

MAGNITUDE E TEMPO DE RECORRÊNCIA DAS VAZÕES DE MARGENS PLENAS EM RIOS DO PLANALTO BASÁLTICO DO ESTADO DO PARANÁ

Oscar Vicente Quinonez Fernandez

Doutor em Geociências, Professor dos cursos de Graduação e Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Oeste do Paraná (Unioeste), *campus* de Marechal Cândido Rondon-PR, Brasil¹

oscar.fernandez@unioeste.br

RESUMO: O objetivo do trabalho é estimar as magnitudes de vazão de margens plenas (Qmp) e seu tempo de recorrência (Tmp) em estações fluviométricas localizadas nas regiões Oeste e Sudoeste do Paraná. A área de estudo está inserida numa região homogênea que apresenta características fisiográficas em comum (geológicas, geomorfológicas e climáticas). O nível de margens plenas foi definido em campo, mediante levantamento topográfico, tendo como referência os depósitos de diques marginais nos canais com incisão fraco e os depósitos laterais nos canais com incisão forte. A vazão Qmp foi calculada mediante equação da curvas-chave e o tempo de recorrência Tmp foi estimado pela distribuição de Log-Pearson III. A área da bacia nas estações analisadas variou de 336 a 17.400 km² e a Qmp variou de 77,7 a 2.580 m³/s. O tempo de retorno da vazão Qmp oscilou entre 1,05 e 1,80 ano com valor médio de 1,34 ano.

Palavras-chave: Planície aluvial; Dique marginal; Rio entalhado.

MAGNITUDE AND RECURRENCE INTERVALS OF BANKFULL DISCHARGE IN RIVERS OF BASALTIC PLATEAU, PARANA STATE, SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT: The objective of this work is to estimate the magnitudes of bankfull discharge (Qbf) and the respective recurrence interval (RI) in fluviometric stations located in the West and Southwest regions of Paraná state, southern Brazil. The study area is located in a homogeneous region with common physiographic characteristics (geological, geomorphological and climatic). The bankfull stage was defined in the field by topographic survey based on the average height of natural levees in shallow incised channels and alluvial break in deep incised channels. The corresponding Qbf was calculated using rating curve equation. RI was estimated by the Log-Pearson III distribution. The catchment area in 16 fluviometric stations analyzed ranged from 336 to 17,400 km² and the estimated Qbf ranged from 77.7 to 2,580 m³/s respectively. The values of RI of bankfull ranged from 1.05 to 1.80 years with an average value of 1.34 years.

Keywords: Floodplain; Natural levee; Incised river.

MAGNITUD Y TIEMPO DE RECURRENCIA DE CAUDALES DE CANAL PLENO EN RÍOS DE LA MESETA BASÁLTICA DEL ESTADO DE PARANÁ, BRASIL

RESUMEN: El objetivo del trabajo es estimar las magnitudes de caudal de canal pleno (Qmp) y el respectivo tiempo de recurrencia (Tmp) en 16 estaciones fluviométricas ubicadas en las regiones oeste y sudoeste del estado de Paraná, Brasil. El área de estudio hace parte de una región homogênea que tiene características fisiográficas comunes (geológicas, geomorfológicas y climáticas). El nivel del canal pleno se definió en el campo, mediante levantamientos topográficos teniendo como marco los depósitos de diques naturales en los cauces someros y depósitos laterales en los cauces encajados. Los caudales Qmp se calcularon utilizando ecuaciones de curvas de descarga y Tmp se estimó mediante la distribución Log-Pearson III. El área de la cuenca de las estaciones analizadas osciló entre 336 y 17.400 km² y el Qmp estimado entre 77,7 y 2.580 m³/s. El tiempo de retorno del caudal Qmp osciló entre 1,05 y 1,80 años con media de 1,34 años.

Palabras clave: Llanura aluvial; Dique natural; Cauce encajado.

¹ Endereço para correspondência: Unioeste – campus Mal. C. Rondon, rua Pernambuco, 1777, CEP 85960-000, Marechal Cândido Rondon, Paraná, Brasil.

Introdução

A vazão é o principal agente atuante na modelação do canal fluvial. Na Geomorfologia Fluvial é aceita amplamente a ideia de que as dimensões físicas do canal é produto do equilíbrio dinâmico estabelecido entre a morfologia do canal e uma vazão modeladora. Esta vazão teórica é denominada de descarga formadora (*channel-forming flow*) ou dominante (*dominant*) (WOLMAN; LEOPOLD, 1957). O papel modelador desta vazão se baseia na suposição de que se a vazão formadora for mantida constante ao longo do tempo, produziria as mesmas características morfológicas no canal que uma ampla variedade de descargas produziria ao longo do tempo. Os pesquisadores adotaram vários critérios para representar na prática o conceito da descarga formadora. De acordo com Pickup; Warner (1976), a vazão formadora pode ser materializada por três categorias de descargas: vazão efetiva, descarga com determinado intervalo de recorrência e vazão de margens plenas.

A vazão de margens plenas (Qmp) é definida como a descarga líquida que preenche o canal até o nível da planície de inundação (WOLMAN; LEOPOLD, 1957) ou até o topo das margens (WILLIAMS, 1978), demarcando o limite entre os processos fluviais que modelam o canal e os que constroem a planície de inundação (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964) e é fundamental no entendimento de processos hidrológicos e ecológicos (ROSGEN, 1994; KNIGHTON, 1998; MIDDLETON, 2002; WOHL, 2010; NAVRATIL; ALBERT; BREIL, 2010; LINDROTH et al., 2020).

Para definir o nível de margens plenas, faz-se necessária a identificação da planície aluvial. A detecção dessa superfície nem sempre é possível, principalmente em rios de regiões montanhosas. Por essa razão, são utilizadas características morfológicas, sedimentológicas e botânicas para identificar o nível de margens plenas. Em razão desta diversidade de referências, Williams (1978), em um trabalho de revisão bibliográfica, elencou 11 critérios utilizados pelos pesquisadores: 1) A superfície do fundo de vale, 2) Nível da planície de inundação ativa, 3) Nível do patamar inferior, 4) Nível do patamar intermediário, 5) Nível do patamar superior, 6) Nível médio das partes mais altas nas barras de canal, 7) Variação da vegetação, 8) Nível do limite superior de depósitos arenosos, 9) Nível com a relação mínima da razão largura/profundidade, 10) Nível correspondente ao primeiro máximo no índice de Riley (*bench index, BI*) e 11) Nível correspondente ao brusco aumento da relação área da seção transversal e largura do canal.

