

WSPÓŁCZYNNIKI SZORSTKOŚCI A POŁOŻENIE GEOIDY

Jacek Kurnatowski

Politechnika Szczecińska, Szczecin

STRESZCZENIE

W pracy przeanalizowano hydrauliczne konsekwencje nierównoległości powierzchni odniesienia układów wysokościowych wobec geoidy. Wykazano, że w przypadku identyfikacji współczynników szorstkości przy użyciu danych pochodzących z wodowskazów w warunkach ruchu wolnozmiennego nierównoległość ta skutkować musi zmiennością współczynnika szorstkości w zależności od przepływu. Obliczenia przeprowadzone dla dolnej Odry pozwalają na określenie zarówno położenia geoidy względem powierzchni odniesienia, jak i rzeczywistej wartości przeciętnego współczynnika szorstkości dla koryt akwenu.

GEOIDA A WYSOKOŚCIOWE UKŁADY ODNIESIENIA

Stosowane w geodezji wysokościowe układy odniesienia są z reguły tworzone albo na bazie pewnych powierzchni teoretycznych, jak np. w systemie WGS-84 używanym w technikach GPS, albo też poprzez wyznaczanie tych powierzchni w drodze pomiarów niwelacyjnych i odpowiednich obliczeń wyrównawczych, jak to ma miejsce w systemie Kronsztad 86 będącym obecnie standardowym wysokościowym układem odniesienia między innymi dla obszaru Polski. Popularne określenie „wysokość mierzona względem poziomu morza” oznacza, że rzędne w takim układzie podawane są względem powierzchni odniesienia, stanowiącej matematyczną ekstrapolację statycznej powierzchni morza, czyli względem geoidy. W rzeczywistości powierzchnie odniesienia każdego układu, nawet jeśli były określane w drodze precyzyjnych pomiarów niwelacyjnych, nie pokrywają się dokładnie z geoidą (Łyszkowicz 1998). Pomimo iż problem odpowiednio dokładnego określenia położenia geoidy w danym układzie współrzędnych nabiera w ostatnich latach znaczenia, w większości praktycznych

przypadków pomiarów geodezyjnych nie jest istotny, gdyż różnice pomiędzy położeniem geoidy i powierzchni odniesienia układu mogą być prawie stałe nawet na dużych przestrzeniach.

Podczas badań hydraulicznych, w których ważną rolę odgrywają spadki: linii energii, zwierciadła wody itp., rzędne stanowiące podstawę wyznaczenia wartości tych spadków określa się względem „poziomu” (Sawicki 1998) lub „poziomu odniesienia” (Szymkiewicz 2000). Natomiast położenie rzeczywistego poziomu, czyli geoidy, w badaniach tych jest z reguły ignorowane, a jako „poziom” przyjmuje się powierzchnię odniesienia danego układu. Będąc szczególnym przypadkiem zbioru powierzchni ekwipotencjalnych geoida charakteryzuje się ortogonalnością wektorów siły ciężkości w każdym punkcie, co powoduje, że woda posiadająca zwierciadło pokrywające się z geoidą pozostaje w bezruchu. Jeśli zatem powierzchnia odniesienia układu wysokościowego jest nachylona względem geoidy, ruch wody może wystąpić, pomimo iż spadki zwierciadła wody są w tym układzie przyjmowane jako zerowe. Analogicznie, ruch wody może zaniknąć przy niezerowych spadkach.

WPLYW POŁOŻENIA GEOIDY NA WYNIKI BADAŃ HYDRAULICZNYCH

Postępowanie polegające na utożsamianiu powierzchni odniesienia układu wysokościowego z geoidą (lub inną powierzchnią ekwipotencjalną) nie budzi wątpliwości dopóty, dopóki nachylenie tej powierzchni względem geoidy jest pomijalnie małe w stosunku do rzeczywistych spadków występujących w zagadnieniu. Dostępna autorowi literatura nie podaje jednak żadnego przypadku określania tego nachylenia ani przed przystąpieniem do właściwych badań hydraulicznych, ani też po nich. Należy zatem sądzić, że problem ten, jak dotąd, traktowany był przez badaczy jako nieistotny a priori. Istotność problemu można jednak wykazać na przykładzie dolnego odcinka Odry pomiędzy wodowskazami Widuchowa i Trzebież.

