

DETERMINAÇÃO DA DESCARGA DOMINANTE EM ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS DAS REGIÕES OESTE E SUDOESTE DO PARANÁ

Oscar Vicente Quinonez Fernandez

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (Unioeste) - Campus de Marechal Cândido Rondon - Curso de Geografia - Grupo Multidisciplinar de Estudos Ambientais (Gea) - Rua Pernambuco, 1777 - Marechal Cândido Rondon-PR - CEP 85960-000 - e-mail: fernandez@unioeste.br

Resumo

O objetivo do trabalho é estimar e comparar dois tipos de vazões dominantes (vazão de margens plenas e descarga com determinado tempo de retorno) em 12 estações fluviométricas localizadas nas regiões Oeste e Sudoeste do Estado do Paraná. As estações, operadas pelo Instituto das Águas do Paraná (antiga Suderhsa - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), estão situadas em regiões cuja geologia, clima e tipo de relevo são similares. A área da bacia a montante das estações variou de 969 a 12.124km². A descarga com 1,58 anos de recorrência (Q_{1,58}) foi escolhida para representar a vazão dominante com determinado tempo de retorno. Para cada estação foi calculada a vazão Q_{1,58}, a partir de dados históricos de cheias disponíveis no site da Agência Nacional de Águas (ANA). A vazão de margens plenas (Q_{mp}) foi estimada através de observações em campo adotando como referencia os depósitos de diques marginais. O tempo de retorno de Q_{mp} nas estações estudadas variou de 0,60 a 3,35 anos. O coeficiente de determinação (R²) obtidas para as relações entre Área de drenagem versus Q_{mp} e Q_{1,58} versus Q_{mp} foi de 0,961 e 0,909 respectivamente. Tais valores mostram o uso promissor dos depósitos de diques marginais na demarcação da cota de margens plenas no planalto basáltico das regiões Oeste e Sudoeste do Paraná.

Palavras-chave: descarga dominante; vazão de margens plenas; dique marginal.

Abstract

The study aims to estimate and compare two types of dominant discharges (bankfull and a specific recurrence interval discharges) in 12 gauging stations located in the western and southwestern regions of Paraná State, Brazil. The stations, operated Paraná State Water Institution, are located in regions where geology, climate and type of relief are similar. The watershed area upstream of the stations ranged from 969 to 12,124 km². In this paper is assumed to be the channel-forming discharge the flood with 1.58-year recurrence interval (Q_{1,58}). For each station was calculated Q_{1,58} from historical flood data available at the Brazilian National Water Agency. The bankfull discharge (Q_{bf}) was estimated by field observations using as reference the natural levee. Return intervals for bankfull discharge ranged from 0.60 to 3.35 years. The coefficient of determination (R²) obtained for the relationship between drainage area versus Q_{bf} and Q_{1,58} versus Q_{bf} was 0.961 and 0.909 respectively. These results suggest the promising use of natural levee for finding the bankfull level in the Mesozoic basalt plateau of Western and Southwestern regions of Paraná State.

Keywords: dominant discharge; bankfull discharge; natural levee.

Introdução

A geometria dos canais fluviais é resultado do confronto entre as forças oriundas do fluxo das descargas líquida e só-

lida fornecidas pela bacia hidrográfica e as geradas pela resistência à erosão dos materiais que constituem o leito e as margens. A atuação destas forças opostas gera complexos

processos de formação de canais. Apesar da complexidade dos processos, padrões fluviais podem ser identificados e classificados através de variáveis morfológicas e hidráulicas (LEOPOLD, 1994). A descarga líquida pode ser considerada um dos principais fatores no dimensionamento do canal fluvial. Observações sugerem que as dimensões físicas dos canais são produtos de uma categoria de vazão que é muito efetiva no transporte de sedimentos. Esta vazão teórica é denominada de descarga dominante (dominant discharge). Esta descarga, se mantida constante ao longo de um período de tempo, produziria as mesmas características morfológicas que são geradas por uma ampla variedade de descargas que ocorre continuamente nos cursos de água (Inglis, 1949). O conceito de descarga dominante, profundamente enraizado na geomorfologia fluvial e na engenharia hidráulica (PICKUP e WARNER, 1976), foi discutido por Benson e Thomas (1966), Ackers e Charlton (1970), Pickup e Rieger (1979), Andrews (1980), Carling (1988) entre outros.

