Maciej Janecki 🕩 0000-0002-8784-2862 Dawid Dvbowski (D) 0000-0001-6878-8250 Artur Nowicki 🔟 0000-0003-3801-8137 Jaromir Jakacki 厄 0000-0001-7376-3090 Lidia Dzierzbicka-Głowacka (D) 0000-0001-6151-2390 INSTYTUT OCEANOLOGII POLSKIEJ AKADEMII NAUK W SOPOCIE adres e-mail do korespondencji: mjanecki@iopan.pl DOI: 10.26408/FindFISH-06

6. ANALIZA PARAMETRÓW FIZYCZNYCH WÓD ZATOKI GDAŃSKIEJ ZA POMOCA MODELU NUMERYCZNEGO ECOFISH

WPROWADZENIE

Morze Bałtyckie jest płytkim morzem śródladowym, połaczonym z Morzem Północnym poprzez wąskie cieśniny. Topografia tych cieśnin, a w szczególności ich mała głębokość, utrudnia swobodną wymianę wód między Bałtykiem a Morzem Północnym, powodując, że znaczące wymiany wód miedzy tymi morzami odbywają się jedynie podczas dużych wlewów (Fischer i Matthäus, 1996; Matthäus i Franck, 1992). Zatoka Gdańska stanowi południową część Morza Bałtyckiego i w mniejszym stopniu mają na nią wpływ wlewy, za to jest narażona na oddziaływania z lądu. Poza wodami dostajacymi się do Zatoki Gdańskiej z Wisły ogromny wpływ na warunki środowiskowe Zatoki ma także silnie zurbanizowane i uprzemysłowione wybrzeże (Kowalkowski i in., 2012; Pastuszak i in., 2018). Dodatkowym utrudnieniem dla wymiany wód Zatoki z otwartym morzem jest Półwysep Helski stanowiący naturalną barierę lądową wyznaczającą granicę pomiędzy Zatoką Pucką i Basenem Gdańskim.

Warunki morfometryczne Zatoki Gdańskiej sprzyjają zróżnicowaniu zasolenia wody w jej obrębie. Widoczne różnice można zaobserwować między płytkim obszarem przybrzeżnym, należącym hydrologicznie do warstwy powierzchniowej Bałtyku, a pozostała, głębsza strefa Zatoki (Jankowska i in., 1994; Kruk-Dowgiałło i Szaniawska, 2008). Mniejsze różnice występują natomiast między rejonem głebokowodnym Zatoki Gdańskiej a otwartym morzem, gdzie występuje typowa dla Bałtyku warstwowa struktura wód (Dargahi i in., 2017).



ogram Regionalny









Kompleksowe zrozumienie i opisanie zjawisk i procesów zachodzących w wodzie oraz na jej granicy z lądem i atmosferą możliwe jest poprzez jednoczesne wykorzystanie modeli matematycznych, nowoczesnych badań *in situ*, a także technik obserwacyjnych w postaci teledetekcji satelitarnej (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019; Konik i in., 2019; Woźniak i in., 2011a; Woźniak i in., 2011b).

Aby zwiększyć intensywność transferu wiedzy i wykorzystanie potencjału naukowego przez rybaków, a w konsekwencji przyczynić się do zrównoważonego rozwoju rybołówstwa przy jednoczesnym zwiększeniu ochrony ekosystemu Zatoki, zbudowano trójwymiarowy, prognostyczny model ekohydrodynamiczny o nazwie EcoFish, który został skonfigurowany dla obszaru Zatoki Gdańskiej. Model EcoFish jest podstawowym narzędziem platformy, z której użytkownicy (w szczególności rybacy oraz naukowcy) mogą czerpać wiedzę i informacje o aktualnych i prognozowanych warunkach fizycznych i biologicznych Zatoki Gdańskiej.

6.1. MODEL ECOFISH

6.1.1. Domena modelu

Domena modelu EcoFish obejmuje rozszerzoną Zatokę Gdańską (rys. 6.1), która stanowi południową część akwenu Głębi Gdańskiej, znajdującego się w Basenie Gotlandzkim. Umowna linia prosta łącząca przylądek Rozewie z przylądkiem Taran wydziela właściwą Zatokę Gdańską. Linia ta przecina najgłębsze partie dna Głębi Gdańskiej, z maksymalną głębokością 118 m. Wzdłuż strefy przybrzeżnej ciągnie się szeroki pas płycizn rozszerzający się w rejonie leżącym na zachód od ujścia Wisły. Nachylenie dna w strefie brzegowej jest zróżnicowane. Największy spadek występuje przy Cyplu Helskim, osiągając głębokość 70 m (Majewski, 1972).

Zatoka Pucka to płytki obszar Zatoki Gdańskiej, znajdujący się w jej zachodniej części. Ze względu na położenie geograficzne i szczególne warunki hydrologiczne Zatoka Pucka jest akwenem unikalnym w skali całego Bałtyku. Swoją specyfikę zawdzięcza czynnikom naturalnym: izolacji od wód morskich przez Półwysep Helski i rozdzieleniu na dwie odmienne morfologicznie i przyrodniczo strefy – część zwaną zewnętrzną Zatoką Pucką oraz półzamkniętą część wewnętrzną, zwaną Zalewem Puckim, znajdującą się na północnym zachodzie (Bolałek i in., 1993; Osowiecki, 2000).











Rys. 6.1. Domena modelu EcoFish z batymetrią. Punkty 1–13 oznaczają ujścia rzek (listę rzek zawarto w podrozdziale 6.1.5)

Źródło: opracowanie własne.

6.1.2. Konfiguracja modelu

Model EcoFish wywodzi się z Community Earth System Model (CESM), który jest sprzężonym globalnym modelem klimatycznym opracowanym przez National Center for Atmospheric Research (NCAR)¹. CESM składa się z pięciu oddzielnych komponentów (modułów) z dodatkowym elementem łączącym, którego zadanie polega na kontroli kroku czasowego, sił wymuszających, domeny i wymianie informacji między modułami. Na potrzeby projektu FindFISH CESM został przeskalowany i przystosowany dla rejonu Zatoki Gdańskiej i rozwinięty w Instytucie Oceanologii PAN. Rozdzielczość pozioma modelu EcoFish wynosi 575 m (1/192°). W pionie model EcoFish ma 26 warstw (poziomów), każda o grubości 5 m.

Model EcoFish składa się z dwóch komponentów aktywnych i dwóch pasywnych. Aktywne (prognostyczne) są model oceanu (Parallel Ocean Program, POP) i model zlodzenia (Community Ice CodeE, CICE). Moduły pasywne odpowiadają za dostarczanie wymuszeń atmosferycznych oraz wody słodkiej pochodzenia rzecznego. Główną częścią modelu EcoFish jest model oceanu, w którym procesy

¹ https://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.0







mieszania poziomego są reprezentowane przez dyfuzję i adwekcję. Za dyssypację energii odpowiada operator biharmoniczny. Mieszanie pionowe stosowane w modelu EcoFish nosi nazwę "K-Profile-Parameterization" (KPP). Niestabilność związana z procesami ścinania jest parametryzowana za pomocą gradientu liczby Richardsona, natomiast dyfuzja i lepkość (w odniesieniu do temperatury i zasolenia) są realizowane prostopadle do izolinii gęstości. Każdy aktywny komponent ma swój własny krok czasowy. Krok czasowy modelu zlodzenia wynosi 10 min i jest równy czasowi wymiany informacji między modelami. Model oceanu ma zazwyczaj dwa mody, a jego krok czasowy jest podzielony na dwie części. Część baroklinowa wykonuje jeden krok w ciągu 60 s. Ponieważ model ma liniowe przybliżenie powierzchni swobodnej, nie ma potrzeby wykonywania podkroków w części barotropowej. Równanie barotropowe zostało zmodyfikowane pod kątem możliwości asymilacji poziomu morza na granicy domeny.

6.1.3. Otwarta granica

Domena modelu EcoFish od zachodu i północy graniczy z otwartym Bałtykiem, co stwarza konieczność dostarczenia modelowi warunków brzegowych. W przypadku części hydrodynamicznej modelu poza temperaturą oraz zasoleniem konieczne jest przygotowanie danych wysokości powierzchni morza oraz składowych barotropowych prądów. Dane na granicę modelu dostarczane są z modelu 3D CEMBS o rozdzielczości horyzontalnej 2 km (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2013a; Dzierzbicka-Głowacka i in., 2013b). Należy tutaj zaznaczyć, że fakt wykorzystania wyników modelu 3D CEMBS jako źródła warunków brzegowych oznacza, że w warunkach operacyjnych 3D CEMBS musi skończyć obliczenia przed uruchomieniem modelu EcoFish.

6.1.4. Wymuszenia atmosferyczne

Na granicy woda–atmosfera model EcoFish jest zasilany meteorologicznymi siłami wymuszającymi. Wymuszenia te pochodzą z modelu UM (Unified Model) rozwijanego w Interdyscyplinarnym Centrum Modelowania Uniwersytetu Warszawskiego (ICM UW)². Część otrzymywanych parametrów po ówczesnej interpolacji na siatkę modelu EcoFish jest bezpośrednio używana jako wymuszenia. Są to:

- składowe wiatru na wysokości 10 m;
- temperatura powietrza na wysokości 2 m;
- wilgotność właściwa;
- ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza;

² www.meteo.pl







- opad konwekcyjny i wielkoskalowy;
- składowe krótkofalowe i długofalowe promieniowania odgórnego.

