

ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DA VÁRZEA – ALTO RIO URUGUAI (RS)

MORPHOMETRIC ANALYSIS OF VARZEA'S HYDROGRAPHIC REGION – UPPER URUGUAY
RIVER (RS)

William Zanete BERTOLINI¹, Sandra Cristina DEODORO², Nadialine ZAMBOT¹

¹Universidade Federal da Fronteira Sul, Campus Chapecó. Rodovia SC-484, km 02. Fronteira Sul. Chapecó, SC.

E-mail: william.bertolini@uffs.edu.br; nadialine.zambot@gmail.com

²Universidade Federal de Minas Gerais. Rua da Bahia, 478, Bloco B, Centro. Belo Horizonte, MG.

E-mail: sdeodoro@hotmail.com

Introdução
Área de estudo
Material e métodos
Resultados
 Superfícies de isobase
 Organização da rede de drenagem e declividades
 Perfis longitudinais de canal
 Curvas hipsométricas e índice HI
 Perfis de varredura
Considerações finais
Referências

RESUMO - Este trabalho apresenta resultados relativos à análise e interpretação de dados morfométricos e observacionais da região hidrográfica da Várzea – norte do Estado do Rio Grande do Sul, no contexto da alta bacia do rio Uruguai. O objetivo foi avaliar se os índices morfométricos analisados são indicativos ou não de maturidade do relevo e de influência tectônica na região. A metodologia utilizada baseou-se em uma abordagem morfométrica por meio de análise de perfis longitudinais de canal e topográficos de varredura, índices geomórficos e de superfícies de isobase. Os índices morfométricos analisados aliados à espacialização dos declives representam um relevo jovem, cuja morfogênese é coerente com a atuação de fatores estruturais de caráter tectônico que forneceram energia à rede de drenagem para acentuar as incisões, desencadeando uma onda erosiva ativa e remontante na direção sul da região hidrográfica que é responsável por ampliar a desnudação dos planaltos superiores (Planalto das Missões e dos Campos Gerais) e modelar as escarpas erosivas, a incisão dos vales e a elaboração da superfície do Planalto Dissecado do rio Uruguai (superfície de isobase inferior), onde se concentram os maiores declives. Para explicar esses efeitos, hipotetiza-se um ou mais pulsos de soerguimento cuja causa pode estar atrelada a ajuste isostático ou dinâmica mantélica profunda.

Palavras-chave: Índices geomórficos. Análise topográfica. Dissecção fluvial.

ABSTRACT - This study presents the results related to the morphometric analysis of the Várzea hydrographic region in the upper Uruguay River basin, the northern part of the Rio Grande do Sul State. The aim is to evaluate whether the morphometric indices analyzed indicate a maturity stage of the landform and tectonic influence in that region. The methodology used in this study relies on the analysis of longitudinal channel profiles and swath profiles, geomorphic indexes and isobase surfaces. The morphometric indices analyzed together with the spatial distribution of the slopes point out a young landform, whose morphogenesis is coherent with the tectonic-based structural causes. Such tectonic provided energy to the drainage network so that accentuate the incisions – what triggered an active and upstream erosion wave towards the south of the hydrographic region. This erosion process is responsible for expanding the denudation of the upper plateaus (Planalto das Missões and Campos Gerais) as well as for shaping the erosive landform (cliff), the incision of the valleys, and the creation of the surface of the Dissected Plateau of the Uruguay River (lower isobase surface) where the biggest slopes occur. To explain these effects, one or more uplift pulses are hypothesized, whose cause may be linked either to an isostatic adjustment or to a strong dynamic of the mantle.

Keywords: Geomorphic indices. Topographic analysis. Fluvial dissection.

INTRODUÇÃO

A distinção entre fatores tectônicos e climáticos na evolução do relevo representa um desafio, por vezes, difícil na compreensão da transformação de médio e longo prazo da geomorfologia de determinada área. Tal distinção permite reconhecer causas de ordem tectônica, climática e, ainda, de herança litoestrutural, que atuam em conjunto na transformação e evolução do relevo terrestre, deixando marcas mais ou menos perceptíveis na

morfologia do relevo e em seus materiais. A médio e longo prazos, o relevo é sempre um resultado da conjugação de processos de ordem superficial e profunda que se sucedem ao longo de tempos mais ou menos curtos e conformes às características e condições dos materiais que o compõem (Penck, 1953; Strahler, 1974; Summerfield, 1991; Bloom, 2004; Hilley & Arrowsmith, 2008).

A partir do estudo e da relação entre processos,

materiais e formas, a geomorfologia procura compreender a formação e transformação do relevo ao longo do tempo e espaço. A rede de drenagem possui formas e materiais que dizem respeito a processos operantes na transformação de curto, médio e longo termo do relevo, de modo que a análise da morfologia e do papel dessa rede implicam contribuições importantes para melhor compreender a história geológica e geomorfológica de uma dada área.

Para isso, se utiliza de ferramentas e meios de mensuração e comparação entre variáveis relacionadas ao relevo e à rede hidrográfica. Um desses meios é a elaboração e análise de perfis longitudinais de canal que, por meio de suas características de concavidade e rupturas de declive, informam a respeito de fatores e condições de escoamento das águas fluviais e de possíveis perturbações tectônicas as quais esses canais foram submetidos (Wobus et al., 2006). A rede de drenagem é apontada como uma característica sensível a modificações que afetam diretamente o terreno por causas inerentes à própria dinâmica fluvial dos canais ou por causas extrínsecas a essa dinâmica, a exemplo de movimentos de ordem tectônica recentes (Howard, 1967; Summerfield, 1991; Bishop, 1995; Holbrook & Schumm, 1999; Molin et al., 2004; Bricalli & Mello, 2013; Jacques et al. 2014; Das, 2018). Considerando a relação entre declives do terreno, de canais e a extensão dos mesmos e a perda progressiva de energia potencial em sistemas fluviais com o passar do tempo (Bloom, 2004), a concavidade dos perfis longitudinais de canal tende a refletir variações nos fatores controladores dessa relação (Pérez-Peña et al., 2009) que podem ser de natureza hidroclimatológica, hidrodinâmica ou tectônica.

A região hidrográfica do rio da Várzea (DECRETO 53.885, 2018), objeto deste estudo, pertencente ao contexto predominantemente basáltico da Bacia Sedimentar do Paraná (Formação Serra Geral) e é reconhecida como uma paisagem planáltica – Planalto Meridional – submetida a intensa ação e incisão fluvial como agente morfogenético do relevo (RADAM, 2005).

As incisões fluviais nessa região são da ordem de 80 a 250 metros de profundidade (RADAM, 2005). Do ponto de vista da compartimentação geomorfológica regional, vários são os compartimentos planálticos com diferentes graus de dissecação que se dispõem em torno do nível de

base regional representado pelo rio Uruguai. Este rio, segundo Stevaux (2003), tem sua origem remontada à cisão do supercontinente Gondwana no Juro-Cretáceo (110 Ma), organizando seu direcionamento e de seus afluentes para o interior continental brasileiro. Tal ideia está ligada ao fato de que o curso do rio Uruguai se dirige para oeste, ou seja, para o interior continental brasileiro, devendo ter estabelecido seu curso principal conforme os efeitos da gênese da margem continental recém-criada durante o Evento Sul-Atlântico (Rodríguez Tribaldos et al., 2017). Tratando-se de uma região hidrográfica tão antiga quanto os derrames basálticos que lhe constituem o substrato, as incisões de canais de ordens variadas, mas sobretudo dos maiores, como o próprio rio Uruguai, chamam atenção para o significado de tais vales incisos na história geológico-geomorfológica cenozoica da região. Se por um lado os níveis altimétricos mais elevados dessa região planáltica permitem uma interpretação associada à clássica teoria geomorfológica das superfícies de aplainamento antigas (Ab'saber, 2000; Paisani et al., 2008; Kröling et al., 2014), por outro, a desnudação dessas superfícies durante o Cenozoico através, principalmente, da incisão dos canais, possui que tipo de significado em termos dos processos morfogenéticos? Apenas variações nas vazões em função de climas ora mais úmidos, ora mais áridos? Ou, a reboque da tectônica andina, soerguimentos e reajustes isostáticos oriundos dessa orogênese no interior da plataforma (Saadi, 1993; Bartorelli, 2004; Rodríguez Tribaldos et al., 2017; Peyerl et al., 2018), é possível que fatores de ordem tectônica tenham tido papel importante na morfogênese do relevo da bacia do alto Uruguai? É possível encontrar e justificar a expressão desses fatores no relevo atual? Esses são questionamentos que orientam a investigação aqui empreendida.

As deformações tectônicas, no geral assísmicas, que ocorrem no interior da Plataforma Sul-Americana, são relacionadas a movimentos muito tênues de blocos tectônicos e que ainda carecem ser melhor entendidas no contexto dos esforços que as originam (Peyerl et al., 2018).

A escolha da região hidrográfica da Várzea deu-se em função dos resultados obtidos por Zambot (2019) que apontaram a ocorrência de anomalias topográficas a partir da metodologia de superfícies de isobase (Grohmann et al., 2011). Esses resultados são aqui apresentados e a

eles adicionados novos dados para uma análise mais ampliada da questão dos fatores morfogênicos intervenientes na geomorfologia da região.

Ressalta-se ainda que são escassos os dados que possibilitam uma análise mais contundente

da distinção entre fatores de ordem tectônica antiga condicionando a rede de drenagem e aqueles que poderiam ser considerados como recentes, neotectônica (Reis et al., 2019) nas paisagens interiores do Planalto Meridional e da bacia do rio Uruguai.

ÁREA DE ESTUDO

A região hidrográfica do rio da Várzea, inserida na bacia do rio Uruguai, possui 9.468 km² de área. Seu nome se deve à maior bacia que compõe essa região: a do rio da Várzea com 5.460 km². A segunda maior bacia é a do rio Guarita, com 2.235 km² e as demais possuem menos de 350 km² cada uma. Para os fins deste estudo, foram consideradas

as dez bacias dos afluentes diretos da margem esquerda do rio Uruguai da região enfocada. De montante para jusante ao longo do rio Uruguai, são elas: lajeado Grande, lajeado Bonito, lajeado Farinha, lajeado Farinha Grande, rio do Mel, rio da Várzea, lajeado Mendes, rio Pardo, rio Guarita e rio Parizinho (Figura 1).

