

Teoria głębokości zamknięcia w świetle pomiarów terenowych na wielorewowym brzegu morskim

**Mgr inż. Grzegorz R. Cerkowniak, dr hab. inż. Rafał Ostrowski, prof. dr hab. inż. Zbigniew Pruszek,
inż. Marek Skaja, mgr Magdalena Stella**

Instytut Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku

Natężenie ruchu osadów dennych w morzach i oceanach oraz zmiany poziomu dna zależą od intensywności wymuszeń hydrodynamicznych, tj. prędkości ruchu wody w warstwie przydennej. Ruch ten może być związany z prądami typowymi dla otwartego morza, tj. np. prądami dryfowymi lub gradientowymi. W morzach pływowych, np. na Morzu Północnym, obserwuje się duże ruchome formy denne na głębokościach rzędu $20 \div 30$ m, których istnienie i dynamika zależy od zjawisk pływowych [4, 8]. Przydenne ruchy wody i osadów w obszarze transformacji fal jest wywołany najczęściej oscylacyjnymi przepływami generowanymi w toni wodnej ruchem falowym na swobodnej powierzchni morza, prądami pochodzenia falowego (wzdłużbrzegowymi i poprzecznymi do brzegu, w tym prądami rozrywającymi), charakterystycznymi dla morskiej strefy przybrzeżnej, gdzie występuje dysypacja energii fal.

Przestrzenna zmienność natężenia ruchu osadów dennych jest bezpośrednią przyczyną akumulacyjnych i erozyjnych procesów zachodzących w dnie morskim. Procesy te są niezwykle intensywne w strefie przyboju, gdzie oddziaływanie fal i prądów pochodzenia falowego na dno morskie jest najsilniejsze. W większych odległościach od brzegu, w obszarze zwiększających się głębokości, natężenie ruchu osadów znacznie maleje, a ewolucja dna morskiego staje się znikoma.

Tradycyjnie za odmorską granicę wpływu falowania na dno morskie w skali jednego roku przyjmuje się tzw. głębokość zamknięcia h_z , występującą na profilu poprzecznym brzegu w miejscu, gdzie ekstremalne fale sztormowe w analizowanym rocznym przedziale czasowym nie wywołują intensywnego ruchu osadów dennych. Najczęściej odnośne ekstremalne warunki sztormowe określane są wysokością tzw. „efektywnych” fal

znacznych H_e , tj. fal znacznych występujących przez co najwyżej 12 godzin w ciągu roku lub około 0,137% analizowanego przedziału czasu. Proste równania (oparte na opracowanych w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych XX wieku koncepcjach Birkemeiera [2] i Hallermeiera [6, 7], umożliwiające oszacowanie głębokości zamknięcia h_z na podstawie parametrów efektywnej fali znacznej H_e , podane są np. w pracy [5]. Nie znając klimatu falowego, można wyznaczyć głębokość zamknięcia bezpośrednio na podstawie wyników pomiarów batymetrycznych.

Ze względu na to, że falowanie jest procesem losowym i w strefie brzegowej morza zależy od nieustannie zmieniającej się morfologii dna morskiego, a z drugiej strony jest przyczyną tej zmienności, określenie głębokości zamknięcia stanowi skomplikowane zadanie. Pierwszym krokiem jest przyjęcie maksymalnego zakresu zmian dna morskiego Δh , poniżej którego zakłada się, że dno jest nieaktywne, przynajmniej w granicach błędu przyjętej oceny, zależnego m.in. od wiarygodności i dokładności danych batymetrycznych.

Klasyyczną definicję głębokości zamknięcia h_z (odnoszącą się do jednego roku) można uogólnić na krótsze lub dłuższe przedziały czasu. Wówczas kluczowym czynnikiem określającym h_z są skale zjawisk hydrodynamicznych (jeden sztorm, sezon, rok, dekada). Im dłuższy przedział czasowy, tym większa jest głębokość h_z . W miarę oddalania się od brzegu zmiany dna maleją, co wynika ze spadku intensywności oddziaływania pola falowo-prądowego. Dobór przedziału zmienności poziomu dna Δh , jako kryterium wyznaczania głębokości zamknięcia h_z , w znacznym stopniu zależy od rzeźby dna morskiego, w tym od usytuowania dużych form dennych oraz (jak wspomniano uprzednio) od jakości dostępnych danych batymetrycznych.

Badania prowadzone na różnych odcinkach brzegów morskich w USA nie wykazują wyraźnych związków pomiędzy h_z a takimi morfologicznymi cechami obszaru brzegowego, jak nachylenie poprzecznego profilu dna czy średnica ziaren osadów. Istotnym czynnikiem może być natomiast wyraźna niestabilność brzegu i ewentualne jego sztuczne zasilanie [3].

W przypadku dużych skal czasowych głębokości zamknięcia h_z występują w rejonach dna morskiego znacznie oddalonych od linii brzegowej, tj. w miejscach, gdzie z definicji zmienność dna morskiego jest znikoma. W takich przypadkach zwykle przyjmuje się mniejszy zakres Δh , równy około $0,06 \div 0,15$ m. W krótszych skalach czasowych, związanych z bardziej dynamicznymi i bliższymi linii brzegowej obszarami dna, np. rejonem występowania rew, dopuszcza się większy zakres Δh , tj. około $0,2 \div 0,3$ m [3, 9, 10].

