ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>

Hidrogeomorfologia em confluência fluvial obtusa, Guarapuava, Paraná

Leandro Redin Vestena¹, Alessandro Kominecki²

¹ Professor Associado do Departamento de Geografia e do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UNICENTRO. Endereço: Alameda Élio Antônio Dalla Vecchia, 838 - CEP 85040-167 - Bairro Vila Carli, Guarapuava - PR. E-mail: lvestena@unicentro.br (autor correspondente). ² Doutorando e mestre em Geografia pela Universidade Estadual do Centro-Oeste, UNICENTRO. Professor efetivo de Geografia da SEED/PR. E-mail: alessandrokominecki@gmail.com

Artigo recebido em 28/12/ 2020 e aceito em 14/06/2021

RESUMO

As misturas sólidas e líquidas no curso fluvial são intensificadas em áreas de confluência de rios condicionadas principalmente pela abertura angular da junção. O conhecimento da dinâmica hidrossedimentológica em junções de leito rochoso com diferentes aberturas angulares é fundamental para entendimento do ajustamento morfológico nas confluências e subsidiar ações de preservação e conservação dos ecossistemas fluviais. Nesse sentido, o presente trabalho apresenta os resultados de um estudo hidrogeomorfológico sobre confluência fluvial com ângulo de junção obtuso (>100°), em rio de planalto com leito rochoso, na Formação Serra Geral. A pesquisa avaliou segmento fluvial a montante e jusante do Rio das Pedras e no tributário Rio das Pombas, em Guarapuava, Paraná, por meio de observações e mensurações das características morfológicas e hidráulicas largura, profundidade do talvegue, declividade do leito e vazão em margens plenas. O ajustamento morfológico em confluências obtusas é peculiar, uma vez que o ângulo de junção fluvial condiciona uma dinâmica específica de fluxo, erosão, transporte e deposição de sedimentos, resultado principalmente de sua associação com a natureza geológica do leito fluvial e os tipos de uso e manejo da terra a montante da confluência.

Palavras chave: Estabilidade no canal fluvial, leito rochoso, morfologia fluvial.

Hydrogeomorphology of an obtuse fluvial confluence, Guarapuava, Paraná

ABSTRACT

Solid and liquid mixtures in river courses intensify in areas of river confluence, conditioned mainly by the angular opening of the junction. Knowledge of hydrosedimentological dynamics in bedrock junctions with different angular openings is essential for understanding morphological adjustment at confluences and for supporting actions for the preservation and conservation of river ecosystems. For this reason, this article presents the results of a hydrogeomorphologic study on a river confluence with an obtuse junction angle (>100°), in a plateau bedrock river, in the *Serra Geral* Formation. The research evaluated a fluvial segment upstream and downstream of the Pedras River and in the Pombas River tributary, in Guarapuava, Paraná, through observations and measurements of morphological and hydraulic characteristics, width, talweg depth, bed declivity and bankfull flow. Morphological adjustment in obtuse confluences is peculiar in that the fluvial junction angle conditions specific flow, erosion, sediment transport and deposition dynamics, mainly resulting from its association with the geological nature of the river bed and types of land use and management upstream of the confluence.

Keywords: Fluvial channel stability, bedrock, fluvial morphology.

Introdução

As áreas de confluências de rios são pontos específicos na paisagem que refletem aspectos do ambiente de toda bacia hidrográfica, caracterizadas por Yuan et al. (2021) como nós críticos da rede de drenagem. As confluências de canais fluviais são tratadas na literatura como ambientes sensíveis e importantes pelo controle e redirecionamento de fluxo e sedimentação. Também são locais representativos dos aspectos à

montante, por possuírem depósitos fluviais e estarem sobrepostos a uma litologia que condiciona determinados processos erosivos. Para Ramos et al. (2019) as confluências fluviais regulam o transporte de sedimentos, nutrientes e poluentes por elas serem dissipadoras do fluxo na rede de drenagem.

As confluências fluviais são áreas sensíveis e sua morfologia pode ser condicionada

pelo ângulo de sua junção fluvial. As confluências que apresentam ângulos de junção superiores a 90° tendem a serem mais impactadas em sua morfologia em razão da direção de fluxo do tributário incidir no rio principal em sentido divergente de seu fluxo, diferentemente de confluências com ângulos de junção inferiores a 90° onde as direções de fluxo do rio principal e afluente convergem. Xie et al. (2020) identificaram em segmentos de difluência (divisão de fluxos) e confluência (junção de fluxos) estruturas de fluxo condicionadas pela curvatura do talvegue. Gualtieri et al. (2019) apontaram que as interações de fluxo em confluências rochosas são influenciadas pela topografia do leito (interação fluxo-rocha).

A estrutura dos rios é construída para otimizar a energia decorrente do fluxo de água e material sólido transportado (Stevaux e Latrubesse, 2017). Os leitos fluviais são constituídos por rocha exposta, rios de *leitos rochosos* e por leitos que apresentam uma cobertura de sedimentos, *leitos aluviais* ou pela alternância de leito rochoso e aluvial, rios de *leito rochoso aluvial*. De acordo com Kominecki e Vestena (2021), o ângulo de junção fluvial e o controle geológico em uma confluência fluvial aguda determinaram as variações na composição do leito e a morfologia dos canais fluviais. A dinâmica de fluxo nas confluências é significativamente interferida pelo controle geológico (Ianniruberto et al., 2018).

Os rios de leito aluviais são constituídos por sedimentos erodidos e transportáveis, com infiltração de água no leito. Esses rios aluviais (Wang et al. 2020) em escalas de curto tempo (15 anos), tem suas morfologias alteradas consideravelmente em episódios de inundações. Enquanto, os rios de leito rochosos são rígidos e com maior nível de resistência. Os rios de leito rochosos apresentam uma dinâmica morfológica específica, de ajustagem mais lenta geralmente em função de controles tectônicos ou mudanças litológicas que podem acarretar existência de trechos fluviais mais suscetíveis a erosão, o transporte e a deposição.

As confluências aluviais com leito aluviais tendem a migrar lateralmente, diferente das de leito rochosos, que tendem a ser fixas (Dixon et al., 2018). A mobilidade é determinada pelas características litológicas e hidrossedimentológicas presente na bacia hidrográfica.

Os rios são sistemas dinâmicos de escoamento, compostos por uma fase líquida e outra sólida, interagindo em balanço dinâmico de erosão, transporte e sedimentação na determinação da morfologia dos mesmos (Silva et al., 2007). O fluxo d'água é determinante para a dinâmica morfológica do canal, exercendo constantemente

sua força hidráulica sobre os materiais localizados no leito e nas margens dos rios (Christofolletti, 1981). O fluxo rápido no canal principal é desacelerado pelo atrito do leito e das margens nas áreas de confluências e pelo fluxo do tributário, que empurra lateralmente o fluxo do rio principal até atingir uma velocidade comum (Cushman-Roisin e Constantinescu, 2019).

