (JKdb).

Figura 1 – Localização e geologia da área de estudo

Fonte: Adaptado de MINEROPAR (2006)

1.2 Geologia e geomorfologia da área de estudo

O Grupo Paraná constitui em um pacote rochoso de 800 m de espessura, assentado sobre os estratos Ordovício-Siluriano do Grupo Rio Ivaí, como também pode ser encontrado diretamente sobre os litotipos do embasamento em sinéclise (MILANI et al, 2007). Este está subdividido pelas Formações Furnas e Ponta Grossa (Quadro 1).

Quadro 1 – Compartimentação geológica da área de estudo

	Período	Grupo	Formação	Descrição
Era Mesozóica	Jurássico-Triássico	São Bento	Intrusivas Básicas	Diques básicos em geral, incluindo basaltos, diabásios, gabros e dioritos pórfiros, associadas a Formação Serra Geral.
Era Paleozóica	Devoniano	Paraná	Ponta Grossa	Folhelhos e siltitos cinzentos escuros, localmente betuminosos, com intercalações de arenitos muito finos, esbranquiçados. Laminação paralela, ondulada e "flaser". Fósseis: braquiópodes (<i>Australocoelia tourteloti</i> e trilobites (<i>Metacryphaeus australis</i>)). Depósitos litorâneos e de plataforma.

			Furnas	Arenitos médios a grosseiros, subordinadamente arenitos conglomeráticos e siltitos, esbranquiçados. Estratificação cruzada e horizontal. Fósseis: icnofóssil (<i>Rouaultia furnai</i>). Depósitos aluviais e litorâneos.
--	--	--	--------	--

Fonte: Adaptado de MINEROPAR (2006)

A Formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas (MILANI et al, 2007). Sua sedimentação está associada a depósitos aluviais e litorâneos, com registro de icnofósseis (*Rouaultia furnai*).

Na área da bacia estão presentes diversas estruturas rúpteis (falhas, fraturas e diques associados) de direção NW-SE, que Zalán et al (1990) chamou de zona de falha curitiba-maringá, englobando uma série de zonas de fraqueza preenchidas com diques de diabásio. Estas estruturas orientam as redes de drenagem e a disposição das extensões dos platôs além de outras formas de relevo. Ao longo destas fraturas, por meio da ação intempérica das águas em associação às litologias do arenito Furnas e suas estruturas sedimentares, formam-se diversos tipos bizarros de esculturas ruiformes (AB'SABER, 1977; MELO; COIMBRA, 1996), muitas vezes encontrados ao longo de pontos superiores das vertentes, além de erosão alveolar e túneis anastomosados por meio de dissolução do cimento caulínico e remoção mecânica dos grãos, formando escavações que contribuem para a ornamentação das bizarras esculturas (MELO, 2002).

Um estreito afloramento da Formação Ponta Grossa é identificado na área da bacia, caracterizado por folhelhos com lentes de arenito, folhelhos carbonosos, rochas areno-síltico e pelitos, depositados em ambientes de progradação e regressão de sistemas deltaicos (MILANI et al, 2007).

Nesta formação, há registro de fósseis braquiópodes (*Australocoelia tourteloti*) e trilobites (*Metacryphaeus australis*). O contato sobrejacente da Formação Ponta Grossa pode ser transicional ou discordante.

Localmente o embasamento da bacia hidrográfica está assentado sobre a megaestrutura de soerguimento do Arco de Ponta Grossa, cujo eixo orienta-se a NW com mergulho para o interior da Bacia do Paraná. Ao longo deste eixo afloram um enxame de diques de intrusão básica reativados no evento tectono-magmático Wealdeniana (Jurássico-Cretáceo Inferior) assim definida por Almeida (1967). Este evento foi responsável pelo vulcanismo da Bacia do Paraná e das Bacias costeiras de Santos e Campos (ALMEIDA, 1983; ASMUS; PORTO, 1980). Os diques são compostos por basaltos, diabásios, gabros e dioritos pórfiros, associados à Formação Serra Geral.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O comprimento do segmento fluvial e dos perfis transversais foram medidos a partir da ferramenta “régua” do *software* Google Earth©. Os valores altimétricos e a delimitação da bacia hidrográfica foram obtidos a partir das folhas de 1:50.000 do IBGE (Tibagi – SG.22-X-A-V-1 e Piraí-Mirim – SG.22-X-A-V-2). Os dados foram transportados para o *software* Excel 2010, que foi utilizado para a elaboração do perfil longitudinal (com a linha de melhor ajuste – *best line*) e do

perfil de relação RDE trecho/RDE total. Os dados geológicos foram obtidos a partir da Folha de Telêmaco Borba da MINEROPAR (2006).