Além dos critérios elencados por Williams (1978), outras referências são utilizadas tais como o nível de acumulação de detritos lenhosos (WOHL; WILCOX, 2005), a concentração de invertebrados em depósitos rudáceos marginais (RADECKI-PAWLIK; SKALSKI, 2008) e níveis de escavação nas margens (BLANTON et al., 2010). A adoção de diferentes critérios pode resultar em múltiplas vazões de margens plenas para um determinado trecho. A existência de um intervalo de vazões Qmp no lugar de uma única vazão é discutida por Radecki-Pawlik (2002) e Xia et al. (2009). Vários pesquisadores publicaram textos (HARRELSON; RAWLINS; POTYONDY, 1994) e vídeos (LEOPOLD et al., 1995; WOLMAN et al., 2003 e VERRY, 2005) para auxiliar na identificação do nível de margens plenas em diferentes regiões dos EUA.

O tempo de recorrência define a frequência no qual um determinado evento hidrológico (enchente) ou climático (precipitação) ocorre. O tempo de recorrência da vazão Qmp é influenciado por variáveis tais como tamanho da bacia (PETIT; PAUQUET, 1997), pelas características geológicas (HARVEY, 1969), por fatores climáticos e fisiográficos (CASTRO; JACKSON, 2001) e pela localização da estação fluviométrica dentro da bacia (RICHARDS, 1982). Após a compilação dos resultados de inúmeros trabalhos sobre estudos da vazão Qmp, Leopold (1994) concluiu que o tempo de recorrência dessa vazão varia de 1,0 a 2,5 anos.

A maior parte dos estudos sobre a vazão de margens plenas (Qmp) e seu tempo de recorrência foi realizado em regiões com clima temperado. O presente trabalho objetivou investigar a vazão Qmp e seu tempo de retorno (Tmp) no estado do Paraná, Brasil (Figura 1) inserido num clima subtropical úmido.

Materiais e métodos

Área de estudo

As regiões Oeste e Sudoeste do estado do Paraná estão inseridas em uma área homogênea que apresentam características fisiográficas em comum (geológicas, geomorfológicas e climáticas).

Figura 1 - Localização da área de estudo nas regiões Oeste e Sudoeste do Paraná



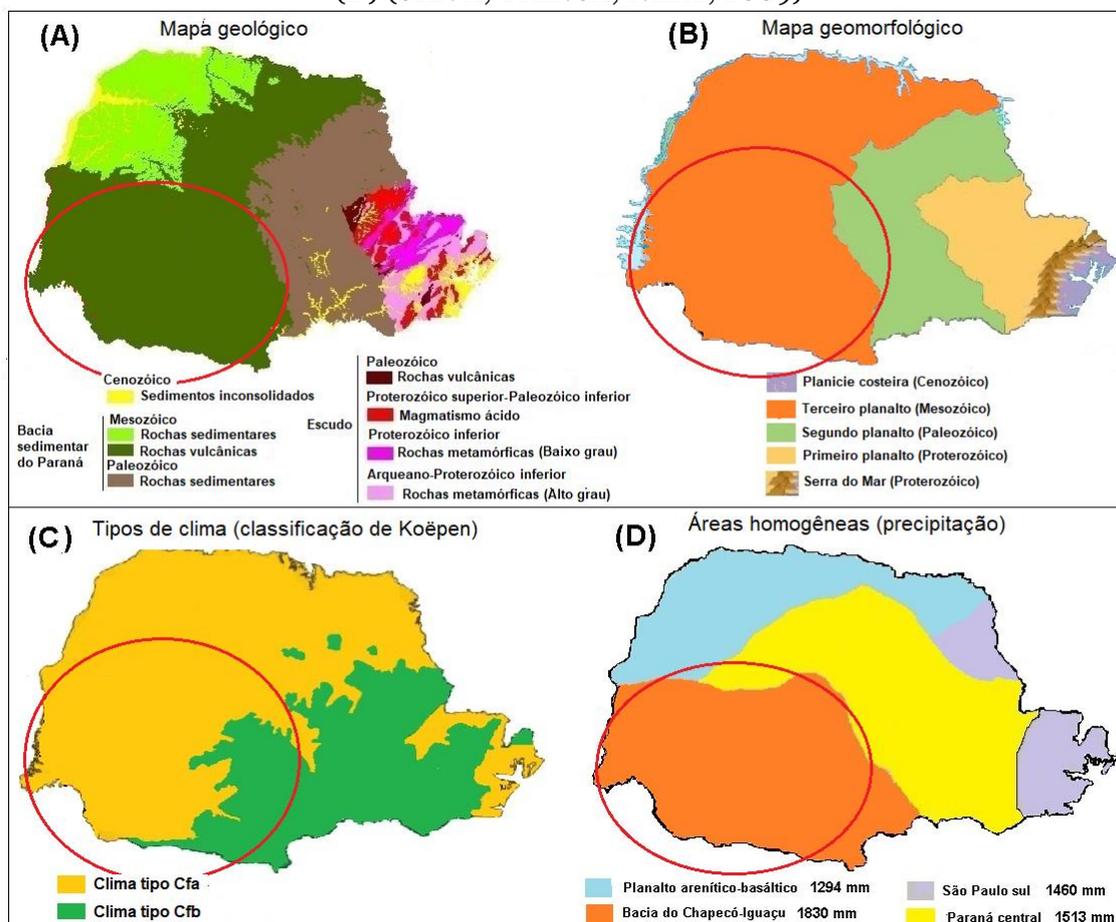
Org.: O autor.

Na área de estudo aflora a Formação Serra Geral composta essencialmente por rochas ígneas vulcânicas como basaltos toleíticos e andesitos basálticos (NARDY et al., 2002) de idade Cretácea, com período da atividade vulcânica definida entre 137 e 127 Ma (TURNER et al., 1994) (Figura 2A). Em termos geomorfológicos, a área em apreço está inserida na unidade morfoescultural denominada por Maack (1968) como Terceiro Planalto Paranaense ou Planalto de Guarapuava (Figura 2B), cujo relevo regional é caracterizado por um grau de dissecação média e alta, topos alongados com cristas e vertentes convexas e retilíneas. O Terceiro Planalto é integrado por rochas basálticas nas partes Norte, Sul e Oeste e no setor Noroeste por arenitos do Grupo Caiuá (Cretáceo Superior) (Figura 2A). A altitude do Terceiro Planalto na área em estudo varia de 225 m, no extremo Oeste (limite com o Paraguai), a 1300 m, no seu limite Leste com o Segundo Planalto, no centro do estado (SANTOS et al., 2006). A evolução da citada unidade está relacionada com o levantamento epirogenético da Plataforma Sulamericana ocorrida desde o Cretáceo Superior até o limite Paleógeno-Neógeno (FRANCO-MAGALHÃES; HACKSPACHER; SAAD, 2010) que soergueu toda a região até altitudes entorno de 1300 m na parte centro-sul do estado, submetendo a área de estudo a um contínuo processo de dissecação.