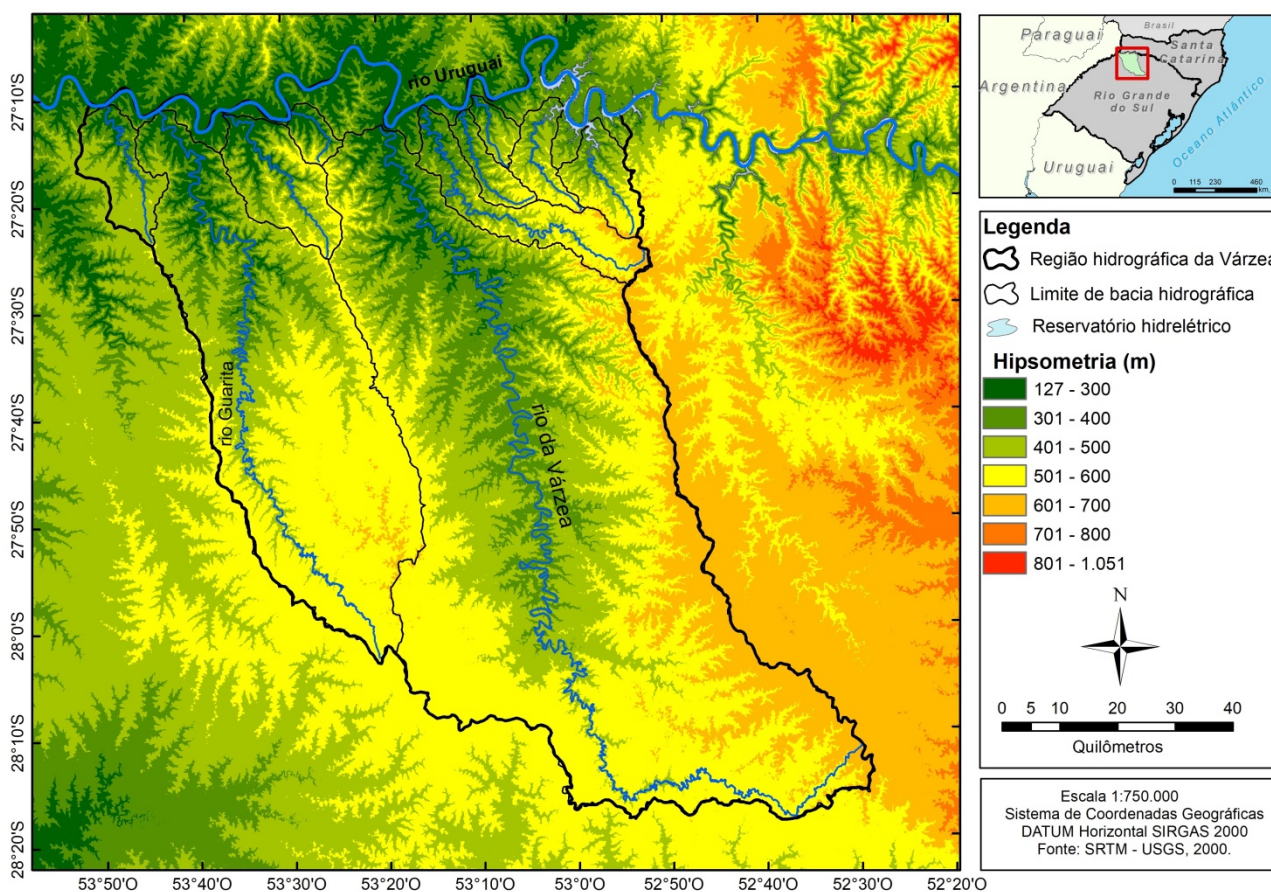


Figura 1 - Mapa hipsométrico e localização da região hidrográfica da Várzea, destacando as bacias analisadas.

Geologicamente, a maior parte da região abrange o Grupo Serra Geral (Cretáceo Inferior) com basaltos pertencentes à Formação Parapanama, com textura microgranular cinza, alterações nas faces de disjunção vermelho amarronzadas, horizontes vesiculares espessos e preenchidos por quartzo (ametista), zeólitas, carbonatos, celadonita, cobre nativo e barita (CPRM, 2014). Segundo Dias & Parisi (2007), as várias sequências de derrame apresentam grande uniformidade textural e, principalmente, composicional. De modo esparsa, na porção sul da região hidrográfica encontram-se

manchas de arenito (Formação Tupanciretã - Cenozoico) de origem predominantemente fluvial (Reis et al., 2019).

De modo geral, em termos estruturais, a rocha basáltica é bastante fraturada apresentando sistemas principais de falhas/diáclases segundo as direções N – W e NE – SW verticalizados. Os grandes alinhamentos tectônicos de direção NW, NE e EW, desenvolvidos desde o final do Mesozoico são bastante reconhecidos na literatura para a região centro-sul brasileira. Essas fraturas condicionam trechos retilíneos dos

cursos d'água e cotovelos acentuados na drenagem.

Do ponto de vista geomorfológico, a região hidrográfica da Várzea está completamente inserida no domínio geomorfológico do Planalto das Araucárias (IBGE, 2006). Na área de estudo, são três os compartimentos planálticos: Planalto dos Campos Gerais, Planalto das Missões e Planalto Dissecado do rio Uruguai (Figura 2).

Distinguem-se entre si pelas cotas altimétricas e pelos aprofundamentos da dissecação. As bacias apresentam-se alongadas e dispostas em geral no sentido NNW-SSE e subordinadamente NW-SE. Em termos das coberturas superficiais e inconsolidadas, predominam coberturas pedogenizadas rasas, no geral cascalhentas, e entremeadas por afloramentos rochosos frequentes em posições de baixa, média e alta vertente.

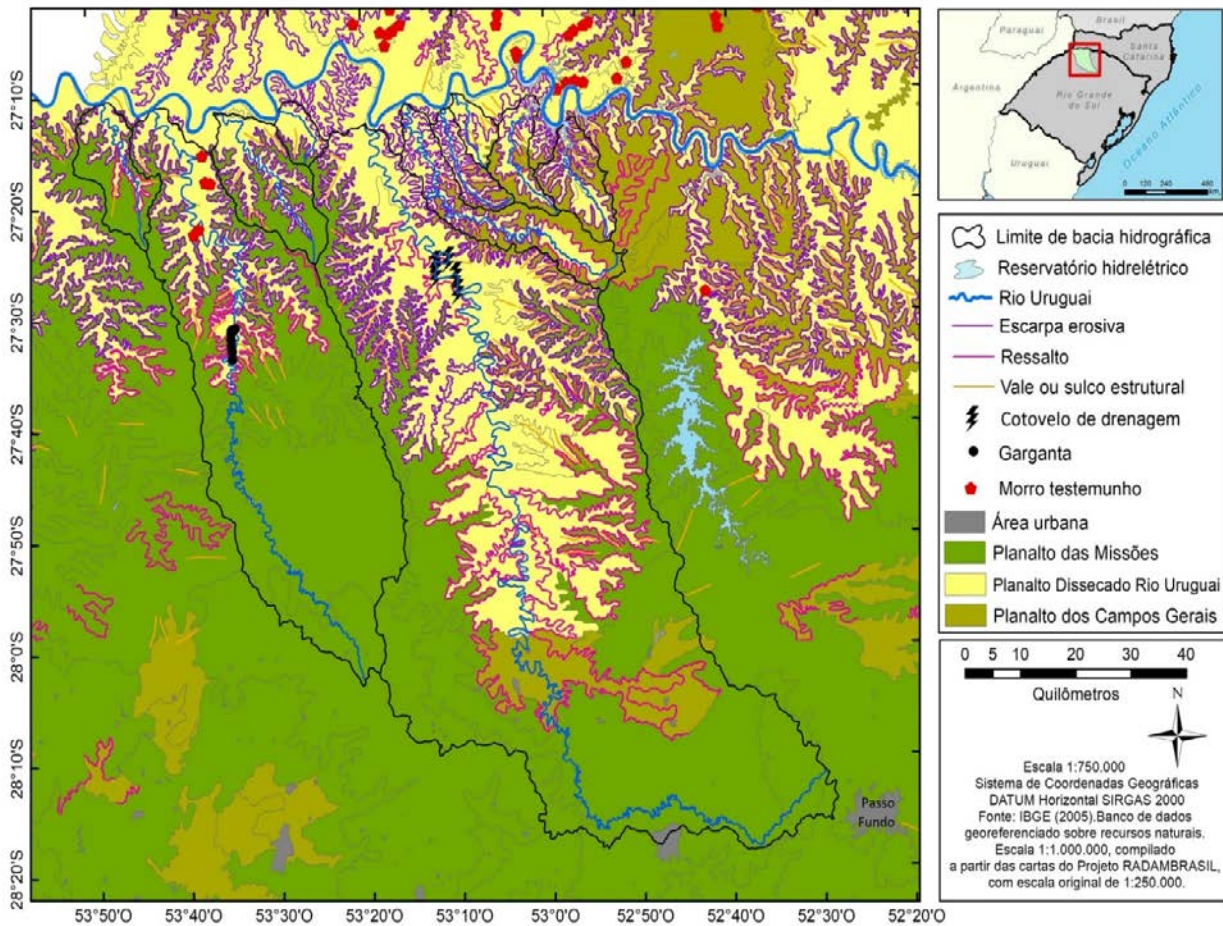


Figura 2 - Mapa geomorfológico da região hidrográfica da Várzea.

O nível altimétrico superior da região é dado pelo Planalto dos Campos Gerais que se apresenta em superfícies mais alteadas, de topos aplanados ou levemente convexizados e, supostamente, associados a remanescentes de superfícies de aplainamento antigas. O Planalto das Missões possui altitudes médias da ordem de 500 m, onde a dissecação homogênea modelou formas colinosas e lombas esbatidas e alongadas no sentido dos eixos de drenagem (RADAM, 2018). O Planalto Dissecado do rio Uruguai é caracterizado por modelados resultantes dos processos de dissecação, sobretudo fluvial, associados a fatores estruturais (RADAM, 2018). Destaca-se aí o curso do rio Uruguai como muito encaixado e

sinuoso, com presença de curvas meândricas (RADAM, 2018). Os acentuados e declivosos desníveis que separam os compartimentos planálticos superiores do Planalto Dissecado do rio Uruguai são apontados pelo IBGE (2003), em atualização do mapeamento geomorfológico do RADAM BRASIL, como escarpas erosivas.

De acordo com os dados pluviométricos das estações de Iraí (RS) e Passo Fundo (RS), respectivamente próximas do exutório e da cabeceira do rio da Várzea, as médias anuais de precipitação acumulada, considerando as Normais Climatológicas de 1981 a 2010 são, respectivamente, 1.952 mm e 1.907 mm (INMET, 2020).

MATERIAL E MÉTODOS

A abordagem morfométrica da região hidrográfica da Várzea foi baseada, em primeiro lugar, na caracterização das suas dez bacias constituintes (Figura 1), cujos canais principais drenam diretamente para a margem esquerda do rio Uruguai, além do padrão de drenagem sob o aspecto do arranjo geográfico e hierarquização de seus canais conforme Strahler (1952).

