

TRANSPORT RUMOWISKA W RZEKACH. CZEŚĆ II: PRĘDKOŚĆ GRANICZNA ORAZ NATEŻENIE WLECZENIA

THE BED LOAD TRANSPORT IN RIVERS. PART II: BOUNDARY VELOCITY AND THE TRACTION INTENSITY

Mateusz Hämmerling, Paweł Zawadzki, Natalia Walczak,
Michał Wierzbicki

Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Streszczenie. W pracy przedstawiono dalszy ciąg opisu początku ruchu rumowiska w nawiązaniu do części I artykułu. Artykuł omawia prędkości graniczne, takie jak prędkość nierozmywającą, prędkość, przy której ziarna pozostają jeszcze w spoczynku. Przywołane wzory opisujące prędkości graniczne, stworzyli różni autorzy dla zmiennej charakterystyki rumowiska i warunków przepływu. W części tej również przedstawiono wybrane wzory pozwalające wyznaczyć intensywność transportu rumowiska i wpływ kryterium przyjętego do określenia początku ruchu ziarna na wyniki obliczeń.

Abstract. Refer to the article's part I the bed load start moving in this paper is described. The paper includes discussion of boundary velocities for example the unscouring velocity – the highest velocity when bed load grains are still stable. Formulas that are presented are formed by different authors taking into consideration different bed load characteristics and water flow conditions. In this part of the article formulas for the bed load transport intensity determination and the criteria of grain start moving significance are presented.

Słowa kluczowe: prędkość graniczna, natężenie transportu rumowiska wlezonego

Key words: critical velocities, bed load transport intensity

Adres do korespondencji – Corresponding authors: dr inż. Mateusz Hämmerling, dr inż. Paweł Zawadzki, dr inż. Natalia Walczak, dr inż. Michał Wierzbicki, Katedra Inżynierii Wodnej i Sanitarnej, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, ul. Piątkowska 94A, 60-649 Poznań; e-mail: mhammer@up.poznan.pl, pzaw@up.poznan.pl, natwal@wp.pl, mwierzb@up.poznan.pl.

WSTĘP

Geometria koryta ulega ciągłym zmianom w czasie, co jest spowodowane przez działanie płynącej wody. Zmiany równowagi hydrodynamicznej w rzece można wyznaczyć przy wykorzystaniu indeksu form korytowych oraz współczynnika intensywności przepływu. Umożliwia on określenie zależności procesów kształtujących formy koryt rzecznych od wielkości i dynamiki natężenia przepływu [Strużyński 2013].

Intensywność erozji rzecznej zależy od następujących parametrów: prędkości przepływu wody, rodzaju ruchu wody, ilości i jakości materiału transportowanego, odporności podłoża, spadku i przebiegu koryta. W wyniku procesu erozji i akumulacji rzeki kształtują swój układ pionowy [Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski 2007]. Procesy erozji i akumulacji w warunkach naturalnych najczęściej przebiegają bardzo wolno. Natomiast w wyniku działalności człowieka procesy te ulegają znacznemu przyspieszeniu [Żelazo i Popek 2002], czego przykładem może być bardzo silne postępowanie erozji dennej poniżej stopni wodnych. Przyczyną takiego szybkiego erodowania dna poniżej poprzecznego przegrodzenia rzeki jest przerwanie ciągłości ruchu rumowiska w rzece oraz zwiększenie energii kinetycznej płynącej wody w dolnym stanowisku stopnia piętrzącego [Bednarczyk i Duszyński 2008].

PRĘDKOŚĆ GRANICZNA

Z pojęciem transportu rumowiska kojarzy się również ściśle pojęcie prędkości granicznych, które mogą stanowić kryterium wyznaczające początek ruchu rumowiska lub jego brak. Naprężenia graniczne trudno w naturze zmierzyć lub obliczyć, dlatego łatwiej jest stosować kryterium prędkości. Do uruchomienia materiału wlezonego i toczonego jest konieczna prędkość wody większa od tzw. prędkości nierozmywającej. Poniżej tej prędkości materiał denny nie podlega przemieszczeniu, a po przekroczeniu tej prędkości rozpoczyna się ruch rumowiska wlezonego. Jednak w praktyce nie jest możliwe wykonanie pomiarów prędkości przepływu wody przy dnie w strefie bezpośredniego oddziaływania strumienia na cząstki rumowiska. Dlatego przyjmuje się rozkład prędkości w pionie lub przekroju poprzecznym. Określenie granicy między ruchem a spoczynkiem ziarna nie jest jednak proste. W literaturze można znaleźć zależności opisujące prędkość krytyczną.