O canal fluvial se ajusta de maneira a alcançar uma certa estabilidade de equilíbrio (Knighton, 1977) em razão principalmente da quantidade, regime e condições de contorno de fluxo e dos processos erosivos, de desagregação, transporte e deposição. As alterações ocasionadas na forma do canal dependem essencialmente das características dos materiais de leito e da dinâmica de fluxo. A zona hidrodinâmica na confluência fluvial é determinada pela morfologia do leito (Cheng et al., 2019).

Em rios de leito rochoso a efetividade erosiva necessita de maiores vazões no canal do que em rios de leito aluvial, em geral, que excedam descargas em margens plenas, em função de uma maior resistência litológica, o ajustamento morfológico ocorre principalmente em vazões máximas. As vazões em margens plenas são aquelas que preenche todo o canal ao nível da planície de inundação ativa (Wolman e Leopold, 1957). Esta planície é definida como uma superfície plana adjacente ao canal fluvial, modelada pela ação erosiva ou deposicional do fluxo das cheias e inundada (Fernandez, 2003), constituída por deposição aluvial. Em rios rochosos essa planície é limitada, sendo “[...] comum a formação de canal ativo bem definido por margens íngremes, sustentadas por colúvio e/ou afloramentos rochosos” (Lima, 2009, p. 66).

A variação do nível das águas fluviais ocorre em função do regime de precipitação, quantidade de infiltração e drenagem subterrânea (Cunha e Guerra, 1996). Zhang et al. (2020) associam as características geomorfológicas de leito com a presença do buraco de entalhamento (*scour hole*) no centro da confluência e aos estágios de fluxo no canal.

Os estudos de Leopold e Maddock (1953) e Wolman (1955) evidenciaram respostas morfológicas nos rios em razão das interações líquidas e sólidas na confluência de canais. Leopold (1964) destaca que a compreensão das interações das variáveis nas junções fluviais contribui na interpretação de evidências geológicas, principalmente ao analisar os depósitos de sedimentos. Alomari et al. (2018) associam a tensão de cisalhamento central exercida no leito com o tamanho do ângulo de junção das confluências.

Mosley (1976) e Best (1987; 1988) pesquisaram a natureza e comportamento das estruturas de fluxo nas junções dos rios, investigando a formação das células rotativas que convergem na superfície do centro do canal. A convergência das descargas na confluência gera perturbação nas lâminas de fluxo no canal principal, constituindo as zonas de cisalhamento. Essas por sua vez, tem sua configuração de fluxo no canal principal dado em função da quantidade de descarga proveniente do tributário e seu respectivo ângulo de junção. Um fluxo turbulento é formado no limite entre as zonas de cisalhamento.

A movimentação de fluxo e a disponibilidade de sedimentos nas confluências são condicionadas pelo ângulo de junção. Um modelo comportamental da hidrodinâmica de confluência foi definido por Best (1986; 1987), foram propostas seis zonas de comportamento de fluxo: zona de estagnação do fluxo, zona de deflexão do fluxo, zona de separação de fluxo, zona de máxima velocidade, zona de restabelecimento do fluxo, e camadas ou linhas de cisalhamento.

Os tipos de movimentação de fluxo observados em confluência apresentam comportamentos distintos de deslocamento de água e sedimentos (Best, 1986). De acordo com Best (1987) a *zona de estagnação do fluxo* ocorre pela deflexão de ambos os fluxos na junção fluvial e é reflexo da convergência fluvial, constituída por sedimentação fina (silte e areia) e remanso fluvial; a *zona de deflexão do fluxo* é constituída pela convergência dos fluxos, caracterizada como área de maior poder erosivo condicionada ao valor angular (não somente) da confluência, sua sedimentação é composta por diâmetros maiores; a *zona de separação de fluxo* representa a ressurgência e depósito de sedimentação média (areia), bem selecionada; a *zona de máxima velocidade* é responsável pelo entalhamento do talvegue e redirecionamento do fluxo, a qual é deslocada para a margem contrária do canal principal em relação à entrada do tributário, promovendo erosão e alargamento; a *zona de restabelecimento do fluxo* é localizada a jusante da junção fluvial, deslocando os detritos erodidos no encontro dos fluxos no “miolo” central, é onde ocorre a recuperação gradativa do fluxo; e a *camada de cisalhamento* também chamadas de linhas de cisalhamento constituída no contato da estagnação dos fluxos, caracterizada por uma estrutura de fluxo bem organizada, elevada tensão de atrito, e intensa turbulência. Mahmodinia e Javan (2018) e Sui et al. (2019) detectaram que o valor angular da confluência determina a formação da zona de separação do fluxo no pós-confluência.

Sambrook Smith et al., (2019) ao definirem um modelo morfodinâmico de base física para entender o comportamento sedimentar de junções aluviais, enfatizam a importância de ampliar as investigações das confluências fluviais. Best (1986; 1987), Roy (1983) e Rhoads (1994) estudaram a morfologia dos canais fluviais em relação à variação de ângulos de junções nas confluências e concluíram que as interações de fluxo e sedimento em confluência reflete na formação de locais de erosão e outros de deposição, assim definem morfologias específicas determinadas pelo valor angular da junção. Cheng et al. (2019) detectaram zonas helicoidais e de erosão no talvegue central da confluência fluvial e constaram que a topografia de leito, produz ressurgências do fluxo na junção fluvial. Já Sukhodolov e Sukhodolova (2019) identificaram ressurgência em confluência de rios, devido aos fluxos helicoidais gerados pelas contribuições fluviais dos tributários. Enquanto, Xie et al. (2020) concluíram que a topografia diferencial entre o curso fluvial principal e o tributário, contribui para a divisão desigual dos fluxos.

As interpretações de deslocamento de fluxo relacionado as formas de leito expostas pela confluência dos rios, deram condições de Best (1986) classificar três principais formas, como as “faces distintas”, as quais são geralmente íngremes e morfologias que se formam na boca de cada um dos canais confluentes; o *scour hole* percebida pela região de erosão e varredura no interior/centro da junção; e as *barras de sedimentos* no canal constituídas a jusante no pós-confluência.

Sambrook et al., (2005) a partir dos estudos de Mosley (1975, 1976), Best (1985) e Roy (1988) sobre a área de varredura da confluência, constatou que a profundidade do ‘*scour hole*’ amplia à medida que aumenta o valor angular. Penna et al. (2018) identificaram que quanto maior o ângulo de junção, maior é a zona de cisalhamento e de deflexão do fluxo no pós-confluência.

