POLSKA AKADEMIA NAUK Instytut Budownictwa Wodnego w Gdańsku

Łukasz Sobczak

## Dynamika rumowiska niejednorodnego granulometrycznie w warunkach przepływu z ruchomą warstwą nachylonego dna

Rozprawa doktorska

Promotor: prof. dr hab. inż. Leszek Kaczmarek Promotor pomocniczy: dr Jarosław Biegowski

Gdańsk, wrzesień 2021 r.

Mojej żonie Izabeli, bez której wsparcia i wyrozumiałości nigdy nie powstałaby niniejsza praca.

### SPIS TREŚCI

1.	Wstęp. Praktyczne aspekty modelowania transportu rumowiska	4
2.	<ul> <li>Przegląd literatury dotyczącej modelowania transportu rumowiska w kanale otwartym</li> <li>2.1. Transport rumowiska jednorodnego granulometrycznie</li> <li>2.2. Transport rumowiska niejednorodnego granulometrycznie</li> <li>2.3. Prace uwzględniające wpływ kąta nachylenia dna na transport rumowiska</li> <li>2.4. Podsumowanie</li> </ul>	13 13 17 19 21
3.	Teza oraz cel i zakres pracy 3.1. Teza pracy 3.2. Cel i zakres pracy	24 24 24
4.	<ul> <li>Wielowarstwowy model transportu rumowiska w warunkach przepływu w kanale otwartym</li> <li>4.1. Naprężenia styczne jako siła sprawcza ruchu rumowiska</li> <li>4.2. Założenia teoretyczne oraz model matematyczny transportu osadów</li> <li>4.2.1. Warstwa gęsta</li> <li>4.2.2. Warstwy kontaktowa i zawieszenia</li> <li>4.2.3. Naprężenia styczne oraz efekt "ruchomego dna"</li> <li>4.2.4. Obliczanie całkowitego transportu osadów</li> <li>4.3. Dyskusja wyników obliczeń</li> <li>4.3.1. Pionowy rozkład koncentracji i prędkości osadów</li> <li>4.3.2. Miąższości warstw</li> <li>4.4. Weryfikacja modelu matematycznego w oparciu o wyniki pomiarów dostępnych w literaturze</li> <li>4.4.1. Naprężenia styczne</li> <li>4.4.2. Prędkość ziaren osadu</li> <li>4.4.3. Koncentracja referencyjna oraz miąższości warstw</li> <li>4.4.4. Pionowy rozkład koncentracji i prędkości osadów</li> <li>4.5. Transport osadów</li> </ul>	25 25 27 29 31 33 39 40 40 43 46 47 50 52 54 57
5.	<ul> <li>Transport rumowiska niejednorodnego granulometrycznie</li> <li>5.1. Założenia teoretyczne i opis matematyczny</li> <li>5.2. Pomiary własne transportu osadów zawieszonych na rzece Wiśle</li> <li>5.3. Porównanie wyników obliczeń z pomiarami</li> <li>5.3.1. Pionowy rozkład koncentracji niejednorodnego granulometrycznie osadu zawieszonego</li> <li>5.3.2. Pionowa struktura segregacji niejednorodnego granulometrycznie osadu zawieszonego</li> </ul>	61 61 64 73 73 75
6.	<ul> <li>Wielowarstwowy model transportu rumowiska w warunkach przepływu w kanale otwartym nad lokalnie silnie nachylonym dnem</li> <li>6.1. Założenia teoretyczne i opis matematyczny</li> <li>6.2. Dyskusja wyników obliczeń</li> <li>6.3. Weryfikacja modelu wielowarstwowego w warunkach znacznych nachyleń dna w oparciu o pomiary dostępne w literaturze</li> <li>6.3.1. Pionowe rozkłady koncentracji i prędkości osadów</li> <li>6.3.2. Transport osadów</li> <li>6.3.3. Pionowa struktura segregacji osadów niejednorodnych granulometrycznie</li> </ul>	77 78 81 85 86 94 105
7.	Podsumowanie i wnioski	109
8.	Wykaz symboli i oznaczeń	112
9.	Wykaz literatury	116
10.	Podziękowanie	124

#### 1. Wstęp. Praktyczne aspekty modelowania transportu rumowiska

Problematyka transportu rumowiska i związanych z nim zmian morfologicznych jest bardzo ważna z punktu widzenia praktyki inżynierskiej. Zagadnienia związane z transportem osadów dotyczą budowli hydrotechnicznych nie tylko na etapie ich projektowania (obliczenia na potrzeby oceny oddziaływania projektowanej budowli na środowisko czy analizy pod kątem bezpiecznego posadowienia konstrukcji), ale także w okresie eksploatacji budowli, ze względu na ich bezpieczeństwo (np. konieczność utrzymania właściwej, projektowanej morfologii dna w sąsiedztwie posadowienia konstrukcji).

Budowle piętrzące w znaczny sposób wpływają na zmianę warunków transportu rumowiska w rzekach. Doskonale znane są problemy związane z akumulacją rumowiska powyżej stopni wodnych oraz erozją dna w obszarze wody dolnej (np. aktualny problem zapory we Włocławku). Aby temu zapobiec, inżynierowie projektują różnego rodzaju rozwiązania techniczne, jak np. specjalne wrota rumowiskowe, spusty denne lub koryta żelbetowe dla spławiania rumowiska w kierunku wody dolnej. Zamulanie zbiorników wodnych jest problematyczne zarówno z punktu widzenia inżynierskiego (zmniejszanie się objętości retencyjnej zbiornika i późniejsza konieczność wykonywania prac czerpalno-refulacyjnych), lecz także ze względu na ekosystem (akumulacja zanieczyszczeń na dnie, gorsze warunki samooczyszczania biologicznego, negatywny wpływ na faunę i florę).

W ujęciu klasycznym, transportowane przez rzeki rumowisko dzielimy na wleczone, które występuje bezpośrednio przy dnie (frakcje grubsze) oraz zawieszone, transportowane w masie wody ponad dnem (frakcje drobniejsze), utrzymywane w zawieszeniu w wyniku pulsacji w przepływie turbulentnym. Zamulanie zbiorników wodnych powyżej budowli piętrzących odbywa się za przyczyną dwóch mechanizmów:

- uniemożliwienie ciągłego transportu rumowiska wleczonego z uwagi na fakt, iż wybudowany stopień wodny stanowi fizyczną przeszkodę dla zachowania ciągłości transportu osadów przy dnie (akumulacja rumowiska bezpośrednio przy progach i stopniach);

 - akumulacja zarówno rumowiska wleczonego jak i sedymentacja pewnej części rumowiska zawieszonego w zbiorniku wodnym powyżej stopnia wodnego, w związku ze zmniejszaniem się prędkości przepływu przy rosnącej głębokości.

Na Rys. 1 przedstawiono w schematyczny sposób zmiany warunków transportu rumowiska w rzece wywołane budową stopnia wodnego. Prędkości przepływu w miarę zbliżania się do

stopnia wodnego maleją, za sprawą zwiększającej się głębokości i przekroju czynnego przy jednakowym wydatku. Rumowisko ulega akumulacji na dnie stopniowo, w miarę zmniejszania się prędkości przepływu. Dodatkowo, następuje segregacja materiału na długości zbiornika, w związku z tym, że poszczególne frakcje rumowiska charakteryzują się innymi minimalnymi wymaganymi wartościami prędkości przepływu, dla których występuje transport.



Rys. 1. Przykład konsekwencji zaburzenia naturalnych warunków transportu rumowiska wywołane budową stopnia wodnego  $(u_1, u_2, u_3 - u$ średnione wzdłuż głębokości prędkości przepływu).

Oprócz problemów związanych z zamulaniem zbiorników wodnych, budowa stopnia wodnego wiąże się także z ryzykiem erozji dna na stanowisku dolnym. Aby temu zapobiec, stosuje się odpowiednie rozwiązania umocnienia dna, jak również buduje kolejne stopnie w układzie kaskadowym w celu podniesienia zwierciadła wody i zmniejszenia prędkości przepływu na stanowisku dolnym.

Bardzo istotna jest wiedza inżynierów – projektantów oraz wykonawców w zakresie zagadnień związanych z transportem osadów. Kluczowe jest odpowiednie rozpoznanie warunków, wykonanie niezbędnych obliczeń i zaprojektowanie obiektu przy zastosowaniu odpowiednich gabarytów, geometrii oraz środków technicznych. Przykładami takich dobrze zaprojektowanych i wykonanych obiektów z punktu widzenia transportu rumowiska mogą być kanał derywacyjny oraz zbiornik górny Elektrowni Szczytowo-Pompowej Żarnowiec. Autor niniejszej pracy może to potwierdzić na podstawie wieloletnich doświadczeń w diagnostyce i ocenach okresowych stanu technicznego tych obiektów, na tle licznych innych konstrukcji hydrotechnicznych, z którymi miał kontakt przez wiele lat na polu zawodowym.

Ta największa w Polsce elektrownia wodna wyposażona w 4 hydrozespoły odwracalne o łącznej mocy zainstalowanej 716 MW, charakteryzuje się przepływami maksymalnymi (podczas pracy w kierunku turbinowym) porównywalnymi ze średniorocznym przepływem Wisły w jej przekroju ujściowym, tj. 700 m<sup>3</sup>/s. Ujęcie z Jeziora Żarnowieckiego, stanowiacego naturalny zbiornik dolny elektrowni, odbywa się poprzez kanał derywacyjny o długości ok. 850 m (Fot. 1). Odpowiednie zaprojektowanie jego geometrii oraz przekroju (głębokości i szerokości) pod katem zagwarantowania odpowiednich, tzw. nierozmywających prędkości przepływu dla grubszych frakcji kruszyw stanowiących umocnienie dna - było w tym wypadku kluczowe dla wieloletniej bezpiecznej eksploatacji. Na Rys. 2 przedstawiono podłużny przekrój batymetryczny będący wynikiem pomiarów po 15 latach eksploatacji obiektu. Można powiedzieć, że głębokości projektowane we właściwej, eksploatacyjnej części kanału zachowały się i nie ma oznak erozji (podobnie wyglądają wyniki kolejnych sondowań aż do ostatniego, wykonanego w roku 2016). Niewielkie zmiany następują w rejonie ujściowym do jeziora, włącznie z utworzeniem się form dennych (diun), w związku ze znacznie mniejszymi głębokościami i większymi prędkościami przepływu, powodującymi jedynie lokalny transport, o charakterze krótkotrwałym i dwukierunkowym, z uwagi na szczytowo-pompowy charakter pracy elektrowni. Nie występują także problemy eksploatacyjne związane z rumowiskiem w zbiorniku górnym. Co prawda w zbiorniku gromadzi się jedynie w ciągu roku stosunkowo niewielka ilość osadów eolicznych, ale gdyby nie odpowiednio zaprojektowana geometria obiektu – przez lata eksploatacji ich sedymentacja mogłaby stanowić problem. Czasza zbiornika, o pojemności użytkowej 13,8 mln m<sup>3</sup> jest zaprojektowana w taki sposób, że podczas okresowego całkowitego opróżniania w celu dokonania kontroli stanu technicznego zbiornika (kontrole roczne i 2-letnie), spływ wody z tzw. objętości martwej generuje prędkości rozmywające nie tylko przy ujęciu, ale także w większych obszarach zbiornika (Fot. 2, Fot. 3 – stan dna przy ujęciu po 38 latach eksploatacji zbiornika). Na znacznych połaciach w trakcie kontroli po opróżnieniu zbiornika występuje więc czysty ekran uszczelniający z asfaltobetonu. Jak już wyżej wspomniano, z uwagi na odpowiednie zaprojektowanie ujęcia wody dolnej, nie następuje transport rumowiska z jeziora Żarnowieckiego do górnego zbiornika elektrowni, pomimo pracy pompowej elektrowni występowania W trakcie znacznych przepływów, porównywalnych z największymi polskimi rzekami. Odpowiednie rozwiązania techniczne oraz właściwy dobór parametrów geometrycznych obiektu (nie tylko z punktu widzenia potrzeb energetycznych) są wiec z punktu widzenia transportu rumowiska kluczowe.



Fot. 1. Kanał derywacyjny Elektrowni Wodnej Żarnowiec



Rys. 2. Przekrój batymetryczny wzdłuż osi kanału derywacyjnego EW Żarnowiec (03.1999)



Fot. 2. Budowla ujęcia wody górnej elektrowni szczytowo-pompowej Żarnowiec. Brak problemów z akumulacją osadów eolicznych i organicznych dzięki odpowiedniemu zaprojektowaniu ujęcia.



Fot. 3. Fragment czaszy opróżnionego zbiornika górnego elektrowni szczytowo-pompowej Żarnowiec podczas kontroli stanu technicznego (zagłębienie w rejonie ujęcia wody górnej). Śladowe ilości osadów, odkryta powierzchnia asfaltobetonu na dnie.

Zaprojektowana geometria powodująca występowanie prędkości rozmywających pomaga w utrzymaniu odpowiedniego stanu technicznego i właściwej eksploatacji także w przypadku wielu innych konstrukcji hydrotechnicznych, jak np. śluz. W ich komorach nie występują nadmierne problemy z sedymentacją osadów. Jednakże występowanie znacznych prędkości przepływu w bezpośrednim sąsiedztwie śluz (przy tzw. głowach śluz) może powodować erozję w pobliżu konstrukcji i zagrażać jej posadowieniu lub stateczności sąsiadujących skarp.

Na Fot. 4 oraz Fot. 5 przedstawiono przykład silnie turbulentnego przepływu o charakterze rozmywającym podczas opróżniania komory śluzy kanałami obiegowymi (śluza Czersko Polskie, Bydgoszcz). Oczywiście najbardziej narażone na erozję jest dno w sąsiedztwie śluzy – w szczególności w okresie występowania niskich stanów wody dolnej. W celu zabezpieczenia dna stosuje się różnego rodzaju umocnienia, jak materace kamienne, płyty betonowe, itp. Jednakże zgodnie z wymogami bezpiecznej eksploatacji, niezbędne są regularne okresowe kontrole (sondowanie dna, pomiary geodezyjne przemieszczeń konstrukcji itp.).



Fot. 4. Śluza Czersko Polskie w Bydgoszczy - opróżnianie komory śluzy kanałami obiegowymi



Fot. 5. Śluza Czersko Polskie w Bydgoszczy – przepływ burzliwy na wodzie dolnej w bezpośrednim sąsiedztwie śluzy w czasie opróżniania jej komory

Ilości transportowanego rumowiska wleczonego przez duże cieki naturalne są ogromne, a obecnie projektanci niestety często nie zdają sobie sprawy ze skali problemu. Warto przytoczyć w tym miejscu przykładowe wielkości liczbowe. Na Rys. 3 przedstawiono intensywności wleczenia dla różnych wartości przepływu rzeki Wisły w przekroju Tczew (Sobczak i Kaczmarek, 2007). Wykres przedstawia wyniki obliczeń intensywności transportu rumowiska wleczonego, jakie autorzy wykonali za pomocą formuły Skibińskiego (1976) (ta empiryczna formuła dedykowana jest polskim rzekom nizinnym) oraz wybrane wyniki pomiarów łapaczkowych rumowiska wleczonego przeprowadzonych przez tegoż Autora. Na podstawie przebiegu funkcji wleczenia można stwierdzić, że wleczenie rumowiska dla rzeki Wisły w przekroju Tczew przy stanach średnich odpowiadających przepływom rzędu 700 m3/s szacuje się na około 5 kg/s, co stanowi 18 ton na godzinę (!). Należy podkreślić, że wielkości te nie obejmują rumowiska zawieszonego, które również ulega akumulacji powyżej budowli piętrzącej w związku ze zmniejszeniem średnich prędkości przepływu wraz ze wzrostem głębokości w kierunku stopnia wodnego. Skala problemów rumowiskowych przy budowlach hydrotechnicznych wykonywanych na dużych ciekach naturalnych jest więc ogromna i stanowi spore wyzwanie inżynierskie dla właściwego zaprojektowania obiektów.



Rys. 3. Wleczenie Dolnej Wisły w przekroju Tczew dla różnych wielkości przepływu według funkcji wleczenia (linia ciągła) Skibińskiego (1976) oraz wybranych pomiarów rumowiska wleczonego tego autora (punkty)

Z punktu widzenia prawidłowej oraz bezpiecznej eksploatacji obiektów hydrotechnicznych, transport rumowiska oraz związane z nim zmiany morfologiczne powinny być regularnie obserwowane, szczególnie w sąsiedztwie posadowienia konstrukcji. Nie zawsze jednak właściciele i zarządcy obiektów mają tego świadomość, jak duże problemy i zagrożenia mogą wynikać z braku odpowiedniej diagnostyki podczas eksploatacji. Dlatego też zgodnie z wymogami ustawy Prawo Wodne, wszystkie budowle hydrotechniczne I i II klasy podlegają obowiązkowej ocenie stanu technicznego, wykonywanej przez Państwową Służbę ds. Bezpieczeństwa Obiektów Piętrzących, której rolę pełni Centrum Technicznej Kontroli Zapór Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Jednostka ta podczas dokonywania ocen, definiuje niezbędny zakres i częstotliwość prowadzenia badań a także kontroluje realizację zaleceń przez zarządców obiektów.

Obecnie obowiązujące przepisy (w szczególności Prawo Budowlane) znaczną część odpowiedzialności za bezpieczeństwo konstrukcji przenoszą na projektanta. To on decyduje o zakresie badań i obliczeń niezbędnych do przeprowadzenia w celu zaprojektowania lokalizacji, rodzaju konstrukcji i jej gabarytów, a także odpowiedniej metody posadowienia pod kątem dalszej bezpiecznej eksploatacji – także ze względu na zmiany morfologiczne w sąsiedztwie obiektu (zagrożenie erozją dna w rejonie posadowienia lub nadmiernym zamulaniem). Budowle hydrotechniczne takie jak stopnie wodne mają natomiast wpływ na zmiany w zachodzących procesach morfologicznych na bardzo długich odcinkach rzek powyżej i poniżej stopnia. Na etapie projektowania budowli wpływ oddziaływania

konstrukcji na środowisko musi zostać rzetelnie oceniony. Do tego celu używa się fizycznych oraz numerycznych modeli morfologicznych, przy czym pierwsze z wymienionych z uwagi na koszty stosowane są znacznie rzadziej. Modele fizyczne dominowały w przeszłości, kiedy metody numeryczne oraz technika komputerowa nie były jeszcze tak rozwinięte jak w czasach dzisiejszych.

Rozwiązując zagadnienia związane ze zmianą morfologii dna rzek i zbiorników wodnych w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznych inżynierowie sięgają najczęściej po ogólnodostępne modele numeryczne (komercyjne i tzw. *freeware* – tj. dostępne bezpłatnie do celów naukowych lub dydaktycznych), które najczęściej oferują obliczanie transportu rumowiska w oparciu o wybrane formuły empiryczne, szeroko stosowane ze względu na prostotę obliczeń. Sytuacja taka powoduje jednak ryzyko występowania wielu błędów w samym podejściu do modelowania transportu osadów, gdyż:

- brak jest uniwersalnych modeli pozwalających uzyskać wiarygodne wyniki dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych oraz różnych charakterystyk osadów (patrz *Przegląd literatury*)

 potrzebna jest szeroka wiedza użytkownika w temacie modelowania transportu rumowiska (większość modeli komercyjnych oferuje samodzielny wybór różnych formuł na transport osadu, w zależności od średnicy ziaren i panujących warunków hydrodynamicznych).

Reasumując, biorąc pod uwagę potrzeby praktyki inżynierskiej, niezbędny jest uniwersalny model oparty o bardziej zaawansowany matematyczny opis, uwzględniający fizykę zjawisk towarzyszących transportowi osadów i dający wiarygodne wyniki w jak najszerszym zakresie warunków. Jednym z ważnych powodów, dla których opracowywano proste formuły empiryczne w przeszłości, był ówczesny brak szybkich komputerów - inżynierowie często musieli wykonywać obliczenia w sposób tradycyjny, ręczny. Formuły empiryczne z powodzeniem zdawały egzamin w zakresie warunków, jakim były dedykowane. Jednak wraz z rozwojem szybkich komputerów oraz uniwersalnych systemów z zaawansowanym aparatem modelowania hydrodynamiki, zaczęto rozwijać matematyczne modele transportu osadów uwzględniające fizykę zjawisk oraz dające bardziej wiarygodne wyniki w szerszym zakresie warunków. Transport rumowiska jest zagadnieniem na tyle złożonym, że uniwersalny opis nie może opierać się na jednym prostym równaniu. W związku z odmiennym charakterem procesów transportu w różnych odległościach od dna, uzasadniony jest wielowarstwowy opis procesów fizycznych, jak to poczyniono w niniejszej pracy. Zanim jednak zostanie zaprezentowany przedmiotowy model, warto przyjrzeć się światowemu dorobkowi w zakresie literatury dotyczącej modelowania transportu osadów w kanałach otwartych.

# 2. Przegląd literatury dotyczącej modelowania transportu rumowiska w kanale otwartym

W literaturze osady transportowane w kanałach otwartych ze względu charakter transportu dzieli się na dwa rodzaje: *rumowisko wleczone*, tj. osady transportowane wraz z przepływem bezpośrednio przy dnie oraz *rumowisko zawieszone*, charakteryzujące się znacznie mniejszymi średnicami ziaren i "utrzymywane" podczas przepływu w masie wody (od dna do swobodnej powierzchni) za sprawą pulsacji w przepływie turbulentnym.

Ze względu na charakterystykę uziarnienia, możemy podzielić rumowisko na jednorodne granulometrycznie, tj. składające się z ziaren o jednej stałej średnicy d, oraz niejednorodne granulometrycznie, będące mieszaniną osadów różnej frakcji d<sub>i</sub>. Zdecydowana większość istniejących modeli teoretycznych opisujących transport osadów dotyczy rumowisk jednorodnych granulometrycznie. Modele takie przedstawiono w rozdz. 2.1. Koleinv rozdział 2.2 przedstawia krótki przegląd modeli uwzględniających opisy transportu poszczególnych frakcji, jako modele transportu rumowiska niejednorodnego granulometrycznie. W rozdz. 2.3. wyszczególniono prace dotyczące modelowania transportu osadów w warunkach znacznych nachyleń dna, z uwagi na fakt, iż jest to pewna odrębna część literatury związanej z transportem osadów. Zorganizowanie przeglądu literatury w 3-ch grupach tematycznych pozwoli lepiej zaprezentować przedmiotowy model wielowarstwowy na tle rozległej bibliografii oraz aktualnej wiedzy dotyczącej transportu osadów.

#### 2.1 Transport rumowiska jednorodnego granulometrycznie

Historia modelowania matematycznego rumowiska transportu rozpoczyna sie w XIX w. Problematyka związana z koniecznością utrzymania głębokości nawigacyjnych w rzekach i kanałach w naturalny sposób kierunkowała badania naukowców, których podejście do tematyki było głównie empiryczne. Pierwszą istotną publikacją, która ma wpływ na rozwiązania do dzisiaj stosowane w modelowaniu transportu osadów, była praca Du Boys (1879). Autor jako pierwszy opisał natężenie transportu rumowiska wleczonego jako funkcję naprężeń stycznych wywołanych przepływem przy dnie oraz naprężeń krytycznych, tj. wartości naprężeń, powyżej której zaczyna się ruch warstwy osadu. Shields (1936) na podstawie swoich badań w pewien sposób rozszerzył, uporządkował i zredefiniował pojęcie naprężeń krytycznych. Wprowadził pojęcie tarcia bezwymiarowego (zwane obecnie parametrem Shieldsa) oraz opracował charakterystykę pozwalającą na wyznaczenie naprężenia krytycznego (krytycznego parametru Shieldsa, tj. wartości tarcia bezwymiarowego przy której rozpoczyna się ruch pojedynczego ziarna) dla określonych średnic ziaren i warunków. Praca Shieldsa wywarła wpływ na późniejsze podejście do tematyki transportu rumowiska wleczonego i ukierunkowała dalsze prace wielu autorów.

Autorzy na przestrzeni lat skupiają się przede wszystkim na rumowisku wleczonym, będącym bezpośrednio związanym z procesami morfologicznymi zachodzącymi w dnie, a więc najbardziej istotnym z punktu widzenia potrzeb praktyki inżynierskiej (oddziaływanie budowli na zmiany morfologiczne i odwrotnie). Transport rumowiska zawieszonego jest traktowany najczęściej jako niezależny proces, nie związany z morfologią dna i opisywany odrębnymi modelami (wyjątek stanowią dalej opisane modele całkowitego strumienia osadów oraz modele wielowarstwowe).

Meyer-Peter i Müller (1948) opracowali na podstawie serii pomiarów laboratoryjnych formułę empiryczną na transport rumowiska wleczonego dla osadów piaszczystych i żwirów, po którą do dzisiaj najchętniej sięgają inżynierowie. Formuła ta uzależnia natężenie transportu rumowiska wleczonego od naprężeń stycznych oraz krytycznych i jest przedmiotem wielu dalszych prac i modyfikacji (najczęściej w zakresie przyjmowanego parametru krytycznego Shieldsa, szczególnie dla znacznych nachyleń dna, patrz przegląd literatury rozdz. 3.3. niniejszej pracy, ale także dla odmiennych zakresów charakterystyk osadów lub warunków hydrodynamicznych – jak np. Wilson 1987 czy Bartnik i in. 1998).

Liczni autorzy opracowują kolejne proste i chętnie stosowane wzory uzależniające natężenie transportu osadów od naprężeń stycznych, prędkości przepływu lub oparte na analizie wymiarowej, tak jak m.in. Šamov (1959), Gončarov (1962), czy w Polsce m.in. Dębski (1939), Skibiński (1976). Jednakże formuły empiryczne pozwalają na wiarygodną predykcję transportu osadów raczej w wąskim zakresie warunków (średnice i gęstości osadów oraz warunki hydrodynamiczne). Z tej przyczyny oryginalne formuły empiryczne są przedmiotem ciągłych modyfikacji dokonywanych przez wielu autorów dla odmiennych warunków (których nawet nie sposób tutaj przytoczyć).

Praktycznie od początku historii modelowania transportu rumowiska liczni autorzy stosowali także metody oparte na teorii prawdopodobieństwa. Kalinske (1947) opisał transport rumowiska wleczonego jako funkcję uśrednionej prędkości ziaren, zależnej od prędkości przepływu oraz funkcji gęstości prawdopodobieństwa. Einstein (1950) wykorzystał elementy teorii prawdopodobieństwa w celu opisu oddziaływania fluktuacji turbulentnych na ziarna osadu. W swojej pracy zaproponował grubość warstwy wleczenia osadów przy dnie

równą dwóm średnicom ziaren. Transport rumowiska opisał na podstawie bilansu sił podrywających ziarna z dna oraz oporów jakie stawiają ziarna. Podobnym podejściem charakteryzują się też inne prace, jak np.: Nakagawa i Tsujimoto (1980), van Rijn (1984a) czy Tsujimoto (1991). Teoria prawdopodobieństwa i stochastyka jest stosowana przez wielu autorów do predkcji transportu osadów do dnia dzisiejszego (m.in. Ancey 2010, Furbish i in. 2016, Heyman i in. 2014).

Bagnold (1954) zwrócił uwagę, że podejście zaproponowane przez Einsteina (1950) może nie uwzględniać rzeczywistego charakteru transportu (nie uwzględnia bowiem wzajemnych oddziaływań pomiędzy warstwami osadu), ponieważ po przekroczeniu pewnej wartości naprężeń krytycznych zostałaby poderwana do ruchu cała zewnętrzna warstwa ziaren, odsłaniająca warstwę znajdującą się poniżej – w ten sposób nie mogłoby w ogóle istnieć dno, gdyż kolejne warstwy również ulegałyby analogicznemu rozmywaniu. Według Bagnolda poruszająca się warstwa ziaren musi wywierać dodatkowe naprężenia, które działają stabilizująco na warstwy osadu znajdujące się poniżej. W swojej pracy podjął badania, w których wykazał, iż w wyniku ścinania warstwy wodno-gruntowej za sprawą obecności gęsto upakowanych ziaren generują się naprężenia dyspersyjne styczne oraz normalne.

Luque i van Beek (1976) opracowali model transportu rumowiska w warunkach płaskiego dna zakładając, że ruch ziaren osadu wpływa na zmniejszenie wartości naprężeń stycznych w płynie, przy czym wykazali, że wyniki predykcji ich modelem są porównywalne z wynikami obliczeń za pomocą formuły Meyera-Petera i Müllera (1948).

Po przekroczeniu pewnej wartości naprężeń stycznych (prędkości dynamicznej) ziarna osadu są podrywane z dna w procesie tzw. saltacji, aby wykonywać skoki do pewnych wysokości i powrócić na dno, poruszając się po trajektoriach o skończonej wysokości (tzw. wysokość saltacji). Saltacja była przedmiotem prac wielu autorów. Pierwsze próby opisu teoretycznego saltacji podjęli McGee (1908) oraz Gilbert (1914). Yalin (1966) wyprowadził formułę na transport rumowiska wleczonego w oparciu o analizę wymiarową z uwzględnieniem dynamiki ziaren podczas saltacji, zakładając że wysokość i przebyta droga przez ziarno, podobnie do trajektorii balistycznej pocisku, zależy od energii nadanej ziarnom w początkowej fazie, tj. jego "wyrzucenia" z dna. Podejście to zakwestionował Luque (1974), wskazując i potwierdzając to pomiarami laboratoryjnymi, że znaczny wpływ na ziarna podczas saltacji mają przede wszystkim siły związane z przepływem (które mogą być wyrażone za pomocą naprężeń stycznych). Odpowiedni więc rozkład naprężeń stycznych w różnych warunkach przepływu jest kluczowy dla właściwego opisu procesów transportu.

autorów, m.in.: Luque i van Beek (1976), Francis (1973), Abbott i Francis (1977), Wiberg i Smith (1985), Nino i Garcia (1998) oraz Ancey i in. (2002).

