Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze

GEOEKOSYSTEM WYBRZEŻY MORSKICH

3

MONITORING FUNKCJONOWANIA I PRZEMIAN WYBRZEŻY MORSKICH

W WARUNKACH ZMIAN KLIMATU I NARASTAJĄCEJ ANTROPOPRESJI

PRACA ZBIOROWA POD REDAKCJĄ
Andrzeja Kostrzewskiego
i
Marcina Winowskiego



Poznań-Biała Góra 2017

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza

Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze

Redakcja:
Andrzej Kostrzewski, Marcin Winowski

Recenzja:
Leszek Łęczyński, Grzegorz Rachlewicz

Projekt okładki:
Marcin Winowski

Fotografie:
Marcin Winowski, Grzegorz Rachlewicz

Logo:
Mariusz Samołyk, Marcin Winowski

Redakcja techniczna, skład i łamanie tekstu:
Małgorzata Olejarczyk, Zuzanna Woźniewicz

WYDAWCA
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze
Biała Góra 8, 72-500 Międzyzdroje
tel./fax.: 91 3222939
bguam@amu.edu.pl

© Copyright by Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze 2017

Wydawnictwo współfinansowane przez
Polską Akademię Nauk oraz Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM

ISBN 978-83-932529-9-2

Druk: ADVERT STUDIO www.advertdruk.pl

SPIS TREŚCI

WPŁYW RZEŹBY TERENU NA AKTUALNY STAN I FUNKCJONOWANIE GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO

Jerzy Frydel, Lesław Mil, Maria Przyłucka, Tomasz Szarafin
Tempo erozji klifów zachodniej części Zatoki Usteckiej w rejonie Orzechowa 8

Andrzej Kostrzewski
Badania geomorfologiczne wybrzeża Bałtyku Południowego – aktualny stan, tendencje rozwoju, propozycje programowe 15

Mariusz Samołyk
Zmiany użytkowania ziemi i pokrycia terenu wybrzeży wyspy Wolin od XVIII wieku 23

Marcin Winowski, Kacper Polus
Ukształtowanie stoku podwodnego oraz bilans osadów na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin (okolice Świdnej Kępy) 28

Marcin Winowski, Kacper Polus
Ukształtowanie plaży oraz bilans osadów plażowych na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin (okolice Świdnej Kępy) 36

Marcin Winowski, Mateusz Śramski
Ocena ilościowa zmian rzeźby klifu w świetle pomiarów z naziemnego skaningu laserowego (wyspa Wolin) 45

UWARUNKOWANIA HYDROMETEOROLOGICZNE FUNKCJONOWANIA I ROZWOJU WYBRZEŻY BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Maciej Markowski
Oddziaływanie morza na ujściowe odcinki uchodzących do niego rzek 55

Jolanta Czerniawska
Sezonowa zmienność stanów wód gruntowych na Mierzei Łebskiej 66

Mirosława Malinowska
Wybrane charakterystyki opadów atmosferycznych w środkowej i wschodniej części polskiego wybrzeża Bałtyku 72

Beata Szymczycha, Janusz Pempkowiak
Znaczenie dopływających wód gruntowych jako źródła związków biogenicznych, węgla i metali ciężkich dla Bałtyku Południowego 78

Jacek Tylkowski
Ekstremalne zdarzenia pogodowe w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej 82

Jacek Tylkowski
Uwarunkowania morskie i pogodowe erozji wybrzeża Bałtyku na wyspie Wolin 91

UWARUNKOWANIA BIOTYCZNE FUNKCJONOWANIA I MORFODYNAMIKI WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO

Janina Borysiak, Paweł Czyryca
Bioróżnorodność roślinna zanikającego ramienicowego jeziora Gardno na Wolinie (Pomorze Zachodnie) 101

Janina Borysiak, Paweł Czyryca, Andrzej Kostrzewski, Jacek Tylkowsk, Marcin Winowski
Związek bioróżnorodności flory naczyniowej z morfodynamiką wybrzeża klifowego wyspy Wolin 108

Jarosław Pędziński, Małgorzata Witak
Pauliella taeniata - wskaźnikiem współczesnych zmian trofii w Zatoce Gdańskiej? 119

Małgorzata Witak, Dorota Kaulbarsz, Grażyna Miotk-Szpiganowicz, Szymon Uścinowicz, Jarosław Pędziński
Tafocenozy okrzemkowe Głębi Gdańskiej jako wskaźniki faz rozwojowych Morza Bałtyckiego ... 125

WYBRANE PRZEJAWY FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻY MORSKICH W WARUNKACH ZMIAN KLIMATU I NARASTAJĄCEJ ANTROPOPRESJI

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Marcin Winowski, Jacek Tylkowski
Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność czasowa morfodynamiki wybrzeża klifowego wyspy Wolin w latach 1984-2016……133

Stanisław Musielak, Kazimierz Furmańczyk, Natalia Bugajny
Czynniki i procesy kształtujące geosystem wybrzeża południowego Bałtyku w różnych skalach czasowych i przestrzennych 143

Anna Przyborska, Jaromir Jakacki
Wpływ mariny na linię brzegową w okolicy sopockiego molo 149

Grzegorz Rachlewicz, Mateusz C. Strzelecki, Marek Kasprzak
Wpływ procesów peryglacjalnych na rozwój skalnych wybrzeży w morskiej strefie Antarktyki (Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe) 155

Ewa Szymczak
Litodynamika osadów korytowych ujściowego odcinka Piaśnicy 167

Ewa Szymczak, Dorota Burska, Dorota Pryputniewicz-Flis
Charakterystyka rozkładu wielkości cząstek in situ w wodach Zalewu Wiślanego 173

Paweł Terefenko, Dominik Paprotny, Andrzej Giza, Adam Kubicki, Marcin Winowski
Analiza wpływu orkanów Barbara i Aleks na morfologię wybrzeża klifowego wyspy Wolin 177

MONITORING STANU I FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO, TECHNIKI BADAŃ

Leszek Łęczyński, Waldemar Kociuba, Grzegorz Gajek
Monitoring Klifu Orłowskiego w latach 1997-2014 – rozwój metodyki badań 184

Grzegorz Uścinowicz
Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku 190

Marcin Winowski
Monitoring funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin - założenia metodyczne 195

Przedmowa

Wybrzeża Bałtyku Południowego są ważną strukturą krajobrazową przestrzeni geograficznej Polski, obejmują strefę o długości około 500 km. Rozwój metodologiczno-metodyczny nauk o Ziemi, obserwowane zmiany klimatu, a także rozwój społeczno-gospodarczy, szybka urbanizacja, narastająca antropopresja związana z rozwojem turystki i rekreacji, sprawiają, że wybrzeża są przedmiotem stałego zainteresowania, zarówno ze względów merytorycznych, jak i aplikacyjnych.

Indywidualność geograficzną strefy wybrzeża Bałtyku Południowego określa:

- położenie w umiarkowanej strefie klimatycznej i związany z tym współczesny system denudacyjny, stymulujący rozwój i przemiany rzeźby terenu,
- położenie w strefie granicznej lądu i morza, czyli w strefie przejściowej o dużej dynamice i zmienności,
- wewnętrzne zróżnicowanie obejmujące – zaplecze morenowe, wydmowe, niziny nadbrzeżne, ujścia rzeczne, jeziora przybrzeżne oraz rozległe przedpole stanowiące plaże i stok podwodny,
- różne typy krajobrazu – geoekosystemy, jako efekt zróżnicowanego w czasie i przestrzeni współoddziaływania między atmosferą, morfosferą, litosferą, hydrosferą, pedosferą, biosferą i antroposferą,
- zwiększona częstotliwość procesów o charakterze ekstremalnym ze skutkami katastrofalnymi,
- dostawa z lądu różnorodnych substancji pochodzenia antropogenicznego, spływających rzekami do morza,
- narastająca antropopresja wpływająca na system obiegu energii i przepływu materii, a równocześnie na przekształcenie rzeźby terenu, obieg wody, użytkowanie terenu i przemiany krajobrazu,
- intensyfikacja prac w zakresie zarządzania i ochrony wybrzeży, w oparciu o programy regionalne, krajajowe i międzynarodowe.

Zarysowana indywidualność geograficzna strefy wybrzeża Bałtyku Południowego sprawia, że coraz częściej badania mają charakter kompleksowy, realizowane są w ramach specjalnych projektów w zespołach interdyscyplinarnych.

W prezentowanym opracowaniu zamieszczone zostały prace, które mogą stanowić podstawę studiów porównawczych i dyskusji, w zakresie aktualnego stanu, rozwoju i ochrony wybrzeży Bałtyku Południowego, dotyczące:

- wpływu uwarunkowań morfolitologicznych, hydrometeorologicznych i biotycznych na rozwój strefy wybrzeża,
- wpływ procesów ekstremalnych na aktualny stan i rozwój wybrzeża,
- aktualnego stanu, form zagrożeń i kierunków ochrony wybrzeży,
- koncepcji organizacji Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego wybrzeży.

Należy podkreślić, że sprawą pierwszorzędnej wagi w badaniach wybrzeży Bałtyku Południowego jest wiarygodna diagnoza stanu środowiska, jako odniesienia do studiów prognostycznych, w oparciu o wieloletnie, standaryzowane serie obserwacyjne, zebrane w tematycznych bazach danych.

Pragniemy wyrazić przekonanie, że III Ogólnopolska konferencja „Geoekosystem wybrzeży morskich", stanowi dobrą okazję do prezentacji aktualnych badań realizowanych w strefie wybrzeży Bałtyku Południowego, a dyskusja zwróci uwagę na nowe problemy badawcze, ważne z merytorycznego i aplikacyjnego punktu widzenia.