Brakujące parametry są natomiast wyliczane przez moduł danych atmosferycznych, stanowiący integralną część modelu EcoFish. W ten sposób wyznacza się gęstość powietrza, a także frakcje krótkofalowego promieniowania rozproszonego i bezpośredniego z zakresu fal widzialnych oraz bliskiej podczerwieni.

6.1.5. Rzeki

Modelowanie wód powierzchniowych wymaga zastosowania modelu hydrologicznego. W modelu EcoFish wykorzystano oprogramowanie SWAT (Kalinowska i in., 2018; Kalinowska i in., 2020; Wielgat i in., 2021), które rozwijane było w ramach projektu "Zintegrowany Serwis Informacyjno-Predykcyjny WaterPUCK" (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019, 2022). Dane meteorologiczne (opady, wiatr, temperatura, ciśnienie atmosferyczne) są kluczowym elementem każdego modelu bilansu wodnego. Model hydrologiczny SWAT bazuje na obserwacji w czasie rzeczywistym (lokalna stacja meteorologiczna), a także na krótszych prognozach pogody (strona internetowa ICM UW). Przekształcenie danych opadów w spływy powierzchniowe jest realizowane za pomocą procedury SCS (Soil Conservation Service) Curve Number poprzez skumulowaną objętość spływu i czas koncentracji. SWAT obejmuje sedymentację w wodach powierzchniowych i gruntowych, a model transportu obejmuje również pokrywę śnieżną. Dodatkowo uwzględniono transport substancji biogenicznych wykorzystywanych w części biochemicznej modelu EcoFish (por. Janecki, Dybowski, Nowicki, Dzierzbicka-Głowacka, 2023).

Model SWAT został stworzony dla sześciu rzek (numery 8–13) z opisywanej domeny (rys. 6.1 oraz tabela 6.1). Dla pozostałych siedmiu rzek (numery 1–7) wykorzystano informacje o przepływie pochodzące z modelu HYdrological Predictions for the Environment (HYPE). HYPE to częściowo rozproszony model zlewni oparty na fizyce, który symuluje przepływ wody i substancji na ich drodze od opadów atmosferycznych aż po ujście do morza. Autorzy wykorzystali historyczne szeregi czasowe z lat 1980–2010 dla domeny geograficznej Europy dostępnej w postaci średnich dziennych. Rozdzielczość przestrzenna jest określana przez podział obszaru lądowego na zlewnie, dla których dane HYPE reprezentują średnie wartości u ujścia. Objętości dla lat 2014–2020 zostały obliczone jako średnia wieloletnia z dostępnego okresu 30 lat.









Tabela 6.1

Lp.	Źródło	Rzeka	Długość geograficzna ujścia	Szerokość geograficzna ujścia	Średni przepływ [m³/s]
1	HYPE	Wisła (Przekop)	18.95	54.35	1064
2	HYPE	Wisła (Śmiała)	18.78	54.37	2,05
3	HYPE	Wisła (Martwa)	18.66	54.41	6,06
4	HYPE	Potok Oliwski	18.60	54.42	0,31
5	HYPE	Potok Kolibkowski	18.56	54.46	0,45
6	HYPE	Kacza	18.56	54.48	0,29
7	HYPE	Kanał Ściekowy	18.51	54.61	0,21
8	SWAT	Kanał Łyski	18.47	54.63	0,11
9	SWAT	Reda	18.47	54.64	0,48
10	SWAT	Kanał Mrzezino	18.46	54.66	0,20
11	SWAT	Gizdepka	18.46	54.66	0,30
12	SWAT	Potok Błądzikowski	18.45	54.70	0,17
13	SWAT	Płutnica	18.39	54.72	0,91

Cieki wodne uwzględnione w modelu EcoFish

Źródło: opracowanie własne.

150

6.2. WALIDACJA MODELU ECOFISH

Do walidacji modelu EcoFish wykorzystano wyniki z 7-letniej symulacji, od 1 stycznia 2014 do 31 grudnia 2020 roku, poprzedzonej 2-letnim rozbiegiem. W symulacji zastosowano opisaną w podrozdziale 6.1 konfigurację z aktywną asymilacją danych satelitarnych dla temperatury powierzchniowej (por. Nowicki, Janecki, Dzierzbicka-Głowacka, 2023). Dane wyjściowe zapisywane były 4 razy na dzień w postaci średnich 6-godzinnych. Wyznaczono najważniejsze wielkości statystyczne, takie jak współczynnik korelacji Pearsona (*r*), błąd średniokwadratowy (RMSE), odchylenie standardowe (STD) oraz "bias" (w odniesieniu do średnich), który obrazuje tendencję modelu do systematycznego zawyżania lub zaniżania wyniku.









6.2.1. Dane eksperymentalne wykorzystane do walidacji

Główną bazą danych eksperymentalnych, która została wykorzystana do walidacji temperatury wody i zasolenia w modelu EcoFish, jest baza danych hydrochemicznych udostępniana online³ przez International Council for the Exploration of the Sea (ICES). Do porównania wykorzystano 17 902 pomiary z lat 2014–2019. Dane dla roku 2020 nie były jeszcze dostępne w bazie w dniu przeprowadzania niniejszej walidacji. Pomiary ICES obejmowały prawie całą rozpatrywaną domenę (rys. 6.2) i były względnie jednorodnie rozłożone w całej kolumnie wody.





Źródło: opracowanie własne.

Dodatkową bazę danych wykorzystaną do walidacji modelu EcoFish stanowiły pomiary wykonane podczas wypraw rybackich prowadzonych w trakcie trwania projektu FindFISH. Do rejestracji parametrów wykorzystywane było urządzenie Valeport Midas CDT model 500 oraz Garmin GPS 73 Worldwide. Zapis danych fizykochemicznych w morzu wraz ze współrzędnymi geograficznymi prowadzony

³ https://ocean.ices.dk/HydChem









był podczas połowów narzedziami ciagnionymi oraz stawnymi. Dane z sondy Midas CTD zbierane były z obszaru na północ od ujścia Wisły oraz w pasie na otwartym morzu, ciagnacym się równolegle do Półwyspu Helskiego. Pomiary cechowały się dużą rozdzielczością czasową i przestrzenną. W związku z tym zostały one uśrednione, tak aby odpowiadały siatce modelu. Po tej operacji autorzy dysponowali 15 312 pomiarami. Najwieksza gestość pomiarów pochodziła z warstwy 30-60 m głębokości. Było to ściśle związane z optymalną głębokościa połowową. W trakcie rejsów rejestrowano także dane meteorologiczne, m.in. temperaturę powietrza, siłę i kierunek wiatru, zachmurzenie oraz stan morza, które były gromadzone w postaci ankiet wypełnianych przez szyprów.

6.2.2. Walidacja temperatury

Zdolność modelu EcoFish (z aktywnym modułem asymilacji danych satelitarnych SST) do poprawnego odwzorowania rzeczywistości zweryfikowano przez porównanie wyników modelu dla temperatury ze wszystkimi dostępnymi obserwacjami, na wszystkich głębokościach (rys. 6.2). Rezultaty tej walidacji zaprezentowano w tabeli 6.2 oraz na profilu pionowym (rys. 6.3).

Tabela 6.2

Baza danych	Współczynnik korelacji Pearsona (<i>r</i>)	RMSE [°C]	STD [°C]	Bias [°C]
ICES	0,94	1,33	3,66	-0,36
Midas	0,87	1,83	3,57	-0,34

Porównanie statystyczne modelowanej temperatury z danymi eksperymentalnymi

Źródło: opracowanie własne

Współczynnik korelacji Pearsona obliczony między danymi modelowymi a danymi z bazy ICES wyniósł 0,94. Przy porównaniu z danymi z rejsów rybackich z użyciem sondy Midas przyjął on wartość 0,87. Spadek ten może mieć związek z różną gestością danych eksperymentalnych od powierzchni do dna. Dane ICES były relatywnie jednorodnie rozłożone w kolumnie wody, natomiast dane rejsowe najczęściej występowały na głębokościach połowowych, tj. 30-60 m. W zwiazku z zastosowaniem asymilacji temperatury powierzchniowej model lepiej odwzorowuje temperaturę bliżej powierzchni, na co wskazywały wysokie korelacje, które zmniejszały się wraz z głębokością, przy oddzielnym porównywaniu kolejnych poziomów. Błędy średniokwadratowe (RMSE) wynoszą 1,33°C przy porównaniu z danymi ICES oraz 1,83°C w przypadku danych rejsowych. Model ma zbliżony bias w przypadku obu baz danych, wynoszący odpowiednio -0,36°C i -0,34°C.