Odrębny kierunek rozwijany w czasach współczesnych stanowią prace reprezentujące podejście precyzyjnego modelowania dynamiki pojedynczych ziaren ze szczegółową analizą ich trajektorii w układzie Lagrange'a (m.in. Bialik i in. 2012, Nikora i Rowiński 2008, Vowinckel i in. 2017a, 2017b). Jednakże, jak twierdzą sami autorzy prac, ciągle nierozwiązanym pozostaje problem założeń teoretycznych dla transportu w strefie bardzo wysokich koncentracji, w najniższych warstwach przy dnie, gdzie występuje silne oddziaływanie między ziarnami zdominowane tarciem oraz wymianą pędu poprzez zderzenia.

Wraz ze wzrostem prędkości przepływu – a w rezultacie także wzrostem naprężeń stycznych przy dnie, transport zaczyna charakteryzować się chaotycznymi pulsacjami i zderzeniami ziaren, z których część przechodzi w stan zawieszenia. Próby opisu teoretycznego transportu w takich warunkach (ang. *sheet flow*) podejmują m.in. Berzi i Fraccarollo (2016), Jenkins i Hanes (1998) czy Pasini i Jenkins (2005).

Jeśli chodzi o osad transportowany w zawieszeniu, stanowił on przedmiot odrębnych modeli i opisów teoretycznych. Najczęściej stosowaną w praktyce przez dekady była formuła Rouse'a (1937), który wyprowadził swój wzór zakładając, że cząstki osadu utrzymywane są w zawieszeniu za sprawą pulsacji turbulentnych. Do dzisiaj w modelach transportu osadów zawieszonych stosuje się równania adwekcji-dyfuzji lub dyfuzji turbulentnej (m.in. Thai i Tsai 2000, Tisujimoto 2010, Li i in. 2018). Należy jednak zauważyć, że w każdym z powyższych przypadków niezbędna jest znajomość wartości tzw. koncentracji referencyjnej, jako warunku brzegowego – tj. wartości koncentracji zlokalizowanej w pewnej odległości od dna.

Na przestrzeni lat rozwijano także uproszczone modele empiryczne traktujące rumowisko wleczone i zawieszone jako jeden strumień osadów. Przykładem takiego podejścia mogą być opisy zaproponowane przez Engelunda-Hansen'a (1967) oraz Ackersa-White'a (1973). Modele te są chętnie stosowane w praktyce inżynierskiej z uwagi na ich prostotę, jednakże nie dają odpowiedzi na wiele ważnych kwestii, przede wszystkim związanych z pionową strukturą transportowanego osadu. Mogą być używane jedynie do obliczeń bardzo szacunkowych, w związku z tym iż są dalekie od uwzględnienia procesów fizycznych towarzyszących transportowi.

Jednym ze współczesnych kierunków jest stosowanie w predykcji transportu rumowiska teorii sieci neuronowych (m.in. Tayfur 2002, Lin i Namin 2005, Nourani 2009, Kaveh i in. 2017). Jednakże dokładność predykcji w takich modelach zależna jest od zakresu (wielkości)

bazy danych służących do "uczenia się" modelu oraz jakości tych danych. Z pewnością nie możemy zaliczyć tego typu modeli do opisów uniwersalnych, uwzględniających fizykę zjawisk i dających dobre wyniki w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych oraz dla jak największego zakresu charakterystyk osadów.

W ostatnich dekadach pojawiają się także modele reprezentujące podejście wielowarstwowe, uwzględniające odmienne procesy fizyczne występujące podczas transportu osadów w różnych warstwach. Hsu i in. (2004) proponuje dwuwarstwowy model, opracowany dla dużych wartości tarcia bezwymiarowego – tj. dla warunków transportu warstwy osadów w reżimie płaskiego dna (ang. *sheet flow*). Model oparty jest na bilansie sił, momentów oraz energii. Berzi i Fraccarollo (2016) opisują swój wielowarstwowy model oparty na teorii gazów. Autorzy przedstawiają wyniki obliczeń, wskazując jako zakres stosowania modelu rozwinięte, silne warunki transportu (przy wartościach bezwymiarowego tarcia 4-krotnie przewyższających krytyczny parametr Shieldsa).

#### 2.2 Transport rumowiska niejednorodnego granulometrycznie

W pierwszym okresie historii rozwoju modelowania matematycznego transportu rumowiska w warunkach przepływu w kanale otwartym powstało stosunkowo niewiele prac dotyczących transportu osadu niejednorodnego granulometrycznie, tj. będącego mieszaniną osadów wielu frakcji, o różnych średnicach  $d_i$ . Wynika to najprawdopodobniej z faktu, że zagadnienie jest trudne, a może nawet niemożliwe do opisania przy użyciu prostych formuł empirycznych, jakie dominowały w czasach kiedy nie było współczesnych szybkich komputerów. W większości typowych zastosowań inżynierskich w przeszłości wystarczyły obliczenia z wykorzystaniem prostych formuł empirycznych na rumowisko jednorodne, ale wyniki były bardzo szacunkowe. Jednak wraz z rozwojem nowoczesnych komputerów i metod numerycznych, a także rosnących potrzeb w zakresie budownictwa wodnego (m.in. dotyczących dokładnej oceny wpływu oddziaływania projektowanej budowli na środowisko, czy np. odpowiedniego utrzymania głębokości nawigacyjnych), zaczęto podejmować próby opisów teoretycznych pozwalających nie tylko na predykcję transportu, ale także segregacji osadów niejednorodnych granulometrycznie. Należy także mieć na uwadze fakt, że modele takie zaczęły powstawać na bazie podstawowych założeń teoretycznych i wcześniej opisanych prac wielu autorów dla rumowisk jednorodnych, tak więc stosunkowo późny ich rozwój wynika w naturalny sposób także z historii rozwoju modelowania transportu osadów.

Jako pierwszy podejmuje próbę opisu transportu niejednorodnego rumowiska wleczonego z podziałem na frakcje Einstein (1950). Wielu autorów następnie skupia się na wyznaczeniu początków ruchu osadów niejednorodnych granulometrycznie (m.in. Egiazaroff 1965, Ashida i Michiue 1971, Parker i in. 1982 czy Andrews 1983). Powstaje wiele formuł opisujących transport osadów niejednorodnych, ale autorzy koncentrują się jedynie na opisie transportu rumowiska wleczonego (m.in. Ashida i Michiue 1971, Parker i in. 1982, Proffit i Sutherland 1983, Bridge i Bennett 1992). Hsu i Holly (1992) proponują opis oparty na funkcji prawdopodobieństwa występowania poszczególnych frakcji we wleczonej mieszaninie.

Samaga i in. (1985) oraz Karim (1998) przedstawiają opisy teoretyczne uwzględniające zarówno rumowisko wleczone jak i zawieszone. Większość z pojawiających się sukcesywnie prac uwzględnia wzajemne oddziaływanie frakcji osadu poprzez zastosowanie tzw. parametru ekspozycji (ang. *hiding and exposure parameter*). Autorzy stosują ten parametr jako współczynnik redukujący naprężenia krytyczne dla konkretnych frakcji osadu, w zależności od zawartości innych frakcji. Parametr ten opisywany jest najczęściej jako funkcja zależna od średnic charakterystycznych opisujących osad niejednorodny. Wu i in. (2000) opisują ten parametr za pomocą funkcji gęstości prawdopodobieństwa. Po teorię prawdopodobieństwa w opisie transportu osadów niejednorodnych granulo-metrycznie sięga także wielu innych autorów. Blom i in. (2008) zastosowali do opisu transportu osadów niejednorodnych w warstwie przy dnie równanie Exnera połączone z opisem zaproponowanym przez Einsteina (1950), który transport wyraził w formie funkcji średniej drogi przebytej przez ziarna.

Sun i in. (2021) opracowują opis pionowego rozkładu osadu niejednorodnego w zawieszeniu. Model pozwala na predykcję zmienności granulometrycznej w pionie, przy zastosowaniu odrębnych charakterystyk dla poszczególnych frakcji osadu (indywidualne wartości parametru tarcia krytycznego, średnic oraz prędkości opadania). Jednakże dla każdej z frakcji wymagana jest niezależna wartość koncentracji referencyjnej, w pewnej odległości od dna. Czyni to model raczej trudnym do stosowania w praktyce.

Warto także wymienić kilka ważniejszych prac, które poświęcono segregacji osadów w warunkach ruchu oscylacyjnego. Ribberink (1998) opisał transport każdej z określonych frakcji osadu w funkcji tarcia bezwymiarowego. Dohmen-Janssen (1999) wprowadziła do modelu transportu osadów niejednorodnych Ribberinka (1998) poprawkę uwzględniającą efekt przesunięcia fazowego pomiędzy koncentracją rumowiska zawieszonego a prędkością chwilową wody. W ten uproszczony sposób opisano dwukierunkowy transport osadów w warunkach falowania, w którym frakcje grubsze poruszają się w kierunku brzegu, drobniejsze zaś w kierunku odwrotnym. Hassan (2003) zaproponował zastosowanie quasi-stacjonarnego modelu Bailarda (1981) do opisu natężenia transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie.

Prezentowany w niniejszej pracy model trójwarstwowy został oryginalnie opracowany właśnie dla warunków ruchu oscylacyjnego. Był rozwijany etapami, wraz z odpowiednimi założeniami teoretycznymi dla transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie. Autor niniejszej pracy zmodyfikował model do warunków hydrodynamicznych przepływu w kanale otwartym, co pozwoliło także na predykcję sortowania osadów niejednorodnych granulometrycznie. Szczegółowy opis historii rozwoju przedmiotowego modelu zamieszczono w p. 2.4. *Podsumowanie*.

### 2.3 Prace uwzględniające wpływ kąta nachylenia dna na transport rumowiska

Opisane w poprzednich rozdziałach prace były dedykowane warunkom przepływu przy małych lub umiarkowanych spadkach dna. Najbardziej znane formuły (wymienione w rozdz. 2.1) powszechnie używane przez praktyków do obliczania transportu osadów w rzekach nie nadają się do stosowania w przypadku większych nachyleń dna. Na problem ten wskazuje wielu autorów, m.in. Smart (1984), Damgaard i in. (1997), Cheng i Chen (2014).

Wpływ większych nachyleń dna na intensywność transportu osadów jest dość oczywisty i intuicyjny, naturalne więc było skoncentrowanie się wielu autorów na tej tematyce w celu opracowania odpowiedniego opisu. Już Shields (1936) w swojej pracy na podstawie przeprowadzonych pomiarów zauważył, że przy jednakowych średnicach ziaren zwiększa się natężenie transportu rumowiska wraz z rosnącym spadkiem dna, jednak nie było to przedmiotem jego dalszych badań.

Ze względu na fakt, że większość klasycznych wzorów na transport osadów stanowi funkcje krytycznego parametru Shieldsa, wielu autorów w naturalny sposób ukierunkowało swoje prace na poszukiwanie skorygowanej wartości tego parametru w warunkach pomiarów laboratoryjnych przy znacznych nachyleniach dna. Najchętniej autorzy podejmują próby modyfikacji formuły Meyer-Peter i Müller'a (1948), z uwagi na fakt, że formuła ta bezpośrednio uzależnia transport od wartości tarcia krytycznego oraz jest najczęściej stosowana w praktyce. Takie właśnie podejście reprezentują m.in. Smart (1984), Wong i Parker (2006), Damgaard i in. (1997) a także Cheng i Chen (2014).

Graf i Suszka (1987) na podstawie badań opracowali własną formułę empiryczną na transport rumowiska wleczonego, korygując odpowiednie parametry dla znacznych nachyleń dna.

Od lat trwa dyskusja wielu autorów i poszukiwania jak najbardziej "uniwersalnej" funkcji korygującej parametr tarcia krytycznego dla większych spadków. Jednakże mnogość tych prac, a także wnioski w nich przedstawiane oraz trwająca na polu literatury dyskusja między autorami wskazują, że być może nie jest to najlepszy kierunek dla opracowania uniwersalnego modelu. Ze względu na swój empiryczny charakter, formuły takie są oczywiście wiarygodne jedynie w warunkach, dla jakich były opracowywane. Nie może być w takim wypadku mowy np. o istotnej zmianie parametrów przepływu, czy znaczącej zmianie średnic i gęstości osadu.

Lamb i in. (2008) zaprezentowali matematyczny model jednowymiarowy wyprowadzony przy założeniu równowagi pionowej sił oddziałujących na osad, stosując klasyczny opis turbulencji z wykorzystaniem drogi mieszania. Autor zwraca uwagę, że chociaż naprężenia krytyczne Shieldsa charakterystyczne dla początku ruchu osadów zmieniają się wraz ze spadkiem dna, to przy początkach ruchu w warunkach dużych nachyleń bardziej istotne jest podrywanie ziaren do ruchu w wyniku turbulencji przepływu, która jest charakterystyczna dla przepływów przy dużych spadkach dna.

Recking (2009) proponuje opisanie krytycznego naprężenia Shieldsa jako funkcji spadku dna, średnicy ziaren, prędkości dynamicznej, tarcia wewnętrznego oraz współczynnika oporu. W swojej pracy wskazuje na tendencję wzrostu wartości krytycznego parametru Shieldsa wraz ze wzrostem nachylenia. Parker i in (2011) korygują wartości parametru Shieldsa dla dużych nachyleń na podstawie 3 serii pomiarów laboratoryjnych innych autorów. Maurin i in. (2018) również prezentują opis transportu osadów dla dużych spadków dna będący funkcją zmodyfikowanej wartości naprężeń krytycznych Shieldsa. Jednakże sami autorzy podsumowując swoją pracę zauważają, że spadek dna nie może mieć wpływu jedynie na wartość tego parametru, ale na wiele procesów fizycznych towarzyszących transportowi osadów. Uniwersalny model, uwzględniający szeroki zakres warunków, pozwalający także na predykcję transportu w warunkach dużych spadków, także lokalnie występujących spadków przeciwnych, powinien uwzględniać i opisywać w jak największym stopniu charakter procesów fizycznych.

#### 2.4 Podsumowanie

Biorąc pod uwagę przedstawiony wyżej przegląd literatury można stwierdzić, że wciąż brakuje opisu matematycznego transportu rumowiska, który pozwalałby na wiarygodną predykcję w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych (od początku ruchu do rozwiniętego transportu) dla różnych charakterystyk osadów. Zwrócili na to uwagę także m.in. Vanoni (1975), Gomez i Church (1989), Nakato (1990), czy Berzi i in. (2016). Nie opracowano także jeszcze uniwersalnej teorii, który łączy w sobie powyższą cechę, a także pozwala na modelowanie transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie. Jeśli natomiast wziąć pod uwagę bibliografię tematu poświęconą teoriom transportu osadów przy znacznych nachyleniach dna, można zauważyć, że większość autorów skupia się na modyfikowaniu istniejących formuł poprzez korektę parametru Shieldsa. Kierunek ten ma swoje liczne ograniczenia, zwiazane przede wszystkim z faktem, że formuły empiryczne oryginalnie dedykowane konkretnym warunkom hydrodynamicznym są oraz charakterystykom osadów. Poprawny, uniwersalny opis teoretyczny musi w jak największym stopniu uwzględniać fizykę procesów towarzyszących transportowi osadów (w tym jego oddziaływanie z płynem). Pewną alternatywą i odpowiedzią na przedstawione wyżej potrzeby jest prezentowany w niniejszej pracy model wielowarstwowy, który pozwala na wyznaczenie pełnych rozkładów koncentracji i prędkości osadów wzdłuż głębokości, dla bardzo szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych i parametrów osadów, dla różnych wartości nachylenia dna (w tym także spadków lokalnie przeciwnych do kierunku przepływu).

W procesie transportu osadów, w zależności od odległości od dna, występują znaczne różnice w charakterze ruchu ziaren rumowiska skutkujące odmiennością mechanizmów przenoszenia pędu i masy na różnych głębokościach i sprawiające, że pionowa struktura transportu osadów charakteryzuje się silną pionową zmiennością, odzwierciedloną także w rozkładach prędkości, jak i koncentracji. W konsekwencji, ruch mieszaniny wodno-gruntowej powoduje intensywną segregację ziaren osadów przy dnie, przy czym proces najintensywniejszego sortowania osadów występuje w strefie bezpośrednio nad dnem podczas podrywania z dna i wzajemnych zderzeń ziaren. Część z nich wprowadzania jest w stan zawieszenia, a część powraca na dno. Z kolei poniżej, w aktywnej warstwie dna o bardzo wysokich koncentracjach, można przyjąć, że wszystkie frakcje osadów poruszają się jako gęsta mieszanina wodno-gruntowa z jednakową, bądź bardzo zbliżoną prędkością. Zatem w opisie matematycznym transportu całej kolumny osadu – od dna do powierzchni wody -

zasadne jest ujęcie wielowarstwowe, przy zastosowaniu odmiennych równań ruchu.

Na powyższych założeniach oparto prezentowany model, który był oryginalnie opracowany dla warunków falowania w morskiej strefie brzegowej. Podwaliny założeń teoretycznych modelu dotyczące ruchu mieszaniny wodno-gruntowej o bardzo wysokich koncentracjach w obszarze dna przedstawił Kaczmarek (1991). Ponadto Kaczmarek (1999) przedstawił koncepcję wielowarstwową ciągłego opisu rozkładu koncentracji i prędkości osadów, która następnie została rozszerzona przez Kaczmarka i Ostrowskiego (2002) do opisu transportu osadów jednorodnych w warunkach falowo-prądowych oraz przez Kaczmarka i in. (2004) do opisu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie w warunkach falowych. Autorzy założyli, że proces sortowania ziaren osadu niejednorodnego granulometrycznie, od którego zależy cała pionowa struktura transportu, zachodzi w bezpośredniej bliskości dna - w obszarze wysokich koncentracji oraz intensywnych zderzeń ziaren. W oparciu o te założenia Biegowski (2006) przeprowadził analizę zmienności batymetrii oraz rozkładów uziarnienia na morskim wielorewowym profilu prostopadłym do brzegu, zaś Sawczyński (2013) zaprezentował analizę zmian batymetrii i segregacji rumowiska dennego zachodzących w procesie zapiaszczania torów wodnych. Zaproponowany model morfologiczny oparty jest o trójwarstwową strukturę transportu i segregacji osadów w warunkach ruchu falowopradowego oraz o propozycję sposobu obliczania zmian morfologicznych na bazie koncepcji równowagi hydrodynamicznej (Kaczmarek i in. 2015, 2017). Podsumowaniem prac nad modelem wielowarstwowym transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie w warunkach falowych stanowi praca opublikowana przez Kaczmarka, Biegowskiego i Sobczaka w 2021r.

Sobczak (2005a, 2005b) zaprezentował wstępne prace nad modelem wielowarstwowym transportu osadów dla warunków przepływu w kanałach otwartych, stosując odmienne podejście do opisu naprężeń stycznych będących przyczyną ruchu osadów. Propozycja rozwinięcia modelu z dodatkowym uwzględnieniem odpowiednich składowych sił grawitacji oddziałujących na ziarna przy znacznych nachyleniach dna została wstępnie przedstawiona przez Sobczaka i Kaczmarka (2006). W roku 2019 Kaczmarek, Biegowski i Sobczak zaprezentowali model wielowarstwowy transportu osadów jednorodnych granulometrycznie z jego szczegółową weryfikacją dla warunków przepływu stacjonarnego wolnozmiennego.

W niniejszej pracy autor kontynuuje prace nad rozwojem modelu dla przepływu w korytach otwartych, weryfikując predykcję pionowej struktury transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie w oparciu o pomiary własne oraz dane dostępne w literaturze, a także rozwijając założenia teoretyczne i opracowując model wielowarstwowy dla warunków

przepływu stacjonarnego nad silnie nachylonym dnem, o spadkach zgodnych i lokalnie przeciwnych do kierunku przepływu. Zastosowanie w niniejszej pracy koncepcji pionowej struktury naprężeń stycznych przy dnie, zaproponowanej przez Kaczmarka, Biegowskiego i Sobczaka w roku 2019, pozwala na stosowanie modelu wielowarstwowego w szerokim zakresie warunków – praktycznie od początku ruchu pojedynczych ziaren do silnie rozwiniętego transportu. W niniejszej pracy zostały potwierdzone założenia teoretyczne w oparciu o porównanie wyników obliczeń ze znaczną ilością danych eksperymentalnych dostępnych w literaturze oraz z wynikami pomiarów własnych.

#### 3. Teza oraz cel i zakres pracy

#### 3.1 Teza pracy

Poprawny opis teoretyczny całkowitego transportu (od dna do zwierciadła wody) rumowiska niespoistego i niejednorodnego granulometrycznie, dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych, począwszy od reżimu ruchu pojedynczych ziaren aż do intensywnego transportu, w kanale otwartym nad dnem lokalnie nachylonym zgodnie lub przeciwnie do kierunku ruchu osadów, powinien uwzględniać:

- pionową wielowarstwową strukturę transportu i segregacji osadów, wraz z pionowymi rozkładami prędkości i koncentracji oraz pionową strukturę składu granulometrycznego osadów;
- pionowy rozkład naprężeń stycznych zależny od panujących warunków hydrodynamicznych w związku z różnym charakterem oddziaływania wody i ziaren osadu
   od wartości minimalnej w pewnej odległości od dna aż do wielkości maksymalnej na dnie i następnie zanikającej części typu lepkościowego w głąb dna;
- udział sił grawitacji przyspieszających lub opóźniających ziarna w przypadku znacznych nachyleń dna, obok głównych sił sprawczych ruchu osadu związanych z przepływem ponad dnem.

#### 3.2 Cel i zakres pracy

Celem pracy jest opracowanie i weryfikacja teoretycznego modelu pionowej struktury transportu i segregacji osadów niespoistych i niejednorodnych granulometrycznie, z pionowymi rozkładami ich prędkości i koncentracji oraz składu granulometrycznego, w warunkach przepływu w korycie otwartym nad dnem lokalnie nachylonym zgodnie lub przeciwnie do kierunku ruchu osadów, w zakresie od zera do nachyleń zbliżonych do wartości kąta tarcia wewnętrznego.

Zakres pracy obejmuje opracowanie, a następnie weryfikację wyżej wymienionego modelu w oparciu o dane pomiarowe literaturowe i własne, pozyskane w warunkach laboratoryjnych oraz terenowych. Weryfikację przeprowadzono w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych, począwszy od początku ruchu aż do silnie rozwiniętego transportu, nad dnem zbudowanym z osadów niespoistych o różnym stopniu niejednorodności granulometrycznej w zakresie frakcji piaszczystych i żwirowych, a także frakcji o różnej gęstości ziaren.

# 4. Wielowarstwowy model transportu rumowiska w warunkach przepływu w kanale otwartym

#### 4.1 Naprężenia styczne jako siła sprawcza ruchu rumowiska

W warunkach przepływu w kanałach otwartych transport rumowiska przy dnie odbywa się w wyniku energii przekazanej przez płyn będący w ruchu za pośrednictwem naprężeń stycznych, które są miarą tarcia o dno elementu płynu o głębokości *h* w wyniku działania sił grawitacji:

$$\tau_* = \rho g h I \tag{1}$$

gdzie: I - spadek linii energii, h – głębokość, g - przyspieszenie ziemskie;  $\rho$  - gęstość wody.

Naprężenia styczne opisywane są za pomocą tzw. prędkości dynamicznej, wyrażonej jako:

$$u_{f*} = \sqrt{\tau_*/\rho} \tag{2}$$

W warunkach przepływu ustalonego jednostajnego (tj. takiego, gdzie głębokość wody, pole przekroju oraz prędkość wody w każdym przekroju kanału są stałe) linia energii I jest równoległa do spadku dna S. Zakładamy warunki, przy których ruch wolnozmienny jest bardzo zbliżony do ruchu jednostajnego, tj. występują bardzo niewielkie, pomijalne zmiany przekroju, głębokości i spadku na danym odcinku kanału otwartego. Wówczas można przyjąć  $I \approx S$ . Takie założenie pozwala na wyznaczenie prędkości dynamicznej pomiędzy dwoma sąsiadującymi ze sobą przekrojami o znanych głębokościach i uśrednionych prędkościach przepływu przy wykorzystaniu równania Bernoulliego.

W tym celu, kanał otwarty podzielmy na odcinki o długościach  $\Delta x_i$  (*i*=1,2,...). Bilans energetyczny dwóch sąsiadujących przekrojów (Rys. 4) w takim przypadku opisany będzie następująco:

$$\frac{\alpha u_i^2}{2g} + H_i + z_i = \overline{S} \Delta x_i + \frac{\alpha u_{i+1}^2}{2g} + H_{i+1} + z_{i+1} , \qquad (3)$$

gdzie:  $\alpha$  - współczynnik de Saint-Venanta; pozostałe oznaczenia jak na Rys. 4.

Wprowadzając uśredniony na odcinku  $\Delta x$  spadek linii energii  $\overline{S} = (S_i + S_{i+1})/2$  i głębokość  $\overline{H} = (H_i + H_{i+1})/2$ , oraz wykorzystując zależności (1), (2) i (3) możemy znaleźć wyrażenie opisujące uśrednioną prędkość dynamiczną (Sobczak, 2005a):

$$\overline{u_{f*}} = \sqrt{\frac{g\overline{H}\left(H_i + z_i - H_{i+1} - z_{i+1} + \frac{\alpha u_i^2 - \alpha u_{i+1}^2}{2g}\right)}{\Delta x}}$$
(4)

Dane niezbędne do obliczeń zgodnie z równaniem (4), w szczególności prędkości przepływu i głębokości w przekrojach uzyskuje się bezpośrednio z pomiarów (laboratoryjnych, terenowych) lub z obliczeń przy wykorzystaniu podstawowych znanych równań hydrauliki kanału otwartego.



Rys. 4. Schemat obliczeniowy przyjęty do wyznaczenia prędkości dynamicznej

#### 4.2 Założenia teoretyczne oraz model matematyczny transportu osadów

Transport rumowiska ma zróżnicowany charakter i towarzyszą mu odmienne procesy fizyczne w zależności od odległości od dna, aż do swobodnej powierzchni wody. Przy dnie panują duże koncentracje i mniejsze prędkości, a pomiędzy ziarnami rumowiska następuje intensywna wymiana pędu, tarcie i zderzenia. W bezpośrednim sąsiedztwie dna występuje sortowanie ziaren, z których część opada z powrotem na dno, a pozostała część jest transportowana w zawieszeniu, które występuje aż do swobodnego zwierciadła wody. W związku z takim zróżnicowaniem charakteru transportu osadów wzdłuż głębokości, w niniejszej pracy, dla warunków przepływu stacjonarnego w korycie otwartym, założono za Kaczmarkiem (1999) opis wielowarstwowy, który pozwala nie tylko na wyznaczenie dokładnego rozkładu koncentracji i prędkości osadów, ale także odwzorowanie procesu sortowania osadów niejednorodnych w przestrzeni.

Zaproponowany układ warstw przedstawiono na Rys. 5. Choć występują pewne podobieństwa do klasycznych definicji *rumowiska wleczonego* oraz *unoszonego* i *zawieszonego*, w modelu zastosowano inne definicje warstw, z uwagi na oryginalny podział transportowanej kolumny osadu z zachowaniem ciągłości opisu profili koncentracji i prędkości w poszczególnych warstwach. W tym wypadku klasyczny podział na rumowisko *wleczone* oraz *zawieszone* jest niewystarczający do pełnego opisu zachodzących procesów towarzyszących transportowi (np. fizyczne "wleczenie" ziaren po dnie dotyczy jedynie pewnego zakresu warunków hydrodynamicznych, szczególnie w obszarze bliskim początkowi ruchu osadów, zaś w warunkach intensywnych przepływów ruchowi podlega właściwie pewna warstwa osadu w głąb dna, zgodnie z niżej przedstawionymi założeniami).

W warstwie położonej najniżej panują bardzo duże koncentracje (dalej *warstwa gęsta*). Występuje tutaj transport silnie "upakowanych" ziaren, przy czym im bliżej umownej linii dna tym większe rozluźnienie mieszaniny wodno-gruntowej w warstwie gęstej, a wymiana pędu pomiędzy ziarnami następuje w wyniku ich zderzeń. W związku z występowaniem dużych koncentracji zakłada się że wszystkie frakcje ziaren poruszają się na danej rzędnej z jednakową prędkością (mają jednakowe profile prędkości). Dzieje się tak dlatego, że oddziaływania między ziarnami są bardzo silne i poszczególne frakcje "pociągają" się wzajemnie w mieszaninie wodno-gruntowej o bardzo dużej koncentracji.

Powyżej warstwy gęstej, występuje dalsze rozluźnienie mieszaniny wodno-gruntowej oraz wymiana pędu pomiędzy ziarnami w procesie zderzeń. Odbywa się tu proces sortowania ziaren, z których drobniejsze pozostają w zawieszeniu i za sprawą turbulencji podrywane są wyżej, natomiast grubsze opadają z powrotem na dno. Warstwę tą nazwano *warstwą kontaktową*.

Kolejnym, najwyżej położonym rejonem jest *obszar zawieszenia (obszar przepływu turbulentnego)*, który podzielono na warstwy *wewnętrzną* (gdzie rozkład prędkości osadu przyjęto jako logarytmiczny) oraz *zewnętrzną*, w której panują bardzo małe koncentracje, a zmienność ich rozkładu może być opisywana za pomocą równania adwekcji-dyfuzji.

Warunki brzegowe pomiędzy warstwami, opisanymi odmiennymi równaniami, są zdefiniowane w taki sposób, aby rozkład koncentracji i prędkości osadów miał charakter ciągły, praktycznie od strefy całkowitego bezruchu do obszaru przy powierzchni wody, gdzie koncentracje są już bardzo niewielkie.