Na área de estudo predominam dois tipos de clima (Figura 2C). 1) O clima Cfa (Clima temperado úmido na classificação de Köppen) (abaixo da altitude de 600 m) com verões quentes, as temperaturas são superiores a 22°C no verão e sem estação seca definida. 2) O clima Cfb (Clima temperado, com verão moderadamente quente) (acima da altitude de 600 m) ocorrem chuvas uniformemente distribuídas, sem estação seca e a temperatura média do mês mais quente alcança até 22°C (ALVARES et al., 2013). Levando em conta os níveis de

precipitação, Silva; Trinca; Nery (2009) dividiram o estado do Paraná em quatro áreas espacialmente homogêneas. As regiões Oeste e Sudoeste do estado estão inseridas na área homogênea denominada Planalto do Chapecó-Iguaçu, caracterizada por uma precipitação média anual de 1830 mm (Figura 2D).

Figura 2 - Características geológicas (A) (MINEROPAR, 2001), geomorfológicas (B) (MAACK, 1968), climáticas (C) (IAPAR, 2000) e áreas homogêneas de níveis de precipitação (D) (SILVA; TRINCA; NERY, 2009)



Org.: O autor.

Definição do nível de margens plenas neste trabalho

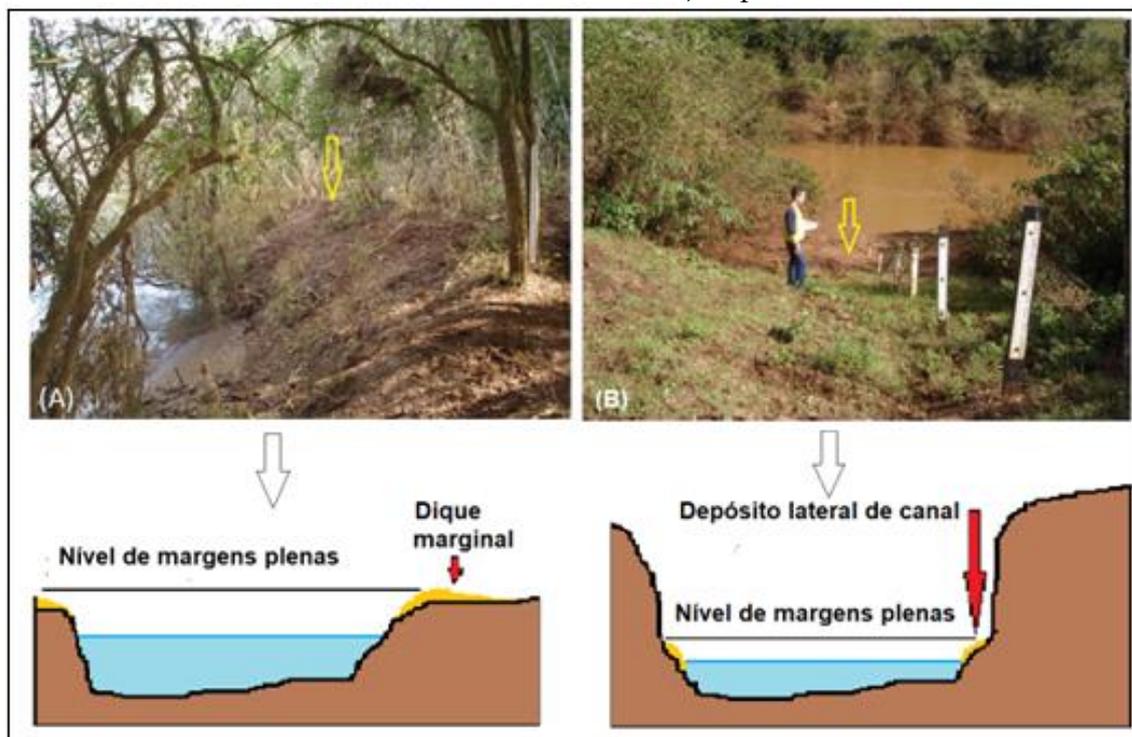
Para identificar o nível de margens plenas na definição de Wolman; Leopold (1957), é necessário constatar a planície aluvial. Em muitos casos, como em rios com talvegue entalhado ou vales íngremes e confinados de terrenos declivosos, a planície aluvial é pouco desenvolvida ou inexistente. Nesses casos, é primordial analisar a lista de critérios supracitados para definir as referências mais notórias nas áreas em estudo.

No planalto basáltico paranaense, a maior parte da rede de drenagem encontra-se encaixada no fundo de vale, apresentando diversos graus de entalhamento. No presente trabalho, os canais foram agrupados em dois tipos de entalhamento: fraco e forte. O entalhamento foi considerado fraco quando a distância vertical entre o nível médio do rio e a superfície da margem é inferior a 1,5 m (Figura 3).

Nos canais com entalhamento fraco foi utilizada a cota média dos diques marginais (*natural levee*) (oitavo critério elencado por WILLIAMS, 1978) como referência para

determinar o nível margens plenas nas estações fluviométricas (Figura 3A). Nos canais com entalhamento forte foi adotada como critério a cota média dos depósitos sedimentares acumulados na base dos barrancos (Figura 3B). Esse depósito representa a porção do canal modificada constantemente pelas vazões com alta frequência. Na literatura, esta feição recebe denominações tais como *alluvial break* (BLANTON et al., 2010), *active channel* ou *depositional bench* (McCANDLESS; EVERETT, 2002) e *inset floodplain* (BEECHIE et al., 2008).

Figura 3 - Emprego dos depósitos diques marginais na definição do nível de margens plenas em canais com entalhamento fraco (A) e canais com entalhamento forte (B) nas estações Porto Palmeirinha e São Sebastião, respectivamente

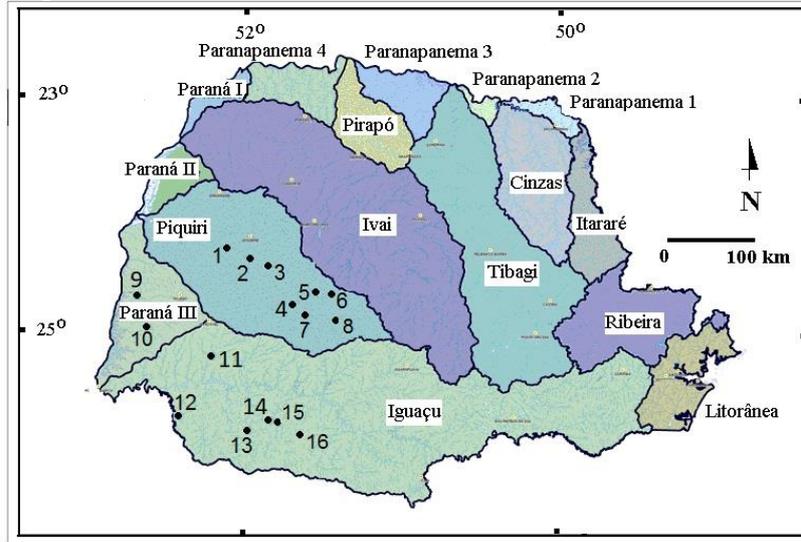


Fonte: O autor.