Prowadzone dla kilku- i kilkunastoletnich przedziałów czasowych badania [3] oraz [10], które dotyczyły odbijającego energię falową brzegu bezrewowego lub co najwyżej z jedną rewą (Laboratorium Brzegowe Duck Point, FRF – *Field Research Facility*, USA), zakładały $\Delta h = 0,1 \div 0,3$ m. Dla takich warunków otrzymano w przypadku skali pięciu i więcej lat wartości h_z równe około 8 m. Zmniejszając skale czasowe do jednego roku oraz przyjmując wartości Δh równe 0,1 m, 0,2 m i 0,3 m, uzyskano odpowiednio głębokości zamknięcia $h_z = 5,5$ m (odległość od brzegu $L_z = 500 \div 550$ m), $h_z = 4,5$ m ($L_z = 400 \div 450$ m) oraz $h_z = 4$ m ($L_z = 350 \div 400$ m).



Rys. 1. Lokalizacja Morskiego Laboratorium Brzegowego IBW PAN w Lubiatowie

Statystyczna analiza głębokości zamknięcia w przypadku mniejszych skal czasowych i występującego w rejonie Morskiego Laboratorium Brzegowego (MLB) w Lubiatowie (rys. 1) wielorewowego brzegu rozpraszającego energię falową wykazuje, że głębokość zamknięcia h_z jest związana z usytuowaniem systemu rewowego. Najczęściej występuje ona na odmorskim skłonie rewy, w obrębie której w danej skali czasowej dno według przyjętego kryterium zmienności Δh staje się nieaktywne.

Pierwsze badania głębokości zamknięcia odpowiadającej różnym skalom czasowym przy danych pochodzących z MLB Lubiatowo wykonano na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych XX wieku [11]. Największa skala czasowa obejmowała jedną dekadę (1987-1996) i była zbliżona do najdłuższych przedziałów czasowych (12 lat) przyjętych w pracy [10] dla Duck Point [1, 9]. Ze względu na losowość zjawiska w analizie zastosowano głównie aparat statystyczny.

Pierwszym statystycznym parametrem wykorzystanym do określenia głębokości zamknięcia w rejonie MLB Lubiatowo było odchylenie standardowe oscylacji poziomu dna morskiego w stosunku do poziomu średniego. Badano na jakiej głębokości (oraz w jakiej odległości od linii brzegowej) mierzone odchylenie standardowe staje się mniejsze od wartości krytycznej Δh , przyjmowanej z przedziału $0,06 \div 0,15$ m. Wyniki obliczeń okazały się silnie zależne od kwadratu liczby obserwacji. Ze względu na to zdecydowano się na zastosowanie mniej czułego na liczbę obserwacji statystycznego parametru określonego jako „rozstęp zmienności dna”, będącego różnicą pomiędzy ekstremalnymi (minimum i maksimum) poziomami dna. Parametr ten porównywano z dwiema krytycznymi wielkościami zmian dennych, tj. $\Delta h = 0,2$ m i $\Delta h = 0,3$ m.

W wyniku analiz ostatecznie otrzymano, że quasi-sezono- wa (wiosna – jesień) wartość głębokości zamknięcia h_z w warunkach wielorewowego brzegu charakterystycznego dla MLB Lubiatowo w okresie 1987-1996 oscyluje w granicach $5 \div 10$ m [11]. Oczywiście mniejsze wartości h_z równe około $5 \div 7$ m uzyskano przy przyjęciu $\Delta h = 0,3$ m, a większe – wynoszące około 10 m – przy $\Delta h = 0,2$ m. Średnio, w obu rozpatrzonych przypadkach Δh , najczęściej były to wartości mieszczące się

w przedziale około 6 ÷ 8 m. Uzyskane wartości h_z są zmienne wzdłużbrzegowo: odpowiadają odległościom od brzegu z przedziału około 800 ÷ 1000 m, występując na odmorskim skłonie rewy najbardziej odległej od linii brzegowej, a nawet dalej – poza systemem rew.

Ekstrapolując wyniki badań na dłuższe okresy czasu, wychodzące poza skalę dekady, otrzymuje się wartości h_z rzędu 16 m przy $\Delta h = 0,3$ m oraz około 17 m przy $\Delta h = 0,2$ m [11]. Przy tak dużych skalach czasowych można przypuszczać, że incydentalne/ekstremalne zjawiska aktywnego oddziaływania na dno mogą sięgać jeszcze głębiej, przekraczając nawet 20 m. Są to głębokości występujące około 2 ÷ 3 km od brzegu. Podkreślić jednak należy, że wartości h_z podane dla dłuższych skal nie pochodzą z bezpośrednich pomiarów, ale są wynikiem daleko idących ekstrapolacji.