A rede de drenagem considerada foi aquela proveniente das cartas topográficas que cobrem a região em escala de 1:100.000. Os declives médios do relevo foram avaliados em sua distribuição espacial por toda a região.

A visualização desses declives foi apresentada a partir da aplicação da ferramenta de estatística focal de média, calculada a partir de círculos de raio de 30 m no ArcGis®. Esta ferramenta foi aplicada para realçar a concentração e distribuição de declives médios na área.

Os parâmetros morfométricos analisados e descritos a seguir foram calculados para cada bacia e cada um de seus canais principais, tendo por base o MDE gerado a partir das imagens de radar SRTM com 30 m de resolução espacial (USGS, 2000).

Os perfis longitudinais constituem instrumentos para se investigar a respeito do estado hidrodinâmico do canal em suas características intrínsecas e na sua relação com a carga sedimentar fornecida por sua área de drenagem (Mackin, 1948; Christofolletti, 1981; Rãdoane et al., 2003). De acordo com Stevaux & Latrubesse (2017), o perfil longitudinal torna-se um meio diagnóstico útil na determinação do grau de desequilíbrio em que se encontra o canal quando comparado com o seu perfil teórico equilibrado, ou seja, aquele perfeitamente e idealmente côncavo.

O grau de concavidade do perfil e parâmetros derivados deste são potencialmente úteis para análise tectônica regional (Wobus et al., 2006; Pérez-Peña et al., 2017). Em litologias homo-gêneas, como na área de estudo, rios em condições de equilíbrio (*graded*) desenvolvem um perfil tipicamente côncavo, com maiores gradientes no alto curso e menores à medida que se aproximam da foz (Christofolletti, 1981; Rãdoane et al., 2003; Pérez-Peña et al., 2017).

Os perfis longitudinais de canal, normalizados, foram obtidos a partir do *plugin Nprofiler* no ArcGis®, conforme Pérez-Peña et al. (2017).

A partir desses perfis normalizados, foram calculados de forma automática e analisados comparativamente os seguintes parâmetros de perfil: C_{max} (concavidade máxima do perfil); L_{max} (posição da máxima concavidade) e C_f (fator de concavidade). Teoricamente, quanto mais inferior o L_{max} mais equilibrado é o perfil do canal (Demoulin, 1998).

Os perfis topográficos de varredura (*swath profiles*), ou perfis transversais, foram extraídos ao longo de três seções – na alta, na média e na baixa região hidrográfica – com o auxílio do *plugin Swath profile* (Pérez-Peña et al., 2017).

Em cada seção foram mostrados perfis para uma área de 10 km de largura, definida aleatoriamente, e calculados o relevo local (máxima elevação – mínima elevação) e o índice HI balizado pelo relevo local e readequado ao intervalo de valores 0,2 a 0,8 conforme Pérez-Peña et al. (2017), o qual é denominado índice THi ou Integral Hipsométrica Transversa, no qual valores de HI são ponderados pelo relevo relativo local para corrigir variações hipsométricas anômalas ao longo da faixa.

Para cada uma das dez bacias, foi calculada a integral hipsométrica (HI) equivalente matematicamente à taxa de elevação do relevo (E_r), conforme Pike & Wilson (1971). A HI é uma taxa tradicionalmente empregada em estudos que investigam a influência estrutural do arcabouço geológico e processos neotectônicos na evolução e transformação do relevo. O índice é relativo à área abaixo da curva hipsométrica de uma bacia e expressa o volume da bacia que ainda não foi erodido (El Hamdouni et al., 2008).

Seu cálculo é facilmente realizado por meio da seguinte expressão: altitude média – altitude mínima/altitude máxima – altitude mínima. Normalmente os valores desse índice variam de 0,15 a 0,85, tendendo a se concentrar em maior medida entre 0,4 e 0,6 (Pike & Wilson, 1971, p.1079).

O significado desse índice ressalta que altos valores indicam que a maior parte da topografia está acima da média enquanto valores

intermediários a baixos estão associados com uma dissecação mais uniforme de determinada área (Keller & Pinter, 2002, p.123).

Topografias acima da média, ou seja, com altas taxas, podem ser indícios de algum processo de soerguimento, incluindo-se aí movimentos tectônicos recentes.

Na literatura, altos valores de HI correspondem a um estágio de juventude, acompanhado de tectônica ativa e soerguimento, enquanto baixos valores representam paisagens antigas já muito desnudadas e pouco influenciadas por processos neotectônicos (Farahn et al., 2016). A convexidade e concavidade das curvas hipsométricas estão relacionadas com o equilíbrio geomorfológico da bacia de drenagem na medida em que refletem o seu desenvolvimento no tempo e seu estágio de maturidade (Xue et al., 2017).

Para as bacias aqui consideradas, tanto as curvas hipsométricas quanto o índice HI foram obtidos automaticamente por meio do *plugin CalHypso*, conforme Pérez-Peña et al. (2009).

Os mapas de isobase auxiliam na interpretação de áreas consideradas de margens passivas (tectonicamente estáveis, como o caso aqui) e na identificação, através de anomalias de ordem topográfica, de fatores regionais intervenientes na morfogênese do relevo.

O procedimento de elaboração do mapa de nível de base (superfície de isobase) baseou-se no método proposto por Mitasova & Mitas (1993) e aplicado por Grohmann et al. (2011).

De maneira geral, aplica-se uma função de interpolação dos dados altimétricos coincidentes com os pontos de interseção entre canais fluviais hierarquicamente diferentes, gerando linhas suavizadas (isobases) que conectam estes cruzamentos de mesma altimetria.

O mapa de isobase foi feito a partir das interseções de contornos com canais de 2ª e 3ª ordem. Os canais de drenagem de primeira ordem não são considerados para evitar o ‘ruído’ ou o efeito erosivo destes canais “que poderia impedir a identificação de alguma característica

significativa da superfície topográfica” (Grohmann et al., 2011).

Para a realização do levantamento e marcação manual das confluências de 2ª e 3ª ordens foram utilizadas as sete cartas topográficas na escala de 1:100.000 e equidistância de 40 m que abrangem a área de estudo: Campos Novos (1981), Chapecó (1973), Frederico Westphalen (1984), Palmeiras das Missões (1984), Três Passos (1988), Sarandi (1982) e Santa Bárbara do Sul (1984). Obtidas do Exército Brasileiro através do seu banco de dados geográficos (BDGEx).

Os pontos relativos às confluências foram convertidos para *shapefile* e foram obtidas as respectivas cotas altimétricas, sobre as quais aplicou-se a interpolação para gerar a superfície de isobase. A cota altimétrica atribuída a cada ponto de confluência foi a da curva de nível mais próxima.

O método de interpolação utilizado foi o *spline* – uma curva definida matematicamente por dois ou mais pontos de controle – por tensão ou *Regularized Spline switch Tension* (RST) que estima valores usando uma função matemática que minimiza a curvatura geral da superfície.

O método RST é uma técnica de curvatura mínima que também é denominada de interpolação *thin plate spline*. Esse interpolador foi escolhido porque ele não gera pontos muito distantes dos pontos de controle, resultando em uma superfície lisa que passa exatamente pelos pontos de entrada.

A partir do mapa de isobase foi realizada a interpretação da orientação das isolinhas e o seu significado na relação com estruturas e/ou condicionantes tectônicas. Tem-se assumido que as análises proporcionadas pelos mapas isobase podem trazer resultados e interpretações significantes em contexto de litologias uniformes (Grohmann et al. 2011).

De acordo com Golts & Rosenthal (1993), feições no padrão das linhas de isobase, como desvios abruptos e isolinhas menos espaçadas, podem indicar áreas que sofreram movimentações tectônicas recentes.

RESULTADOS

Superfícies de Isobase

O levantamento das confluências de 2ª e 3ª ordens para a composição do mapa isobase resultou na predominância de confluências de 2ª ordem em toda a faixa altimétrica de 520 a 560 metros, enquanto que as maiores frequências das

confluências de 3ª ordem encontram-se nas altitudes entre 320 m e 520 m (Figura 3).

Baseado na escala de 1:100.000, foram levantadas na região hidrográfica da Várzea 326 confluências de 2ª ordem e 50 confluências de 3ª ordem.

A figura 4 apresenta o mapa de nível de base região hidrográfica da Várzea. Constatam-se três superfícies bem definidas para essa região, aqui denominadas de superfícies superior, intermediária e inferior. Em linhas gerais, a superfície superior é associada ao Planalto das

Missões, a superfície inferior ao Planalto Dissecado do rio Uruguai e a superfície intermediária se refere a transição entre esses dois compartimentos, onde se concentram, sobremaneira, as anomalias de isobase aqui identificadas.

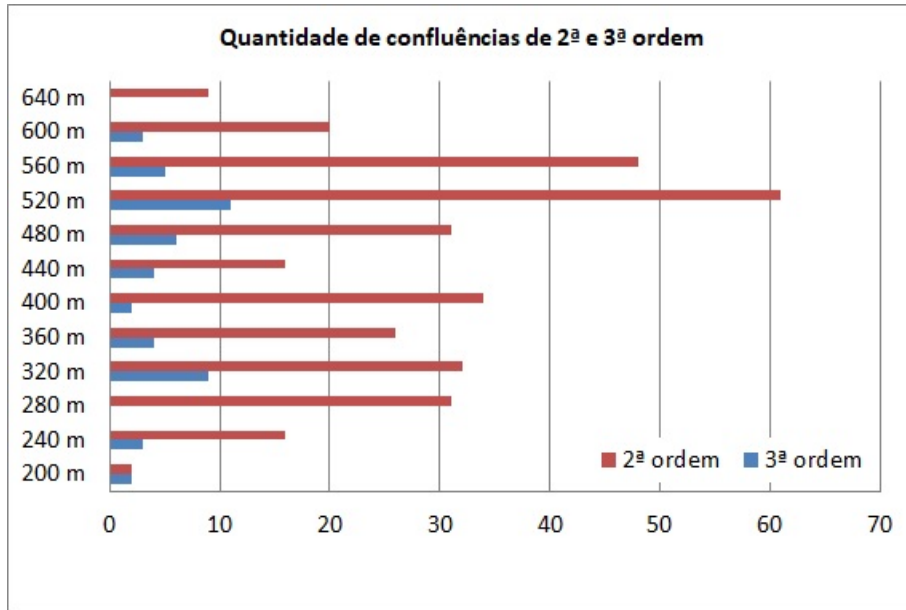


Figura 3 - Frequência de confluências de 2ª e 3ª ordens.