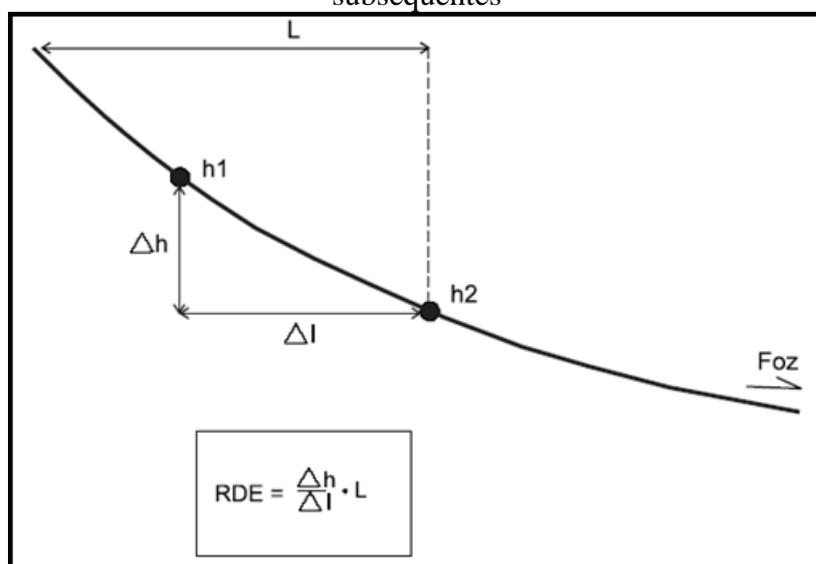
Para o cálculo do índice RDE foram utilizadas a fórmula (1) para os segmentos fluviais (RDE_{tre}) e a fórmula (2) para o segmento total (RDE_{tot}):

$$RDE_{tre} = \left(\frac{Dh}{Dl} \right) \cdot L \quad (1)$$

$$RDE_{tot} = \frac{Dh}{Ln(L)} \quad (2)$$

Onde Dh é a diferença altimétrica entre os extremos do segmento fluvial; Dl é a extensão da projeção horizontal do segmento; L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado; e $Ln(L)$ é o logaritmo natural da extensão total do rio (Figura 2).

Figura 2 – Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes



Fonte: Adaptado de Etchebehere et al (2004)

Para o cálculo do RDE_{tre} foram utilizados segmentos fluviais de dois quilômetros de comprimento e os setores anômalos foram definidos a partir de limiares, onde se considera: índice de gradiente $RDE = RDE_{tre}/RDE_{tot}$. Os valores compreendidos entre os limiares abaixo de 2 são considerados trechos em equilíbrio, entre os limiares 2 e 10, correspondem a anomalias de 2ª ordem, já os valores superiores a 10, anomalias de 1ª ordem (SEEBER; GORNITZ, 1983), contudo, para Andrades Filho (2010) as anomalias entre 2 e 4 são consideradas moderadas, as entre 4 e 6 são altas e as maiores que 6 são altíssimas.

De acordo com Etchebehere (2000) e Fujita et al (2011), as anomalias de 2ª ordem estão associadas às mudanças litológicas, lineamentos estruturais (falhas e/ou diques) e confluência de rios, enquanto as de 1ª ordem relacionam-se às diferenças na resistência litológica, controle estrutural e possível atividade tectônica. Por sua vez, Andrades Filho (2010), associa as anomalias altíssimas a possíveis movimentos tectônicos.

O Fator de Simetria Topográfico Transversal (FSTT) é expresso pelo seguinte cálculo representado na fórmula (3):