Os pesquisadores adotaram vários critérios para representar na prática o conceito da descarga dominante. De acordo com Pickup e Warner (1976), a descarga dominante pode ser materializada por três categorias de descargas: descarga efetiva, descarga com determinado intervalo de recorrência e descarga de margens plenas. USDA-FISRWG (1998) apresenta um excelente resumo sobre a evolução da definição da descarga dominante.

A descarga efetiva é representada pelo fluxo que transporta o maior volume de sedimentos (MARLETTE e WALKER, 1968; PRINS e DE VRIES, 1971; ANDREWS, 1980; NASH, 1994; EMMETT e WOLMAN, 2001; CASTRO e JACKSON, 2001). Pickup e Warner (1976) descrevem a técnica para determinar a descarga efetiva (“the most effective discharge”). As descargas líquidas medidas nos postos fluviométricos devem ser divididas em classes, cuja frequência de ocorrência para um determinado período de tempo deverá ser conhecida. O produto entre a descarga sólida correspondente para cada classe de descarga líquida e a respectiva frequência de ocorrência define o regime de transporte de carga de fundo. A descarga efetiva é definida pelo ponto médio da classe de descarga líquida com maior regime de transporte de sedimento de fundo.

Por outro lado, a descarga dominante ou descargas modeladoras de canal também pode ser estimada a partir de técnicas estatísticas definindo um determinado tempo de recorrência. Wolman e Leopold (1957) estimaram que a descarga dominante tem recorrência de 1 a 2 anos. Dury et al. (1963), Hickin (1968), Dury (1973, 1976) e Riley (1976) adotaram a vazão de 1,58 anos de recorrência como descarga dominante. Pickup e Warner (1976) descobriram que o período de recorrência da descarga dominante no rio Cumberland (Austrália) pode variar de 4 a 10 anos. Williams (1978) determinou que 75% dos 51 cursos d’água analisados

apresentaram vazões dominantes entre 1,03 e 5,0 anos de recorrência. Comparando os resultados de inúmeros trabalhos, Leopold (1994) concluiu que para a maioria dos cientistas, o período de retorno da descarga dominante é de 1,0 a 2,5 anos.

A descarga dominante também pode ser determinada pela descarga de margens plenas definida como a vazão líquida que preenche 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 deposicional do fluxo das cheias e inundada pelo menos uma vez a cada dois anos. Williams (1978) por sua vez define a descarga de margens plenas como a vazão que preenche o canal até atingir o topo da margem. O nível de margens plenas demarca o limite entre os processos fluviais que modelam o canal e os que constroem a planície de inundação.

Para definir o nível de margens plenas na definição de Wolman e Leopold (1957), é necessária a identificação da atual planície de inundação. Em muitos casos, esta superfície é de difícil detecção, devido ao encaixamento do talvegue, canalizações, etc. Por esse motivo, foram propostos numerosos critérios para encontrar a superfície representativa da planície aluvial ativa e, dessa forma delimitar o nível de margens plenas (Tabela 1).

Tabela 1 - Relação dos critérios adotados para identificação do nível de margens plenas (WILLIAMS, 1978, modificada).

Critérios baseados no reconhecimento de superfícies deposicionais	
1. A superfície do fundo de vale	Nixon (1959), Woodyer (1968), Kellerhals et al. (1972), Dury (1973).
2. Nível da planície de inundação ativa	Wolman e Leopold (1957), Leopold e Skibitzke (1967), Emmett (1975)
3. Nível do patamar inferior	Schumm (1960), Bray (1972)
4. Nível do patamar intermediário	Woodyer (1968)
5. Nível do patamar superior	Kilpatrick e Barnes Jr. (1964),
6. Nível médio das partes mais altas nas barras de canal	Wolman e Leopold (1957), Hickin (1968), Lewis e McDonald (1973)
Critérios baseados em observações de características botânicas ou sedimentológicas.	
7. Nível do limite inferior da vegetação perene	Schumm (1960), Nunnally (1967), Bray (1972), Leopold (1994), Radecki-Pawlik (2002).
8. Nível do limite superior de depósitos arenosos	Nunnally (1967), Leopold e Skibitzke (1967).
Critérios baseados nas características da seção transversal do canal	
9. Nível com a relação mínima da razão largura/profundidade	Wolman (1955), Harvey (1969), Pickup e Warner (1976).
10. Nível correspondente ao primeiro máximo no índice de Riley (bench index, BI)	Riley (1972).
11. Nível correspondente ao brusco aumento da relação área da seção transversal e largura do canal	Williams (1978).