Andrzej Kostrzewski

WPŁYW RZEŹBY TERENU NA AKTUALNY STAN I FUNKCJONOWANIE GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO



Jerzy Frydel[1], Lesław Mil[1], Maria Przyłucka[2], Tomasz Szarafin[1]
[1]Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk
[2]Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa

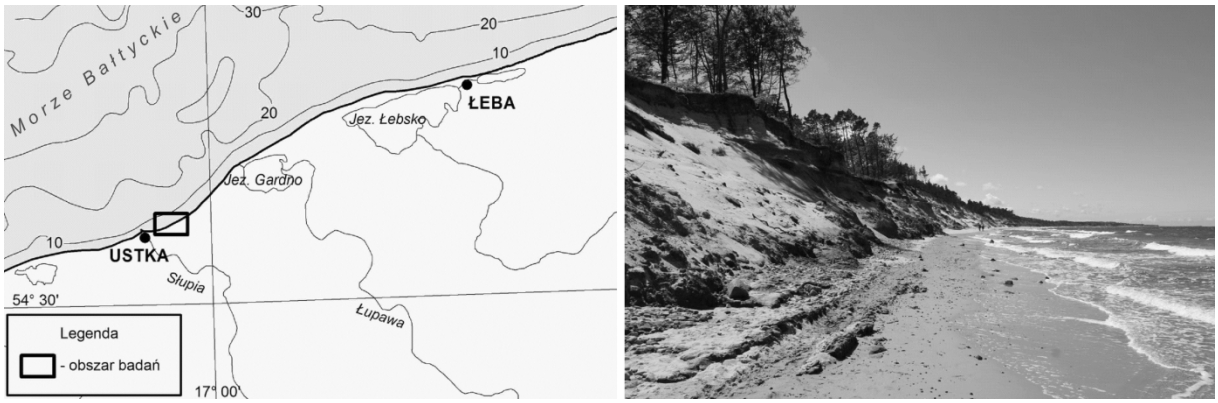
Tempo erozji klifów zachodniej części Zatoki Usteckiej w rejonie Orzechowa

Oddziaływanie morza na polską strefę brzegową prowadzi do powstawania rozległych obszarów podlegających erozji. W celu ograniczenia jej skutków, planowanie przestrzenne w rejonach nadmorskich wymaga określenia tendencji rozwojowych wybrzeży, istotnych zwłaszcza z punktu widzenia lokalnych społeczności i turystyki. Do oszacowania tempa erozji określonego fragmentu wybrzeża w przyszłości niezbędne jest wyznaczenie jego aktualnego stanu oraz morfodynamiki w przeszłości. Wraz z rozwojem teledetekcyjnych metod badawczych i zaawansowanych systemów przetwarzania danych możliwe stało się precyzyjne rozpoznanie zmienności strefy brzegowej w czasie. W niniejszym opracowaniu, do rozpoznania morfologii brzegu i nadbrzeża, a w konsekwencji określenia tempa erozji klifu, zastosowano nowoczesną metodę naziemnego skaningu laserowego. Rezultaty pomiarów *LiDAR* (*Light Detection and Ranging*) zestawiono z archiwalnymi materiałami kartograficznymi. W środowisku GIS wyznaczono na tej podstawie średnie tempo recesji w odniesieniu do przebiegu korony klifu w Orzechowie w różnych skalach czasowych. Biorąc pod uwagę skierowany ku wschodowi zwrot wypadkowego strumienia wzdłużbrzegowego transportu rumowiska w strefie przybrzeża w tym rejonie, wyznaczony rozkład tempa erozji klifu wydaje się obrazować zakres oddziaływań związany ze stopniowym wygaszaniem zasięgu wpływu falochronów portu w Ustce.

Charakterystyka obszaru badań

Rejon badań znajduje się na środkowym wybrzeżu Polski (Ryc. 1.), na wschód od Ustki w województwie pomorskim. Obszar ten położony jest na terenie Wybrzeża Słowińskiego w obrębie Pobrzeża Koszalińskiego (Kondracki, 2009). Obejmuje teren równiny zastoiskowej przykrytej osadami eolicznymi opadającej stromymi zboczami klifów w kierunku Morza Bałtyckiego. Wysokość klifów wynosi tu od 5 do 20 m (Zachowicz, Dobracki, 2003). W środkowej części rejonu badań (okolice 229,3 kilometra wybrzeża),

w rejonie Orzechowa znajduje się ujście rzeki Orzechówki, które w sposób umowny dzieli obszar badań na część „zachodnią" (W) i „wschodnią" (E). Pod względem zagospodarowania i użytkowania terenu jest to obszar o funkcji rekreacyjno–wypoczynkowej. Bezpośrednie zaplecze klifu porośnięte jest rzadkim lasem ochronnym. Jest to jednocześnie Obszar Chronionego Krajobrazu – Pas Pobrzeża na wschód od Ustki. Cały ten rejon podlega specjalnej ochronie obejmującej Przybrzeżne Wody Bałtyku (PLB 990002), zgodnie z dyrektywą ptasią Natura 2000.



Ryc. 1. Po lewej: Lokalizacja rejonu badań; Po prawej: Klif w rejonie badań

Szczegółowym obserwacjom został poddany fragment aktywnego klifu o długości ok. 1,8 km, położony między 228,45 i 230,25 kilometrem brzegu. W rejonie Orzechowa i Ustki bezpośrednim podłożem osadów plejstoceńskich są mioceńskie piaski i mułki z węglem brunatnym (Uniejewska, Nosek, 1986). Odsłaniający się w obrębie klifu strop pokrywy glin zwałowych nie przekracza wysokości 5 metrów n.p.m. (Zachowicz, Dobracki, 2003). Powyżej występują osady zastoiskowe i piaszczyste osady wodnolodowcowe, a miejscami torfy o miąższości do 2 m. W rejonie badań osady widoczne w odsłonięciach są niekiedy silnie zaburzone glacitektonicznie oraz synsedymentacyjnie (Jurys i in., 2006). Intensywnie erodowane odcinki klifu aktywnego rozcinają występujące powszechnie na tym obszarze miąższe pokrywy piasków eolicznych. Abrazja wybrzeża klifowego w tym rejonie ma związek z obecnością falochronu portu usteckiego, który powoduje przecięcie głównego potoku rumowiska przemieszczającego się z zachodu na wschód (Zawadzka-Kahlau, 1999). W zależności od budowy geologicznej klifu występują tu różne rodzaje procesów zboczowych: osuwiska, obrywy, zsuwy i osypiska (Subotowicz, 1982). W jego obrębie występują też liczne wysięki wody gruntowej. Największe zniszczenia abrazyjne zachodzą zimą (Cyberski, 2011), kiedy brzeg nie jest chroniony pokrywą lodową przed silnymi sztormami powstającymi przy wiatrach wiejących z sektora N–NE (Zawadzka-Kahlau, 1999).

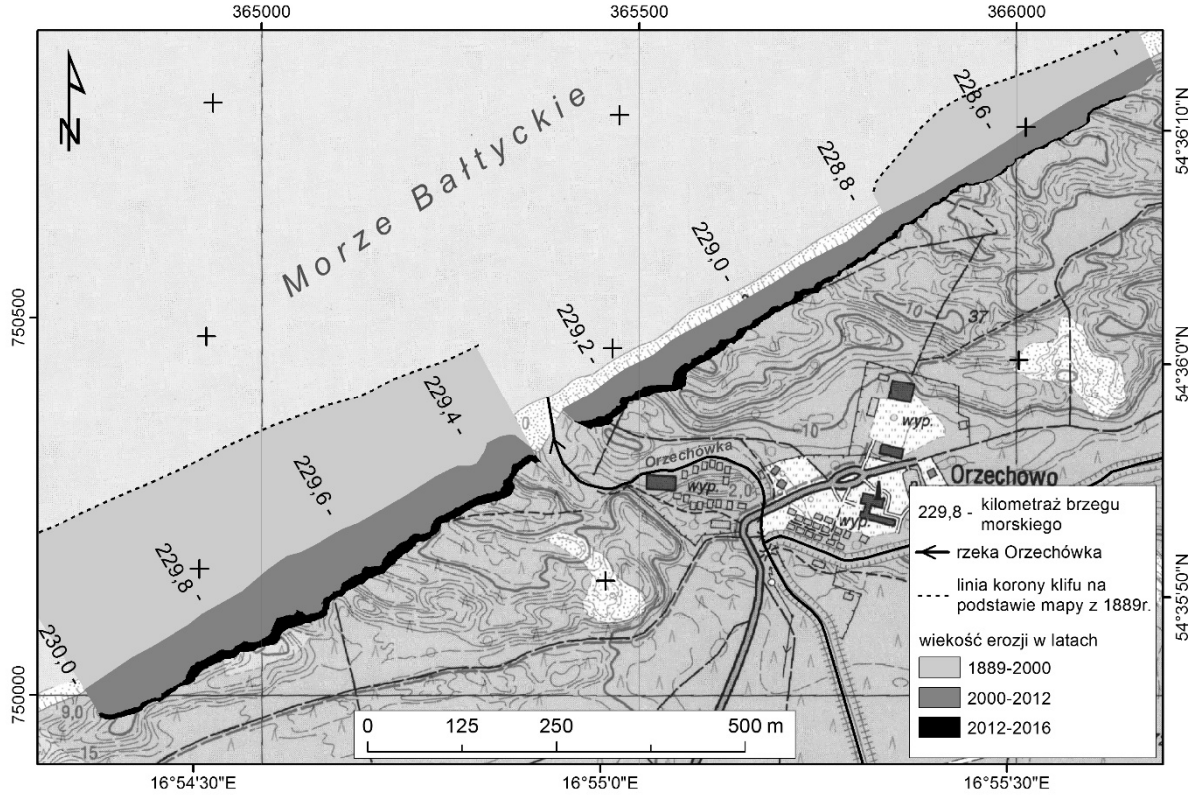
Materiały i metody

Zmiany geodynamiczne klifu w Orzechowie zostały wyznaczone na podstawie porównania przebiegu korony klifu z lat 1889, 2000, 2010, 2012, 2015 i 2016. W tym celu wykorzystano materiały kartograficzne i teledetekcyjne. Przebieg linii korony klifu z roku 1889 określono na podstawie niemieckiej mapy topograficznej Messtischblatt w skali 1:25 000 po uprzedniej manualnej rektyfikacji. Linia korony klifu z 2000 r., pochodzi z mapy topograficznej w skali 1:10 000 pozyskanej z zasobów CODGiK. Pozostałe linie korony, z lat 2010-2016, wyznaczono na podstawie numerycznych modeli terenu (NMT) będących rezultatem pomiarów przeprowadzonych przez autorów. Pomiary wykonano techniką naziemnego skaningu laserowego (ang. *Terrestrial Laser Scanning, TLS*), za pomocą skanera Riegl VZ-400. W uproszczeniu, obrazowanie powierzchni następowało w wyniku emisji spójnych wiązek promieniowania elektromagnetycznego przez urządzenie, ich odbiciu od przeszkody i rejestracji przez centrum optyczne skanera (Wężyk, 2006; Petrie, Toth, 2009). W oparciu o wartość prędkości rozchodzenia się światła w ośrodku i precyzyjne określenie kąta emisji, jak również pomiar czasu pomiędzy emisją a rejestracją, wyznaczano odległość do zmierzonego obiektu (punktu). Użyty skaner umożliwił pomiar powyżej 125 000 pkt/sec. Pozycjonowanie chmury punktów (w układzie PL-2000) następowało dzięki nawigacji satelitarnej realizowanej przez urządzenie Trimble R8 *GNSS* współpracujące ze skanerem. Poprawki różnicowe pozycji z systemu Aktywnej Sieci Geodezyjnej EUPOS, były uzyskiwane na bieżąco i umożliwiły wyznaczenie współrzędnych X, Y, Z, z dokładnością kilku centymetrów. Bezpośrednie wyniki skaningu w postaci chmur punktów opracowano w programie RiSCAN PRO. Na ich podstawie wykonano NMT, a następnie wyznaczono przebiegi linii korony klifu dla kolejnych serii pomiarowych. Następnie, w programie ArcMap (ESRI) wyznaczono tempo erozji. Dodatkowo, w 2016 r., wykonano zdjęcia aparatem Canon EOS 60 D. Posłużyły one do wygenerowania chmury punktów reprezentującej powierzchnię klifu metodą fotogrametrii bliskiego zasięgu (Kolecka, 2011).