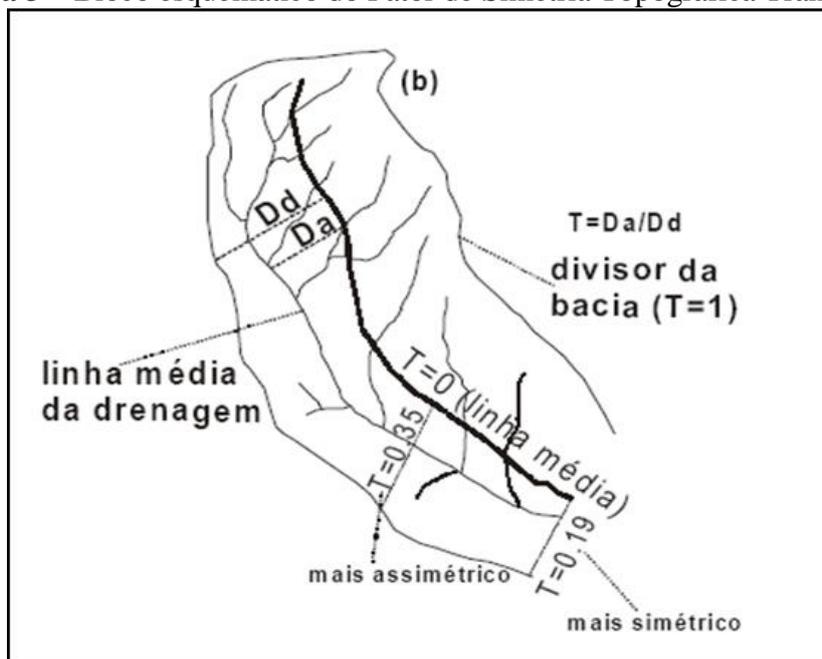
$$T = \frac{Da}{Dd} \quad (3)$$

Onde Da corresponde à distância da linha média do eixo central da bacia de drenagem até a linha média da drenagem principal e Dd é a distância da linha média do eixo central da bacia ao divisor da bacia. Quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo de zero, enquanto a assimetria cresce na medida em que os valores de T se aproximam de 1 (Figura 3).

Para o cálculo do FSTT foram utilizados perfis transversais escolhidos aleatoriamente e subdivididos por segmentos, estabelecido os pontos iniciais da bacia como segmento superior, os pontos intermediários como segmento médio e os pontos terminais como segmento inferior.

