

XXIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS

A HIDROLOGIA DA CABEÇA D'ÁGUA (2): FORMAÇÃO DE FRENTE DE ONDA ABRUPTA

Walter Collischonn¹ & Masato Kobiyama²

RESUMO – Cabeça d'água é um tipo de enxurrada em que é possível observar, claramente, a chegada da onda de cheia como uma descontinuidade visível da vazão e do nível da água. Trata-se de um fenômeno relativamente comum no Brasil, e com consideráveis impactos em termos de perdas de vidas humanas. No presente artigo descrevemos os processos físicos envolvidos na transformação de uma onda de cheia comum em uma onda de cheia do tipo cabeça d'água, em que o aumento da vazão ou nível da água não é apenas rápido, como em uma enxurrada comum, mas praticamente instantâneo. Após uma revisão de conceitos relevantes sobre a propagação de ondas de cheia em rios, apresentamos uma descrição física na qual a formação das cabeças d'água é relacionada com o fenômeno conhecido como choque cinemático. Com base na análise realizada conclui-se que há duas condições hidráulicas que favorecem a ocorrência de cheias do tipo Cabeça d'água. A primeira condição é que no curso d'água (rio, riacho ou córrego) a celeridade cinemática aumente muito rapidamente com a vazão. Isto significa que a declividade deve ser alta, a rugosidade deve se reduzir com a vazão, e não pode haver extravasamento da calha. A segunda condição é que a vazão inicial e o nível da água inicial no rio, antes da chegada da cheia, sejam suficientemente baixos.

ABSTRACT – Cabeça d'água is a type of flood in which it is possible to clearly observe the arrival of the flood wave as a visible discontinuity of flow and water level. This is a relatively common phenomenon in Brazil, with considerable impacts as losses of human life. In this paper we describe the physical processes involved in the transformation of a common flood wave into a cabeça d'água, in which the increase in water flow or level is not only fast, as in a common flash-floods, but virtually instantaneous. After a review of relevant concepts on the propagation of flood waves in rivers, we present a physical description in which the formation of those sudden floods is related to the phenomenon known as kinematic shock. Based on the analysis carried out, we conclude that there are two hydraulic conditions that favor the occurrence of cabeça d'água floods. The first condition is that in the watercourse (river, creek or stream) kinematic speed increases very rapidly with the flow. This means that the slope must be high, the roughness must be reduced with the flow, and there should be no spilling over the river margins. The second condition is that the initial flow and initial water-level in the river, before flood arrival, are sufficiently low.

Palavras-Chave – Cabeça d'água, choque cinemático, *flash flood*.

INTRODUÇÃO

Cabeça d'água é o nome dado, em grande parte do Brasil, a eventos de cheia súbitos que podem ocorrer em rios e córregos de grande declividade. Numa cabeça d'água o aumento do nível da água

1) Professor do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, collischonn@iph.ufrgs.br, (51) 3308-6415

2) Professor do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, masato.kobiyama@ufrgs.br, (51) 3308-6324

e da vazão não é apenas rápido, como em uma enxurrada ou *flash flood* normal, mas praticamente instantâneo, o que pode colocar em perigo de vida as pessoas que estão no leito do rio.

O fenômeno Cabeça d'água é bem conhecido por pessoas que vivem em regiões montanhosas, próximas aos cursos d'água que favorecem sua ocorrência. Entretanto, ainda há grande carência de conhecimentos técnico-científicos mais formais sobre o assunto.

O presente artigo é o segundo de uma série de três. No primeiro artigo apresentamos uma descrição do fenômeno, exemplificando com alguns relatos de ocorrências no Brasil e em outros países (Collischonn e Kobiyama, 2019 submetido-a). No presente artigo, descrevemos os processos hidráulicos que acreditamos que levam à formação de uma onda de cheia do tipo Cabeça d'água. No terceiro artigo da série (Collischonn e Kobiyama, 2019 submetido-b) apresentamos uma síntese sobre a hidrologia da cabeça d'água.

Do ponto de vista da hidrologia, uma cabeça d'água é uma cheia em que o tempo de ascensão do hidrograma é extremamente rápido, ou praticamente instantâneo. Aqui consideramos que este hidrograma é formado inicialmente por uma chuva intensa e localizada, mas sua forma final e sua característica principal, que é a rápida ascensão, são determinadas pela transformação que este hidrograma sofre enquanto a água escoar para jusante ao longo do curso d'água.