Coleta e análise de dados

A vazão de margens plenas foi estimada em 16 estações fluviométricas, localizadas nas bacias dos rios Piquiri, Paraná III e Baixo Iguaçu (Figura 4 e Tabela 1). A cota de margens plenas em cada estação foi definida anteriormente por Fernandez (2017), com base em depósitos de diques marginais nos canais com entalhamento fraco e depósitos laterais nos canais entalhamento forte (Figura 3, Tabela 1). A cota média dessas feições foi obtida mediante levantamento topográfico convencional (HARRELSON; RAWLINS; POTYONDY, 1994) e foi baseada no zero da escala do conjunto de réguas fluviométricas. A vazão Q_{mp} correspondente ao nível identificado, foi obtida por meio da equação da curvas-chave construída para cada estação (Ver Tabela 2) a partir dos dados de cota e vazão de cheias anuais, disponíveis no site da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA).

Figura 4 - Localização das estações fluviométricas (pontos 1 ao 16) nas bacias dos rios Piquiri, Paraná III e Baixo Iguaçu



Fonte: Instituto Água e Terra (antigo Instituto das Águas do Paraná) (2022).

Tabela 1 - Dados das estações fluviométricas selecionadas nas bacias dos rios Piquiri, Paraná III e Baixo Iguaçu

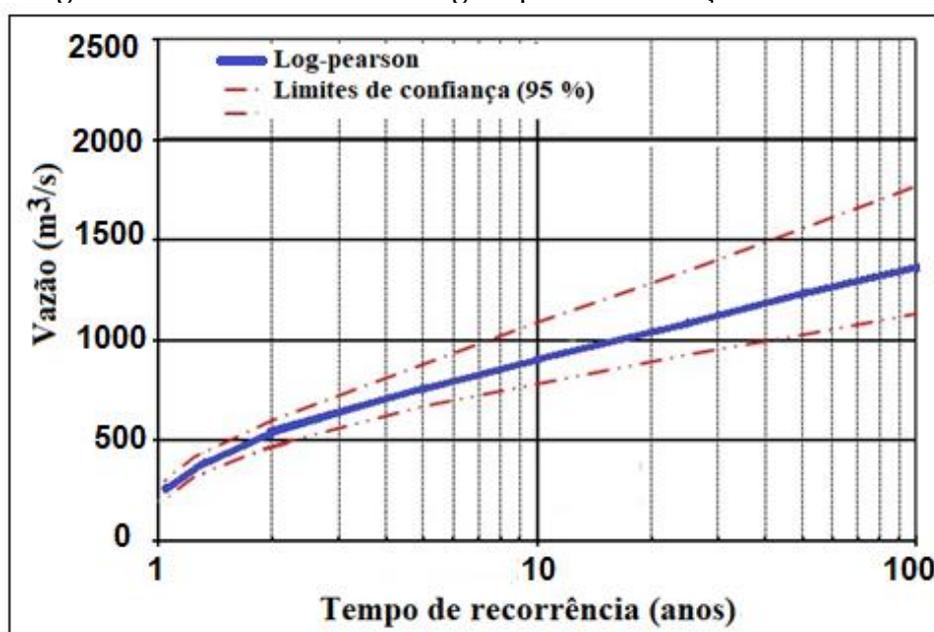
Nº	Nome e código da estação	Coordenadas Geográficas	Rio	Município	Área (km ²)	Incisão
1	Formosa/ 64820000	24° 13' 40" S 53° 20' 05" W	Piquiri	Alto Piquiri	17.400	Fraco
2	Novo Porto II/ 64799500	24° 22' 41" S 53° 09' 45" W	Piquiri	Nova Aurora	12.100	Forte
3	Ponte do Piquiri/ 64795000	24° 33' 31" S 53° 07' 45" W	Piquiri	Corbélia	11.200	Forte
4	Foz do Cantu/ 64776100	24° 45' 07" S 52° 52' 36" W	Piquiri	Campina da Lagoa	7.650	Forte
5	Balsa do Cantu/ 64775000	24° 44' 55" S 52° 42' 10" W	Cantu	Altamira do Paraná	2.520	Fraco
6	Leôncio Primo/ 64773000	24° 43' 37" S 52° 18' 34" W	Cantu	Palmital	757	Forte
7	Porto Guarani/ 64771500	24° 51' 58" S 52° 45' 46" W	Piquiri	Altamira do Paraná	4.160	Forte
8	Guampará/ 64764000	24° 58' 59" S 52° 16' 59" W	Piquiri	Palmital	1.690	Forte
9	São Francisco Verd. 64875500	24° 44' 36" S 54° 05' 48" W.	São Fran. Verdadeiro	Marechal C. Rondon	1.406	Forte
10	São Fran. Falso/ 64892500	24° 57' 36" S 54° 10' 30" W	São Fran. Falso	Diamante do Oeste	568	Fraco
11	São Sebastião/ 65979000	25° 27' 37" S 53° 31' 43" W	Andrada	Santa Lúcia	1.310	Forte
12	Muniz/ 65990550	25° 44' 83" S 53° 50' 49" W	Santo Antônio	Planalto	969	Forte
13	ETA Fran. Beltrão/ 65950200	24° 04' 54" S 53° 04' 28" W	Marrecas	Francisco Beltrão	336	Forte
14	Balsa do Santana/ 65955000	25° 54' 54" S 52° 50' 59" W	Santana	Itapejara d'Oeste	1.720	Fraco
15	Águas do Verê/ 65960000	25° 46' 37" S 52° 55' 58" W	Chopim	Verê	6.690	Fraco
16	Porto Palmeirinha/ 65927000	26° 01' 46" S 52° 37' 42" W	Chopim	Coronel Vivida	3.390	Fraco

Fonte: ANA (2016).

A análise de frequência de cheias objetiva calcular o intervalo de recorrência das vazões a partir de uma série de dados de descargas. Podem ser utilizadas dois tipos de séries de vazões: a anual e a parcial. A série anual integra a vazão máxima de cada ano, enquanto a série parcial é constituída vazões acima de um valor-base, definido pela magnitude da cheia (NERILO; MEDEIROS; CORDERO, 2002). Neste trabalho foi utilizada a série anual.

Essa análise pode ser feita graficamente ou analiticamente. As distribuições de probabilidade mais usadas em análise de frequência de cheias são: normal, log normal, Pearson tipo 2, log Pearson tipo III, Gumbel, Gamma generalizada, entre outras (BOBÉE et al., 1993). Neste trabalho foi adotada a distribuição Log-Pearson III, pela sua ampla utilização em análise de frequência de cheias. O tempo de recorrência da vazão de margens plenas para cada estação foi calculado diretamente nos gráficos obtidos a partir dos dados de cheias anuais digitados numa planilha eletrônica (NRCS, 2022) que fornece como resultado a estimativa da vazão para diversos intervalos de recorrência e os limites de confiança (95%). Na figura 5 apresenta-se um exemplo desse gráfico.

Figura 5 - Exemplo da relação do tempo de recorrência da vazão calculada pela distribuição Log-Pearson III e a vazão de margens plenas na estação Leôncio Primo



Fonte: o autor.