Os graus de anomalia foram classificados como baixo para valores de T entre 0 e 0,4, médio para valores entre 0,41 e 0,8 e alto para valores entre 0,81 e 1.

Figura 3 – Bloco esquemático do Fator de Simetria Topográfica Transversal



Fonte: Adaptado de Salamuni et al (2004)

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O comprimento do segmento fluvial permitiu a distinção de 18 segmentos menores (trechos), cujos dados de altitude, de variação altimétrica, de distância e de RDEs encontram-se na Tabela 1 e na Figura 4, assim como as informações relativas ao substrato. O valor do RDEtotal foi de 136,7371. A observação dos valores de RDEtre/tot demonstram que puderam ser observadas 3 anomalias de 2º ordem, ambas de classes moderadas.

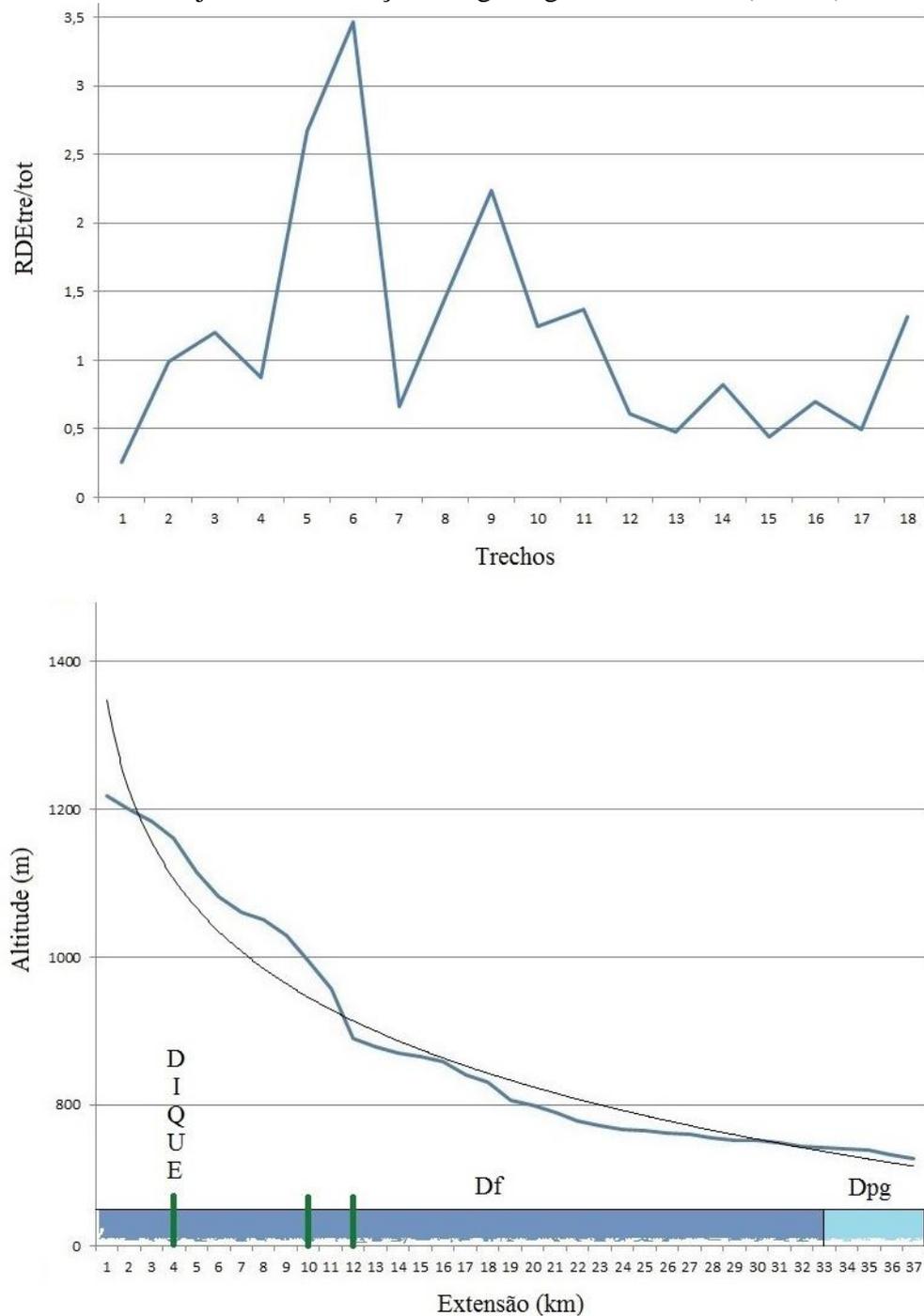
Tabela 1 – Valores de RDE por trecho e por trecho/total