A formação da cabeça d'água pode ser entendida como um processo de redução do tempo de ascensão de um hidrograma de uma cheia, enquanto a cheia se propaga para jusante. A redução de tempo de ascensão é causada pelo aumento da velocidade de propagação (celeridade) de uma onda de cheia. Este processo pode culminar com a formação de uma frente de onda abrupta, em que a vazão e o nível da água aumentam tão rapidamente que a alteração destas variáveis se torna visível para quem observa a chegada da onda de cheia.

Para descrever este processo mais detalhadamente, é conveniente iniciar pela descrição do processo de propagação de ondas de cheia em rios. Inicialmente, convém descrever os dois tipos principais de ondas em rios, denominados de onda cinemática e onda dinâmica (Chow *et al.*, 1988).

ONDA CINEMÁTICA

Na maior parte dos casos de propagação de cheias em rios, especialmente em rios de alta declividade, as principais forças envolvidas são as forças de gravidade e o atrito. Nestas condições, a onda de cheia é denominada uma onda cinemática, pois sua propagação pode ser interpretada apenas com base na equação da continuidade e em uma equação que relaciona o fluxo (vazão) com a concentração (volume de água acumulado num trecho ou seção transversal). A velocidade de propagação de uma onda cinemática (celeridade cinemática, c) pode ser estimada:

$$c = \frac{dQ}{dA} \quad (1)$$

onde Q é a vazão; e A é a área da seção transversal (Lighthill e Whitham, 1955; Henderson, 1966; ver também Collischonn e Dornelles, 2013). Em muitos casos, o valor de c não é constante, variando com a vazão (Meyer *et al.*, 2019).

Em rios com grandes planícies inundáveis adjacentes onde um pequeno incremento de vazão resulta em um aumento substancial da área da seção transversal, a celeridade tende a decrescer com a vazão (Fleischmann *et al.*, 2016).

Já em rios com seções transversais simples (retangulares ou trapezoidais), sem planícies inundáveis, a celeridade tende a aumentar com o aumento da vazão (Collischonn *et al.*, 2017). Neste tipo de rio, especialmente quando a declividade é alta, a vazão se relaciona com a área da seção transversal:

$$Q = \alpha \cdot A^\beta \quad (2)$$

onde α e β são constantes. Se considerar válida a equação de Manning e também que a seção transversal é retangular e relativamente larga, $\beta = 5/3$, enquanto, para uma seção transversal triangular, $\beta = 4/3$ (Wong e Zhou, 2006; Wong, 2008).

Em rios naturais, o valor de β pode ser ainda maior em alguns casos. Por exemplo, considerando as relações típicas entre a geometria hidráulica e a vazão descrita por Dingman (2009), o valor de β seria igual a 1,82 (Collischonn *et al.*, 2017). Este valor é ainda maior do que o valor teórico em uma seção retangular larga ($\beta = 5/3$) Isso pode ocorrer porque a rugosidade do leito tende a diminuir com o aumento da profundidade ou da vazão, especialmente em rios de montanha, com grandes seixos e corredeiras (Ferguson, 2010).

Considerando válida a equação (2), podemos estimar a relação entre c e Q (Collischonn *et al.*, 2017):

$$c = \frac{dQ}{dA} = \alpha \cdot \beta \cdot A^{(\beta-1)} \quad (3)$$

Isolando A na equação (2) e substituindo na equação (3), obtém-se:

$$c = \alpha^{(1/\beta)} \cdot \beta \cdot Q^{(\frac{\beta-1}{\beta})} \quad (4)$$

A equação (4) significa que c aumenta com Q quando β é maior do que 1. Isto é o que ocorre na maior parte dos casos de rios com seções transversais simples (retangular, triangular, e trapezoidal), conforme discutido nos parágrafos anteriores.

A Figura 1 mostra um exemplo da relação entre c e Q baseada na equação (4), com $\beta = 5/3$. Observa-se que, quando $Q = 0$, $c = 0$. A partir daí c cresce com Q , inicialmente de forma muito rápida, e, depois, de forma mais lenta. Isto significa que um dado aumento de vazão dQ resulta em um aumento maior de c quando a vazão inicial é baixa, do que quando a vazão inicial é alta. Em

outras palavras, dc/dQ é sempre positiva, porém com valores cada vez menores, a medida que o valor de Q aumenta.