A equivalência das categorias de descarga que representam a vazão dominante foi discutida por vários autores. Andrew (1980) observou que as vazões efetivas e margens plenas foram semelhantes em 15 estações estudadas na bacia

do rio Yampa, em Wyoming e Colorado (EUA). No entanto, outros estudos mostraram que ambas as vazões podem ser significativamente diferente (BENSON e THOMAS, 1966; PICKUP e WARNER, 1976). Outras pesquisas também evidenciaram que a vazão efetiva e a descarga com determinado intervalo de retorno podem variar substancialmente de um curso de água para outro (WILLIAMS, 1978; NASH, 1994). Estes resultados mostram a dificuldade em correlacionar estas vazões, as quais são determinadas pela área e relevo da bacia e pelo regime hidrológico (ASHMORE e DAY, 1988; CASTRO e JACKSON, 2001).

O objetivo do trabalho é estimar e comparar dois tipos de descarga dominante (descarga de margens plenas e vazão com determinado tempo de recorrência) em estações fluviométricas localizadas nas regiões Oeste e Sudoeste do Estado do Paraná.

Área de Estudo

As duas categorias de descarga dominante foram estimadas em 12 estações fluviométricas implantadas nas bacias hidrográficas dos rios Piquiri e Iguaçu, localizadas nas regiões Oeste e Sudoeste do Paraná, respectivamente (Figura 1, Tabela 2). As estações selecionadas possuem mais de 15 anos de dados contínuos e são operadas pelo Instituto das Águas do Paraná (antiga Suderhsa - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental). Os dados diários referentes à cota do nível d'água, vazão líquida e levantamento da seção transversal, foram coletados no site da Agencia Nacional de Águas (ANA) (<http://hidroweb.ana.gov.br>).

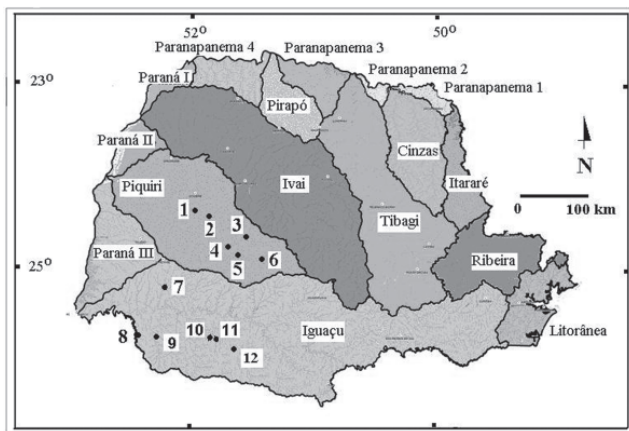


Figura 1 - Área de abrangência das bacias hidrográficas no Paraná (Fonte: Suderhsa). Os números indicam a localização das estações fluviométricas estudadas. Bacia do Piquiri: 1=Porto Novo 2; 2=Ponte do Piquiri; 3=Balsa do Cantu; 4=Foz do Cantu; 5=Porto Guarani; 6=Guampará. Bacia do Iguaçu: 7=São Sebastião; 8=Muniz, 9=Ponte do Capanema; 10=Balsa do Santana; 11=Águas do Verê e 12=Porto Palmeirinha.

Tabela 2 - Dados básicos das estações fluviométricas selecionadas para o estudo (Fonte: Suderhsa).