Trecho	Hmax (m)	Hmin (m)	Δh (m)	L (km)	RDEtre	RDEtre/tot	Geologia
1	1218	1183	35	2	35	0,2559	Df
2	1183	1115	68	4	136	0,9946	Df
3	1115	1060	55	6	165	1,2066	Df
4	1060	1030	30	8	120	0,8773	Df
5	1030	957	73	10	365	2,6693	Df
6	957	878	79	12	474	3,4665	Df
7	878	865	13	14	91	0,6655	Df
8	865	840	25	16	200	1,4626	Df
9	840	806	34	18	306	2,2378	Df
10	806	789	17	20	170	1,2432	Df

11	789	772	17	22	187	1,3675	Df
12	772	765	7	24	84	0,6143	Df
13	765	760	5	26	65	0,4753	Df
14	760	752	8	28	112	0,8190	Df
15	752	748	4	30	60	0,4387	Df
16	748	742	6	32	96	0,7020	Df
17	742	738	4	34	68	0,4973	Dpg
18	738	728	10	36	180	1,3163	Dpg

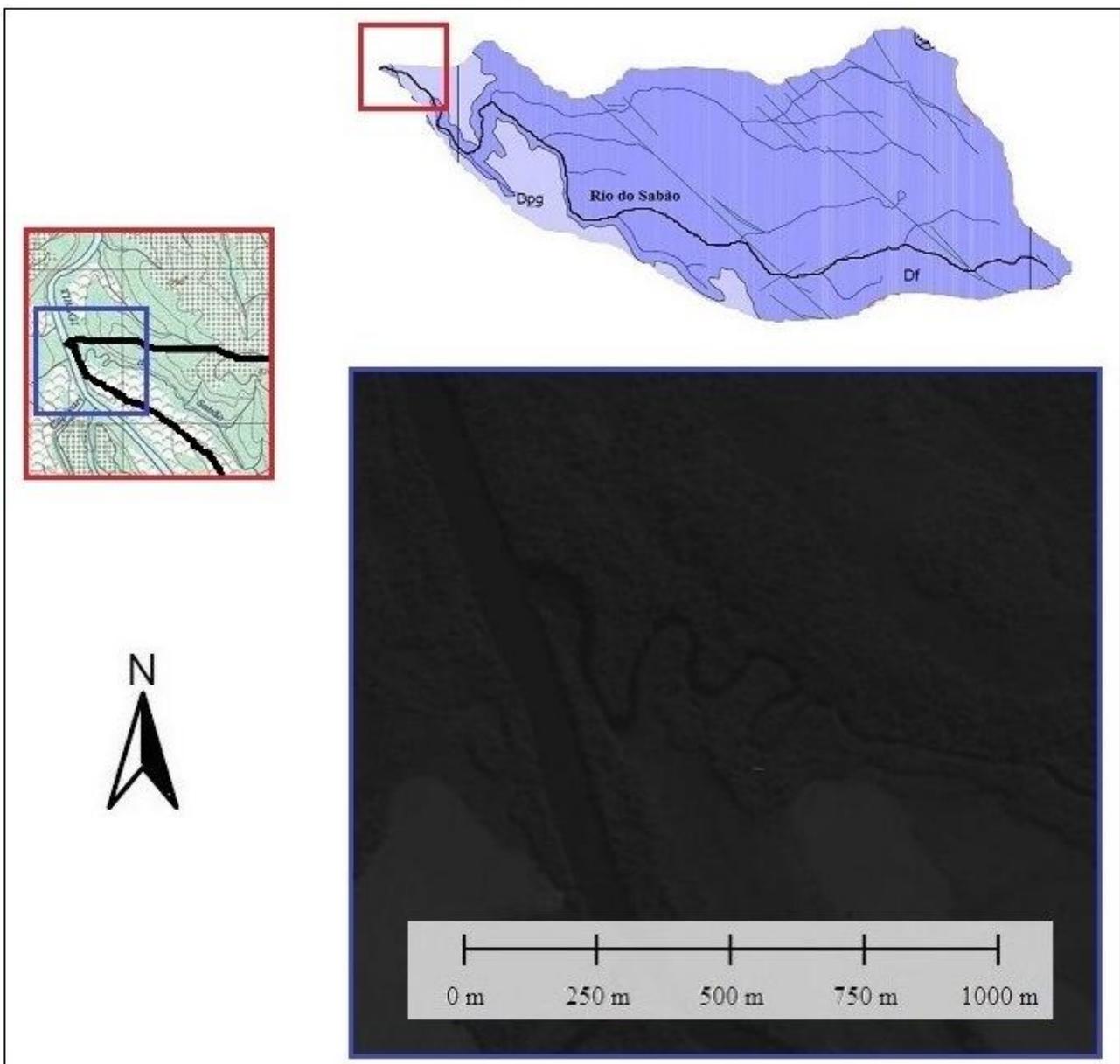
Altitude máxima (Hmax) e mínima (Hmin) diferença de altitude (Δh), comprimento (L), RDE trecho (RDEtre), relação RDE trecho e RDE total (RDEtre/tot), e geologia do substrato (Df – Fm Furnas, Dpg – Fm Ponta Grossa)

Figura 4 – Perfil de relação RDEtre/tot (acima) e perfil longitudinal do Rio do Sabão com linha de melhor ajuste e informações da geologia do substrato (abaixo)



O rio do Sabão possui um gradiente muito elevado, o que lhe define como um rio erosivo, mostrando uma tendência de diminuição de diferença de altitude para jusante. Em quase todo seu trajeto, o rio apresentou anomalias com valores de limiares abaixo de 2, o que indica que o rio se encontra em sua maior parte em equilíbrio e bem desenvolvido, assumindo uma relação de igualdade entre os processos de erosão, transporte e deposição, o que pode ser entendido pelo desenvolvimento de uma planície nos pontos terminais do canal, onde se estabeleceu uma morfologia em meandros (Figura 5), indicando possivelmente a presença de depósitos sedimentares quaternários naquela área, não registrados na carta geológica. Até mesmo em trechos próximos a desembocaduras de afluentes e na zona de transição entre os arenitos da Fm Furnas e os folhelhos da Fm Ponta Grossa (trechos 16 e 17) não houve indicações de anomalias de 2ª ordem.

Figura 5 – Morfologia de canal em meandros desenvolvido em uma planície nos pontos terminais do Rio do Sabão