Oznacza to, że model EcoFish ma tendencję do niewielkiego systematycznego zaniżania temperatury wody. Odchylenie standardowe dla obu baz danych wykorzystanych podczas walidacji jest zbliżone i wynosi 3,66°C dla danych ICES oraz 3,57°C dla danych z sondy Midas.



Rys. 6.3. Profil pionowy temperatury dla wszystkich obserwacji ICES w porównaniu z wartościami z modelu EcoFish

Źródło: opracowanie własne.

Analizując profil pionowy (rys. 6.3), utworzony z uwzględnieniem wszystkich obserwacji z bazy danych ICES odniesionych do odpowiadających im wartości z modelu EcoFish, można zaobserwować bardzo wysoką korelację utrzymującą się od powierzchni aż do około 13. poziomu modelu (czyli do głębokości 80 m). Poniżej 13. poziomu dane są gorzej skorelowane i widoczna jest tendencja modelu EcoFish do systematycznego, nieznacznego zaniżania wyników. Najbardziej istotne jest jednak to, że model poprawnie odwzorowuje spadek temperatury w warstwie termokliny (średnio od 3. do 9. poziomu modelu), gdzie widoczne są nie tylko wysoka korelacja, ale także zbliżone i pokrywające się zakresy podwójnego









odchylenia standardowego. Dopiero poniżej 7. poziomu (poniżej głębokości 35 m) dane modelowe cechuje mniejsze odchylenie standardowe niż dane obserwacyjne z bazy ICES.

Mając to na uwadze, można stwierdzić, że mimo nieznacznych rozbieżności wyników modelu z obserwacjami (na większych głębokościach) mieszanie pionowe w modelu EcoFish zostało poprawnie zaimplementowane, a sam model wiernie odwzorowuje rzeczywistość.

6.2.3. Walidacja zasolenia

Kolejną zmienną fizyczną uzyskiwaną z modelu EcoFish, którą autorzy poddali walidacji, jest zasolenie. Zasolenie stanowi dobry parametr do sprawdzania, czy model odpowiednio przeprowadza symulacje w przypadku transportu mas wodnych, gdyż nie podlega ono żadnym transformacjom (zyski i straty) w środowisku morskim. Wyniki modelowe dla zasolenia zostały porównane z dostępnymi obserwacjami *in situ* z bazy danych ICES, pochodzącymi z tych samych lokalizacji jak w przypadku temperatury (rys. 6.2). Rezultaty tego porównania zaprezentowano w tabeli 6.3 oraz na profilu pionowym (rys. 6.4).

Tabela 6.3

Porównanie statystyczne modelowanego zasolenia z danymi eksperymentalnymi

Baza danych	Współczynnik korelacji Pearsona (<i>r</i>)	RMSE	STD	Bias
ICES	0,94	0,80	1,27	-0,01

Źródło: opracowanie własne.

Współczynnik korelacji Pearsona obliczony między danymi modelowymi a obserwacjami z bazy ICES przyjął wartość 0,94. Błąd średniokwadratowy (RMSE) wyniósł 0,8 i jest to zadowalający wynik przy jednoczesnym relatywnie dużym odchyleniu standardowym wynoszącym 1,27. Model ma bardzo niski ujemny średni bias wynoszący –0,01, co mogłoby oznaczać, że idealnie reaguje na zmiany zasolenia. Jest to jednak w dużej mierze efektem tego, że na niskich i średnich głębokościach (od powierzchni do około 14. poziomu głębokości, tj. około 70 m) wyniki z modelu dla zasolenia są nieznacznie wyższe niż wartości obserwacyjne ICES, po czym na wyższych głębokościach tendencja się odwraca i symulacje modelowe zaniżają zasolenie od około 0,5 do 2,0. Zostało to zaprezentowane na profilu pionowym zasolenia (rys. 6.4).









Rys. 6.4. Profil pionowy zasolenia dla wszystkich obserwacji ICES w porównaniu z wartościami z modelu EcoFish

Źródło: opracowanie własne.

Analizując profil pionowy (rys. 6.4), widać również kilka charakterystycznych stref w kolumnie wody. Na powierzchni obserwuje się zwiększone odchylenie standardowe od średniej, zarówno dla danych modelowych, jak i dla obserwacji. Jest to wynikiem mieszania się wód słodkich pochodzących ze spływu rzecznego z wodami morskimi, co skutkuje zwiększoną dynamiką zasolenia na powierzchni. Dalej, między 10. a 40. m głębokości (w zależności od lokalizacji nawet do 60. m), rozciąga się warstwa izohalinowa, zauważalna zarówno przy stałym średnim zasoleniu wynoszącym około 7–8, jak i w odniesieniu do wielkości odchylenia standardowego, które jest w tej warstwie najmniejsze w całej kolumnie wody. Poniżej 35. m STD zaczyna stopniowo rosnąć, osiągając wartość około 2 na 70. m i utrzymując się na tym poziomie aż do dna. Poniżej warstwy izohalinowej widać



Rzeczpospolita Polska





warstwę przejściową z wyraźnie zarysowaną halokliną, szczególnie dla krzywej wyznaczonej na podstawie obserwacji ICES. Średnie zasolenie zaczyna systematycznie rosnąć od około 55 m (11. poziom) i stabilizuje się dopiero na głębokości 100 m (20. poziom). Na krzywej wyznaczonej na podstawie danych modelowych również widać obecność halokliny, jednak nie jest ona tak wyraźnie zaznaczona. Dane modelowe nie mają takiej zmienności jak dane *in situ*, na co szczególnie wskazuje znacznie mniejsze STD niż w przypadku obserwacji. Na największych głębokościach, osiąganych w tej domenie jedynie w rejonie Głębi Gdańskiej, zasolenie wynosi średnio 12–13. Potrafi się ono jednak zwiększać do 14 w czasie wlewów i spadać do około 10 w okresach długotrwałej stagnacji.

6.3. WYNIKI MODELU ECOFISH

W niniejszym rozdziale zaprezentowano średnie miesięczne temperatury, zasolenia, wysokości powierzchni morza oraz prądów w warstwie powierzchniowej. Średnie odzwierciedlają rozpatrywany okres symulacji od 2014 do 2020 roku.

6.3.1. Temperatura

Temperatura powierzchniowa w obrębie domeny modelu EcoFish charakteryzuje się silną sezonową zmiennością (rys. 6.5). Największa dynamika występuje w południowej części domeny, która obejmuje południową część Zatoki Gdańskiej i Zatokę Pucką, gdzie występuje najwięcej płytkich obszarów przybrzeżnych, które szybko reagują na wymuszanie atmosferyczne. Pozostałe regiony charakteryzują się relatywnie mniejszą sezonową zmiennością temperatury powierzchniowej.



Rys. 6.5. Średnie miesięczne wartości temperatury powierzchniowej dla całej domeny modelu. Słupki błędów reprezentują ekstremalne wartości. Cieniowany obszar reprezentuje odchylenia standardowe

Źródło: opracowanie własne.











Średnia temperatura powierzchniowa wody dla całej rozpatrywanej domeny modelu wynosiła 10,43°C. Miesiące z najniższą średnią temperaturą to na ogół luty i marzec, a najzimniejszym miesiącem dla rozpatrywanego okresu czasu był marzec 2018 roku ze średnią temperaturą wynoszącą 2,05°C. Najcieplejsze miesiące to z reguły miesiące letnie, czyli lipiec i sierpień, przy czym rekordowy okazał się sierpień 2018 roku, w którym średnia temperatura wody w warstwie powierzchniowej osiągnęła 21,23°C.

Ekstrema temperaturowe dla pojedynczych komórek modelu występowały najczęściej w płytkich rejonach przybrzeżnych. Najbardziej charakterystyczny jest tutaj bardzo płytki Zalew Pucki (rys. 6.1), który nie tylko jest oddzielony od otwartego morza przez Półwysep Helski, ale w części wschodniej występuje charakterystyczna anomalia batymetryczna w postaci płycizny między Cyplem Rewskim a Kuźnicą, która dodatkowo ogranicza wymianę mas wodnych z Zatoką Gdańską, wpływając na lokalne ekstrema temperaturowe. Najniższe temperatury występowały tam w styczniu i lutym 2014 roku, spadając do $-0,43^{\circ}$ C, a najwyższe przypadały na lipiec w latach 2014 i 2018, kiedy temperatura przekraczała 28°C.

Najniższe odchylenia standardowe, wahające się w zakresie 0,34–0,81°C (średnio 0,53°C), obserwowane są dla lutego i marca. Jest to okres między zimą a wiosną, kiedy warstwa powierzchniowa jest wychłodzona po zimie, a zarówno temperatura powietrza, jak i nasłonecznienie nie osiągają jeszcze tak wysokich wartości, aby powodować znaczące lokalne zmiany. Największe odchylenia od średniej temperatury powierzchniowej pojawiają się natomiast w maju i czerwcu (1,22–3,11°C), z wartościami przekraczającymi 3°C w maju w latach 2017 i 2018.