Mosley (1976) estudou leitos móveis e identificou que a profundidade do centro da confluência tornou-se maior com o aumento do ângulo de junção. Apesar dos estudos de Sambrook et al., (2019) serem direcionados em confluências fluviais aluviais, seus resultados reforçam a necessidade de ampliação de interpretação desses ambientes, principalmente os rochosos, pouco explorados.

As morfologias das confluências e seus processos são condicionados por um conjunto de fatores de controle, os quais determinam as características dos rios e suas formas evolutivas. Schumm (2005) destaca que a interação de elementos de controle de natureza geológica,

hidrológica e antrópica condicionam os tipos de rios (rochoso, aluvial) e variações locais na morfologia dos cursos fluviais.

O sistema fluvial, assim como o sistema geomórfico, tem variáveis que atuam de forma hierárquica de dominância, dependência e independência em diferentes escalas temporais e espaciais, com interações complexas, assim qualquer interferência humana em determinado local pode propagar interferências tanto espaciais como temporais (Stevaux e Latrubesse, 2017). Desse modo, o conhecimento dos aspectos fluviais tem relevância não somente no que diz respeito aos recursos hídricos, tanto do ponto de vista da hidráulica e erosão, como também sedimentológico, geomorfológico e do planejamento regional (Suguio, 1990).

É de extrema relevância compreender a dinâmica e características de leito no percurso do rio. As informações obtidas em canais fluviais podem auxiliar técnicos com projetos de restauração ou revitalização de canais, avaliação de *habitats*, comportamento de vazões, estabilidade de encostas e evolução morfológica das bacias hidrográficas. Silva et al. (2019) reforçam que os estudos de confluências fluviais contribuem efetivamente com análises e discussões sobre a conectividade das bacias hidrográficas. Para Savi et al. (2020) a investigação de depósitos sedimentares em junções revela aspectos climáticos e tectônicos das bacias hidrográficas.

Assim, apesar de pesquisas abordarem os processos hidráulicos e morfológicos no interior das confluências, é notável a predominância delas em rios aluviais com ângulos de junção retos e uma carência de estudos de junções inseridas em leito

rochoso com distintas aberturas angulares. Ferguson (1986) destaca que são necessárias mais investigações sobre confluências rochosas para a compreensão desses ambientes.

Neste contexto, o presente estudo visa compreender a morfologia de uma área de confluência fluvial com ângulo de junção obtuso ($>90^\circ$) em leito rochoso. A hipótese é de que em confluências obtusas com leito rochoso, as movimentações de fluxo e o controle geológico condicionam a morfologia fluvial. Para atingir tal objetivo escolheu-se uma confluência fluvial obtusa inserida na Formação Serra Geral, mais especificadamente, a junção fluvial do Rio das Pombas com o Rio das Pedras, situada no Planalto de Guarapuava, Sul do Brasil.

Material e métodos

Área de estudo

A confluência fluvial estudada está inserida na bacia do Rio das Pedras (BRP), no município de Guarapuava, Paraná, constituída pelo Rio das Pombas um de seus maiores tributários (Figura 1). A junção dos rios é localizada nas coordenadas $25^\circ 21' 24.45''\text{S}$ e $51^\circ 21' 26.51''\text{O}$, em uma altitude de 1.033 metros. A bacia do Rio das Pedras está situada no Terceiro Planalto do Paraná, a oeste do reverso da escarpa da Esperança, ocupando uma área de 330 km² da Formação Serra Geral. O Rio das Pedras tem uma extensão de 61 km até sua desembocadura no Rio Jordão, um dos principais tributários da margem direita do Rio Iguaçu. A vegetação original a montante da confluência vem sendo substituída por áreas de monocultura vegetal, agricultura e pecuária.

Figura 1. Localização da área de estudo na bacia do Rio das Pedras.

O Terceiro Planalto Paranaense está inserido na Formação Serra Geral constituído predominantemente por litologia basáltica. A Bacia do Rio das Pedras tem sua rede de drenagem inserida em uma área composta por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, constituída por basaltos toleíticos. Além disso, é composta por derrames e *sills*, rochas ígneas extrusivas de composição predominantemente básica de idade jurássica-cretácica, com idade de 140-120 milhões de anos (MINEROPAR, 2001).

Os extensos derrames, com predomínio de basaltos, compõem a unidade morfoestrutural denominada “Zona de Capeamento Basalto-Arenítico” ou “Terceiro Planalto” (Maack, 2002). As camadas basálticas tem características estruturais maciças e níveis vesicular-amidalóides,

as quais tem distinção de resistência erosiva, as camadas de basalto vesicular-amidalóides se apresentam com menor resistência erosiva (Lima, 2009). Além disso, as rochas vulcânicas no processo de resfriamento da lava formaram um conjunto de fraturas, as quais condicionam a morfologia e rede de drenagem dos cursos fluviais (Lima, 2009). Gerrard (1988) afirma que as rochas basálticas possuem micro fraturas constituídas da estrutura da própria rocha, como granulometria e composição química.

De acordo com Lima (2009), figura 2, o segmento a montante (46) e a jusante (48) da confluência fluvial do Rio das Pedras com o Rio das Pombas encontra-se escavado predominantemente em composição vesicular amidalóide.

Figura 2. Composição geológica do substrato basáltico e mapa estrutural de segmentos do Rio das Pedras. Adaptado de Lima (2009).

A junção está inserida em área de cruzamento de lineamentos tectônicos, que por sua vez condicionam a rede de drenagem, e constituem segmentos retilíneos dos canais e zonas de rupturas de declive. Essa característica tectônica em área de junção amplia os processos erosivos sobre o substrato do leito rochoso, ao constituir zonas de menor resistência que pela atuação da relação fluxo e sedimentos intensificam os processos de entalhamento do talvegue.

O relevo possui variação de plano a montanhoso, predomina o tipo suave ondulado (declividades de até 12°) em 77% da área da bacia, inclusive na área de inserção da confluência do Rio das Pombas. Nas demais áreas da BRP tem-se relevos de forte ondulado a montanhoso (declividades maiores que 12°) que potencializam significativas energias aos fluxos superficiais (Vestena et al., 2012).

A região de Guarapuava está inserida na zona extratropical, com clima subtropical mesotérmico-úmido de verões frescos e inverno moderado, com temperatura média anual entre 16 e 17,5°C (Thomaz e Vestena, 2003). De acordo com a classificação climática de Köppen (1948) o clima é mesotérmico subtropical úmido (Cfa) com precipitações anuais variando entre 1.800 a 2.000 mm, evapotranspiração de 900 a 1.000 mm, e temperatura média de 17 a 18 °C (Caviglione et al., 2000).