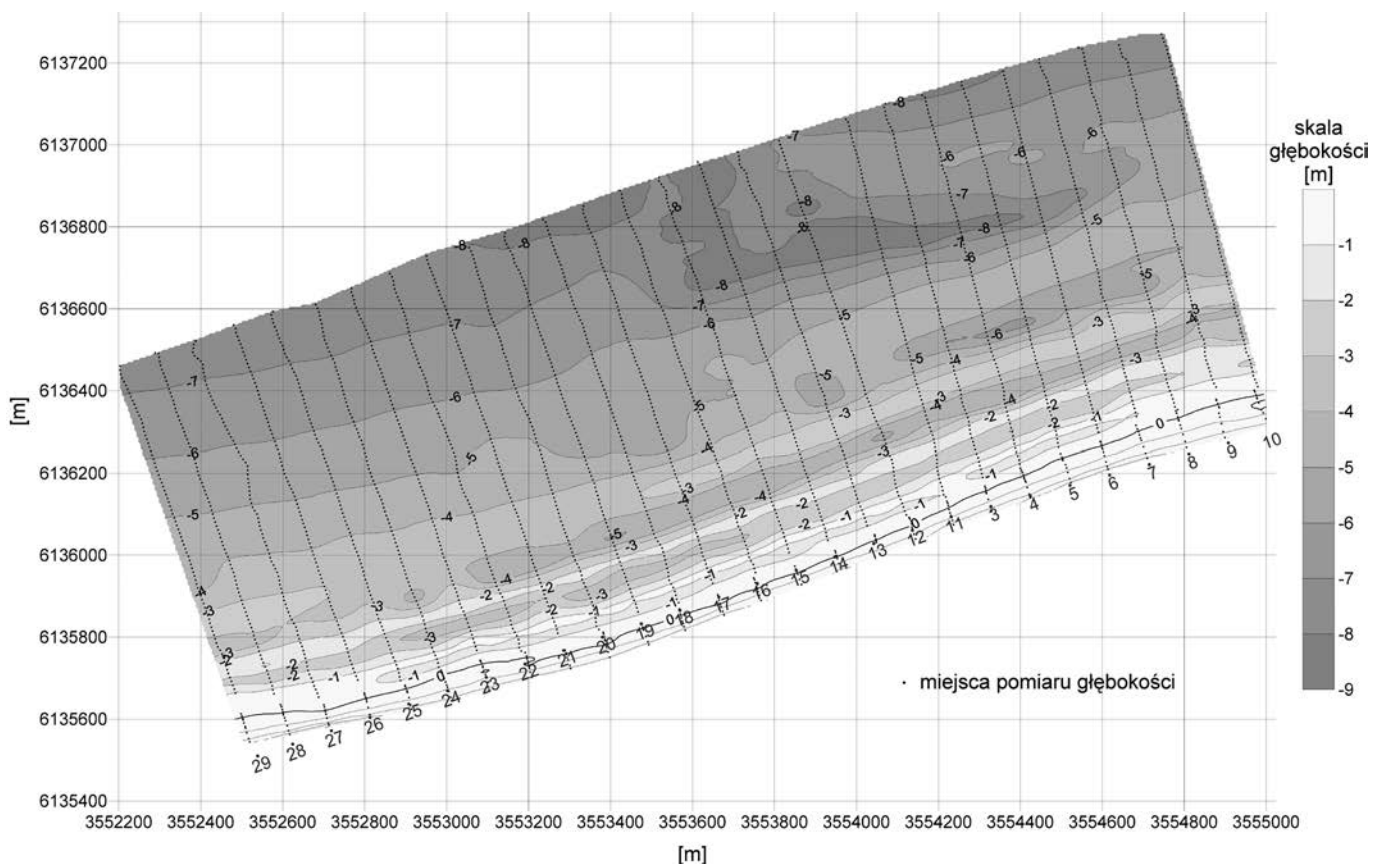
DANE BATYMETRYCZNE I FALOWE

Dane terenowe wykorzystane w niniejszej pracy pochodzą z pomiarów prowadzonych w przez Instytut Budownictwa Wodnego PAN (IBW PAN) w rejonie Morskiego Laboratorium Brzegowego (MLB) w Lubiatowie. MLB Lubiatowo jest placówką służącą do badań *in situ* zjawisk fizycznych zachodzących w strefie brzegowej morza. Zakres prowadzonych tam pomiarów jest bardzo szeroki i obejmuje liczne parametry procesów hydrodynamicznych, litodynamicznych i morfodynamicznych. Do niniejszego studium wykorzystano wyniki pomiarów batymetrycznych w strefie przybrzeżnej oraz długoterminowe zapisy falowania głębokowodnego.

Brzeg morski w rejonie Laboratorium charakteryzuje się łagodnym nachyleniem (1 ÷ 2%) i jest zbudowany z drobnoziarnistego piasku kwarcowego o medianie średnic ziaren wynoszącej około 0,22 mm. W analizowanym obszarze brzegowym oprócz 3 ÷ 4 stabilnych rew obserwuje się często występowanie jednej dodatkowej rewy ulegającej okresowemu zanikowi. W procesie transformacji fal na wielorewowym profilu brzegu charakterystycznym zjawiskiem jest stopniowa dysypacja energii falowania poprzez wielokrotne załamanie fali. W rezultacie bardzo mała część energii falowania głębokowodnego dociera w bezpośrednie sąsiedztwo linii brzegowej.

W badaniach tak ukształtowanej strefy brzegowej morza istotną rolę odgrywają pomiary batymetryczne. Są one prowadzone w obszarze wzdłużbrzegowym o wymiarze 2600 m i o rozciągłości w morze wynoszącej około 800 ÷ 1000 m (niekiedy więcej) od linii brzegowej. Pomiary batymetryczne wykonuje się metodą echosondażu we wzajemnie równoległych, położonych 100 m od siebie, profilach poprzecznych do brzegu morskiego (rys. 2), z pozycjonowaniem łodzi metodą GPS.

Częstość wykonywania oraz odmorskie i wzdłużbrzegowe rozciągłości pomiarów batymetrycznych w MLB Lubiatowo zależą od warunków pogodowych i od bieżących potrzeb uwarunkowanych realizowanymi projektami badawczymi. Z tego powodu pozyskiwanie danych batymetrycznych na przestrzeni wielolecia ma charakter nieregularny. Badania echosondażowe w rejonie Lubiatowa są prowadzone przeciętnie 1 ÷ 2 razy w ciągu każdego roku kalendarzowego. Są jednak i takie lata, w których pomiarów batymetrycznych wcale nie prowadzono. Niektóre pomiary sięgają głębokości nie przekraczających 5 ÷ 6 m, ograniczone są zatem do strefy przybrzeżnej (o dużej



Rys. 2. Oznaczenia profili batymetrycznych i ukształtowanie przybrzeżnego dna w rejonie Morskiego Laboratorium Brzegowego IBW PAN w Lubiatowie

dynamice dna morskiego w krótkich skalach czasowych, nawet pod wpływem umiarkowanego falowania) i do niniejszego studium nie dostarczają istotnych danych. Na potrzeby niniejszej pracy rozpatrzono możliwość wykorzystania wyników pomiarów wykonanych w następujących terminach: 21.06.2000; 01.06.2001; 16.09.2001; 27.11.2001; 04.10.2002; 26.11.2002; 17.06.2006; 19.09.2006; 28.11.2006; 02.08.2007; 04.11.2008; 26.09.2011; 11/25.07.2012.