Hjulström na podstawie własnych badań przedstawił graficzną zależności średniej prędkości przepływu wody przy której ziarno rumowiska o średnicy d poruszy się. Wykres Hjulströma pozwala bezpośrednio odczytać prędkość, przy której ziarno o określonej średnicy poruszy się, jednak wymaga przeliczeń przy zmianie głębokości wody lub właściwości cieczy. Wykorzystując bezwymiarową średnicę ziarna D_* (parametr Bonnevillé'a), możemy porównać krzywą Shieldsa (ryc. 1) i Hjulströma (ryc. 2).

Żelazo [1987] przeprowadził badania warunków granicznych dla drobnodziarnistego materiału niespoitego. Wykorzystał on wyniki pomiarów wykonanych łapaczką w korytach rzek Narwi, Łupawy i Prosnicy oraz uzupełnił je wynikami badań laboratoryjnych. Dla prędkości granicznej, zdefiniowanej jako prędkości średniej w pionie w warunkach początku wleczenia, uzyskał następującą zależność*:

* Objaśnienia symboli użytych we wzorach znajdują się na końcu artykułu

$$u_{gr} = 0,885 \sqrt{gd_{50}} \left(\frac{h}{d_{50}} \right)^{0,225} \tag{1}$$

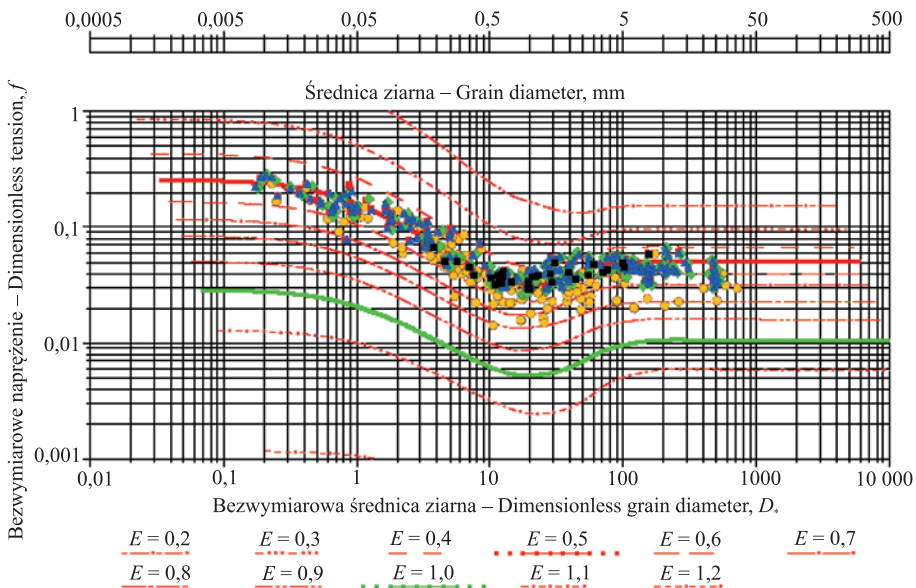
Zależność powyższa została określona dla materiału dennego o współczynniku jednorodności uziarnienia $d_{60}/d_{10} = 1,5 \div 1,7$ i średnicy $d_{50} = 0,29 \div 0,55$ mm oraz przy względnej szorstkości dna $400 < h/d_{50} < 10\ 000$.