Na rys. 6.6 przedstawione zostały średnie miesięczne wartości temperatury powierzchniowej dla okresu 2014–2020. Można zaobserwować, że w domenie występują cztery charakterystyczne okresy zmienności temperatury. Najdłuższy jest 5-miesięczny okres zimny, trwający od grudnia do kwietnia, kiedy średnia temperatura powierzchniowa jest niska i stosunkowo stabilna, wahając się jedynie w granicach od około 3°C do 7°C. Następnie występuje 4-miesięczny okres ciepły, trwający od czerwca do września, ze średnimi temperaturami w granicach od około 15°C do 19°C. Widoczne są także dwa okresy przejściowe. Pierwszym okresem przejściowym (wzrostowym) jest maj, kiedy temperatura gwałtownie rośnie z 5°C obserwowanych w kwietniu do 15°C rejestrowanych w czerwcu. Drugi okres przejściowy (spadkowy) to październik i listopad, gdy woda szybko się ochładza ze średnio 17°C osiąganych we wrześniu do 6°C w grudniu.

Akwenem najszybciej reagującym na czynniki zewnętrzne jest wspomniana wcześniej Zatoka Pucka, która dzięki swojemu specyficznemu usytuowaniu oraz topografii dna charakteryzuje się największą zmiennością temperatury powierzchniowej oraz minimalną i maksymalną osiąganą temperaturą. W okresach zimowych obserwowane są w związku z tym lokalne zlodzenia, latem natomiast









Zatoka jest narażona na zakwity toksycznych glonów, stymulowane wysokimi temperaturami oraz depozycją substancji biogenicznych z uchodzących do niej rzek.



Rys. 6.6. Średnie miesięczne wartości temperatury wody dla warstwy powierzchniowej w latach 2014–2020

Źródło: opracowanie własne.

6.3.2. Zasolenie

Podczas 7 lat symulacji modelu EcoFish średnie miesięczne zasolenia w warstwie powierzchniowej przyjmowały wartości w przedziale 7,31–7,76, co daje średnią 7,47 dla całego rozpatrywanego okresu (rys. 6.7, 6.8). Przebieg roczny zasolenia w badanym rejonie jest z reguły ustalony, z przyjęciem niższych wartości w miesiącach ciepłych/letnich (minimum dla kwietnia 2014 r.) oraz wyższych w półroczu zimnym/zimowym (maksimum w lutym 2014 r.).



Rys. 6.7. Średnie miesięczne wartości zasolenia dla warstwy powierzchniowej w latach 2014–2020

Źródło: opracowanie własne.





Najniższe sezonowe wahania zasolenia występują na otwartym morzu, co potwierdzają bardzo małe odchylenia standardowe, rzadko przekraczające 0,3. W południowej części domeny, która obejmuje ujście rzeki Wisły, zasolenie może fluktuować od około 2 do nawet 8 w miesiącach letnich (rys. 6.8). Najniższe zasolenie rejestrowane w modelu dla rozpatrywanego okresu, wynoszące 1,51, odnotowano w marcu 2014 roku. Było ono wynikiem wiosennego wezbrania i spływu z Wisły. Najwyższe zasolenie, wynoszące 8,70, zaobserwowano w styczniu 2018 roku na otwartym morzu.



Rys. 6.8. Średnie miesięczne wartości zasolenia w warstwie powierzchniowej dla całej domeny modelu. Słupki błędów reprezentują ekstremalne wartości. Cieniowany obszar reprezentuje odchylenia standardowe

Źródło: opracowanie własne.

Na dynamikę zmian zasolenia w warstwie powierzchniowej wpływa szereg czynników. Można tu wymienić m.in. wielkość spływu rzecznego, sezonowe zmiany struktury termicznej wody czy zmienne warunki meteorologiczne. W warstwie przydennej natomiast rozkład zasolenia na przestrzeni roku wydaje się relatywnie jednostajny, silnie związany z topografią dna (rys. 6.9).



Rys. 6.9. Średnie miesięczne zasolenia dla warstwy przydennej w latach 2014–2020 Źródło: opracowanie własne.







Najwyższe zasolenia na dnie (średnio 12,66) występują w obszarach o dużej głębokości, w szczególności na Głębi Gdańskiej. Ewentualne wahania nie są tam już wynikiem cyklicznych procesów zachodzących z sezonową częstotliwością, a raczej nieregularnych zdarzeń, takich jak wlewy z Morza Północnego. Jedynie w 3 spośród 84 rozpatrywanych miesięcy średnie miesięczne zasolenie na dnie przekroczyło 13. Taka sytuacja wystąpiła w marcu 2014 roku (13,04), wrześniu 2017 roku (13,15) oraz listopadzie 2015 roku (13,19).

6.3.3. Wysokość powierzchni morza

Średnia wysokość powierzchni morza w obrębie domeny modelu wyniosła 1,50 cm (rys. 6.10). Poszczególne miesięczne średnie cechują wyższe odchylenia standardowe (4,96–6,47 cm) w miesiącach od października do lutego.



Rys. 6.10. Średnie miesięczne wysokości powierzchni morza w latach 2014–2020 Źródło: opracowanie własne.

W pozostałych miesiącach średnie odchylenia standardowe są z reguły mniejsze i osiągają wartości około 3 cm (rys. 6.11).



Rys. 6.11. Średnie miesięczne wysokości powierzchni morza dla całej domeny modelu. Słupki błędów reprezentują ekstremalne wartości. Cieniowany obszar reprezentuje odchylenia standardowe

Źródło: opracowanie własne.









6.3.4. Prądy

Znacznie bardziej charakterystyczny i powtarzalny niż w przypadku wysokości powierzchni morza jest rozkład przestrzenny kierunków i prędkości prądów morskich wewnątrz badanej domeny. Średnia prędkość w warstwie powierzchniowej dla lat 2014–2020 wyniosła 6,73 cm·s⁻¹ ze średnim odchyleniem standardowym wynoszącym 5,23 cm·s⁻¹ (rys. 6.12). Najsilniejsze prądy zarejestrowano w styczniu 2015 oraz grudniu 2016 roku i osiągnęły one prędkość odpowiednio 120,09 cm·s⁻¹ i 104,45 cm·s⁻¹ (rys. 6.12).



Rys. 6.12. Średnie miesięczne wartości prędkości prądów w warstwie powierzchniowej dla całej domeny modelu. Słupki błędów reprezentują ekstremalne wartości. Cieniowany obszar reprezentuje odchylenia standardowe

Źródło: opracowanie własne.

Wewnątrz domeny można wyróżnić charakterystyczny rejon, w którym rejestrowane są najsilniejsze prądy, o prędkościach przekraczających 20 cm \cdot s⁻¹. Jest to pas przybrzeżny rozciągający się wzdłuż całego Półwyspu Helskiego od strony otwartego morza (rys. 6.13).



Rys. 6.13. Średnie miesięczne prądy w warstwie powierzchniowej w latach 2014–2020 Źródło: opracowanie własne.







Jest to jednocześnie obszar częstego występowania upwellingu przybrzeżnego powodującego wynoszenie zimnych mas wody z dna na powierzchnię (Nowicki i in., 2019). Procesem odpowiedzialnym za to zjawisko jest transport Ekmana, związany z utrzymywaniem się południowo-wschodniego wiatru wiejącego wzdłuż Półwyspu Helskiego. Na mapie z 25 sierpnia 2015 roku (rys. 6.14) widoczny jest upwelling w postaci dużego horyzontalnego gradientu temperatury. W tym rejonie nierzadko występują gradienty do 5°C km⁻¹ (Krężel i in., 2005; Nowicki i in., 2019).



Rys. 6.14. Temperatura powierzchniowa 25 sierpnia 2015 roku z widocznym upwellingiem Źródło: opracowanie własne.

Na rys. 6.15–6.17 przedstawiono róże prądów w warstwie powierzchniowej dla wybranych trzech charakterystycznych regionów (rys. 6.2) wewnątrz domeny modelu EcoFish.

W regionie VR (Vistula River – Rzeka Wisła), obejmującym swoim zasięgiem przybrzeżną i płytką południową część Zatoki Gdańskiej w obrębie ujścia rzeki Wisły, dominują prądy powierzchniowe o średnich prędkościach miesięcznych rzadko przekraczających 16 cm·s⁻¹ (rys. 6.15). W tym regionie dominującą część kierunków stanowią prądy wschodnie. W miesiącach od grudnia do kwietnia mają one 39% i większy udział wśród wszystkich kierunków. Taki kierunek prądów powoduje, że woda uchodząca z Wisły ma utrudniony odpływ i jest rozprowadzana



Rzeczpospolita Polska





na wschód wzdłuż linii brzegowej Zatoki. Długotrwała obecność takich prądów ogranicza zasięg rozprzestrzeniania się wód rzecznych i zmniejsza strefę mieszania się wody słodkiej z wodą morską.



Rys. 6.15. Róża prądów morskich w warstwie powierzchniowej dla regionu VR (Vistula River) – średnie miesięczne

Źródło: opracowanie własne.

W regionie GD (Gdańsk Deep – Głębia Gdańska), obejmującym głębokowodny obszar domeny, zlokalizowany bezpośrednio nad Głębią Gdańską, rozkład zarówno średnich prędkości, jak i kierunków jest dużo bardziej jednorodny niż w przypadku pozostałych regionów (rys. 6.16).