Badania hydrodynamiki wielorewowej strefy brzegowej wymagają znajomości parametrów falowania głębokowodnego, stanowiących dane wejściowe do rozważań teoretycznych (w tym modelowania matematycznego) dotyczących transformacji fal w strefie przybrzeżnej oraz prądów pochodzenia falowego i ruchu osadów.

Od lat dziewięćdziesiątych XX wieku głębokowodne warunki falowe są monitorowane w Lubiawie przy użyciu kierunkowych boi falowych (*Directional Waverider Buoy*), produkcji holenderskiej firmy Datawell BV – Waverider Mk. II oraz DWR-7 Mk. III. Wzniesienia swobodnej powierzchni morza są mierzone w sposób ciągły z częstością próbkowania 2,56 Hz, a statystyczno-stochastyczne parametry falowania są wyznaczane nie rzadziej niż raz na godzinę na podstawie co najmniej dwudziestominutowej rejestracji danych. Z zasilanej własnymi bateriami boi falowej dane są transmitowane automatycznie drogą radiową do odbiornika w laboratorium, gdzie następuje zapis surowych serii pomiarowych na PC oraz analiza statystyczno-stochastyczna i zapis wyników tej analizy w formie raportów na PC. W efekcie uzyskuje się wysokość, okres i kierunek fali.

Harmonogram prac pomiarowych w MLB Lubiawo zależy od długookresowego planu działalności statutowej IBW PAN oraz od wysokości środków finansowych uzyskanych na badania terenowe, jak również od aspektów technicznych (konieczne przerwy na konserwację przyrządów, wymianę baterii, itp.). Z wymienionych przyczyn serie pomiarowe (w tym wyniki pomiarów falowania głębokowodnego) nie mają charakteru ciągłego. Na potrzeby niniejszej pracy rozpatrywano możliwość wykorzystania wyników pomiarów falowania z następujących przedziałów czasu: 16.02.2001 ÷ 21.10.2001; 01.09.2002 ÷ 30.11.2002; 08.08.2003 ÷ 15.11.2003; 19.09.2006 ÷ 06.09.2007; 08.06.2011 ÷ 24.08.2011; 30.08.2011 ÷ 06.02.2012; 28.05.2012 ÷ 29.03.2013; 18.04.2013 ÷ 20.02.2014.

Wszystkie pomiary falowania głębokowodnego wykonano w miejscach, gdzie głębokość morza wynosi 15 ÷ 18 m, na akwenu położonym w rejonie współrzędnych 54°50' N, 17°50' E, w odległości 1,0 ÷ 1,5 mili morskiej (tj. około 2 ÷ 3 km) od linii brzegowej.

Uwzględniając łączną dostępność danych falowych i batymetrycznych, do dalszych rozważań, obliczeń i analiz przyjęto dane falowe z przedziału czasu od 19.09.2006 do 02.08.2007 roku (granice którego odpowiadają datom wykonania pomiarów batymetrycznych).

Wybrany okres ma długość około 10,5 miesiąca, jest więc nieco krótszy niż wymagany do wyznaczenia klasycznej „jednorocznej” głębokości zamknięcia na podstawie analizy falowania zarejestrowanego w czasie 12 miesięcy. Koniec tego okresu powinien przypadać na dzień 18.09.2007. W danych falowych zarejestrowanych w okresie 02.08.2007 ÷ 06.09.2007 nie występują jednakże ekstremalnie duże wysokości fal (maksymalna

wysokość fali znacznej w tym okresie wynosi 2,21 m). W okresie 07.09.2007 ÷ 18.09.2007 nie zarejestrowano w Lubiawie silnych wiatrów. Dane falowe z okresu 19.09.2006 ÷ 02.08.2007 są zatem wystarczające do wyznaczenia konwencjonalnej jednorocznej głębokości zamknięcia.

W toku analizy warunków falowych wyznaczono w wybranym przedziale czasu wysokość efektywnej fali znacznej H_e , tj. fali o wysokości charakteryzującej się prawdopodobieństwem przewyższenia wynoszącym 0,137% (czyli występującej przez co najwyżej 12 godzin) oraz wartość odpowiadającego jej okresu T_e . Te parametry efektywnej fali znacznej wykorzystano do obliczenia głębokości zamknięcia.

Rzeczywiste odmorskie zasięgi zmian dennych i głębokości odpowiadające tym zasięgom wyznaczono na podstawie danych batymetrycznych, zebranych w granicach przedziału czasu, w którym były rejestrowane parametry falowania, tj. w dniach 19.09.2006, 28.11.2006 i 02.08.2007. Analizie poddano profile pomiarowe sięgające (z jednym wyjątkiem) odległości co najmniej 900 m od linii brzegowej, tj. profile o numerach 3 ÷ 16 (rys. 2).

Biorąc pod uwagę dokładność wskazań echosondy i dokładność pozycjonowania łodzi pomiarowej oraz przestrzenną powtarzalność badań, jako maksymalny zakres zmian dna morskiego, poniżej którego zakłada się, że dno jest nieaktywne, przyjęto $\Delta h = 0,3$ m.