Uma análise dos dados de vazões fluviométricas no Rio das Pedras entre 1989 à 2019 evidencia que os anos que apresentaram maiores vazões médias foram 1992 e 1998. E os meses de junho (11,53 m³/s) e outubro (13,71 m³/s) concentraram as maiores médias mensais de vazões entre 1992 e 2019 (Figura 3).

Figura 3. Vazões fluviométricas diárias médias mensais (a) e médias anuais (b) do Rio das Pedras. Dados: Estação ETA – GUARAPUAVA (Código: 65809000). Fonte: IAT, 2020.

As vazões fluviométricas mais significativas ocorreram nos anos de 1992 e 1998, com vazão diária média de 13,18 m³/s e 17,09 m³/s, respectivamente. Em 2019 os meses de maio (19,37 m³/s) e junho (15,45 m³/s) foram os que apresentaram maiores vazões médias.

A vegetação natural na BRP é composta principalmente por Floresta Ombrófila Mista, conhecida como floresta de araucária. Contudo, em razão de sua exploração, atualmente a vegetação se encontra bastante modificada, no que diz respeito a sua composição e distribuição espacial (IBGE, 1999).

Em razão da combinação de fatores como litologia basáltica, clima e vegetação, na BRP são identificados os solos Latossolo, Cambissolo, Neossolo (Litólico) e Gleissolo (hidromórfico).

Depósitos aluvionares inconsolidados estão situados (apesar que restritos) nas margens dos rios e na base das encostas depósitos de colúvio, sobretudo na parte inferior da bacia, onde as vertentes tem maior declividade (Lima, 1999).

Dados cartográficos e softwares utilizados
Vestena, L. R.; Kominecki, A.

A base cartográfica digital da Bacia do Rio das Pedras disponibilizada pela Prefeitura Municipal de Guarapuava obtida a partir de um levantamento aerofotogramétrico de vôo realizado em setembro/2002, pela empresa de aerofotogrametria Engefoto, na escala 1:30.000 foi utilizada para a caracterização planimétrica, altimétrica e definição do ângulo de junção da confluência.

Cartas topográficas da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro, articulação MI-2838/3, da folha GUARAPUAVA - SG.22-V-D-III-3, na escala 1:50.000, projeção Universal Transversa de Mercator - SAD 69 e com equidistância das curvas de nível de 20 metros foram utilizadas para identificar a localização da confluência investigada, reconhecimento e interpretação das especificidades da rede hidrográfica da BRP.

O reconhecimento espacial detalhado da junção fluvial deu-se por meio do software Google Earth Pro 7.3 e por imagens obtidas com o auxílio de um Veículo Aéreo não Tripulado (VANT) de asa fixa, modelo Mavic Pro, da marca DJI. O

Google Earth foi utilizado para visualização de imagens no modo bidimensional e tridimensional para reconhecimento topográfico e de uso do solo das áreas próximo a confluência, com imagens disponibilizadas dos satélites Landsat/Copernicus e CNES/Airbus do ano de 2019/2020.

Os dados cartográficos foram integrados em um SIG (Sistema de Informação Geográfica) utilizando-se do software ArcGis versão 10.2.

Procedimentos metodológicos

A escolha da confluência deu-se em função da junção estar em uma zona de rupturas e apresentar segmentos retilíneos dos canais, leito rochoso, bancos de sedimentos, ilha no interior da junção, estagnações de fluxo e ângulo.

O levantamento do valor angular obtuso deu-se a partir da sobreposição da hidrografia as imagens do Google Earth Pro. Exportou-se os canais fluviais da BRP para o formato kml para visualização no Google Earth, sobrepondo canal principal e seus afluentes às imagens áreas. Linhas

foram traçadas no centro dos três segmentos de junção da confluência, e por meio de um transferidor foram obtidos três ângulos, a montante (rio principal - tributário), a jusante (tributário – rio principal), e opostos (rio principal antes e após a junção). Os ângulos representam o encontro dos canais fluviais, representados pelas linhas do rio principal e seus afluentes plotados sobre a imagem do Google Earth.

Em campo informações morfométricas de largura, profundidade e declividade foram medidas em seções transversais nos trechos montante e jusante do Rio das Pedras e no trecho do tributário Rio das Pombas (Figura 4). As características geométricas largura, profundidade e forma do canal foram identificadas em cada uma das seções transversais. As medidas de largura foram feitas nos três segmentos em extensões que variam de 50 a 250 metros do centro da junção da confluência.

Figura 4. Confluência obtusa do Rio das Pedras e Rio das Pombas. Fotografia: VANT, nov. 2019. Elaboração: Alessandro Kominecki, 2020.

Por meio de uma trena *laser* foram mensuradas as larguras dos segmentos (Montante, jusante, tributário) obedecendo distanciamento

entre medidas de 5 metros. A topografia de leito foi obtida nos segmentos da junção tendo como referência o nível da vazante no canal, uma régua

de madeira foi utilizada para coletar as profundidades do talvegue central de 5 e 5 metros, obedecendo os mesmos locais que foram mensuradas as larguras.

A declividade dos segmentos foi obtida pelo método de nivelamento hidrostático de

Gordon et al., (2004). Utilizando-se de uma mangueira de cem metros e como parâmetro a altura da vazante no canal, foram identificados os valores de altura do nivelamento das extremidades (Figura 5).

Figura 5. Nivelamento hidrostático para mensuração da declividade. Adaptado de GORDON et al., (2004).

O cálculo da declividade deu-se pela fórmula $(h1-h2)/L$, onde $h1$ e $h2$ são as alturas e L o comprimento.

A definição de localização das seções transversais pelo curso fluvial teve como parâmetro a melhor representação das formas predominantes do canal (margens bem definidas, planícies ativas).

Definida a planície de inundação ativa, estacas de madeira foram inseridas nas laterais do curso fluvial. O nível interpretativo do fluxo em margens plenas foi indicado por um barbante ou linha de náilon entre as estacas, evidenciado em campo pelas planícies ativas. Com a estrutura fixa entre as margens, e por meio de uma régua de madeira dados de profundidade do curso fluvial foram coletados a cada cinquenta centímetro. De posse dos dados morfométricos das seções foram

calculadas as vazões em margens plenas (Q) pelo modelo proposto por Dingman e Sharma (1997), em que: $Q=1,564 A^{1,173} R^{0,4} S^{-0,0543 \log S}$, sendo Q a vazão (m^3/s) de margens plenas, A a área (m^2) da seção transversal, R o raio hidráulico e S a declividade do canal.