Van Rijn [1993] podał wzory na średnią w pionie prędkość graniczną dla piasków w zależności od średnicy ziarna: dla przedziału $0,1 \leq d_{50} \leq 0,5$ równanie (2), a dla przedziału średnic $0,5 \leq d_{50} \leq 2,0$ mm równanie (3)

$$u_{gr} = 0,19d_{50}^{0,1} \log \left(\frac{12h}{3d_{90}} \right) \tag{2}$$

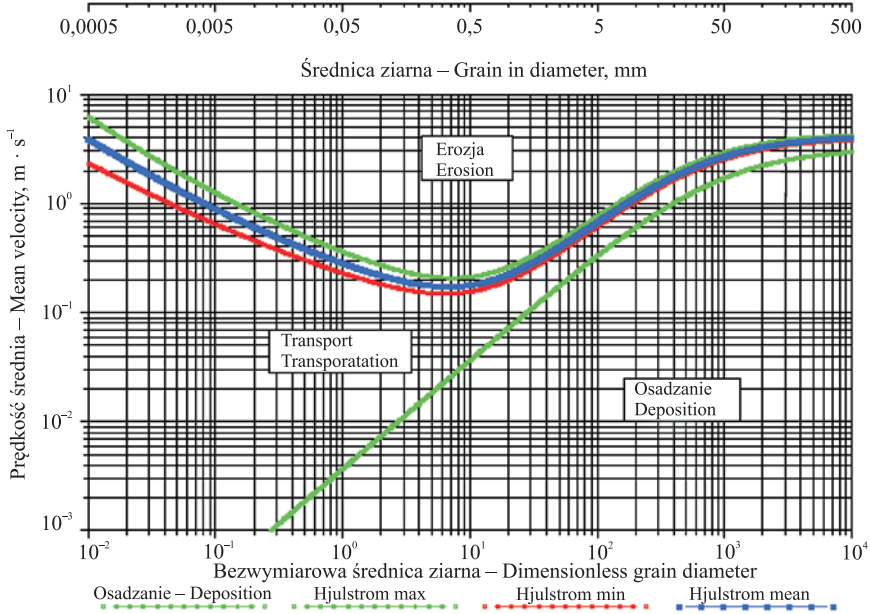
$$u_{gr} = 8,50d_{50}^{0,6} \log \left(\frac{12h}{3d_{90}} \right) \tag{3}$$

W literaturze podawane są zależności dla średnic ziaren w różnych zakresach. Samov i Goncarov [za Dąbkowskim i in. 1982] podają bardziej szczegółowy podział



Ryc. 1. Krzywa Shieldsa dla różnej ekspozycji $E = x \cdot d$ ziarna i mieszanym sposobie poruszania się (przesunięcie i toczenie) [Miedema 2012]

Fig. 1. The Shield's curve of different grains exposure $E = x \cdot d$ and different way of movement (sliding and rolling) [Miedema 2012]



Ryc. 2. Krzywa Hjulströma [Miedema 2008]

Fig. 2. The Hjulström curve [Miedema 2008]

prędkości granicznych przepływu wody. Samov przedstawia wzór na prędkość nierozmywającą (4), na prędkość, przy której rozpoczyna się masowy ruch rumowiska (5), oraz na prędkość, przy której ruch cząstek rumowiska ustaje (6).

$$u_{gr} = 4,4 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \quad (4)$$

$$u_r = 6 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \quad (5)$$

$$u_{on} = 3,7 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \quad (6)$$

Prędkość nierozmywająca według Gancarova można opisać wzorem (7), natomiast prędkość, przy której ziarna materiału dennego pozostają jeszcze w spoczynku, Gancarov przedstawia wzorem (8):

$$u_{gr} = \sqrt{\frac{2g(\gamma_r - \gamma)}{1,75\gamma}} d_{50} \lg \frac{8,8h}{d_{95}} \quad (7)$$

$$u_o = \sqrt{\frac{2g(\gamma_r - \gamma)}{3,5\gamma}} d_{50} \lg \frac{8,8h}{d_{95}} \quad (8)$$

Bednarczyk i Duszyński [2008] podają zależności Jarockiego, Dębskiego Garbrechta i innych, które opisują prędkość przepływu wody nie powodującą ruchu rumowiska u_o .