Rys. 5. Schemat modelu wielowarstwowego transportu osadów

#### 4.2.1 Warstwa gęsta

Najniżej położoną *warstwę gęstą*, graniczącą z zalegającym w dnie rumowiskiem będącym w spoczynku (właściwie już gruntem) i charakteryzującą się bardzo wysokimi koncentracjami, podzielmy na dwie podwarstwy. Pierwsza, niżej położona podwarstwa jest bardzo silnie "upakowana" ziarnami. Występują tu naprężenia typu plastycznego, "Coulombowskiego". Transport rumowiska rozpoczyna się w wyżej położonej podwarstwie *warstwy gęstej*, gdzie następuje ruch mieszaniny wodno-gruntowej, a wymiana pędu pomiędzy ziarnami następuje w wyniku ich zderzeń. Ze względu na bardzo silne oddziaływania między ziarnami (poszczególne frakcje rumowiska pociągają się wzajemnie), zakłada się, że rozkłady prędkości poszczególnych frakcji osadów są jednakowe. Dlatego też w tej warstwie opis rumowiska za pomocą jednej średnicy charakterystycznej jest uzasadniony.

Pionowe rozkłady prędkości osadów  $u_g(z^{\prime})$  i koncentracji  $c_g(z^{\prime})$  w warstwie gęstej opisane są za pomocą układu równań (5) i (6), w układzie z pionową osią *z*' zorientowaną w dół (Rys. 5), oraz początkiem na granicy dna teoretycznego (tj. na górnej granicy warstwy gęstej). Równania te zostały oparte na opisie lawinowego ruchu gruntu Sayed'a i Savage'a (1983) oraz Savage'a (1984). Kaczmarek (1991) dostrzegł analogię ruchu masowego mieszaniny gruntowej o bardzo wysokich koncentracjach do transportu rumowiska przy dnie w warunkach intensywnego przepływu (przy dużych prędkościach wody, kiedy występuje płaskie dno i tzw. "dywan osadów", ang. *sheet flow*) i z powodzeniem po przeprowadzeniu modyfikacji zastosował równania do opisu transportu osadów dennych w warunkach ruchu oscylacyjnego. W warunkach przepływu w kanale otwartym, w bilansie sił pionowych i poziomych należy uwzględnić główną siłę sprawczą ruchu rumowiska, jaką jest naprężenie styczne  $\tau_0$  na rzędnej dna teoretycznego związane z przepływem (tj. na górnej granicy *warstwy gęstej*):

$$\alpha^{0} \left( \frac{c_{g} - c_{0}}{c_{m} - c_{g}} \right) \sin \varphi \sin 2\psi + \mu_{1} \left( \frac{du_{g}}{dz'} \right)^{2} = \tau_{0}$$
(5)

$$\alpha^{0} \left( \frac{c_{g} - c_{0}}{c_{m} - c_{g}} \right) (1 - \sin\varphi \cos 2\psi) + \mu_{2} \left( \frac{du_{g}}{dz'} \right)^{2} = \left( \frac{\mu_{2}}{\mu_{1}} \right) \Big|_{c_{g} = c_{0}} \tau_{0} + (\rho_{s} - \rho) g \int_{0}^{z'} c_{g} dz'$$
(6)

gdzie:  $\tau_0 = \rho u_{f0}^2$ ,  $\rho$  - gęstość wody,  $u_{fo}^2$  – prędkość dynamiczna,  $\rho_s$  – gęstość osadu, g – przyspieszenie ziemskie,  $\alpha^0 = \rho_s gd$  (stała);  $c_m$  – maksymalna wartość koncentracji na dolnej

granicy *warstwy gęstej*;  $c_0$  – koncentracja osadu na górnej granicy *warstwy gęstej*,  $\varphi$  = quasi-statyczny kąt tarcia wewnętrznego,  $\psi$  = kąt pomiędzy osią główną naprężeń i osią poziomą:

$$\Psi = \frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2} \tag{7}$$

 $\mu_2$ ,  $\mu_1$  - funkcje koncentracji (za Sayed'em i Savage'em, 1983) opisane jako:

$$\mu_1 = \frac{0.03}{(c_m - c_g)^{1.5}} \rho_s d^2 \tag{8}$$

$$\mu_2 = \frac{0.02}{(c_m - c_g)^{1.75}} \rho_s d^2$$
<sup>(9)</sup>

Przedstawiony opis teoretyczny *warstwy gęstej* zakłada dwa rodzaje naprężeń w warstwie osadów o bardzo wysokiej koncentracji (Kaczmarek, 1999). Tarcie typu "Coulombowskiego" przyczynia się do powstawania naprężeń odkształceń plastycznych (dalej *naprężenia typu plastycznego*), wyrażonych pierwszym członem równania (5). Natomiast dodatkowe silne oddziaływania w wyniku zderzeń ziaren przyczyniają się do wzrostu *naprężeń typu lepkościowego*, które są proporcjonalne do pionowego gradientu prędkości ziaren osadu, (drugi człon równania (5) ).

Układ równań (5) i (6) jest rozwiązywany metodą iteracyjną z całkowaniem numerycznym. Jako warunek brzegowy na górnej granicy *warstwy gęstej* przyjęto koncentrację  $c_g = c_0 = 0,32$ . W pierwszej kolejności poszukiwany jest przebieg wartości koncentracji do momentu osiągnięcia dolnego warunku brzegowego koncentracji maksymalnej, którą przyjęto jako  $c_m = 0,53$  (za Sayed'em i Savage'em, 1983). Przyjęto, że powyżej tej wartości koncentracji ziarna są już maksymalnie "upakowane" i pozostają w bezruchu. W tym miejscu przyjmuje się warunek brzegowy dla prędkości  $u_g = 0$ , aby wyznaczyć rozkład prędkości  $u_g(z')$  w całej *warstwie gęstej* dla obliczonych wcześniej koncentracji.

Miąższość części ruchomej *warstwy gęstej*  $\delta_g$  (warstwy tarcia i zderzeń) określana jest dla  $u_g(z')>0$ . Dla wysokich wartości naprężeń stycznych (prędkości dynamicznych), w warunkach intensywnych przepływów, warstwa tarcia i zderzeń jest dominująca i obejmuje całą bądź prawie całą *warstwę gęstą*. Prędkości osadu praktycznie w całej warstwie są  $u_g(z') > 0$  i rosną do wartości maksymalnej na górnej granicy warstwy odpowiadającej koncentracji  $c_g = c_0 = 0,32$ . I przeciwnie, dla "słabych warunków", tj. małych prędkości przepływu, bliskich początkowi ruchu rumowiska, dominująca jest podwarstwa statyczna oddziaływań

Coulombowskich i  $u_g(z') = 0$  prawie w całej *warstwie gęstej*, a miąższość warstwy aktywnej odpowiada praktycznie średnicom pojedynczych wleczonych ziaren.

Dla maksymalnego uproszczenia obliczeń (dla minimalizacji danych wprowadzanych jako dane wejściowe do obliczeń, z myślą o przyszłym inżynierskim zastosowaniu modelu) przyjęto, że quasi-statyczny kąt tarcia wewnętrznego  $\varphi$  jest stały, niezależnie od średnicy ziaren oraz ich gęstości. Sprawdzono, że zmienność wartości tego kąta od  $\varphi = 24^{\circ}$ do  $\varphi = 32^{\circ}$  prowadzi do zmian wartości członu *sinψsin* $\varphi$  rzędu maksymalnie 20%. Przyjęto więc  $\varphi = 24.4^{\circ}$ , za Horikawą i in. (1982), którzy wyznaczyli tę wartość w pomiarach laboratoryjnych, wykorzystując bezpośrednio interpretację geometryczną  $\varphi$ , tj. badając stożek osadów odkładających się na dnie (kąt pomiędzy tworzącą stożka a dnem).

#### 4.2.2 Warstwy kontaktowa i zawieszenia

Ziarna osadu są transportowane jako skoncentrowana mieszanina w bezpośrednim sąsiedztwie dna oraz jako rumowisko zawieszone, w obszarze stanowiącym przeważającą większość głębokości. Założono, że pomiędzy tymi obszarami musi występować pewna strefa przejściowa, gdzie odbywa się intensywna wymiana pędu poprzez zderzenia oraz sortowanie ziaren (Rys. 5). Warstwę tę nazwano *warstwą kontaktową* (Kaczmarek, 1999). Przy silnie rozwiniętym transporcie, w wyniku sortowania, któremu towarzyszą zderzenia, część ziaren wraca na dno, przekazując pęd ziarnom *warstwy gęstej* (wpływ tego zjawiska również został uwzględniony w niniejszym modelu; zagadnienie będzie szerzej omówione w rozdziale *Naprężenia styczne*), a część zostaje w wyniku zderzeń "wypchnięta" w górę, by utrzymywać się na danej rzędnej (oraz wędrować ku wyższym partiom kolumny płynu) dzięki pulsacjom w przepływie turbulentnym.

Opis rozkładu koncentracji i prędkości w warstwie kontaktowej i zewnętrznej oparty jest na układzie współrzędnych z pionową osią z zorientowaną ku górze. Zastosowano tutaj opis Deigaard'a (1993), który w przenoszeniu masy i pędu uwzględnił dyfuzję turbulentną. Pionowy rozkład prędkości i koncentracji osadów jest wynikiem rozwiązania układu równań (10) i (11). Zakłada się, że zmienność koncentracji w pionie jest zależna od zderzeń ziaren oraz ich pionowej dyfuzji, opisanej za pomocą klasycznej drogi mieszania *l*. Równania zostały wyprowadzone przy założeniu, że wymiana pędu jest zbilansowana z naprężeniami stycznymi (prędkością dynamiczną), a opadanie ziaren w wodzie jest równoważone przez siły pionowe wynikające z pulsacji turbulentnych:

$$\left[\frac{3}{2}\left(\alpha_{c}\frac{d}{w_{s}}\frac{du_{c}}{dz}\frac{3}{2}\frac{s+c_{M}}{c_{D}}+\beta_{c}\right)^{2}d^{2}c_{c}^{2}(s+c_{M})+l^{2}\right]\left(\frac{\partial u_{c}}{\partial z}\right)^{2}=u_{f^{*}}^{\prime 2}$$
(10)

$$\left[3\left(\alpha_{c}\frac{d}{w_{s}}\frac{du_{c}}{dz}\frac{2}{3}\frac{s+c_{M}}{c_{D}}+\beta_{c}\right)^{2}d^{2}\frac{\partial u_{c}}{\partial z}c_{c}+l^{2}\frac{\partial u_{c}}{\partial z}\right]\frac{\partial c_{c}}{\partial z}=-w_{s}c_{c}$$
(11)

gdzie:  $w_s$  – prędkość opadania ziaren;  $c_D$  – współczynnik oporu;  $c_M$  – współczynnik masy dołączonej;  $l = \kappa z$  – droga mieszania,  $\kappa$  - stała von Karmana (przyjęto  $\kappa = 0,40$ ).

Za Deigaard'em (1993) i Kaczmarkiem (1999), przyjęto wartości ( $s+c_M$ ) = 3,0 oraz  $c_D$  = 1,0.

Współczynniki  $\alpha_c$ ,  $\beta_c$  wyznaczane są iteracyjnie, przy założeniu, że prędkość osadów  $u_c$  jest na swobodnej powierzchni wody równa prędkości przepływu. W celu wyznaczenia tych współczynników przyjęto logarytmiczny rozkład prędkości przepływu w całym obszarze zawieszenia, włącznie z warstwą zewnętrzną, oraz za Deigaard'em (1993) założono  $\alpha_c = \beta_c$ .

Istotnym parametrem dla obliczeń rozkładu koncentracji i prędkości osadu w *warstwie kontaktowej* jest prędkość opadania ziaren  $w_s$ , która zależy od ich średnicy *d*, a także od lepkości kinematycznej v, a więc również od temperatury płynu. Jednak zasadniczy, zauważalny wpływ na prędkość opadania ziaren temperatura będzie miała dopiero w skrajnie niskich temperaturach wody bliskich zamarzaniu lub wysokich temperatur, rzędu kilkudziesięciu °C. Dla typowych zastosowań modelu zmienność temperatury w zakresie 10-20°C nie będzie miała znaczącego wpływu na wartość prędkości opadania, a tym samym na rozkłady koncentracji w *warstwie kontaktowej*.

Ze względu na nieregularny kształt naturalnych ziaren osadu, proponuje się obliczenie prędkości opadania wg. wzorów przedstawionych przez van Rijn'a (1984b) dla różnych przedziałów średnic ziaren:

$$w_s = \frac{(s-1)gd^2}{18\nu}$$
 dla  $1 < d \le 100\mu m$  (12)

$$w_s = \frac{10\nu}{d} \left[ \left( 1 + \frac{0.01(s-1)gd^3}{\nu^2} \right)^{0.5} - 1 \right] \qquad \text{dla} \qquad 100 < d \le 1000\mu\text{m}$$
(13)

$$w_s = 1,1[(s-1)gd]^{0,5}$$
 dla  $d > 1000\mu m$  (14)

gdzie:  $\nu$  – lepkość kinematyczna wody.

Przebieg pionowego rozkładu koncentracji i prędkości osadów w warstwie kontaktowej opisany za pomocą równań (10) i (11) zależy od wartości naprężeń stycznych  $\tau_*'$  (Rys. 6) odpowiadającym warunkom płaskiego dna (bez form dennych).

Układ równań (10) i (11) jest rozwiązywany metodą iteracyjną. Aby zapewnić ciągłość opisu zmienności koncentracji i prędkości, warunki brzegowe na dolnej granicy warstwy kontaktowej są ustalane na podstawie wcześniej wykonanych obliczeń w *warstwie gęstej*, tj. prędkość  $u_g(z'=0) = u_0$ , odpowiadająca koncentracji  $c_0 = 0,32$ .

Górna granica *warstwy kontaktowej* odpowiada rzędnej, na której prędkość osadu osiąga wartość równą prędkości przepływu opisanego za pomocą rozkładu logarytmicznego z początkiem w  $z = k_s/30$ :

$$u_{\rm ln} = \frac{u_{f*}'}{\kappa} \ln \frac{z + k_s/30}{k_s/30}$$
(15)

gdzie  $k_s$  = wysokość szorstkości, przyjęto  $k_s$  = 2,5d za Nielsen'em (1992).

Miąższość warstwy kontaktowej  $\delta_c$  jest wyznaczana iteracyjnie, dla założonego warunku:

$$\frac{u_c - u_{\rm ln}}{u_{\rm ln}} = 0,01\tag{16}$$

Założono, że w *warstwie wewnętrznej* obszaru zawieszenia obowiązuje logarytmiczny rozkład prędkości. Proponuje się zatem wyznaczenie pionowych rozkładów koncentracji i prędkości na podstawie równań (10) i (11), gdyż obliczony rozkład prędkości na granicy *warstwy kontaktowej* dąży do profilu logarytmicznego. W *warstwie zewnętrznej* obliczenia mogą być także kontynuowane przy użyciu równań (10) i (11), pod warunkiem jednak, że pomierzone pionowe rozkłady prędkości w tej warstwie mają charakter profilu logarytmicznego.

#### 4.2.3 Naprężenia styczne oraz efekt "ruchomego dna"

W niniejszej pracy zaproponowano pionowy rozkład naprężeń stycznych uwzględniający wzajemne oddziaływanie pomiędzy płynem a osadem. Opis ten uwzględnia charakter przekazywania naprężeń stycznych będących wynikiem przepływu do warstw osadu na dnie.

W mieszaninie wodno-gruntowej będącej w ruchu, o bardzo wysokich koncentracjach, naprężenia styczne przy dnie składają się z dwóch części, tj. naprężeń przekazywanych przez

płyn oraz przekazywanych przez ziarna osadu. Zakłada się, że część naprężeń związana z ruchem płynu ma stałą wartość od górnej granicy *warstwy kontaktowej* do górnej granicy *warstwy wewnętrznej*.

W warstwie kontaktowej, w bezpośrednim sąsiedztwie warstwy gęstej, turbulencja podlega tłumieniu (Cowen i in. 2010). Poruszające się ziarna wpływają na redukcję naprężeń stycznych w płynie (Luque i Van Beek 1976). Zaś naprężenia między ziarnami w warstwie kontaktowej zmieniają swoją wartość od maksymalnej (na styku między warstwą gęstą a warstwą kontaktową) do zerowej na górnej granicy warstwy kontaktowej. Dlatego też suma tych dwóch składowych naprężenia przyjmuje inne wartości na górnej granicy warstwy kontaktowej oraz na górnej granicy warstwy gęstej, gdzie naprężenie jest utożsamiane z efektywnymi naprężeniami stycznymi. Naprężenia styczne na górnej granicy warstwy kontaktowej można podzielić także na dwie części: naprężenie naskórkowe oraz naprężenie związane z ruchem ziaren (uśrednione w całej warstwie kontaktowej).

Efektywne naprężenia styczne na rzędnej odpowiadającej górnej granicy *warstwy gęstej* można porównać do naprężeń pomierzonych w warunkach laboratoryjnych przez Cowen'a i in. (2010), a także do naprężeń szacowanych przez Engelund'a (przedstawionych przez Yalin'a, 1977).

W warunkach panujących wysokich koncentracji w opisie transportu rumowiska należy uwzględnić naprężenia między ziarnami i wymianę pędu. Zastosowane w najniżej położonej *wartswie gęstej* wcześniej przedstawione założenia Sayed'a i Savage'a (1983) pozwalają uwzględnić zarówno naprężenia związane z tarciem Coulomba między ziarnami, jak i naprężenia typu lepkościowego.

W górnej podwarstwie *warstwy gęstej* składowa reprezentująca naprężenia lepkościowe stopniowo zanika, natomiast w dolnej podwarstwie dominuje składowa reprezentująca naprężenia typu plastycznego (Coulombowskiego). Zanikający charakter naprężeń typu lepkościowego, charakterystyczny w prezentowanym modelu w górnej części *warstwy gęstej,* został potwierdzony przez Cowen'a i in. (2010), którzy badali wartości naprężeń stycznych w warunkach laboratoryjnych.

Zastosowanie w modelu pionowego rozkładu naprężeń stycznych w ujęciu wielowarstwowym przy uwzględnieniu oddziaływania płyn-osad pozwala na predykcję profili koncentracji i prędkości osadów (różnych gęstości oraz średnic) w przepływie stacjonarnym dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych – od bardzo małych prędkości przepływu odpowiadającym początkom ruchu, do silnie rozwiniętego transportu osadów przy dużych prędkościach w warunkach przepływu turbulentnego.

34

Gdy transport jest silnie rozwinięty, udział warstw gęstej i kontaktowej jest dominujący w całkowitym transporcie osadów w przekroju pionowym, zaś w warunkach bliskich początkowi ruchu, udział ten jest pomijalny. Wówczas rozkład prędkości osadu w całej warstwie kontaktowej jest logarytmiczny (zależny od naskórkowej prędkości dynamicznej, w literaturze anglojęzycznej opisywanej jako "*skin friction velocity*"). W takich warunkach wleczeniu lub toczeniu podlegają tylko pojedyncze ziarna, a grubość warstwy aktywnej nie przekracza 2*d*, gdzie *d* jest średnicą ziarna. Rzędna odniesienia (dno teoretyczne) odpowiada w prezentowanym modelu granicy pomiędzy *warstwą gęstą* a *warstwą kontaktową*. Wartość koncentracji określona w odległości 1,5*d* od tej rzędnej może być utożsamiana z tzw. koncentracją referencyjną (por. Zyserman and Fredsøe 1994).

Rozpatrując transport rumowiska w warunkach przepływu ustalonego (stacjonarnego), całkowite naprężenie styczne przy dnie  $\tau_*$  będzie sumą trzech składowych (Yalin, 1977):

$$\tau_* = \tau_b' + \tau_*'' + \tau_*''' \tag{17}$$

gdzie:  $\tau_b'$ - naprężenia naskórkowe;  $\tau_*''$  = naprężenia związane z formami dennymi; oraz  $\tau_*'''$ - naprężenia związane z ruchem ziaren.

Przyjęty model pionowego rozkładu naprężeń stycznych przedstawiono schematycznie na Rys. 6. Udział poszczególnych składowych jest różny w zależności od panujących warunków hydrodynamicznych. Przy bardzo niewielkich prędkościach bliskich początkom ruchu osadów (warunki takie występują najczęściej na granicy przepływu laminarnego i turbulentnego), występuje jedynie naprężenie powierzchniowe (tzw. "naskórkowe"):  $\tau_* = \tau_b'$ .

W warunkach stosunkowo niewielkich prędkości przepływu, kiedy występują formy denne, całkowite naprężenia styczne składają się z wszystkich trzech składowych  $\tau_* = \tau_b' + \tau_*'' = \tau_*' + \tau_*''$ , gdzie  $\tau_*' = \tau_b' + \tau_*'''$ .

Przy większych prędkościach przepływu, kiedy rumowisko jest transportowane jako warstwa o pewnej grubości, a dno jest płaskie ("ruchome dno", "dywan osadów" – ang. sheet flow"), brak jest oporów związanych z obecnością form dennych. Całkowite naprężenia styczne na górnej granicy warstwy kontaktowej składają się jedynie z dwóch składowych, tj.  $\tau_* = \tau_*' = \tau_b' + \tau_*'''$ , podobnie jak naprężenia efektywne na górnej granicy *warstwy gęstej*:  $\tau_0 = \tau_b' + \tau_{max}'''$ .

Zakłada się, że oddziaływanie na powierzchnię ziaren osadów związane jest przede wszystkim z naprężeniami naskórkowymi  $\tau_b$ 'oraz naprężeniami powstałymi w wyniku ruchu

ziaren  $\tau'''(z)$ . Kiedy występują formy denne, występują dodatkowe naprężenia /opory/ związane z różnicami ciśnień występującymi na szczytach i w dolinach tych form. Niezależnie jednak od tego czy formy denne są obecne czy też nie, naprężenie efektywne  $\tau_0$ składa się jedynie z dwóch komponentów jak w warunkach płaskiego dna, tj. z naprężeń naskórkowych  $\tau_b'$  oraz naprężeń związanych z ruchem ziaren  $\tau_{max}'''$ . Te ostatnie naprężenia mogą zależeć jednak od sytuacji czy formy denne są obecne czy też nie. Jednakże, całkowite naprężenia styczne  $\tau_*$  na górnej granicy *wastwy kontaktowej* są równe naprężeniom efektywnym  $\tau_0$  na górnej granicy *warstwy gęstej* jedynie w warunkach obecności form dennych.



Rys. 6. Schemat pionowych rozkładów naprężeń stycznych dla różnych warunków hydrodynamicznych

W niniejszej pracy założono (podobnie jak np. Raudkivi 1976, Graf 1971), że naprężenie naskórkowe jest stałe na odcinku odpowiadającym warstwom *gęstej, kontaktowej* oraz *wewnętrznej* (Rys. 6). Natomiast składowa naprężenia związana z ruchem ziaren osadu  $\tau'''(z)$  rośnie bardzo intensywnie w *warstwie kontaktowej* od zera na jej górnej granicy do wartości maksymalnej  $\tau_{max}'''$  na styku z *warstwą gęstą*. Na tej rzędnej (tj. na górnej granicy *warstwy gęstej*) efektywne naprężenia  $\tau_0$  będą równe

$$\tau_0 = \tau_b' + \tau'''_{\text{max}} = \gamma^2 \tau_*'$$
(18)

gdzie  $\gamma$  jest tzw. parametrem efektu ruchomego dna określonym jako

$$\gamma = \sqrt{\frac{\tau_0}{\tau_*'}} = \frac{u_{f0}}{u_{f*}'}$$
(19)

36
W warunkach płaskiego dna, *warstwa wewnętrzna* charakteryzuje się logarytmicznym profilem prędkości przy stałych naprężeniach stycznych  $\tau_*' = \rho u_{f*}'^2$  począwszy od górnej granicy warstwy gęstej.

Dlatego też można postulować, że:

$$\tau_{*}' = \tau_{b}' + \tau_{*}''' = \tau_{b}' + \frac{1}{\delta_{c}} \int_{k_{s}/30}^{k_{s}/30+\delta_{c}} \tau'''(z) dz$$
(20)

gdzie:  $\delta_c$  - miąższość warstwy kontaktowej (Rys. 5).

W celu wyznaczenia parametru  $\gamma$  założono, że transport sumaryczny w warstwach *gęstej* i *kontaktowej* (Rys. 5) może być porównany z klasycznym rumowiskiem wleczonym, obliczonym za pomocą formuły empirycznej Meyer-Peter'a i Müller'a (1948) (dalej "MPM"). Formuła ta została opracowana na podstawie serii pomiarów transportu frakcji piaszczystych i żwirów, została szeroko przetestowana i jest najchętniej używana w praktyce inżynierskiej do obliczeń transportu rumowiska wleczonego.

Możemy więc sformułować zależność:

$$q_{g}(\rho \gamma^{2} u_{f*}'^{2}) + q_{c}(\rho u_{f*}'^{2}) = \Phi_{MPM} \sqrt{(s-1)gd^{3}}$$
(21)

gdzie:  $q_g$  – transport osadów w *warstwie gęstej*;  $q_c$  – transport osadów w *warstwie kontaktowej*;  $s = \rho_s / \rho$  - gęstość względna, jako stosunek gęstości osadu do gęstości wody,  $\Phi_{MPM}$ - transport bezwymiarowy wyznaczony formułą MPM:

$$\Phi_{MPM} = 8(\Theta_* - \Theta_c)^{1.5}$$
<sup>(22)</sup>

gdzie:  $\Theta_c$  - krytyczny parametr Shieldsa (Shields, 1936), przyjęto  $\Theta_c = 0,05$ , oraz parametr Shieldsa określony jako

$$\Theta_*' = \frac{u_{f*}'^2}{g(s-1)d}$$
(23)

Parametr Shieldsa, zwany dalej także bezwymiarowym tarciem, jest miarą oddziaływania przepływu na warstwę rumowiska spoczywającego na dnie poprzez naprężenia styczne i jest najczęściej stosowany jako kryterium definiujące reżim ruchu osadów. W opisywanym modelu przyjęto, że początek ruchu ziaren odpowiada jak wyżej wspomnianej wartości krytycznej  $\Theta_c = 0.05$ . Dla wartości parametru Shieldsa mniejszej od 0,4 występują na dnie

zmarszczki. Obszar przejściowy w którym następuje wzrost intenstywności transportu i rozmywanie zmarszczek to wartości parametru Shieldsa w przedziale 0,4÷0,8. Od przedziału wartości 0,8÷1 rozpoczyna się transport osadów w postaci tzw. *dywanu osadów* (ang. *sheet flow*), którego początkowa miąższość to kilka średnic ziaren, rośnie ona jednak razem z prędkością osadu wraz z dalszym wzrostem parametru Shieldsa. Następuje intensywny transport mieszaniny wodno-gruntowej przy dnie o bardzo wysokich koncentracjach.

Parametr  $\gamma$  wyznacza się iteracyjnie z równania (21). Wyniki obliczeń parametru  $\gamma$ przedstawiono na Rys. 7. Można zauważyć, że wartość tego parametru zależy od średnicy i gęstości ziaren osadu. Widoczny jest także intensywny, dwukrotny wzrost wartości parametru  $\gamma$  w zakresie zmienności bezwymiarowego tarcia w przedziale  $\Theta_*$  = 0,04÷0,1. Można przypuszczać, że tak gwałtowny przyrost  $\gamma$  odzwierciedla zmianę udziału naprężeń związanych z ruchem ziaren  $\tau'''(z)$ . Jeśli by przyjąć, że zmiany następowałyby liniowo, od zerowej wartości w pewnej odległości od górnej granicy warstwy gestej, gdzie ziarna poruszają się z płynem z jednakową prędkością, do wartości maksymalnej  $\tau'''(z)$  na górnej granicy warstwy gęstej, parametr  $\gamma$  przyjąłby wówczas wartość  $\sqrt{2}$  dla  $\tau_0 = 2\tau_*$ ', zaś dla  $\tau_0 = 4\tau_*$  parametr  $\gamma$  przyjąłby wartość 2,0. Reasumując,  $\gamma$  charakteryzuje się nagłym wzrostem wartości wraz ze wzrostem intensywności przepływu od początku ruchu rumowiska. Dzieje się tak w związku z rosnącymi różnicami pomiędzy prędkościami płynu i osadu oraz stosunkowo małą miąższością aktywnej warstwy osadów która jest transportowana. W wyniku tego następuje gwałtowny wzrost  $\tau''(z)$  na górnej granicy warstwy gestei, gdzie ruch osadu jest już intensywniejszy. Z kolei, w warunkach dużych prędkości przepływu wywołujących bardzo intensywny transport, wartości prędkości wody i osadu zbliżają się do siebie, a udział  $\tau'''(z)$  maleje. W rezultacie, przebieg wartości  $\gamma$ stopniowo opada w zakresie dla  $\Theta_{a'} > 0,1$ . Można więc stwierdzić, że wprowadzenie parametru y pozwala w pewien sposób na rozszerzenie zakresu stosowania modelu. Choć równania zostały opracowane dla warunków silnie rozwiniętego transportu w warunkach płaskiego dna (bez zmarszczek), dzięki zastosowaniu wyżej przedstawionych założeń model można zastosować do predykcji transportu osadów w bardzo szerokim zakresie warunków, od początku ruchu ziaren do silnie rozwiniętego transportu.



Rys. 7. Wyniki obliczeń parametru  $\gamma$  dla wybranych średnic oraz gęstości osadów w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych określonych wartościami bezwymiarowego tarcia  $\Theta_*$ '

## 4.2.4 Obliczanie całkowitego transportu osadów

W celu obliczenia całkowitego transportu osadów, wyznaczane są najpierw profile koncentracji i prędkości osadów w poszczególnych warstwach, opisane równaniami (5) i (6) oraz (10) i (11). Następnie poszukiwany jest parametr  $\gamma$  metodą iteracyjną na podstawie równania (21). W każdym kroku iteracji model wyznacza nową wartość transportu dla aktualnej wartości prędkości dynamicznej w oparciu o kompletne profile koncentracji i prędkości osadów. Po wyznaczeniu parametru  $\gamma$ , wartość naprężeń efektywnych jest przeliczana na podstawie równania (18) i następuje ostateczne wyznaczenie rozkładów koncentracji i prędkości osadu w poszczególnych warstwach. Transport osadów w całej kolumnie przepływu obliczany jest zgodnie z poniższym równaniem:

$$q = \int_{0}^{\delta_{g}} u_{g}(z')c_{g}(z')dz' + \int_{k_{s}/30}^{k_{s}/30+\delta_{c}} u_{c}(z)c_{c}(z)dz + \int_{k_{s}/30+\delta_{c}}^{k_{s}/30+\delta_{c}+\delta_{in}} u_{in}(z)c_{in}(z)dz + \int_{k_{s}/30+\delta_{c}+\delta_{in}}^{k_{s}/30+h} u_{out}(z)c_{out}(z)dz$$

$$= \int_{0}^{\delta_{g}} u_{g}(z')c_{g}(z')dz' + \int_{k_{s}/30}^{k_{s}/30+h} u(z)c(z)dz$$
(24)

gdzie h – głębokość wody, pozostałe oznaczenia zgodne z Rys. 5.