Dolna Odra stanowi specyficzny układ hydrauliczny w charakterze częściowo estuariowym, zawierającym sieć rzeczną o cyklicznej strukturze i dużej przepustowości łącznej, w której obserwuje się wyjątkowo małe spadki (rzędu 10^{-7} – 10^{-5}). Przy takich wartościach odchylenie zerowej powierzchni układu odniesienia od geoidy okazać się

może istotne. Analiza zer wodowskazów dolnej Odry (Kurnatowski 2004) wykazuje, że zerowe powierzchnie dawnego układu odniesienia (NN) oraz układu obecnego (Kr) na odcinku Trzebież – Widuchowa wykazują wzajemną deniwelację wynoszącą 0,077 m. Istnienie wzajemnej deniwelacji powierzchni odniesienia w obu układach oznacza, że przeciętne spadki zwierciadła wody pomiędzy tymi wodowskazami, obliczane na podstawie obserwowanych wartości stanów, przynajmniej w jednym z tych układów muszą wykazywać znaczący błąd, gdyż wartość 0,077 m jest porównywalna z obserwowanymi różnicami zarówno stanów notowanych na tych wodowskazach, jak i odpowiadających im rzędnych w obu układach. Nie ma również żadnej gwarancji, że którykolwiek z tych dwóch układów jest układem „bezbłędnym”, tj. jego powierzchnia odniesienia jest równoległa do geoidy. Jedną z konsekwencji nierównoległości powierzchni odniesienia wobec geoidy jest zmienność wartości identyfikowanego współczynnika szorstkości (Kurnatowski 2004), której charakter zależy zarówno od przyjętego układu odniesienia, jak i wartości przepływu. Badanie tego związku wymaga rozpatrzenia położenia linii zwierciadła wody oraz linii energii w „geoidalnym” układzie odniesienia, tj. w układzie kartezjańskim, którego odciętą X_0 tworzy linia znajdująca się na powierzchni geoidy (rys. 1). W takim układzie linia energii posiada inne nachylenie względem osi odciętych niż w układzie, którego odciętą X_1 jest nachylona względem geoidy i w konsekwencji odpowiednie wysokości strat energii w obu układach dE_0 oraz dE_1 obliczane względem linii równoległych do osi odciętych (odpowiednio „poziomu G” oraz „poziomu D”) posiadają różne wartości.

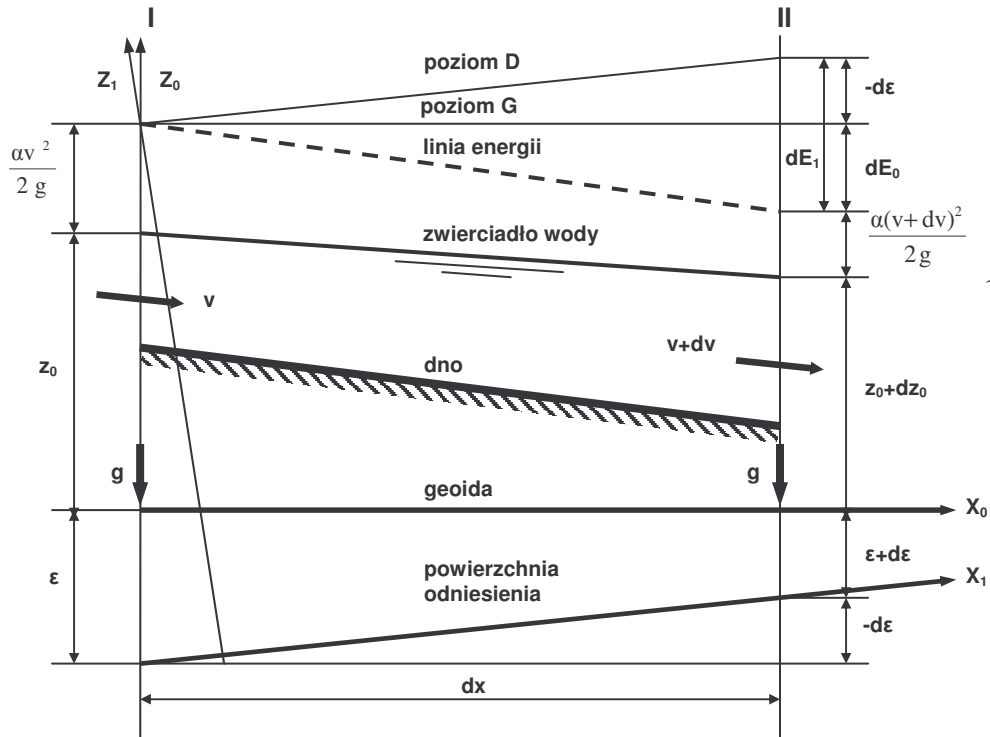
Przyjmując straty wysokości energii według Manninga równanie zachowania energii w układzie „geoidalnym” (X_0, Z_0) ma postać