Um conjunto de imagens aéreas foram obtidas em novembro de 2019 usando-se o VANT para identificação detalhada das morfologias, presença de depósitos de sedimentos, detritos lenhosos e comportamentos de fluxo no interior da confluência fluvial.

Os dados morfológicos e hidráulicos quantificados das junções, como larguras, topografia, profundidades, declividades e vazões foram organizados em tabelas, e sequencialmente correlacionados, representados em gráficos e

diagramas para interpretação da morfologia da confluência.

Resultados e discussão

A confluência do Rio das Pedras com o Rio das Pombas é marcada por uma abertura angular de encontro dos canais de 115° (obtusa), pela presença de uma ilha central, e uma ruptura de declive com matacões de basalto na extremidade do trecho a montante, e com profundas incisões no leito em relação à localização do poço de escavação da junção. Para Dixon et al., (2018) a mobilidade das confluências está associada a características litológicas e hidrológicas, sendo que, se comparadas com as junções de leito aluvial, as confluências rochosas dificilmente movem-se lateralmente, permanecem fixas por serem escavadas em rochas, porém evidenciam um deslocamento do *scour zone*, devido aos processos

erosivos internos. Penna et al. (2018) concluíram em experimentos laboratoriais que a especificidade da zona de cisalhamento e de deflexão do fluxo é controlada pelo valor angular. Em junções de ângulos retos (Ramos et al., 2019) a elevação do leito influencia os padrões de circulação do fluxo.

Os aspectos climáticos e geológicos nos cursos fluviais afetam os fluxos e a transferência de sedimentos e determinam a forma fluvial (Savi et al., 2020). Confluências inseridas em rocha, possuem alguns fatores dinâmicos específicos. Os cursos retilíneos dos segmentos dos canais da confluência estudada, por exemplo, que constituem a confluência e a zona de ruptura no segmento montante, estão associados a um controle estrutural. Esse controle é dado por um sistema de fraturas que atravessam esses segmentos dos canais, produzindo morfologias de drenagem retangular (Figura 6).

Figura 6. Densidade de lineamentos na BRP.

Os lineamentos tectônicos atravessam os canais produzindo no leito basáltico trechos mais suscetíveis a ação erosiva do fluxo, a exemplo são as zonas de rupturas, aspecto evidenciado pela elevada densidade de lineamentos na área da junção (1,66-2,72 km/km²). Além disso, existem tendências de que a junção, encontra-se situada em área de transição litológica, com segmentos do canal predominantemente escavados em

composição vesicular amidalóide (Figura 2), menos resistentes a ação fluvial se comparados com os basaltos maciços. Lima (2009) aborda que a presença de zonas de rupturas e morfologia retilínea nos canais de leito rochosos são reflexos de áreas de transição litológica, e também de áreas sujeitas a controles tectônicos sobre o canal fluvial. Para Kominecki e Vestena (2021), o controle geológico influencia na condição aluvial ou

rochosa do leito em junção de rios, assim como blocos tectônicos condicionam a morfologia da rede de drenagem. A dinâmica erosiva segundo Ianniruberto et al. (2018) no interior das confluências produz afloramento rochoso do leito, revelando vestígios da presença de lineamentos neotectônicos. Ferguson (1986) explica que no decorrer do tempo, ocorre a incisão no leito fluvial, essa morfologia de leito rochoso é sensível a variações climáticas, assim a hidrologia e o fornecimento de sedimentos são afetados.

Os padrões clássicos de circulação de fluxo e sedimentos nas junções descritos na literatura (Figura 7), apresentam comportamentos distintos quando verificados em campo nas junções de ângulos mais abertos ($>100^\circ$).

Figura 7. Morfologia do leito e dinâmica de fluxo em confluências assimétricas. Adaptado de Best (1986).

Mahmodinia e Javan (2018) identificaram em confluência de rios duas zonas de separação e duas de circulação. O desvio do fluxo e a formação de vórtices na região da junção acarreta tensão de cisalhamento no leito central. Quanto menor o ângulo da junção, maior a redução da profundidade dos vórtices (Alomari et al., 2018). A força erosiva exercida no centro da junção fluvial, o controle geológico, as transições litológicas e a presença de blocos rochosos no leito dos segmentos da confluência do Rio das Pedras e Rio das Pombas, produzem comportamentos de fluxo e sedimentos específicos para junções escavadas em rocha.

Dados hidráulicos e morfológicos de confluência obtusa de leito rochoso

Nas áreas que constituem a confluência, predominam-se mata densa com diversidade de espécies, inclusive araucárias, denominada Floresta Ombrófila Mista. Entretanto, essa faixa de vegetação é margeada tanto por estradas rurais, como rodovias. Apesar da vegetação proteger parcialmente o curso fluvial frente às atividades antrópicas, os processos de escoamento superficial drenados pelas estradas são conduzidos para a confluência. Isso ocorre por meio de drenos das estradas e rodovias para escoar água e sedimentos que acabam no curso fluvial. O Rio das Pombas é cruzado por estradas, produzindo alterações na estrutura dos canais, mais especificadamente, reduções na largura do rio. Além do mais, são elementos condutores de impurezas e sedimentos por denudação das vertentes. Ferguson (1986) elenca que os tributários, e demais entradas laterais provenientes de fluxos ou detritos de deslizamento de terras, alteram a dinâmica e fornecimento natural de sedimentos no curso fluvial, impactando na incisão do talvegue, no gradiente e no perfil longitudinal.

As áreas de confluências são os locais mais sensíveis às mudanças morfológicas devido a interações hidráulicas no canal fluvial. As características do canal fluvial são dadas pelas interações entre variáveis morfológicas e hidráulicas, a primeira exemplificada pela profundidade, largura, declividade, carga sedimentar de fundo e suspensa, e a segunda pela vazão e sua velocidade atuantes no canal. Assim, compreende-se que as variáveis morfológicas são condicionadas pelas variáveis hidráulicas. Ao tratar das junções de leito rochoso, fatores de ordem geológica e tectônica devem ser investigados. A mensuração dos dados hidráulicos e morfológicos da junção evidenciaram respostas morfológicas (Quadro 1) distintas entre os segmentos pesquisados.