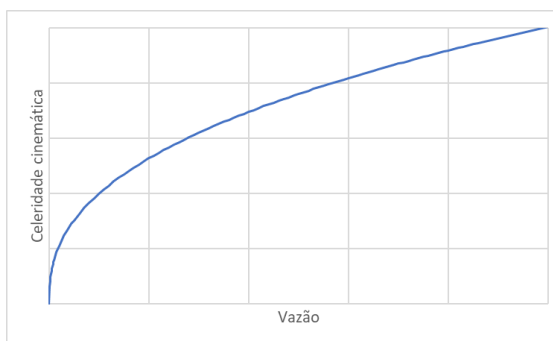


Figura 1: Relação entre celeridade e vazão em um rio com seção transversal retangular relativamente larga, de acordo com a equação (4).

ONDA DINÂMICA

Ondas dinâmicas são perturbações da velocidade e do nível da água em rios que se propagam em todas as direções (se a água estiver parada). A velocidade de propagação das ondas dinâmicas em rios é dada por:

$$c_d = \sqrt{g \cdot y} \quad (5)$$

onde c_d é a celeridade da onda dinâmica; g é a aceleração da gravidade; e y é a profundidade.

A equação (5) mostra que c_d tende a ser maior em rios mais profundos. Por exemplo, em um rio com apenas um metro de profundidade, c_d é superior a 3 m.s^{-1} que é um valor relativamente alto se comparado com o valor de c tipicamente encontrado em rios (Meyer *et al.*, 2019). Dessa forma, em rios relativamente profundos, c_d é significativamente maior do que c . Em rios mais rasos, no entanto, c_d nem sempre é maior do que c .

A relação entre a velocidade do escoamento e c_d é conhecida como número de Froude:

$$F = \frac{v}{\sqrt{g \cdot y}} \quad (6)$$

onde v é a velocidade do escoamento; e F é o número de Froude.

Durante a ocorrência das cheias em rios, as ondas dinâmicas têm um papel secundário, já que tendem a se atenuar depois de distâncias relativamente curtas comparadas com as extensões dos rios (Lighthill e Whitham, 1955). Entretanto, são as ondas dinâmicas que contribuem para a difusão da onda de cheia, inibindo a formação de fortes gradientes do nível da água e da vazão (Henderson, 1966). Isto ocorre porque, em geral, as ondas dinâmicas se propagam mais rapidamente que as ondas de cheia em si, cuja velocidade coincide com c .

DEFORMAÇÃO DA ONDA DE CHEIA E O CHOQUE CINEMÁTICO

Em um rio de baixa declividade e com extensas áreas inundáveis onde c diminui com o aumento de Q , o pico da cheia tende a se deslocar mais lentamente do que a parte inicial da cheia

onde as vazões são menores. Conseqüentemente, rios com grandes planícies inundáveis tendem a ter hidrogramas de cheias cuja ascensão é mais lenta do que a recessão (Fleischmann *et al.*, 2016).

Por outro lado, em rios de alta declividade e com seções transversais encaixadas onde c cresce rapidamente com Q , as ondas de cheia são deformadas no outro sentido. Conseqüentemente, a ascensão do hidrograma se torna mais rápida à medida que o hidrograma se propaga para jusante. Em outras palavras, ocorre uma redução do tempo de pico do hidrograma.

Esse processo pode resultar na formação de frentes de onda abruptas, mas isto não ocorre em rios relativamente profundos onde a difusão associada com as ondas dinâmicas tende a se contrapor à formação de fortes gradientes de nível da água e vazão.

Porém, em rios de pequena profundidade, onde c_d passa a ser muito baixa, o processo de redução do tempo de pico do hidrograma e a conseqüente formação de frentes de onda relativamente abruptas no instante da chegada de uma cheia podem, efetivamente, ocorrer.

Este efeito de redução do tempo de ascensão do hidrograma à medida que a cheia se propaga para jusante foi relatado por Gilvear (1989) que analisou a propagação de cheias artificiais criadas pela liberação de vazão de barragens sobre leitos de rios rochosos, e também por Dick *et al.* (1997) que analisaram a propagação de cheias em rios intermitentes em uma região árida. A redução do tempo de ascensão de hidrogramas durante cheias também foi observada por Archer e Fowler (2018).