## 4.3 Dyskusja wyników obliczeń

Przed szczegółową weryfikacją modelu w oparciu o dane pomiarowe, w celu wstępnego sprawdzenia charakteru wyników otrzymywanych z modelu przeprowadzono znaczną ilość obliczeń dla różnych charakterystyk osadu oraz w różnych warunkach przepływu, reprezentowanych przez różne wartości prędkości dynamicznej. Wybrane wyniki obliczeń przedstawiono poniżej.

## 4.3.1 Pionowy rozkład koncentracji i prędkości osadów

Na Rys. 8 przedstawiono przykładowe pionowe rozkłady koncentracji i prędkości osadu frakcji piaszczystej o średnicy  $d_{50} = 0,4$  mm ( $\rho = 2650$  kg/m3) obliczone w *warstwie gęstej* dla różnych wartości prędkości dynamicznej  $u_{f0}$  (wynoszących odpowiednio 0,1, 0,15 i 0,2 m/s). Można zauważyć, że wyniki charakteryzują się dość intuicyjnym i uzasadnionym charakterem, tj. wzrostem prędkości osadu wraz z rosnącymi wartościami prędkości dynamicznej. Można także zauważyć, że im intensywniejsze są prędkości przepływu (oraz wartości prędkości dynamicznej  $u_{f0}$ ), tym większy jest zasięg warstwy "aktywnej" (tematyka miąższości warstw zostanie szczegółowo omówiona w kolejnym rozdziale).

Rys. 9 przedstawia zmienność koncentracji oraz prędkości osadu w *warstwie kontaktowej* dla wybranych przykładowych trzech średnic ziaren frakcji piaszczystych (d=0,2 mm, 0,5 mm i 1,0 mm,  $\rho = 2650$  kg/m<sup>3</sup>) przy jednakowej prędkości dynamicznej  $u_{f*}$ ' = 0,12 m/s. Można zauważyć, że osady "drobniejsze", tj. o mniejszej średnicy:

 w procesie transportu "podbijane" są wyżej od dna (charakteryzują się wyższymi wartościami koncentracji na określonych rzędnych)

- osiągają większe prędkości na określonych rzędnych.

Na podstawie znacznej ilości przeprowadzonych obliczeń (z których przedstawiono tutaj jedynie wybrane, przykładowe wyniki) można stwierdzić, że charakter uzyskiwanych z obliczeń rozkładów koncentracji i prędkości osadów jest prawidłowy. Jakość predykcji pod względem ilościowym (uzyskane wartości) zostanie sprawdzona w dalszej części pracy na podstawie porównania z wynikami badań laboratoryjnych oraz w warunkach naturalnych.



Rys. 8. Koncentracje i prędkości osadu ( $d_{50} = 0,4 \text{ mm}, \rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ )w *warstwie gęstej* obliczone dla różnych wartości prędkości dynamicznej  $u_{f0}$ 



Rys. 9. Zmienność koncentracji oraz prędkości osadu w warstwie kontaktowej dla wybranych przykładowych trzech średnic ziaren przy jednakowej prędkości dynamicznej  $u_{f*}$  = 0,12 m/s i jednakowej prędkości osadu na dolnej granicy warstwy

### 4.3.2 Miąższości warstw

Wraz z wieloma istotnymi parametrami mającymi wpływ na obliczoną ostatecznie wartość transportu został sprawdzony także charakter zmian miąższości warstw z porównaniem i oceną w stosunku do naturalnych zmian charakteru transportu osadów w różnych panujących warunkach hydrodynamicznych, od początku ruchu rumowiska do transportu silnie rozwiniętego. Przeprowadzono wiele testów dla szerokiego zakresu średnic i gęstości. Na Rys. 10, dla zaprezentowania przykładowego "zachowania się" warstw modelu w różnych warunkach, przedstawiono jedynie wybrane wyniki obliczeń miąższości warstw gęstej  $\delta_g$  i kontaktowej  $\delta_c$  dla przykładowych średnic i gęstości osadów (d = 1,4 mm i 0,2 mm dla s = 2,6 and s = 1,14), w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych opisanym zmiennością bezwymiarowego tarcia  $\Theta_*'$  (od początku ruchu ziaren do rozwiniętego intensywnego transportu).

Można zauważyć, że dla każdego z przedstawionych przypadków warunkach początków ruchu ziaren (tj. dla wartości  $\Theta'_{*}$  bliskich zera) miąższość *warstwy kontaktowej* jest rzędu 2d, przy miąższości *warstwy gęstej* rozpoczynającej się od zera. Odpowiada to w rzeczywistości bardzo "słabemu" transportowi, gdzie pojedyncze ziarna są wleczone lub toczone po nieruchomym dnie. Dla większych wartości  $\Theta'_{*}$  miąższości obydwu warstw rosną i w rezultacie zwiększa się sumaryczna grubość warstwy aktywnej  $\delta_g + \delta_c$  (rumowiska transportowanego przy dnie jako "dywan osadów" (ang. *sheet flow*).

Na Rys. 10 przedstawiono także wyniki dodatkowych obliczeń wykonanych dla sprawdzenia poprawności modelu, przy założeniu, że miąższość *warstwy kontaktowej* odpowiada koncentracji c = 0,08 (wartość tę przyjęto za Sumerem i in. 1996, którzy wykonywali pomiary koncentracji na górnej granicy transportowanej warstwy osadów w reżimie płaskiego dna – ang. *sheet flow*). Można zauważyć, że górna granica warstwy kontaktowej ustalona dla c=0,08 ( $\delta_{c=0,08}$ ) jest równa obliczonej  $\delta_c$  tylko dla jednej konkretnej wartości  $\Theta'_{*}$ . Dla małych wartości  $\Theta'_{*}$ , wartości  $\delta_{c=0,08}$  są znacznie mniejsze od obliczonych  $\delta_c$ , podczas kiedy przewyższają je nawet o 100% dla dużych  $\Theta'_{*}$  oznaczających silnie rozwinięty, intensywny transport.

Na podstawie Rys. 10 zauważyć też można, że miąższość *warstwy gęstej*  $\delta_g$  jest większa dla ziaren o większej średnicy *d*, a mniejsza – dla ziaren drobniejszych. Przy tym stosunek  $\delta_g/d$  praktycznie się nie zmienia. Oznacza to, że ilość warstw osadu oddziałujących ze sobą w postaci naprężeń dynamicznych pozostaje ta sama, a miąższość aktywnej warstwy w ruchu

zależy od średnicy ziaren (dla dodatkowego zobrazowania tej właściwości na Rys. 11 przedstawiono przykładowe obliczenia koncentracji w *warstwie gęstej* dla 3 różnych średnic przy jednakowej wartości prędkości dynamicznej). Można jednak zauważyć (Rys.10), że stosunek  $\delta_g/d$  dla jednakowej średnicy ziaren (d = 1,4 mm) zmienia się wraz z gęstością osadu. Uzasadnić to można faktem, że naprężenia styczne przy dnie, które są przyczyną powstawania naprężeń dynamicznych w *warstwie gęstej*, są zależne od gęstości osadu, tj. proporcjonalne do (*s*-1)*gd*. Jednakowej wartości bezwymiarowego naprężenia dla osadów "lekkich" tj. o małych gęstościach, oraz "cięższych" – tych o gęstościach większych, towarzyszyć będą zupełnie różne wartości naprężeń stycznych. Przekłada się to bezpośrednio na generowane naprężenia pomiędzy ziarnami w *warstwie gęstej*, a co za tym idzie – różne będą miąższości warstwy aktywnej (tj. warstwy ziaren będących w ruchu).



Rys. 10. Obliczone miąższości warstw *gęstej* i *kontaktowej* w funkcji bezwymiarowego tarcia dla wybranych średnic i gęstości osadów



Rys. 11. Przykładowe pionowe rozkłady koncentracji obliczone w *warstwie gęstej* dla trzech wybranych średnic osadu  $d_{50} = 3 \text{ mm}, 0.5 \text{ mm}$  i 0,8 mm dla jednakowych wartości  $u_{f0} = 0,12 \text{ m/s}$ 

Biorąc pod uwagę przedstawione wyżej wyniki przykładowych obliczeń, można stwierdzić, że model zachowuje się w sposób prawidłowy i intuicyjny. Zarówno profile koncentracji i prędkości osadu, jak i miąższości warstw we właściwy, uzasadniony sposób reagują na zmiany warunków hydrodynamicznych, które są reprezentowane przez bezwymiarowe tarcie (lub prędkość dynamiczną), a także na zmiany parametrów opisujących osad.

Po wykonaniu serii obliczeń wstępnych wykonano szczegółową weryfikację modelu w oparciu o znaczną ilość danych pomiarowych dostępnych w literaturze. Wyniki obliczeń zostaną przedstawione w kolejnym rozdziale niniejszej pracy.

# 4.4 Weryfikacja modelu matematycznego w oparciu o wyniki pomiarów dostępnych w literaturze

W celu weryfikacji zaproponowanego modelu wykonano szereg obliczeń przy wykorzystaniu danych z pomiarów laboratoryjnych dostępnych w literaturze (Tab. 1), dla bardzo szerokiego zakresu średnic i gęstości osadów, w zróżnicowanych warunkach hydrodynamicznych – praktycznie od początku ruchu ziaren do rozwiniętego, intensywnego transportu w przepływie turbulentnym (dla zakresu wartości bezwymiarowego tarcia  $\Theta_*$ '= 0,028÷3,2). Wybrane wyniki przedstawione w niniejszym rozdziale zostały opublikowane w 2019 roku przez Kaczmarka, Biegowskiego i Sobczaka.

Należy zaznaczyć, że nie stosowano dodatkowej kalibracji modelu dla konkretnych serii pomiarowych i warunków. Obliczenia były wykonywane dla parametrów wejściowych charakteryzujących osady (różne gęstości i średnice) oraz wpływ panujących warunków hydrodynamicznych na transport (prędkość dynamiczna i głębokość). Wartość krytycznego parametru Shieldsa  $\Theta_c$  była przyjmowana na podstawie informacji podanej przez autorów pomiarów, lub określona za Shieldsem jako  $\Theta_c = 0,05$  (w przypadku kiedy nie była podana). Analiza wskazywała na zadowalającą zgodność wyników obliczeń z pomiarami i nie było konieczności dodatkowej kalibracji tego parametru.

Weryfikacja modelu nie odbyła się jedynie przez porównanie wynikowych transportów osadów, ale konsekwentnie wykonano na podstawie danych literaturowych szczegółowe sprawdzenie dokładności predykcji poszczególnych istotnych elementów, takich jak: rozkład naprężeń stycznych, miąższość poszczególnych warstw, prędkości osadów w warstwie saltacji, koncentracje referencyjne, rozkłady koncentracji i prędkości osadów i ostatecznie – transport. Taka metoda weryfikacji wydaje się być kompletną i uzasadnioną z uwagi na charakter modelu, opisującego szczegółowo procesy fizyczne w różnych strefach od dna do swobodnej powierzchni wody.

W niniejszym rozdziale, zamiast współrzędnych pionowych z i z', które stosowano w układach lokalnych dla obliczeń rozkładów koncentracji i prędkości osadów w poszczególnych warstwach, w celu czytelnego zaprezentowania wyników obliczeń w sposób ciągły od strefy bezruchu ziaren aż do swobodnej powierzchni wprowadza się nową współrzędną pionową z" skierowaną ku górze z początkiem w dolnej granicy *warstwy gęstej*.

Autorzy	d (mm)	s (-)	$\Theta_*$ '
Yalin (Engelund) (1977)	0,19-0.93	2,6	0,06-1,9
Cowen i in. (2000)	0,25	2,6	1,0
Sumer i in. (1996)	2,6	1,14	0,5-2,5
Bennett i in. (1998)	0,25	2,6	0,67
Asano (1995)	4,17	1,24	0,34
Francis (1976)	7,3	1,15	0,055-0,65
	7,3	2,65	0,037-0,16
	2,2	2,65	0,035-0,18
Abbott i Francis (1977)	8,82	1,2	0,08-1,13
	8,82	1,54	0,059-0,42
	8,82	2,6	0,04-0,14
Luque (1974)	0,9-3,3	1,34, 2,6, 4,58	0,04-0,075
Gao (2008)	1,16	2,65	1,0-2,0
Nnadi i Wilson (1992)	1,05	1,56, 2,67	0,83-3,2
Wiliams (1970)	1,35	2,65	0,028-0,5
Guy i in. (1966)	0,19	2,65	0,04-3,0

Tab 1. Zakres pomiarów laboratoryjnych wykorzystanych do weryfikacji modelu

## 4.4.1 Naprężenia styczne

W celu weryfikacji przyjętego modelu pionowego rozkładu naprężeń stycznych wykorzystano wyniki badań laboratoryjnych Cowena i in. (2010), którzy wyznaczyli pionowy rozkład naprężeń w bezpośrednim sąsiedztwie dna wykonując pomiary rozkładów koncentracji osadów w warunkach bardzo dużych koncentracji przy pomocy zdjęć wykonanych mikrokamerą (boroskopem) oraz pomiary prędkości prądomierzem *ADV*.

W celu porównania z wynikami pomiarów naprężeń Reynoldsa w *warstwie gęstej*, wyznaczono naprężenia typu lepkościowego za pomocą równań układu (5) i (6) z uwzględnieniem:

$$\tau_{\rm Re}(z') = \mu \frac{\partial u_g}{\partial z'} \tag{25}$$

gdzie  $\mu$  jest lepkością dynamiczną określoną jako:

$$\mu = \left(\tau_{0_{\text{Re}}}\right)_{pom.} / \frac{\partial u_g}{\partial z'} \qquad \text{dla} \quad z' = 0 \tag{26}$$

Przyjęto, że wyznaczone na podstawie pomiarów naprężenia Reynoldsa  $(\tau_{0_{\text{Re}}})_{pom.}$  odpowiadają w modelu górnej granicy *warstwy gęstej.* Obliczenia naprężeń w

oparciu o równanie (25) przeprowadzono zarówno dla pomierzonych prędkości osadów, jak również obliczonych za pomocą prezentowanego modelu, wyznaczając każdorazowo wg. równania (26) zależną od prędkości lepkość dynamiczną  $\mu$ .

Na Rys. 12 przedstawiono porównanie naprężeń obliczonych za pomocą równania (25) z naprężeniami Reynoldsa wyznaczonymi przez Cowen'a i in. (2010) na podstawie pomiarów laboratoryjnych. Widoczna jest zgodność pomiędzy rozkładami pionowymi naprężeń obliczonymi na podstawie pomierzonych  $(\partial u_g/\partial z')_{pom.}$  z  $\mu$  dla  $(\tau_{0_{Re}})_{pom.}$  oraz wartościami naprężeń Reynoldsa wyznaczonymi na podstawie pomiarów. Pomierzone naprężenia Reynoldsa mogą więc być opisane jako naprężenia zgodnie z równaniem (25).

Na Rys. 12 zauważyć można także dobrą zgodność wyników wyżej opisanych z naprężeniami obliczonymi na podstawie równania (25) z uwzględnieniem rozkładów prędkości osadów obliczonych za pomocą równań *warstwy gęstej* (5) i (6). Ze względu na to, że dobrze odwzorowane jest oddziaływanie naprężeń Reynoldsa  $(\tau_{0_{\text{Re}}})_{pom}$ . na górnej granicy *warstwy gęstej* to naprężenia wyznaczone za pomocą prezentowanego modelu można zapisać jako  $\mu(\partial u_g/\partial z')_{obl.} = f\left\{(\tau_{0_{\text{Re}}})_{pom.}\right\}$ . Porównanie przedstawione na Rys. 12 wskazuje na dobre odwzorowanie w modelu zanikającego charakteru rozkładu naprężeń typu lepkościowego w *warstwie gęstej*, od jej górnej granicy do strefy bezruchu ziaren.

Jednakże można zauważyć, że pomierzone naprężenia Reynoldsa są tylko częścią całkowitych naprężeń na górnej granicy *warstwy gęstej*. Wskazują na to wyniki dalszych obliczeń naprężeń typu lepkościowego wykonanych za pomocą równania (25) w zakresie rzędnych, gdzie naprężenia Reynoldsa już zanikły. Obliczenia te zostały przeprowadzone z uwzględnieniem rozkładów prędkości osadów wyznaczonych na podstawie pomiarów oraz obliczonych za pomocą równań *warstwy gęstej* (5) i (6), w obu przypadkach z wartościami  $\mu$  uzyskanymi dla obliczonych wartości ( $\tau_0$ )<sub>obl.</sub> równych 3 $\tau_*$ '. Podobnie jak wyżej, porównanie wyników obliczeń obu przypadków pokazuje ich dobrą zgodność, co oznacza, że dobrze odwzorowano zanikający wraz z głębokością charakter rozkładu naprężeń typu lepkościowego wywołanych naprężeniami ( $\tau_0$ )<sub>obl.</sub> na górnej granicy *warstwy gęstej*. Różnice pomiędzy ( $\tau_{0_{\text{Re}}}$ )<sub>pom.</sub> = 1,8 $\tau_*$ ' i ( $\tau_0$ )<sub>obl.</sub> = 3 $\tau_*$ ' wynikają prawdopodobnie z oddziaływania pomiędzy ziarnami osadu będącymi w ruchu i płynem na górnej granicy *warstwy gęstej*. W wyniku tych oddziaływań maleją naprężenia na górnej granicy tej warstwy.





Rys. 12. Porównanie obliczonych pionowych rozkładów naprężeń stycznych z wynikami pomiarów laboratoryjnych Cowen'a i in. (2010)

Na Rys. 13 przedstawiono przebieg obliczonych naprężeń stycznych na górnej granicy warstwy gęstej w postaci tarcia bezwymiarowego  $\Theta_0$  wyznaczonego z zastosowaniem parametru  $\gamma$  w oparciu o pomierzone wartości  $\Theta'_{*}$  uzyskane w warunkach braku form dennych w porównaniu z wartościami tarcia bezwymiarowego  $\Theta_{*}$  wyznaczonego na podstawie pomiarów w warunkach występowania form dennych, przedstawionych za Engelundem (1967) przez Yalina (1977). Dodatkowo na Rys. 13 przedstawiono pomierzone przez Cowena i in. (2010) bezwymiarowe naprężenia Reynoldsa na górnej granicy *warstwy gęstej* w porównaniu z obliczonymi wartościami ( $\Theta_0$ ) *obl.*. Obliczenia bezwymiarowych naprężeń  $\Theta_0$  z zastosowaniem parametru  $\gamma$  zostały przeprowadzone dla osadów piaszczystych charakteryzujących się średnicą d = 0,2 mm i  $\rho_s = 2650$  kg/m<sup>3</sup> (por. Rys. 7). Uzyskane wyniki są satysfakcjonujące i potwierdzają dobre odzwierciedlenie charakteru pionowej zmienności naprężeń stycznych w prezentowanym modelu.



Rys. 13. Obliczone naprężenia styczne w postaci tarcia bezwymiarowego na górnej granicy *warstwy gęstej* na tle wyników pomiarów Engelunda przedstawionych przez Yalina, (1977) oraz pomiarów naprężeń Reynoldsa zrealizowanych przez Cowen'a i in. (2010).

## 4.4.2 Prędkość ziaren osadu

Szczególną uwagę poświęcono sprawdzeniu odwzorowania przez prezentowany model prędkości ziaren osadu. Weryfikacji dokonano w oparciu o wyniki pomiarów laboratoryjnych w bezpośredniej bliskości dna prezentowane przez wielu autorów.

Na Rys. 14 przedstawiono przykładowe porównanie obliczonych prędkości osadu z prędkościami pomierzonymi przez Luque (1974), który stosował optyczne metody śledzenia ziaren w warunkach od początku ich ruchu do saltacji włącznie. W takich "słabych" warunkach hydrodynamicznych, kiedy panują bardzo niewielkie prędkości przepływu, a wleczone po nieruchomym dnie są pojedyncze ziarna, w prezentowanym modelu transport występuje jedynie w bardzo cienkiej warstwie o niezerowych prędkościach (miąższość nie przekracza 2*d*).



pomierzona prędkość ziaren [m/s]

Rys. 14. Obliczone prędkości osadu w *warstwie kontaktowej* na tle wyników pomiarów przedstawionych przez Luque (1974).

Prędkości ziaren podczas wleczenia i saltacji zarejestrowane przez Luque (1974) można porównać do prędkości osadu obliczonych przez model, uśrednionych w warstwach *gęstej* i *kontaktowej*. Chociaż sama saltacja ziaren nie jest bezpośrednio opisana w prezentowanym modelu jako odrębny proces fizyczny (równania *warstwy kontaktowej* uwzględniają dyfuzję turbulentną), przeprowadzone obliczenia dla różnych średnic oraz gęstości osadów dają obiecujące wyniki (Rys. 14).

Dla dalszej kontroli, obliczono miąższość warstwy kontaktowej dla danych opublikowanych przez Francisa (1976) (d = 7 mm,  $\rho_s = 1.3 \text{ g/cm3}$ ,  $u_{f_*}' = 0.06 \text{ m/s}$ ) i porównano z pomierzoną przez tego Autora wysokością saltacji. Zgodność jest bardzo satysfakcjonująca (obliczona  $\delta_c = 11.9 \text{ mm}$ , pomierzona wysokość saltacji  $h_s = 13 \text{ mm}$ ).

Idąc dalej za przyjętą analogią, porównano także obliczone prędkości osadów uśrednione w *warstwie kontaktowej* z pomierzonymi przez Francis'a (1973) oraz Abbott'a i Francis'a (1977) prędkościami ziaren w warunkach saltacji (Rys. 15). Uzyskano satysfakcjonującą zgodność.



Rys. 15. Obliczone predkości osadów różnych gestości i średnic uśrednione w warstwie kontaktowej na tle wyników pomiarów prędkości saltacji (Francis 1973, Abbott i Francis 1977).

#### 4.4.3 Koncentracja referencyjna oraz miąższości warstw

Łukasz Sobczak

Koncentracja referencyjna jest zdefiniowana jako koncentracja na poziomie odniesienia  $z = 1 \div 1.5d$ . To istotna dana traktowana jako warunek brzegowy w wielu modelach opisujących pionowy rozkład koncentracji (patrz Przeglad literatury). Od przyjętej wartości koncentracji referencyjnej zależy praktycznie cały modelowany przebieg koncentracji osadu zawieszonego, istnieje więc ryzyko wystąpienia błędów w predykcji całego rozkładu pionowego. W prezentowanym w niniejszej pracy modelu niepotrzebna jest znajomość tego parametru, ale warto porównać obliczone wartości koncentracji na rzędnych odpowiadających koncentracjom referencyjnym z wybranymi opublikowanymi wynikami pomiarów laboratoryjnych. I tak, na Rys. 16 przedstawiono koncentracje obliczone za pomocą modelu na rzędnych z=1d i z=1,5d na tle wyników pomiarów odpowiadających koncentracji referencyjnych (Zyserman i Fredsøe 1994 za Guy i in. 1966) dla dwóch średnic osadu d = 0.2 mm i d = 0.7 mm w szerokim zakresie warunków hydrodynamicznych (od wartości  $\Theta_*'$  rzędu 0,04 reprezentujących warunki bliskie początkowi ruchu rumowiska do  $\Theta_*'=2,0$ dla silnie rozwiniętego transportu z przepływem turbulentnym). Uzyskano zadowalającą zgodność wartości obliczonych z pomierzonymi.



Rys. 16. Koncentracje obliczone za pomocą modelu na rzędnych z=1d i z=1,5d na tle wyników pomiarów odpowiadających koncentracji referencyjnych (Zyserman i Fredsøe 1994 za Guy i in. 1966)

Na Rys. 17 przedstawiono wyniki obliczeń miąższości  $\delta_b$  będącej sumą miąższości warstw *gęstej* i *kontaktowej*, w porównaniu z wynikami pomiarów laboratoryjnych Sumera i in. (1996) dla d = 2,6 mm,  $\rho_s = 1140 \text{ kg/m}^3$ , w zakresie zmienności  $\Theta_*$ '= 0,5÷2,5. Można zauważyć również dość dobrą zgodność wyników obliczeń z pomiarami.



Rys. 17. Obliczone miąższości sumaryczne warstw gęstej i kontaktowej w świetle wyników pomiarów Sumera i in. (1996).

## 4.4.4 Pionowy rozkład koncentracji i prędkości osadów

Prezentowany model wielowarstwowy oblicza transport rumowiska na podstawie wyznaczonych kompletnych rozkładów koncentracji i prędkości. Dlatego też istotne jest sprawdzenie poprawności predykcji tych rozkładów na podstawie danych eksperymentalnych. W dostępnej literaturze brakuje kompletnych pomiarów dla całej kolumny transportu od dna do powierzchni wody (pomiary takie są bardzo trudne, praktycznie niemożliwe do wykonania z uwagi na całkowicie różne techniki pomiarowe konieczne do zastosowania w poszczególnych obszarach kolumny transportu jak również w odmiennych warunkach hydrodynamicznych). Dlatego też zebrano bardzo wiele danych pomiarowych z różnych źródeł, dla bardzo szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych oraz gęstości i średnic ziaren i porównano te wyniki z danymi obliczeniowymi dla konkretnych odpowiadających warstw prezentowanego modelu.

Pierwszy przykład zaprezentowano na Rys. 18. Bennett i in. (1998) realizowali pomiary prędkości i koncentracji osadu transportowanego w zawieszeniu w bliskim sąsiedztwie dna. Obliczenia wykonano dla parametrów określających warunki eksperymentu, tj. dla d = 0,25 mm, s = 2,6 oraz  $\Theta_*' = 0.67$ . Uzyskana zgodność jest bardzo dobra.



Rys. 18. Przykładowe obliczone pionowe rozkłady koncentracji i prędkości osadu zawieszonego w sąsiedztwie dna na tle wyników eksperymentalnych Bennett'a i in. (1998).

Na Rys. 19 przedstawiono przykłady pionowych rozkładów koncentracji pomierzonych w warunkach laboratoryjnych przez Sumera i in. (1996) na tle odpowiadających im wyników obliczeń, w zakresie warunków odpowiadających  $\Theta_*$ ' = 1,1÷2,2 (rozwinięty transport warstwy osadów przy dnie, ang. *sheet flow*). Dokładność odwzorowania profili koncentracji przez prezentowany model jest bardzo dobra. Można także zauważyć, że wartości koncentracji zmierzonych w dolnej części warstwy kontaktowej są zbliżone do założonego w modelu warunku brzegowego na dolnej granicy tej warstwy  $c_0 = 0,32$ . Powyższe potwierdza słuszność przyjęcia takiej wartości jako warunku brzegowego na górnej granicy *warstwy gęstej*.



Rys. 19. Rozkłady pionowe koncentracji osadu w różnych warunkach przepływu – wyniki obliczeń modelem

trójwarstwowym oraz dane eksperymentalne Sumer'a i in. (1996).

Wybrane przykłady obliczonych pionowych rozkładów prędkości na tle danych pomiarowych przedstawiono na Rys. 20. Obliczenia wykonano dla danych pochodzących z badań Cowen'a i in.(2010), które były w niniejszej pracy już wcześniej omawiane. Podobnie jak w innych przypadkach, również uzyskano zadowalającą zgodność wyników obliczeń z danymi pomiarowymi, w szczególności w warstwach *gęstej* i *kontaktowej* prezentowanego modelu. Wyjątek stanowi górna część prezentowanego wykresu, powyżej górnej granicy warstwy kontaktowej (tj. w strefie zawieszenia). Widoczne rozbieżności pomiędzy pomierzonymi a obliczonymi rozkładami prędkości wynikają najprawdopodobniej z oddziaływań pomiędzy ziarnami osadu a otaczającym je płynem na górnej granicy *warstwy gestej*. W wyniku tych oddziaływań, w szczególności przy dnie, można spodziewać się różnic

pomiędzy pomierzonymi profilami prędkości wody związanymi z tarciem na górnej granicy warstwy gęstej  $\tau_0$  a rozkładami prędkości ziaren osadu związanymi z tarciem  $\tau'_*$  w warstwie kontaktowej.



Rys. 20. Obliczony rozkład prędkości osadu na tle danych pomiarowych Cowen'a i in. (2010).

Inne ciekawe porównanie pokazano na Rys. 21. Przedstawione wyniki pomiarów, opublikowane przez Asano (1995), dotyczą eksperymentu w warunkach występowania fal powierzchniowych (ruchów oscylacyjnych wody). Pomiary prowadzone były w obszarze w bezpośredniej bliskości dna, gdzie rumowisko reaguje stosunkowo "szybko" na zmiany warunków hydrodynamicznych (w przeciwieństwie do dalszych obszarów zawieszenia, gdzie koncentracja zależy już w dużej mierze od prędkości opadania). W obszarach położonych blisko dna mniejszy jest także wpływ składowej pionowej prędkości w ruchu oscylacyjnym (składowa pozioma prędkości jest dominująca). Biorąc pod uwagę, że pomiary odbywały się w momencie występowania maksymalnej prędkości w ciągu okresu fali, można więc zakładając pewną analogię pokusić się o porównanie wyników obliczeń przeprowadzonych prezentowanym modelem dla przepływu stacjonarnego z danymi eksperymentalnymi.