Wyniki

Szybkość recesji klifów charakteryzuje się znaczną zmiennością w czasie i przestrzeni. Tempo erozji klifu w Orzechowie, w latach 60’ i 70’ XX w., osiągało jedne z najwyższych wartości na polskim wybrzeżu – sięgające nawet 1,0 – 2,3 m/rok (Subotowicz, 1982). Również współcześnie należy je uznać za bardzo wysokie (Ryc.2., Tab.1.). W części

zachodniej (w latach 2012–2015) szybkość erozji była równa 2,9 m/rok, podczas gdy wschodnia część (E), bardziej oddalona od portu, podlegała dwukrotnie niższej erozji (1,5 m/rok). Dla pierwszej dekady XXI w. obliczone tempo recesji klifu wynosiło odpowiednio 5,3 m/rok (dla części W) i było prawie dwukrotnie niższe dla części E (2,6 m/rok). Powyższy trend zaobserwowano również w ujęciu stuletnim (dla lat 1889–2000). Niszczenie klifów następowało z prędkością 1,8 m/rok (W) i 1,1 m/rok (E). Dokładność ich odwzorowania w wykorzystanych materiałach kartograficznych jest zdecydowanie niższa niż w wynikach przetwarzania danych LiDAR. W związku z tym szybkość recesji przed 2010 r., należy traktować jako orientacyjną.



Ryc. 2. Wielkość erozji klifu w Orzechowie na tle mapy topograficznej w skali 1: 10 000

Tab. 1. Tempo erozji klifu w Orzechowie dla badanych okresów czasu

Część zachodnia (W)	Ubytek wybrzeża [m]	Średnie tempo erozji [m/rok]	**Część wschodnia (E)**	Ubytek wybrzeża [m]	Średnie tempo erozji [m/rok]
1889-2000	169,9	**1,5**	1889-2000	61,9	**0,6**
2000-2010	53,2	**5,3**	2000-2012	30,8	**2,6**
2010-2012	2,1	**1,0**	2012-2015	4,6	**1,5**
2012-2015	8,7	**2,9**	2015-2016	1,1	**1,1**
2015-2016	1,8	**1,8**			

Dyskusja

W literaturze stosowane są różne metody oceny tempa recesji klifów (Subotowicz, 1982; Zawadzka-Kahlau, 1999; Kramarska, i in. 2011; Uścinowicz i in., 2014; Kostrzewski, i in., 2015). Najczęściej obejmują one pomiary linii brzegowej, linii podstawy klifu, linii korony klifu lub pomiary na profilach poprzecznych do brzegu. Nie ulega wątpliwości, że klify są doskonałym wskaźnikiem tempa erozji. Jednak, za najbardziej zasadne wydaję się odniesienie pomiarów do przebiegu linii korony klifu ze względu na fakt, że nie może ona przyrosnąć w przeciwieństwie do linii podstawy klifu lub linii brzegowej. Wyznaczone prędkości recesji klifów (Tab. 1.) określają zatem uśrednione zmiany dla całego zakresu objętego pomiarem – w odniesieniu do przebiegu linii korony klifu. Wyznaczenie wielkości recesji klifów, warunkowanej: antropopresją (Dudzińska-Nowak, J., 2015), czynnikami hydro-meteorologicznymi – przede wszystkim sztormami (Kostrzewski, i in., 2015), budową geologiczną (Uścinowicz i in., 2014), ruchami masowymi w tym osuwiskami (Kramarska, i in. 2011), nachyleniem (Zawadzka-Kahlau, 1999) i budową geologiczną przybrzeża (Subotowicz, 1982), jest krokiem w stronę konstrukcji modelu stochastycznego. W szerszym ujęciu czasowym, rozpoznanie maksymalnego uśrednionego tempa erozji klifów Zatoki Usteckiej (od środkowego Holocenu – *rec.*) wymaga rozwinięcia badań przybrzeża przeprowadzonych przez Szeflera, i in., (2015). Szczegółowe badania tego rejonu zostały zaplanowane w ramach cyklicznego zadania Państwowej Służby Geologicznej (PSG), realizowanej przez PIG-PIB, jakim jest „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku". Przyczynowo–skutkowy model wykorzystujący ilościowe i jakościowe powiązania tempa erozji z czynnikami ją wymuszającymi jest niezbędny do prognozowania przyszłego tempa erozji, a tym samym właściwego planowania przestrzennego w strefie brzegowej morza. Tym niemniej, przy założeniu utrzymania obecnego tempa wzrostu poziomu morza, i zbliżonej intensywności sztormów, na podstawie zaprezentowanych pomiarów morfometrycznych, zasadne wydaję się być oszacowanie przyszłego uśrednionego tempa erozji klifu orzechowskiego na poziomie zdecydowanie przewyższającym 1 m/rok.

Wnioski

- Przedstawiona metoda znajduje zastosowanie do opisu morfodynamiki wybrzeży klifowych, a zwłaszcza jednoznacznego wyznaczania średniego tempa erozji klifów.
- Określenie przyszłego tempa erozji wymaga rozszerzenia zakresu analiz brzegu i nadbrzeża, aż do portu w Ustce i na wschód; a przede wszystkim pełnego rozpoznania geomorfologii strefy przybrzeża i hydrodynamiki przyległego akwenu.
- W rejonie Orzechowa, pomiary tempa erozji klifu w różnych skalach czasowych pozwoliły na wykrycie trendu, obrazującego zmniejszającą się wielkość erozji ku wschodowi.
- Trend jest potencjalnie związany z wygaszaniem zasięgu wpływu falochronów portowych w Ustce. Jego potwierdzenie wymaga jednak dalszych badań.

Bibliografia:

Cyberski, J., 2011. Climate, hydrology and hydrodynamics of the Baltic Sea, s. 55–65 [W:] Geochemistry of Baltic Sea surface sediments (Uścinowicz, Sz., red.), Warszawa.

Dudzińska-Nowak, J., 2015. Metody ochrony zachodniego wybrzeża Polski i ich wpływ na zmiany brzegu w latach 1938-2011, Szczecin, s. 171.

Kolecka, N., 2011. Photo-based 3D scanning vs. laser scanning–Competitive data acquisition methods for digital terrain modelling of steep mountain slopes. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 38, 203-208.

Kondracki J. A., 2009. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN.

Kostrzewski, A., Zwoliński, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samołyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica 28/2, s. 109–120.

Kramarska, R., Frydel, J., Jegliński, W., 2011. Zastosowanie metody naziemnego skaningu laserowego do oceny geodynamiki wybrzeża na przykładzie Klifu Jastrzębiej Góry, Biuletyn PIG-PIB 446, s. 101–108.

Petrie, G. & Toth, C., 2009. Introduction to Laser Ranging, Profiling, and Scanning. [W:], Topographic Laser Ranging and Scanning, (Red.) Shan, J. & Toth, C., Boca Raton.

Subotowicz W. 1982. Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski, Wrocław. s. 153.

Szefler, K., Rudowski, S., Wróblewski, R., Sitkiewicz, P., 2015. Detailed geomorphological mapping of the sea bottom on the basis the Southern Baltic, Geobalcanica,Skopje, Macedonia, s. 51–55, DOI: http://dx.doi.org/10.18509/GBP.2015.07.

Uniejewska M., Nosek M., 1986. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Ustka, Wyd. Geol. Warszawa. s. 96.

Uścinowicz, G., Kramarska, R., Kaulbarsz, D., Jurys, L., Frydel, J., Przezdziecki, P., Jegliński, W., 2014 – Baltic Sea coastal erosion, a case study from Jastrzębia Góra region – Geologos 20, 4, 2014 r., s. 259–268, DOI: 10.2478/logos-2014-0018.

Wężyk P., 2006. Wprowadzenie do technologii skaningu laserowego w leśnictwie. Roczniki Geomatyki - Annals of Geomatics, 4(4), s. 119–132.

Zachowicz, J., Dobracki, R., 2003. Geologiczne warunki ochrony i kształtowania południowego brzegu Bałtyku oraz obszarów ujściowych Odry i Wisły. Etap III. Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku w skali 1:10 000 wraz z objaśnieniami, arkusze: Ustka (25), Dębina (26). Centr. Arch. Geol. PIG – PIB OGM.

Zawadzka–Kahlau E., 1999. Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku południowego. Gdańskie Tow. Naukowe., Gdańsk, s. 147.

Andrzej Kostrzewski
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Badania geomorfologiczne wybrzeża Bałtyku Południowego – aktualny stan, tendencje rozwoju, propozycje programowe

Wprowadzenie

Badania geomorfologiczne Bałtyku Południowego, mają podstawowe znaczenie w rozpoznaniu funkcji wybrzeża i określeniu jego zmian krótko i długookresowych. Rozpoznanie geomorfologii wybrzeża a przede wszystkim jego współczesnej morfo dynamiki, stanowi ważne zadanie zarówno z merytorycznego, jak i aplikacyjnego punktu widzenia.