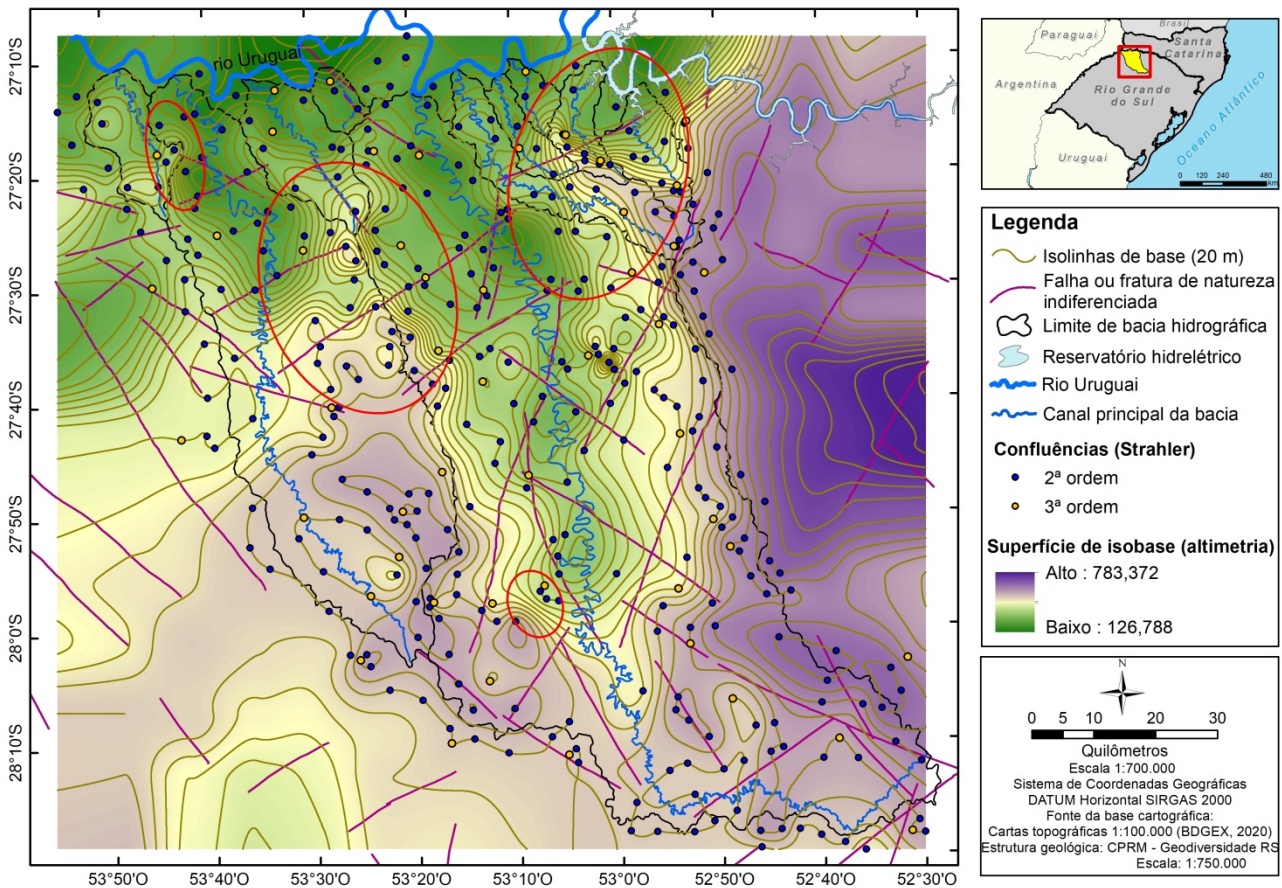


Figura 4 - Mapa das superfícies de isobase da região hidrográfica da Várzea.

Na contraposição ao mapeamento geomofológico da região, constata-se a coincidência das

compressões de isolinhas e, portanto, das anomalias topográficas, com os limites entre os

compartimentos planálticos da região analisada. As anomalias foram indicadas por círculos vermelhos e se localizam sobretudo na média e baixa região hidrográfica, associadas a escarpas erosivas e ressaltos (RADAM, 2005).

Isso sugere que tais escarpas podem na verdade ter sido geradas, aproveitando-se de falhas, ou seja, como escarpas de falha, mas se comportam atualmente como escarpas erosivas. Pesa contra este argumento, sem, no entanto, invalidá-lo por completo, o fato de serem bastante festonadas as atuais escarpas. Nessa região ainda se apresentam áreas com incisão média entre 150 a 200 metros.

As isolinhas interpoladas pelo método RST apresentaram compressões nas áreas marcadas pelos círculos na figura 4. Segundo Golts & Rosenthal (1993), essas compressões ou justaposições podem ser indicativas de mergulhos abruptos de camadas ou falhamentos. Os mesmos autores afirmam que o aumento do volume das isolinhas no sentido jusante de uma bacia tende a indicar subsidência (Golts & Rosenthal, 1993).

No entanto, os autores admitem que se tratando de limites entre compartimentos geomorfológicos, como é o caso da área deste estudo, pode se tratar de eventos completamente independentes do fator tectônico (Golts & Rosenthal, 1993).

Na contraposição às falhas e fraturas de natureza indiscriminadas mapeadas para a região (CPRM, 2004) – escala de 1:700.000 – pode-se

dizer que não há uma associação clara entre as falhas/fraturas mapeadas e as anomalias indicadas pelas linhas de isobase, embora algumas dessas falhas estejam localizadas em meio as anomalias. No entanto, outras não estão associadas a estas anomalias, como, por exemplo, na alta bacia do rio da Várzea.

O mapeamento de isobase coincidiu com a compartimentação geomorfológica proposta pelo RADAM BRASIL (2018), pelo qual foi possível analisar que as anomalias das isolinhas de base se concentram nas áreas de transição entre o Planalto das Missões e o Planalto Dissecado do rio Uruguai, localizadas na porção mais a jusante da região e próximas do rio Uruguai.

Organização da rede de drenagem e declividades

O primeiro fator que chama atenção na organização espacial das bacias dos canais afluentes diretos do rio Uruguai nessa região hidrográfica é a discrepância em termos de área. As duas maiores (rio Guarita e da Várzea) respondem por cerca de 80% da região hidrográfica e se entremeiam às bacias de área menor (Tabela 1).

Todas as bacias apresentam formato alongado e quanto mais para leste (montante do rio Uruguai) maior a deformação desse formato. A esse respeito vale destacar que bacias sobre áreas com soerguimento tectônico ativo apresentam formato alongado, quando este aspecto não está relacionado a fatores estruturais (Molin et al., 2004).

Tabela 1 - Parâmetros morfométricos das bacias hidrográficas.

	Bacia	Ordem (Strahler)	Área (km ²)	Extensão canal principal (km)	Elevação (m)		Relevo local (m)	HI
					Máx	Mín		
Leste →	lajeado Grande	3 ^a	162,01	34	668	235	433	0,525
	lajeado Bonito	4 ^a	120	36	642	232	410	0,544
	lajeado Farinha	3 ^a	59	18	573	210	363	0,508
	lajeado Farinha Grande	3 ^a	94,29	32	613	209	404	0,503
Oeste	rio do Mel	3 ^a	328,45	97	704	204	500	0,536
	rio da Várzea	6 ^a	5458,73	421	704	199	505	0,577
	lajeado Mendes	2 ^a	62,72	15	579	181	398	0,435
	rio Pardo	4 ^a	293	47	585	175	410	0,579
	rio Guarita	5 ^a	2234,78	226	632	167	465	0,670
	rio Parizinho	3 ^a	200	41	536	159	377	0,605

A organização da rede de drenagem da região hidrográfica da Várzea pode ser classificada como do tipo subdendrítico. Segundo Howard

(1967), o padrão subdendrítico difere do dendrítico apenas pela falta de perfeição no arranjo e isso pode ser devido a controles

secundários do tipo estrutural ou topográfico. Do ponto de vista da espacialização dos canais, os canais principais apresentam orientação sul-norte, com exceção da alta bacia do rio da Várzea e da bacia do Mel que apresentam disposição E-W e SE-NW respectivamente. Os afluentes de baixa ordem (3ª, 2ª e 1ª principalmente) se distribuem, no geral, de modo desigual nas margens dos canais principais, com orientações preferenciais no sentido leste-oeste e sudoeste-nordeste. Muitos cursos de 1ª ordem são ravinas ou canais intermitentes, como se pode constatar em campo. Também em campo pode-se constatar que os canais de drenagem são, em sua predominância, canais do tipo rochoso (*bedrock channels*), inclusive os canais de maior ordem como o rio da Várzea. São frequentes as rupturas de declive (*knickpoints*) ao longo dos canais, inclusive dos de maior ordem como o rio da Várzea. A frequência e arborescência dos tributários é menor na alta bacia do rio da Várzea (alta região hidrográfica) e maior na baixa região, próximo do rio Uruguai.

Do ponto de vista da distribuição das confluências de 3ª ordem, nota-se controle nítido NNW e WNW-ESE a E-W na configuração dessas confluências. Na baixa região hidrográfica, alguns desses alinhamentos de confluências de 3ª ordem são coincidentes com a anomalia de

isobase mais a leste. Na alta bacia da Várzea, um arco convexo de confluências de 3ª ordem voltado para a margem direita do canal principal da Várzea suscita a ideia de uma migração do divisor da bacia aí para NE, processo que pode ter se originado a partir de capturas fluviais ou simplesmente por pulsos de incisão da drenagem. Naturalmente um processo de captura tenderia a aumentar a incisão, mas esta também pode ter acontecido por outros motivos.

A organização da rede de drenagem, com forte assimetria do alto curso do rio da Várzea, e a superfície de isobase mais elevada nesta porção de seu curso tendem a sugerir ampliação de área da bacia (por captura?) e/ou migração do canal para SW neste trecho.

A amplitude altimétrica (ou relevo local) apresentou variação de 142 metros entre a maior e a menor dentre as bacias analisadas. Não há uma diminuição contínua da amplitude das bacias de leste para oeste (ao longo do rio Uruguai), mas tal fato se justifica em função da variação de suas áreas.

A distribuição dos declives na área de estudo chama atenção para o fato de que as maiores declividades estão concentradas na baixa região hidrográfica onde se esperaria encontrar os menores declives (Strahler, 1974) (Figura 5).