Wzór Jarockiego:

$$u_o = 1,4 \sqrt{gd} \ln \frac{h}{7d} \quad (9)$$

Wzór Dębskiego:

$$u_o = 0,693d^{0,167} h^{0,2} \quad (10)$$

Wzór Garbrechta:

$$u_o = 0,1836 (d + 0,8)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \quad (11)$$

INTENSYWNOŚĆ TRANSPORTU RUMOWISKA WLECZONEGO

Rzeki transportują materiał pochodzący z erozji powierzchniowej zlewni, który trafia do ich koryt wraz ze spływem powierzchniowym, oraz materiał pochodzący z erozji korytowej. Transportują go w ilości, na jaką pozwala zdolność transportowa rzeki. Zdolność ta zależy od wielkości i prędkości przepływu oraz od spadku koryta. Materiał niesiony przez rzeki, erodowany, przemieszany podlega rozdrabnianiu i segregacji. Z biegiem rzeki w miarę zmniejszania się spadku doliny i prędkości płynącej wody zmniejsza się średnica transportowanego rumowiska [Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski 2007].

Transport rumowiska charakteryzuje się dużą zmiennością, która występuje nawet w warunkach przepływu ustalonego. Zmienność ta jest związana z mechanizmem transportu rumowiska wleczonego, który w przypadku materiału piaszczystego przemieszcza się w postaci form dennych. W czasie wezbrań powstaje zjawisko histerezy, które powoduje, że przy tych samych natężeniach przepływu natężenie wleczenia w czasie przyboru fali jest znacznie większe niż w czasie opadania fali [Popek 2006]. Badania deformacji koryta na modelu fizycznym są bardzo trudne do wykonania ze względu na wątpliwości odtworzenia rzeczywistości w laboratorium. Dlatego do modelowania zmian koryta rzeki wykorzystuje matematyczny opis zjawiska [Kubrak 1991].

Transport rumowiska jest procesem bardzo skomplikowanym, dlatego mimo usilnych starań wielu badaczy nie udało się stworzyć uniwersalnej teorii transportu rumowiska. Wynika to z faktu, że nie jest możliwe stworzenie teorii, która by jednocześnie opisywałaby wszystkie rodzaje ruchu rumowiska po dnie cieku, a poszczególne ziarna rumowiska mogą być transportowane ruchem postępowym, postępowo-obrotowym, skokami, pełza-

niem, ruchem stałym lub zmiennym w czasie z chwilowymi przerwami [Bednarczyk i Duszyński 2008]. Natężenie przepływu rumowiska wlezonego jest uzależnione od zdolności transportowej rzeki i właściwości materiału transportowanego. Na natężenie przepływu rumowiska wpływa wiele zmiennych, których oddziaływanie nie może być określone przez proste zależności deterministyczne ze względu na ich wzajemną korelację [Przedwojsk, 1998].

W zależności od parametrów, jakie uwzględniają poszczególne formuły empiryczne opisujące transport rumowiska, Bartnik i Michalik [2000] oraz Radecki-Pawlik [2006] dzielą równania na cztery typy: I typ stanowią równania, w których intensywność transportu zależy od naprężeń stycznych, II typ stanowią równania, w których intensywność transportu zależy od natężenia przepływu wody i spadku zwierciadła, III typ równania wyprowadzony na drodze statystycznego ujęcia struktury ruchu wody i jej wpływu na stateczność rumowiska, IV typ stanowią równania, w których intensywność transportu zależy od prędkości przepływu wody. Bednarczyk i Duszyński [2008] przedstawiają podział równań transportu rumowiska na trzy grupy. Grupy I i III są tożsame z typami I i III, natomiast brak grupy IV spowodowany jest tym, że równania typu IV zostały włączone w grupę II.

Klasyczny wzór, który umożliwi obliczenie natężenia transportu rumowiska, został zaproponowany przez Du Boisa. Badania, na podstawie których wyznaczono zależność, zostały przeprowadzone dla rzeki Rodan i opublikowane w 1879 roku [Dąbkowski i in. 1982].

$$q_r = C_s \tau (\tau - \tau_{cr}) \frac{1}{\gamma_r}, \quad \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \quad (12)$$

Formuła Du Boisa ma dzisiaj znaczenie historyczne, przytoczono ją jednak, ponieważ wielu badaczy opierało się na niej, tworząc własne zależności.