$$\frac{dz_0}{dx_0} + \frac{\alpha \cdot v}{g} \frac{dv}{dx_0} + \frac{n_0^2 Q^2}{F_0^2 R_0^{4/3}} = 0 \quad (1)$$

zaś analogiczne równanie w układzie odniesienia (X_1, Z_1)

$$\frac{dz_1}{dx_1} + \frac{\alpha \cdot v}{g} \frac{dv}{dx_1} + \frac{n_1^2 Q^2}{F_1^2 R_1^{4/3}} = 0 \quad (2)$$

gdzie F (m^2) i R (m) oznaczają odpowiednio powierzchnię przekroju i promień hydrauliczny strumienia, Q ($m^3 s^{-1}$) – przepływ a n ($m^{-1/3} s$) – współczynnik szorstkości według Manninga.



Rys. 1. Ruch niejednostajny w różnych układach odniesienia

Zakładając, że $dx_0 \approx dx_1 = dx$, $F_0 \approx F_1 = F$, $R_0 \approx R_1 = R$ i wprowadzając pojęcie modułu przepływu $K = FR^{2/3}$ (Chow 1959) oraz uwzględniając, że

$$\frac{dz_1}{dx} = \frac{dz_0}{dx} + \frac{d\varepsilon}{dx} \quad (3)$$

układ równań (1) i (2) można przekształcić do postaci

$$n_1 = \sqrt{n_0^2 - \frac{K^2}{Q^2} \cdot \frac{d\varepsilon}{dx}} \quad (4)$$

Równanie (4) może być przedstawione w dla odcinka o skończonej długości L jako

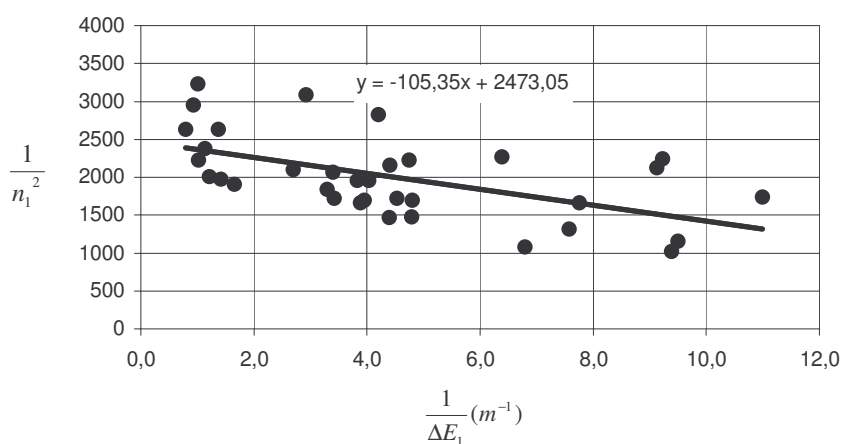
$$n_1 = \sqrt{n_0^2 - \frac{\Delta\varepsilon}{Q^2 \int_L \frac{1}{K^2} dx}} \quad (5)$$

gdzie $\Delta\varepsilon$ jest zmianą wzajemnej odległości geoidy i powierzchni odniesienia na odcinku.