Biorąc pod uwagę wyniki zaprezentowane na Rys. 21, można zauważyć, że wyżej opisane porównanie jest całkiem uzasadnione, jednakże najlepszą zgodność wyników obliczeń z pomiarami uzyskano w górnej części *warstwy gęstej (podwarstwie zderzeń/tarcia dynamicznego)* oraz w *warstwie kontaktowej*. Wyniki natomiast wyraźnie odbiegają od siebie

wraz z odległością od dna teoretycznego; można się spodziewać, że w dalszych obszarach od dna (w warstwie zawieszenia) obliczone rozkłady pionowe koncentracji i prędkości osadu diametralnie różniłyby się od wartości pomierzonych w warunkach falowania, z uwagi na zupełnie inny charakter pola prędkości wody.



Rys. 21. Obliczone pionowe rozkłady koncentracji i prędkości osadów na tle danych pomiarowych w warunkach falowania przedstawionych przez Asano (1995)

## 4.4.5 Transport osadów

Rys. 22 przedstawia wartości obliczonych transportów osadów na tle odpowiadających im wyników pomiarów laboratoryjnych dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych oraz średnic i gęstości ziaren:

- Gao (2008) dla  $\Theta_*' = 1 \div 2$  oraz  $\Theta_*' = 0.34 \div 1$ ;
- Luque (1974) dla  $\Theta_*$  = 0,04÷0,075 (warunki bliskie początkom ruchu ziaren);
- Nnadi i Wilson (1992) dla  $\Theta_*' = 1,6\div3,2$  oraz  $\Theta_*' = 0,83\div2,27;$
- Wiliams (1970) dla  $\Theta_*' = 0,028 \div 0,5$ .

Przedstawiona na rysunku dobra zgodność wyników obliczeń ze znaczną ilością danych pomiarowych potwierdza, iż model pozwala na wiarygodną predykcję transportu osadów w bardzo szerokim zakresie warunków oraz parametrów rumowiska.



Pomierzony transport osadów [m<sup>3</sup>/m/s]

Rys. 22. Wartości obliczonych transportów osadów na tle odpowiadających im wyników pomiarów laboratoryjnych dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych oraz średnic i gęstości ziaren

Na Rys. 23 przedstawiono porównanie wartości transportu osadów pomierzonych przez Guy'a i in. (1966) z wynikami obliczeń modelem trójwarstwowym oraz za pomocą formuły MPM, dla średnicy osadu d = 0,19 mm dla szerokiego zakresu warunków określonych tarciem bezwymiarowym  $\Theta_*' = 0,04\div3,0$ . Ponieważ pionowe fluktuacje wynikające z turbulencji w sąsiedztwie dna są rzędu  $u_{f*}'$ , zazwyczaj jako kryterium transportu ziaren w zawieszeniu przyjmuje się ( $w_s / u_{f*}'$ ) < 0,8÷1,0. W przypadku rumowisk o większych średnicach kryterium to nie może być spełnone nawet dla dużych wartości  $\Theta_*'$ , występuje więc jedynie transport osadu bezpośrednio przy dnie, który charakteryzuje się wysokimi koncentracjami i silnym oddziaływaniem między ziarnami (zderzenia).

Można zauważyć na Rys. 23 dobrą zgodność wyników pomiarów zarówno dla danych obliczonych modelem wielowarstwowym jak i oryginalną formułą MPM w przedziale, dla którego zachowany jest warunek ( $w_s / u_{f^*}$ ) < 1. Dla większych wartości tego stosunku, tj. dla ( $w_s / u_{f^*}$ ) > 1 występują znaczne różnice pomiędzy danymi pomiarowymi oraz obliczeniowymi, przy czym formuła MPM charakteryzuje się większym niedoszacowaniem wyników.



Rys. 23. Porównanie wartości transportu osadów pomierzonych przez Guy'a i in. (1966) z wynikami obliczeń modelem trójwarstwowym oraz za pomocą formuły MPM.



Rys. 24. Pomierzone strumienie osadów w warunkach falowania (Asano, 1995) oraz odpowiadające im wyniki obliczeń modelem wielowarstwowym

Transporty osadów obliczono za pomocą prezentowanego modelu wielowarstwowego także dla danych eksperymentalnych przedstawionych przez Asano (1995), wracając do wspomnianej już wcześniej pewnej analogii dynamiki osadów przy dnie w przepływie stacjonarnym do transportu w ruchu oscylacyjnym wody w momencie występowania maksymalnej prędkości w okresie fali (Rys. 24). Znowu uzyskano zadowalającą zgodność, szczególnie w przypadku dużych wartości transportów.

Przedstawiona powyżej szczegółowa, etapowa weryfikacja modelu wielowarstwowego w warunkach przepływu stacjonarnego na podstawie znacznej ilości danych pomiarowych dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych od początku ruchu ziaren do silnie rozwiniętego transportu oraz dla dużej palety rumowisk zarówno ze względu na charakterystykę granulometryczną jak i gęstość osadów, jest niezmiernie istotna. Uzyskane obiecujące wyniki pozwoliły bowiem na podjęcie dalszych prac, tj. opracowanie kolejnych rozszerzeń umożliwiających predykcję pionowej struktury koncentracji, prędkości i transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie, a także transportu w warunkach znacznych nachyleń dna (praktycznie do wartości odpowiadającej kątowi tarcia wewnętrznego). Tematyce tej poświęcono kolejne rozdziały niniejszej pracy.

# 5. Transport rumowiska niejednorodnego granulometrycznie

## 5.1 Założenia teoretyczne i opis matematyczny

Opis pionowej struktury transportu osadów niejednorodnych w warunkach przepływu stacjonarnego wolnozmiennego został oparty o propozycję przedstawioną wcześniej dla ruchu oscylacyjnego przez Kaczmarka i in. (2004), a w 2021 podsumowaną przez Kaczmarka, Biegowskiego i Sobczaka. W niniejszej pracy zastosowano jednak odmienny, oryginalny opis naprężeń stycznych (w związku z innym charakterem panujących warunków hydrodynamicznych), szczegółowo przedstawiony w rozdziale 4.2.3.

Rumowisko niejednorodne granulometrycznie spoczywające na dnie (lub budujące dno), można opisać za pomocą skończonej ilości n frakcji, z których każda frakcja charakteryzuje się średnicą ziaren  $d_i$  oraz udziałem procentowym  $n_i$  w mieszaninie osadu. Należy zaznaczyć, że rozpatrujemy osad, którego frakcje mają jednakową gęstość  $\rho_s$  (mówimy jedynie o niejednorodności granulometrycznej). Zakłada się, że w najniżej położonej warstwie gęstej, za sprawą bardzo wysokich koncentracji i silnego oddziaływania pomiędzy ziarnami, transport mieszaniny wodno-gruntowej odbywa się "w całej masie". Nie występuje tutaj sortowanie ziaren (segregacja), tj. wartości  $n_i$  są stałe. Każda z frakcji porusza się z jednakową prędkością na danej rzędnej (przyjmuje się jeden, identyczny pionowy rozkład prędkości dla wszystkich frakcji osadu), a rumowisko reprezentuje średnica miarodajna  $d_{50}$ . Tak więc rozkład koncentracji i prędkości osadu oblicza się bezpośrednio za pomocą równań (5) i (6), przyjmując warunki brzegowe koncentracji oraz inne założenia zgodnie z opisem przedstawionym już w rozdziale 4.2.1. Jak już wcześniej szczegółowo omówiono, przyjmuje się, że transport osadu w warstwie gęstej jest związany z oddziaływaniem naprężeń efektywnych  $\tau_0$ . Na podstawie znanego rozkładu granulometrycznego próby osadu niejednorodnego z dna, określa się procentowy udział  $n_i$  dla *i*-tej frakcji osadu. Wówczas:

$$q_i = n_i q_g,$$
  $\sum_{i=1}^{N} n_i = 1$  (27)

N

Całkowity transport osadów w tej warstwie wyrazić można jako:

$$q_g = \sum_{i=1}^{N} q_i = \sum_{i=1}^{N} n_i q_g$$
(28)

Zakładamy, że proces intensywnego sortowania osadu, któremu towarzyszy wymiana pędu poprzez zderzenia ziaren, zachodzi powyżej *warstwy* gęstej, w bezpośredniej bliskości dna, tj. w *warstwie kontaktowej*. Od procesu sortowania zależy charakter pionowej struktury granulometrycznej transportowanego osadu, od dna do swobodnej powierzchni. Zgodnie z wcześniej omówionym modelem zmienności naprężeń przyjmuje się, że na transport w *warstwie kontaktowej* związany jest z naprężeniami  $\tau'_*$ , odpowiadającymi prędkości dynamicznej  $u'_{f*}$ .

Pionowy rozkład koncentracji i prędkości osadu dla każdej z przyjętych frakcji osadu oblicza się jako rozwiązanie przedstawionego już wcześniej układu równań (oznaczenia analogicznie jak dla równań (10) i (11), przy czym indeks *i* dotyczy *i*-tej frakcji osadu):

$$\left[\frac{3}{2}\left(\alpha_{ci}\frac{d_{i}}{w_{si}}\frac{du_{ci}}{dz}\frac{3}{2}\frac{s+c_{M}}{c_{D}}+\beta_{ci}\right)^{2}d_{i}^{2}c_{ci}^{2}(s+c_{M})+l^{2}\right]\left(\frac{\partial u_{ci}}{\partial z}\right)^{2}=u_{f^{*}}^{\prime 2}$$
(29)

$$\left[3\left(\alpha_{ci}\frac{d_{i}}{w_{si}}\frac{du_{ci}}{dz}\frac{2}{3}\frac{s+c_{M}}{c_{D}}+\beta_{ci}\right)^{2}d_{i}^{2}\frac{\partial u_{ci}}{\partial z}c_{ci}+l^{2}\frac{\partial u_{ci}}{\partial z}\right]\frac{\partial c_{ci}}{\partial z}=-w_{si}c_{ci}$$
(30)

Oczywiście na każdą z frakcji osadu oddziałują jednakowe naprężenia styczne wyrażone za pomocą prędkości dynamicznej  $u'_{f*}$ . Jak można zauważyć na podstawie równań (29) i (30), poszczególne frakcje charakteryzują się indywidualnymi parametrami mającymi istotny wpływ na bilans sił pionowych, a tym samym na wyznaczone rozkłady koncentracji i prędkości. Przede wszystkim dotyczy to prędkości opadania ziaren  $w_{si}$ , która obliczana jest niezależnie dla każdej z frakcji wg. równań (12)÷(14).

Warunki brzegowe dla rozwiązania układu równań (29) i (30) przyjmuje się jednakowe dla wszystkich frakcji, tj.  $u_{ci}(z=0) = u_g(z'=0)$  oraz  $c_{ci}(z=0) = c_g(z'=0) = 0,32$ .

Model wyznacza parametr  $\gamma$  oraz kompletne profile koncentracji i prędkości osadów wg. według procedur opisanych w p. 4.2.3 i 4.2.4 (w warstwie gęstej – dla mieszaniny opisanej średnicą  $d_{50}$ , a powyżej – obliczenia są realizowane dla każdej frakcji osadu). Całkowity transport osadów obliczany jest zgodnie z poniższą zależnością, uwzględniając poszczególne rozkłady koncentracji i prędkości *i*-tych frakcji:

$$q_{i} = \int_{0}^{\delta_{g}} u_{g}(z')c_{g}(z')dz' + \sum_{i=1}^{n} \int_{k_{s}/30}^{k_{s}/30+\delta_{ci}} u_{ci}(z)c_{ci}(z)dz + \sum_{i=1}^{n} \int_{k_{s}/30+\delta_{ci}+\delta_{ini}}^{k_{s}/30+\delta_{ci}+\delta_{ini}} u_{ini}(z)c_{ini}(z)dz + \sum_{i=1}^{n} \int_{k_{s}/30+\delta_{ci}+\delta_{ini}}^{k_{s}/30+h} u_{outi}(z)c_{outi}(z)dz = \int_{0}^{\delta_{g}} u_{g}(z')c_{g}(z')dz' + \sum_{i=1}^{n} \int_{k_{s}/30}^{k_{s}/30+h} u_{i}(z)c_{i}(z)dz$$

$$(31)$$

gdzie h – głębokość, pozostałe oznaczenia przedstawiono na Rys. 5.

W przypadku osadu niejednorodnego granulometrycznie parametr  $\gamma$  wyznacza się iteracyjnie w oparciu o równanie (21) dla frakcji osadu opisanej średnicą  $d_{50}$ .

## 5.2 Pomiary własne transportu osadów zawieszonych na rzece Wiśle

W rozdziale 4.4. przedstawiono wybrane wyniki weryfikacji modelu wielowarstwowego dla osadów jednorodnych granulometrycznie w warunkach przepływu stacjonarnego na podstawie licznych opublikowanych danych laboratoryjnych. Weryfikacja modelu dla rumowisk niejednorodnych granulometrycznie, ze szczególnym uwzględnieniem pionowej segregacji i sortowania osadów została natomiast przeprowadzona w oparciu o wyniki pomiarów in-situ. Pomiary zostały zrealizowane przez Instytut Budownictwa Wodnego PAN w warunkach naturalnych na odcinku rzeki Wisły od km 863+000 do km 869+000 (Korzeniewo, nieopodal miasta Kwidzyn, Fot. 6) w okresie lipiec-wrzesień 2003r., w ramach projektu naukowo-badawczego *US-Poland Technology Transfer USTTP-05*, w którym autor niniejszej pracy brał udział. Szczegółowy opis kampanii pomiarowej został przedstawiony przez Sobczaka i Robakiewicz (2003) oraz przez Robakiewicz i Sobczaka (2005).



Fot. 6. Lokalizacja pomiarów koncentracji osadów na rzece Wiśle wykonanych przez IBW PAN w okresie VII-IX.2003 r. Przekroje pomiarowe oznaczono liniami ciągłymi (pełne kilometry) oraz liniami przerywanymi (dodatkowe przekroje). Czarne punkty – pomiary poziomów wody.

Jak już wcześniej wspomniano, z uwagi na brak odpowiednich technik pomiarowych niemożliwe jest jednoczesne zarejestrowanie (szczególnie w warunkach naturalnych) ciągłych rozkładów koncentracji i prędkości osadów od strefy bezruchu ziaren w dnie, przez obszar bardzo wysokich koncentracji, intensywnych zderzeń i sortowania ziaren w bardzo cienkiej warstwie przy dnie oraz wyżej, w strefie zawieszenia. Dlatego też weryfikacja prezentowanego modelu odbywa się w niniejszej pracy etapami, w różnych strefach modelowanego obszaru oraz w różnych warunkach przepływu. Zgodnie z wcześniej przestawionymi założeniami opartymi na licznych obserwacjach i obliczeniach, sortowanie osadów odbywa się głównie w warstwie bezpośrednio przy dnie, odpowiadającej w prezentowanym modelu warstwie kontaktowej. Zapis charakterystyki granulometrycznej osadu od strefy w bezpośrednim sąsiedztwie dna do zwierciadła wody umożliwił przyrząd SEQUOIA LISST-100, wykorzystujący zasadę dyfrakcji światła laserowego na cząstkach o określonych średnicach (Rys. 25). Wykonywano pomiary koncentracji 32 frakcji osadu o średnicach w zakresie od 0,5 μm do 0,5 mm. Frakcja 0,045 mm stanowi górną granicę pyłów i iłów. Cząstki o średnicach zawierających się w przedziale 0.045-0.5 mm to drobne frakcje piaszczyste. Instrument umieszczony w specjalnie wykonanej ramie z płetwą gwarantującą odpowiednie ustawienie w stosunku do kierunku przepływu (Fot. 7) był opuszczany na dno, spoczywał tam od początku zapisu przez około 2 minuty a następnie był powoli wyciągany w kierunku zwierciadła wody. LISST-100 wyposażony jest także w czujnik ciśnienia umożliwiający rejestrację głębokości, na której dokonywany jest pomiar koncentracji. Rejestracja koncentracji odbywała się z częstotliwością 1 Hz. W ten sposób uzyskano bardzo precyzyjne pionowe charakterystyki zmienności rozkładu granulometrycznego zawieszonego osadu wzdłuż głębokości.

Szczególną uwagę poświęcono analizie i przygotowaniu uzyskanych danych pomiarowych. W okresie letnim przez rzekę transportowana jest dość znaczna zawartość materiału organicznego, którego koncentracja również może być rejestrowana przez przyrząd laserowy. Zakładając, iż gęstość zawiesiny organicznej jest znacznie mniejsza od gęstości interesującego nas rumowiska (dlatego może pozostawać w zawieszeniu przez dłuższy czas) wykonano specjalne pomiary tła w pobranych próbkach wody z różnych miejsc, pozwalając uprzednio na sedymentację materiału piaszczystego w naczyniu pomiarowym (przez 60 min). Tak zarejestrowane tło organiczne zostało uwzględnione w procesie obróbki danych. Pionowe rozkłady prędkości przepływu były rejestrowane przy pomocy młynka hydrometrycznego. Niezbędnymi dla weryfikacji prezentowanego modelu są także charakterystyki granulometryczne osadu budującego dno w określonych punktach. W przekrojach i pionach pomiarowych pobierano więc próby rumowiska, które następnie były poddawane suszeniu oraz analizie sitowej (Fot. 8). Lokalizacja punktów, w których gromadzono komplet danych w postaci pionowych rozkładów koncentracji osadu, rozkładów prędkości przepływu oraz prób rumowiska pobieranych z dna, była rejestrowana za pomocą odbiornika GPS. Realizowano także ciągłe pomiary poziomu wody w 2 punktach (limnigrafy automatyczne), oraz dodatkowo jednopunktowy pomiar prędkości przepływu w całym okresie pomiarowym, co pozwalało na dodatkową kontrolę zmienności przepływu Wisły na tym odcinku w czasie. Realizowano także pomiary batymetryczne (sondowanie dna).

W okresie od lipca do września 2003 roku zgromadzono znaczną ilość danych. W niniejszej pracy przedstawiono jedynie przykładowe wyniki z różnych, wybranych terminów pomiarów i przekrojów.



Rys. 25. Uproszczony schemat działania przyrządu LISST-100 opartego na zasadzie dyfrakcji światła laserowego do pomiaru koncentracji 32 frakcji osadu w zakresie od 0,5 μm do 0,5 mm



Fot. 7. Przyrząd do pomiaru koncentracji osadu SEQUOIA LISST-100 w specjalnej ramie z płetwą kierunkową



Fot. 8. Zestaw użyty do analizy granulometrycznej prób rumowiska pobranych z dna (sita z płytą wibracyjną oraz waga)



Rys. 26. Przykładowe, typowe wyniki analizy sitowej prób rumowiska z dna rzeki Wisły,  $d_{50}$ =0,24÷0,60 mm, wybrane punkty z pomiarów w dn. 09.09.2003r.

Próby rumowiska dennego pobrane w różnych punktach charakteryzowały się znacznym zróżnicowaniem średnic ziaren. W pobliżu mielizn występował bardzo drobny osad, z uwagi na niewielkie panujące tam prędkości przepływu i sedymentację. W nurcie zdarzały się grube frakcje kamienne, które oczywiście nie miały prawa występować w zawieszeniu, ale także były daleko poza zakresem pomiarowym dla LISST-100. W niniejszej pracy brano pod uwagę jedynie te komplety danych pomiarowych (lokalizacje), gdzie dno charakteryzowało się frakcjami typowo piaszczystymi, a pomierzone prędkości przepływu charakteryzowały się odpowiednim rozkładem pionowym (nie wskazującym na zaburzenia w trakcie pomiarów). Powyższe było uzasadnione celem, którym jest weryfikacja predykcji pionowego sortowania osadu niejednorodnego za pomocą modelu, w którym zakłada się ciągły opis i zależność całej pionowej struktury transportu od charakterystyki osadu na dnie. Nie brano więc pod uwagę takich kompletów danych z punktów pomiarowych, które były niespójne z uwagi np. na lokalnie występujące wybrukowanie dna grubymi frakcjami kamiennymi, gdzie nie mógł już mieć miejsca transport osadów odpowiadający założeniom weryfikowanego modelu. Przykładowe typowe krzywe przesiewu prób z dna w wybranych punktach pomiarowych o klasycznym przebiegu dla frakcji piaszczystych przedstawiono na Rys. 26.



Rys. 27. Wybrane przykłady pionowych rozkładów koncentracji wybranych frakcji osadu zarejestrowanych za pomocą instrumentu LISST-100 w bezpośrednim sąsiedztwie dna oraz w zawieszeniu

H=2,5 m, km 867+100, 16.08.2003



Rys. 28. Zarejestrowane za pomocą młynka hydrometrycznego pionowe rozkłady prędkości przepływu odpowiadające przedstawionym wyżej lokalizacjom i terminom pomiarów koncentracji osadu zawieszonego

Na Rys. 27 przedstawiono przykładowe rozkłady koncentracji zarejestrowane przyrządem LISST-100 w wybranych terminach i lokalizacjach opisywanej kampanii pomiarowej na rzece Wiśle dla wybranych frakcji osadu. Widoczne jest, że w przypadku drobnych frakcji wartości koncentracji przy dnie nie odbiegają bardzo od tych zarejestrowanych powyżej, wzdłuż głębokości. Dla frakcji o większych średnicach wartości koncentracji przy dnie są zdecydowanie większe od zarejestrowanych w zawieszeniu. Uderza jednak mała zmienność w pionie wszystkich frakcji powyżej, w obszarze zawieszenia tj. zarówno w warstwie wewnętrznej, jak i zewnętrznej (Rys. 5). O ile efekt ten nie jest zaskakujący dla bardzo drobnych frakcji, gdyż w tym przypadku należy spodziewać się bardzo małej pionowej segregacji, o tyle w przypadku grubszych frakcji mała pionowa segregacja musi zastanawiać. Tło związane z ewentualną dodatkową zawartością osadów biologicznych o małych gęstościach było usunięte w procesie obróbki danych (pomiary kalibracyjne wykonywane były najpierw w pobranych próbkach wody na miejscu w celu analizy zawartości tła, po upływie odpowiednich czasów związanych ze spodziewaną predkością opadania poszczególnych frakcji). Prawdopodobnie więc brak spodziewanej zmienności koncentracji w pionie w dalszej odległości od dna może oznaczać silny wpływ obecności osadu unoszonego drobnych frakcji na profile koncentracji wszystkich frakcji. Być może takie wyniki są także związane z obecnością pęcherzyków powietrza w wodzie w przepływie turbulentnym. W związku z powyższym, dla celów weryfikacji modelu wykorzystano wyniki pomiarów koncentracji bezpośrednio w bliskim sąsiedztwie dna, gdzie występuje wyraźny wzrost wartości pomierzonej koncentracji wraz z malejąca odległością od dna, segregacja osadu jest widoczna i bezdyskusyjna oraz oczekuje się, że pionowe profile prędkości zachowują charakter rozkładów logarytmicznych.

Na Rys. 28 przedstawiono zarejestrowane za pomocą młynka hydrometrycznego pionowe rozkłady prędkości przepływu odpowiadające zaprezentowanym na Rys. 27 profilom koncentracji osadu zawieszonego. Można zauważyć, że pomierzone rozkłady prędkości w *warstwie zewnętrznej* obszaru zwieszenia nie mają charakteru rozkładów logarytmicznych.

Jako ciekawostkę, przeprowadzono porównanie uzyskanych wyników koncentracji z przyrządu laserowego LISST-100 z wynikami pomiarów koncentracji sumarycznej (całkowitej) osadów zawieszonych w zbliżonej lokalizacji na rzece Wiśle, które prowadził w latach 1962-1983 Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej za pomocą batometru. IMGW w tym okresie regularnie publikowało wyniki w Rocznikach Hydrologicznych. Początkowo, w latach 1962-65, pomiary prowadzono sporadycznie (raz na kilka dni), zaś zapisy z lat 1966-1983 odbywały się codziennie. Roczniki oprócz pomiarów koncentracji obejmowały stany wód rzeki Wisły, pozwalające określić natężenia przepływu na podstawie krzywej konsumcyjnej. IMGW nie prowadziło pomiarów w przekroju Korzeniewo; biorąc pod uwage niewielką odległość do przekroju Tczew oraz podobną charakterystykę koryta a także brak znaczących dopływów na tym odcinku, można pokusić się o sprawdzenie, czy rząd wielkości koncentracji rumowiska zawieszonego jest w tych dwóch przekrojach podobny w zakresie zbliżonych wartości natężenia przepływu. Porównanie należy traktować jako bardzo szacunkowe także z uwagi na zupełnie różne terminy pomiarów. Na Rys. 29 i Rys. 30 przedstawiono przykładowe koncentracje osadu unoszonego pomierzone przez IMGW w przekroju Tczew (odpowiednio w 1970 i 1980 roku) oraz wyniki pomiarów IBW PAN z 2003 roku (sumaryczne koncentracje wszystkich pomierzonych frakcji w objętości kontrolnej). Uzyskano zaskakującą zgodność: sumy uśrednionych wzdłuż głębokości koncentracji poszczególnych frakcji osadu obliczone na podstawie danych pomierzonych przez IBW PAN techniką laserową w warunkach natężenia przepływu 450 i 500 m<sup>3</sup>/s oraz wyniki pomiarów przeprowadzonych przez IMGW są bardzo zbliżone (od kilku do kilkunastu mg/l). Analiza ogromnej ilości danych z pomiarów IMGW pozwala zauważyć wyraźną zależność koncentracji osadu unoszonego od natężenia przepływu. Oczywiście jest to związane z "podbijaniem" osadu w dalsze odległości od dna za przyczyną większych wartości prędkości dynamicznej uruchamiających transport osadów na dnie, intensywniejszego procesu sortowania pionowego oraz większych pulsacji w przepływie turbulentnym, utrzymujacych osad pochodzący z dna w zawieszeniu.



Rys. 29. Porównanie wyników pomiarów koncentracji osadu zawieszonego na dolnej Wiśle w przekroju Tczew (rok 1970, IMGW) z wynikami pomiarów techniką laserową w przekroju Korzeniewo (rok 2003, IBW PAN)



Rys. 30. Porównanie wyników pomiarów koncentracji osadu zawieszonego na dolnej Wiśle w przekroju Tczew (rok 1980, IMGW) z wynikami pomiarów techniką laserową w przekroju Korzeniewo (rok 2003, IBW PAN)
## 5.3 Porównanie wyników obliczeń z pomiarami

W celu sprawdzenia poprawności założeń teoretycznych dotyczących modelowania matematycznego transportu osadów niejednorodnych, wykonano szereg obliczeń za pomocą prezentowanego w niniejszej pracy modelu dla warunków odpowiadających danym zgromadzonym w trakcie kampanii pomiarowej zorganizowanej na rzece Wiśle (opisanej szczegółowo w rozdziale 5.2) na odcinku od km 863+000 do km 869+000 w okresie lipiec-wrzesień 2003r. Poniżej prezentuje się wybrane wyniki obliczeń pionowych rozkładów koncentracji osadu oraz zmienności średnicy miarodajnej  $d_{50}$  dla wybranych punktów pomiarowych.

Jak już wcześniej wspomniano, obliczenia prezentowanym modelem wykonano dla wyników pomiarów w obszarze znajdującym się w bezpośrednim sąsiedztwie dna, tj. w strefie, gdzie występuje wyraźny wzrost wartości pomierzonej koncentracji wraz z malejąca odległością od dna, segregacja osadu jest widoczna i bezdyskusyjna oraz oczekuje się, że pionowe profile prędkości zachowują charakter rozkładów logarytmicznych. Obliczeń nie wykonywano natomiast dla obszarów znajdujących się powyżej, gdzie rozkłady pionowe koncentracji charakteryzują się bardzo małą zmiennością niezależne od średnicy frakcji, zaś pionowe profile prędkości nie mają charakteru rozkładów logarytmicznych.

# 5.3.1 Pionowy rozkład koncentracji niejednorodnego granulometrycznie osadu zawieszonego

Na Rys. 31 przedstawiono wybrane przykłady obliczeń rozkładów pionowych koncentracji osadu niejednorodnego granulometrycznie na tle wyników pomiarów na rzece Wiśle. Rozkłady koncentracji zostały wyznaczone niezależnie dla wszystkich frakcji, zgodnie z założeniami teoretycznymi przedstawionymi w rozdziale 5.1 niniejszej pracy. Wykresy przedstawiają pionowe profile koncentracji sumarycznych, będących na każdym poziomie z sumą ważoną obliczonych koncentracji  $c_i$  wszystkich frakcji oraz ich zawartości  $n_i$ . Zmienność rozkładu uziarnienia na poszczególnych poziomach przedstawiono w kolejnym rozdziale za pomocą pionowych rozkładów średnicy miarodajnej  $d_{50}$ .



Rys. 31. Obliczona zmienność pionowa koncentracji sumarycznej osadu niejednorodnego (linie niebieskie) na tle zarejestrowanych przyrządem laserowym LISST-100 rozkładów koncentracji w wybranych pionach pomiarowych z Wisły /km 863+000 do km 869+000, wrzesień 2003r/ (linie pomarańczowe).

Wyniki zaprezentowane na Rys. 31 wskazują na zadowalającą zgodność koncentracji pomierzonych z obliczonymi. Widoczne "przełamanie" krzywych obliczeniowych wynika z nagłego zaniku udziału frakcji grubszych w koncentracji sumarycznej. Frakcje te charakteryzują się znacznymi koncentracjami w bezpośredniej bliskości dna, ale dość szybko zanikają wraz z rosnącą odległością od dna. Jest to uzasadnione i charakterystyczne dla większych średnic osadu, które podrywane są jedynie do pewnej wysokości w wyniku zderzeń. Drobniejsze frakcje uczestniczą zaś w części zawieszonej transportowanego materiału, za sprawą pulsacji turbulentnych. Powyżej granicy, gdzie w transporcie biorą udział już tylko frakcje drobne, przyjmuje się, że osad transportowany jest jako substancja bierna. W sytuacji gdy pionowy rozkład prędkości nie ma już charakteru logarytmicznego transport może być obliczany jako iloczyn uśrednionej w pionie koncentracji i prędkości osadu. Ta ostatnia wielkość praktycznie równa jest uśrednionej w pionie prędkości przepływu.