Lighthill e Whitham (1955) discutiram a formação de frentes de ondas de cheia abruptas, com descontinuidade nas variáveis nível e vazão, e denominaram este fenômeno de choque cinemático. Segundo Ponce (1991), o choque cinemático pode se desenvolver em função do comportamento não linear das ondas de cheia, que em circunstâncias bem específicas pode resultar em uma redução tão grande do tempo de ascensão do hidrograma, que chega a formar uma descontinuidade visível nas variáveis profundidade e vazão.

Ponce e Windingland (1985) apresentaram as condições no rio, nas quais o choque cinemático pode ocorrer: A) a declividade deve ser alta e a rugosidade também é alta; B) existe uma relação entre vazão e área da seção transversal semelhante à equação (2), com um valor relativamente alto de β ; C) a vazão inicial antes da cheia é muito baixa; D) a cheia é propagada ao longo de um trecho de rio suficientemente longo em que são mantidas as condições A, B e C; E) o número de Froude na equação (6) é relativamente alto.

A frente de onda pode ser estável ou instável. Quando instável, esta frente assume a forma de um choque, ou seja, frente abrupta. Uma frente abrupta pode se formar facilmente, mesmo para aumentos pequenos de vazão, quando F é próximo de 2 (Ferrick, 2005). Nesse caso, mesmo em um canal com vazão de entrada constante, podem surgir instabilidades denominadas *roll waves* (Chow, 1959; Molina *et al.*, 1995).

No caso de escoamentos com F mais baixo, uma frente abrupta pode se formar; porém, para isso é necessário um grande aumento de Q , como no caso do rompimento de uma barragem. Estas afirmações de Ferrick (2005) reforçam os pontos destacados por Ponce e Windingland (1985), pois com baixas vazões iniciais, facilmente ocorrem situações em que o aumento de Q é considerável, mesmo durante cheias causadas por chuvas.

Resultados obtidos por Ferrick (2005) sugerem que, no caso de um escoamento com F inicial próximo de 1, uma frente de onda de cheia em que o nível da água aumenta cerca de três vezes pode se transformar em uma frente de onda abrupta como uma cabeça d'água. Aumentos de nível da água desta ordem de grandeza podem ocorrer durante eventos de escoamento de água da chuva, em regiões de alta declividade. Por outro lado, caso F inicial seja mais baixo, por exemplo 0,5, é necessário um aumento do nível da água de mais de 30 vezes para que a frente de onda se torne abrupta (Ferrick, 2005). Para isto ocorrer, seria necessário um aumento ainda maior da vazão, o que dificilmente ocorre durante eventos de escoamento de água da chuva, mesmo em rios de alta declividade. Entretanto, a frente abrupta poderia se desenvolver em eventos de rompimento de barragem, mesmo com o baixo F do escoamento inicial.

Os pontos levantados por Ponce e Windingland (1985) e Ferrick (2005) sugerem que ondas abruptas, ou cabeças d'água, podem se formar em rios naturais quando a vazão inicial é muito baixa. Isto está de acordo com a observação repetida de ondas abruptas em rios efêmeros de regiões áridas, nos quais a vazão inicial é zero. Estes são os rios em que é mais comum observar o choque cinemático, ou a cabeça d'água, conforme descrito no primeiro artigo da série (Collischonn e Kobiyama, 2019 submetido-a).

Com relação à condição D, dentre as cinco condições propostas por Ponce e Windingland (1985), é importante destacar que a formação de um choque cinemático em um rio natural não é imediata. O choque se desenvolve como uma crescente deformação de um hidrograma, cuja ascensão vai se tornando cada vez mais rápida, até que a vazão apresenta a descontinuidade no tempo e no espaço, formando um tipo de “parede de água” que é relatada por testemunhas de casos de cabeça d'água no Brasil e, também, em cheias repentinas em outros países (Hoyt e Langbein, 1939; Leopold, 1946; Alexander e Cooker, 2016; Archer e Fowler, 2018). Para que o choque se desenvolva, é necessário que a cheia se propague por algum tempo ao longo do rio, o que significa que a cheia precisa se deslocar uma certa distância. A distância necessária para formação de uma frente de onda abrupta é tanto menor quanto maior o crescimento da c com Q , e quanto menor a vazão inicial antes da chegada da cheia.