WYNIKI OBLICZEŃ GŁĘBOKOŚCI ZAMKNIĘCIA A RZECZYWISTY ODMORSKI ZASIĘG ZMIAN DENNYCH

Obliczenia głębokości zamknięcia (h_z) przeprowadzono przy użyciu następujących pół-empirycznych formuł, zaproponowanych przez Hallermeiera i Birkemeiera [5]:

$$h_z = 2,28H_e - 68,5 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad (1)$$

$$h_z = 1,75H_e - 57,9 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad (2)$$

gdzie:

g – przyspieszenie ziemskie.

Co ciekawe, wzory (1) i (2) zawierają jedynie parametry hydrodynamiczne klimatu falowego, brak w nich natomiast średnicy osadów budujących dno morskie. Okazuje się, że Hallermeier w swoich pracach [6] i [7] na podstawie danych laboratoryjnych i terenowych pozytywnie zweryfikował wzór (2) dla szerokiej gamy średnic ziaren piasku (od 0,16 do 0,42 mm).

Wyniki obliczeń głębokości zamknięcia uzyskane za pomocą wzorów (1) i (2) przedstawiono w tabl. 1.

Tabl. 1. Głębokości zamknięcia w Lubiawie według formuł Hallermeiera i Birkemeiera

Okres	H_e [m]	T_e [s]	h_z , Hallermeier [m]	h_z , Birkemeier [m]
19.09.2006 – 02.08.2007	3,5	7,7	6,5	4,9

Głębokości zamknięcia obliczone wzorami (1) i (2) znacznie różnią się od siebie. Wartość wyznaczona wzorem (1) jest

o 33% większa niż wartość wyznaczona wzorem (2). Przyczyn rozbieżności w wartościach h_z uzyskanych przy użyciu różnych wzorów mających genezę empiryczną można upatrywać w odmienności środowisk, dla których je wyprowadzono i występujących tam warunków fizycznych, a także w jakości danych.

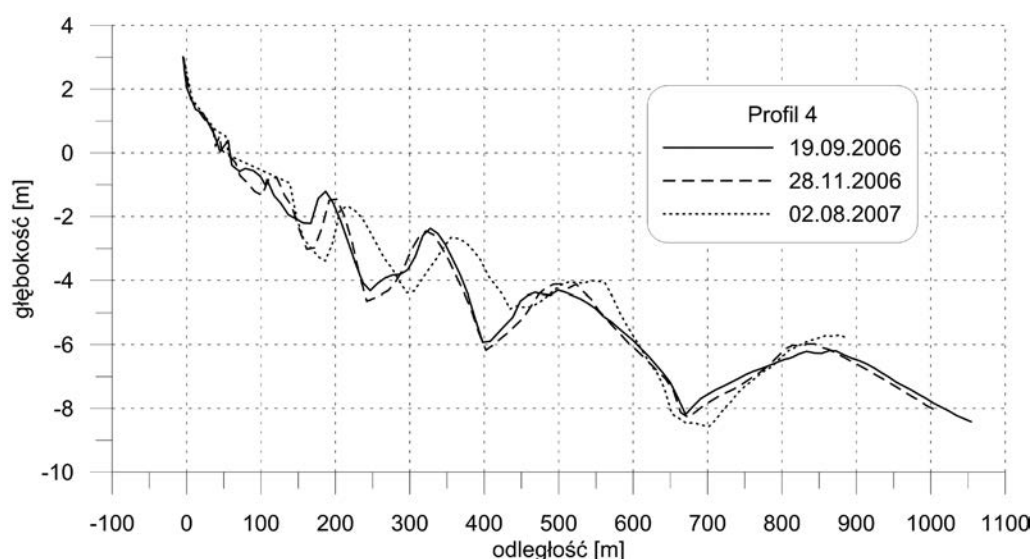
Analizie zasięgu zmienności dna morskiego na podstawie danych batymetrycznych poddano 14 profili echosondażowych oznaczonych numerami od 3 do 16 (rys. 2), prostopadłych do linii brzegowej, wzajemnie równoległych i odległych od siebie o 100 m. Przykładowe zmiany batymetryczne przedstawiono na rys. 3 ÷ 8. W kilku przypadkach, tj. w odniesieniu do profili 4, 6, 11, 13, 14 i 16, nie udało się określić zasięgów

zmian batymetrycznych x_{zr} i głębokości odpowiadających tym zasięgom h_{zr} , ponieważ albo dokładność kursu łodzi na przekroju pomiarowym była niewystarczająca (przekraczała wartość błędu przyjętą jako 10 m), albo też zmienność w czasie profiliów na ich odmorskich końcach przekraczała wartość $\Delta h = 0,3$ m (przykładowe profile 4 i 16, odpowiednio na rys. 3 i 8).

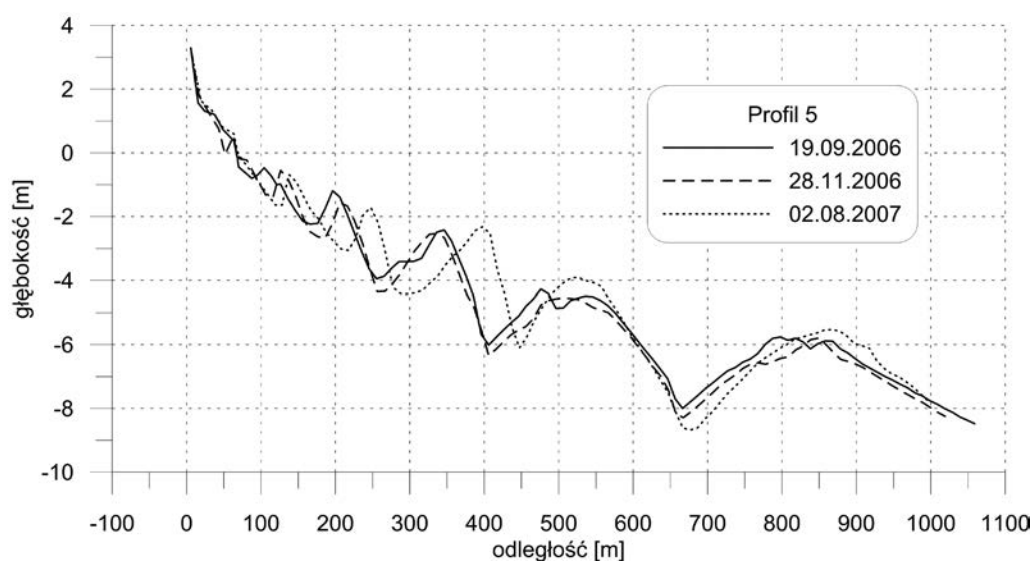
Z oglądu rys. 3 ÷ 8 wynika, że znaczne zmiany denne (przekraczające przyjęte kryterium $\Delta h = 0,3$ m) występują na głębokościach znacznie większych od wartości $h_z = 4,9$ m (tabl. 1) uzyskanej wzorem Birkemeiera (2) i nieco większych od wartości $h_z = 6,5$ m (tabl. 1) uzyskanej wzorem Hallermeiera (1). Wykresy przedstawiające zmienność w czasie profilu nr 16 (rys. 8)