W zakresie badań geomorfologii Bałtyku Południowego można wydzielić następujące kierunki:

paleogeografia rozwoju rzeźby terenu,

litostratygrafia czwartorzędowych serii osadowych,

środowisko sedymentacyjne plaż nadmorskich,

hydrodynamika strefy wybrzeża (procesy erozyjno-sedymentacyjne na plaży i stoku podwodnym),

uwarunkowania geologiczne, hydrometeorologiczne, biotyczne i antropogeniczne współczesnego rozwoju wybrzeży,

- jakościowa i ilościowa ocena morfodynamiki wybrzeży klifowych i wydmowych,
- kartowanie geomorfologiczne współczesnego morfosystemu wybrzeży morskich,
- monitoring geomorfologiczny (w powiązaniu z hydrometeorologicznym strefy wybrzeża m.in. klify, wydmy, osuwiska, zerwy, plaża, stok podwodny),
- inwentaryzacja skutków procesów ekstremalnych,
- wpływ użytkowania terenu na współczesny system denudacyjny wybrzeży,
- wpływ ujść rzecznych i transportu fluwialnego na morfologie nizin nadbrzeżnych, kumulacje zanieczyszczeń (dostawa do morza),

- ocena różnokierunkowej działalności człowieka na aktualny stan i rozwój wybrzeży (m.in. zabudowa portów, urbanizacja, turystyka i rekreacja),
- badania stacjonarne współczesnego systemu denudacyjnego wybrzeży na stacjach terenowych,
- zastosowanie nowych technik pomiarowych GIS do oceny jakościowej i ilościowej procesów erozyjno-sedymentacyjcnyh w strefie wybrzeża,
- geoochrona w powiązaniu z zarządzaniem i zagospodarowaniem strefy wybrzeża.

Przedstawione kierunki badań w różnym stopniu i zakresie są rozwijane, bardzo często mają charakter interdyscyplinarny. Sprawą pierwszorzędnej wagi jest koncepcja zintegrowanego monitoringu geomorfologicznego wybrzeża Bałtyku Południowego, opartego na standaryzowanych metodach, jako podstawy uzyskiwania wieloletnich, wiarygodnych serii obserwacyjnych dla studiów diagnostycznych i prognostycznych.

Badania geomorfologiczne – morfosystem wybrzeży

Podstawowym założeniem niniejszego opracowania, jest zwrócenie uwagi na znaczenie badań współczesnej morfodynamiki wybrzeży oraz znaczenie badań współczesnej morfo dynami wybrzeży oraz rozpoznanie mechanizmu jej funkcjonowania, jako podstawy zarządzania, zagospodarowania przestrzennego i ochrony strefy wybrzeża Bałtyku Południowego.

Należy podkreślić, że badania geomorfologiczne w strefie wybrzeża Bałtyku Południowego, zainicjowane zostały przez Profesora Stanisława Pawłowskiego, organizatora poznańskiego ośrodka geograficznego (Kostrzewski 2016). Na początku 1920 roku Profesor Pawłowski wystąpił z memoriałem do Ministerstwa Wyznań Religijnych i Oświecenia Publicznego, w którym przedstawił projekt systematycznych badań Bałtyku i wybrzeża oraz założenia stacji badawczej. Pionierskie badania Pawłowskiego w zakresie opisu morfologii wybrzeża, charakterystyki osadów Zatoki Gdańskiej, a szczególnie dotyczące polskiej terminologii wybrzeża morskiego (Pawłowski 1924) stanowią wartościowy wkład do historii badań geomorfologicznych wybrzeży Bałtyku Południowego. Z inicjatywy Profesora Pawłowskiego w marcu 1922 roku Ministerstwo byłej Dzielnicy Pruskiej, złożyło senatowi Uniwersytetu Poznańskiego prośbę, aby Sekcja Matematyczno-Przyrodnicza Wydziału Filozoficznego przejęła naukowe kierownictwo projektowanej Morskiej Stacji Badawczej na Helu. Na posiedzeniu Rady Wydziału Filozoficznego 15.05.1922 roku, wybrano Profesora

Antoniego Jakubskiego na kierownika utworzonego Morskiego Laboratorium Rybackiego na Helu, jego zastępcą został Profesor Stanisław Pawłowski. Początkowo była to jednostka Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Poznańskiego. Tak więc mija 95 lat od uruchomienia stacjonarnych badań morskich i wybrzeża Bałtyku Południowego. Pracownicy Uniwersytetu Poznańskiego bardzo aktywnie włączyli się do badań w zakresie geomorfologii (Pawłowski), hydrometeorologii (Czekańska), biologii z szczególnym uwzględnieniem rybołówstwa (Demel).

Po okresie drugiej wojny światowej badania geomorfologiczne były realizowane dalej przez ośrodek poznański oraz powstające ośrodki badawcze w Gdańsku, Sopocie, Słupsku i Szczecinie, należy pokreślić także prace realizowane w Państwowym Instytucie Geologicznym, Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz Urzędach Morskich. Ramy niniejszego opracowania nie pozwalają na przedstawienie opisu znaczących badań, realizowanych przez ww. ośrodki badawcze i instytucje.

W odniesieniu do opisu strefy wybrzeża Bałtyku Południowego, przyjęta została terminologia dotycząca wybrzeża, brzegu, linii wody, linii brzegowej, brzegu górnego, brzegu dolnego, strefy brzegowej (Musielak 1997, Kostrzewski, Musielak 2008). Można stwierdzić, że dobrze rozpoznane zostały paleogeograficzne uwarunkowania rozwoju polskiego wybrzeża Bałtyku Południowego (m.in. Rosa 1984, Mojski 2005, Uścionowicz 1999, Rotnicki i in1995, Kostrzewski, Musielak 2008).

Po ustąpieniu lądolodu ostatniego zlodowacenia poziom wód Morza Bałtyckiego w holoecnie ustawicznie się podnosił z niewielkimi przerwami (Rosa 1984). Trzy fazy transgresji miały duży wpływ na charakter i przekształcenia morfologii wybrzeża Bałtyku Południowego. W pierwszych dwóch etapach transgresji odnotowano szybki wzrost poziomu morza, co powodowało intensywne niszczenie brzegów wysoczyznowych oraz wkraczanie morza na obszary nizin nadmorskich i pradolin. Podczas późniejszych faz transgresji holoceńskich, rozwój brzegów Bałtyku Południowego był zbliżony do współczesnego. Należy zwrócić uwagę, że od połowy XIX w. obserwujemy ponowne przyśpieszenie tempa wzrostu poziomu morza, osiągające w ostatnim stuleciu prędkości od 1-2 mm (Rotnicki i in. 1995). Zaznaczająca się tendencja zmian poziomu morza, powoduje zwiększoną erozję brzegową, w formie nasilenia procesów abrazji, które niejednokrotnie mają skutki katastrofalne.

Morfodynamika wybrzeży Bałtyku Południowego, wybrane problemy

Wybrzeża Bałtyku Południowego, a szczególnie ich zmienność w zakresie morfologii są przedmiotem częstych badań, ostatnio z zastosowaniem nowych technik badawczych. Typologia wybrzeży była przedmiotem częstych badań (m.in. Bohdziewicz 1963, Furmańczyk 1994, Piasecki 1956, Rosa 1984, Zawadzka-Kahlau 1999), w konsekwencji wydzielono następujące typy wybrzeża – wydmowe, klifowe, płaskie, technogeniczne.

Subotowicz (1982) wydzielił typy geodynamiczne wybrzeża – osypiskowy, obrywowy, osuwiskowo-spływowy. Równocześnie Subotowicz (1989), wydziela typy podbrzeży klifowych – wypukły i wklęsły.

Wynikiem wieloletnich badań są zaprezentowane koncepcje rozwoju wybrzeży Bałtyku Południowego (Furmańczyk 1994, Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, Subotowicz 1982).

Subotowicz (1982) zwraca uwagę, że transgresyjny charakter Bałtyku Południowego pozwala na stwierdzenie, że proces abrazji klifów ma charakter ciągły. W zakresie wybrzeży klifowych wydziela 3 fazy rozwojowe – intensywne przekształcanie klifów uwarunkowane litologią, z kolei osłabienie aktywności denudacyjnej, klif staje się martwy i kolejna faza ożywienie procesów denudacyjnych i przesunięcie linii brzegowej w głąb lądu, powrót do form charakterystycznych dla pierwszej fazy.

Furmańczyk (1994) przedstawia koncepcje tzw. „falowego rozwoju brzegu". Kostrzewski i Zwoliński (1986, 1988) zwracają uwagę, że proces rozwoju wybrzeża klifowego ma charakter ciągły, zmianom (odcinki aktywne i martwe) podlegają funkcje morfodynamiczne naprzemianległych odcinków wybrzeża klifowego.

Bardzo interesujące informacje dotyczące charakterystyki odcinków erozyjnych i akumulacyjnych wzdłuż linii brzegowej Bałtyku Południowego (1875-1979, 1960-83), przedstawiła Zawadzka-Kahlau (1999).

Charakterystyczną cechą współczesnego systemu denudacyjnego wybrzeży klifowych, jest jego duża zmienność zarówno w cyklu rocznym jak wieloletnim, wzmacniana przez procesy ekstremalne. Zmienność i charakter systemu denudacyjnego określona jest przez procesy dominujące i drugorzędne, powyższe znajdują odzwierciedlenie w zespołach form rzeźby na wybrzeżu klifowych. Powstające zespoły form można uznać, jako cechy wskaźnikowe, określające charakter i przebieg procesów denudacyjnych.

W celu udokumentowania zmienności morfologicznej wybrzeża klifowego opracowano odpowiednią sygnaturę (138 wydzieleń) jako podstawę kartowania

geomorfologicznego (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988). Zaproponowana sygnatura pozwala na powtarzalne kartowanie geomorfologiczne, wytypowanych do badań odcinków testowych wybrzeża klifowego. Efektem przeprowadzonego kartowania są mapy geomorfologiczne w dużych podziałkach.

W oparciu o sporządzone mapy geomorfologiczne, możliwe jest opracowanie map morfodynamicznych odcinków testowych wybrzeża klifowego. Mapa morfodynamiczna ujmuje oddzielene strefy klifu zróżnicowane pod względem ich funkcji morfo dynamicznych (strefa degradacji, transportu, transportu i akumulacji, abrazji i akumulacji, oraz równowagi dynamicznej).