# 5.3.2 Pionowa struktura segregacji niejednorodnego granulometrycznie osadu zawieszonego

Znajomość obliczonych za pomocą modelu pionowych rozkładów koncentracji dla poszczególnych frakcji pozwala na określenie zmienności składu granulometrycznego, a także zmienności w pionie wartości średnicy charakterystycznej  $d_{50}$  (tak zwanej "mediany") reprezentującej osad niejednorodny. Udział procentowy/ułamkowy *i*-tej frakcji na poziomie *z* można zapisać jako:

$$k_{i}(z) = \frac{n_{i}c_{i}(z)}{\sum_{i=1}^{N} n_{i}c_{i}(z)}$$
(32)

W celu sprawdzenia poprawności predykcji pionowej struktury segregacji osadów niejednorodnych granulometrycznie, w oparciu o równanie (32) wykonano obliczenia średnicy miarodajnej  $d_{50}$  na każdym poziomie z dla punktów pomiarowych z opisywanej wcześniej kampanii pomiarowej na rzece Wiśle. Przykładowe wyniki obliczeń dla wybranych punktów pomiarowych przedstawiono na Rys. 32. Średnice miarodajne wejściowe, tj. na rzędnej dna, zostały określone na podstawie analizy sitowej pobranych prób osadu dennego w tych punktach. Obliczenia były prowadzone ponownie tylko do pewnej rzędnej (ok. 1 m od dna), gdzie segregacja osadu jest widoczna i bezdyskusyjna oraz gdzie oczekuje się, że pionowe profile prędkości zachowują charakter rozkładów logarytmicznych.



Rys. 32. Pionowa zmienność średnicy miarodajnej  $d_{50}$  – wyniki obliczeń (niebieskie linie) na tle danych zarejestrowanych przyrządem LISST-100 (linie zielone) w wybranych punktach i przekrojach na rzece Wiśle w dn. 09.09.2003 r.

# 6. Wielowarstwowy model transportu rumowiska w warunkach przepływu w kanale otwartym nad lokalnie silnie nachylonym dnem

Jak już wspomniano w poprzednim rozdziale, główną siłą sprawczą ruchu rumowiska w przepływie stacjonarnym są naprężenia styczne oddziałujące na dno związane z przepływem. Jednakże możemy się spodziewać, że wraz z nachyleniem dna będzie rósł także wpływ na transport składowej siły ciężkości samych ziaren osadu równoległej do dna (w praktyce powyżej nachyleń dna rzędu 4-5°). W związku z tym, siły niezbędne do "uruchomienia" transportu będą różnić się od tych dla warunków przepływów przy bardzo małych spadkach.

Istnieje szereg zagadnień inżynierskich związanych z transportem rumowiska, gdzie uwzględnienie większych nachyleń dna będzie miało niebagatelne znaczenie. Lokalne, duże spadki pojawiają się w przypadku występowania dużych form dennych, progów, przemiałów, w sasiedztwie konstrukcji hydrotechnicznych itp. Może pojawić się także problem lokalnych spadków ujemnych, gdzie siła ciężkości ziaren osadu działa przeciwnie do kierunku przepływu. We wszystkich wspomnianych wyżej przypadkach wszelkie znane i najchętniej używane przez inżynierów formuły do obliczania transportu rumowiska w swojej oryginalnej postaci nie będą już miały zastosowania. Jak już wspominano w niniejszej pracy, liczni autorzy podejmowali próby modyfikacji znanych formuł empirycznych dla warunków większych nachyleń dna, głównie poprzez wyznaczanie metodami empirycznymi współczynników korekcyjnych dla krytycznego parametru Shieldsa, przy którym następuje początek ruchu rumowiska (przykłady publikacji przedstawiono w rozdziale 2.3). Jednakże nadal formuły te mają bardzo wąski zakres zastosowania, tj. dla konkretnych średnic osadów oraz warunków hydrodynamicznych i spadków. Podstawą opracowania dobrego modelu teoretycznego dającego wiarygodne wyniki w jak najszerszym zakresie warunków jest jak najdokładniejszy opis zjawisk. Biorąc pod uwagę zaprezentowane już w niniejszej pracy obiecujące wyniki modelowania transportu osadów modelem wielowarstwowym w warunkach małych, pomijalnych dla modelowanego transportu nachyleń, autor postanowił rozszerzyć zakres jego zastosowania do warunków większych spadków dna, gdzie siły grawitacji oddziałujące na ziarna wraz z kierunkiem przepływu (lub przeciwnie) będą już miały wpływ na pionowe rozkłady prędkości i koncentracji osadów. Problem został wstępnie przedstawiony przez Sobczaka i Kaczmarka (2006). W niniejszej pracy przedstawiono założenia teoretyczne oraz przeprowadzono bardzo szczegółową weryfikację modelu dla znacznych nachyleń dna, w oparciu o szeroki zakres danych z pomiarów laboratoryjnych dostępnych w literaturze.

### 6.1 Założenia teoretyczne i opis matematyczny

Rozważmy oddziaływanie sił grawitacji na ziarno osadu spoczywające na dnie o nachyleniu  $\xi$ . Siłę ciężkości ziaren możemy podzielić na dwie składowe, tj. równoległą do dna  $(\varrho_s - \varrho)gsin\xi$ , oraz prostopadłą do dna  $(\varrho_s - \varrho)gcos\xi$  (Rys. 33).



Rys. 33. Składowe siły grawitacji oddziałującej na ziarno osadu w warunkach dna nachylonego pod kątem  $\xi$ .

Wraz z rosnącym nachyleniem dna, wartość składowej siły ciężkości równoległej do dna  $(\varrho_s - \varrho)gsin\xi$  będzie rosła, kosztem malejącej składowej prostopadłej do dna. Składowa równoległa do dna będzie więc działała razem z naprężeniami stycznymi związanymi z przepływem wody, powodując zwiększenie intensywności transportu osadów (lub przeciwnie do nich, spowalniając transport, w przypadku lokalnie występujących spadków odwrotnych). Biorąc powyższe pod uwagę, uwzględnijmy zatem składowe sił grawitacji w bilansie sił pionowych i poziomych *warstwy gęstej*. Równania (5) i (6) przyjmą wówczas następującą postać, zgodnie z wcześniej zdefiniowanymi oznaczeniami:

$$\alpha^{0} \left(\frac{c-c_{0}}{c_{m}-c}\right) \sin \varphi \sin 2\psi + \mu_{1} \left(\frac{\partial u}{\partial z'}\right)^{2} = \rho u_{f}^{2} + (\rho_{s}-\rho)g \sin \xi \int_{0}^{z'} cdz', \qquad (33)$$

$$\alpha^{0} \left( \frac{c - c_{0}}{c_{m} - c} \right) \left( 1 - \sin \varphi \cos 2\psi \right) + \mu_{0,2} \left( \frac{\partial u}{\partial z'} \right)^{2} = \left( \frac{\mu_{0,2}}{\mu_{1}} \right) \Big|_{c = c_{0}} \rho u_{f}^{2} + \left( \rho_{s} - \rho \right) g \cos \xi \int_{0}^{z'} c dz'$$
(34)

78

Aby zdefiniować pojęcie *znacznego nachylenia dna*, należałoby określić graniczny kąt  $\xi$ , dla którego nachylenie dna będzie już miało znaczący wpływ na transport osadów, a poniżej którego wpływ ten jest pomijalnie mały. Rozpatrując dane nachylenie dna  $\xi$ , składową siły grawitacji równoległą do dna oddziałującą na pojedyncze ziarno o średnicy *d* możemy zapisać jako

$$F_{s} = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{d}{2}\right)^{3} (\rho_{s} - \rho)g \sin\xi = \frac{\pi}{6} d^{3}(\rho_{s} - \rho)g \sin\xi = \frac{\pi}{6} d^{3}\rho(s - 1)g \sin\xi$$
(35)

Posłużymy się pewną analogią do początku ruchu ziaren określonego krytycznym parametrem Shieldsa zakładając, że naprężenie styczne  $\tau_s$  jest związane jedynie z siłą grawitacji. Wówczas, rozpatrując składową siły grawitacji  $F_s$ , naprężenie styczne oddziałujące na ziarno określić można następująco:

$$\tau_s = \frac{F_s}{\frac{\pi d^2}{4}} \tag{36}$$

Po podstawieniu (35) do (36) otrzymujemy wyrażenie opisujące naprężenie styczne w zależności od kąta nachylenia dna:

$$\tau_s = \frac{2}{3} d\rho(s-1)g \sin\xi \tag{37}$$

Opisując krytyczny parametr Shieldsa przy uwzględnieniu określonego wyżej naprężenia stycznego otrzymujemy jego jednoznaczną zależność od kąta nachylenia dna:

$$\Theta_c = \frac{\tau_s}{\rho(s-1)gd} = \frac{2}{3}\sin\xi \tag{37}$$

Dla warunków początku ruchu ziaren przyjmijmy wartość  $\Theta_c = 0,05$ . Korzystając z zależności (37) wyznaczamy odpowiadający tej wartości kąt nachylenia dna, tj.  $\xi =4,3^{\circ}$ . Można więc stwierdzić, że *znaczne nachylenie dna*, tj. nachylenie, przy którym początek ruchu ziaren związany jest jedynie z oddziaływaniem składowej siły grawitacji równoległej do dna, to nachylenie przekraczające kąt  $\xi = 4 \div 5^{\circ}$ . Jest to więc graniczne nachylenie, powyżej którego należy już uwzględniać wpływ sił grawitacji, obok naprężeń stycznych związanych z przepływem.

Górną graniczną wartością nachyleń dna, przy których rumowisko ulega już nagłemu "zsuwowi", jest nachylenie zbliżone do wartości kąta tarcia wewnętrznego. W niniejszej pracy założono jednak, że takie warunki ruchu rumowiska leżą poza obszarem obecnych badań związanych z prezentowanym modelem.

W warunkach znacznego nachylenia dna w przeważającej części warstwy gęstej (tj. w podwarstwie tarcia i zderzeń ziaren) będzie występowało silne rozluźnienie gruntu. Zatem w tej części, zgodnie z wcześniejszymi założeniami (patrz rozdział 4.2) można przyjąć  $\varphi$  = 24.4°. W pobliżu dolnej granicy warstwy gęstej można spodziewać się jednak, że grunt jest znacznie mniej rozluźniony, a kąt tarcia wewnętrznego osiąga wartości zbliżone do normatywnych dla danego rodzaju gruntu w stanie zagęszczonym. Założono, że obszar liniowej zmienności kąta tarcia wewnętrznego zawiera się w przedziale pomiędzy miąższością podwarstwy gęstej dla dna nienachylonego, a miąższością osiąganą w bardzo silnych warunkach hydrodynamicznych, szacowaną jako wielość rzędu 10*d* (Kaczmarek 1999).

Predykcja rozkładów koncentracji i prędkości osadów w warunkach większych nachyleń dna (a tym samym transportu) za pomocą prezentowanego modelu została skrupulatnie zweryfikowana poprzez znaczną ilość obliczeń testowych w ramach sprawdzenia poprawności przyjętych założeń jak również przez obliczenia dla obszernego zbioru dostępnych danych literaturowych (wybrane wyniki przedstawiono w kolejnych rozdziałach 6.2. *Dyskusja wyników obliczeń* oraz 6.3. *Weryfikacja wyników obliczeń w oparciu o pomiary dostępne w literaturze*).

### 6.2 Dyskusja wyników obliczeń

W niniejszym rozdziale przedstawiono wybrane wyniki obliczeń w postaci krótkiej analizy zachowania się modelu w przypadku zmiany wartości spadków dna przy zachowaniu jednakowych wartości pozostałych parametrów, zarówno dotyczących rumowiska (średnica ziaren, gęstość) jak również prędkości dynamicznej. Zmiana spadku dna powinna wpływać na zmiany rozkładów prędkości koncentracji osadów w poszczególnych warstwach. Przyjrzyjmy się charakterowi tych zmian.

Na Rys. 34, Rys. 35, Rys. 36 i Rys. 37 przedstawiono obliczone pionowe rozkłady prędkości i koncentracji osadu w warstwach *kontaktowej* i *gęstej* przy różnych nachyleniach dna w zakresie od -20 ° do 20 ° dla jednakowych parametrów przepływu i osadu ( $\Theta_*$ '=0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s$  = 2650 kg/m3). Można zauważyć, że zmiana kąta nachylenia ma diametralny wpływ zarówno na wartości koncentracji na górnej granicy warstwy kontaktowej (wartości koncentracji ziaren w zawieszeniu), jak i na prędkości osadu oraz miąższość aktywnych warstw. Spadki ujemne odpowiadają nachyleniom przeciwnym do kierunku przepływu. Oczywiście jest to możliwe jedynie na lokalnych, krótkich odcinkach dna, w przypadku występowania dużych form dennych lub progów podwodnych przy których wystąpiła akumulacja materiału. W takich wypadkach składowa sił grawitacji oddziałujących na ziarna osadu równoległa do dna będzie działała przeciwnie do naprężeń stycznych związanych z przepływem. Przedstawione wyniki pokazują, że w takim wypadku zarówno koncentracje, jak i prędkości oraz miąższości aktywnych (poruszających się) warstw są mniejsze.



Rys. 34. Obliczone pionowe rozkłady prędkości osadu w *warstwie kontaktowej* przy różnych nachyleniach dna dla jednakowych parametrów przepływu i osadu ( $\Theta_*$ ' = 0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s$  = 2650 kg/m<sup>3</sup>)



Rys. 35. Obliczone pionowe rozkłady prędkości osadu w *warstwie gęstej* przy różnych nachyleniach dna dla jednakowych parametrów przepływu i osadu ( $\Theta_*$ ' = 0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s = 2650$  kg/m<sup>3</sup>)



Rys. 36. Obliczone pionowe rozkłady koncentracji osadu w *warstwie kontaktowej* przy różnych nachyleniach dna dla jednakowych parametrów przepływu i osadu ( $\Theta_*$ '= 0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s$ = 2650 kg/m<sup>3</sup>)



Rys. 37. Obliczone pionowe rozkłady koncentracji osadu w *warstwie gęstej* przy różnych nachyleniach dna dla jednakowych parametrów przepływu i osadu ( $\Theta_*$ ' = 0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s$  = 2650 kg/m<sup>3</sup>)

Na Rys. 38 przedstawiono obliczone transporty w warstwach gęstej i kontaktowej przy różnych nachyleniach dna dla omawianego przypadku ( $\Theta_*$ '=0,5, d = 0,2 mm,  $\rho_s$ = 2650 kg/m3). Interesujące jest, że wraz z rosnącym spadkiem dna przyrost wartości transportu w warstwie kontaktowej jest intensywniejszy, niż w warstwie gęstej. Model w zadowalający sposób odwzorowuje większe "rozluźnienie" rumowiska na dnie w przypadku znacznych nachyleń. Intuicyjne i uzasadnione są więc zaprezentowane przykładowe wyniki obliczeń transportu, gdyż w wyniku takiego "rozluźnienia" większy transport będzie następował w warstwie kontaktowej, w której na jej dolnej granicy transport zdominowany jest przez wymianę pędu za pośrednictwem zderzeń ziaren, a na górnej przez turbulentne pulsacje. W wyniku tego, większe będą też koncentracje w dalszych odległościach od dna, w zawieszeniu.



Rys. 38. Obliczone transporty w warstwach gęstej i kontaktowej dla różnych nachyleń dna przy zachowaniu jednakowych parametrów przepływu i osadu  $(\Theta_* = 0.5, d = 0.2 \text{ mm}, \rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3)$ 

# 6.3 Weryfikacja modelu wielowarstwowego w warunkach znacznych nachyleń dna w oparciu o pomiary dostępne w literaturze

Weryfikacja modelu w warunkach znacznych nachyleń dna została przeprowadzona w oparciu o dane pomiarowe dostępne w literaturze, dla szerokiego zakresu średnic osadu, warunków hydrodynamicznych oraz spadków dna. Weryfikację przeprowadzono w dwóch etapach. W pierwszej kolejności sprawdzono predykcję pionowych rozkładów koncentracji i prędkości osadów, a następnie dokonano obliczeń intensywności transportu. Szczegółowy zakres wykorzystanych danych przedstawiono w Tab. 2.

Autorzy	d, d <sub>50</sub> (mm)	$\rho_s(kg/m^3)$	$\Theta_*$ ' [-]	Nachylenie dna	Zakres / uwagi
Frey (2014)	6,0	2500	0,076÷0,106	10% (5,7°)	Profile prędkości i koncentracji osadów, transport osadów
Damgaard i in. (2003)	0,237	2650	0,06÷0,5	-20° do 20°	Profile prędkości i koncentracji osadów, transport osadów, sortowanie pionowe osadów
Luque (1974)	0,9 1,8 3,3	2640	0,03÷0,08	0°, 12°, 18°,22°	Transport osadów Piaski i żwiry
	1,5 1,8	1340 4580	0,03÷0,08 0,03÷0,08	0°, 12°, 18°,22° 0°, 12°, 18°,22°	Osady lekkie Osady ciężkie
Smart i Jaeggi (1983)	2,0 4,2 4,3 10,5	2680 2670 2670 2680	$\begin{array}{c} 0,7\div3,3\\ 0,3\div1,8\\ 0,2\div2,35\\ 0,1\div0,9 \end{array}$	3÷20% (2°÷11,3°)	Niejednorodny gran. Jednorodny gran. Niejednorodny gran. Jednorodny gran.
Larionov i in.	0,108	2650	0,06÷4	0,5÷35%	Transport osadów
Aziz i Scott (1989)	0,5	2650	0,16÷0,76	3÷10% (2°÷5,7°)	Transport osadów
Recking i in.(2008)	2,3 4,9 9,0	2650 2650 2650	0,06÷0,29	1÷9%	Transport osadów

Tab 2. Zakres danych wykorzystanych do weryfikacji modelu w warunkach dużych nachyleń dna

#### 6.3.1 Pionowe rozkłady koncentracji i prędkości osadów

Wyznaczenie rozkładu prędkości i koncentracji osadów w warstwie bezpośrednio przy dnie za pomocą pomiarów w warunkach naturalnych jest zagadnieniem dość trudnym z uwagi na brak odpowiednich technologii pomiarowych. W warunkach bardzo dużych koncentracji, zmierzenie zarówno prędkości jak i samej koncentracji wiąże się z koniecznością umieszczenia przyrządów pomiarowych bezpośrednio w obserwowanej warstwie osadu, co byłoby przyczyną lokalnej zmiany warunków tj. zaburzenia pola prędkości. "Zdalne" metody optyczne i laserowe, tj. z umiejscowieniem przyrządów w takiej odległości, aby nie zmieniać warunków przepływu w warstwie, której dotyczy pomiar, w warunkach naturalnych nie wchodzą w grę. Współczesne laserowe techniki (omówione w dalszej części pracy i wykorzystane w pomiarach własnych) mogą być wykorzystane dopiero w pewnej odległości od dna, gdzie koncentracje są na tyle małe, aby przepuścić światło laserowe tj. pozwolić na dyfrakcję promieni laserowych na poszczególnych ziarnach, które muszą zostać następnie po załamaniu zarejestrowane przez odpowiednie sensory czujnika. Z powodu trudności w pomiarach oraz braku odpowiednich metod badawczych przez długie lata rozwoju modelowania matematycznego transportu rumowiska brakowało publikacji prezentujących pomierzone rozkłady koncentracji i prędkości osadu, które można by było bezpośrednio porównać z bardzo precyzyjnymi obliczeniami prezentowanym modelem wielowarstwowym w warstwie bezpośrednio przy dnie, od której przecież bardzo zależy dalszy przebieg i rozkład koncentracji i prędkości osadów w pionie. Jednak wraz z rozwojem optycznych technik cyfrowych, autorzy zaczęli wykonywać pomiary transportu rumowiska w warunkach intensywnego transportu przy dnie rejestrując obraz urządzeniami znajdującymi się za szybą kanału laboratoryjnego i wykorzystując analizę ruchu poszczególnych ziaren.

Frey (2014) wykonał w warunkach laboratoryjnych pomiary dla jednorodnego rumowiska zastępczego składającego się ze szklanych kulek o średnicy d=6 mm przy stałym nachyleniu 10%, w warunkach natężeń przepływu odpowiadającym bezwymiarowemu tarciu w zakresie  $\Theta_*' = 0,076 \div 0,1$ . Obserwacje prowadził przy pomocy specjalnej kamery umożliwiającej rejestrację obrazu z częstotliwością 130 klatek na sekundę. Jednakże, aby zarejestrować w sposób selektywny poszczególne ziarna, szerokość między pionowymi taflami ścianek kanału przepływowego została dobrana w taki sposób, aby występowała jedynie jedna "pionowa" warstwa kulek. Przykład zarejestrowanych obrazów przestawiono na Fot. 9. Zdjęcie "a" Część "b" zawiera 20 nałożonych na siebie zdjęć wykonanych z częstotliwością 130 Hz. Na podstawie obserwacji można określić zarówno miąższość warstwy w ruchu jak i prędkość ziaren osadu na poszczególnych rzędnych. Wyraźnie widoczna jest wysokość saltacji ziaren. Autor prezentuje w swojej pracy wyznaczone na podstawie analizy optycznej rozkłady pionowe koncentracji i prędkości osadów. W celu porównania wyników pomiarów z obliczeniami dla określonych warunków przeprowadzono obliczenia prezentowanym w niniejszej pracy modelem wielowarstwowym.



Fot. 9. Przykładowe obrazy zarejestrowane przez Frey'a (2014): a) pojedyncze zdjęcie kulek szklanych w ruchu b) 20 kolejnych zdjęć nałożonych razem (częstotliwość zapisu zdjęć 130 Hz)

Na Rys. 39 przedstawiono oryginalne przebiegi przedstawione przez Frey'a (2014) dla 4 serii pomiarowych oznaczonych przez Autora jako N10-x, gdzie 10 oznacza spadek dna w procentach a "x" jest oznaczeniem konkretnej serii pomiarowej w danych warunkach. Dla porównania przebiegów pomierzonych z rozkładami obliczonymi na jednym rysunku, należałoby przyjąć wspólną rzędną odniesienia, co w tym przypadku jest dość trudne. Uzasadnionym byłoby przyjęcie np. układu współrzędnych o wspólnej osi rzędnych z początkiem na granicy ruchu tj. gdzie prędkość osadu = 0. Jednakże należy zauważyć, że wyznaczone przez Freya prędkości zbliżają się do osi pionowej o wartości 0 w sposób dość "asymptotyczny" i trudno jest jednoznacznie określić faktyczne miejsce występowania zerowej wartości prędkości. Dlatego wyniki obliczeń modelem wielowarstwowym dla wybranych serii przedstawiono na osobnym rysunku (Rys. 40). Przedstawiono obliczone rozkłady koncentracji i prędkości dla 2 serii pomiarowych: N10-6 dla  $\Theta_*$  = 0,1, przy stałej średnicy *d* = 6 mm oraz spadku dna 10%. Przedstawione dane są wynikiem obliczeń w 2 warstwach modelu, tj. w *warstwie gęstej* (oś *z'/d* skierowana w dół) oraz w warstwie kontaktowej (oś *z/d* skierowana w górę).



Rys. 39. Rozkłady pionowe prędkości i koncentracji wyznaczone przez Frey'a (2014) dla 4 serii pomiarowych: N10-6 (punkty czarne), N10-8 (punkty czerwone), N10-16 (punkty niebieskie) oraz N10-20 (punkty zielone).



prędkości osadu [m/s], koncentracje osadu [-]

Rys. 40. Obliczone prędkości i koncentracje osadów modelem wielowarstwowym dla parametrów odpowiadających testom N10-6 (linie czarne) i N10-16 (linie niebieskie).

Należy zwrócić uwagę, że wartości brzegowe koncentracji na granicach warstw pozostały zgodne z ustalonymi w modelu wartościami, przyjętymi jako "uniwersalne". Stąd występuje nieznaczna różnica w wartości koncentracji maksymalnej na dolnej granicy *warstwy gęstej* (0,5-0,56). Nie ma ona jednak zasadniczego wpływu na transport z uwagi na zerowe prędkości występujące w tym obszarze. Porównując wyniki obliczeń (Rys. 40) z odpowiadającymi im przebiegami wyznaczonymi w trakcie pomiarów przez Freya (2014), przedstawionymi na Rys. 39, można zauważyć, że charakter rozkładów prędkości i koncentracji jest bardzo podobny. Potwierdza to słuszność założeń teoretycznych poczynionych dla najniżej położonych warstw modelu, od strefy bezruchu, przez warstwę kontaktową gdzie ruch zdominowany jest przez zderzenia ziaren – do strefy zawieszenia, z którą graniczy warstwa kontaktowa.

Występują oczywiście pewne różnice, szczególnie widoczne jest przeszacowanie przez model prędkości osadów w górnej strefie przebiegów przedstawionych na rysunku. Trudno jest jednak mówić jednoznacznie o błędach modelu, gdyż badania odbywały się na rumowisku zastępczym z kulek o jednakowej średnicy transportowanych w jednej pionowej warstwie. W takich warunkach ogromny wpływ na realną dynamikę ziaren (tutaj – kulek szklanych) mają ścianki kanału znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie (tzw. *side-wall effect* opisywany literaturze dotyczącej pomiarów transportu rumowiska w wąskich kanałach prostokątnych).

Obliczone wartości koncentracji w warstwie kontaktowej wydają się znacznie intensywniej maleć wraz z odległością od granicy obydwu warstw. Należy jednak zauważyć, że malejąca koncentracja przy przeszacowanej prędkości działa na korzyść dla obliczeń wartości transportu, które dają dość zadowalające wyniki. Intensywności transportu obliczone prezentowanym modelem w porównaniu z transportami obliczonymi na podstawie pomiarów Freya (2014) zostały przedstawione w kolejnym rozdziale.

Prędkości i koncentracje osadów w warstwie gęstej są odwzorowane znacznie lepiej, niż w warstwie kontaktowej. Może to być związane z faktem, że w tym obszarze dominują silne oddziaływania pomiędzy ziarnami. Zatem wyżej wspomniany efekt wpływu ścianek najprawdopodobniej nie ma już takiego znaczenia jak podczas saltacji i szybszego ruchu ziaren. W tym obszarze model przeszacował prędkości ziaren, gdyż w warunkach naturalnych (dla jakich został opracowany model) ziarna zderzają się z innymi ziarnami, o podobnej prędkości – natomiast w opisywanych pomiarach laboratoryjnych Frey'a (2014) ziarna transportowane w jednej pionowej warstwie "obijają" się o ścianki kanału, które są w stanie spoczynku. Tarcie ma więc tutaj ogromne znaczenie i działa spowalniając ziarna (kulki).

Reasumując, jeśli weźmiemy pod uwagę warunki pomiaru, a także fakt zastąpienia prawdziwego rumowiska kulkami szklanymi, można powiedzieć że zaprezentowane wyniki obliczeń dla pomiarów laboratoryjnych Freya (2014) są bardzo obiecujące, a model należy niewątpliwie do uniwersalnych.

Jak już wcześniej wspomniano, z uwagi na ograniczenia technik pomiarowych brakuje w literaturze kompletnych profili koncentracji i predkości osadu od strefy bezruchu, gdzie ziarna są gęsto upakowane w dnie, przez strefę wysokich koncentracji i sortowania osadów aż do swobodnej powierzchni wody. Dlatego prezentowany model wielowarstwowy zweryfikowano przy wykorzystaniu wielu dostępnych danych, w oparciu o opublikowane wyniki pomiarów prowadzonych w różnych warunkach hydrodynamicznych, dla różnorakich parametrów osadu oraz w różnych strefach pionowej struktury transportu. Literatura jest niestety także dość skromna jeśli chodzi o niezależne pomiary rozkładów koncentracji i prędkości osadów (a tym bardziej osadów niejednorodnych) w warunkach silnie nachylonego dna. Jedną z ciekawszych jest praca Damgaard'a i in. (2003), którzy wykonywali pomiary transportu piasków drobnych wyznaczając profile koncentracji i prędkości w kanale umożliwiającym realizację nachylenia dna (Rys. 41). Pomiary wykonywali przy zastosowaniu rumowiska niejednorodnego granulometrycznie o medianie  $d_{50} = 0.23$  mm w warunkach tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$  = 0,06 ÷ 0,5. Rozkład granulometryczny osadu jest pokazany na Rys. 42. Ich pomiary idealnie nadają się do weryfikacji prezentowanego modelu oraz oceny wpływu kąta nachylenia dna na intensywność transportu osadów, gdyż pomiary dla określonego rumowiska wykonywali w seriach dla zbliżonych wartości tarcia bezwymiarowego, zmieniając nachylenie dna w zakresie  $\pm 20^{\circ}$ .



Rys. 41. Zestaw do pomiaru transportu osadów przy silnie nachylonym dnie w zakresie ±20° zastosowany przez Damgaard'a i in. (2003)



Rys. 42. Rozkład granulometryczny osadu zastosowanego w badaniach laboratoryjnych przez Damgaard'a i in. (2003),  $d_{50} = 0,23$  mm



Rys. 43. Porównanie obliczonych modelem wielowarstwowym (linie, warstwa kontaktowa i zewnętrzna) i pomierzonych (punkty) przez Damgaard'a i in. (2003) rozkładów prędkości i koncentracji osadu dla różnych nachyleń dna  $\zeta$ . ( $d_{50} = 0.23$  mm,  $\Theta_*$ ' = 0,06).



Rys. 44. Porównanie obliczonych modelem wielowarstwowym (linie, warstwa kontaktowa i zewnętrzna) i pomierzonych (punkty) przez Damgaarda i in. (2003) rozkładów prędkości i koncentracji osadu dla nachyleń dna  $\zeta$  przeciwnych do kierunku przepływu. ( $d_{50} = 0.23$  mm,  $\Theta_*$ ' = 0,06).