Tabl. 2. Zasięgi zmian batymetrycznych x_{zr} i głębokości odpowiadające tym zasięgom h_{zr}

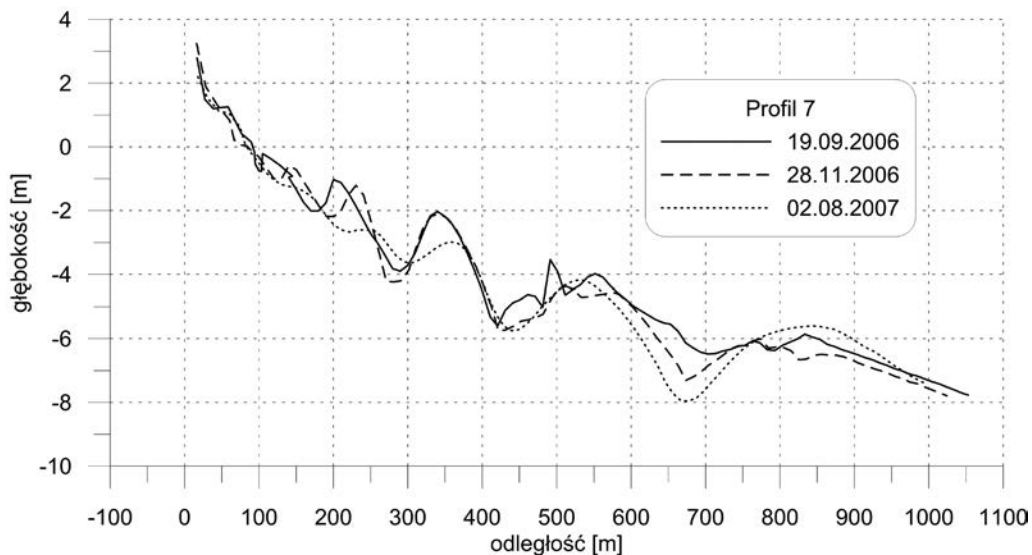
Nr profilu	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
x_{zr}	940	–	910	–	870	770	900	800	–	960	–	–	960	–
h_{zr}	7,5	–	7,5	–	7,0	6,0	7,3	6,5	–	6,8	–	–	7,7	–



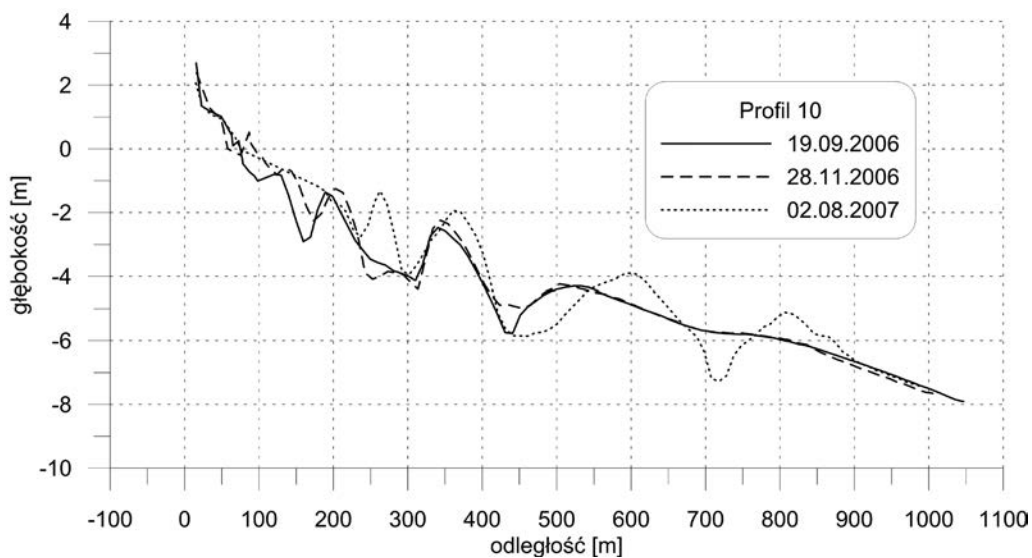
Rys. 3. Zmiany batymetryczne profilu nr 4 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007