Niewątpliwie zastosowanie zdjęć lidarowych pozwala na bardziej dokładną prezentacje, co uczyni mapy geomorfologiczne i morfodynamiczne bardziej wartościowe z merytorycznego punktu widzenia i bardziej przydatne pod względem aplikacyjnym.

Obserwacje terenowe i szczegółowe badania realizowane są od 1977 roku (2-4 razy w roku), a systematycznie corocznie od 1984 roku na 6 odcinkach testowych wybrzeża klifowego wyspy Wolin (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1955). Przeprowadzone badania umożliwiły określenie podstawowych prawidłowości w rozwoju wybrzeży klifowych:

- proces cofania wybrzeży klifowych Wyspy Wolin ma charakter cykliczny. Okresy względnej równowagi dynamicznej klifu występują naprzemian, z okresami intensywnego niszczenia wybrzeża. Długość i charakter cyklu rozwojowego, warunkowane jest zmianami stanu morza i warunków pogodowych, jak również litologią, pokryciem terenu oraz ekspozycją klifów,
- szczególną rolę w kształtowaniu rzeźby klifu mają procesy ekstremalne, które doprowadzają do dużych zmian w morfologii klifów i ich przebiegu (sztorm z 3 na 4. XI 1995 cofnięcie klifu do 8,2 m).
- różnokierunkowa antropopresja stanowi ważny czynnik degradacji klifów i wyraźnych zmian krajobrazowych.

Badania wybrzeży Bałtyku Południowego winny być objęte systematycznym, zintegrowanym monitoringiem na wytypowanych, uznawanych za reprezentatywne odcinkach.

Podsumowanie

Problem kształtowania wybrzeży morskich jest bardzo złożony i wymagają badań interdyscyplinarnych – geologicznych, hydrogeologicznych, meteorologicznych, hydrologicznych, geomorfologicznych, geotechnicznych, biologicznych. Kształtowanie i modelowanie wybrzeży zachodzi pod wpływem oddziaływania wahań poziomu morza, falaowania, prądów morskich, stokowych procesów erozyjno-denudacyjnych, opadów deszczowych i śnieżnych, wiatru i człowieka. Z punktu widzenia metodycznego, sprawą pierwszorzędnej wagi jest badanie wszystkich uwarunkowań na stacjach terenowych, z wykorzystaniem programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Kostrzewski i in. 1995).

Do najważniejszych zadań w zakresie organizacji i badań wybrzeży Bałtyku Południowego można zaliczyć:

- studia paleograficzne w powiązaniu z wieloletnim monitoringiem wybrzeży, winny stanowić podstawę studiów prognostycznych,
- strefę wybrzeża należy objąć systematycznym monitoringiem na wytypowanych, uznanych za reprezentatywne odcinkach wybrzeża,
- program monitoringu wybrzeża może być oparty na założeniach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, ze zwróceniem uwagi na monitoringi specjalistyczne , uwzględniające specyfikę funkcjonowania wybrzeży klifowych i wydmowych,
- wprowadzenie w organizacji monitoringu wybrzeży standaryzowanych metod terenowych i laboratoryjnych, w celu uzyskania wieloletnich, wiarygodnych serii pomiarowych, niezbędnych w studiach porównawczych,
- rejestracja i inwentaryzacja zdarzeń o charakterze ekstremalnym (sztormy, huragany itd.),
- zastosowanie zdjęć lidarowych do oceny procesów erozyjno-sedymentacyjnych wybrzeża, z zastosowaniem dla studiów modelowych i konkretnych zadań praktycznych,
- organizacja tematycznych baz danych realizowanych przy odpowiednie jednostki badawcze, instytucje i urzędy,
- systematyczna rejestracja zmian użytkowania terenu dla potrzeb zarządzania i ochrony wybrzeża,

- zastosowanie metody świadczeń ekosystemów dla wybranych odcinków wybrzeża,
- monitoring wybranych przejawów funkcjonowania procesów geomorfologicznych (np. osuwisk, zerw) na konkretne zamówienie,
- powiązanie monitoringu geomorfologicznego wybrzeży wydmowych, klifowych Bałtyku Południowego, z programem Hellcom Combine oraz z priorytetami polityki morskiej i kraju do 2020 roku, wskazanych w dokumencie „Założenia polityki morskiej RP do roku 2020".

Wszystkie przedstawione zadania winny być realizowane w oparciu o specjalne projekty w zespołach interdyscypilarnych.

Bibliografia

Furmańczyk K., 1994, Współczesny rozwój strefy brzegowej morza bezpływowego w świetle badań teledetekcyjnych południowego Bałtyku, Wyd. Uniw. Szczec., Szczecin, Rozprawy i Studia. 161, 147

Bohdziewicz I., 1963, Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży, Materiały do Monografii polskiego brzegu, 5, IBW PAN, 10-41

Kostrzewski A. 2016 (red.) Stanisław Pawłowski 1882-1940, Wydawnictwo Naukowe UAM, 2016, 196

Kostrzewski, A., Mazurek, M., Stach, A., 1995, Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego - Zasady organizacji, system pomiarowy, wybrane metody badań. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.

Kostrzewski A., Musielak St., 2008, Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Południowego Bałtyku (W:) L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.) Współczesne przemiany rzeźby Polski, Wyd. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków 2008, 326-348

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1986, Operation and morpholegic effects of prezent-day morphogenetics processes model ling the cliffed coast of Wolin Island, N.W. Poland (W:) V. Gardiner (red.), International Geomorphology, John Wiley and Sons, New York, 1, 1231-1252

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, Morphodynamics of coast, Wolin Island, Geogr. Polonica, 55, 69-81

Mojski S., 2005, Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy, PIG, Warszawa, 404

Musielak S., 1997, Brzegi mórz i oceanów (W:) A. Zieliński (red.) Encyklopedia Geograficzna Świata, t. 7, Oceany i Morza, Opres, Kraków, 55-65

Pawłowski S., 1924, Znaczenie Bałtyku „Ziemia" R. 9, nr 8/9, 133-142

Piasecki1956,

Rosa B., 1984, Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne (W:) B. Augustowski (red.), Pobrzeże Pomorskie, GTN, Wyd. PAN Ossolineum, Wrocław-Gdańsk, 67-119

Rotnicki K., Borówka R.K., Devine N., 1995, Accelerated sea level rise as a threat to the Polish Coastal Zone – quantification of risk (W:) K. Rotnicki (red.), Polisch Coast – past, prezent and future, Journal of Coastal Research Spec. Iss., I. 22, 67-119

Subotowicz W., 1982, Litodynamia brzegów klifowych, Wyd. PAN Ossolineum, Gdańsk

Uścionowicz Sz., 1999, Southern Baltic area Turing the last deglaciation, Geological Quarterly, 43 (2): 137-148

Zawadzka-Kahlau E., 1999, Tendencje rozwojowe polskich wybrzeży Bałtyku Południowego, GTN, Gdańsk. 147

Mariusz Samołyk
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Zmiany użytkowania ziemi i pokrycia terenu wybrzeży wyspy Wolin od XVIII wieku

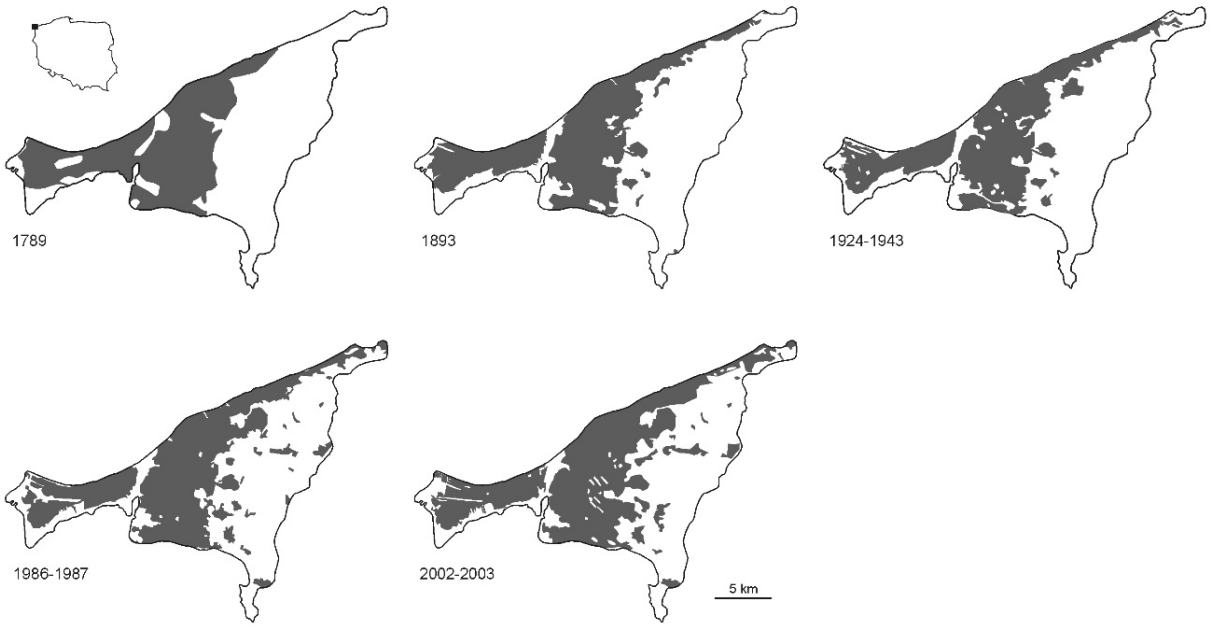
Analiza dotychczasowych zmian użytkowania terenu pozwala na zrozumienie i interpretację współczesnych krajobrazów. Na obszarach o długiej historii osadnictwa (np. wyspa Wolin) wszelkie badania krajobrazowe powinny uwzględniać dotychczasowe użytkowanie ziemi i pokrycie terenu, ponieważ wiarygodne dane historyczne zawierają cenne informacje o pozaprzyrodniczych przyczynach i uwarunkowaniach przekształceń obszaru. Działalność człowieka uzależniona jest w głównej mierze od środowiska przyrodniczego. Osadnictwo, zatem i antropopresja, w początkowej fazie obejmuje obszary znajdujące się w pobliżu zasobów słodkiej wody, charakteryzujące się dobrymi glebami i dogodnymi warunkami klimatycznymi. Ingerencja w szatę leśną, przebudowa zbiorowisk roślinnych, zmiana stosunków wodnych oraz zmiana ukształtowania rzeźby to główne efekty antropopresji. Ocena natężenia i kierunków zmian zagospodarowania przestrzennego wybrzeży wyspy Wolin przeprowadzona została w oparciu o mapy z lat 1789-2003 (tab. 1).