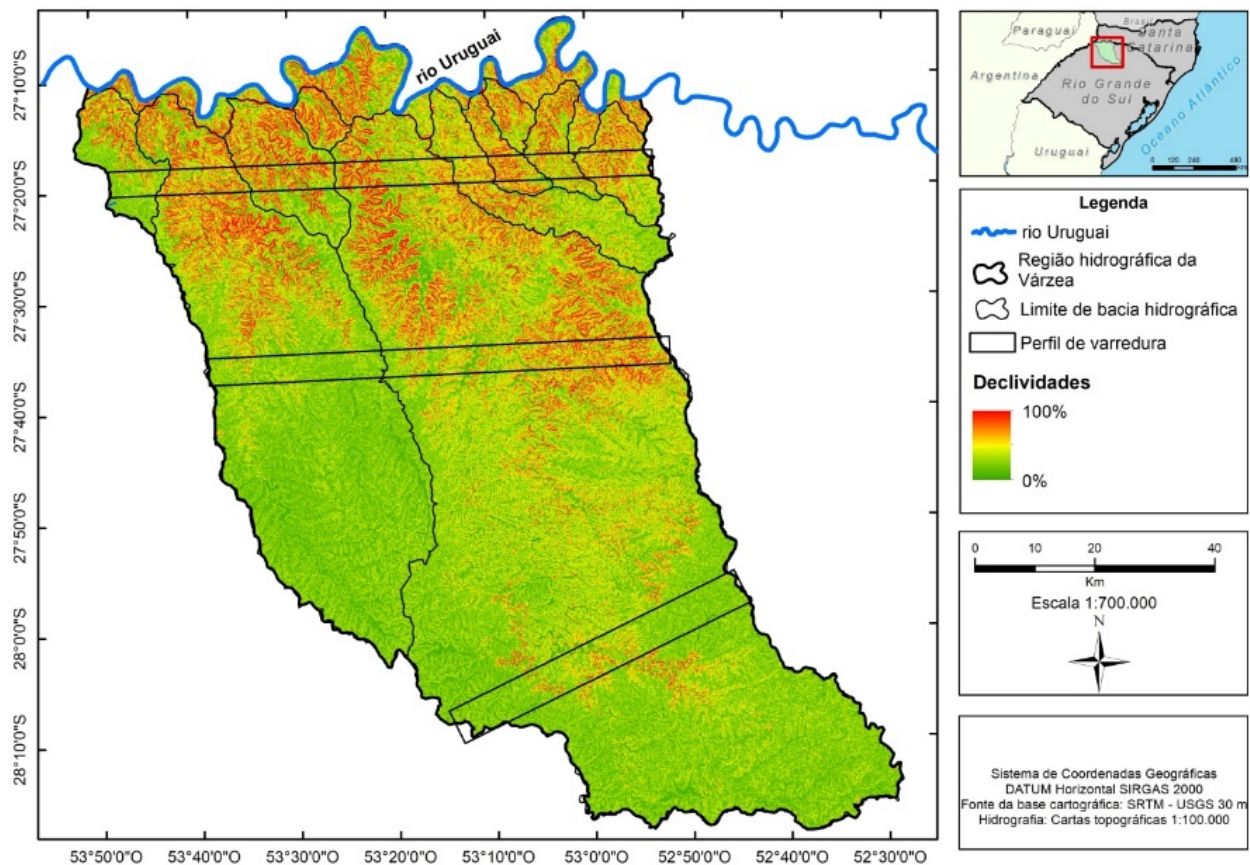


Figura 5 - Mapa de declividade e localização dos perfis de varredura.

Tal observação atesta uma onda erosiva remontante na direção sul da região hidrográfica que amplia a desnudação dos planaltos superiores (Planalto das Missões e dos Campos Gerais), a elaboração das escarpas erosivas, a incisão dos vales e a elaboração da superfície do Planalto Dissecado do rio Uruguai onde se concentram os maiores declives.

Uma concentração menor de declives também ocorre na média/alta bacia do rio da Várzea, disposta, grosso modo, em um semi-círculo que avança para o seu exterior.

Tal distribuição das declividades sugere diferentes pulsos de incisão da drenagem no tempo, cujo agente desencadeador não parece estar associado a mudanças em fatores externos como a precipitação, que é homogênea para a região.

Nesse sentido, parece lógico supor uma influência estrutural que foi capaz de fornecer energia à rede de drenagem de modo a acentuar os declives e a morfogênese do relevo.

Perfis longitudinais de canal

Visualmente, os perfis dos dez canais principais das bacias permitem distinguir canais bastante diferenciados em termos do ajuste de variáveis que se refletem na variação dos seus declives no espaço (Figuras 6, 7 e 8) e em seus perfis longitudinais. Desde perfis tipicamente côncavos (lajeado Bonito, Farinha Grande e Mendes), passando pelos côncavos com rupturas de declive (lajeado Farinha, lajeado Grande, rio Pardo, rio Parizinho) até aqueles que não apresentam concavidade e são considerados aqui como irregulares ou anômalos (rios da Várzea e Guarita).

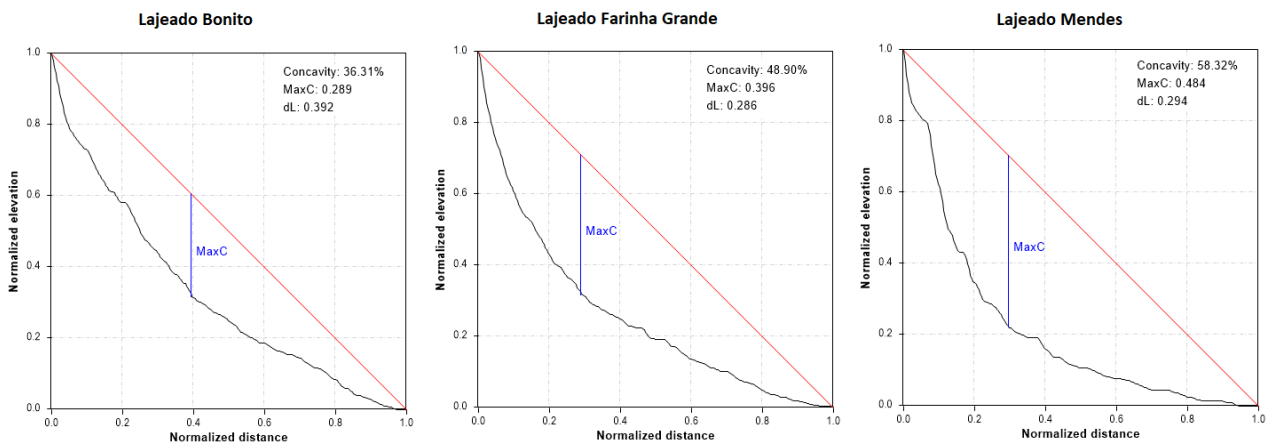


Figura 6 - Perfis longitudinais tipicamente côncavos.

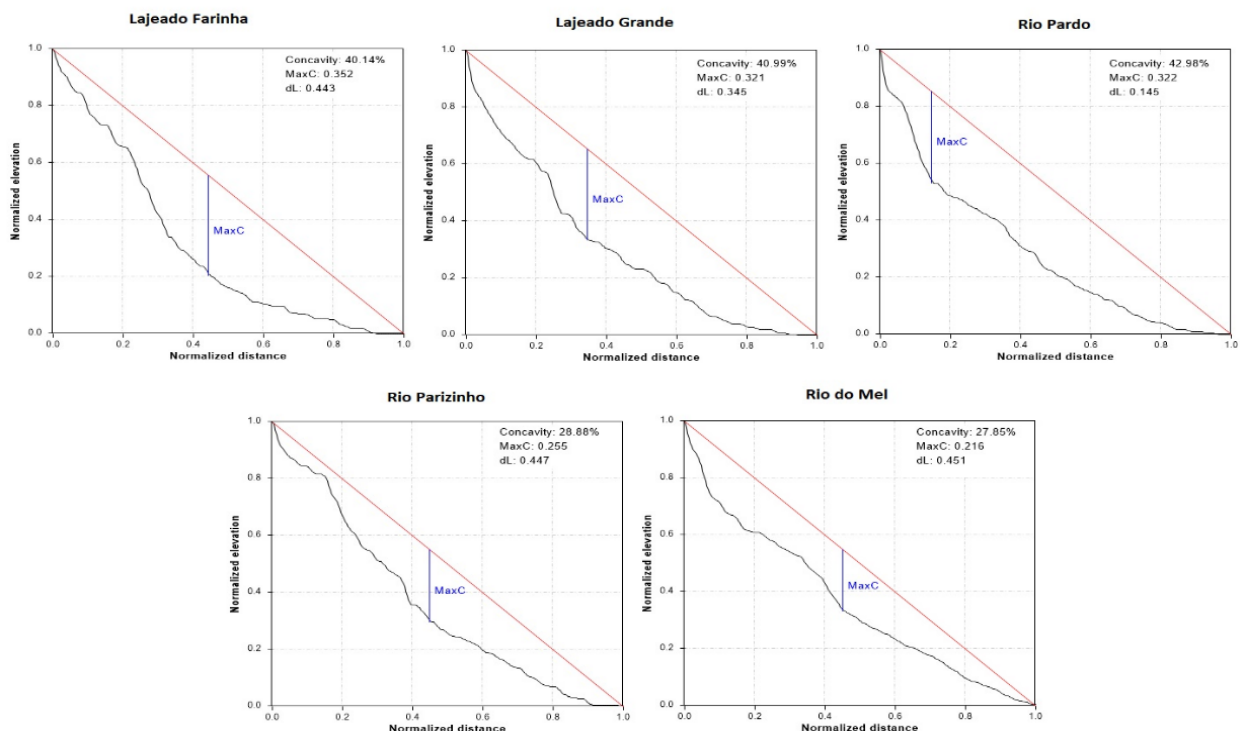


Figura 7 - Perfis longitudinais côncavos com rupturas de declive.

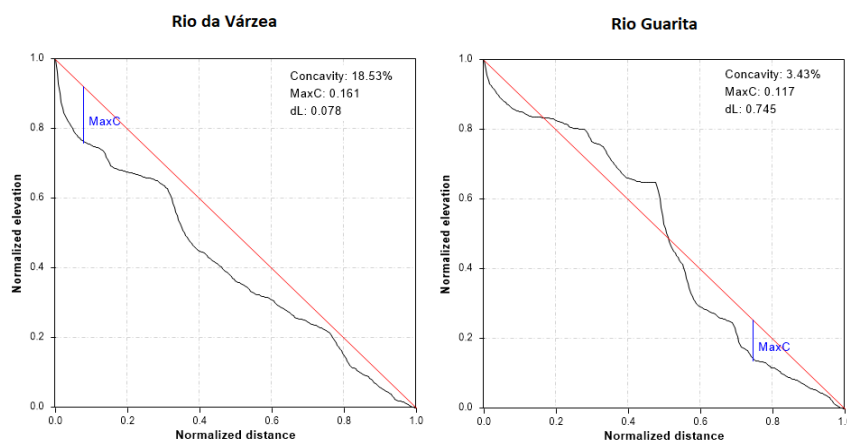


Figura 8 - Perfis longitudinais irregulares.