Na Rys. 43 i Rys. 44 przedstawiono rozkłady prędkości i koncentracji osadów obliczone prezentowanym modelem wielowarstwowym na tle wyników pomiarów przeprowadzonych przez Damgaarda i in. (2003) przy różnych nachyleniach dna dla rumowiska o medianie  $d_{50} = 0,23$  mm (Rys. 42) dla warunków określonych tarciem bezwymiarowym  $\Theta_*$ ' = 0,06. Pierwszy z rysunków przedstawia wyniki dla spadków zgodnych z kierunkiem przepływu, a drugi – dla spadków przeciwnych (oznaczonych znakiem "-"). Należy zaznaczyć, że Damgaard i in. (2003) stosowali odwrotną konwencję znaków, tj. spadki ujemne oznaczały nachylenia zgodne z kierunkiem przepływu. Jednak bardziej intuicyjne wydaje się oznaczanie spadków ujemnych dla nachyleń przeciwnych, tak też została przyjęta konwencja znaków w prezentowanym modelu matematycznym.

Można zauważyć, że model bardzo dobrze odzwierciedla prędkości osadów i dobrze odwzorowuje rozkłady koncentracji. Największe zgodności koncentracji występują dla

znacznych nachyleń, co może potwierdzać słuszność założeń teoretycznych poczynionych w modelu dotyczących wpływu dodatkowych składowych sił grawitacji na ziarna spoczywające na dnie przy znacznych nachyleniach. Warto także podkreślić dobrą zgodność wyników obliczeń z pomiarami osiągniętą w sytuacji obowiązywania rozkładu logarytmicznego prędkości w całym obszarze zawieszenia, tj. w obu warstwach: wewnętrznej i zewnętrznej.

#### 6.3.2 Transport osadów

Luque (1974) wykonał serię pomiarów transportu osadów wleczonych w kanale o długości 8m, wysokości 20 cm i szerokości 10 cm o konstrukcji umożliwiającej nachylenie dna (Rys. 45). Przepływ w kanale generowany był przy pomocy pompy. Pomiary wykonał dla przepływu bez nachylenia (0°) oraz trzech różnych nachyleń dna: 12°, 18° i 22° w warunkach tarcia bezwymiarowego w zakresie  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08. Autor badał transporty rumowisk niejednorodnych, które opisywał za pomocą średnic charakterystycznych  $d_{50}$ . Pomiary dla weryfikacji prezentowanego modelu są bardzo interesujące, gdyż Luque zastosował szeroki zakres materiałów reprezentujących rumowisko zarówno pod względem nie tylko średnic, ale i gęstości:

- piasek o gęstości  $\rho_s = 2640 \text{ kg/m}^3$  oraz średnicach  $d_{50} = 0.9 \text{ mm}$  oraz 1,8 mm;

- żwir o gęstości  $\rho_s = 2640 \text{ kg/m}^3$  oraz średnicy  $d_{50} = 3,3 \text{ mm}$ ;

- cząstki łupanego orzecha włoskiego o gęstości  $\rho_s = 1340 \text{ kg/m}^3$  oraz średnicy  $d_{50} = 1,5 \text{ mm}$ ; - rumosz z magnetytu o gęstości  $\rho_s = 4580 \text{ kg/m}^3$  oraz średnicy  $d_{50} = 1,8 \text{ mm}$ .

Dość dziwne i nietypowe zastosowanie przesiewanych łupin orzecha włoskiego wynikało jedynie z faktu, że wówczas granulaty z tworzyw sztucznych nie były dostępne, a Autorowi zależało na znacznie mniejszych gęstościach od typowych osadów piaszczystych.

W celu obliczenia naprężeń stycznych, autorzy wykonywali pomiary rozkładów prędkości wody. Transport osadów był wyznaczany metodą optyczną, na podstawie analizy zarejestrowanych filmów wykonanych dla ziaren przemierzających określony dystans w danym czasie.

Dla bezpośrednich wartości naprężeń stycznych oraz charakterystyk osadów i nachyleń dna przedstawionych przez Luque (1974) wykonano obliczenia prezentowanym w niniejszej pracy modelem. Porównania obliczonych i pomierzonych intensywności transportu wyrażonych transportem bezwymiarowym  $\Phi$  przedstawiono na Rys. 46 ÷ Rys. 50. Linie ciągłe oznaczają zgodność wyników obliczeń z z danymi pomiarowymi w stosunku 1:1, natomiast liniami przerywanymi oznaczono granice podwójnego błędu wyznaczenia.



Rys. 45. Kanał umożliwiający realizację nachyleń dna zastosowany przez Luque (1974)



Rys. 46. Porównanie obliczonych i pomierzonych intensywności transportu dla osadu piaszczystego o średnicy  $d_{50} = 0.9 \text{ mm i gęstości } \rho_s = 2640 \text{ kg/m}^3 \text{ w warunkach różnych nachyleń dna}$ /na podstawie badań laboratoryjnych Luque (1974)/.  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08.



Rys. 47. Porównanie obliczonych i pomierzonych intensywności transportu dla osadu piaszczystego o średnicy  $d_{50} = 1,8 \text{ mm i gęstości } \rho_s = 2640 \text{ kg/m}^3 \text{ w warunkach różnych nachyleń dna}$ /na podstawie badań laboratoryjnych Luque (1974)/.  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08.



Rys. 48. Porównanie obliczonych i pomierzonych intensywności transportu dla żwiru o średnicy  $d_{50} = 3,3 \text{ mm}$ i gęstości  $\rho_s = 2640 \text{ kg/m}^3$  w warunkach różnych nachyleń dna.  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08. /na podstawie badań laboratoryjnych Luque (1974)/.



Rys. 49. Porównanie obliczonych i pomierzonych intensywności transportu dla przesiewanych łupin orzecha włoskiego o średnicy  $d_{50} = 1,5$  mm i gęstości  $\rho_s = 1340$  kg/m<sup>3</sup> w warunkach różnych nachyleń dna /na podstawie badań laboratoryjnych Luque (1974)/.  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08.



Rys. 50. Porównanie obliczonych i pomierzonych intensywności transportu dla rumoszu magnetytu o średnicy  $d_{50} = 1.8 \text{ mm}$  i gęstości  $\rho_s = 4580 \text{ kg/m}^3$  w warunkach różnych nachyleń dna /na podstawie badań laboratoryjnych Luque (1974)/.  $\Theta_*$ '=0,03÷0,08.

Analizując wyniki przedstawione na powyższych wykresach można stwierdzić, że model dość dobrze odwzorowuje transporty osadów, niezależnie od średnicy i gęstości, w pełnym zakresie nachyleń dna zastosowanych w badaniach eksperymentalnych. Większość wyników predykcji nie przekracza podwójnego błędu wyznaczenia. Luque przedstawił w swojej pracy wyniki pomiarów, które same w sobie charakteryzują się znacznymi odchyłkami od wartości średnich z serii pomiarowej, przy podobnych warunkach pomiaru. W warunkach bliskich początkowi ruchu osadów, takie odchyłki są typowe. Toteż nie można mówić tutaj jednoznacznie o błędzie wyników obliczeń. Ciekawym jest fakt, że nie ma zdecydowanej różnicy w jakości predykcji osadów typowych (piaszczystych) od rumowisk zastępczych o nietypowych gęstościach (kilkakrotnie mniejszych lub większych). Świadczy to o uniwersalności modelu, która może mieć istotne znaczenie dla przyszłych zastosowań inżynierskich.

Kolejne wyniki pomiarów laboratoryjnych, które wykorzystano do weryfikacji prezentowanego modelu w warunkach występowania większych spadków zostały opublikowane przez Smarta i Jaeggi (1983). Autorzy wykonywali pomiary transportu osadów wleczonych wykorzystując konstrukcję umożliwiającą nachylenie dna aż do 40° (Rys. 51).



Rys. 51. Zestaw do pomiarów transportu rumowiska wleczonego przy dużych nachyleniach, które realizowali Smart i Jaeggi (1983).

Smart i Jaeggi (1983) wykonywali pomiary transportu czterech rodzajów żwirów o następujących parametrach:

- $d_{50} = 4,3 \text{ mm i gęstość } \rho_s = 2670 \text{ kg/m}^3$
- $d_{50} = 4,2 \text{ mm i gęstość } \rho_s = 2670 \text{ kg/m}^3$
- $d_{50} = 2,0 \text{ mm i gęstość } \rho_s = 2680 \text{ kg/m}^3$
- $d_{50} = 10,5 \text{ mm i gęstość } \rho_s = 2680 \text{ kg/m}^3$

przy nachyleniach dna 3, 5, 7, 10, 15 i 20% dla różnych wartości tarcia bezwymiarowego w zakresie  $\Theta_{*}' = 0.2 \div 2.35$ .

Prezentowanym w niniejszej pracy modelem wykonano serię obliczeń dla wyżej wymienionych danych bezpośrednio odpowiadających pomiarom. Wyniki obliczeń przedstawiono na Rys. 52. Uzyskano satysfakcjonującą zgodność, a w przypadku osadu najmniejszej z badanych frakcji (2 mm) – zgodność bardzo dobrą. Należy zaznaczyć, że najbardziej odbiegające wyniki (d<sub>50</sub>=10,5 mm, najniższy skrajny punkt na wykresie) osiągnięto dla warunków na granicy początku ruchu, gdzie koncentracje są bardzo niewielkie, a same pomiary charakteryzują się najczęściej znacznymi rozrzutami wyników (pojedyncze ziarna rozpoczynające ruch).



Rys. 52. Porównanie wartości transportu osadu obliczonych modelem trójwarstwowym z wynikami pomiarów Smart'a i Jaeggi (1983) dla czterech różnych średnic oraz różnych wartości tarcia bezwymiarowego w zakresie  $\Theta_*$ ' = 0,2 ÷ 2,35 w zakresie nachyleń dna od 3 do 20%.



Rys. 53. Porównanie wyników obliczeń dla dwóch wybranych średnic osadu modelem trójwarstwowym oraz formułą Meyera-Petera i Mullera ( $\Theta_*$ ' = 0,2 ÷ 2,35, nachylenie dna od 3 do 20%)

Na Rys. 53 przedstawiono przykładowe porównania wyników pomiarów Smart'a i Jaeggi (1983) z wynikiami obliczeń transportu modelem trójwarstwowym oraz formułą Meyera-Petera dla dwóch wybranych średnic (d = 2 mm i d = 4,3 mm). Zauważyć można wyraźne niedoszacowanie transportów oblicznych formułą MPM, która nie została w swojej oryginalnej postaci opracowana dla dużych nachyleń dna. Wyniki obliczeń prezentowanym modelem trójwarstwowym mieszczą się w większości przypadków w granicy podwójnego błędu wyznaczenia, przy czym zdecydowanie lepsze rezultaty osiągnięto dla mniejszej średnicy, tj. d = 2,0 mm.

Larionov i in. (2006) opublikowali wyniki pomiarów transportu osadów, które prowadzili w kanale umożliwiającym realizację nachyleń do 35%. W eksperymentach używali 4 różnych rumowisk niejednorodnych o średnicach charakterystycznych  $d_{50} = 0,75, 0,108, 1,25$  i 1,75 mm. Badania zostały przeprowadzone dla pełnego zakresu tarcia bezwymiarowego w przedziale od wartości bliskich początkom ruchu ziaren ( $\Theta_*$ ' = 0,06), przy niewielkich nachyleniach dna bliskich 0,5%, do silnie rozwiniętego, intensywnego transportu (maks. wartość  $\Theta_*$ ' = 4 przy nachyleniach dna do 35%). Na Rys. 54 przedstawiono porównanie wyników pomiarów z wartościami obliczonymi za pomocą modelu trójwarstwowego. Zgodność jest satysfakcjonująca. W większości przypadków wyniki mieszczą się w granicach podwójnego błędu wyznaczenia.



Pomierzone wartości transportu [kg/m/s]





Rys. 55. Porównanie przykładowych wyników pomiarów Aziz'a i Scott'a (1989) intensywności transportu rumowiska o średnicy 0,5 mm dla dwóch różnych nachyleń dna: 3% (czarne punkty) i 10% (kółka) w zakresie tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ ' = 0,16÷0,76 z wynikami obliczeń modelem trójwarstwowym

Do weryfikacji prezentowanego modelu trójwarstwowego w warunkach nachylenia dna wykorzystano także wyniki pomiarów Aziz'a i Scott'a (1989). Na Rys. 55 przedstawiono porównanie obliczonych intensywności transportów osadów dla wybranych wyników pomiarów zrealizowanych przez Autorów dla rumowiska o średnicy d=0,5 mm, przy nachyleniach dna 3% i 10%, odpowiadających dwóm grupom wartości tarcia bezwymiarowego w zakresie  $\Theta_*' = 0,16\div0,29$  oraz  $\Theta_*' = 0,44\div0,76$ . Ponownie uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń z wartości anchylenia dna, lepsze wyniki (praktycznie idealną zgodność) osiąga się dla większych wartości parametru Shieldsa, tj. dla bardziej intensywnego transportu (takim warunkom przede wszystkim dedykowany jest prezentowany model).



Rys. 56. Porównanie pomierzonych przez Recking'a i in. (2008) wartości transportu rumowiska dla trzech średnic w warunkach nachyleń od 0% do 10% w zakresie tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ ' = 0,06÷0,29 z wynikami obliczeń za pomocą modelu wielowarstwowego

Recking i in. (2008) wykonywali pomiary transportu rumowisk jednorodnych granulometrycznie w kanale cyrkulacyjnym dla nachyleń dna 0-10% w zakresie warunków od początku ruchu ( $\Theta_*$ ' = 0,06) do rozwiniętego transportu ( $\Theta_*$ ' = 0,29). Wyniki obliczeń na tle danych pomiarowych dla wybranych 3 średnic (d = 2,3, 4,9 oraz 9 mm) przedstawiono na Rys. 56. Model bardzo dobrze odwzorowuje pomierzone wartości transportu. Wyjątek stanowią najniżej położone punkty, dotyczące pomiarów w warunkach bliskich początkowi ruchu rumowiska ( $\Theta_*$ ' bliskie wartości 0,06), kiedy poruszają się praktycznie pojedyncze ziarna. W takich warunkach występują znaczne rozbieżności w samych pomiarach, trudno jest więc mówić jednoznacznie o błędach obliczeń w stosunku do wyników pomiarów.

Na Rys. 57 przedstawiono porównanie obliczonych wartości transportu rumowiska z wybranymi danymi pomiarowych Damgaard'a i in. (2003) dla osadu niejednorodnego o średnicy  $d_{50}$ =0,237 mm w warunkach tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ ' = 0,06÷0,2 przy nachyleniach w przedziale od -20° do 20° (pomiary tych Autorów omówione zostały już w rozdziale 6.3.1, gdzie zaprezentowano wyniki obliczeń rozkładów koncentracji i prędkości osadów). Dane na wykresie układają się w trzech grupach, odpowiadających 3 różnym warunkom przepływu zgodnie z opisanymi na wykresie wartościami tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ '. Uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń z pomiarami. Można zauważyć pewną właściwość, że dla największych wartości  $\Theta_*$ ' = 0,2 intensywność transportu osadów nie jest już w takim stopniu zależna od nachylenia dna, jak w przypadku mniejszych wartości tarcia bezwymiarowego. Zwrócili na to także uwagę sami autorzy pomiarów – Damgaard i in. (2003). Właściwość ta jest dość intuicyjna, gdyż przy większych wartościach przepływu naprężenia styczne zaczynają pełnić dominującą rolę w porównaniu ze stosunkowo niewielkim wpływem samego ciężaru ziaren na transport.



Rys. 57. Wyniki obliczeń transportu osadów w porównaniu z danymi pomiarowymi Damgaarda i in. (2003) dla osadu o średnicy d=0,237 mm w warunkach tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ '= 0,06÷0,2 przy nachyleniach w przedziale od -20° do 20°

Jako ciekawostkę, na Rys. 58 przestawiono wyniki obliczeń transportu osadów dla pomiarów zrealizowanych przez Frey'a (2014) na jednorodnym rumowisku modelowym reprezentowanym przez kulki szklane o średnicy 6 mm. Pomiary te zostały już szczegółowo omówione w rozdz. 6.3.1. Zaprezentowano wyniki obliczeń dla 4 wybranych testów wg. oryginalnych oznaczeń Frey'a (2014): test nr. N10-6 / $\Theta_*$ ' =0,076/, test nr. N10-8 / $\Theta_*$ ' =0,08/, test nr. N10-16 / $\Theta_*$ ' =0,1/ oraz test nr. N10-20 / $\Theta_*$ ' =0,106/. Zgodność wyników pomiarów z obliczeniami jest satysfakcjonująca. Największą różnicą w wynikach jest błąd rzędu 20% w przypadku testu N10-16. Można stwierdzić z całym przekonaniem, że jest to wynik bardzo dobry, biorąc pod uwagę dokładność innych istniejących modeli transportu osadów.



Rys. 58. Przykładowe transporty rumowiska reprezentowanego przez szklane kulki o średnicy 6 mm pomierzone przez Frey'a (2014) w warunkach nachylenia dna 10% na tle wyników obliczeń prezentowanym modelem wielowarstwowym. Punkty od najniższego do najwyższego reprezentują kolejno testy dla wartości tarcia bezwymiarowego odpowiednio:  $\Theta_*$ ' =0,076,  $\Theta_*$ ' =0,08,  $\Theta_*$ ' =0,1 oraz  $\Theta_*$ ' =0,106.

#### 6.3.3 Pionowa struktura segregacji osadów niejednorodnych granulometrycznie

Damgaard i in. (2003), których pomiary omówiono już częściowo w rozdziale 6.3.1, poświęcili także uwagę pionowej strukturze transportu osadów niejednorodnych w warunkach różnych nachyleń dna. Dlatego też ich wyniki zostały wykorzystane do dalszej weryfikacji prezentowanego modelu w zakresie odwzorowania segregacji pionowej transportowanego osadu. Autorzy wykonali pomiary koncentracji poszczególnych frakcji osadów w różnych odległościach od dna i przedstawili wyniki w postaci pionowej zmienności średnicy charakterystycznej  $d_{50}$ . Modelem wielowarstwowym wykonano obliczenia dla warunków odpowiadających pomiarom, stosując założenia teoretyczne dla osadów niejednorodnych przedstawione w rozdziale 5.1. Przeprowadzono analizę pionowej zmienności średnicy miarodajnej (mediany)  $d_{50}$ . Taka forma przedstawienia procesu pionowego sortowania osadu w transportowanej kolumnie wydaje się najbardziej adekwatna i czytelna dla zaprezentowania ogromnej ilości obliczonych danych dla poszczególnych frakcji.

Na dnie zastosowano piasek drobny o średnicy miarodajnej  $d_{50} = 0,23$  mm. Parametry odpowiadające poszczególnym testom (wartości prędkości dynamicznej, tarcia bezwymiarowego oraz nachylenia dna) przedstawiono w Tab. 3. Wyniki obliczeń na tle wyników pomiarów dla wybranych serii przedstawiono na Rys. 59 i Rys. 60. Linie reprezentują wyniki obliczeń, a punkty – wartości  $d_{50}$  z pomiarów, tj. obliczone na podstawie pomierzonych koncentracji poszczególnych frakcji. Najniższa wartość d50 linii reprezentujących wyniki obliczeń (0,23 mm), odpowiada średnicy charakterystycznej osadu na dnie. Jak widać na rysunkach, wartości pomiarowe Damgaard'a i in. (2003) znajduja się powyżej warstwy intensywnego sortowania zachodzącego w modelu w warstwie kontaktowej (dlatego dane pomiarowe charakteryzują się niewielkimi zmianami w pionie, wynikającymi raczej z chaotycznego ruchu transportowanego rumowiska oraz z samej dokładności pomiarów). Jednak, podobnie jak w przypadku pomiarów na rzece Wiśle, weryfikacja modelu w oparciu o dane z obszaru znajdującego się już powyżej strefy intensywnego sortowania o niewielkiej miąższości (gdzie pomiary dla osadów niejednorodnych granulometrycznie są trudne lub niewykonalne) jest uzasadniona, gdyż pionowa struktura transportu powyżej jest wynikiem tegoż sortowania. Innymi słowy, jakość predykcji d<sub>50</sub> w obszarze położonym powyżej strefy intensywnego sortowania (obszarze "mierzalnym") będzie sprawdzeniem słuszności założeń teoretycznych i przyjętego modelu sortowania w warstwach znajdujących się poniżej.

Tab 3.	Wartości nachyleń	ı dna	i tarcia bez	zwymiarov	vego	dla wyb	ranych serii	pomiarowyc	ch Damgaard	'a i in.
(2003)	wykorzystanych	do	weryfikacji	modelu	pod	kątem	predykcji	pionowego	sortowania	osadu
niejedn	orodnego granulon	netryc	znie							

$\zeta = 20^{\circ}$	$\begin{array}{l} \text{Test 1} \\ u_f = 0.0157 \\ \Theta_* ' = 0.064 \end{array}$	$\begin{array}{l} \text{Test 2} \\ u_f = 0,0217 \\ \Theta_*' = 0,121 \end{array}$	$\begin{array}{l} \text{Test 3} \\ u_f = 0,0299 \\ \Theta_*' = 0,230 \end{array}$
$\zeta = 10^{\circ}$	<b>Test 4</b>	Test 5	<b>Test 6</b>
	$u_f = 0,0147$	$u_f = 0.023$	$u_f = 0,0301$
	$\Theta_*' = 0,055$	$\mathfrak{S}_*' = 0.136$	$\Theta_*' = 0,233$
$\zeta = 0^{\circ}$	<b>Test 7</b>	<b>Test 8</b>	<b>Test 9</b>
	$u_f = 0,0154$	$u_f = 0,0215$	$u_f = 0,0298$
	$\Theta_*' = 0,061$	$\Theta_*' = 0,119$	$\Theta_*' = 0,229$
$\zeta = -10^{\circ}$	<b>Test 10</b>	<b>Test 11</b>	<b>Test 12</b>
	$u_f = 0,0154$	$u_f = 0,0207$	$u_f = 0,0287$
	$\Theta_*' = 0,061$	$\Theta_*' = 0,111$	$\Theta_*' = 0,213$
$\zeta = -20^{\circ}$	<b>Test 13</b>	<b>Test 14</b>	<b>Test 15</b>
	$u_f = 0,0160$	$u_f = 0,0198$	$u_f = 0,0277$
	$\Theta_*' = 0,066$	$\Theta_*' = 0,101$	$\Theta_*' = 0,198$



Rys. 59. Obliczone rozkłady pionowe zmienności średnicy charakterystycznej  $d_{50}$  (linie) na tle wyników pomiarów Damaarda i in. (2003) (punkty) dla warunków nachylenia dna  $\zeta = 20^{\circ}$  (testy nr.1-3) oraz  $\zeta = 10^{\circ}$  (testy nr.4-6) dla różnych warunków tarcia bezwymiarowego /patrz Tab.3/. Średnica miarodajna osadu na dnie  $d_{50} = 0,23$  mm.



Rys. 60. Obliczone rozkłady pionowe zmienności średnicy charakterystycznej  $d_{50}$  (linie) na tle wyników pomiarów Damaarda i in. (2003) (punkty) dla warunków nachylenia dna  $\zeta = 0^{\circ}$  (testy nr.7-9),  $\zeta = -10^{\circ}$  (testy nr.10-12) oraz  $\zeta = -20^{\circ}$  (testy nr.13-15) dla różnych warunków tarcia bezwymiarowego /patrz Tab.3/. Średnica miarodajna osadu na dnie  $d_{50} = 0,23$  mm.

Na podstawie wykonanej serii obliczeń dla wyżej przedstawionych danych pomiarowych Damgaard'a i in. (2003) można stwierdzić, że prezentowany model wielowarstwowy dość dobrze odwzorowuje pionową strukturę transportu osadów niejednorodnych w dużym zakresie nachyleń dna od -20° do 20°, a więc także dla spadków przeciwnych do kierunku przepływu. Ponadto, na liniach prezentujących wyniki obliczeń widoczna jest wyraźna tendencja do "podbijania" grubszych frakcji osadów zdecydowanie wyżej w przypadku największych wartości tarcia bezwymiarowego  $\Theta_*$ ', tj. bardziej intensywnych warunków przepływu (testy nr 3, 6, 9 i 12). Jest to uzasadnione i zgodne z rzeczywistym zachowaniem się transportowanego rumowiska w obliczu narastających prędkości przepływu – tj. rosnących naprężeń stycznych przy dnie reprezentowanych przez tarcie bezwymiarowe. Wyjątek stanowi test nr. 15, dla którego pomimo największej wartości  $\Theta_*$ ' (w serii testów 13-15) zauważalny wpływ na pionową strukturę transportu może mieć już znaczne nachylenie przeciwne do kierunku przepływu ( $\zeta = -20^\circ$ ).
### 7. Podsumowanie i wnioski

Opracowano wielowarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie dla warunków przepływu stacjonarnego nad dnem o różnych nachyleniach (zgodnych i lokalnie przeciwnych do kierunku przepływu). Model został zweryfikowany na postawie pomiarów dostępnych w literaturze oraz własnych. Weryfikacja modelu została przeprowadzona etapowo, ze szczegółowym sprawdzeniem poprawności założeń teoretycznych w różnych rejonach modelowanego obszaru transportowanej kolumny rumowiska, od strefy bezruchu w dnie, poprzez strefę sortowania ziaren, gdzie ruch jest zdominowany przez turbulentną wymianę pędu i zderzenia ziaren oraz powyżej, gdzie ziarna osadu są transportowane w zawieszeniu. Zweryfikowano szczegółowo założony rozkład naprężeń stycznych, miąższość poszczególnych warstw, prędkości osadów w warstwie saltacji, koncentracje referencyjne, rozkłady koncentracji i prędkości osadów i ostatecznie – wartości transportu osadów.

Założenia teoretyczne dla opisu transportu osadów opracowano z uwzględnieniem ciągłych, pionowych charakterystyk prędkości i koncentracji. Dokonano szczegółowej weryfikacji założeń teoretycznych w oparciu o liczne dane pomiarowe dostępne w literaturze a także pomiary własne zrealizowane w warunkach in-situ na rzece Wiśle (w zakresie pionowej struktury transportu i segregacji osadów). Powyższe pozwoliło potwierdzić słuszność pierwszej części tezy, iż *poprawny opis teoretyczny transportu rumowiska niespoistego i niejednorodnego granulometrycznie w warunkach przepływu stacjonarnego w kanale otwartym powinien uwzględniać pionową wielowarstwową strukturę segregacji i transportu osadów, wraz z pionowymi rozkładami prędkości i koncentracji oraz pionową strukturę składu granulometrycznego osadów.* 

Podobnie jak w większości istniejących modeli matematycznych, intensywność transportu uzależniono w prezentowanym modelu od naprężeń stycznych związanych z przepływem ponad dnem. Jednakże uwzględniono fakt, że pionowy rozkład naprężeń stycznych jest w rzeczywistości nieliniowy i zmienny w zależności od panujących warunków hydrodynamicznych – od wartości minimalnej w pewnej odległości od dna aż do wielkości maksymalnej na dnie. W obliczu silnie rozwiniętego transportu, kiedy występuje "dywan osadów" o pewnej grubości, pionowy rozkład naprężeń stycznych bardzo różni się od rozkładu w warunkach początku ruchu (wleczenie pojedynczych ziaren) z uwagi na interakcję płyn-osad i przekazywanie pędu z warstw wyższych, gdzie panują większe prędkości przepływu do warstw położonych niżej. Model matematyczny transportu rumowiska

przydatny z punktu widzenia inżynierskiego, tj. dający satysfakcjonujące wyniki obliczeń transportu osadów dla szerokiego zakresu warunków hydrodynamicznych (od początku ruchu do silnie rozwiniętego transportu) powinien uwzględniać tę zmienność. Zaprezentowany w niniejszej pracy model uwzględnia powyższe wymagania poprzez zastosowanie odpowiedniej procedury modyfikującej wartości naprężeń stycznych w dnie, w zależności od wielkości transportu osadów w różnych warunkach hydrodynamicznych (uwzględniono zanikanie naprężeń stycznych "lepkościowych" w głąb dna, w ruchomej warstwie osadów o bardzo dużych koncentracjach). Założenia teoretyczne zweryfikowano w oparciu o porównania wyników obliczeń z danymi pomiarowymi dostępnymi w literaturze. Potwierdzono w ten sposób słuszność drugiej części tezy, iż poprawny opis transportu osadów powinien również uwzględniać *pionowy rozkład naprężeń stycznych - zależny od panujących warunków hydrodynamicznych w związku z różnym charakterem oddziaływania wody i ziaren osadu - od wartości minimalnej w pewnej odległości od dna aż do wielkości maksymalnej na dnie i następnie zanikającej części typu lepkościowego w głąb dna.* 

Model rozwinięto także dla warunków transportu nad silnie nachylonym dnem, poprzez uwzględnienie oprócz naprężeń stycznych związanych z oddziaływaniem przepływu na dno, także składowych sił grawitacji oddziałującej na ziarna (składowej równoległej i prostopadłej do dna). Pozwoliło to na predykcję rozkładów prędkości i koncentracji osadów, transportu i segregacji osadów niejednorodnych nad dnem o znacznych nachyleniach praktycznie do wartości kąta tarcia wewnętrznego. Uwzględnienie występowania znacznych nachyleń dna może mieć istotne znaczenie w przypadku obliczania transportu osadów w obszarach, gdzie siły grawitacji oddziałujące na ziarna osadu mają istotny wpływ na transport, a głębokość i prędkość lokalnie nie zależy od spadku – jak w przypadku występowania dużych form dennych, stożków w rejonie ujść rzek itp. Założenia teoretyczne zostały zweryfikowane porównanie wyników przeprowadzonych obliczeń poprzez ze znaczną ilością opublikowanych danych z eksperymentów prowadzonych przy znacznych nachyleniach dna w specjalnie skonstruowanych kanałach. Pozwoliło to potwierdzić słuszność trzeciej części tezy, iż właściwy opis transportu osadów w przypadku przepływu stacjonarnego nad nachylonym dnem powinien uwzględniać udział sił grawitacji przyspieszających lub opóźniających ziarna w przypadku znacznych nachyleń dna, obok głównych sił sprawczych ruchu osadu związanych z przepływem ponad dnem. Opracowany model pozwala na obliczanie transportu rumowiska wraz z predykcją pionowej segregacji osadów niejednorodnych granulometrycznie w warunkach znacznych spadków dna zarówno dla nachyleń zgodnych z kierunkiem przepływu, jak i lokalnie przeciwnych (może mieć to znaczenie w przypadku obliczania transportu przy występowaniu dużych form dennych lub w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznych jak progi, umocnienia dna itp.). Przeprowadzone obliczenia i porównanie wyników z badaniami eksperymentalnymi dodatkowo wykazały, że wraz z rosnącą wartością tarcia bezwymiarowego maleje wpływ wartości nachylenia dna na intensywność transportu.