As relações matemáticas entre a área da bacia com a vazão Q_{mp} e o tempo T_{mp} foram expressas mediante equações lineares com ajuste de uma função potência (Equação 1).

$$Y = a \cdot X^b \text{ (Equação 1)}$$

Onde: Y representa as variáveis dependentes (Vazão Q_{mp} e tempo de recorrência T_{mp}) e X representa a variável independente (área da bacia hidrográfica).

A confiabilidade das equações resultantes foi analisada adotando o coeficiente de determinação (R^2). O valor de R^2 é a porcentagem da variável dependente explicada pela variável independente e os valores oscilam entre 0 (nenhuma associação linear) e 1 (associação perfeita). Na avaliação dos resultados também foram empregados testes estatísticos (F, erro padrão da estimativa) e significância estatística (valor-p) ao nível de confiança de 95 %.

Resultados e discussões

A Tabela 2 sumaria os resultados obtidos, que consistem nas curvas-chave e os respectivos coeficientes de determinação (R^2), as cotas dos níveis da vazão de margens plenas (Cmp), as vazões de margens plenas (Qmp) e os respectivos tempos de recorrência (Tmp). A magnitude e o tempo de recorrência da vazão de margens plenas foram analisados através do modelo de regressão simples adotando a área da bacia como variável *proxy*. A área da bacia normalmente é utilizada em estudos de regionalização de vazões (DUNNE; LEOPOLD, 1978; RAZAVI; COULIBALY, 2013).

Tabela 2 - Equações da curvas-chave, cota, vazão e tempo de recorrência da vazão de margens plenas em cada estação fluviométrica. C= cota do nível do rio (cm) tendo como referência o zero das régua das estações, Q=vazão (m^3/s), Cmp=cota do nível de margens plenas definida em campo (cm), Qmp=vazão de margens plenas obtida pela equação da curva-chave, Tmp=tempo de recorrência da vazão de margens plenas

Nº	Estação e período analisado	Curva-chave e valor de R^2 *	Cmp* (cm)	Qmp* (m^3/s)	Tmp (ano)
Bacias dos rios Piquiri e Paraná III (Região Oeste)					
1	Formosa 1968-2015	$Q=0,0037.C^2+1,8412.C-246,8$ $R^2=0,996$	645	2480	1,30
2	Novo Porto 2 1979-2015	$Q=0,0012.C^2+6,2654.C-1542,2$ $R^2=0,993$	564	2373,2	1,15
3	Ponte do Piquiri 1973-2015	$Q=0,0015.C^2+4,1731.C-510,86$ $R^2=0,999$	500	1950,7	1,20
4	Foz do Cantu 1988-2015	$Q=0,0073.C^2-0,3396.C+79,699$ $R^2=0,998$	489	1659,3	1,15
5	Balsa do Cantu 1969-2015	$Q=0,0015.C^2+0,9249.C-238,75$ $R^2=0,994$	645	574,6	1,15
6	Leôncio Primo 1980-2015	$Q=0,0004.C^2+1,0739.C-205,46$ $R^2=0,997$	450	358,8	1,20
7	Porto Guarani 1978-2015	$Q=0,0011.C^2+1,2243.C-227,62$ $R^2=0,998$	631	1018,9	1,30
8	Guampará 1986-2015	$Q=-0,0001.C^2+2,1931.C-648,77$ $R^2=0,997$	476	372,5	1,20
9	São Franc. Verdadeiro 1990-2001	$Q=0,006.C^2+5,4197.C-790,17$ $R^2=0,975$	175	342	1,25
10	São Francisco Falso 1990-2008	$Q=0,0001.C^2+0,346.C-6,4903$ $R^2=0,999$	369	134,8	1,08
Bacia do Baixo Iguazu (Região Sudoeste)					
11	São Sebastião 1978-2015	$Q=0,0006.C^2+0,2526.C-6,2746$ $R^2=0,999$	704	468,9	1,70
12	Muniz 1987-2015	$Q=0,0007.C^2+0,1206.C-19,765$ $R^2=0,999$	380	127,1	1,20
13	ETA Francisco Beltrão 2003-2015	$Q=0,0006.C^2-0,1475.C+25,68$ $R^2=0,999$	442	77,7	1,15
14	Balsa do Santana 1958-2001	$Q=0,0031.C^2+1,1216.C-104,2$ $R^2=0,998$	318	430,2	1,80
15	Águas do Verê 1958-2015	$Q=0,0085.C^2+2,8422.C-369,28$ $R^2=0,998$	272	1394	1,80
16	Porto Palmeirinha 1956-2015	$Q=0,0002.C^2+2,6149.C-182,24$ $R^2=0,999$	322	680,5	1,75
	Média				1,34
	Desvio padrão				0,261
	Mediana				1,20
	Moda				1,15
	Amplitude				0,72

Fonte: Fernandez (2017).

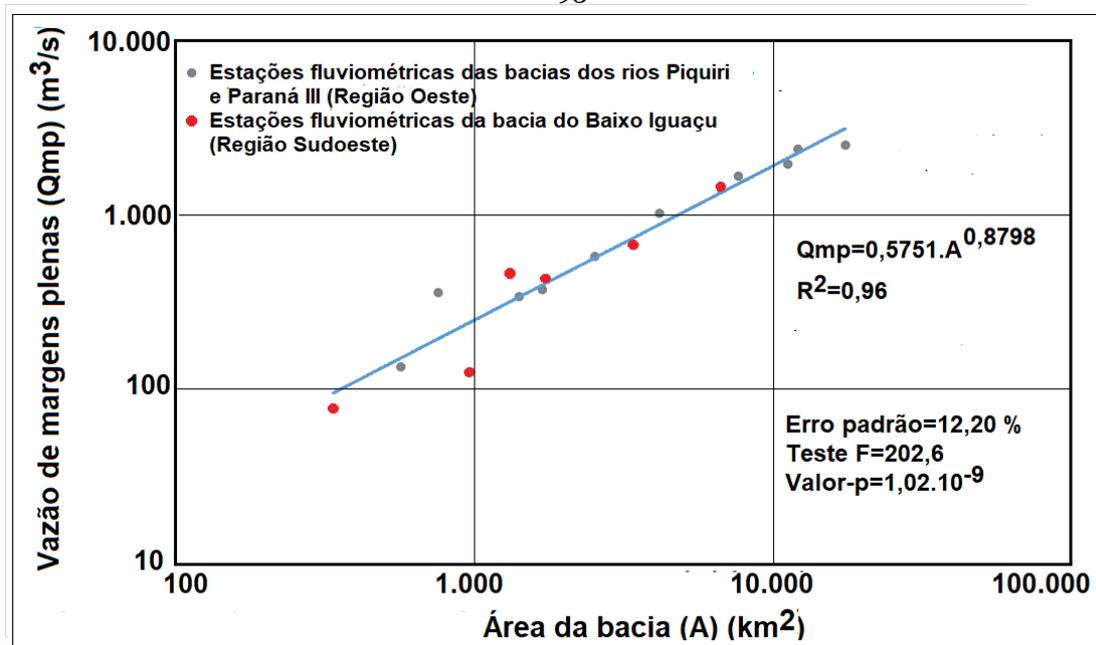
Relação área da bacia versus magnitude das vazões de margens plenas