Variáveis mensuradas	Montante Rio das Pedras (MP)	Jusante Rio das Pedras (JP)	Tributário (Rio das Pombas (TP)	Alteração média na morfologia do Rio das Pedras ((JP-MP)/JP)*100 (%)
Largura média (m)	24,96±12,45 (n=29)	19,75±5,39 (n=20)	11,87±1,43 (n=17)	-26,38
Profundidade média do talvegue (m)	1,33±1,42 (n=33)	1,40±0,21 (n=12)	0,98±0,32 (n=12)	5,00
Profundidade de seção (m)	1,40 ±0,63 (n=40)	1,81±0,84 (n=60)	1,87±0,94 (n=32)	22,65
Declividade (m/m)	0,0556	0,006	0,008	-826,67
Vazão (m³/s)	71,24	111,40	40,44	36,05

Quadro 1. Dados morfométricos dos segmentos da confluência.

Apesar do trecho fluvial a jusante da junção ter apresentado profundidade média do talvegue superior ao do trecho de montante (5%), o trecho de montante apresentou declividade menor 0,006 m/m contra 0,0556 m/m no trecho de montante.

A morfologia com sucessivos entalhamentos de leito na seção a montante expressa o processo de arrancamento dos blocos basálticos, e formação da ruptura de declive percebida pela maior declividade no canal. Esse último aspecto produz concentração de fluxo no centro do canal, o que evidentemente amplia a incisão no talvegue. Por outro lado, a seção do tributário, concentra seu entalhamento de leito na margem esquerda, resultado do impacto e do deslocamento dos fluxos na junção potencializados também pela entrada de água e sedimentos provenientes das estradas rurais. A abertura obtusa da junção produz menor incisão na lateral direita do tributário, e a presença de bancos de sedimentos finos.

A vazão em nível de margens plenas estimada para a seção transversal considerada a montante da confluência no Rio das Pedras foi de 71,24 m³/s e na jusante de 111,4 m³/s, ou seja, apresentou um incremento de 36,05%. Para comportar essa contribuição de vazão, o canal fluvial teve que se ajustar na confluência em função do controle geológico apresentando maior largura (Figura 8). Apesar da largura média no trecho fluvial a jusante da junção ser menor do que no de jusante (26,38%) (Quadro 1).

Figura 8. Seções transversais a montante, jusante e tributário da junção do Rio das Pedras com o Rio das Pombas.

Nessa perspectiva, em nível de margens plenas o tributário representa uma contribuição na vazão do Rio das Pedras em função do ângulo de junção ser obtuso que impacta na morfologia do canal, principalmente, a jusante, percebida nos dados de largura e profundidade do canal. Entretanto, a presença da ilha no centro da junção, produz morfologia de leito similar à de uma junção aguda, situada entre 18 à 21 metros da junção no trecho a jusante, isso provém da circulação de fluxo ao redor da ilha, onde são constituídas duas incisões no leito rochoso e depósitos de sedimentos finos na zona de estagnação.

Distribuição de fluxo e morfologia em confluência fluvial rochosa de ângulo obtuso

Interpretações em campo da composição litológica e arbórea da ilha indicam que a mesma em tempos passados integrava a planície de inundação. O curso fluvial do Rio das Pedras no passado margeava a lateral esquerda da ilha. Tal configuração foi confirmada por moradores que residem nas proximidades, há mais de 60 anos.

O segmento a montante da junção é constituído por dois trechos de declividades distintas, na extremidade (entre 20 a 80 metros) com 0,0556 m/m, caracterizado por uma ruptura de declive no canal, e 0,0002 m/m de declividade no

trecho próximo à ilha. Assim, compreende-se que em condições de margens plenas a convergência do fluxo pela junção obtusa, produz fluxo de retorno, e consequentemente pressão sobre as margens, que ocasiona alargamento do canal. A origem da ilha está associada ao ângulo obtuso de junção, baixa declividade e episódios de cheias (Figura 9).

Figura 9. Distribuição hipotética do fluxo na junção do Rio das Pedras com Rio das Pombas.

Apesar de no trecho de ruptura a declividade ($0,0556 \text{ m/m}$) ser maior, a baixa declividade ($0,0002 \text{ m/m}$) no segmento próximo a ilha, associado a presença de um ângulo obtuso de junção fluvial constata-se a presença de fluxos divergentes, que ocasionam perturbações remontante nas lâminas de fluxo (turbulência e retorno), seguida de pressão do fluxo sobre a margem direita do segmento a montante da confluência. A erosão provida pelo fluxo, principalmente em estágio de margens plenas, gerou o rompimento da estrutura e a formação da ilha.

O alargamento do segmento montante (Figura 10) é uma evidência dessa dinâmica de fluxo consequência de pequena declividade e da pressão do fluxo sobre as margens.

A morfologia atual na confluência é constituída pelo surgimento da ilha que provoca intensificação dos fluxos sobre a margem direita, entre 100 e 120 metros a montante da confluência do rio principal. Refletindo também em uma erosão remontante de leito (entre 30 e 80 metros a montante), com desprendimentos de blocos basálticos.

Figura 10. Larguras do trecho a montante (A), jusante (B) e tributário (C) da confluência do Rio das Pedras e Rio das Pombas.

Em confluência com ângulo de junção obtuso, os níveis de sensibilidade nas morfologias se concentram no início do segmento a montante, local de convergência dos fluxos. Estudos de Luz et al. (2020) em confluências do Pantanal – Brasil, revelaram que as junções aluviais obtusas, conforme suas condições hidrológicas, podem promover alterações de ângulo obtuso para confluência meandrante. Wang et al. (2020) detectaram que episódios de cheias reduziram o ângulo de junção em confluência aluvial. Entretanto, no caso do Rio das Pedras, o aspecto angular obtuso rochoso faz com que o fluxo do rio

principal seja projetado para seu afluente, fato que intensifica o alargamento na desembocadura dos canais, dando origem ao poço de escavação (*scour hole*) no leito do ponto de junção, segmento localizado entre 160 a 170 metros (Figura 11 e 12). Nesse sentido, se comparada a junção obtusa rochosa com a aluvial, a estrutura fixa do canal, faz com que os reflexos erosivos causem diferentes pontos de incisão no leito e rupturas de declive.

A convergência das vazões entre os canais produz a estagnação de fluxo e bancos de sedimentos finos (1) na junção (Figura 11).

Figura 11. Comportamento hidráulico (A) e morfológico (B) em confluência com ângulo obtuso. Adaptado de Best (1987; 1988).

As confluências fluviais produzem alterações significativas na hidrodinâmica e morfologia do leito em função do ajuste dos dois fluxos a geometria local e pós confluência (Yuan et al., 2021). A junção dos canais desencadeia anomalias dos padrões de circulação do fluxo e sedimentos no curso fluvial. O valor angular $>100^\circ$, conduz a pressão do fluxo para as margens e leito do segmento a montante da junção. A formação de ilhas em confluências e bancos de deposição na desembocadura dos tributários tende a ser originados em junções obtusas.