Rys. 6.16. Róża prądów morskich w warstwie powierzchniowej dla regionu GD (Gdańsk Deep) – średnie miesięczne

Źródło: opracowanie własne.

Od listopada do lutego statystycznie częściej pojawiają się tu prądy zmierzające w kierunkach wschodnich, północno- i południowo-wschodnich (około 60% przypadków), lecz w pozostałych miesiącach sytuacja jest dużo mniej zróżnicowana, i tak na przykład w miesiącach letnich, od czerwca do września dominującymi kierunkami są kierunki południowo-wschodnie, południowe i południowo-zachodnie. W czerwcu stanowią one 48,6%, w lipcu 57%, w sierpniu 58,3%, a we wrześniu 53,6%. W tym regionie średnie miesięczne prędkości prądów są porównywalne do tych występujących w regionie VR. Prędkości z przedziału 4–16 cm·s⁻¹ stanowią nierzadko nawet 60–70% wszystkich prędkości. Ponadto w każdym miesiącu można zaobserwować niewielki udział prędkości przekraczających 16 cm·s⁻¹, a niekiedy nawet 24 cm·s⁻¹.

W regionie HP (Hel Peninsula – Półwysep Helski) obserwuje się najwyższe średnie miesięczne prędkości prądów w całej domenie (rys. 6.17). Średnie wartości przekraczające 24 cm^{-s⁻¹} pojawiają się tutaj w każdym miesiącu i stanowią 3–22% wszystkich prędkości. Bardzo charakterystyczne w tym regionie są kierunki prądów







powierzchniowych. Dominują kierunki północno-zachodnie (przeważające w miesiącach ciepłych, od maja do listopada) oraz południowo-wschodnie (w pozostałych miesiącach). Stanowią one wspólnie ponad 60% wszystkich kierunków w każdym miesiącu. Taki układ prądów powierzchniowych umożliwia szybkie przemieszczanie mas wodnych wzdłuż Półwyspu Helskiego i mieszanie wód Zatoki Gdańskiej z wodami Bałtyku Właściwego.



Rys. 6.17. Róża pradów morskich w warstwie powierzchniowej dla regionu HP (Hel Peninsula) - średnie miesięczne

Źródło: opracowanie własne.

Prędkości prądów w warstwie przydennej w regionach VR oraz HP relatywnie rzadko przekraczaja 4 cm[·]s⁻¹. Jedynie w rejonie GD ich udział jest wyższy, kilkunastoprocentowy, szczególnie od października do lutego. Róża prądów dla Głebi Gdańskiej wskazuje na istnienie dominującego północnego pradu przydennego (rys. 6.18). Pozwala to przypuszczać, że wody znajdujące się na dnie sa najczęściej wypychane w kierunku Basenu Gotlandzkiego.



Regio

Rzeczpospolita Polska







Rys. 6.18. Róża prądów morskich w warstwie przydennej Głębii Gdańskiej – średnia roczna źródło: opracowanie własne.

6.4. ANALIZA ZMIENNOŚCI SEZONOWEJ STRUKTURY PIONOWEJ WÓD GŁĘBI GDAŃSKIEJ

Istnienie dobrze wymieszanej warstwy powierzchniowej, w której temperatura, zasolenie i gęstość są niemal jednorodne, jest charakterystyczną i niemal uniwersalną cechą zbiorników wodnych, takich jak morza czy oceany. W warstwie tej obserwowane są silne, turbulentne procesy mieszania, napędzane przez oddziaływania wiatrowe i wymianę strumieni ciepła na granicy woda–atmosfera.

Głębokość, do jakiej może sięgać ta silnie wymieszana warstwa, przejawia dużą zmienność sezonową. W ciepłych miesiącach letnich warstwa ta może się znajdować blisko powierzchni lub w ogóle nie występować. Zimą natomiast, na skutek głębokiej konwekcji stymulowanej powierzchniową utratą ciepła, granica warstwy wymieszanej obserwowana jest często na dużych głębokościach. W wybranych lokalizacjach w oceanach może to być nawet 2000 m (Marshall i Schott, 1999), natomiast w płytkich morzach, których przykładem może być Morze Bałtyckie, obserwuje się ją na głębokości kilkudziesięciu metrów (Leppäranta i Myrberg, 2009).









Poprawne wyznaczanie głebokości warstwy wymieszanej ma kluczowe znaczenie w badaniach oceanograficznych i modelowaniu numerycznym przy pracach zwiazanych z walidacja i poprawkami w parametryzacji oraz rozwojem modeli ogólnej cyrkulacji oceanicznej, które są wykorzystywane do symulowania procesów fizycznych i termodynamicznych zachodzących w oceanie (Chen i in., 1994; Kara i in., 2003; Masson i in., 2002; Noh i in., 2002; Zhang i Zebiak, 2002). Ponadto

w związku z tym, że znaczna część aktywności biologicznej występuje w górnej części oceanu (w strefie eufotycznej), warstwa wymieszana jest również istotna przy pracach związanych z procesami biologicznymi zachodzacymi w wodzie.

Aby móc przeanalizować zmienność sezonowa struktury pionowej wód Głebi Gdańskiej, potrzebne były metody pozwalające na poprawne określenie głębokości warstwy mieszanej poprzez wyznaczenie głębokości termokliny i halokliny.

6.4.1. Algorytm MovSTD

Metody progowe czy gradientowe, które są powszechnie wykorzystywane do określania głębokości warstwy mieszania, halokliny czy termokliny, sprawdzają się dobrze w przypadku oceanu globalnego, gdzie stratyfikacja nie ulega tak znacznym zmianom jak w półzamkniętym Morzu Bałtyckim. Autorzy zdecydowali się zatem na wypracowanie własnego algorytmu do określenia szczytu termokliny (top of thermocline depth, TTD) i halokliny (top of halocline depth, THD) (Janecki i in., 2022). Pierwszym z dwóch głównych założeń opracowanej metody była jej mała złożoność obliczeniowa, tak aby można było ja wykorzystać dla dużej liczby profili pionowych i otrzymać odpowiedź w sensownym czasie. Drugim głównym założeniem była możliwość zastosowania algorytmu zarówno dla danych środowiskowych, jak i modelowych.

Opracowany algorytm można z powodzeniem wykorzystywać zarówno dla profili temperaturowych, jak i dla zasolenia. Autorzy nadali metodzie (algorytmowi) nazwę MovSTD, jako że wykorzystuje działania skupione wokół średniej kroczącej z odchylenia standardowego danych w badanym profilu.

Pierwszym krokiem (rys. 6.19) jest załadowanie do pamięci podręcznej profilu pionowego analizowanej zmiennej (temperatury lub zasolenia). Jeżeli rozdzielczość danych w profilu jest zbyt mała, przeprowadza się interpolację. To, z jaką dokładnością algorytm MovSTD jest w stanie wyznaczyć szukaną głębokość, ściśle wiąże się z rozdzielczością danych w profilu. W niniejszej pracy autorzy poddali interpolacji zarówno profile pochodzące z modelu EcoFish, jak i dane in situ, tak aby miały one rozdzielczość 0,2 m.









Rys. 6.19. Schemat blokowy działania algorytmu MovSTD

Źródło: opracowanie własne.

Następnie sprawdzany jest warunek na odchylenie standardowe w całym profilu. Jeśli jest ono mniejsze niż MINSTD, algorytm zwraca wartość Not A Number (NaN), co sygnalizuje, że profil jest homogeniczny (izotermiczny lub izohalinowy) i zgodnie z przyjętą przez autorów metodyką jest całkowicie wymieszany bądź też nie występuje tam termoklina/haloklina. Próba zastosowania algorytmu MovSTD do wyznaczenia kliny może spowodować podanie błędnej wartości związanej z lokalną zmianą temperatury/zasolenia, a nie z faktem istnienia kliny w analizowanym profilu. Jeżeli STD profilu jest większe niż MINSTD,



Rzeczpospolita Polska





przechodzimy do wygładzenia profilu z wykorzystaniem średniej kroczacej, z krokiem określonym przez parametr FRAME. Na tak wygładzonym profilu pionowym obliczamy kroczące odchylenie standardowe (MSTD) i jest to najważniejsza operacja w prezentowanej metodzie. Jej wynik służy do określenia miejsca, w którym zachodzą największe zmiany wartości w badanym profilu.

W kolejnym kroku znajdujemy maksimum z MSTD i odpowiadający mu indeks idxmax. Numer tego indeksu zostaje wykorzystany jako miejsce rozpoczęcia przeszukiwania krzywej MSTD. Na tym etapie algorytm rozpoczyna w petli sprawdzanie warunku odcięcia w kierunku malejących indeksów (głębokości). Dla każdego kolejnego indeksu sprawdzane jest, czy wartość MSTD dla kolejnego indeksu spadła poniżej wartości iloczynu maksimum MSTD (mk) i parametru progowego THRES według poniższego wzoru:

$$MSTD(idx) < THRES \times mk$$
(6.1)

Pierwszy znaleziony w pętli indeks spełniający powyższa zależność (równanie 6.1) wskazuje na numer warstwy w profilu pionowym, na którym znajduje się szczyt głębokości termokliny lub halokliny. Po odniesieniu tego indeksu do stowarzyszonego z profilem wektora głębokości DEPTH dostajemy szukaną wartość TTD/THD.