A relação entre ambas as variáveis é mostrada na Figura 6. O valor do coeficiente de determinação da equação (R^2) indica que 96 % da variação da vazão Q_{mp} é explicada pela reta de regressão, tendo o tamanho da área da bacia como variável independente. Com o emprego da equação linear resultante (Figura 6) pode-se calcular de maneira confiável, a vazão Q_{mp} com dados de área da bacia entre 330 e 17.400 km^2 . Os testes estatísticos (F, erro padrão) e significância estatística (valor-p) denotam que a equação de ajuste é altamente significativa, embasando estatisticamente a afirmação de que bacias hidrográficas com áreas de contribuição e características fisiográficas semelhantes, geram vazões Q_{mp} com magnitudes similares. Esta premissa foi usada por Dunne; Leopold (1978) para estabelecer as relações da geometria hidráulica regional, nas quais a vazão, largura, profundidade e área molhada do rio ao nível da vazão de margens plenas são estimadas partir da área da bacia.

Wilkerson (2008) demonstrou que a vazão com 2 anos de recorrência (Q_2), obtida em análises de frequência de cheias nas estações fluviométricas, mostrou melhor desempenho como preditora da vazão de margens plenas do que a área da bacia hidrográfica. Apesar da limitação da área da bacia como variável preditora, a mesma tem a vantagem de ser obtida de forma rápida, contrariamente o cálculo da vazão Q_2 que necessita de series de máximas anuais de pelo menos 30 anos (WMO, 2018).

As características geológicas, geomorfológicas e climáticas que as regiões Oeste e Sudoeste do Paraná possuem em comum, produziram uma relação estável entre a precipitação e o escoamento superficial, mostrando-se suficiente para explicar satisfatoriamente a variação da vazão Q_{mp} a partir de dados da área da bacia.

Figura 6 - Relações entre a área da bacia à montante das estações fluviométricas e a vazão de margens plenas. Os valores de Erro padrão, F e valor-p correspondem ao nível de confiança de 95%



Fonte: o autor.

Relação área da bacia versus tempo de recorrência da vazão de margens plenas

Na Tabela 2 são listadas as estatísticas do tempo de recorrência da vazão de margens plenas estimadas nas 16 estações fluviométricas, com valor médio é de 1,34 ano e amplitude de

0,72 ano (1,08 a 1,80 ano). O valor médio obtido nesta pesquisa encontra-se dentro do intervalo de recorrência estimado pela maioria dos pesquisadores, que é de 1 a 2 anos (Tabela 3).

Tabela 3 - Tempo de recorrência da vazão de margens plenas em diversos estudos

Pesquisadores	Intervalo de recorrência (ano)	Local do estudo
Wolman; Leopold (1957)	1 a 2	Regiões Leste e Meio-oeste dos EUA
Nixon (1959)	0,46 (valor médio)	Inglaterra e País de Gales
Brush Jr. (1961)	2,3 (valor médio)	Pennsylvania, EUA
Dury (1961) / Dury (1977)	1 a 2 / 1,58 (valor médio)	Rio White e Wabash, EUA
Woodyer (1968)	1 a 2	Nova Gales do Sul, Austrália
Pickup; Warner ((1976)	4 a 10	Bacia de Cumberland, Inglaterra
Mosley (1981)	1 a 10	Nova Zelândia
Petit; Pauquet (1997)	0,7 a 5,3	Bélgica
Castro; Jackson (2001)	1,4 (valor médio)	Noroeste dos EUA
Keshavarzi; Nabavi (2006)	1,1 (valor médio)	Rio Kor, Irã
Rustomji (2009)	< 2 a 8	Rio Daly, Austrália
Ahilan et al. (2013)	1,64 (valor médio)	Irlanda
Van Campenhout et al. (2020)	1 a 2,6	Bélgica

Fonte: Ahilan et al. (2013) atualizada.

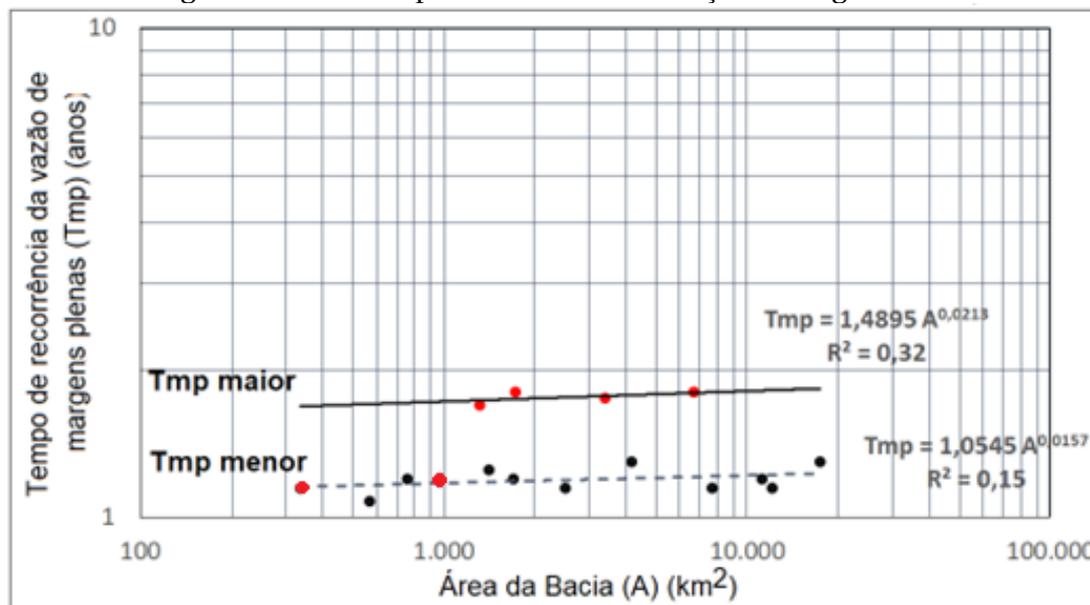
No gráfico da Figura 7 são exibidas as relações dos tempos de recorrência das vazões com a área das bacias para cada estação fluviométrica. Nesta figura se destaca a existência de dois grupos de estações com tempo de recorrência diferentes, denominados de Tmp menor (<1,30 ano) e Tmp maior (>1,70 ano). Na categoria Tmp menor estão incluídas todas as estações da região Oeste além de duas da região Sudoeste (Estações Muniz e ETA Francisco Beltrão), enquanto as quatro estações da categoria Tmp maior estão situadas na região Sudoeste. Essa apreciável diferença no tempo de recorrência entre dois grupos, permitiu destacar a situação em que bacias com áreas hidrográficas semelhantes, geram vazões Qmp com tempos de recorrência diferentes.