A variação no ângulo de confluência, seguido de diminuições na taxa de descarga do tributário acarreta diferentes comportamentos de separação do fluxo (Best, 1987), o que intensifica as ações erosivas sobre a morfologia do rio. Sui et al. (2019) elencaram que o ângulo de junção tem papel fundamental na estrutura e curvaturas de fluxo na confluência de rios. Sharma (2016) ao verificar os sedimentos entre canais aluviais e rochosos, identificou que nos rochosos existe reduzida seletividade de grãos, com predominância de rochas, que pelo arrastamento revelam elevada tensão de cisalhamento.

A confluência fluvial obtusa do Rio das Pedras com o Rio das Pombas evidencia especificidades morfológicas condicionadas tanto pelo valor angular da junção, deslocamento de blocos de rochas no curso fluvial, como pelo controle geológico que ocasiona áreas de menor resistência no leito. Best (1987) reforça que as confluências dos canais fluviais apresentam potencial de proporcionar alguns dos pontos de incisão mais significativos no leito do canal. A junção dos fluxos produz o poço de escavação, denominado *scour hole*. Yuan et al. (2021) associaram a área de maior entalhamento do leito aos movimentos helicoidais do fluxo. No caso da junção do Rio das Pedras, apesar da erosão de leito no encontro dos fluxos, a maior incisão do substrato ocorre entre 80 a 140 metros da junção, constituindo um remanso no fluxo, com incisão de até cinco metros de profundidade (Figura 12). Zhang et al. (2020) identificaram um orifício de limpeza do leito no centro da junção e a jusante próxima à margem de desembocadura do tributário.

Figura 12. Topografia de leito do Rio das Pedras e Rio das Pombas.

O desvio de parte do fluxo margeando a lateral direita da ilha central intensifica os processos erosivos de leito a jusante (trecho entre 180 e 200 metros) da junção fluvial, formando uma segunda área de convergência e de zona de estagnação de fluxo. Sendo assim, o ângulo obtuso de encontro dos canais, somado as diferenças de declividades e fragilidade do leito pelo controle geológico e composição litológica, produziram condições erosivas para formação de uma ilha, e de pontos de incisão topográficos mais significativos do talvegue na junção fluvial.

Conclusões

1. A confluência de ângulo obtuso converge seus fluxos no segmento a montante, produzindo o poço de escavação (*scour hole*) a montante no rio principal. O poço de escavação produz zona de menor declividade a montante, e que em condições de vazão em margens plenas a tensão do fluxo é exercida sobre as margens, induzindo o alargamento e até a formação de ilhas. Todavia, quanto mais aberto o ângulo de junção, mais a montante são os reflexos de erosão do fluxo. Evidência verificada pelas maiores larguras do canal fluvial no segmento a montante da junção fluvial.
2. A convergência dos fluxos faz o escoamento a montante perder potência, diminuindo a ação erosiva da vazão a jusante. O impacto dos fluxos promove movimentação circular da vazão na região do poço de escavação.
3. A presença de uma ilha na confluência produz diferentes movimentações de fluxo, tanto pelo ângulo de origem da confluência, quanto pelo novo

ângulo formado pela dissipação do fluxo a jusante da ilha.

4. A hidrogeomorfologia de confluências fluviais rochosas em ambientes naturais tem suas dinâmicas hidráulicas e morfologias condicionadas pelo ângulo de junção, fragilidade no leito gerado pelo controle geológico e por transições litológicas, que pela força hidráulica intensificam a incisão do talvegue e controlam a disponibilidade de sedimentos no canal.

Referências

- Alomari, N. K.; Yusuf, B.; Mohammad, T. A.; Ghazali, A. H., 2018. Experimental investigation of scour at a channel junctions of different diversion angles and bed width ratios. *Catena*, v. 166, p. 10–20. Elsevier. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.03.013>>
- IAT. Instituto Água e Terra, 2020. Sistema de informações hidrológicas. Disponível em: <<http://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Sistema-de-Informacoes-Hidrologicas>> Acesso em: 20 de outubro de 2020.
- Best, J.L., 1986. The morphology of river channel confluences. *Progress in Physical Geography*, v. 10, n. 2, p. 157–174.
- Best, J.L., 1987. Flow Dynamics At River Channel Confluences: Implications for Sediment Transport and Bed Morphology. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, p. 27–35.
- Caviglione, J.H.; Kiihl, L.R.B.; PH, C.; Oliveira, D., 2000. Cartas climáticas do Paraná. IAPAR-Instituto Agrônomo do Paraná, Londrina, p. 1-6.
- Christofolletti, A., 1981. *Geomorfologia Fluvial*.