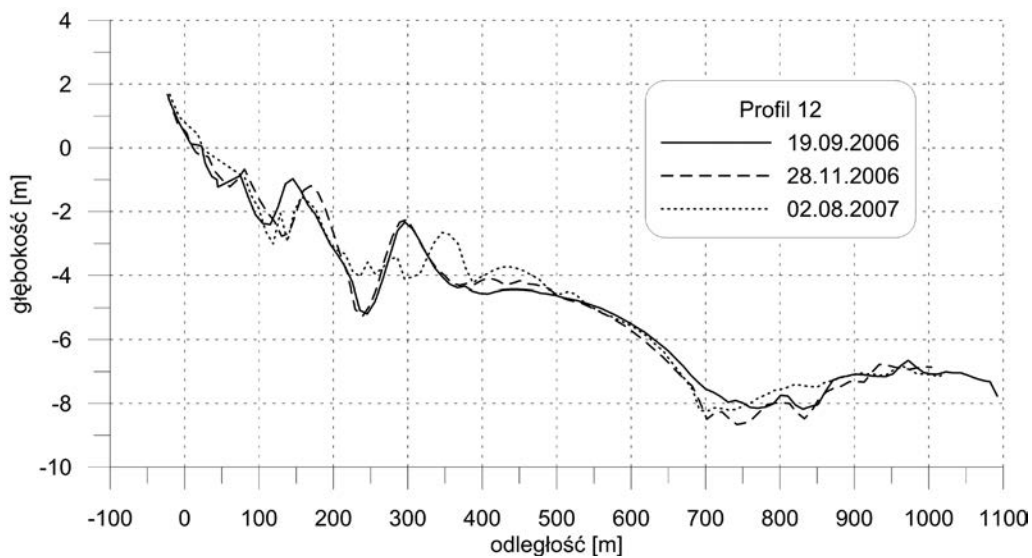
Rys. 4. Zmiany batymetryczne profilu nr 5 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007



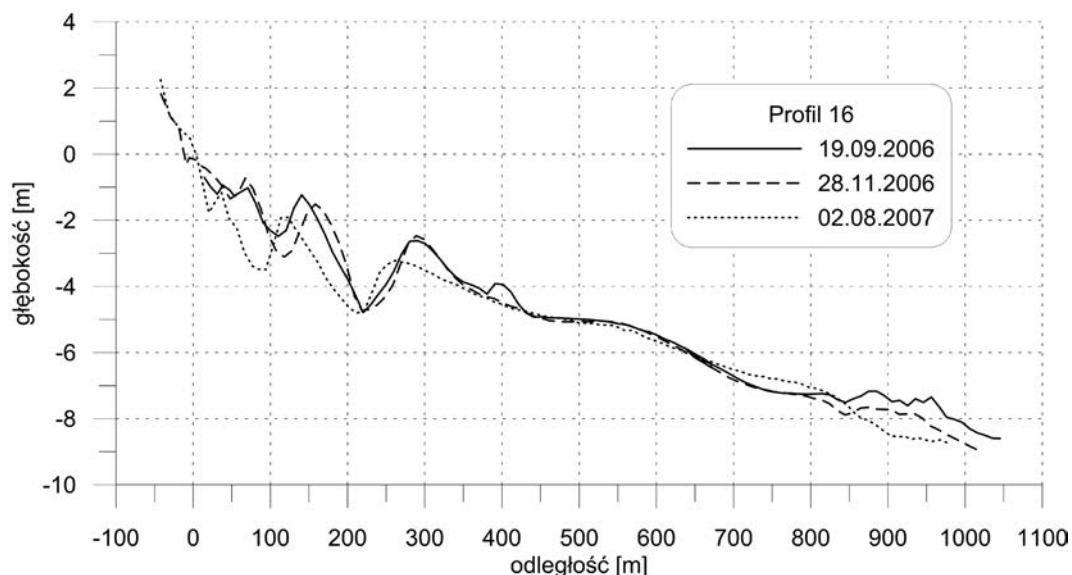
Rys. 5. Zmiany batymetryczne profilu nr 7 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007



Rys. 6. Zmiany batymetryczne profilu nr 10 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007



Rys. 7. Zmiany batymetryczne profilu nr 12 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007



Rys. 8. Zmiany batymetryczne profilu nr 16 w okresie od 19.09.2006 do 02.08.2007

każą przypuszczać, że głębokość zamknięcia na tym profilu wynosi co najmniej 9 m. Komplet wyników analizy zasięgów zmian batymetrycznych x_{cr} i głębokości odpowiadających tym zasięgom h_{cr} zamieszczono w tabl. 2.

Głębokości odpowiadające zasięgom zmian batymetrycznych h_{cr} podane w tabl. 2 są generalnie zbliżone do wartości $h_z = 6,5$ m uzyskanej wzorem (1), (tabl. 1). Tylko w jednym przypadku wartość h_{cr} jest o 0,5 m mniejsza od h_z (profil nr 8), w innym przypadku $h_{cr} = h_z$ (profil nr 10), na pozostałych zaś profilach rzeczywista głębokość zamknięcia h_{cr} jest nieco większa od wartości h_z (maksymalnie o około 19%). Należy jednakże pamiętać, że dla sześciu z czternastu profili (43% przypadków) analiza była niemożliwa, a wartości h_{cr} byłyby najprawdopodobniej zdecydowanie większe zarówno od wartości $h_z = 6,5$ m, jak i maksymalnej wartości h_{cr} z tabl. 2 ($h_{cr} = 7,7$ m). Wnioskować z tego można, że dla wielorewowego brzegu morskiego, stopniowo rozpraszającego energię falową, nie tylko w wzoru Birkemeiera (2) ale również Hallermeiera (1) biorą się niedoszacowania głębokości zamknięcia.