As baixas vazões iniciais também são importantes porque a curva que relaciona c com Q tem sua maior declividade nas vazões mais baixas (Figura 1). Isto favorece a redução do tempo de ascensão do hidrograma e a formação de uma frente de onda abrupta.

Em rios perenes, as condições propostas por Ponce e Windingland (1985) dificilmente ocorrem. Justamente por isso, a formação de choques cinemáticos, ou ondas abruptas, é relativamente rara. Ainda que exista uma relação entre Q e A (equação (2)), e que c aumente com Q (equação (4)), existem forças que se opõem à redução do tempo de ascensão do hidrograma. Em rios de declividade mais baixa, e em casos em que a profundidade inicial não é extremamente baixa, a tendência de formação de uma frente de onda abrupta é contrabalançada pela dissipação de energia na forma de ondas dinâmicas (Henderson, 1966).

A formação e a manutenção da onda de cheia abrupta dependem da relação entre diversas variáveis do escoamento (Chow, 1959), notadamente a velocidade de propagação da frente de onda, a velocidade média da água no rio antes e depois da chegada da onda, e a profundidade média da água antes da chegada da onda (Figura 2).

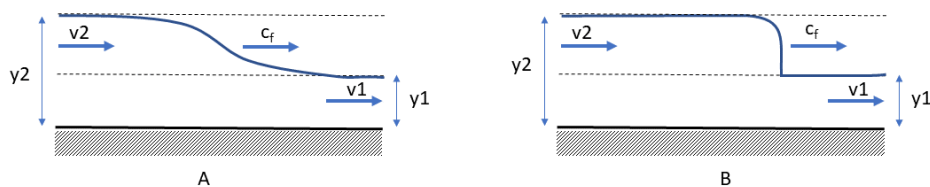


Figura 2: Perfil de uma onda de cheia: (a) normal; e (b) tipo cabeça d'água (adaptação de Chow, 1959).

Considerando um rio em que a vazão aumenta de um valor Q_1 para um valor Q_2 , uma frente de onda se forma, a qual se desloca com uma celeridade (velocidade de propagação da frente de onda) que pode ser estimada pela celeridade cinemática da chamada “onda monoclinal”:

$$c_f = \frac{(Q_2 - Q_1)}{(A_2 - A_1)} \quad (7)$$

onde c_f é a celeridade cinemática da frente de onda; Q_2 é a vazão a montante da frente de onda (vazão maior); Q_1 é a vazão inicial no rio, ou seja, a jusante da frente de onda; A_2 é a área molhada da seção transversal na condição de vazão Q_2 ; e A_1 é a área molhada da seção na condição Q_1 (Chow, 1959). Assim, uma onda de cheia abrupta como um choque cinemático pode se manter estável caso c_f seja maior do que a soma da velocidade de escoamento mais a celeridade dinâmica no rio a jusante da frente de onda (Figura 2).

Em outras palavras, para que a onda abrupta se mantenha, é necessária a seguinte condição:

$$c_f > v_1 + \sqrt{g \cdot y_1} \quad (8)$$

onde v_1 é a velocidade da água a jusante da frente, ou seja, a velocidade da água no rio antes da chegada da onda; e y_1 é a profundidade inicial, a jusante da frente de onda, ou seja, a profundidade inicial no rio na condição de vazão Q_1 . Isto ocorre porque as primeiras perturbações de nível da água e vazão são transmitidas para jusante com uma velocidade dada por: $v_1 + \sqrt{g \cdot y_1}$.

Quando a equação (8) é satisfeita, a velocidade da onda de cheia é maior do que a velocidade com que as perturbações se propagam para jusante, e a frente de onda não se atenua, pois a energia não pode ser propagada para jusante com velocidade suficientemente alta. Nesse caso, as perturbações pequenas, que poderiam dissipar a energia, são “engolidas” pela frente de onda principal, que se desloca mais rapidamente (Figura 2b).

Este é o mecanismo que mantém a frente de onda relativamente abrupta, e que caracteriza uma cabeça d’água. Este processo é bastante similar ao que ocorre na formação do fenômeno conhecido como pororoca (Chanson, 2012).

Por outro lado, quando a equação (8) não é satisfeita, a frente de onda se desloca mais lentamente que as perturbações iniciais, e a onda tende a se atenuar, transformando-se em uma cheia normal, na qual a frente de onda não é descontínua nem facilmente observável. Esta situação, ilustrada pela Figura 2a, corresponde a maior parte das ocorrências das cheias.