- Editora Edgard Blucher, São Paulo, 313p.
- Cheng, D.; Song, J.; Wang, W.; Zhang, G., 2019. Influences of riverbed morphology on patterns and magnitudes of hyporheic water exchange within a natural river confluence. *Journal of Hydrology*, 574, 75–84. Elsevier. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.025>.
- Cunha, S.B.; Guerra, A.J.T., 1996. Geomorfologia - Exercícios, técnicas e aplicações. Ed. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 343p.
- Cushman-Roisin, B.; Constantinescu, G. S., 2020. Dynamical adjustment of two streams past their confluence. *Journal of Hydraulic Research*, 58, 305–313,. Taylor and Francis Ltd.
- Dingman, S.L.; Sharma, K.P., 1997. Statistical development and validation of discharge equations for natural channels. *J. Hydrology*, 199, 13-35.
- Dixon, S.J.; Sambrook S.G.H.; Best, J.L.; et al., 2018. The planform mobility of river channel confluences: Insights from analysis of remotely sensed imagery. *Earth-Science Reviews*, 176, 1–18.
- Ferguson, R.I., 1986. Hydraulics and hydraulic geometry. *Progress in Physical Geography*, 10, 1-31.
- Fernandez, O.V.Q., 2003. Determinação do nível e da descarga de margem plena em cursos fluviais. *Boletim de Geografia, Maringá (PR)*, 21, 97-109.
- Fernandez, O.V.Q., 2003. Determinação do nível e da descarga de margem plena em cursos fluviais. *Boletim de Geografia, Maringá (PR)*, 21, 97-109.
- Gualtieri, C.; Ianniruberto, M.; Filizola, N., 2019. On the mixing of rivers with a difference in density: The case of the Negro/Solimões confluence, Brazil. *Journal of Hydrology*, v. 578.
- Ianniruberto, M.; Trevethan, M.; Pinheiro, A.; et al., 2018. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 2: Bed morphology and stratigraphy. *Comptes Rendus - Geoscience*, 350, 43–54.
- Kominecki, A.; Vestena, L. R., 2021. Morfologia de confluência fluvial de ângulo agudo em área de controle geológico , Guarapuava , Paraná Morphology of an acute-angle river confluence in a geological control area, Guarapuava, Paraná. *Brazilian Journal of Development*, Curitiba, 7, 8000-8018.
- Knighton, A.D., 1977. Short-term changes in hydraulic geometry. *River Channel Changes*, New York, p. 101-119.
- Leopold, L.B.; Maddock, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Professional Paper. United States Geological Survey, Washington, 252, 57p.
- Lima, A.G. 2009. Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. 240f. Tese. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2009.
- Luz, L.D.; Szupiany, R. N.; Parolin, M.; Silva, A.; Stevaux, J. C., 2020. Obtuse-angle vs. confluent sharp meander bends: insights from the Paraguay-Cuiabá confluence in the tropical Pantanal wetlands, Brazil. *Geomorphology*, 348, 1-14.
- Maack, R., 2002. Geografia Física do Estado do Paraná. 3ª ed. Curitiba: Banco de Desenvolvimento do Paraná, Universidade Federal do Paraná, Instituto de Biologia e Pesquisa Tecnológica, 438.
- Mahmodinia, S.; Javan, M., 2018. Three-dimensional features in non-equal and opposing flow junctions. *Acta Mechanica*, 229, 4357-4374, Springer Vienna. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00707-018-2242-z>>.
- MINEROPAR. Minerais do Paraná, 2011. Atlas geológico do Paraná. Minerais do Paraná, S.A. CURITIBA.
- Mosley, M.P., 1976. An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology*. p. 535–62.
- Penna, N.; De Marchis, M.; Canelas, O. B.; et al., 2018. Effect of the junction angle on turbulent flow at a hydraulic confluence. *Water (Switzerland)*, 10, 1–23.
- Ramos, P. X.; Schindfessel, L.; Pêgo, J. P.; De Mulder, T., 2019. Influence of bed elevation discordance on flow patterns and head losses in an open-channel confluence. *Water Science and Engineering*, 12, 235–243.
- Rhoads, B.L., 1992. Statistical models of fluvial systems. *Geomorphology*, v. 5, p. 433-455.
- Rhoads, B.L.; 1994. Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, p. 103-123.
- Roy, A.G., 1983. Optimal angular geometry models of river branching. *Geographical Analysis*, 15, 87-96.
- Sharma, B.P., 2016. Sediment Dynamics in a Bedrock Channel. 360f. Tese. Durham University, Durham. Disponível em: <<http://etheses.dur.ac.uk/11942/>>. Acesso em: 25 de novembro de 2020.
- Sambrook S.G.H; Ashworth P.J; Best J.L; Woodward J; Simpson C.J., 2005. The

- morphology and facies of sandy braided rivers: Some considerations of scale invariance. In *Fluvial Sedimentology: VII*. Blum M.D, Marriott SB, Leclair SF (eds). Special Publication of the International Association of Sedimentologists 35. Blackwells: London; 145–158.
- Sambrook S.G.H.; Nicholas, A. P.; Best, J. L.; et al., 2019. The sedimentology of river confluences. *Sedimentology*, 66, 391–407.
- Savi, S.; Tofelde, S.; Wickert, A. D.; et al., 2020. Interactions between main channels and tributary alluvial fans: Channel adjustments and sediment-signal propagation. *Earth Surface Dynamics*, v. 8, n. 2, p. 303–322.
- Silva, R.C.V.; Mascarenhas, F.; Miguez, M.G., 2007. *Hidráulica Fluvial*. Rio de Janeiro: Coppe/UFRJ, 1. ed. 305p.
- Silva, K. B.; Rego, N. A. C.; Santos, J. W. B., 2019. Confluência de rios e suas contribuições para estudos em bacias hidrográficas: estudo de caso em rios da região do sul da bahia. *Revista Geografar*, Curitiba, v.14, n.1, p.170-187. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/geografar/article/view/61105>>. Acesso em: 18/6/2020.
- Sukhodolov, A. N.; Sukhodolova, T. A., 2019. Dynamics of Flow at Concordant Gravel Bed River Confluences: Effects of Junction Angle and Momentum Flux Ratio. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124, 588-615.
- Sui, B.; Huang, S.; Yang, P.; Wu, Y., 2020. *Experimental Studies of Flow Structure at Confluent Main Bend Channel*. Springer International Publishing, 1017, 1004-1013.
- Stevaux, J.C.; Latrubesse, E.M., 2017. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Oficinas de Textos, 336p.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed Geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans.*, 38, 913-920.
- Suguio, K.; Bigarella, J.J., 1990. *Ambientes Fluviais*. Florianópolis: Editora da UFSC e UFPR, 183p.
- Schumm, S.A., 2005. *River Variability and Complexity*. CUP: Cambridge, 220 p.
- Thomaz, E.L.; Vestena, L.R., 2003. *Aspectos Climáticos de Guarapuava-PR*. Guarapuava: UNICENTRO. 106p.
- Vestena, L.R.; Oliveira, E.D.; Cunha, M.C.; Thomaz, E.L., 2012. Vazão ecológica e disponibilidade hídrica na bacia das Pedras, Guarapuava-PR. *Ambi-Água*, 7, 212-227.
- Vestena, R.L.; Thomaz, E. L., 2006. Avaliação de conflitos entre áreas de preservação permanente associadas aos cursos fluviais e uso da terra na bacia do Rio das Pedras, Guarapuava-PR. *Revista Ambiência*, 2 73-85.
- Wang, B.; Xu, Y. J., 2020. Decadal and Episodic Changes in Morphology and Migration of the Confluence Bar of Two Alluvial Rivers in Louisiana, USA. *Journal of the American Water Resources Association*, 56, 615–629.
- Wohl, E.E.; Achyuthan, H., 2002. Substrate influences on incised-channel morphology. *Journal Geology*, 110, 115-120.
- Wolman, M.G.; Leopold, L. B., 1957. River flood plains: some observation on their formation. *Professional Paper, United States Geological Survey*, 282, 87-10.
- Xie, Q.; Yang, J.; Lundström, T. S., 2020. Flow and sediment behaviours and morpho-dynamics of a diffuence–Confluence unit. *River Research and Applications*, 36, 1515–1528.
- Yuan, S.; Tang, H.; Li, K.; et al., 2021. *Hydrodynamics, Sediment Transport and Morphological Features at the Confluence Between the Yangtze River and the Poyang Lake*. *Water Resources Research*, 57.
- Zhang, T.; Feng, M.; Chen, K., 2020. Hydrodynamic characteristics and channel morphodynamics at a large asymmetrical confluence with a high sediment-load main channel. *Geomorphology*, 356.