Bardzo znaną formułą do obliczania transportu rumowiska wlezonego jest zależność Meyera-Petera i Müllera. Formuła ta stanowi efekt wieloletnich badań dotyczących podziału energii strumienia na pokonanie zasadniczych rodzajów oporów ruchu. Meyer-Peter i Müller stwierdzili, że na pokonanie dodatkowych oporów ruchu, wywołanych nierównościami dna, musi być zużyta pewna część energii strumienia. Dodatkowe opory ruchu wywołuje również szorstkość brzegów rzeki. Dlatego rzeczywista siła poruszająca będzie mniejsza od potencjalnej siły poruszającej [Radecki-Pawlik 2006]. Formułę Meyera-Petera i Müllera można zapisać dla koryt szerokich lub dla jednostkowej szerokości koryta, zastępując ciężar właściwy gęstością właściwą oraz zakładając że $Q_d/Q = 1$ (16) [Bednarczyk i Duszyński, 2008].

$$0,25q_r^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\rho_r - \rho}{\rho_r} \right)^{\frac{2}{3}} = \frac{Q_d}{Q} \left(\frac{k}{k_d} \right)^{\frac{3}{2}} \rho g R_h i - 0,047 g d (\rho_r - \rho) \quad (13)$$

$$q_r = \frac{8\rho_r}{\rho^{\frac{1}{2}} (\rho_r - \rho)} (\xi_k \tau - \tau_{gr})^{\frac{3}{2}} p \quad (14)$$

$$\frac{Q_d}{Q} \left(\frac{k}{k_d} \right)^{\frac{3}{2}} \rho g R_h i = \xi_k \tau \quad (15)$$

$$0,047 g d (\rho_r - \rho) = \tau_{gr} \quad (16)$$

$$\frac{Q_d}{Q} \left(\frac{k}{k_d} \right)^{\frac{3}{2}} = \xi_k \quad (17)$$

$$k = \frac{1}{n} \quad (18)$$

Wzór Stricklera:

$$k_d = \frac{26}{d_{90}^{1/6}} \quad (19)$$

Parametr k/k_d przedstawia wpływ rzeźby dna na opory ruchu wody w porównania z dnem równym. Parametr Q_d/Q wyraża wpływ zaburzeń wywołanych przez brzegi koryta.

Dużą grupę wzorów opisujących ilość transportowanego rumowiska stanowią zależności oparte na prędkości przepływu wody. Wśród wzorów opartych na tym kryterium szczególnie znany jest wzór Samova [Radecki-Pawlik 2006], zalecany do obliczeń dla rzek o materiale dennym o zróżnicowanym uziarnieniu grubszym od 0,15÷0,20 mm:

$$q_r = K \left(\frac{u}{u_{on}} \right)^3 (u - u_{on}) \left(\frac{d_m}{h} \right)^{\frac{1}{4}}, \quad \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \quad (20)$$

We wzorze tym prędkość, przy której ruch rumowiska wleczonego zostaje przerwany, obliczony ze wzoru:

$$u_{on} = 3,7 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}}, \quad \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (21)$$

Wartość współczynnika proporcjonalności K we wzorze (13) jest zależna od średnicy d wyznaczonej jako średnia ważona z frakcji grubszych od 2 mm. Dla materiału drobniejszego od 1 do 2 mm współczynnik $K = 0,95 \cdot d^{1/2}$ ma wartość jak dla materiału równoziarnistego. Średnicę miarodajną d określa się jako średnią ważoną wszystkich frakcji występujących w materiale dennym. W przypadku, gdy dno tworzy materiał o dużym zróżnicowaniu uziarnienia, należy obliczyć wielkość najgrubszego ziarna, które może być w każdym pionie poruszane:

$$d = \frac{u}{4,4^3 h^{\frac{1}{2}}}, \quad \text{m} \quad (22)$$

We wzorze Leviego [Dąbkowski i in. 1982, Radecki-Pawlik 2006] niezbędne w obliczeniach parametry są proste do wyznaczenia. Formuła ta została wyprowadzona na drodze teoretycznej, a wartości współczynników ustalono na podstawie pomiarów laboratoryjnych. Formuła Leviego (16) wykorzystuje jako najważniejszy parametr przy obliczeniach transportu rumowisko prędkość przepływu wody.

$$q_r = 2 \left(\frac{u}{\sqrt{gd}} \right)^3 d (u - u_{gr}) \left(\frac{d_m}{h} \right)^{0,25}, \quad \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \quad (23)$$

$$u_{gr} = 1,4 \sqrt{gd} \lg \frac{12R_h}{d_{90}} \quad \text{przy} \quad \frac{R_h}{d_{90}} > 60 \quad (24)$$

$$u_{gr} = 1,3 \sqrt{gd} \left(0,8 + 0,671 \lg \frac{12R_h}{d_{90}} \right) \quad \text{przy} \quad 10 < \frac{R_h}{d_{90}} < 40 \quad (25)$$