Código	Estações	Coordenadas Geográficas	Bacia/Rio	Área (km ²)
65990550	Muniz	25° 44' 83" S 53° 50' 49" W	Iguaçu/Santo Antonio	969
65979000	São Sebastião	25° 27' 37" S 53° 31' 43" W	Iguaçu/Andrada	1.309
65981500	Ponte do Capanema	25° 46' 05" S 53° 36' 42" W	Iguaçu/Capanema	1.740
65955000	Balsa do Santana	25° 54' 54" S 52° 50' 59" W	Iguaçu/Santana	1.720
65927000	Porto Palmeirinha	26° 01' 46" S 52° 37' 42" W	Iguaçu/Chopim	3.410
65966000	Águas do Verê	25° 46' 37" S 52° 55' 58" W	Iguaçu/Chopim	6.696
64775000	Balsa do Cantu	24° 44' 55" S 52° 42' 10" W	Piquiri/Cantu	2.513
64764000	Guampará	24° 58' 59" S 52° 16' 59" W	Piquiri/Piquiri	1.703
64771500	Porto Guarani	24° 51' 58" S 52° 45' 46" W	Piquiri/Piquiri	4.223
64776100	Foz do Cantu	24° 45' 7" S 52° 52' 36" W	Piquiri/Piquiri	7.690
64795000	Ponte do Piquiri	24° 33' 31" S 53° 07' 45" W	Piquiri/Piquiri	11.303
64799500	Novo Porto 2	24° 22' 41" S 53° 09' 45" W	Piquiri/Piquiri	12.124

As áreas drenadas pelas bacias dos rios Iguaçu e Piquiri são constituídas por derrames basálticos de idade mesozóica (NARDY et al., 2002) e estão inseridas no terceiro planalto paranaense, localizado na porção centro-oeste do Paraná. As altitudes máximas do planalto variam de 1100-1250m (Serra da Esperança) na porção central do Estado a 220-300m a oeste na calha do rio Paraná (MAACK, 1981). A origem dos planaltos da bacia do Paraná está relacionada com a evolução da Plataforma Brasileira. A ascensão epirogenética da Plataforma ocorrida no Plioceno e Pleistoceno soergueu rochas paleozóicas e mesozóicas para altitudes superiores a 1.000m (ALMEIDA, 1966). Esta forte elevação submeteu a área de estudo a um contínuo processo de dissecação. A altitude das estações selecionadas varia de 251m (estação Muniz) a 501m (Estação Palmeirinha) na bacia do Iguaçu e de 294m (estação Novo Porto II) a 557m (Estação Guampará) na bacia do Piquiri. A precipitação acumulada anual varia de 1.600mm (na região oeste) a 1.900mm (na região sudoeste) e o clima em ambas as bacias, na classificação de Köppen, é do tipo Cfa, subtropical úmido, mesotérmico, verões quentes, geadas menos frequentes e concentração de chuvas nos meses de verão (IAPAR, 1994).

Materiais e Métodos

A descarga dominante com determinado intervalo de recorrência foi estimada para cada estação a partir do banco de dados da ANA. As informações de cota e vazão correspondente para cada cheia (vazão máxima anual) foram listadas cronologicamente numa tabela. Para estimar o tempo de recorrência ou tempo de retorno (T) das cheias, as vazões máximas anuais foram organizadas numa sequência crescente, na qual a maior cheia da série de dados ocupa a primeira posição (n=1). O valor de T para cada cheia foi estimado

empregando a seguinte equação, desenvolvida pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (DALRYMPLE, 1960).

$$T = \frac{N + 1}{n} \dots\dots\dots(1)$$

Onde N=número de anos com valores de cheia disponível e n=ordem da cheia em apreço na ordem crescente.

Para cada estação fluviométrica, foram obtidas as relações matemáticas entre a cota e a vazão das cheias (e vice versa) e entre a vazão das cheias e tempo de recorrência das cheias (e vice versa) (Tabela 3). A descarga dominante definida através de método estatístico pode ser estimada para diversos intervalos de retorno. Neste trabalho foi adotado o intervalo de 1,58 anos (Q_{1,58}) (Dury et al., 1963; Dury, 1973, 1976 e Riley, 1976). A vazão Q_{1,58} foi calculada para cada estação a partir da equação da coluna Q vs T (Tabela 3), sendo T=1,58 anos. Após obter o valor de Q_{1,58}, foi estimado a cota desta vazão, a partir das relações da coluna C vs Q (Tabela 3).

Tabela 3 - Relações entre a cota de cheia(C), Vazão de cheia (Q) e tempo de recorrência da cheia (T).