As relações matemáticas da área da bacia com os dois grupos de tempo de recorrência da vazão de margens plenas (Tmp maior e Tmp menor) (Figura 7) mostram fracas correlações positivas, o que denota pequeno aumento do tempo de recorrência da vazão de margens plenas com o incremento da área da bacia. Essa tendência observada nas estações monitoradas também foi constatada por Grant; Swanson; Wolman (1990) e Emmett; Wolman (2001).

As estatísticas das relações entre os tempos Tmp menor e Tmp maior com a área da bacia são mostradas na Tabela 4. Estas relações apresentam baixos valores do coeficiente de determinação (R^2), indicando que o modelo de regressão simples adotado não explica satisfatoriamente a variação do tempo de recorrência da vazão Qmp nas duas regiões tendo como variável independente a área da bacia. Os resultados dos testes estatísticos (F, erro padrão) e a significância estatística (valor-p) reforçam essa afirmação.

A baixa relação estatística do modelo de regressão adotado (Tabela 4), implica que outras variáveis preditoras, além do tamanho da bacia, influenciam o tempo de recorrência da vazão Qmp no planalto basáltico e podem estar relacionadas com as características altimétricas, pedológicas, pluviométricas, uso da terra etc. de ambas as regiões. Assim, os tempos de recorrência da vazão Qmp são produtos da ação combinada das variáveis supracitadas e a parcela de contribuição de cada uma delas deverá ser elucidada em futuras pesquisas.

Figura 7 - Relações entre a área da bacia à montante das estações fluviométricas e o tempo de recorrência das vazões de margens plenas. Os pontos vermelhos representam as estações da região Sudoeste e os pontos escuros as estações da região Oeste



Fonte: o autor.

Tabela 4 - Estatística das relações entre a área da bacia (A, em km²) e o tempo de recorrência da vazão de margens plenas (Tmp, em anos). Os valores de Erro padrão, F e valor-p correspondem ao nível de confiança de 95%

Tempo de recorrência (ano)	Equação	N	R ²	Erro padrão (%)	Teste F	Valor-p	Significância estatística
Tmp menor < 1,30	Tmp=1,0545(A) ^{0,0157}	12	0,15	2,28	1,70	0,221	Não significativa
Tmp maior > 1,70	Tmp=1,4895(A) ^{0,0213}	4	0,32	1,20	0,958	0,431	Não Significante

Fonte: o autor.

Considerações finais

O artigo apresenta as vazões de margens plenas (Qmp) e os respectivos tempos de recorrências estimados pela distribuição Log-Pearson III estimados em 16 estações fluviométricas distribuídas nas regiões Oeste e Sudoeste do estado do Paraná. Ambas as regiões estão inseridas em uma área homogênea, com condições geológicas, geomorfológicas e climáticas similares. As vazões Qmp foram estimadas em estações fluviométricas com áreas de drenagem que variam de 336 a 17.400 km² e valores mínimo e máximo de Qmp oscilaram entre 77,7 a 2.580 m³/s. Quanto ao tempo de retorno mínimo e máximo de Qmp é igual a 1,05 e 1,80 ano, respectivamente, com valor médio de 1,34 ano. Tanto os valores extremos como o valor médio da vazão Qmp estão inseridos em um intervalo de recorrência de 1 a 2 anos, proposta pela maioria dos pesquisadores.

A forte correlação estatística encontrada entre a área da bacia e a vazão de margens plenas, sugere que os depósitos de diques marginais nos canais com entalhamento fraco e os depósitos laterais nos canais com entalhamento forte, constituem um critério seguro para identificar o nível de margens plenas nos rios do planalto basáltico no estado do Paraná. O

mesmo grau de correlação não foi encontrado na relação entre a área da bacia e o tempo de recorrência da vazão de margens plenas, o que significa que o modelo de regressão simples adotado se mostrou insuficiente, indicando a influência de outras variáveis (pedológicas, pluviosidade, altimétrica, uso da terra etc.) sobre o tempo de recorrência da vazão de margens plenas.

Referências

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA) **Dados de vazões e cotas**. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>. Acessado em dezembro de 2016.

AHILAN, S.; O'SULLIVAN, J.J.; BRUEN, M.; BRAUDERS, N.; HEALY, D. Bankfull discharge and recurrence intervals in Irish rivers. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Water Management**, v. 166, n.7, p. 381-393. 2013.

ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; DE MORAES, G.; LEONARDO, J.; SPAROVEK, G. Köppen's Climate Classification Map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728. 2013.

BEECHIE, T.J.; POLLOCK, M.M.; BAKER, S. Channel incision, evolution and potential recovery in the Walla Walla and Tucannon River basins, northwestern USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 784-800. 2008.

BLANTON, K.; MOSSA, J.; KIEFER, J.; WISE, W. Bankfull indicators in Small Blackwater streams in Peninsular Florida reliability and relations with hydrology. **Southeastern Geographer**, v. 50, n. 4, p. 422-444. 2010.

BRUSH Jr, L.M. Drainage basins, channels, and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania. US Geological Survey, Washington, DC, USA, **Professional Paper 282 (F)**, p. 145-181. 1961.

BOBÉE, B.; CAVADIAS, G.; ASHKAR, F.; BERNIER, J.; RASMUSSEN, P. Towards a systematic approach to comparing distributions used in floods frequency analysis. **Journal of Hydrology**, v. 142, n 1-2, p.121-136, 1993.

CASTRO, J.M.; JACKSON, P.C. Bankfull discharge recurrence intervals and regional hydraulic geometry relationships: patterns in the Pacific Northwest, USA. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 37, p. 1249-1262. 2001.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L.B. **Water in Environmental Planning**. W.H. Freeman Co., San Francisco, CA. 1978.

DURY, G.H. Bankfull discharge: an example of its statistical relationship. **Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology**, v. 6, n 3, p. 48-55. 1961.

DURY, G.H. Underfit streams: retrospect, perspect and prospect. In: **River channels**. (Ed. K.J. Gregory). Chichester, Wiley, p. 281-293. 1977.

EMMETT, W.W.; WOLMAN, M.G. Effective discharge and gravel-bed rivers, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, p. 1369-1380. 2001.

FERNANDEZ, O.V.Q. Bankfull hydraulic geometry relationships for rivers and streams of the Western and Southwest regions of Paraná State, Brazil. **Journal of Geography and Earth Sciences**, v. 5, n.1, p. 50-63. 2017.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; SAAD, A.R. Exumação tectônica e reativação de paleolinhamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n.2, p. 184-195, 2010.

GRANT, G.E.; SWANSON, F.J.; WOLMAN, M.G. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. **Geological Society of America Bulletin**, v. 102, n. 3, p. 340-352. 1990.