Wzór Gancarova jest najlepiej uzasadnionym teoretycznie i doświadczalnie wzorem empirycznym określającym transport rumowiska wlezonego (19).

$$q_r = 2,95 (1 + \varphi_r) u_{gr} d_m \left[\left(\frac{u}{u_{gr}} \right)^3 - 1 \right] \left[\frac{u}{u_{gr}} - 1 \right], \quad \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \quad (26)$$

We wzorze tym prędkość nierozmywającą u_{gr} obliczana jest ze wzoru (7)

Natężenie przepływu rumowiska można określić formułą van Rijna [za Przedwojskim 1998]:

$$\frac{q_r}{U \cdot 1h} = C_{rb} \left[\frac{U - U_{gr}}{\left[gd_{50} \left(\frac{\rho_r - \rho}{\rho} \right) \right]^{0,5}} \right]^{2,5} \left(\frac{D_{50}}{h} \right), \quad \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \quad (27)$$

Graniczną prędkość średnią przepływu wody u_{gr} można obliczyć ze wzorów:

$$U_{gr} = 0,19 (D_{50})^{0,1} \log \left(\frac{12R_h}{3d_{90}} \right) \quad \text{dla} \quad 0,1 \leq d_{50} \leq 0,5 \text{ mm} \quad (28)$$

$$U_{gr} = 8,5 (D_{50})^{0,6} \log \left(\frac{12R_h}{3d_{90}} \right) \quad \text{dla} \quad 0,5 \leq d_{50} \leq 2,0 \text{ mm} \quad (29)$$

Analityczne formuły opisujące ruch rumowiska mogą zostać wykorzystane do uproszczonych modeli jednowymiarowych. W celu rozwiązania bardziej skomplikowanych

zadań należy wykorzystać metody numeryczne. Rozróżniamy trzy rodzaje modeli numerycznych: jednowymiarowe, dwuwymiarowe i trójwymiarowe [Shahid 2003]. Większość modeli transportu rumowiska to modele jednowymiarowe. Takiego rodzaju modele są stosowane do obliczeń długich odcinków rzek i długich horyzontów czasowych. Modele jednowymiarowe wykorzystują małą liczbę danych do kalibracji i ich testowania, rozwiązania numeryczne są bardziej stabilne, ponadto mniej czasu zajmują obliczenia. Modele dwuwymiarowe można sklasyfikować dwojako, jako modele dwuwymiarowe w pionie i modele dwuwymiarowe w poziomie. Odpowiednio wszystkie parametry i zmienne są uśredniane w poziomie i pionie przekroju poprzecznego. Modele te są używane w bardziej skomplikowanych zagadnieniach pod względem geometrycznym oraz na obszarze ruchu nieustalonego. Jeżeli bardzo dokładnie chcemy odwzorować badany obiekt, należy zastosować model trójwymiarowy, który uwzględnia zmiany zachodzące zarówno w pionie, jak i w poziomie przekroju poprzecznego oraz zmienność poszczególnych parametrów na długości [Yang 2002, Shahid 2003]. W przypadku braku danych hydrologicznych określenie średniego natężenia transportu rumowiska jest możliwe z wykorzystaniem wzorów empirycznych [Michalec i in. 2013].