Równania (4) i (5) określają zależność pomiędzy współczynnikami szorstkości koryta identyfikowanymi w obu układach współrzędnych, geometrią koryta, przepływem i wzajemnym nachyleniem obu powierzchni odniesienia. Praktyczne stosowanie tych równań nie jest jednak wygodne z uwagi na występowanie w nich parametrów geometrii koryta; z tego też względu równanie (5) można przekształcić do liniowej postaci

$$\frac{1}{n_1^2} = \frac{1}{n_0^2} + \frac{\Delta\varepsilon}{n_0^2} \cdot \frac{1}{\Delta E_1} \quad (6)$$

gdzie ΔE_1 oznacza zmianę wysokości linii energii w przyjętym, „niegeoidalnym” układzie odniesienia. Przy odpowiedniej liczbie przypadków ruchu ustalonego, dla których wykonano pomiary ΔE_1 i dla których przeprowadzono identyfikację wartości n_1 , możliwe jest określenie współczynników równania (6) a w konsekwencji zarówno „rzeczywistej”, tj. nie obciążonej błędem położenia układu, wartości współczynnika szorstkości n_0 jak i odchylenia $\Delta\varepsilon$. Na rys. 2 przedstawiono wynik zastosowania tej procedury dla 34 przypadków ruchu ustalonego zaobserwowanych na obszarze dolnej Odry (Kurnatowski 2004) przy założeniu, że wszystkie rzędne określone są w obowiązującym obecnie układzie Kronsztad 86. Postać równania regresji podana na rys. 2 zgodnie z (6) prowadzi do wartości: $n_0 = 0,0201$ i $\Delta\varepsilon = -0,043$ m. Otrzymana szorstkość odpowiada dobrze utrzymanym kanałom ziemnym o regularnej geometrii (Chow 1959).



Rys. 2. Szorstkości dolnej Odry w funkcji odwrotności wysokości strat energii

WNIOSKI

Przedstawiona metoda może służyć zarówno do wyznaczania współczynników szorstkości koryt rzecznych niezależnych od przyjętego wysokościowego układu odniesienia, jak i do wspomagania geodezyjnych technik ustalania lokalnego położenia geoidy. Biorąc pod uwagę otrzymane wyniki, geodezyjna przydatność metody może okazać się duża. Ujściowe odcinki rzek nizinnych stanowić mogą zatem swoisty „niwelator hydrodynamiczny” pozwalający określać położenie geoidy z dokładnością przewyższającą dotychczasowe osiągnięcia w tym zakresie. Można również oczekiwać istotnych zmian wyników modelowania matematycznego ruchu wód w takich obszarach w wyniku wprowadzenia korekt układu odniesienia oraz wartości szorstkości.

BIBLIOGRAFIA

CHOW V.T. (1959): Open-channel hydraulics. McGraw-Hill Book Co. Inc.

KURNATOWSKI J. (2004): Współczynniki szorstkości koryt dolnej Odry. Materiały seminarium Katedry Budownictwa Wodnego „Regionalne problemy gospodarki wodnej i hydrotechniki”, Dziwnów, 28-30 maj 2004.

ŁYSZKOWICZ A. (1998): Grawimetryczna Quasigeoida Model Quasi97b a układ wysokościowy Kronsztad 86. Materiały VI sympozjum „Współczesne problemy podstawowych sieci geodezyjnych”, Warszawa.

SAWICKI J. (1998): Przepływy ze swobodną powierzchnią. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

SZYMKIEWICZ R. (2000): Modelowanie matematyczne przepływów w rzekach i kanałach. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

ROUGHNESS COEFFICIENTS AND LOCATION OF GEOID

The hydraulic effects of non-parallelism between the zero surfaces of the vertical reference systems and the geoid have been analyzed. It has been demonstrated that when identifying of roughness coefficients in gradually varied flow using water gauge data the non-parallelism must produce variability of the roughness coefficient depending on flow value. Calculations performed for lower Oder river allow to determine as the geoid location towards zero surface of the vertical reference system as the genuine average roughness coefficient for the riverbeds.