Estações	C vs Q	Q vs C	T vs Q	Q vs T
Muniz (1986-2002) (N=17)	C=1,4362.Q+222,44 R ² =0,990	Q=0,689.C-151,19	T=0,4551.e ^{0,0076.Q} R ² =0,795	Q=104,12.Ln(T)+127,75 R ² =0,973
São Sebastião (1977-2005) (N=29)	C=1,3096.Q+180,52 R ² =0,993	Q=0,758.C-133,92	T=0,2873.e ^{0,0055.Q} R ² =0,973	Q=159,73.Ln(T)+250,23 R ² =0,973
Ponte do Capanema (1977-2004) (N=28)	C=2,0069.Q+191,63 R ² =0,998	Q=0,497.C-94,603	T=0,1124.e ^{0,0048.Q} R ² =0,699	Q=144,96.Ln(T)+512,46 R ² =0,699
Balsa do Cantu (1957-2001) (N=45)	C=9,11.Q ^{0,56} R ² =0,996	Q=0,0201.C ^{1,7785}	T=0,3581.e ^{0,004.Q} R ² =0,916	Q=228,99.Ln(T)+276,96 R ² =0,916
Porto Palmeirinha (1955-2006) (N=52)	C=0,3595.Q+75,875 R ² =0,999	Q=2,779.C-210,1	T=0,3999.e ^{0,0025.Q} R ² =0,945	Q=373,77.Ln(T)+383,26 R ² =0,945
Águas do Verê (1957-2005) (N=49)	C=7,8036.Q ^{0,513} R ² =0,990	Q=0,0203.C ^{1,9309}	T=0,5063.e ^{0,001.Q} R ² =0,995	Q=928,29.Ln(T)+716,7 R ² =0,995
Balsa do Cantu (1968-2005) (N=38)	C=0,3519.Q+285,95 R ² =0,990	Q=2,8132.C-765,54	T=0,1979.e ^{0,0029.Q} R ² =0,974	Q=339,81.Ln(T)+573,44 R ² =0,974
Guamaparã (1985-2001) (N=17)	C=2,022.Q-602,79 R ² =0,992	Q=0,4905.C+300,73	T=0,271.e ^{0,0035.Q} R ² =0,947	Q=270,71.Ln(T)+386,05 R ² =0,947
Porto Guarani (1977-2003) (N=27)	C=9,9389.Q ^{0,6024} R ² =0,999	Q=0,0222.C ^{1,6596}	T=0,2003.e ^{0,0018.Q} R ² =0,853	Q=487,07.Ln(T)+997,67 R ² =0,853
Foz do Cantu (1987-2005) (N=19)	C=14,974.Q ^{0,3627} R ² =0,999	Q=0,0029.C ^{2,161}	T=0,3328.e ^{0,0005.Q} R ² =0,928	Q=1790,3.Ln(T)+2249 R ² =0,928
Ponte do Piquiri (1978-2005) (N=28)	C=0,1616.Q+185,57 R ² =0,998	Q=6,175.C-1139,9	T=0,2205.e ^{0,0008.Q} R ² =0,894	Q=1066.Ln(T)+1904,9 R ² =0,894
Novo Porto 2 (1978-2005) (N=28)	C=0,1325.Q+246,9 R ² =0,998	Q=7,5325.C-1853,4	T=0,2493.e ^{0,0006.Q} R ² =0,848	Q=1335,8.Ln(T)+2415,5 R ² =0,848

O nível de margens plenas foi definido através de observações de campo. Na área de estudo, a maior parte dos rios encontra-se encaixado, situação na qual a planície aluvial ativa é pouco desenvolvida. Por essa razão, foi tomado como referência o limite superior dos depósitos arenosos (Critério número 8, tabela 1). A cota da superfície escolhida foi obtida mediante levantamento topográfico convencional, tendo como referência o RN das estações. Para estimar a vazão correspondente à cota média dos depósitos arenosos e o respectivo tempo de recorrência, foram aplicadas as equações das colunas Q vs C e Q vs T respectivamente (Tabela 2).

Resultados e Discussões

A tabela 4 mostra o valor das cheias com 1,58 anos de recorrência (Q_{1,58}) e a magnitude e o tempo de recorrência da vazão de margens plenas (Q_{mp}) nas estações selecionadas. Em média, o tempo de retorno da vazão de margens plenas nas estações é de 1,64 anos, variando de 0,60 a 3,35 anos. As relações entre a área de drenagem à montante das estações (A) versus Q_{mp} e Q_{1,58} versus Q_{mp} são apresentadas nas Figuras 2 e 3 respectivamente. Os coeficientes de determinação (R²) obtidos nas relações indicam fortes correlações entre as variáveis.