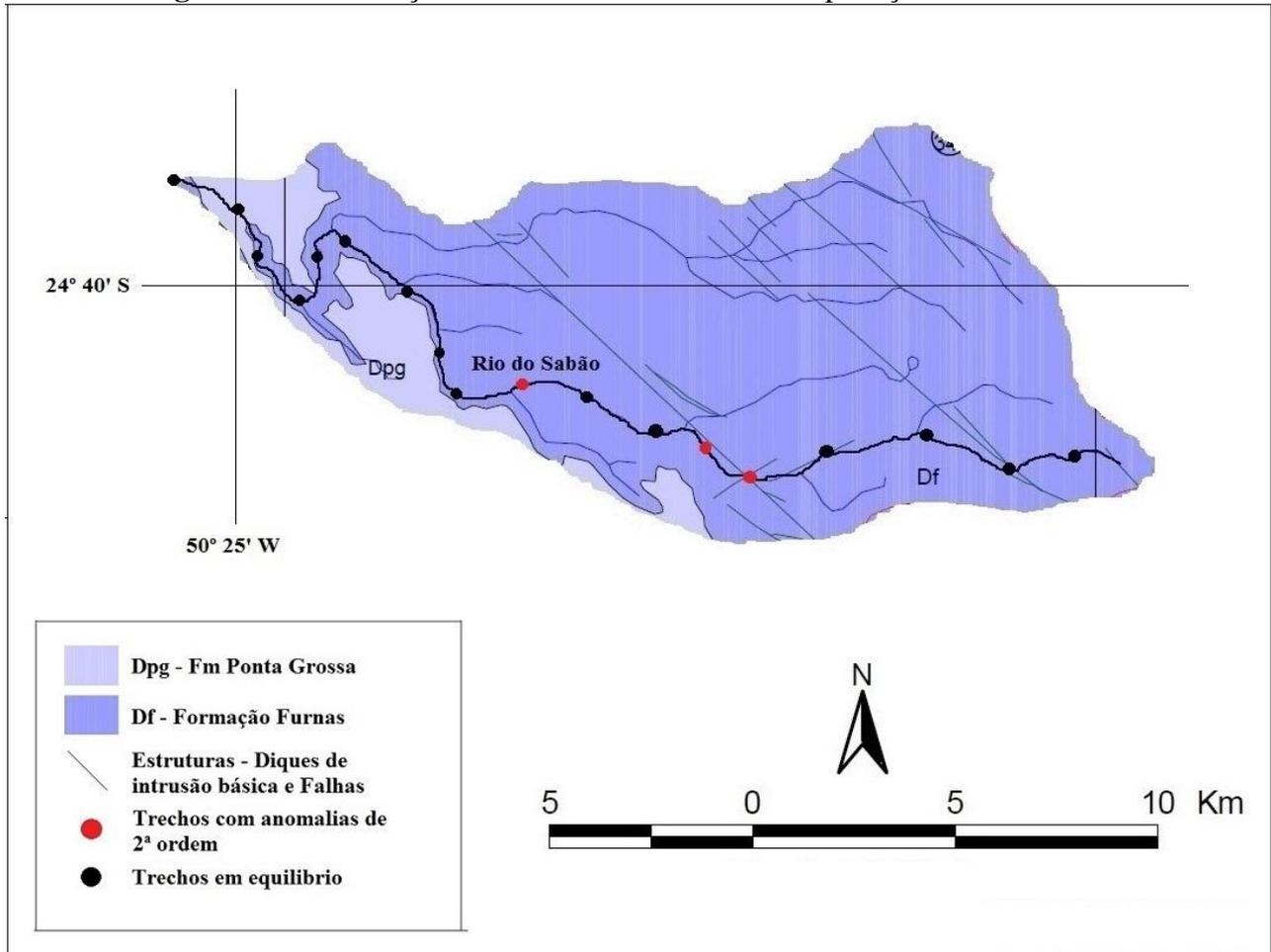


Fonte: Imagem HRC/CBERS 2B

Por meio do mapa geológico da Figura 6, nota-se certa orientação das estruturas presentes na bacia, de direção NW-SE, relacionadas ao Arco de Ponta Grossa (RAPOSO, 1995). O canal

segue seu fluxo de acordo com a orientação topográfica da vertente, porém, encontra estes obstáculos que reorientam seu fluxo nestes trechos em específico. As duas principais anomalias identificadas estão associadas a um dique de diabásio, visualizado no perfil longitudinal (Figura 4) em rupturas de declive. A primeira anomalia identificada no trecho 5 também registra a influência de outra estrutura de direção NE-SW, perpendicular ao dique, e de idade mais recente por se sobrepor e cortar o primeiro.