Uzyskiwane wyniki obliczeń pełnych rozkładów koncentracji i prędkości osadów jednorodnych i niejednorodnych granulometrycznie, a także transportu wraz z jego pionową strukturą granulometryczną w warunkach przepływu stacjonarnego przy różnych nachyleniach dna są bardzo obiecujące. Model nie wymaga korygowania wartości parametru Shieldsa w przypadku występowania większych nachyleń dna, nie wymaga także dodatkowej, dedykowanej kalibracji pozostałych parametrów dla konkretnych warunków. Nie wymaga się także znajomości koncentracji referencyjnej przy dnie jako warunku brzegowego dla obliczenia rozkładu koncentracji w warstwie zawieszenia, jak w przypadku większości opracowanych do tej pory modeli. Bardzo istotną zaletą jest także fakt, że model opisuje w sposób ciągły (i wzajemnie zależny) transport w warstwie przy dnie oraz w strefie zawieszenia, podczas kiedy większość znanych prac traktuje te zagadnienia z osobna.

Obliczenia mogą zostać przeprowadzone jedynie na podstawie parametrów wejściowych charakteryzujących osady (różne gęstości i średnice) oraz podstawowych parametrów definiujących warunki przepływu (prędkości przepływu, głębokość lub bezpośrednio zadane prędkość dynamiczna/naprężenia styczne). Ponieważ uwzględniono ciągłość pionowego opisu i pełną zależność transportowanego osadu od rumowiska znajdującego się na dnie oraz od zadanej wartości narpężenia stycznego, chociaż model w niniejszej pracy zaprezentowano dla warunków przepływu stacjonarnego, nie będzie stanowiło również problemu zastosowanie modelu do obliczeń zmienności transportu w czasie przy zmiennych warunkach hydrodynamicznych (prędkość przepływu, głębokość), traktując zagadnienie jako *quasistacjonarne*, tj. opisując występujące zmiany parametrów przepływu w czasie w sposób dyskretny, jako wartości uśrednione i stałe w określonych odcinkach czasu.

Wszystkie powyższej wymienione cechy zaprezentowanego w pracy modelu mogą być cenne dla przyszłych zastosowań inżynierskich. W szczególności dotyczy to możliwości wykorzystania go razem z dynamicznie rozwijanymi w ostatnich latach numerycznymi modelami hydrodynamicznymi w celu predykcji nie tylko transportu osadów, ale także zmian morfologicznych i przestrzennej segregacji rumowiska niejednorodnego w kanałach otwartych, w zbiornikach, w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznych, w rejonie ujść rzek, a także w całej gamie podobnych praktycznych zagadnień hydrotechnicznych.

# 8. Wykaz symboli i oznaczeń

- W pracy użyto następujących oznaczeń:
- c koncentracja osadu;
- c<sub>i</sub> koncentracja osadu *i*-tej frakcji;
- co koncentracja osadu na górnej granicy warstwy gęstej;
- c<sub>D</sub>-współczynnik oporu;
- $c_g$  koncentracja osadu w warstwie gęstej;
- cm-koncentracja osadu zagęszczonego na dolnej granicy warstwy gęstej;
- c<sub>M</sub> współczynnik masy dołączonej;
- d średnica ziaren osadu;
- d<sub>i</sub> średnica ziaren osadu i-tej frakcji;
- *d*<sub>50</sub> średnica miarodajna ziaren osadu;
- $F_s$  równoległa do dna składowa siły grawitacji oddziałującej na ziarno osadu;
- g przyspieszenie grawitacyjne;
- *h* głębokość wody;
- *H<sub>i</sub>* głębokość wody w sąsiednich przekrojach obliczeniowych;
- I-spadek linii energii;
- k<sub>s</sub> wysokość szorstkości;
- *l* droga mieszania;
- n-ilość frakcji osadu;
- $n_i$  udział ziaren frakcji  $d_i$  w mieszaninie osadu niejednorodnego;
- Q przepływ wody w przekroju czynnym kanału otwartego;
- q całkowity transport osadów;

- $q_i$  transport osadów frakcji *i*-tej o średnicy ziaren  $d_i$ ;
- $q_g$  transport osadów w warstwie gęstej;
- $q_c$  transport osadów w warstwie kontaktowej;
- s gęstość względna osadu będąca stosunkiem gęstości osadu do gęstości wody;
- u prędkość osadu;
- *u*<sub>1</sub>, *u*<sub>2</sub>, *u*<sub>3</sub> uśrednione wzdłuż głębokości prędkości przepływu;
- $u_g$  prędkość osadu w warstwie gęstej;
- $u_c$  prędkość osadu w warstwie kontaktowej;
- *u<sub>f</sub>* prędkość dynamiczna;
- $u_0$  prędkość osadu na granicy warstw kontaktowej i gęstej;
- *u*<sub>f0</sub> prędkość dynamiczna odpowiadająca naprężeniom efektywnym na górnej granicy warstwy gęstej;
- $u_{f*}$  prędkość dynamiczna odpowiadająca całkowitym naprężeniom stycznym;
- $u_{f*}$ ' prędkość dynamiczna odpowiadająca naprężeniom stycznym na górnej granicy warstwy

kontaktowej w warunkach płaskiego dna;

- *u*<sub>ln</sub> prędkość przepływu wody określona rozkładem logarytmicznym;
- v prędkości wody na podstawie pomiarów młynkiem hydrometrycznym;
- *w<sub>s</sub>* prędkość opadania ziaren osadu w wodzie;
- z współrzędna pionowa układu dla warstw kontaktowej i zawieszenia;
- z'- współrzędna pionowa układu dla warstwy gęstej;
- z"- współrzędna pionowa dla prezentacji wyników obliczeń we wszystkich warstwach.
- $\alpha$  współczynnik de Saint-Venanta;
- $\alpha^0$  stała, warstwa gęsta;
- $\alpha_c$  = współczynnik, warstwa kontaktowa;
- $\beta_c =$  współczynnik, warstwa kontaktowa;

- $\gamma$  parametr efektu ruchomego dna;
- $\delta_c$  miąższość warstwy kontaktowej;
- $\delta_g$  miąższość warstwy gęstej;
- $\delta_{in}$  miąższość warstwy wewnętrznej;
- $\delta_{out}$  miąższość warstwy zewnętrznej;
- $\Theta$  tarcie bezwymiarowe (parametr Shieldsa);
- $\Theta_*'$  tarcie bezwymiarowe (parametr Shieldsa) odpowiadające naprężeniom stycznym
  - na górnej granicy warstwy kontaktowej;
- $\Theta_c$  krytyczny parametr Shieldsa, tarcie krytyczne przy początku ruchu ziaren;
- $\Theta_0$  tarcie bezwymiarowe (parametr Shieldsa) odpowiadające efektywnym naprężeniom stycznym na górnej granicy warstwy gęstej;

 $\kappa$  - stała von Karmana;

- $\mu$  lepkość dynamiczna;
- $\mu_1$ ,  $\mu_2$  funkcje koncentracji osadu;
- $\nu$  lepkość kinematyczna wody;
- $\xi$  lokalne nachylenie dna kanału otwartego w przekroju obliczeniowym;
- $\rho$  gęstość wody;

 $\rho_s$  – gęstość ziaren osadu;

- $\tau_*$  całkowite naprężenie styczne;
- $\tau_*$ ' naprężenie styczne na górnej granicy warstwy kontaktowej w warunkach płaskiego dna;
- $\tau_0$  efektywne naprężenia styczne, naprężenia na górnej granicy warstwy gęstej;
- $(\tau_0)_{obl.}$  obliczone efektywne naprężenia styczne na górnej granicy warstwy gęstej;
- $\tau_b$ ' naprężenia naskórkowe;
- $\tau_*$ '' naprężenia związane z formami dennymi;
- $\tau_*$  ··· naprężenia związane z ruchem ziaren;

 $\tau_{max}$ ''' - naprężenia związane z ruchem ziaren na granicy warstw kontaktowej i gęstej;

 $\tau_{Re}$  – naprężenia Reynoldsa;

 $(\tau_{0_{Re}})_{pom}$  – naprężenia Reynoldsa wyznaczone na podstawie pomiarów laboratoryjnych;

 $\tau_s$  – naprężenie styczne oddziałujące na ziarno w związku z siłami grawitacji;

 $\varphi$  - quasi-statyczny kąt tarcia wewnętrznego;

 $\Phi_{MPM}$ - transport bezwymiarowy wyznaczony formułą Meyera-Petera i Müllera (1948);

 $\psi$  - kąt pomiędzy osią główną naprężeń, a osią poziomą.

### 9. Wykaz literatury

**Abbott J.E., Francis J.R.D.** (1977): Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. Proc. Royal Soc. Philos. Trans., 284(1321), 225-254.

Ackers P., White W.R. (1973): Sediment transport: New approach and analysis. J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng., 99(HY11), 2041–2060.

**Abbott J.E., Francis, J.R.D.** (1977): Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. Proc. Roy- al Soc. Philos. Trans., 284(1321), 225-254.

**Ancey C.** (2010): *Stochastic modeling in sediment dynamics: Exner equation for planar bed incipient bed load transport conditions*, J. Geophys. Res., 115.

**Ancey C., Bigillon F., Frey P., Lanier J., Ducret R.** (2002): Saltating motion of a bead in a rapid water stream. Phys. Rev. E, 66(3).

Andrews E. D. (1983): *Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material*. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1225-1231.

**Asano T.** (1995): Sediment transport under sheet-flow conditions. J. Waterw. Port Coastal Ocean Eng., 121(5), 239 – 246.

Ashida K., Michiue M. (1971): An investigation of river bed degradation downstream of a dam. Proc. 14th Congress of IAHR, Paris, France, 3, 247-256.

Aziz N.M., Scott D.,E. (1989): Experiments on sediment transport in shallow flows in high gradient channels. Hydrological Siences, 34(4).

**Bailard J.A.** (1981): An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, J. Geophys. Res., Vol. 86, No. C11, 10938-10954.

**Bartnik W., Michalik A., Bednarczyk T.** (1998): *Równanie transportu rumowiska wleczonego dla rzek Podkarpacia*, Gospodarka Wodna 7/1998.

**Bagnold R. A.** (1954): *Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear.* Proc. R. Soc. London, Ser. A, 225, No. 1160, 49-63.

**Bennett S. J., Bridge J. S., Best J. L.** (1998): *Fluid and sediment dynamics of upper stage plane beds.* J. Geophys. Res., 103(C1), 1239-1274.

**Bialik R.J., Nikora V.I., Rowiński P.M.** (2012): *3D Lagrangian modeling of saltating particles diffusion in turbulent water flow.* Acta Geophys. 60(6), 1639-1660.

**Biegowski J.** (2006): *Dynamika osadów morskich o niejednorodnym uziarnieniu w świetle teorii i eksperymentu*. Rozprawa doktorska, Instytut Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk.

**Berzi D., Fraccarollo L.** (2016): *Intense sediment transport: Collisional to turbulent suspension.* Physics of Fluids, 28, 0233302.

**Berzi D., Jenkins J.T., Valance A.** (2016): *Periodic saltation over hydrodynamically rough beds: aeolian to aquatic.* J. Fluid Mech., 786, 190.

**Blom A., Ribberink J., Parker G.** (2008): *Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers: A sorting evolution model.* J. of Geophysical Research, 113, F01019.

**Bridge J. S., Bennett S. J.** (1992): A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes and densities. Water Resources Research 28, 337-363.

**Cowen E., Dudley R., Liao Q., Variano E., Liu P.** (2010): An insitu borescopic quantitative imaging profiler for the measurement of high concentration sediment velocity. Exp. Fluids, 49, 77-88.

**Cheng N.S., Chen X.** (2014): Slope Correction for Calculation of Bedload Sediment Transport Rates in Steep Channels. Journal of Hydraulic Engineering, 140(6).

**Damgaard J.S., Soulsby R.L., Peet A., Wright S.** (2003): Sand transport on steeply sloping plane and rippled beds. J. of Hydr. Eng., 129(9), 706-719.

**Damgaard J.S., Whitehouse R.J.S., Soulsby R.,L.** (1997): *Bed-load sediment transport on steep longitudinal slopes.* J. of Hydr. Eng., 123(12), 1130-1138.

**Deigaard R.** (1993): *Modelling of sheet flow: dispersion stresses vs. the diffusion concept.* Prog. Rep. ISVA, Technical Univ. of Denmark, 74, 65–81.

Dębski K. (1939): O transporcie i osadzaniu aluwiów w korycie Wisły. Gosp. Wodna, 2.

**Du Boys P.** (1879): Le Rhône et les rivières à lit affouillable. Etude du régime du Rhône et de *Faction exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable*. Annales des Ponts et Chaussées, 49(2): 141–195.

**Dohmen-Janssen M.C.** (1999): Grain size influence on sediment transport in oscillatory flow, Wyd. Febodruk BV, ISBN 90-9012929-4, Enschede, The Netherlands.

Egiazaroff I.V. (1965): Calculation of non-uniform sediment concentrations. J. Hydraul. Eng., 91(4), 225-247.

**Einstein H. A.** (1950): *The bedload function for sediment transportation in open channels flows*. Techn. Bull. US Dept. of Agriculture, 1026.

**Engelund F.** (1967): A sediment transport theory based on similarity. Basic Res. Progress Rep. 13, Hydraulics Lab., Techn. Univ. of Denmark.

**Engelund F., Hansen E.** (1967): A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams, 65 pp., Teknisk Forlag, Copenhagen.

**Francis J.R.D.** (1973): *Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water stream.* Proc. R. Soc. Lond. A, 332, 443–471.

**Frey P.** (2014): Particle velocity and concentration profiles in bedload experiments on a steep slope. Earth Surf. Process. Landforms 39, 646–655.

**Furbish D.J., Fathel S.L., Schmeeckle M.W.** (2016): *Particle motions and bed load theory: the entrainment forms of the flux and the Exner equation*. Gravel-Bed Rivers: Processes and Disasters, Tsutsumi, Wyd. Laronne JB, Wiley: Hoboken, NJ.

**Gao P.** (2008): *Transition between two bed-load transport regimes: saltation and sheet flow.* J. Hydr. Eng., 134(3), 340–349.

Gilbert G. K. (1914): *The Transportation of Debris by Running Water*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., vol. 86, pp. 263, Washington, D. C.

**Gomez B., Church M.** (1989): An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. Water Res. Research, 25(6), 1161-1186.

Gončarov V.N. (1962): Dynamics of Channel Flows, j. ros., Wyd. Gidrometeoizdat, Leningrad.

Graf W. H. (1971): Hydraulics of sediment transport. McGraw-Hill, New York.

**Graf W.H., Suszka L.** (1987): *Sediment Transport in Steep Channels*, Journal of Hydrosciences and Hydraulic Eng., Japan Soc. Civ. Engs., Vol 5/1, 11-26.

**Guy H.P., Simons D.B., Richardson E.V.** (1966): *Summary of alluvial channel data from flume experiments*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 462(1), 96.

Hassan W.N. (2003): Transport of size-graded and uniform sediments under oscillatory sheet-flow conditions, PhD Thesis, Univ. of Twente, The Netherlands.

**Heyman J., Bohorquez P., Ancey C.** (2014): *Entrainment, motion and deposition of coarse particles transported by water over a sloping mobile bed*, J. Geophys. Res., DOI:10.1029.

Horikawa K., Wanatabe A., Katori, S. (1982): Sediment transport under sheet flow condition. Proc. 18th International Conference of Coastal Engineering, Am. Soc. Civil Eng., Reston, Va.

Hsu T., Jenkins J.T., Liu. P. (2004): On two-phase sediment transport: sheet flow of massive particles. Proc. R. Soc. Lond. A, 460, 2223-2250.

**Hsu S.M., Holly F.M.** (1992): Conceptual Bed-Load Transport Model and Verification for Sediment Mixtures. J. of Hydr. Eng, 118(8), 1135-1152.

**Jenkins J.T., Hanes D.M.** (1998): Collisional sheet flows of sediment driven by a turbulent fluid. J. Fluid Mech., 370, 29–52.

**Kaczmarek L.M.** (1991): *Mathematical model for oscillating sheet flow*. Proc. Euromech. Colloquium on Sand Transport in Rivers, Estuaries and the Sea, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield.

Kaczmarek L.M. (1999): Moveable sea bed boundary layer and mechanics of sediment transport. Instytut Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk, ISBN 83-85708-35-9.

Kaczmarek L.M., Ostrowski R. (2002): Modelling intensive near-bed sand transport under wave-current flow versus laboratory and field data. Coastal Engineering, 45(1), 1-18.

**Kaczmarek L.M., Biegowski J., Ostrowski R.** (2004): Modeling cross-shore intensive sand transport and changes of grain size distribution versus field data. Costal Engineering, 51, 501-529.

**Kaczmarek L.M., Sawczyński Sz., Biegowski J.** (2015): Hydrodynamic equilibrium for sediment transport and bed response to wave motion. Acta Geophysica, 63(2), 486-513.

**Kaczmarek L.M., Sawczyński Sz., Biegowski J.** (2017): An equilibrium transport formula for modeling sedimentation of dredged channels. Coastal Eng. J., 59(3), 1-35.

**Kaczmarek L.M., Biegowski J., Sobczak Ł.** (2019): *Modeling of Sediment Transport in Steady Flow over Mobile Granular Bed.* J. Hydraul. Eng., 145(4).

**Kaczmarek L.M., Biegowski J., Sobczak Ł.** (2021): Modelling of sediment transport with a mobile mixed sand bed in wave motion. J. Hydraul. Eng., DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001957, (w druku).

Kalinske A. (1947): Movement of sediment as bed-load in rivers. Transactions, American Geophysical Union, 28, 615–62.

Karim F. (1998): Bed material discharge prediction for nonuniform bed sediments. J. of Hydr. Eng., 124(6), 597–604.

**Kaveh K., Bui M. D., Rutschmann P.** (2017): A comparative study of three different learning algorithms applied to ANFIS for predicting daily suspended sediment concentration. Intern. J. of Sediment Research, 32(3), 340–350.

Lamb M.P., Dietrich W.E., Venditti J.G. (2008): Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? J. of Geophys. Res., 113.

Larionov G.A., Krasnov S.F., Dobrovolskaya N.G., Kiryukhina Z.P., Litvin L.F, Bushueva O.G. (2006): *Equation of Sediment Transport for Slope Flows*. Eurasian Soil Science, 2006, Vol. 39, No. 8, pp. 868–878.

Li D., Yang Z., Sun Z., Huai W., Liu J. (2018): *Theoretical Model of Suspended Sediment Concentration in a Flow with Submerged Vegetation*. Water. 10 (11), 1656.

Lin B., Namin M.M. (2005): Modelling suspended sediment transport using an integrated numerical and ANNs model. Journal of Hydraulic Research, 43(3).

Luque R.F. (1974): Erosion and transport of bed load sediment. Delft University of Technology, Delft.

Luque R. F., Van Beek R. (1976): Erosion and transport of bed-load sediment. J. Hydr. Res., 14, 127-144.

Maurin R., Chauchat J., Frey P. (2018): Revisiting slope influence in turbulent bedload transport: consequences for vertical flow structure and transport rate scaling. J. of Fluid Mechanics, 839.

McGee W. J. (1908): *Outlines of hydrology*. Geological Society of America Bulletin, 19 (1), 193-220.

Meyer-Peter E., Müller R. (1948): *Formulas for bed-load transport*. Rep. 2nd Meeting Int. Assoc. Hydraul. Struct. Res., Stockholm, 39-64.

Nakagawa H., Tsujimoto T. (1980): Sand bed instability due to bed load motion. J. of the Hydr. Div., 106(12), 2029-2051.

Nakato T. (1990): Tests of selected sediment-transport formulas. J. Hydraul. Eng., 116, 362-379.

**Nielsen P.** (1992): *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*. Adv. Series on Ocean Eng., Vol. 4, World Scientific, Singapore.

**Nikora V.I., Rowiński P.M.** (2008): Rough-bed flows in geophysical, environmental, and engineering systems: Double-averaging approach and its applications. Acta Geophys. 56(3), pp. 529-533.

Nino Y., Garcia M. (1998): *Experiments on saltation of sand in water*. J. Hydraul. Eng., 124, 1014-1025.

Nnadi F.N., Wilson K. C. (1992): *Motion of contact-load particles at high shear stress*. J. Hydraul. Eng., 118(12), 1670-1684.

**Nourani V.** (2009): Using artificial neural networks (ANNs) for sediment load forecasting of *Talkherood river mouth.* J. of Urban and Env. Engineering, 3(1), 1-6.

**Parker G., Klingeman P.C., McLean D.L.** (1982): *Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams*. J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng., 108(HY4), 544–571.

**Parker C., Clifford N.J., Thorne C.R.** (2011): Understanding the influence of slope on the threshold of coarse grain motion: revisiting critical stream power. Geomorphology, vol. 126, 51–65.

**Pasini J.M., Jenkins J.T.** (2005): *Aeolian transport with collisional suspension.* Philos. Trans. R. Soc. London, A 363, 1625–1646.

**Proffitt G., Sutherland A.** (1983): *Transport of non-uniform sediments*. J. of Hydraulic Research, 21(1), 33–43.

Raudkivi, A.J. (1976): Loose Boundary Hydraulics. Pergamon Press, Oxford, UK.

**Recking A., Frey P., Paquier A., Belleudy P., Champagne J.Y.** (2008): *Bed-load transport flume experiments on steep slopes.* J. of Hydr. Eng., 134(9).

**Ribberink J.S.** (1998): *Bed load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows*. Coastal Engineering 34, pp 59–82.

**Robakiewicz M., Sobczak Ł.** (2005): *The influence of river training on hydrodynamics and morphological changes in open channel flow on the example of the Lower Vistula River.* Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., E-5 (387), Warszawa, 149-177.

**Rouse H.** (1937): *Modern conceptions of the mechanics or fluid turbulence*. Transactions of the American Society of Civil Engineers, 102 (1), 463-505.

Samaga B.R., Garde R.J., Ranga Raju K.G. (1985): Total load transport of sediment mixtures. Irrigation and Power Journal, 42(4), 345-353.

Sawczyński Sz. (2013): Zmiany batymetrii i segregacja rumowiska w obszarze budowli hydrotechnicznych na przykładzie zapiaszczania torów wodnych. Rozprawa doktorska, Wyd. Naukowe Tygiel, Lublin, 2018, ISBN 978-83-65598-59-2.

**Sayed M., Savage S.B.** (1983): *Rapid gravity flow of cohesionless granular materials down inclined chutes.* J. Applied Mathematics and Physics (ZAMP), 34, 84-100.

Savage S.B. (1984): The mechanics of rapid granular flows. Adv. Appl. Mech. 24, 289–366.

Shields A. (1936): Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Erschienen im Eigenveriage der Preusischen Versuchsanstalt fur Wasserbau und Schiffbau, Berlin NW 87.

Skibiński J. (1976): Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach środkowej polski, Rozprawy Naukowe SGGW w Warszawie, zeszyt 74

**Smart G.M.** (1984): *Sediment transport formula for steep channels*, Journal of Hydraulic Engineering, 110(3).

**Smart G.M., Jaeggi M.N.R.** (1983). *Sediment transport on steep slopes*. Mitteil. 64, Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zurich, Switzerland, 191.

**Sobczak L.** (2005a): A procedure for calculating of sand transport in rivers, XV Międzynarodowa Szkoła Hydrauliki, Debrzyno, Wyd. IBW PAN, str. 251-257.

**Sobczak L.** (2005b): *Some remarks on vertical sorting and transport of sand in rivers*, Sediment Transport in Rivers and Transitional Waters, Wyd. IBW PAN, str. 92-96.

Sobczak Ł., Kaczmarek L.M. (2006): *Mathematical Description of Transport and Vertical Sorting of Graded Sediment in Rivers*. XXVI School of Hydraulics, Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., Warszawa, E-6 (390), 139-146. Sobczak Ł., Kaczmarek L.M. (2007): Zastosowanie trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych do predykcji zamulania zbiorników wodnych i kanałów otwartych. XII Międzynarodowa Konferencja Technicznej Kontroli Zapór, Wyd. IMGW, 19-22 czerwca, Stare Jabłonki.

Sobczak L., Robakiewicz M. (2003): Pomiary na Wiśle w ramach programu naukowobadawczego "US-Poland Technology Transfer", XXIII Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki, Współczesne Problemy Hydrauliki Wód Śródlądowych, Tleń.

Sumer B.M., Kozakiewicz A., Fredsøe J., Deigaard R. (1996): Velocity and concentration profiles in sheet-flow layer of movable bed. J. of Hydr. Eng., 11(10), 549-558.

Sun Z., Zheng H., Xu D., Hu C., Zhang C. (2021): Vertical concentration profile of nonuniform sediment. International Journal of Sediment Research, (36), 12-126.

Šamov G. I. (1959): *Rečnyje nanosy*. Wyd. Gidrometeoizdat, Leningrad.

**Tayfur G.** (2002): Artificial neural networks for sheet sediment transport. Mythological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques, 47(6).

**Thai C.H., Tsai C.T.** (2000): Velocity and concentration distributions of sediment-laden open channel flow. J. of the American Water Res. Assoc., 36(5).

**Tisujimoto T.** (2010): Diffusion coefficient of suspended sediment and kinematic eddy viscosity of flow containing suspended load. Wyd. River Flow, Red. Koll, D., Geisenhainer, A., Bundesanstalt für Wasserbau: Karlsruhe.

**Tsujimoto T.** (1991): Mechanics of sediment transport of graded materials and fluvial sorting. Rep. Faculty of Engineering, Kanazawa University, Japan.

Van Rijn L.C. (1984a): Sediment transport, Part I: Bedload transport. J. Hydr. Engrg, ASCE, 110(10), 1431-1456.

Van Rijn L.C. (1984b): Sediment transport, Part II: Suspended load transport. J. Hydr. Engrg, ASCE, 110(11), 1613-1641.

Vanoni VA. (1975): Sedimentation engineering. ASCE Manual 54, ASCE, New York.

**Vowinckel B., Nikora V., Kempe T., Fröhlich J.** (2017a): *Momentum balance in flows over mobile granular beds: application of double-averaging methodology to DNS data.* J. Hydr. Research, doi:10.1080/00221686.2016.1260656.

**Vowinckel B., Nikora V., Kempe T., Fröhlich J.** (2017b): Spatially-averaged momentum fluxes and stresses in flows over mobile granular beds: A DNS-based study. J. Hydr. Research, doi:10.1080/00221686.2016.1260658.

Wiberg P. L., Smith J. D. (1985): A Theoretical Model for Saltating Grains in Water, J. of Geophys. Res., 90 (C4), 7341–7354.

Williams G.P. (1970): Flume width and water depth effects in sediment-transport experiments, Geological Survey Professional Paper, Vol. 562.

Wilson K.C. (1987): Analysis of bed-load motion at high shear stress. J. Hydr. Engrg, ASCE, 115(6), 825-830.

**Wong M., Parker G.** (2006): *Reanalysis and correction of bed-load relation of Meyer-Peter and Müller using their own database*, J. Hydr. Eng., 132(11), 1159–1168.

**Wu W., Wang S.S.Y., Jia Y.** (2000): *Nonuniform sediment transport in alluvial rivers*, J. of Hydraulic Research, 38(6), 427-434.

Yalin M.S. (1977): *Mechanics of sediment transport*. 2<sup>nd</sup> ed. Pergamon Press, Oxford.

**Zyserman J.A., Fredsøe J.** (1994): Data analysis of bed concentration of suspended sediment. J. Hydraul. Res., 120(9), 1021-1042.

#### Dodatkowe materiały wykorzystane w pracy

- 1. Fotografie własne autora (Fot. 1-5 oraz Fot. 7-8),
- 2. Mapa ze zbiorów Google Maps (Fot. 6),
- 3. Roczniki Hydrologiczne 1962-1983, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

# 10. Podziękowanie

Chciałbym serdecznie podziękować:

- Promotorowi Panu prof. dr hab. inż. Leszkowi Kaczmarkowi za cierpliwość i kierunkowe wsparcie merytoryczne w czasie wieloletniej współpracy,
- Promotorowi pomocniczemu Panu dr Jarosławowi Biegowskiemu za wsparcie oraz konsultacje dotyczące obliczeń i metod numerycznych,
- Panu prof. dr hab. inż. Wojciechowi Majewskiemu za życzliwość od pierwszych lat mojej pracy naukowej oraz za nawiązanie współpracy z Uniwersytetem w Mississippi, która zaowocowała projektem naukowo-badawczym US-Poland Technology Transfer USTTP-05, w ramach którego odbyły się pomiary na rzece Wiśle przedstawione w niniejszej rozprawie,
- Pani dr hab. inż. Małgorzacie Robakiewicz oraz wszystkim uczestnikom wyżej wymienionego projektu, bez których pomiary in-situ nie odbyłyby się,
- Dyrekcji Instytutu Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku za umożliwienie kontynuacji badań objętych niniejszą pracą po długiej przerwie,

a także wszystkim osobom, które w jakikolwiek sposób przyczyniły się do powstania tej pracy, a nie zostały powyżej wymienione.

Autor