Tabela 4 - Comparação entre as vazões obtidas através de técnicas estatísticas (Q_{1,58}) e a vazão de margens plenas (Q_{mp}).

Estações	Vazão com 1,58 anos de recorrência (Q _{1,58}) (m ³ /s)	Vazão de margens plenas (Q _{mp}) (m ³ /s)	Tempo de retorno de Q _{mp} (T) (anos)	Comparação entre Q _{1,58} e Q _{mp}	Altura das margens
Balsa do Santana	381,70	429,612	2,0	Q _{mp} >Q _{1,58} (12,5%)	Baixa
Porto Palmeirinha	552,91	684,77	2,22	Q _{mp} >Q _{1,58} (23,8%)	Baixa
Muniz	175,38	262,51	3,35	Q _{mp} >Q _{1,58} (49,7%)	Baixa
P. do Capanema	578,78	350,34	0,60	Q _{1,58} >Q _{mp} (65,2%)	Alta
São Sebastião	323,29	399,712	2,59	Q _{mp} >Q _{1,58} (23,6%)	Alta
Balsa do Cantu	738,24	813,0	1,17	Q _{mp} >Q _{1,58} (10,1%)	Baixa
Águas do Verê	1141,3	1498,13	2,26	Q _{mp} >Q _{1,58} (31%)	Baixa
Novo Porto 2	3026,53	2395	1,05	Q _{1,58} >Q _{mp} (26,4%)	Alta
Ponte do Piquiri	2392,5	1867,3	0,98	Q _{1,58} >Q _{mp} (28,1%)	Alta
Guamaparã	509,88	476,8	1,44	Q _{1,58} >Q _{mp} (6,7%)	Baixa
Foz do Cantu	3067,9	1846,2	0,84	Q _{1,58} >Q _{mp} (66,2%)	Alta
Porto Guarani	1220,47	984,6	1,18	Q _{1,58} >Q _{mp} (23,9%)	Alta

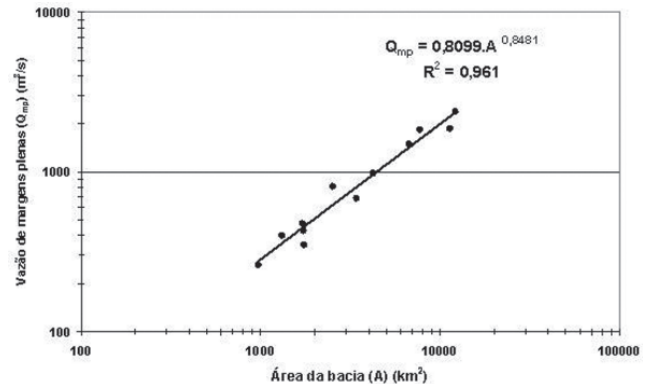


Figura 2 - Relação entre a área da bacia (A) e a vazão de margens plena (Q_{mp}).

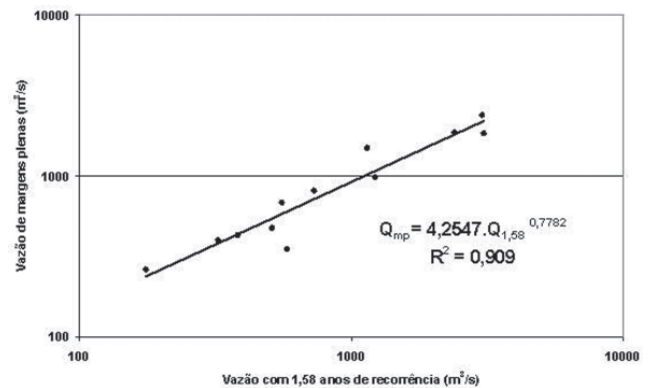


Figura 3 - Relação entre a vazão com 1,58 anos de recorrência (Q_{1,58}) e a vazão de margens plenas (Q_{mp}).

As estações selecionadas podem ser classificadas quanto a morfologia da seção transversal em dois tipos: canais com margens baixas e topos horizontais e, canais entalhados com margens altas e oblíquas (Tabela 4, Figura 4). No primeiro tipo são facilmente reconhecíveis os depósitos arenosos que formam os diques marginais. Nas margens do segundo tipo, os depósitos arenosos encontram-se distribuídos em inúmeras faixas horizontais ao longo da superfície oblíqua das margens, fato que dificulta a correta definição da planície aluvial ativa. Nestes casos, foram escolhidos os depósitos arenosos mais proeminentes para representar a cota da planície aluvial ativa.