Em relação aos parâmetros morfométricos dos perfis, o fator de concavidade (C_f) indica quão distante está o perfil de uma geometria perfeitamente côncava (*L-shaped*). Quanto mais próximo de 0 mais próximo de uma linha reta e quanto mais próximo de 100% mais próximo de um perfil tipicamente côncavo - *L-shaped* (Rãdoane et al., 2003). Nesse caso, os menores valores e que expressam os perfis mais distantes do estado de ajustamento (*graded*) do canal são os do rio da Várzea e do rio Guarita (Tabela 2) que são também os perfis mais irregulares e menos côncavos dentre os estudados. Em seguida, acompanhados dos perfis do rio do Mel e do rio Parizinho. O perfil mais próximo de um perfil tipicamente côncavo é o do Lajeado Mendes que possui C_f de 58,32%.

A concavidade máxima dos perfis ($C_{m\acute{a}x}$) tem variação de 0,367 entre a menor (rio Guarita) e a maior (lajeado Mendes). O canal com menor C_f é também o que apresenta menor $C_{m\acute{a}x}$ enquanto o canal com maior C_f é o que apresenta maior $C_{m\acute{a}x}$. Há, portanto, uma proporcionalidade direta entre C_f e $C_{m\acute{a}x}$ para a maioria dos canais estudados. A posição da concavidade máxima em relação à nascente (dL) indica também o grau de ajuste do perfil, conforme Demoulin (1998). Quanto mais próxima da cabeceira a posição de dL mais ajustado (*graded*) é o perfil (Demoulin, 1998, p.197). Nesse caso, tal índice variou grandemente para canais semelhantes. É o caso dos perfis dos canais Guarita e da Várzea, ambos muito anômalos, mas com posições de máxima concavidade (dL) muito distintas. O que poderia explicar tal diferenciação? A esse respeito é possível pensar na influência das rupturas de declive (muito comuns na área) na segmentação e ajuste diferencial de trechos dos canais. No entanto, tal hipótese, precisa ser melhor

investigada ainda. À exceção do rio Pardo, além do já mencionado rio da Várzea, os demais canais possuem dL no médio ou baixo curso indicando um grau médio a alto de desajuste (*ungraded*) segundo esse parâmetro.

Curvas hipsométricas e índice HI

A integral hipsométrica (HI) teve variação de 0,235 entre a maior (rio Guarita – 0,670) e a menor (lajeado Mendes – 0,435) (Tabela 1). O valor médio de HI para a região é de 0,548. Sete das dez bacias analisadas estão muito próximas a este valor. As bacias mais ocidentais da região (Guarita e Parizinho) apresentam os valores mais elevados do índice HI, representando percentuais maiores de áreas a serem ainda dissecadas. A bacia do lajeado Mendes apresenta o menor valor de HI. No geral, esses perfis são representativos de um relevo jovem e tal conclusão é concordante com aquela obtida por Jacques et al. (2014) para bacias de 2ª ordem no domínio do planalto basáltico do oeste catarinense, a leste da área deste estudo.

Destaca-se a consideração de Farhan et al (2016) que indica valores de HI > 0,6 como referentes a um relevo em estágio de juventude (Strahler, 1952) e a curvas hipsométricas do tipo convexa; valores de HI menores que 0,6 e maiores que 0,3 como indicativos de um estágio de maturidade do relevo e curvas em formato S ou côncavo-convexas. Valores de HI menores que 0,3 indicam relevos em estágio de senilidade (peneplanos) com curvas hipsométricas côncavas.

Nenhum valor dessa ordem foi constatado para a região hidrográfica da Várzea, demonstrando coerência com as características apresentadas pelos perfis longitudinais de canal, com o aprofundamento das incisões de drenagem e com as curvas hipsométricas das bacias analisadas.

Tabela 2 - Parâmetros morfométricos dos perfis longitudinais normalizados.

	Bacia	$C_{m\acute{a}x}$	dL	C_f (%)	S
Leste → Oeste	lajeado Grande	0,321	0,345	40,99	0,012
	lajeado Bonito	0,289	0,392	36,31	0,011
	lajeado Farinha	0,352	0,443	40,14	0,020
	lajeado Farinha Grande	0,396	0,286	48,90	0,012
	rio do Mel	0,216	0,451	27,85	0,005
	rio da Várzea	0,161	0,078	18,53	0,001
	lajeado Mendes	0,484	0,294	58,32	0,026
	rio Pardo	0,322	0,145	42,98	0,008
	rio Guarita	0,117	0,745	3,43	0,002
	rio Parizinho	0,255	0,447	28,88	0,009

$C_{m\acute{a}x}$: concavidade máxima; dL: posição de $C_{m\acute{a}x}$ em relação à nascente; C_f : fator de concavidade; S: declive do canal.

As curvas hipsométricas (Figura 9) apresentam formatos variados e podem ser classificadas conforme se segue, com base nos pressupostos de Strahler (1952): (i) curvas predominantemente convexas e representativas de uma morfologia que passa por ativa desnudação, como as do rio Guarita e da Várzea, lajeado Bonito e lajeado Grande; (ii) curvas S ou côncavo-convexas em que predomina uma concavidade na parte montante e convexidade na porção jusante, como

as do rio Parizinho, lajeado Bonito, lajeado Farinha; (iii) e curvas com concavidade na porção montante mas predomínio de trecho retilíneo a partir daí, como são os casos do lajeado Farinha Grande, lajeado Mendes e rio do Mel.

A principal conclusão com base nas curvas hipsométricas é que nenhuma delas é representativa de um relevo maduro conforme Strahler (1952).

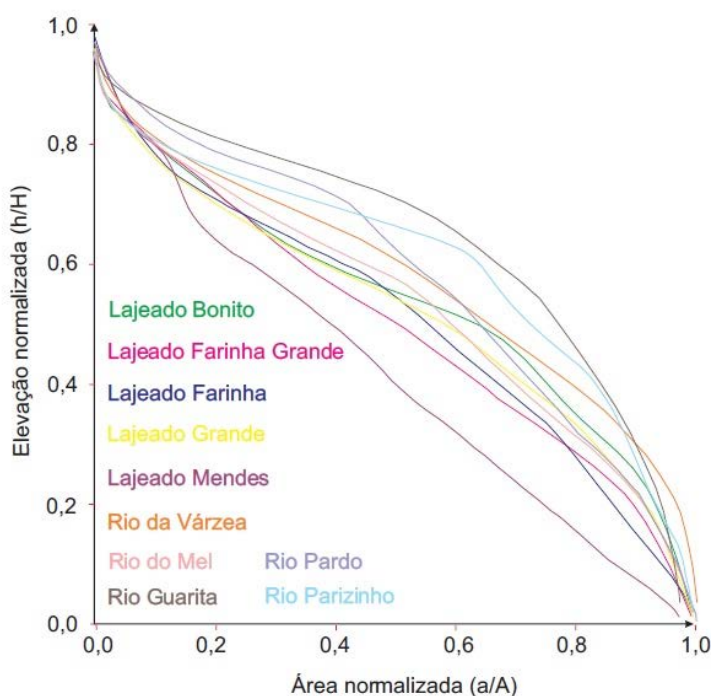


Figura 9 - Curvas hipsométricas.

Perfis de varredura

As figuras 10, 11 e 12 apresentam os perfis de varredura (*swath profiles*) que caracterizam faixas de 10 quilômetros de largura na alta, média e baixa região hidrográfica da Várzea,

correspondentes aos perfis transversais localizados na figura 5. Três trechos se distinguem no perfil da alta região hidrográfica (Figura 10). Um volume topográfico maior na direção do divisor leste da bacia da Várzea (C),

relativo às altitudes do Planalto das Missões. Um bloco rebaixado no centro (B) relativo ao Planalto dos Campos Gerais e ao vale do rio da Várzea que neste trecho se torna um canal de 5ª ordem.

Aí são encontradas as maiores amplitudes altimétricas (*local relief*). Um trecho de altitudes intermediárias (A) é associado também ao Planalto das Missões na direção do divisor oeste da bacia da Várzea

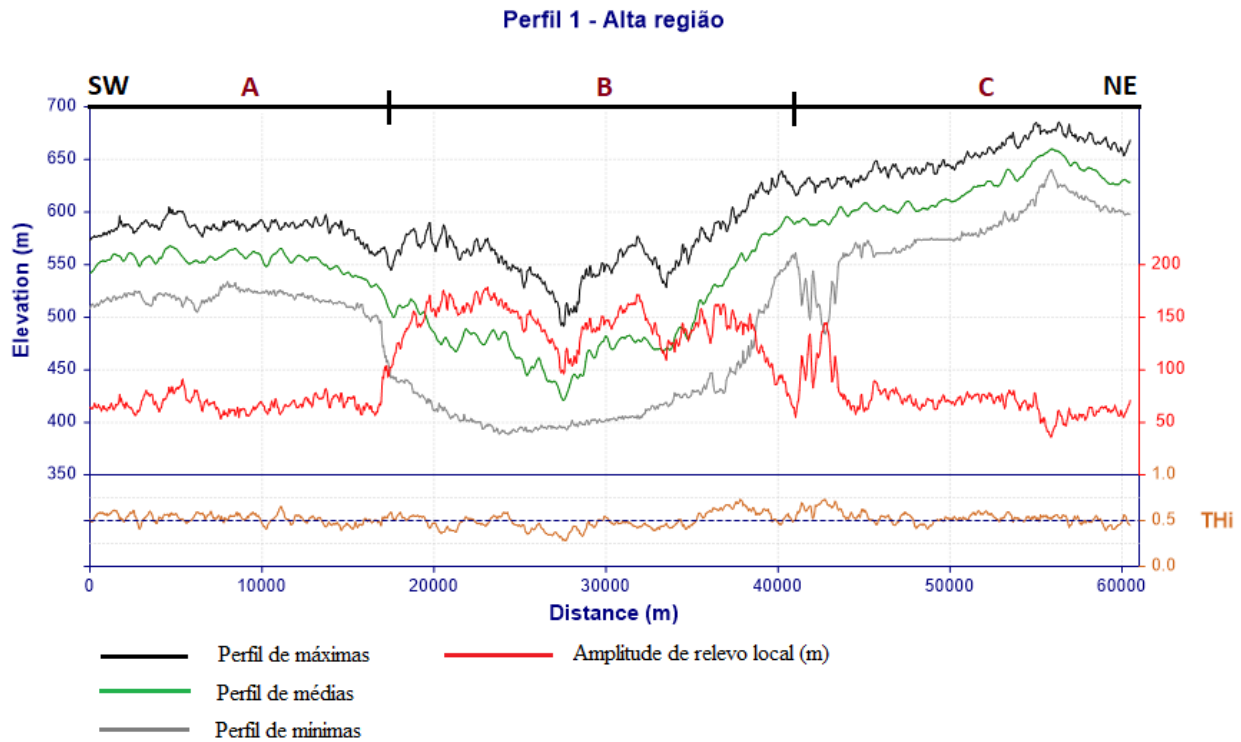


Figura 10 - Perfil de varredura 1 – alta região hidrográfica.