Para satisfazer a equação (8), o valor do lado direito da equação (8) precisa ser baixo. Para que isto ocorra, é necessário que a vazão inicial no rio seja baixa, levando a baixos valores de v_1 e também de y_1 . No caso de um rio seco, em que a profundidade inicial y_1 é zero, e a velocidade v_1 também, a frente abrupta sempre acontece, independentemente da velocidade da onda de cheia, pois a equação (8) é sempre satisfeita. Isto explica a frequência com que se observam cheias na forma de frentes de onda abruptas em rios secos, como mencionado no primeiro artigo da série (Collischonn e Kobiyama, 2019 submetido-a).

Em rios perenes, no entanto, a equação 8 nem sempre é satisfeita. Para ilustrar a aplicação da equação (8) em um rio perene podemos considerar um curso d’água com 5 m de largura, declividade de 0,01, n (coeficiente de Manning) igual a 0,05, e vazão inicial (Q_1) de $0,22 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nesta condição, $y_1 = 10 \text{ cm}$ e $v_1 = 0,43 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Considerando uma onda de cheia se aproximando com profundidade final $y_2 = 50 \text{ cm}$, $Q_2 = 3,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Neste caso, $c_f = 1,47 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (equação (7)). Este valor é superior à soma $v_1 + \sqrt{g \cdot y_1}$, que, neste caso, seria igual a $1,42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Assim, a equação (8) é satisfeita.

Este exemplo demonstra que os aumentos de vazão necessários para manter uma frente de onda abrupta estão, aparentemente, dentro de uma faixa de valores que poderia ser esperada em função de chuvas intensas em bacias de grande declividade, considerando os vídeos e relatos de cabeças d’água descritos no primeiro trabalho desta série (Collischonn e Kobiyama, 2019 submetido-a).

Mesmo assim, um aumento de nível e velocidade como o apresentado neste exemplo é suficiente para instabilizar e arrastar uma criança ou pessoa de baixo peso e altura, parada no leito do rio, conforme demonstrado por Xia *et al.* (2011). Isto é um dos fatores que explicam a alta taxa de perdas de vidas humanas associada com cheias súbitas como as cabeças d’água.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma cabeça d'água é uma cheia súbita, formando uma descontinuidade visível da vazão e do nível da água na parte inicial da onda de cheia, e que pode se formar em rios de alta declividade, especialmente quando ocorrem chuvas intensas e concentradas apenas na parte superior da bacia hidrográfica.

Uma cabeça d'água resulta de uma chuva de alta intensidade, mas para seu desenvolvimento é necessário que a onda de cheia inicialmente formada se desloque por uma distância considerável ao longo de um canal (ou leito de rio), e que certas condições devem ser satisfeitas ao longo deste deslocamento. As duas condições fundamentais são:

- É necessário que neste canal a celeridade cinemática aumente muito rapidamente com a vazão. Isto significa que a declividade deve ser alta, a rugosidade deve se reduzir com a vazão, e não pode haver extravasamento da calha. Estas condições são, normalmente, encontradas em pequenos rios de montanha.
- É necessário que a vazão inicial e o nível da água inicial no rio sejam suficientemente baixos. Isto pode ocorrer se a chuva que atingiu a cabeceira não atingiu a região de jusante da bacia. Além disso, é necessário, também, que a declividade do rio seja alta.

Para se manter como uma frente de onda abrupta enquanto se propaga para jusante, a cabeça d'água deve ter uma velocidade de propagação superior à celeridade dinâmica na região à frente (a jusante) da frente da onda. No momento em que esta condição não é mais satisfeita, por exemplo quando a frente de onda atinge regiões mais profundas, a cabeça d'água se dissipa.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, J.; COOKER, M.J. (2016). *“Moving boulders in flash floods and estimating flow conditions using boulders in ancient deposits”*. Sedimentology 63(6), pp.1582-1595.
- ARCHER, D.R.; FOWLER, H.J. (2018). *“Characterising flash flood response to intense rainfall and impacts using historical information and gauged data in Britain”*. Journal of Flood Risk Management 11, pp.S121-S133.
- CHANSON, H. (2012). *Tidal bores, aegir, eagre, mascaret, pororoca: Theory and observations*. World Scientific Singapore, 220p.
- CHOW, V.T. (1959). *Open-channel hydraulics*. McGraw-Hill New York, 680p.
- COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. (2013). *Hidrologia para engenharia e ciências ambientais*. 2ed. ABRH Porto Alegre, 342p.
- COLLISCHONN, W.; KOBAYAMA, M. (submetido-a). *“A hidrologia da cabeça d'água (1): Ocorrências e observações no Brasil”* in Anais do XXIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Foz do Iguaçu, Nov. 2019, 1, 9p.