Tab. 1. Wykaz wykorzystanych map i innych źródeł danych

nazwa	aktualność	skala	liczba arkuszy
Karte des Königl. Preuss. Herzogthums Vor- und Hinter-Pommern	1789	1:175 000	2
Karte des Deutschen Reiches, Generalstabskarte	1893	1:100 000	5
Topographise Karte	1924-1943	1:25 000	17
Wojskowa mapa topograficzna	1986-1987	1:50 000	7
Mapa topograficzna GUGiK	2002-2003	1:10 000	23

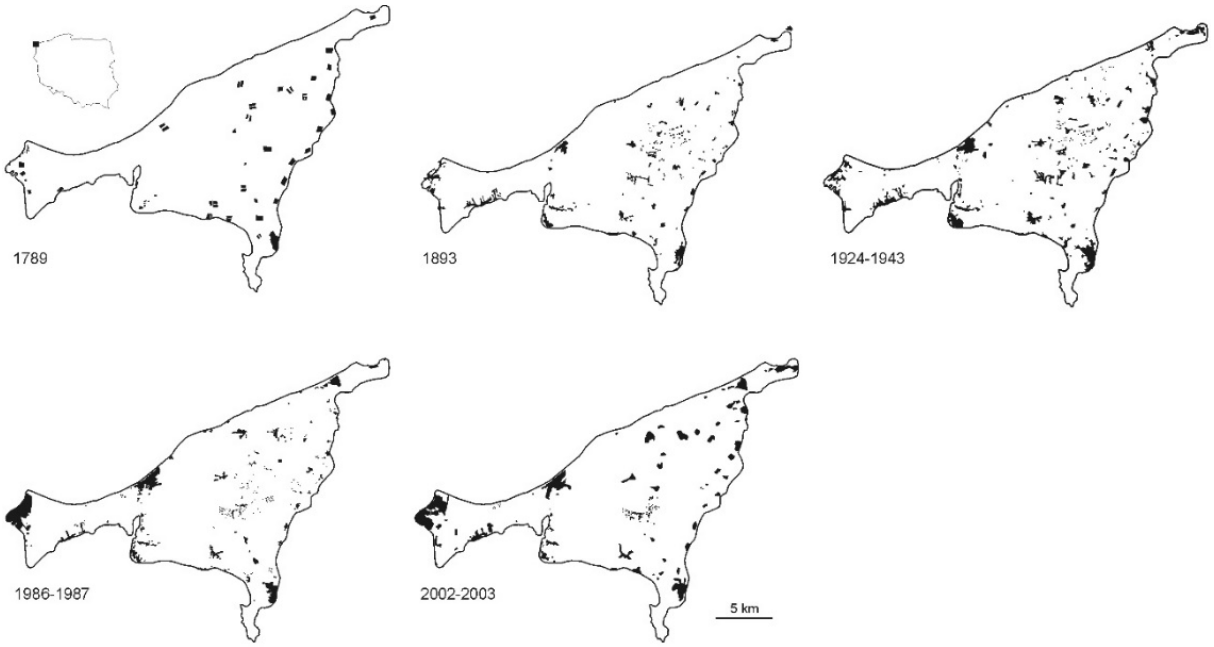
Rozwój zbiorowisk leśnych na wyspie Wolin rozpoczął się około 9000-10000 lat BP wraz z wycofaniem się lądolodu z linii wyznaczonej przez wolińską morenę czołową. Około 5000-3000 lat BP lasy pokrywały całą wyspę Wolin (Latałowa 1992a). Przekształcenia środowiska przyrodniczego wyspy Wolin w początkowych fazach osadnictwa obejmowało przede wszystkim przebudowę drzewostanu. Wzrost zapotrzebowania na drewno

wykorzystywane w budownictwie i szkutnictwie oraz sukcesywne zwiększanie powierzchni terenów wykorzystywanych rolniczo skutkował zmniejszeniem zasięgu lasów na wyspie Wolin o około 50% (Latałowa 1992a, b; Pieńkowski, Podlasiński 2002). Zasięg lasów pod koniec XVIII wieku (ryc. 1) odpowiadał współczesnemu. Od XVIII wieku prowadzona była intensywna gospodarka leśna, która w efekcie spowodowała zwiększenie powierzchni lasów z 10400 ha do ponad 12000 ha na początku XXI wieku. Zalesiane zostały w głównej mierze obszary zajęte przez gleby hydrogeniczne oraz słabo wykształcone gleby bielicowe i bielice.



Ryc. 1. Zmiana lesistości wyspy Wolin w latach 1789-2003

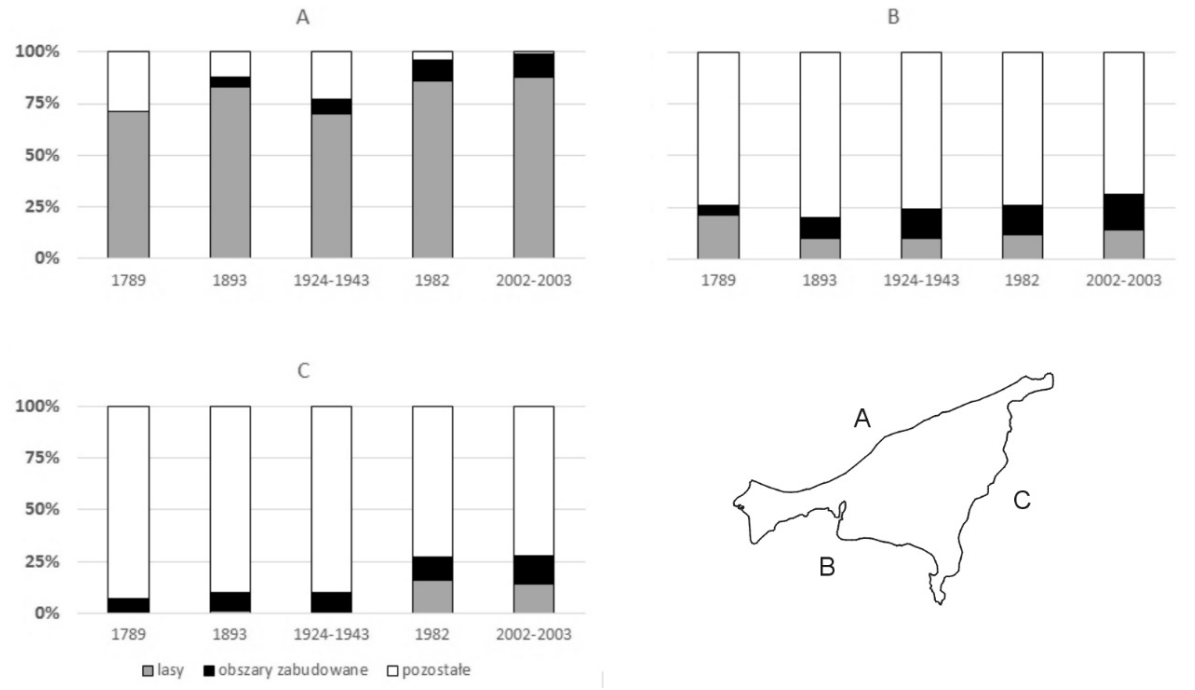
Specyfika krajobrazu wyspy Wolin spowodowała, że rozwój osadnictwa następował głównie w obrębie niskich nadmorskich wybrzeży wydmowych, w pobliżu rzek i ich ujścia oraz na relatywnie płaskich terenach w pobliżu jezior w centralnej i południowo-wschodniej części wyspy (ryc. 2). W XVIII wieku wyspę Wolin zamieszkiwało około 5-9 tysięcy osób, głównie w niewielkich gospodarstwach rozsianych w centralnej i południowo-wschodniej części wyspy oraz w Wolinie i Świnoujściu (ryc. 2). W kolejnych latach nastąpił rozwój żeglugi, wzrost eksportu drewna, powstała również cementownia w Lubinie. Równocześnie wraz ze zwiększeniem dostępności komunikacyjnej, wynikającej także z doprowadzenia linii kolejowej, Świnoujście i Międzyzdroje stały się znanymi kurortami. W pierwszej połowie XX wieku rozbudowana została nadbrzeżna linia obrony. Od końca XX wieku obserwowane jest stałe poszerzanie się obszarów zamieszkałych.



Ryc. 2. Rozwój osadnictwa oraz zmiany powierzchni terenów zamieszkałych na wyspie Wolin w latach 1789-2003

Linię brzegową wyspy Wolin o długości niemal 130 km można podzielić na trzy odcinki. Wybrzeże morskie o długości 32,7 km składa się z dwóch odcinków wydmowych (Mierzeja Dziwnowska i Mierzeja Brama Świny) oraz odcinka klifowego o długości 15 km. Odcinki mierzejowe należą do nielicznych wybrzeży akumulacyjnych w Polsce (Bohdziewicz 1963; Rosa 1984; Zawadzka-Kahlau 1999), natomiast klify stanowią brzeg abrazyjny (Kostrzewski 1984; Kostrzewski, Zwoliński 1994, 1995, Kostrzewski i in. 2015; Kolander i in. 2013). Od stałego lądu wschodnia część wyspy o długości brzegu 36,5 km oddzielona jest cieśniną Dziwny oraz wodami Zalewu Kamieńskiego. Początkowo brzeg przechodzi przez Mierzeję Dziwnowską, następnie przez Obniżenie Kodrąbskie aż po Półwysep Rów. Zachodni brzeg wyspy o długości 57,5 km oblewają wody Świny. Ten fragment wybrzeża charakteryzuje się znacznym urozmaiceniem rzeźby, gdzie stosunkowo niskie fragmenty wybrzeża (Półwysep Rów, Równina Dargobądzka, Brama Świny) sąsiadują z odcinkami wysokimi (Pasmo Wolińskie, Wzgórza Mokrzyckie).