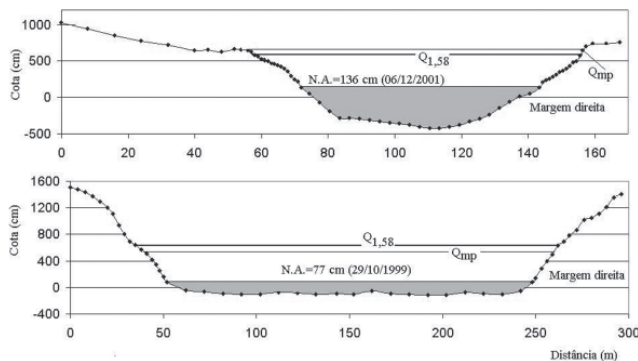


Figura 4 - Exemplo de canais com margens baixas e topos horizontais (Estação Balsa do Cantu) (acima) e canais entalhados com margens altas e oblíquas (Estação Novo Porto 2) (abaixo).

Via de regra, nas estações com margens baixas, os valores estimados de Q_{mp} são maiores que $Q_{1,58}$ e a diferença entre as vazões variou de 10,1 a 49,7 %. Este foi o caso das estações Barra do Santana, Porto Palmeirinha, Muniz, Balsa do Cantu e Águas do Verê. Por outro lado, nas estações com margens altas e oblíquas, os valores de $Q_{1,58}$ são maiores do que Q_{mp} e a diferença entre as vazões se estendeu de 22,9 a 66,2 %. Esta situação foi encontrada nas estações P. do Capanema, Novo Porto 2, Ponte do Piquiri, Foz do Cantu e Porto Guarani. Em duas estações, São Sebastião e Guampará, a associação entre tipo de margem e predominância das vazões Q_{mp} e $Q_{1,58}$ não foram confirmadas.

Os resultados demonstram que os níveis de margens plenas não coincidem com os níveis correspondentes as vazões $Q_{1,58}$, tanto nas margens baixas como nas margens altas e íngremes. Nas margens baixas, os diques marginais são depósitos espessos, bem desenvolvidos e resultam da ação deposicional de uma ampla gama de vazões que ultrapassam as bordas do canal. Por outro lado, nas margens altas e oblíquas os depósitos de diques marginais encontram-se distribuídos ao longo da face da margem. Nas margens baixas, a média da diferença entre Q_{mp} e $Q_{1,58}$ e valor do desvio padrão correspondente (25,4% e 16,0 respectivamente) é menor do que nas margens altas (42% e 21,7). Estas informações mostram que a diferença entre Q_{mp} e $Q_{1,58}$ nas mar-

gens baixas são menores, apesar dos depósitos representarem cheias com amplo intervalo de magnitude.

Conclusões

O trabalho visou estudar, numa primeira aproximação, a relação entre a cheia com 1,58 anos de retorno e a descarga de margens plenas em estações fluviométricas distribuídas nas regiões Oeste e Sudoeste do Paraná, cuja geologia, clima e tipo de relevo são similares. O nível de margens plenas foi definido em campo, através da identificação de depósitos de diques marginais. Nas relações entre Área de drenagem versus Q_{mp} e $Q_{1,58}$ versus Q_{mp} , os coeficientes de determinação (R^2) alcançaram valores significativos. Tais resultados mostram o uso promissor dos depósitos de diques marginais na demarcação da cota de margens plenas nas regiões estudadas. Estudos posteriores, através da incorporação da análise das características morfométricas das bacias e o uso/ocupação do solo, poderão fornecer explicações mais aprofundadas acerca da diferença observada entre Q_{mp} e $Q_{1,58}$ nas estações analisadas.

Agradecimentos

O autor agradece à Agência Nacional de Águas (ANA), ao Instituto das Águas do Paraná pela disponibilidade dos dados hidrométricos e aos observadores das estações fluviométricas Pedro Paulo dos Santos, Maria Augusta Coelho, Osvaldo da Silva, Adão Valter Parolin, Hugo Selmiro Rodher, Jatir Maronese, Eliezer Marcos Brustolin, Edson Nascimento Dias, João Ferreira e Aguiomar José Jaiewky pelo auxílio nas atividades de campo.