Podczas kalibracji metody ustalono następujące wartości parametrów wejściowych:

- FRAME = 30 (co odpowiada 6 m);
- MINSTD = 0,7 dla TTD oraz 0,6 dla THD;
- THRES = 0.3 dla TTD oraz 0.2 dla THD.

Do walidacji algorytmu MovSTD wykorzystano dane *in situ* pozyskane przez Instytut Oceanologii PAN podczas regularnych rejsów prowadzonych na jednostce s/y Oceania. Walidacja potwierdziła, że algorytm poprawnie wyznacza TTD i THD w miesiącach zimowych (styczeń/luty), gdy w warstwie mieszania znajduje się zimna woda o strukturze zbliżonej do izotermalnej, a następnie występuje termoklina, gdzie temperatura zaczyna rosnąć, aby ustalić się przy dnie. Bardzo dobre wyniki uzyskuje się także dla profili październikowych, gdy ciepła, wymieszana woda, która nagrzała się latem, znajduje się w górnych warstwach, a następnie obserwowany jest szybki spadek temperatury ze stosunkowo wąską termokliną. Metoda daje również zadowalające wyniki późną wiosną (maj), kiedy zaczyna powstawać termoklina sezonowa na skutek ogrzewania się warstwy powierzchniowej, trzeba jednak zauważyć, że w tych miesiącach obserwowana jest największa dobowa dynamika zmienności temperatury, co powoduje czasem niedoszacowanie lub przeszacowanie głębokości termokliny (widoczne duże skoki wyznaczonej TTD na obrazku dla maja). Haloklina nie ma takiej charakterystyki sezonowej



rogram Regionalmy





jak termoklina. Jest stosunkowo stała dla całej sekcji w każdym miesiącu, w którym odbywały się rejsy statku, i metoda bardzo dobrze ją wyznacza. Wzrosty zasolenia w analizowanych rejsach są na tyle silne i jednorodne, że algorytm praktycznie się nie myli i daje bardzo dobre wyniki. Walidacji poświęcono odrębną sekcję w pracy Janeckiego i in. (2022).

6.4.2. Wyniki

Po ustaleniu odpowiednich wartości parametrów sterujących działaniem algorytmu MovSTD i przeprowadzeniu walidacji metody na danych *in situ*, przechodzimy do analizy sezonowej zmienności struktury pionowej dla temperatury wody i zasolenia z regionu Głębi Gdańskiej z wykorzystaniem danych modelowych. Analizowane pola temperatury i zasolenia pochodziły z 7-letniej symulacji modelu EcoFish dla okresu od 1 stycznia 2014 do 31 grudnia 2020 roku.



Rys. 6.20. Domena modelu EcoFish z zaznaczonym regionem, dla którego przeprowadzona została analiza zmienności sezonowej struktury pionowej wód Źródło: opracowanie własne.

Analizowany region (rys. 6.20) obejmuje 1123 indywidualne profile pionowe; 9 spośród nich to profile ze ścisłej Głębi Gdańskiej o głębokości 115 m, pozostałe 1114 profili ma 110 m głębokości. Algorytm MovSTD został wykorzystany do obliczenia TTD i THD dla wszystkich indywidualnych profili w analizowanym okresie.



Rzeczpospolita Polska





Następnie obliczone zostało średnie TTD/THD, aby uzyskać jedną wartość na dzień dla całego regionu. W wyniku tych operacji powstała 7-letnia seria czasowa dla szczytu termokliny i halolkiny (rys. 6.21).



Rys. 6.21. Seria czasowa uzyskanych z algorytmu MovSTD wartości TTD i THD dla rejonu Głębi Gdańskiej

Źródło: opracowanie własne.

Aby prześledzić zmienność sezonową, wyniki przedstawiono na jednym wykresie ze skalą miesięczną osobno dla termokliny (rys. 6.22) i halokliny (rys. 6.23).



Rys. 6.22. Sezonowa zmienność średnich wartości szczytu głębokości termokliny (TTD) wyznaczonej na podstawie algorytmu MovSTD dla regionu Głębi Gdańskiej (2014–2020) Źródło: opracowanie własne.









Rys. 6.23. Sezonowa zmienność średnich wartości szczytu głębokości halokliny (THD) wyznaczonej na podstawie algorytmu MovSTD dla regionu Głębi Gdańskiej (2014–2020) Źródło: opracowanie własne.

Z wykresu TTD (rys. 6.22) odfiltrowano wyniki z głębokości 0–5 m, które pojawiały się w początkowym okresie formowania się termokliny sezonowej. Zabieg ten jest związany z rozdzielczością pionową modelu EcoFish. Skrajnym przypowierzchniowym węzłem interpolacji była wartość dla głębokości 2,5 m. Wartości z warstwy 0–2,5 m uzyskano przy wykorzystaniu ekstrapolacji liniowej. Z tego względu oszacowanie przez algorytm tak płytkiego TTD było raczej błędem metody związanym z poekstrapolacyjnym dużym gradientem temperatury w tej mikrowarstwie, niż świadczyło o występowaniu tam rzeczywistej termokliny.

Dostarczanie energii do górnych warstw morza poprzez ogrzewanie powoduje powstanie termokliny (rys. 6.22). W Bałtyku Południowym termoklina powstaje w maju. Wskutek dalszego ogrzewania górnych warstw i procesów mieszania termoklina systematycznie się zapada, aż do osiągnięcia maksymalnej głębokości wyznaczonej przez haloklinę, którą to osiąga w grudniu (rys. 6.21). Prędkość, z jaką odbywa się zapadanie termokliny, nie jest stała.

Ze względu na powolne nagrzewanie górnych warstw oraz wpływ *cold intermediate layer* (CIL) początkowe zapadanie odbywa się z prędkością około 2 m na miesiąc. Od września do grudnia, po osiągnięciu głębokości zalegania CIL,











zapadanie termokliny przyśpiesza i odbywa się z predkościa około 9 m na miesiac. Poprzez mieszanie górnych warstw, wzmożonych przez zimowe sztormy, dochodzi do ujednorodnienia górnej warstwy. Dlatego od stycznia do połowy kwietnia można się spodziewać dwuwarstwowej struktury pionowej morza.

Górna granica halokliny, która wyznacza maksymalną głębokość termokliny oraz stanowi dolna granicę CIL, jest najbardziej stabilna w miesiacach letnich od maja do września. Jednak wraz ze wzrostem natężenia i siły wiatrów, stanowiacych siłe wymuszająca procesów adwekcji, haloklina staje się niestabilna, gwałtownie zmieniając swoją głębokość. Zmiana głębokości górnej granicy halokliny w Głebi Gdańskiej wynosi około 50 ±15 m (rys. 6.23).

PODSUMOWANIE

Niniejszy rozdział prezentuje część hydrodynamiczną trójwymiarowego numerycznego modelu ekosystemu EcoFish, która jest odpowiedzialna za symulację głównych zmiennych fizycznych środowiska morskiego, takich jak: temperatura wody, zasolenie, prądy oraz wysokość powierzchni morza. W modelu zaimplementowano moduł asymilacji w celu poprawy wyników symulacji, co umożliwia lepsze określanie dynamiki zmian parametrów fizycznych wewnątrz domeny modelu (więcej informacji o module asymilacji zawarto w opracowaniu Nowickiego, Janeckiego i Dzierzbickiej-Głowackiej (2023)).

Model EcoFish obejmuje swoim zasięgiem całą Zatokę Gdańską wraz z Zatoką Pucką. Domena modelu od zachodu i północy graniczy z otwartym Bałtykiem. Bardziej szczegółowe informacje na temat wyników modelu EcoFish oraz walidacji parametrów fizycznych można znaleźć w opracowaniu Janeckiego i in. (2021).

W podrozdziale 6.2 przeprowadzona została walidacja statystyczna modelu EcoFish, która pozwoliła zweryfikować poprawność otrzymywanych z niego wyników pod kątem zmienności sezonowej i przestrzennej symulowanej temperatury wody i zasolenia. W tym celu wykorzystano dostępne obserwacje in situ z baz danych ICES oraz bazy danych powstałej podczas rejsów rybackich realizowanych w ramach zadań projektu.