W literaturze można znaleźć opisy modeli matematycznych ruchu wody i rumowiska. Przedwojski [1998] opisuje model jednowymiarowy z wykorzystaniem równań: ciągłości ruchu rumowiska, ciągłości ruchu wody, ilości ruchu dla mieszaniny wody i rumowiska. Abad i in. [2007] przedstawiają dwuwymiarowy model ruchu wody i rumowiska. Kubrak [1991] prezentuje prognostyczny model zmian koryta rzeki nizinnej, w którym do opisu przepływu wody i ruchu rumowiska wykorzystuje układ czterech równań. Hsu i Holly [1992] przeanalizowali szereg najbardziej znanych modeli matematycznych opisujących ruch rumowiska o zróżnicowanym uziarnieniu. Zastąpili obliczenia natężenia transportu rumowiska jako sumy natężeń poszczególnych frakcji obliczeniami natężenia transportu rumowiska jako funkcji dowolnego parametru (prędkości nierozmywającej, naprężenia krytycznego), związanego ze średnicą przeciętną transportowanego materiału. Dla obliczenia średnicy przeciętnej wprowadzone zostały dwie wielkości opisujące każdą z wyróżnionych frakcji ziaren: mobilność i dostępność. Wzorując się na Gesslerze, autorzy założyli normalny rozkład prawdopodobieństwa dla prędkości. Jak wykazał Błażejewski 1989, jeżeli prędkość przydenna podlega rozkładowi normalnemu, to naprężenia styczne posiadają dość skomplikowany rozkład prawdopodobieństwa z asymetrią dodatnią. Potwierdziły to liczne badania laboratoryjne; wynika z nich również, że założenie o normalności rozkładu naprężeń znajduje znacznie częściej empiryczne potwierdzenie niż założenie o normalności rozkładu naprężeń stycznych, będących nieliniową funkcją prędkości.

PODSUMOWANIE

Na morfologię i jakość wody w korycie rzeczonym istotnie wpływa ilość i rodzaj transportowanego rumowiska. Omawiane zjawisko jest procesem bardzo skomplikowanym, dlatego mimo usilnych starań wielu badaczy nie udało się stworzyć racjonalnej teorii transportu rumowiska. Wynika to z faktu, że nie jest możliwe stworzenie teorii, która by jednocześnie opisywała wszystkie rodzaje ruchu rumowiska po dnie cieku.

Rozpoznanie problemu transportu rumowiska w rzekach jest bardzo ważne zarówno ze względów praktycznych, jak i naukowych. W artykule przedstawiono najczęściej wykorzystywane sposoby opisu początku ruchu rumowiska oraz równania opisujące natężenie transportu rumowiska. Określenie granicy pomiędzy ruchem a spoczynkiem rumowiska wlezonego rzek stanowi ważny problem, który został opisany przez Shieldsa. Inny sposób określenia początku ruchu rumowiska stanowi wyznaczenie prędkości granicznych przepływu wody. W pracy omówiono analityczne równania opisujące natężenie transportu rumowiska. Formuły te mogą zostać wykorzystane do obliczeń uproszczonych jednowymiarowych zagadnień, a zestawienie ich ułatwia praktyczne wykorzystanie formuł. Do analizowanego obszaru należy zawsze podchodzić indywidualnie, w zależności od jego charakterystyki geomorfologicznej. Chociaż teoretyczne podstawy wielu tych zależności pozostają nie w pełni wyjaśnione, wskazują one wyraźnie, że opisywane zjawiska wymagają ciągłej analizy badaczy.

SPIS OZNACZEŃ

- C_{rb} – współczynnik wydatku rumowiska wlezonego, $C_{rb} = 0,005$;
 C_s – współczynnik oporu charakteryzujący podatność materiału dennego na ruch;
 d – średnica ziaren rumowiska, m;
 d_m – średnica miarodajna, m;
 g – przyspieszenie ziemskie, $m \cdot s^{-2}$;
 h – głębokość strumienia wody, m;
 i – spadek hydrauliczny;
 k – współczynnik ze wzoru Stricklera dla całego koryta, $m^{1/3} \cdot s^{-1}$;
 k_d – współczynnik ze wzoru Stricklera w obrębie dna, $m^{1/3} \cdot s^{-1}$;
 p – współczynnik uwzględniający udział danej frakcji w transportowanym materiale;
 q_r – natężenie transportu rumowiska na jednostkę czasu i szerokości koryta, $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$;
 R_h – promień hydrauliczny, m;
 u – średnia prędkość w przekroju, $m \cdot s^{-1}$;
 U – średnia prędkość w pionie strumienia, $m \cdot s^{-1}$;
 u_0 – prędkość w przekroju przy której ziarna pozostają w spoczynku, $m \cdot s^{-1}$;
 U_{gr} – średnia w pionie graniczna prędkość przepływu według Van Rijna, $m \cdot s^{-1}$;
 u_{gr} – prędkość nierozmywająca, $m \cdot s^{-1}$;
 u_{on} – prędkość przy której ruch cząstek rumowiska ustaje, $m \cdot s^{-1}$;
 u_r – prędkość przy której rozpoczyna się masowy ruch rumowiska, $m \cdot s^{-1}$;
 γ – ciężar właściwy wody, $N \cdot m^{-3}$;
 γ_r – ciężar właściwy rumowiska, $N \cdot m^{-3}$;
 ϕ_r – parametr turbulencji ziarna, dla ziaren $d > 1,5 \text{ mm}$ $\phi_r = 1$;
 ρ_r – gęstość rumowiska rzecznoego, $kg \cdot m^{-3}$;
 ρ – gęstość wody, $kg \cdot m^{-3}$;
 τ – naprężenie styczne, $N \cdot m^{-2}$;
 τ_{gr} – graniczne naprężenie styczne, $N \cdot m^{-2}$.