- COLLISCHONN, W.; KOBIYAMA, M. (submetido-b). “*A hidrologia da cabeça d’água (3): Síntese*” in Anais do XXIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Foz do Iguaçu, Nov. 2019, 1, 7p
- COLLISCHONN, W.; FLEISCHMANN, A.; PAIVA, R.C.; MEJIA, A. (2017). “*Hydraulic causes for basin hydrograph skewness*”. Water Resources Research 53(12), pp.10603-10618.
- DICK, G.S.; ANDERSON, R.S.; SAMPSON, D.E. (1997). “*Controls on flash flood magnitude and hydrograph shape, Upper Blue Hills badlands, Utah*”. Geology 25(1), pp.45-48.
- DINGMAN, S.L. (2009). *Fluvial hydraulics*. Oxford University Press Oxford, 576p.
- FERGUSON, R. (2010). “*Time to abandon the Manning equation?*” Earth Surface Processes and Landforms 35(15), pp.1873–1876.
- FERRICK, M.G. (2005). “*Simple wave and monoclinal wave models: River flow surge applications and implications*”. Water Resources Research 41(11) W11402.
- FLEISCHMANN, A.S.; PAIVA, R.C.; COLLISCHONN, W.; SORRIBAS, M.V.; PONTES, P.R. (2016). “*On river-floodplain interaction and hydrograph skewness*”. Water Resources Research, 52(10), pp.7615–7630.
- GILVEAR, G.J. (1989). “*Experimental analysis of reservoir release wave routing in upland boulder bed rivers*”. Hydrological Processes 3, pp.261–276.
- HENDERSON, F.M. (1966). *Open channel flow*. Macmillan New York, 522p.
- HOYT, W.G.; LANGBEIN, W.B. (1939). “*Some general observations of physiographic and climatic influences on floods*”. Eos, Transactions American Geophysical Union 20(2), pp.166-174.
- LEOPOLD, L.B. (1946). “*Two intense local floods in New Mexico*”. Eos, Transactions American Geophysical Union 27(4), pp.535-539.
- LIGHTHILL, M.J.; WHITHAM, G.B. (1955). “*On kinematic waves I. Flood movement in long rivers*”. Proc. R. Soc. London A, 229(1178), pp.281-316.
- MEYER, A., FLEISCHMANN, A. S., COLLISCHONN, W., PAIVA, R., & JARDIM, P. (2018). “*Empirical assessment of flood wave celerity–discharge relationships at local and reach scales*”. Hydrological Sciences Journal, 63(15-16), 2035-2047.
- MOLINA, J.; MARANGANÍ, J.; RIBSTEIN, P.; BOURGES, J.; GUYOT, J.L.; DIETZE, C. (1995). “*Olas pulsantes en ríos canalizados de la región de La Paz*”. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines 24(3), pp.403-414.
- PONCE, V.M. (1991). “*Kinematic wave controversy*”. Journal of Hydraulic Engineering 117(4), pp.511-525.
- PONCE, V.M.; WINDINGLAND, D. (1985). “*Kinematic shock: sensitivity analysis*”. Journal of Hydraulic Engineering 111(4), pp.600-611.
- WONG, T.S.W. (2008). “*Effect of channel shape on time of travel and equilibrium detention storage in channel*”. Journal of Hydrologic Engineering 13(3), pp.189–196.
- WONG, T.S.W.; ZHOU, M.C. (2006). “*Kinematic wave parameters for trapezoidal and rectangular channels*”. Journal of Hydrologic Engineering 11(2), pp.173–183.
- XIA, J.; FALCONER, R.A.; LIN, B.; TAN, G. (2011). “*Numerical assessment of flood hazard risk to people and vehicles in flash floods*”. Environmental Modelling & Software 26(8), pp.987-998.