Walidacja pokazała, że wyniki symulacji modelu EcoFish dla temperatury wody cechuje duża zgodność z obserwacjami in situ. Aby to potwierdzić, wykorzystano dwie bazy danych eksperymentalnych. W bazie ICES dostępnych było prawie 18 tysiecy pomiarów, rozłożonych stosunkowo równomiernie w obrębie całej domeny, z pominięciem płytkiego rejonu wzdłuż wybrzeża, w którym nie był prowadzony monitoring, a przynajmniej dane z tego regionu nie były publicznie dostępne (rys. 6.2). Korelacja modelu EcoFish względem tych danych (ICES) wyniosła 0,94 przy błędzie średniokwadratowym (RMSE) na poziomie 1,33°C. Na skutek porównania modelowanej temperatury z danymi pochodzącymi z bazy



ogram Regionalny

Rzeczpospolita Polska





powstałej podczas rejsów rybackich uzyskano współczynnik korelacji równy 0.87. Jest to wynik zadowalający, jeśli wziąć pod uwagę silne skupienie danych rejsowych w pasie od ujścia rzeki Wisły w kierunku północno-zachodnim. Dane pochodzą zatem zarówno z rejonu, w którym występuje mieszanie się wód rzecznych (z Wisły) z wodami Zatoki, jak i z obszaru, w którym występują najsilniejsze prądy w całej domenie (pas wzdłuż Półwyspu Helskiego). Należy również zauważyć, że większość tych danych pochodziła z głębokości połowowych, tj. 30-60 m, na których nie widać już wpływu działania asymilacji danych satelitarnych SST.

Korelacja danych modelowych dla zasolenia z danymi ICES na poziomie 0,94 oraz niski bład średniokwadratowy wynoszacy 0.8 pozwalaja sadzić, że model dobrze sobie radzi z transportem mas wodnych. Dowodzi to też, że rzeki zostały poprawnie zaimplementowane w modelu, a model poprawnie odwzorowuje mieszanie uchodzacej z nich wody słodkiej ze słonymi wodami Zatoki i jej roznoszenie przez prady w obszarze Zatoki. Dodatkowo, analizując profil pionowy (rys. 6.4), widać zarówno występowanie warstwy izohalinowej, jak i tworzenie się halokliny na niższych poziomach głębokości, co dowodzi, że model poprawnie odwzorowuje dynamike zmian zasolenia w kolumnie wody.

Analizując 7-letni okres symulacji modelu EcoFish (od stycznia 2014 do grudnia 2020 r.), można dostrzec, że temperatura wód Zatoki Gdańskiej podlega silnym zmianom sezonowym i zależy w głównej mierze od zmian temperatury powietrza i nasłonecznienia. W dużym stopniu są one również kształtowane przez procesy konwekcji i mieszanie wywołane działaniem wiatrów. W zmianach temperatury wody Zatoki widać też wpływ Wisły, której wody podwyższają temperaturę w Zatoce w okresie wiosenno-letnim i obniżają ją jesienią. Najniższe średnie wartości temperatury wody powierzchniowej w całej domenie występują w lutym. W tym miesiącu wody powierzchniowe całego akwenu cechują się zbliżoną temperatura, a różnice nie przekraczaja 2,5°C. W kolejnych miesiącach temperatura wód powierzchniowych wzrasta, najszybciej w strefie przybrzeżnej. Najwyższe zróżnicowanie przestrzenne obserwowane jest w maju i czerwcu (różnice wynoszące do około 7°C). Najwyższe średnie temperatury wód powierzchniowych występują natomiast w sierpniu.

Umiejscowienie Zatoki Gdańskiej i jej specyficzna topografia dna sprzyjają zróżnicowania zasolenia. Istotne różnice w jego rozkładzie zachodzą między płytkim obszarem przybrzeżnym a głębszą częścią Zatoki, która warunkami przypomina wody otwartego morza z typową dla Bałtyku strukturą warstwową (z występowaniem halokliny i termokliny). Płytkowodna strefa przybrzeżna Zatoki Gdańskiej znajduje się pod wpływem słodkich wód dostających się do niej z rzek i innego rodzaju spływów powierzchniowych. Największy wpływ na zmiany zasolenia ma Wisła, z której uchodzą ogromne objętości wody słodkiej (średni przepływ przekraczający 1000 m³·s⁻¹), powodując spadki zasolenia poniżej 7. Jej wpływ zauważalny jest również w warstwie powierzchniowej głębokowodnej części Zatoki



rogram Regionalmy









Gdańskiej, głównie w okresie wiosennym, kiedy to na skutek pradów wody rzeczne mieszają się z wodami morskimi i są wynoszone w głąb Zatoki.

Analizujac rozkład pradów w badanej domenie, można wyróżnić charakterrystyczny obszar, rozciągający się wzdłuż Półwyspu Helskiego od strony otwartego morza, w obrębie którego występuja najsilniejsze prądy powierzchniowe, nierzadko przekraczające 20 cm^{-s-1}. Dominują tutaj dwa kierunki, w zależności od pory roku. Prądy północno-zachodnie obserwowane są przeważnie w miesiącach letnich, powoduja wypychanie wody z Basenu Gdańskiego w kierunku otwartego morza i towarzyszy im powstawanie upwellingów przybrzeżnych. W pozostałych miesiącach w tym rejonie przeważaja prady południowo-wschodnie, niosace wody w kierunku wewnętrznej Zatoki Gdańskiej. Osobliwy jest także rozkład prądów powierzchniowych w okolicach ujścia Wisły, gdzie najczęściej występuje prąd wschodni, rozprowadzający wody uchodzące z Wisły wzdłuż brzegu Zatoki. Jego długotrwała obecność ogranicza zasięg rozprzestrzeniania się wód Wisły i zmniejsza strefę mieszania się wody słodkiej z wodą morską.

W związku z tym, że na wysokość powierzchni morza największy wpływ ma oddziaływanie wiatrowe, trudno jest mówić o charakterystycznych obszarach wewnatrz domeny, w których SSH przyjmuje wartości tylko dodatnie lub ujemne. Można natomiast wyróżnić obszary, które maja tendencje do przyjmowania wartości ekstremalnych, w zależności od warunków meteorologicznych. Są to rejony przybrzeżne, w szczególności okolice Półwyspu Helskiego, południowe wybrzeże ciągnące się od Zatoki Puckiej, wzdłuż Mierzei Wiślanej, a także wschodni brzeg Zatoki Gdańskiej.

Wyniki działania algorytmu MovSTD na danych modelowych z regionu Głebi Gdańskiej pokazały, że szczyt głębokości halokliny jest tam ustalony i znajduje się na około 50 m. Zauważalne zmiany w dynamice w analizowanym 7-letnim okresie widać jednak od sierpnia do listopada, kiedy to THD zaczyna pojawiać się wyżej, na głębokościach 35–50 m, oraz między styczniem a lutym, kiedy w latach 2015 i 2016 osiagnał wartości chwilowe sięgające 70 m głebokości. Można jednak powiedzieć, że THD nie wykazuje dużej zmienności sezonowej i struktura pionowa zasolenia na Głębi Gdańskiej jest dość stabilna.

Sytuacja wygląda inaczej w przypadku termokliny. Widać tu wyraźną zmienność sezonowa. Świeża termoklina zaczyna się formować w maju w związku z nagrzewaniem się warstwy powierzchniowej na skutek warunków atmosferycznych (wysokie temperatury powietrza i nasłonecznienie). Prędkość jej zapadania w miesiącach od maja do września wynosi około 2 m na miesiąc. W kolejnych miesiącach, na skutek mieszania się wód i wzmożonych oddziaływań wiatrowych, zapadanie się termokliny przyśpiesza, osiągając większe głębokości z prędkością około 9 m na miesiąc. Na przełomie roku opadanie termokliny zatrzymuje się i do kwietnia znajduje się ona na tej samej głębokości co haloklina.