ZAKOŃCZENIE

Wyniki obliczeń głębokości zamknięcia uzyskane w ramach niniejszego studium za pomocą wzorów (1) i (2) są zbliżone do wartości opublikowanych w pracy [11]. Na podstawie danych wiatrowych zebranych w Helu w latach 1960-1985 autorzy wyżej wymienionej publikacji oszacowali dla poszczególnych lat wysokości głębokowodnej efektywnej fali znacznej H_e . Dla otrzymanych wartości $H_e = 3,5 \div 5,5$ m, stosując wzór Hallermeiera (1), uzyskali oni głębokości zamknięcia $h_z = 7 \div 11$ m. Łatwo zauważyć, że lewa granica przedziału wysokości rozpatrywanych wówczas fal efektywnych ($H_e = 3,5$ m) jest identyczna z wartością wyznaczoną w ramach niniejszej pracy. Różne (aczkolwiek podobne) głębokości zamknięcia h_z uzyskane wzorem (1) w badaniach [11] i przedstawionych w pracy (odpowiednio 7,0 m i 6,5 m) wynikają zapewne z różnych okresów fal efektywnych T_e występujących w rejonie Helu i Lubiatowa.

Pół-empiryczne wzory (1) i (2) wyprowadzono przy założeniu, że siłą sprawczą ruchu osadów i zmian dna morskiego są naprężenia ścinające generowane przydennymi prądami oscylacyjnymi pochodzenia falowego [5]. Nie można jednakże wykluczyć, że na głębokościach $6 \div 7$ m i większych ma miejsce współdziałanie przydennych oscylacji falowych i przydennych prądów pochodzenia falowego typowych dla strefy brzegowej oraz silnych prądów otwartego morza, takimi jak dryfowe lub gradientowe. Należy przypuszczać, że prądy owe współdziałając z falowaniem, wzmagają jego oddziaływanie na dno morskie do tego stopnia, że osady są wprowadzone w ruch, co nie miałyby miejsca przy działaniu na dno naprężeń ścinających wywołanych jedynie ruchem wody pochodzącym od falowania.

Nie ulega wątpliwości, że w wielorewowym brzegu morskim, charakterystycznym dla południowego Bałtyku, rzeczywiste głębokości zamknięcia (wyznaczone na podstawie danych batymetrycznych) są większe od wartości obliczonych na podstawie parametrów efektywnej fali znacznej. Fakt ten skłania do sformułowania hipotezy dotyczącej istotnej roli prądów typowych dla pełnego morza, występujących poza strefą brzegową i współdziałających z przepływami pochodzenia falowego. Współdziałanie to prawdopodobnie generuje w warstwie przydennej naprężenia ścinające wystarczające do wywołania w warunkach sztormowych intensywnego ruchu osadów i w konsekwencji zmian dna morskiego.

Autorzy niniejszej pracy widzą potrzebę kontynuowania badań odmorskiego zasięgu zmienności dna strefy brzegowej w różnych skalach czasowych. Dalsze prace dotyczące tego zagadnienia będą ukierunkowane na dokładne wyznaczenie sił sprawczych ruchu osadów dennych (przydennych naprężeń ścinających) w ekstremalnych warunkach sztormowych o różnych okresach powtarzalności, ze szczególnym uwzględnieniem efektów przydennego współdziałania przepływów pochodzenia falowego (tzw. falowych prędkości orbitalnych) i prądów morskich występujących na granicy strefy przyboju i poza strefą przyboju.

Bezcennym przedsięwzięciem byłoby przeprowadzenie w tym rejonie pomiarów prądów przydennych podczas silnych sztormów. Badania tego rodzaju nie były bowiem do tej pory realizowane.

PODZIĘKOWANIA

Wyniki badań przedstawione w niniejszym artykule uzyskano dzięki środkom finansowym udzielonym przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego na rzecz działalności statutowej IBW PAN (temat 2.2) oraz częściowo w ramach realizacji projektu badawczego pt. „Analiza wpływu falowania podgrawitacyjnego i wiatrowego na przebudowę dna i brzegu morskiego – rozbudowa i weryfikacja modeli matematycznych i numerycznych” (nr projektu 2012/05/B/ST10/00926).

LITERATURA

1. Beavers R., Howd P., Birkemeier W., Hathaway K.: Evaluating profile data and depth of closure with Sonar Altimetry. Proc. Coastal Sediments'99, Hauppauge (Long Island), ASCE, 1999, 479-490.
2. Birkemeier W.A.: Field data on seaward limit of profile change. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering (3), 1985, 598-602.
3. Capobianco M., Larson M., Nicholls J., Kraus N.: Depth of closure. A contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence. Proc. Coastal Dynamics'97, Plymouth, ASCE, 1997, 506-515.
4. Carbajal N., Montaña Y.: Comparison between Predicted and Observed Physical Features of Sandbanks. Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 52, 2001, 435-443.
5. Dean R.G.: Beach Nourishment. Theory and Practice. Advanced Series on Ocean Engineering – Volume 18. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2002.
6. Hallermeier R.J.: Uses for a calculated limit depth to beach erosion. Proceedings, 16th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, 1978, 1493-1512.
7. Hallermeier R.J.: A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal Engineering (4), 1981, 253 – 277.
8. Hulscher S.J.M.H., van den Brink G.M.: Comparison between predicted and observed sand waves and sand banks in the North Sea. Journal of Geophysical Research, 106 (C5), 2001, 9327-9338.
9. Nicholls R., Birkemeier W., Hallermeier R.: Application of depth of closure concept. Proc. 25th International Conf. on Coastal Engineering, Orlando, ASCE, 1996, 3874-3887.
10. Nicholls R., Birkemeier W.: Morphological and sediment budget controls on depth of closure at Duck, NC. Proc. Coastal Dynamics'97, Plymouth, ASCE, 1997, 496-505.
11. Różyński G., Pruszek Z., Okrój T., Zeidler R.: Depth of closure and seabed variability patterns. Proc. 26th International Conf. on Coastal Engineering, Copenhagen, ASCE, 1998, 2926-2939.