Figura 6 – Distribuição das anomalias com base na aplicação do índice RDE



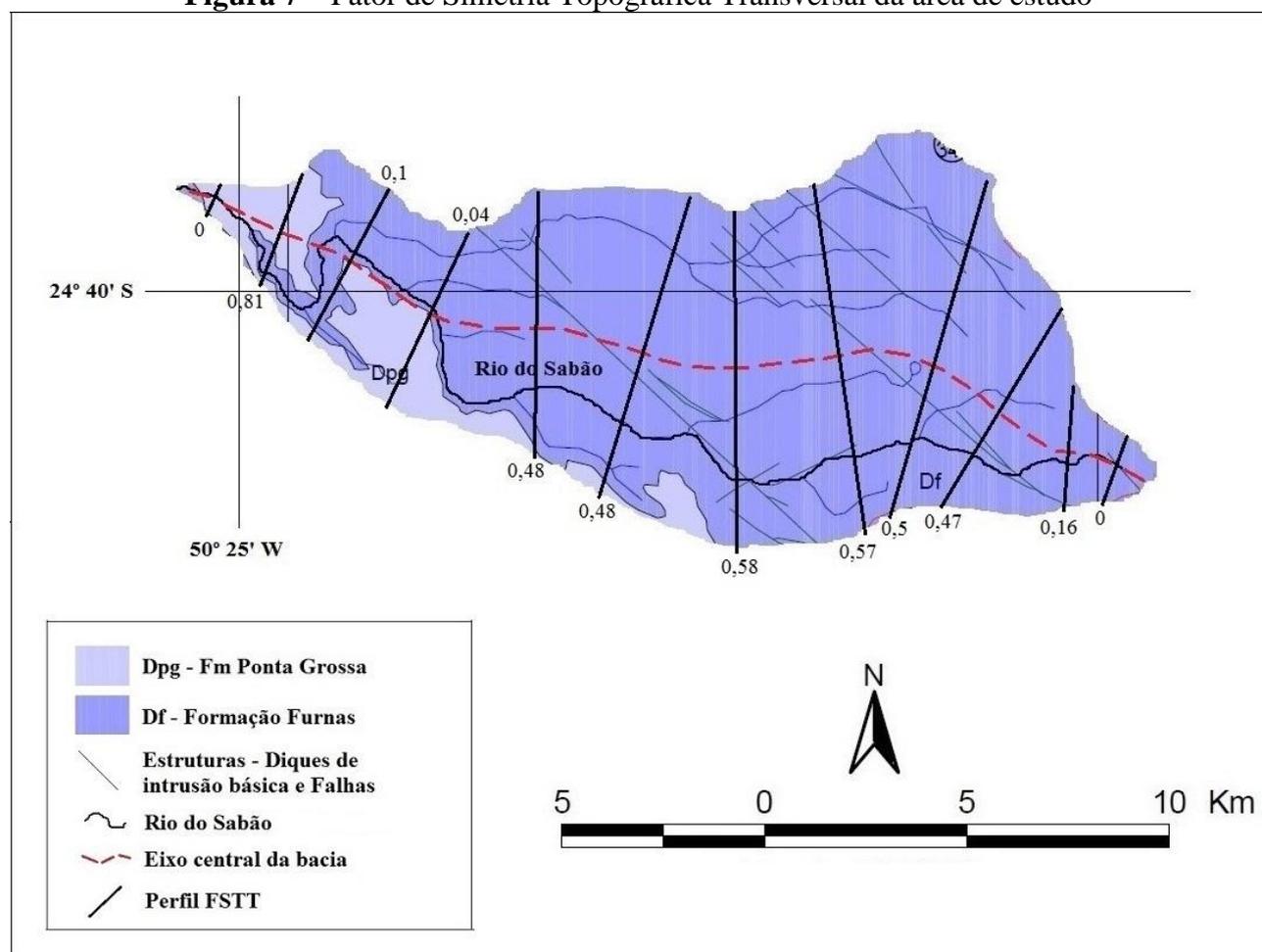
A maior anomalia foi identificada no trecho 6, também relacionada ao dique, e a anomalia identificada no trecho 9, pode estar relacionada à desembocadura de um tributário.

Na área da bacia de drenagem foram feitos 12 perfis transversais (Figura 7), dos quais 3 se encontram no segmento superior do rio, 5 no segmento médio e 4 no segmento inferior (Tabela 2). A maior média de anomalias foi identificada na área dos pontos intermediários do rio, dos quais foram classificados como graus de anomalia de teor médio. A mais alta anomalia se encontra nos pontos terminais do rio, em seu segmento inferior, com um valor T de 0,81, classificado como um alto grau de anomalia.

As principais mudanças de deslocamento preferencial do rio surgem ainda em seus pontos iniciais, e seu canal tende a se deslocar preferencialmente para a esquerda da bacia por um longo trecho. A média de deslocamentos do rio foi de 0,35, o que é classificado como baixo grau de anomalia. Apenas nos perfis 10 e 11 (Figura 7) foram registrados deslocamentos para a direita do eixo central da bacia, mas de valores insignificantes.