Celem rozpoznania zmian zagospodarowania przestrzennego wybrzeża wyspy Wolin przeprowadzono analizy dostępnych materiałów kartograficznych (tab. 1). Materiałem wyjściowy była mapa z 1789 roku w skali 1:175 000 Karte des Königl. Preuss. Herzogthums Vor- und Hinter-Pommern, którą skonfrontowano z najnowszymi materiałami kartograficznymi w skali 1:10 000 GUGiK z roku 2002 i 2003. Do szczegółowych analiz wykorzystano również mapy z lat pośrednich (1893, 1924-1943, 1986-1987). Analizowano zmiany zagospodarowania terenu i użytkowania ziemi kwadratów o bokach 250 metrów wzdłuż brzegu wyspy Wolin.



Ryc. 3. Zmiany zagospodarowania wybrzeży wyspy Wolin w latach 1789-2003

W roku 1789 ponad 70% długości wybrzeża morskiego wyspy Wolin było porośnięte lasami, zaś 29% stanowiły obszary niezagospodarowane (ryc. 3). Na przełomie XIX i XX wieku zabudowane było łącznie 2,5 km północnego wybrzeża wyspy Wolin, co stanowi 8% długości morskiej linii brzegowej. Przeważającą część wybrzeża pokrywały różnogatunkowe lasy, które porastały 29,1 km brzegu (89%). Około 3% wybrzeża (1,1 km) stanowiły tereny pozostałe. W wyniku różnokierunkowej antropopresji oraz zmian kierunków zapotrzebowania na grunty po stu latach kolejny kilometr wybrzeża morskiego został przystosowany na potrzeby mieszkaniowe i gospodarcze. Na przełomie XX i XXI wieku ponad 10% wybrzeża morskiego stanowiły tereny zabudowane, które zajęły niezagospodarowane fragmenty wybrzeża oraz część obszarów porośniętych przez lasy.

Wschodnie wybrzeże wyspy Wolin pod koniec XVIII wieku w ponad 90% stanowiły obszary wyłączone z zabudowy i bezleśne. Na początku XX wieku zabudowane było w około 25% i po stu latach stan ten nie zmienił się. Zmiany dotyczą przestrzennego rozmieszczenia i związane są głównie z rozwojem miast Wolin i Dziwnów oraz zmianą zasięgu granic miejscowości w środkowej części wybrzeża. Przekształcenia strukturalne użytkowania gruntu skutkowały tym, że pod koniec XX wieku na Mierzei Dziwnowskiej pojawiły się lasy, które obecnie zajmują 14% długości brzegu.

Początkowo 21% długości brzegu Świny porośnięte było lasami i aż 5% stanowiły obszary zabudowane. Udział terenów zabudowanych pod koniec XX wieku na zachodnim

wybrzeżu wyspy Wolin zwiększył się w do niemal 14% głównie na skutek rozbudowy portu Świnoujście. W latach 2002-2003 tereny zabudowane zajęły kolejne 3% długości brzegu.

Zmiany zagospodarowania przestrzennego wybrzeża wyspy Wolin związane są głównie z rozwojem osadnictwa w obrębie największych miejscowości (Świnoujście, Międzyzdroje, Wolin, Dziwnów) oraz wzrostem znaczenia funkcji rekreacyjnej mniejszych osad. W analizowanym okresie zwiększyła się długość brzegu porośniętego lasem z niemal 27 km do ponad 32 km. W przyszłości należy spodziewać się kolejnych zmian użytkowania terenu warunkowanych rozbudową portu w Świnoujściu oraz zwiększonym zapotrzebowaniem na tereny rekreacyjne. Zmiany te niekoniecznie muszą za sobą pociągać niekorzystne oddziaływanie. Istnieje szansa, że wykorzystywane dotychczas rolniczo tereny staną się ciekawe dla osadnictwa rekreacyjnego co poza rozbudową istniejącej infrastruktury może spowodować m.in. zwiększanie powierzchni terenów zielonych, głównie lasów.

Bibliografia

Bohdziewicz L., 1963. Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży. [w:] Mielczarski A. (red.) Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego. Zeszyt 5. Geologia i zagadnienia pokrewne. IBW PAN Gdańsk-Poznań: 10-41.

Kolander, R., Morche, D., Bimböse, M., 2013. Quantification of moraine cliff coast erosion on Wolin Island (Baltic Sea, northwest Poland). Baltica, 26 (1): 37-44.

Kostrzewski A., 1984. Rozwój wybrzeży klifowych wyspy Wolin w oparciu o materiały archiwalne. Sprawozdania PTPN nr 100 za 1982, Wydz. Mat-Przyr Poznań, 129-132.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M., Tylkowski J., Samołyk M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic). Baltica, 28 (2): 109-120.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1994. Contemporary morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. K. Rotnicki (ed.), Changes of the Polish Coastal Zone, QRI, AMU, Poznań: 145-155.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1995. Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. Jour. of Coast. Res., Spec. Iss. 22: 293-303.

Latałowa M., 1992a. Man and vegetation in the pollen diagrams from Wolin Island (NW Poland). Acta Palaeobot., 32(1): 123-249.

Latałowa M., 1992b. The last 500 years on Wolin Island (NW Poland) in the light of palaeobotanical studies. Review of Palaeobotany and Palynology, 73 (1992): 213-226.

Pieńkowski P., Podlasiński M., 2002. Changes in forest cover of Szczecin Lowland from the 16th to the end of the 20th century, in relation to soill cover. EJPAU 5(2), #04.

Rosa B., 1984. Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne. [w:] B. Augustowski (red.) Pobrzeże Pomorskie. GTN, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Gdańsk, 67-119.

Zawadzka-Kahlau E., 1999. Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego. IBW Gdańsk, 1-147.

Marcin Winowski[1], Kacper Polus
[1]Uniwesytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Ukształtowanie stoku podwodnego oraz bilans osadów na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin (okolice Świdnej Kępy)

Współczesne kształtowanie i rozwój wybrzeży morskich jest efektem ciągłego funkcjonowania w czasie i zróżnicowanego w przestrzeni systemu denudacyjnego, sterowanego głównie przez klimat. Podstawowymi czynnikami warunkującymi przemiany wybrzeży morskich są zmieniające się w cyklu sezonowym, rocznym i wieloletnim warunki pogodowe, budowa geologiczna, rzeźba, pokrycie terenu oraz różnokierunkowa działalność człowieka (Kostrzewski i in. 2015). Czynniki te można podzielić na dwie zasadnicze grupy: pasywne i aktywne. Stan rzeźby wybrzeży klifowych oraz dynamika jej przemian zależą w głównej mierze od budowy geologicznej. Typ osadów oraz ich cechy odpornościowe warunkują skalę przekrztałceń zboczy klifów. Wśród czynników aktywnych decydujące znaczenie mają uwarunkowania pogodowe. Stan pogody w największym stopniu wpływa na dynamikę morza. W trakcie jesienno-zimowych wędrówek głębokich układów cyklonalnych na wybrzeżach Bałtyku Południowego często dochodzi do spiętrzeń sztormowych będących przyczyną rozległych zniszczeń brzegowych (Kostrzewski, Zwoliński 1995). Ilość energii docierająca do brzegu wraz z potokiem przyboju warunkowana jest głównie ukształtowaniem stoku podwodnego (King 1972; Leontjew i in. 1975; Musielak 1978; Pruszak 1998; Rudowski 1962). Podbrzeże typu akumulacyjnego o niewielkim nachyleniu i z dobrze wykształconym systemem rew sprzyja wielokrotnemu załamaniu fal i tłumieniu niesionej przez nie energii. Z drugiej strony podbrzeża typu erozyjnego, w obrębie których występuje jedna rewa lub tylko rewa w stanie szczątkowym charakteryzują się większym nachyleniem. W takich przypadkach strefa pierwszego i ostatniego załamania fali przebiega znacznie bliżej brzegu niż ma to miejsce w sytuacji podbrzeży akumulacyjnych (Pruszak 1998; Subotowicz 1982). Transformacja falowania w strefie płytkowodnej ma zatem olbrzymi wpływ na skalę procesów rzeźbotwórczych zachodzących w nadbrzeżu (Musielak 1978).

Wraz z nieustającym falowaniem oraz erozją nadbrzeża do strefy podwodnej dostaje się określona ilość materiału okruchowego, który wraz z prądami przybrzeżnymi uczestniczy

w przemieszczaniu poprzecznym lub wzdłużbrzegowym. Kierunki transportu rumowiska warunkowane są głównie charakterem samego falowania, czyli: długością i stromością fali oraz przede wszystkim kątem podejścia fali do brzegu (Pruszak 1998). W warunkach skośnego podejścia fali do brzegu powstają systemy prądów, których trajektoria przyjmuje kierunek wzdłużbrzegowy. Natomiast gdy fala napływa na brzeg prostopadle transport osadów dokonuje się poprzecznie do brzegu. Przytoczone prawidłowości są elementarnymi w teorii funkcjonowania wybrzeży morskich. Kierunki przemieszczania osadów dennych mają zasadnicze znaczenie w procesie kształtowania rzeźby podwodnej strefy brzegowej (Bird 2008; Trenhaile 1997; Woodroffe 2003) .

W badaniach funkcjonowania wybrzeży klifowych bardzo duże znaczenie ma kwantyfikacja transferu materii między nadbrzeżem i podbrzeżem. Bilans osadów jest podstawową informacją wykorzystywaną w efektywnym zarządzaniu strefą brzegową. Ilościowa charakterystyka budżetu osadów w strefie podbrzeża, daje możliwość określenia kierunków rozwoju nadbrzeża. W warunkach bilansu dodatniego dochodzi do spłycania stoku podwodnego co pozytywnie wpływa na wygaszanie energii falowania i w efekcie ograniczenia abrazji nadbrzeża. Z drugiej zaś strony przy nadmiernym odprowadzaniu osadów dennych w głębsze partie podbrzeża, kąt nachylenia stoku podwodnego ulega niekorzystnym transformacjom z punktu widzenia ochrony wybrzeża.

Mając na uwadze nakreślone prawidłowości w ramach badań nad funkcjonowaniem wybrzeża klifowego wyspy Wolin zaproponowany został monitoring geomorfologiczny podbrzeża. Zasadniczym celem realizowanych badań jest określenie morfodynamiki stoku podwodnego w dwóch zasadniczych sezonach – letnim i zimowym. Efektem realizowanych prac jest charakterystyka ukształtowania stoku podwodnego oraz ocena zmienności czasowo-przestrzennej procesów modelujących tą strefę. Prowadzone obserwacje stanowią ponadto podstawę do określenia bilansu osadów dennych w skali sezonowej i rocznej. Prezentowany system pomiarowy jest jednym z elementów monitoringu funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin.