HARRELSON, C.C.; RAWLINS, C.L.; POTYONDY, J.P. **Stream channel reference sites: an illustrated guide to field technique**. General Report N° RM-245. U.S. Department of Agriculture. Forest Service, Fort Collins, Colorado, 61 p. 1994.

HARVEY, A.M. Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime. **Journal of Hydrology**, v. 8, p. 82-98. 1969.

IAPAR (Instituto Agrônômico do Paraná) **Cartas climáticas do Estado do Paraná**. Londrina, Paraná. 2000.

IAT (Instituto Água e Terra) Bacias hidrográficas. Disponível em: <https://www.iat.pr.gov.br/>. Acesso em: fevereiro de 2022.

KESHAVARZI, A.R.; NABAVI, S.H. Dominant discharge in the Kor River, Fars province, Iran. **Proceedings of the 10th International Water Technology Conference, IWTC10**, Alexandria, Egypt, p. 299-306. 2006.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. London. Arnold. 1998.

LEOPOLD, L.B. **A view of the river**. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press, 320 p. 1994.

LEOPOLD, L.B.; EMMETT, W.E.; SILVEY, H.L.; ROSGEN, D.L. **A guide for field identification of bankfull stage in the Western United States** (video). USDA Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Stream Systems Technology Center. Fort Collins, Colorado. 1995.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. New York, Dover Publications Inc., 544 p. 1964.

LINDROTH, E.M.; RHOADS, B.L.; CASTILLO, C.R.; CZUBA, J.A.; GÜNERALP, I.; EDMONDS, D. Spatial variability in bankfull stage and bank elevations of lowland meandering rivers: relation to rating curves and channel planform characteristics. **Water Resources Research**, v. 56. 2020.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba, Codepar, 350 p. 1968.

McCANDLESS, T.L.; EVERETT, R.A. **Maryland stream survey: Bankfull discharge and channel characteristics of streams in the Piedmont hydrologic region**. U.S. Fish & Wildlife Service Chesapeake Bay Field Office. Annapolis, MD. 175 p., 2002.

MIDDLETON, B.A. **Flood pulsing in Wetlands: restoring the Natural Hydrological Balance**. Wiley, Chichester. 320 p. 2002.

MINEROPAR S. A. **Atlas comentado da geologia e dos recursos minerais do estado do Paraná**. Curitiba: Mineropar, 2001.

MOSLEY, M.P. Semi-determinate hydraulic geometry of river channels, South Island, New Zealand. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 6, p. 127-137. 1981.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, v. 21, n. 1-2, p. 15-32. 2002.

NAVRATIL, O.; ALBERT, M.B.; BREIL, P. Test of three methods to detect the overbank flow from water level time-series analysis. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2452-2464. 2010.

NERILO, N.; MEDEIROS, P.A.; CORDERO, A. **Chuvas intensas no estado de Santa Catarina**. UFSC, Florianópolis - SC, 156 p. 2002.

NIXON, M. A study on the bank-full discharges of rivers in England and Wales. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers**, v. 12, no 2, p. 157-174. 1959.

NRCS (Natural Resources Conservation Service) **Log-pearson frequency analysis spreadsheet**. Disponível em: https://www.nrcs.usda.gov/wps/PA_NRCSCconsumption/download?cid=stelprdb1256265&ext=xlsx. Acesso em: fevereiro de 2022.

PETIT, F.; PAUQUET, A. Bankfull discharge recurrence interval in gravel-bed rivers. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, n. 7, p. 685-693. 1997.

PICKUP, G.; WARNER, R.F. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. **Journal of Hydrology**, v. 29, p. 51-75. 1976.

RADECKI-PAWLIK, A. Bankfull discharge in mountain streams: theory and practice. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p. 115-123. 2002.

RADECKI-PAWLIK, A.; SKALSKI, T. Bankfull discharge determination using the new Invertebrate Bankfull Assessment Method. **Journal of Water and Land Development**, v. 12, p. 145-153. 2008.

RAZAVI, T; COULIBALY, P. Streamflow prediction in ungauged basins: review of regionalization methods. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 18, n. 8, p. 958-975. 2013.

RICHARDS, K. **Rivers, Form and Process in Alluvial Channels**. Methuen, 358 p. 1982.

ROSGEN, D.L. A classification of natural rivers. **Catena**, v. 22, p. 169-199. 1994.

RUSTOMJI, P. A Statistical analysis of flood hydrology and Bankfull discharge for the Daly River Catchment, Northern Territory, Australia. **National Research technical report**, CSIRO Land and Water, Clayton South, Australia. 2009.

SANTOS, L.J.C.; OKA FIORI, C.; CANALI, N.E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.; ROSS, J.L.S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 3-12. 2006.

SILVA, E.S.; TRINCA, L.A.; NERY, J.T. Áreas espacialmente homogêneas de níveis de precipitação nas regiões Sudeste e Sul do Brasil. **Revista Energia na Agricultura**, V. 24, n. 3, p. 34-59. 2009.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M. S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, p. 333-348. 1994.

Van CAMPENHOUT, J.; HOUBRECHTS, G.; PEETERS, A.; PETIT, F. Return period of characteristic discharges from the comparison between partial duration and annual series, application to the Walloon Rivers (Belgium). **Water**, v. 12, 792. 2020.

VERRY, E.S. **A guide to identification of bankfull stage in the Northeastern United States** (video). USDA Forest Service, Stream Systems Technology Center. Fort Collins, Colorado. 2005.

WILKERSON, G.V. Improved bankfull discharge prediction using 2-year recurrence-period discharge. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 44, n. 1, p. 244-258. 2008.

WILLIAMS, G.P. Bank-full discharge of rivers. **Water Resources Research**, v. 14, p. 1141-1153. 1978.

WMO (World Meteorological Organization) **Guide to climatological practices**, Geneva. 153 p. 2018.

WOHL, E.E. **Mountain rivers revisited**. American Geophysical Union. Washington. 2010.

WOHL, E.E.; WILCOX, A. Channel geometry of mountain streams in New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 300, p. 252-266. 2005.

WOLMAN, M.G.; EMMETT, W.E.; VERRY, E.S.; MARION, D.A.; SWIFT, L.W.; KAPPESSER, G.B. **Identifying bankfull stage in forested streams in the Eastern United States** (video). USDA Forest Service, Stream Systems Technology Center. Fort Collins, Colorado. 2003.

WOLMAN, M.G.; LEOPOLD, L.B. River flood plains: some observations on their formation. **Professional Paper**, United States Geological Survey, 282C, 87-107. 1957.

WOODYER, K.D. Bankfull frequency in rivers. **Journal of Hydrology**, v. 6, p. 114-142. 1968.

XIA, J.; WU, B.; WANG, G.; WANG, Y. Estimation of bankfull discharge in the Lower Yellow River using different approaches. **Geomorphology**, v. 117, n. 1-2, p. 66-77, 2009.

Recebido em: 24/08/2023.
Aprovado para publicação em: 22/12/2023.