Tabela 2 – Valores De FSTT (T)

Trecho	FSTT (T)	Grau de anomalia
Segmento Superior	0	Baixo
	0,16	Baixo
	0,47	Médio
Segmento Médio	0,5	Médio
	0,57	Médio
	0,58	Médio
	0,48	Médio
	0,48	Médio
Segmento Inferior	0,04	Baixo
	0,1	Baixo
	0,81	Alto
	0	Baixo

Figura 7 – Fator de Simetria Topográfica Transversal da área de estudo

É importante salientar que a bacia do rio do Sabão está dividida por duas principais confluências que são visualizadas em duas áreas de drenagem de dimensões diferentes separadas por interflúvio. Assim sendo, até mesmo a análise do FSTT torna-se duvidosa no que diz respeito em deslocamento preferencial do rio, sendo que o mesmo está praticamente localizado no centro de sua sub-bacia de drenagem, com uma leve tendência para a esquerda, até o percurso de encontro dos dois canais.

Nos pontos terminais do canal, onde é notada a presença de anomalia alta (Figura 7), a mesma pode ser explicada pela influência litológica, onde o rio preferencialmente busca fluir para as áreas mais baixas do arenito Furnas, não podendo ser este trecho considerado basculante.

4 CONSIDERAÇÕES

A bacia do rio do Sabão mostrou possuir um controle estrutural marcante, onde o rio se encontra extremamente encaixado em seu leito, com a formação de uma estreita planície nos pontos terminais.

Apesar de ser uma área intrinsecamente falhada, os valores do índice RDE foram muito baixos para se concluir que houve influência neotectônica em qualquer trecho do rio, e os valores do FSTT foram consideráveis, mas não há indicações de que houve basculamento da bacia ou migração do canal por conta do controle estrutural, sendo que nas áreas anômalas, se percebe uma ligeira influência litológica.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. **Topografias ruine formes no Brasil**. São Paulo: Instituto de Geografia, Geomorfologia da USP, 1977. n. 50, 14p.

ACKLAS JUNIOR, R. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens do Município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. **Revista UnG – Geociências**, Guarulhos, ano 6, n. 8, p. 64-78. 2003.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boi Div. Geol. Min.**, Rio de Janeiro, v. 241, p. 36, 1967.

_____. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Ver. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.

ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia do Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 177 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

ASMUS, H. E; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 31. Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú, SBG, 1980. v. 1, p. 225-239.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 8. Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008. p. 211 – 252.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FUJITA, R. H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos**. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2009.

FUJITA, R. H. et al. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no Rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Ver. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 41, n. 4, p. 610-616, 2011.

GUEDES I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Inácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UnG - Geociências**, Guarulhos, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUEDES I.C. **Aplicação de análise flúvio-morfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio, SP, para detecção de deformações neotectônicas**. 118f. Dissertação de Mestrado, Universidade Guarulhos, Guarulhos, 2008.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U. S. Geol. Survey Jour Research**, Reston, VA, v. 1, no. 4, p. 421-429, 1973.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology**. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1985.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull**, Tulsa, US, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 96 p. 2004.

MELO, M. S.; COIMBRA, A. M. Ruiniform relief in sandstones - the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. **Acta Geol. Hisp.**, Barcelona, v. 31, n. 4, p. 25-40, 1996 (publicado em 1999).

MELO, M. S. Canyon do Guartelá, PR – Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília (DF): DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. p. 279 – 288.

MELO O. A. G et al. Verificação da influência da imposição litoestrutural sobre a drenagem da bacia hidrográfica do Rio Baiano/ Assis Chateaubriand-PR a partir da aplicação de variáveis morfométricas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 7-13, 2010.

MILANI, E. J. et al. B. Bacia do Paraná. **Geoci Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa Geológico da Folha de Telêmaco Borba, Folha SF-22-X-A.** Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Escala: 1: 250.000. Curitiba, 2006.

MORISAWA, M. **Stream, their dynamics and morfology.** New York: McGraw- Hill Boock Company, 1968.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 92, no. 4, p. 335-367, 1983.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Not Geomorfol**, Campinas, SP, v. 16, p. 71-104, 1976.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.) **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro: Gávea, 1990. p. 135-168.

Data de submissão: 26.01.2015

Data de aceite: 06.08.2015

License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.