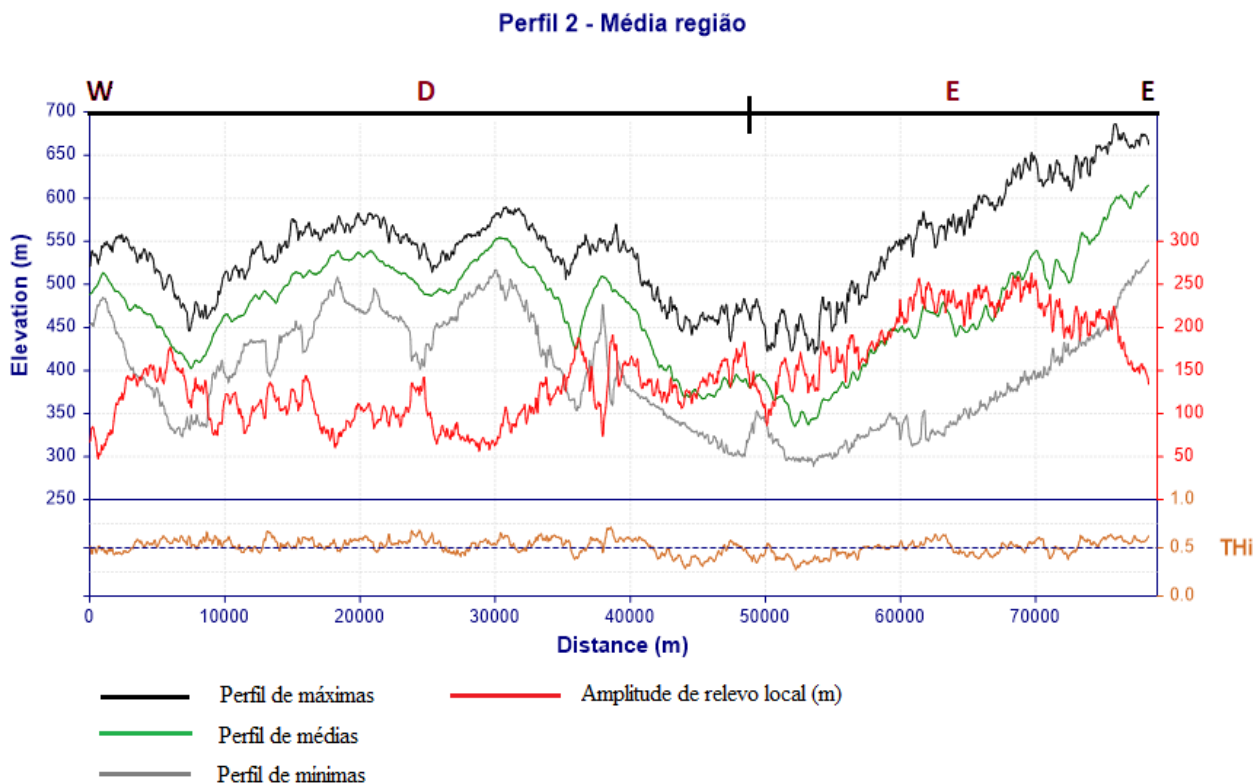


Figura 11 - Perfil de varredura 2 – média região hidrográfica.

Os perfis de máxima e média apresentam espelhamento entre si o que não ocorre com o perfil de mínima. Este apresenta uma variação abrupta na transição de C para B acompanhada

São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 40, n. 1, p. 83 - 99, 2021

por variações abruptas também de amplitude altimétrica. Esse trecho de transição (entre 35 e 45 km) apresenta índices THi elevados indicando aí o aprofundamento das incisões. Tal concentração de incisões deve ter tido alguma causa recente. Se se entende que não há mudança litológica que seja motivo de mudança de resistência, nem mudança na vazão decorrente de diferenças no volume de precipitação, então pode-se hipotetizar alguma causa ou estrutura de origem tectônica responsável por esse abatimento demonstrado pelo perfil de varredura.

Outra hipótese que pode explicar tal situação seria a de uma captura fluvial que tenha produzido tal efeito. A organização assimétrica da drenagem do alto curso do rio da Várzea e a mudança de direção do seu canal para N/NW justificam a investigação em maiores detalhes desta hipótese.

Destaca-se que essa elevada variação de amplitudes altimétricas no trecho coincide com o semicírculo de declives acentuados e a transição entre a superfície superior e a intermediária de isobase.

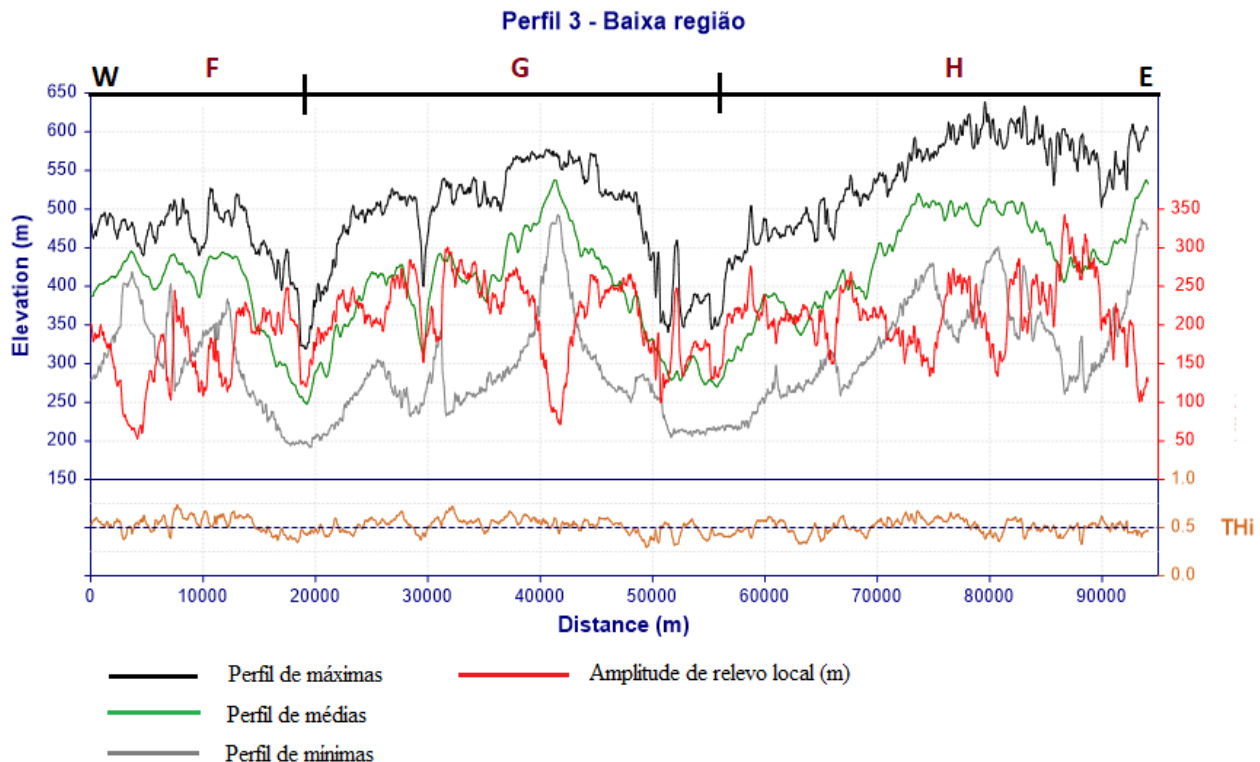


Figura 12 - Perfil de varredura 3 – baixa região hidrográfica.

O perfil de varredura 2 tem basicamente a metade oeste (trecho D) correspondente ao Planalto das Missões e a metade leste (trecho E) corresponde ao Planalto Dissecado do rio Uruguai. Há um aumento gradual das cotas na direção leste ultrapassando aquelas da porção oeste do perfil, marcando assim uma assimetria entre os setores D e E.

Há um espelhamento entre as curvas de máxima e média entre si mas, de novo, discrepâncias maiores com a curva de mínima. A variação do relevo local apresenta mudanças abruptas ao longo de todo o perfil, mas menores no setor leste (E), assim também como uma tendência a THi menores no setor leste do que no oeste. Na contraposição aos perfis normalizados do médio curso dos rios Guarita e Várzea constata-se perfis altamente

irregulares (principalmente do rio Guarita) que demonstram tratar-se de um relevo jovem e que está passando por uma fase ativa de incisão/desnudação.

O perfil 3, localizado na baixa região hidrográfica, corta os canais principais da maioria das bacias da área de estudo. Atravessa os três compartimentos geomorfológicos da área e na porção leste (H) também está o maior volume topográfico, representado pela interseção entre os vales regressivos do Planalto Dissecado do rio Uruguai que avançam na direção do Planalto dos Campos Gerais.

Esta porção leste do perfil demonstra um basculamento na direção da calha do rio da Várzea e coincidência com a maior das anomalias de isobase identificadas. Tais associações, aliadas ainda à assimetria do lajeado

Farinha Grande e rio do Mel para a porção oeste de suas bacias levam a supor a existência e influência de um bloco soerguido nesta porção da região hidrográfica. Restam dúvidas, no entanto, sobre a causa desse soerguimento e se ainda está ativo. Os perfis de máxima, média e mínima apresentam espelhamento incipiente entre si o que demonstra ampla variação do relevo transversalmente. Este perfil é o que apresenta as maiores variações de relevo local (amplitude).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os índices morfométricos avaliados para a região hidrográfica da Várzea são condizentes com um quadro morfogenético ativo e atrelado a influências estruturais que levam a supor um ou mais pulsos de soerguimento para a região. A rede de drenagem associada ao Planalto Dissecado do rio Uruguai está avançando regressivamente para o sul, constituindo uma onda erosiva remontante que é atestada pela concentração dos maiores declives junto à baixa região hidrográfica, mas que avança pela média/alta bacia do rio da Várzea.

Os topos remanescentes do Planalto das Missões e dos Campos Gerais apresentam-se pouco incisivos pela rede de drenagem que nessas áreas apresenta menor densidade. E quanto mais próximo do rio Uruguai, menos preservados estão esses compartimentos planálticos.

As bacias analisadas apresentaram, em sua maioria, HI acima de 0,5, típicos de áreas tectonicamente ativas conforme a literatura e suas curvas hipsométricas demonstraram tratar-se de um relevo jovem representativo de um balanço morfogênese-pedogênese que pende para o primeiro fator, como já ressaltaram Bertolini et al. (2019) para a bacia do rio Barra Grande, afluente da margem direita do rio Uruguai na longitude da bacia do Lajeado Bonito.

Os mantos de intemperismo rasos, amplamente espalhados e verificados em campo nos compartimentos mais dissecados do relevo, atestam claramente o efeito desnudacional da paisagem regional.