Referências Bibliográficas

- ACKERS, P.; CHARLTON, F.G. Meander geometry arising from varying flows. **Journal of Hydrology**, 11: 230-252, 1970.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Sedeeo**, 2: 46-89, 1966.
- ANDREWS, E.D. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. **Journal of Hydrology**, 46: 311-330, 1980.
- ASHMORE, P.E.; DAY, T.J. Effective discharge for suspended sediment transport in stream of the Saskatchewan river basin. **Water Resources Research**, 24 (6): 864-870, 1988.
- BENSON, M.A.; THOMAS, D.M. A definition of dominant discharge. **Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology**, 11: 76-80, 1966.

- CARLING, P. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. **Earth Surface Processes and Landforms**, 13: 355-367, 1988.
- 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**, 37 (5): 1249-1262, 2001.
- DALRYMPLE, T. Manual of Hydrology: Part 3. Flood-frequency analyses. **Geological Survey Water-Supply Paper** 1543-A: 80, 1960.
- DURY, G.H. Magnitude-frequency analysis and channel morphology. In: MORISAWA, M. (Org.) **Fluvial Geomorphology**. Allen and Unwin, 91-121, 1973.
- DURY, G.H. Discharge prediction, present and former from channel dimensions. **Journal of Hydrology**, 30: 219-245, 1976.
- DURY, G.H.; HAILS, J.R.; ROBBIE, H.B. Bankfull discharge and magnitude-frequency series. **Australian Journal of Science**, 26: 123-124, 1963.
- EMMETT, W.W.; WOLMAN, M.G. Effective discharge and gravel-bed rivers. **Earth Surface Processes and Landforms**, 26: 1369-1380, 2001.
- HICKIN, E.J. Channel morphology bankfull stage and bankfull discharge of streams near Sydney, Australia. **Journal of Science**, 30 (7): 274-275, 1968.
- IAPAR - Fundação Instituto Agrônômico do Paraná. **Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná**. Curitiba (PR), 1994. 49 p.
- INGLIS, C.C. **The behavior and control of rivers and canals**. Research Publication 13, Central Waterpower Irrigation and Navigation Research Station, Poona, India, p. 79-91, 1949.
- LEOPOLD, L.B. **A view of the river**. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts, 1994. p.
- LEWIS, C.P.; MCDONALD, B.C. Rivers of the Yukon north slope. In: **Fluvial Processes and Sedimentation**, pp. 251-271, 1973.
- MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba (PR), José Olympio Editora, 1981. 450 p.
- MARLETTE, R.R.; WALKER, R.H. Dominant discharges at Platte-Missouri confluence. **Proceeding of the American Society of Civil Engineers**, Journal of the Waterways Harbour Division, 94: 23-32, 1968.
- 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** (Unesp, São Paulo): 21: 15-32, 2002.
- NASH, D.B. Effective sediment-transporting discharge from magnitude-frequency analysis. **Journal of Geology**, 102: 79-95, 1994.
- NUNNALLY, N.R. Definition and identification of channel and overbank deposits and their respective roles in floodplain formation. **Professional Geographer** 19: 1-4, 1967.
- PICKUP, G.; WARNER, R.F. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. **Journal of Hydrology**, 29: 51-75, 1976.
- PICKUP, G.; RIEGER, W.A. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. **Earth Surface Processes**, 4: 37-42, 1979.
- PRINS, A.; DE VRIES, M. On dominant discharge concepts for rivers. **Proceedings 14th Congress International Association Hydraulic Research**, 3: 1-10, 1971.
- RILEY, S.J. Aspects of bankfull geometry in a distributary system of eastern Australia. **Hydrological Sciences Journal**, 21: 545-560, 1976.
- USDA (United States Department of Agriculture) FISRWG (Federal Interagency Stream Restoration Working Group) **Stream corridor restoration: principles, processes and practices**. National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce, Springfield, Va, 1998.
- WILLIAMS, G.P. Bank-full discharge of rivers. **Water Resources Research**, 14 (6): 1141-1153, 1978.
- WOLMAN, M.G.; LEOPOLD, L.B. River flood plains: some observation on their formation. **United State Geological Survey Professional Paper**, 282: 87-109, 1957.