PIŚMIENNICTWO

- Abad J., Buscaglia G., Garcia M., 2007. 2D stream hydrodynamic, sediment transport and bed morphology model for engineering applications. Hydrological processes. Wiley InterScience.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2007. Hydrologia ogólna. Wydawnictwo Naukowe PWN Warszawa.
- Bartnik W., Michalik A., 2000. Rozwój badań ruchu rumowiska wleczonego i ich praktyczna weryfikacja. XX Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki, Współczesne Problemy Hydrauliki Wód Śródlądowych, Kraków – Ustroń Jaszowice.
- Bednarczyk S., Duszyński R., 2008. Hydrauliczne i hydrotechniczne podstawy regulacji i rewitalizacji rzek. Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej Gdańsk.
- Błażejowski R., 1989. Prognozowanie rozmyć miejscowych gruntów niespoistych poniżej budowli upustowych. Roczn. AR w Poznaniu 190.
- Dąbkowski L., Skibiński J., Żbikowski A., 1982. Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych. PWRiL Warszawa.
- Hsu Sh.M., Holly F.M., 1992. Conceptual bed-load transport model and verification for sediment mixtures. J. Hydr. Engineer. 118(8), 1135–1152.
- Kubrak J., 1991. Jednowymiarowy geometryczny model przepływu nieustalonego w warunkach transportu rumowiska wleczonego w rzece nizinnej. XI Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki, Współczesne Problemy hydrauliki Wód Śródlądowych. Red. W. Majewski. PAN Gdańsk.
- Michalec B., Tarnawski M., Majerczyk A., Koniarz T., Wachulec K., 2013. Wyznaczenie bezwymiarowego wskaźnika dopływu rumowiska. Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus 12(4), 75–84.
- Miedema S.A., 2008. An Analytical method to determine scour. WEDA XXVIII & Texas A&M 39. St. Louis, USA, June 8–11.
- Popke Z., 2006. Zmienność natężenia ruchu rumowiska wleczonego w czasie wezbrań w małej rzece nizinnej. Acta Archit. 5(2), 78–86.
- Przedwojski B., 1998. Morfologia rzek i prognozowanie procesów rzecznych. Wydawnictwo Akademii Rolniczej Poznań.
- Radecki-Pawlik A., 2006. Wybrane metody obliczania intensywności transportu rumowiska. Infrastr. Ekol. Ter. Wiej. 1.
- Shahid Mashriqui H., 2003. Hydrodynamic and sediment transport modeling of deltaic sediment processes. A Dissertation, Submitted to the Graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College in partial Fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Department of Civil and Environmental Engineering.
- Strużyński A., 2013. Ocena stanu oraz identyfikacja zaburzeń procesów fluwalnych w korytach rzek karpackich. Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus 12(2), 117–126.
- Van Rijn L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications Amsterdam.
- Yang C.T., 2002. Sediment transport modelling – combination of theoretical concepts and practical approach. W. Summer, D.E. Walling (red.). Technical Documents in Hydrology 60. UNESCO Paris.
- Żelazo J., 1987. Critical velocities for non-cohesive grounds, Ann. Warsaw Agricultural University – SGGW – AR, Land Reclamation 23.
- Żelazo J., Popke Z., 2002. Podstawy renaturyzacji rzek. Wydawnictwo SGGW Warszawa.

Zaakceptowano do druku – Accepted for print: 17.12.2014