O mapeamento de isobase permitiu distinguir três superfícies distintas, aqui denominadas superfície superior, intermediária e inferior. As compressões de isolinhas de base, indicativas de anomalias topográficas, estão concentradas na média e baixa região hidrográfica da Várzea e não se resumem às zonas de maiores declividades.

Em termos do índice THi, os setores F e G possuem um comportamento geral de THi mais elevado do que H. Isto também é evidenciado pelos valores de Hi maiores (0,6) nas quatro bacias contidas nesses dois setores. Na comparação entre F e G, considerando-se tratar do mesmo compartimento planáltico, pode-se dizer que F está sob incisão mais intensa do que G. Os dois setores são separados entre si pelo vale do rio Guarita.

Essas compressões de isolinhas coincidiram com os limites da compartimentação geomorfológica regional (RADAM, 2005) cujo marcador morfológico principal são as escarpas erosivas apontadas no mapeamento do RADAM (Figura 2).

É principalmente essa feição, ou seja, as escarpas erosivas, que separa o compartimento dos planaltos superiores (Planalto dos Campos Gerais e das Missões) do planalto inferior (Planalto Dissecado do rio Uruguai). Essa separação é representada, do ponto de vista do mapeamento de isobase, pela superfície de isobase intermediária (500 – 600 m). Esta superfície é a mais ativa do ponto de vista desnudacional e associada às escarpas erosivas.

A análise dos perfis longitudinais de canal mostrou perfis bastante desajustados em termos hidrodinâmicos, associados a geometrias irregulares e pouco côncavas e a fatores de concavidade (C_f) baixos.

Os canais mais extensos da região (rio Guarita e da Várzea) apresentaram os perfis mais irregulares o que indica que as condições que impõem um controle estrutural à rede de drenagem devem ser suficientemente antigas (mínimamente miocênicas) a ponto de terem atingido inclusive o médio/alto curso do rio da Várzea.

Os perfis de varredura mostraram-se ferramentas muito úteis na discriminação de anomalias topográficas e assimetrias de volumes do relevo para a região e dentro dos seus compartimentos geomorfológicos. Todos os perfis de varredura demonstram tratar-se de um relevo muito dissecado e sujeito a altas taxas de incisão.

A espacialização dos declives de superfície indicou uma onda erosiva remontante na direção sul da região hidrográfica. Como o avanço dessa onda erosiva se encontra distribuído pelas várias bacias pode-se pensar em ao menos duas hipóteses que explicam esse processo: (i) a primeira relacionada ao encaixamento do rio

Uruguai e a segunda (ii) a um soerguimento diferencial (por ajuste isostático ou dinâmica mantélica profunda).

Do ponto de vista lógico, não há impedimento que o encaixamento do rio Uruguai, que aparece como o fato mais contundentemente observável na paisagem, esteja sendo controlado pelo fator da segunda hipótese, ou seja, um soerguimento de origem tectônica. No entanto, esta segunda hipótese carece de maiores evidências e mais amplas em termos regionais.

Referente às três questões levantadas na parte introdutória deste trabalho, os índices morfométricos aqui mensurados demonstram um relevo em ativo processo de desnudação e controlado por fatores de ordem estrutural que ainda

carecem ser melhor compreendidos em termos temporais e de gênese.

Esse relevo é constituído de pelo menos duas superfícies geomorfológicas distintas, sendo a mais jovem, e em fase atual de elaboração, a superfície do Planalto Dissecado do rio Uruguai.

A morfogênese desse relevo é coerente com a atuação de fatores estruturais de caráter tectônico que fizeram com que houvesse um encaixamento do rio Uruguai que, como principal consequência, produziu uma onda erosiva remontante e um desequilíbrio na rede de drenagem.

Esses fatores potencializaram o efeito desnudacional e incisivo da drenagem na paisagem e expandiram a área do Planalto Dissecado do rio Uruguai.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 515-516, 2000.
- BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, Celso dal Re; BRITO NEVES, B.B. (orgs) Ed. Becca. São Paulo, 2004.
- BERTOLINI, W.Z.; DEODORO, S.C.; BOETTCHER, N. Análise morfométrica da bacia do rio Barra Grande – oeste de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 20, n. 1, p.3-17, 2019.
- BLOOM, A.L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. 3ª ed. Waveland Press, EUA. 2004. 482 p.
- BRICALLI, L. & MELLO, C. Padrões de lineamento relacionados à litoestrutura e ao faturamento neotectônico (estado do Espírito Santo, SE do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 14, n.03. p. 301-311, 2013.
- BRICALLI, L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Revista Espaço Aberto**. PPGG - UFRJ, v. 6, n. 1. p. 75-110, 2016.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial** – São Paulo: Edgard Blucher. 1981. 313 p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geológico do Estado de Santa Catarina**. Escala 1:500.000. Wilson Wildner (coord. técnico). 2014.
- DAS, Sumit. Geomorphic characteristics of a bedrock river inferred from drainage quantification, longitudinal profile, knickzone identification and concavity analysis: a DEM-based study. **Arabian Journal of Geosciences**. 11. 2018.
- DECRETO nº 53.885. **Institui subdivisão das Regiões Hidrográficas do Estado do Rio Grande do Sul em Bacias Hidrográficas**. Governo do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2018.
- DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**. 24. p.189–208, 1998.
- DIAS, A.A. & PARISI, G.N. **Folha Frederico Westphalen SG-22-Y-C-II** (escala 1:100.000). Programa Geologia do Brasil. Projeto Geologia para Apoio aos Arranjos Produtivos de Gemas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CPRM. 2007. 73 p.
- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.
- FARAHN, Y.; MOUSA, R.; DAGARAH, A.; SHTAYA, D. Regional hypsometric analysis of the Jordan Rift drainage basins (Jordan) using Geographic Information System. **Open Journal of Geology**, v. 6. p. 1312-1343, 2016.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, Israel derived from isobase lines. **Geomorphology**, v. 7. p. 305-315, 1993.
- GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; CHAMANI, M.A. C. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 5, p. 1493-1504, 2011.
- HILLEY, G.E. & ARROWSMITH, J.R. Geomorphic response to uplift along the Dragon's Back Pressure Ridge, Carrizo Plain, California. **Geology**, v. 36, p. 367-370, 2008.
- HOLBROOK, J.; 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**, v. 305, p. 287-306, 1999.
- IBGE. **Geomorfologia**. Folha Chapecó SG-22-Y-C. Escala 1:250.000. 2003.
- JACQUES, P.D. **Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina**. São Paulo. 2013. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- JACQUES, P.D.; SALVADOR, E.D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C.H.; NUMMER, A.R. Application of morphometry in neotectonics studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.
- KRÖLING, D.; BRUNETTO, E.; GALINA, G.; ZALAZAR, M.C.; IRIONDO, M. Planation surfaces on the Paraná basaltic plateau, South America. In: RABASSA, J. & OLLIER, C (eds). **Gondwana Landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and Southern Brazil**. Springer. p. 247-303, 2014.
- MITASOVA, H. & MITÁŠ, L. Interpolation by regularized spline with tension: Theory and implementation. **Mathematical geology**, v. 25, n. 6, p. 641-655, 1993.
- MOLIN, P.; PAZZAGLIA, F.; DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy. **American Journal of Science**. v. 304. p. 559-589, 2004.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**. v. 27. n. 4. p. 541-553, 2008.

- PENCK, W. **Morphological analysis of landforms**. New York, St. Martin'Press. Tradução de Hella Czeck e K.C. Boswell. 1953.
- PÉREZ-PEÑA, J.V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J.M.; GALVE, J.P.; BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. SwathProfiler and NProfiler: two new ArcGis Add-ins for the automatic extraction of swath and normalize driver profiles. **Computer & Geosciences**, v. 104, p. 135-150, 2017.
- PÉREZ-PEÑA, J.V.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computer & Geosciences**, v. 35. p. 1214–1223, 2009.
- PEYERL, W.R.L.; SALAMUNI, E.; SANCHES, E.; NASCIMENTO, E.R.; SANTOS, J.M.; GIMENEZ, V.B.; SILVA, C.L.; FARIAS, T.F.S. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 48, n. 3. p. 553-573, 2018.
- PIKE, R.J. & WILSON, S.E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. **Geological Society of America Bulletin**. v. 82, n. 4, p. 079-1084, 1971.
- RADAM BRASIL. **Mapa de avaliação de relevo**. Folha SG.22/21/23 – Curitiba, Assunção e Iguape. IBGE. Escala 1:1.000.000, 2005.
- RĂDOANE, M.; RĂDOANE, N.; DUMITRIU, D. Geomorphological evolution of longitudinal profiles in the Carpathians. **Geomorphology**. v. 50, p. 293-306, 2003.
- REIS, M.S.; ANDRADES FILHO, CA.; BERRETA, MS.R.; OLIVEIRA, L.G. O papel da tectônica na paisagem atual: estudo sobre a Formação Tupanciretã no Planalto Meridional do Rio Grande do Sul, Brasil. In: XVII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS/XI SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Bento Gonçalves, RS, Brasil. 2019. **Anais...**São Bento, 2019.
- RODRÍGUEZ TRIBALDOS, V.; WHITE, N.J.; ROBERTS, G.G.; HOGGARD, M.J. Spatial and temporal uplift history of South America from calibrated drainage analysis. **Geochemistry, Geophys, Geosystems**, v. 18. p. 2321–2353, 2017.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, v. 1, n. 1-2, 1993.
- STEVAUX, J.C & LATRUBESSE, E.M. **Geomorfologia Fluvial**. Oficina de Textos. São Paulo. 2017. 336 p.
- STEVAUX, J.C. A paleoidrologia como ferramenta no gerenciamento fluvial. **Boletim de Geografia**, v. 21, n. 1, p.111-114, 2003.
- STRAHLER, A.N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v. 248, p. 673-696 (Parte I) e p. 800-814 (Parte II), 1950.
- STRAHLER, A.N. **Geografia Física**. 3ªed. Ediciones Omega S.A. Barcelona. 1974.
- STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117–1142, 1992.
- SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms**. Essex. Longman Scientific & Technical. 1991.
- WOBUS C.; WHIPPLE K.X.; KIRBY E.; SNYDER N.P.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU K.; CROSBY B.T.; SHEEHAN D. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. **GSA Special Paper**, v. 398, p. 55–74, 2006.
- XUE, L.; GANI, N.D.; ABDELSALAN, M.G. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. **Geomorphology**, v. 285, p. 374–398, 2017.
- ZAMBOT, N. Identificação de superfícies geomorfológicas através do método de isobase no Planalto Basáltico da média-baixa bacia do rio da Várzea (RS). Trabalho de conclusão de curso (Geografia Licenciatura). Universidade Federal da Fronteira Sul, Campus Chapecó. 2019. 48 p.

Submetido em 22 de junho de 2020

Aceito para publicação em 14 de dezembro de 2020