LITERATURA

- Bolałek J., Falkowska L., Korzeniewski K., Hydrochemia Zatoki, w: Zatoka Pucka, red. K. Korzeniewski, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk 1993, 222–281.
- Chen D., Busalacchi AJ., Rothstein LM., The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean, Journal of Geophysical Research, 1994, 99(C10), 20345–20359. https://doi.org/ 10.1029/94JC01621.
- 3. Dargahi B., Kolluru V., Cvetkovic V., *Multi-layered stratification in the Baltic Sea: insight from a modeling study with reference to environmental conditions*, Journal of Marine Science and Engineering, 2017, 5(1), 2. http://dx.doi.org/10.3390/jmse5010002.
- 4. Dzierzbicka-Głowacka L., Dybowski D., Janecki M., Wojciechowska E., Szymczycha B., Potrykus D., Nowicki A., Szymkiewicz A., Zima P., Jaworska-Szulc B., Pietrzak S., Pazikowska-Sapota G., Kalinowska D., Nawrot N., Wielgat P., Dembska G., Matej-Łukowicz K., Szczepańska K., Puszkarczuk T., Modelling the impact of the agricultural holdings and land-use structure on the quality of inland and coastal waters with an innovative and interdisciplinary toolkit, Agricultural Water Management, 2022, 263, 107438. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.107438.
- Dzierzbicka-Głowacka L., Jakacki J., Janecki M., Nowicki A., Activation of the operational ecohydrodynamic model (3D CEMBS) – the hydrodynamic part, Oceanologia, 2013a, 55(3), 519–541. http://dx.doi.org/10.5697/oc.55-3.519.
- 6. Dzierzbicka-Głowacka L., Janecki M., Dybowski D., Szymczycha B., Obarska-Pempkowiak H., Wojciechowska E., Zima P., Pietrzak S., Pazikowska-Sapota G., Jaworska-Szulc B., Nowicki A., Kłostowska Ż., Szymkiewicz A., Galer-Tatarowicz K., Wichorowski M., Białoskórski M., Puszkarczuk T., A new approach for investigating the impact of pesticides and nutrient flux from agricultural holdings and land-use structures on Baltic Sea coastal waters, Polish Journal of Environmental Studies, 2019, 28(4), 2531–2539. http://dx.doi.org/10.15244/pjoes/92524.
- Dzierzbicka-Głowacka L., Janecki M., Nowicki A., Jakacki J., Activation of the operational ecohydrodynamic model (3D CEMBS) – the ecosystem module, Oceanologia, 2013b, 55(3), 543–572. http://dx.doi.org/10.5697/oc.55-3.543.
- Fischer H., Matthäus W., *The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows*, Journal of Marine Systems, 1996, 9(3), 137–157. http://dx.doi.org/10.1016/S0924-7963(96) 00046-2.
- Janecki M., Dybowski D., Jakacki J., Nowicki A., Dzierzbicka-Glowacka L., The use of satellite data to determine the changes of hydrodynamic parameters in the Gulf of Gdańsk via EcoFish Model, Remote Sensing, 2021, 13, 3572. https://doi.org/10.3390/rs13183572.
- Janecki M., Dybowski D., Nowicki A., Dzierzbicka-Głowacka L., Analiza dynamiki zmienności parametrów biochemicznych w rejonie Zatoki Gdańskiej za pomocą modelu EcoFish (rozdział 7), w: Platforma transferu wiedzy FindFISH – Numeryczny System Prognozowania warunków środowiska morskiego Zatoki Gdańskiej dla Rybołówstwa, red. L. Dzierzbicka-Głowacka, Wydawnictwo Uniwersytetu Morskiego w Gdyni, Gdynia 2023, 179–204.
- Janecki M., Dybowski D., Rak D., Dzierzbicka-Glowacka L., A new method for thermocline and halocline depth determination at shallow seas, Journal of Physical Oceanography, 2022, 52(9), 2205–2218. https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0008.1.
- 12. Jankowska H., Matciak M., Nowacki J., Salinity variations as an effect of groundwater seepage through the seabed (Puck Bay, Poland), Oceanologia, 1994, 36(1), 33–46.







- Kalinowska D., Wielgat P., Kolerski T., Zima P., Effect of GIS parameters on modelling runoff from river basin. The case study of catchment in the Puck District, E3S Web Conference, 2018, 63, 00005. http://dx.doi.org/10.1051/e3sconf/20186300005.
- 14. Kalinowska D., Wielgat P., Kolerski T., Zima P., Model of nutrient and pesticide outflow with surface water to Puck Bay (Southern Baltic Sea), Water, 2020, 12, 809. http://dx.doi.org/10.3390/w12030809.
- 15. Kara A.B., Wallcraft A.J., Hurlburt H.E., *Climatological SST and MLD predictions from a global layered ocean model with an embedded mixed layer*, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 20, 1616–1632. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<1616:CSAMPF >2.0.CO;2.
- 16. Konik M., Kowalewski M., Bradtke K., Darecki M., *The operational method of filling information gaps in satellite imagery using numerical models*, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2019, 75, 68–82. http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2018.09.002.
- Kowalkowski T., Pastuszak M., Igras J., Buszewski B., Differences in emission of nitrogen and phosphorus into the Vistula and Oder basins in 1995–2008 – Natural and anthropogenic causes (MONERIS model), Journal of Marine Systems, 2012, 89(1), 48–60. http://dx.doi.org/10.1016/ j.jmarsys.2011.07.011.
- 18. Krężel A., Ostrowski M., Szymelfenig M., Sea surface temperature distribution during upwelling along the Polish Baltic coast, Oceanologia, 2005, 47, 415–432.
- Kruk-Dowgiałło L., Szaniawska A., Gulf of Gdańsk and Puck Bay, w: Ecology of Baltic coastal waters, red. U. Schiewer, Ecological Studies, 2008, 197, 139–165. https://doi.org/10.1007/978-3-540-73524-3_7.
- Leppäranta M., Myrberg K., Topography and hydrography of the Baltic Sea, w: Physical oceanography of the Baltic Sea, Springer: Berlin, Heidelberg, 2009, 41–88. https://doi.org/10.1007/978-3-540-79703-6_3.
- 21. Majewski. A., *Hydrological characteristics of estuarine waters at the Polish Coast*, Prace PIHM, 105, Warszawa, 1972, 3–40.
- 22. Marshall. J., Schott F., Open-ocean convection: observations, theory, and models, Reviews of Geophysics, 1999, 37, 1–64. https://doi.org/10.1029/98RG02739.
- 23. Masson S., Delecluse P., Boulanger J.P., Menkes C., A model study of the seasonal variability and formation mechanisms of the barrier layer in the eastern equatorial Indian Ocean, Journal of Geophysical Research, 2002, 107, 8017. https://doi.org/10.1029/2001JC000832.
- 24. Matthäus W., Franck H., *Characteristics of major Baltic inflows a statistical analysis*, Continental Shelf Research, 1992, 12, 1375–1400. http://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W.
- 25. Noh Y., Jang C.J., Yamagata T., Chu P.C., Kim C.H., Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a New Ocean Mixed Layer Model, Journal of Physical Oceanography, 2002, 32, 1284–1307. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032%3C1284: SOMRUO%3E2.0.CO;2.
- 26. Nowicki A., Janecki M., Dzierzbicka-Głowacka L., Asymilacja danych satelitarnych oraz środowiskowych w modelu EcoFish (rozdział 8), w: Platforma transferu wiedzy FindFISH – Numeryczny System Prognozowania warunków środowiska morskiego Zatoki Gdańskiej dla Rybolówstwa, red. L. Dzierzbicka-Głowacka, Wydawnictwo Uniwersytetu Morskiego w Gdyni, Gdynia 2023, 205–219.
- 27. Nowicki A., Janecki M., Dzierzbicka-Głowacka L., *Operational system for automatic coastal upwelling detection in the Baltic Sea based on the 3D CEMBS Model*, Journal of Operational Oceanography, 2019, 12, 104–115. https://doi.org/10.1080/1755876X.2019.1569748.









- 28. Osowiecki A., *Kierunki wieloletnich zmian w strukturze makrozoobentosu Zatoki Puckiej*, Centrum Biologii Morza PAN, Gdynia, Polska, 2000, 134.
- Pastuszak M., Kowalkowski T., Kopiński J., Doroszewski A., Jurga B., Buszewski B., Long-term changes in nitrogen and phosphorus emission into the Vistula and Oder catchments (Poland) – modeling (MONERIS) studies, Environmental Science and Pollution Research, 2018, 25, 29734– 29751. http://dx.doi.org/10.1007/s11356-018-2945-7.
- Wielgat P., Kalinowska D., Szymkiewicz A., Zima P., Jaworska-Szulc B., Wojciechowska E., Nawrot N., Matej-Lukowicz K., Dzierzbicka-Glowacka L.A., *Towards a multi-basin SWAT model* for the migration of nutrients and pesticides to Puck Bay (Southern Baltic Sea), PeerJ, 2021, 9, e10938. http://dx.doi.org/10.7717/peerj.10938.
- Woźniak B., Bradtke K., Darecki M., Dera J., Dudzińska-Nowak J., Dzierzbicka-Głowacka L., Ficek D., Furmańczyk K., Kowalewski M., Krężel A., Majchrowski R., Ostrowska M., Paszkuta M., Stoń-Egiert J., Stramska M., Zapadka T., SatBałtyk – A Baltic environmental satellite remote sensing system – An ongoing project in Poland. Part 1: Assumptions, scope and operating range, Oceanologia, 2011a, 53, s. 897–924. http://dx.doi.org/10.5697/oc.53-4.897.
- 32. Woźniak B., Bradtke K., Darecki M., Dera J., Dudzińska-Nowak J., Dzierzbicka-Głowacka L., Ficek D., Furmańczyk K., Kowalewski M., Krężel A., Majchrowski R., Ostrowska M., Paszkuta M., Stoń-Egiert J., Stramska M., Zapadka T., SatBałtyk – a Baltic environmental satellite remote sensing system – an ongoing project in Poland. Part 2: practical applicability and preliminary results, Oceanologia, 2011b, 53, 925–958. http://dx.doi.org/10.5697/oc.53-4.925.
- Zhang R.H., Zebiak S.E., Effect of penetrating momentum flux over the surface boundary/mixed layer in a z-coordinate OGCM of the Tropical Pacific, Journal of Physical Oceanography, 2002, 32, 3616–3637. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032%3C3616:EOPMFO%3E2.0.CO;2.

Praca wykonana w ramach projektu "Platforma transferu wiedzy FindFISH – Numeryczny System Prognozowania warunków środowiska morskiego Zatoki Gdańskiej dla Rybołówstwa" (nr RPPM.01.01.01-22-0025/16-00) współfinansowanego ze środków Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego w ramach Regionalnego Programu Operacyjnego Województwa Pomorskiego na lata 2014–2020.

Obliczenia wykonano z wykorzystaniem komputerów Centrum Informatycznego Trójmiejskiej Akademickiej Sieci Komputerowej.



178