Badania zmienności morfologicznej podbrzeża wykonywane są w dwóch zasadniczych etapach. Pierwszy z nich polega na pozyskiwaniu danych w drodze kartowania hydroakustycznego dna. Sondowanie hydroakustyczne polega na pomiarze czasu w jakim fala akustyczna wysyłana kierunkowo przez echosondę dotrze do dna i powróci z powrotem do przetwornika (Makar, Naus 2003). Fala pokonuje drogę do dna i z powrotem w czasie:

$$t=2h*C^{-1}$$

t – czas

h – głębokość

C – prędkość rozchodzenia się dźwięku w wodzie

Każdemu pomiarowi głębokości towarzyszy również pozycjonowanie punktu w układzie horyzontalnym, które odbywa się przy współudziale sprzężonego z echosondą systemu GPS. W efekcie każdy pomierzony punkt charakteryzuje się trzema koordynatami x,y,z. Kartowanie batymetryczne wykonywane jest za pomocą echosondy Lowrance HDS-5, która zainstalowana jest na niewielkiej jednostce pływającej typu RIB (ryc. 1). Dotychczas zostały przeprowadzone trzy serie pomiarowe (07.11.2015, 21.05.2016, 23.11.2016).



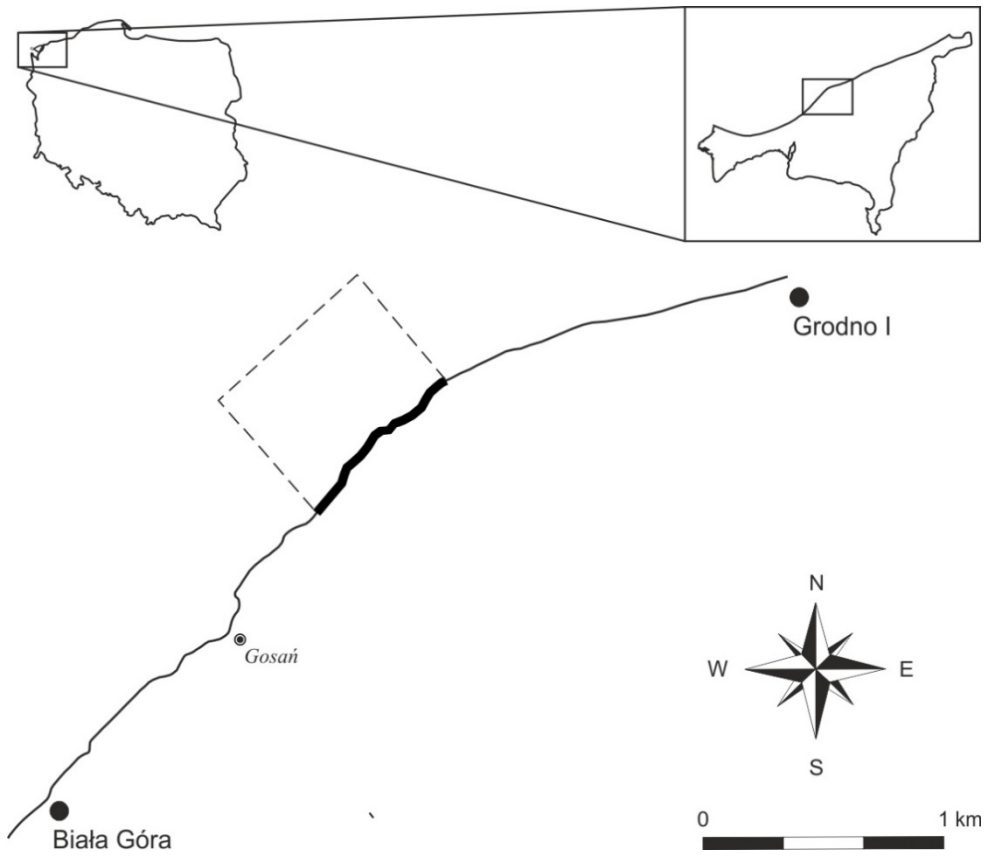
Ryc. 1 Ponton RIB z zainstalowaną echosondą wykorzystywany do kartowania geomorfologicznego podbrzeża, Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego UAM w Białej Górze (Wolin)

Drugi etap prac obejmuje opracowanie pozyskanych danych oraz ich graficzną wizualizację. Podstawą wszelkich analiz przestrzennych jest wygenerowanie cyfrowych modeli wysokościowych dla każdych okresów pomiarowych. Na tej podstawie przeprowadzane są w dalszej kolejności analizy morfometryczne (interpretacja map spadków oraz ekspozycji terenu) oraz różnicowe (interpretacja map różnicowych oraz map typu cut fill). Wszystkie analizy badanego obszaru wykonywane są w oprogramowaniu geoinformacyjnym ArcGIS, a za układ współrzędnych każdej z utworzonych warstw przyjęty jest Państwowy Układ Współrzędnych Geodezyjnych 1992.

Kartowanie geomorfologiczne podbrzeża wykonywane jest w pasie brzegu morskiego Batzku Poudniowego położonym pomiędzy 407,7 km a 408,80 km UM. Obszar ten znajduje się mniej więcej na wysokości Świdnej Kępy (ryc. 2). Spiętrzone wody Bałtyku podcięły tutaj

wzniesienie Wolińskiej Moreny Czołowej w efekcie czego doszło do wykształcenia brzegu klifowego.

W budowie geologicznej wolińskich klifów wyróżnić można dwie serie glin: w spągowej partii klifu występuje glina szara wiązana ze zlodowaceniem środkowopolskim (Kostrzewski 1985). Jej maksymalna miąższość osiąga 40m. Bezpośrednio nad glinami szarymi zalega warstwa gliny brązowej o niewielkiej miąższości do kilku metrów, którą napotkać można tylko na niektórych odcinkach klifu. Czasami spągową część gliny brązowej stanowią piaski gliniaste (Borówka i in. 1982). Depozycję tej serii osadów wiąże się ze zlodowaceniem północnopolskim. Nadległą warstwę stanowią serie piasków fluwioglacjalnych o miąższości dochodzącej w wielu miejscach do 40m. Seria piasków fluwioglacjalnych poprzedzielana jest miejscami cienkimi przewarstwieniami piasków pylastych i gliniastych (Borówka i in. 1982, 1986, 1999). Stropową część fluwioglacjału tworzą eoliczne piaski pokrywowe o miąższości od 2 do 15m (Borówka i in. 1982, 1999).



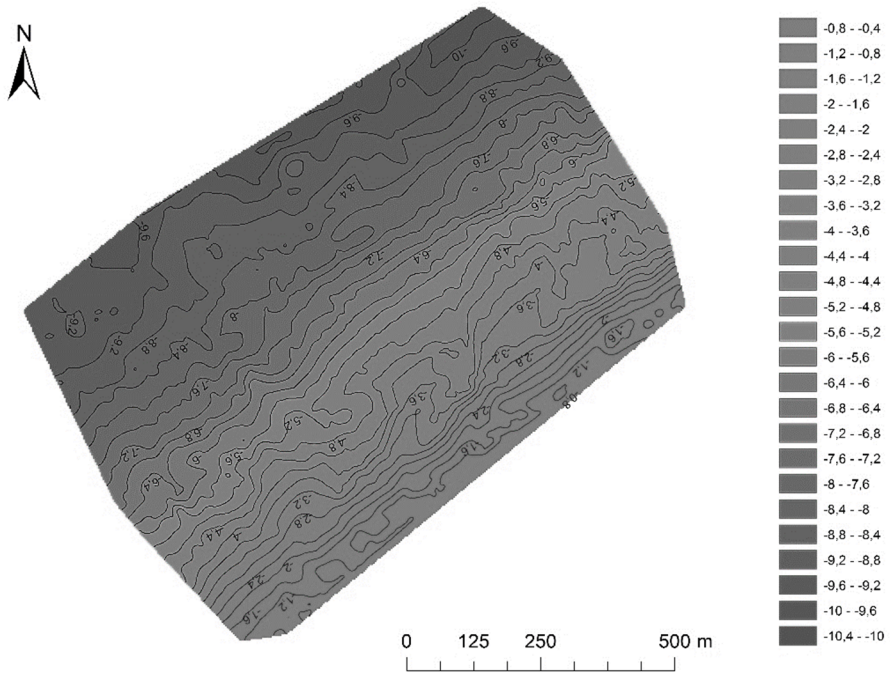
Ryc. 2 Poligon, na którym wykonywane są kartowania batymetryczne podbrzeża, na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

Złożona struktura wolińskich klifów warunkuje ich wyraźne zróżnicowanie morfologiczne. Na badanym odcinku wybrzeża wyróżnić można trzy typy geodynamiczne klifów. Wysokie i strome klify o budowie gliniastej reprezentują typ obrywowy, klify piaszczyste charakterystyczne są dla typu osypiskowego, zaś odcinki o budowie piaszczysto-gliniastej, w obrębie których występują wypływy wód gruntowych warunkują występowanie typu osuwiskowo-spływowego (Subotowicz 1982). Zróżnicowanie morfolitologiczne wolińskich klifów determinuje podaż osadów do podbrzeża. Klify gliniaste, które charakteryzują się relatywnie dużą odpornością na procesy abrazyjne dostarczają stosunkowo niewiele materiału do strefy podwodnej. Z kolei odcinki piaszczyste, bardziej podatne na erozję stanowią relatywnie wydatne źródło dostawy rumowiska do podbrzeża.

Wykonane do tej pory kartowania batymetryczne pozwoliły na przeprowadzenie analizy morfologicznej i morfometrycznej podbrzeża. Analizowany obszar rozciąga się w pasie brzegu morskiego o długości ok 1,1 km i szerokości ok. 800 m wzdłuż wybrzeża klifowego wyspy Wolin. Odmorska granica badanego poligonu pokrywa się z przebiegiem izobaty 10 m, zaś granica odlądowa z przebiegiem izobaty 1 m. W sumie powierzchnia całego obszaru kształtuje się w granicach ok. 806 500 m^2. Średnie nachylenie stoku podwodnego wynosi 0,68º, przy czym blisko 80% jego powierzchni nachylone jest pod kątem zawierającym się w przedziale 0,26º-1,3º. Nachylenie stoku zróżnicowane jest przestrzennie. W sytuacji gdy w nadbrzeżu występuje klif gliniasty (część wschodnia) nachylenie podbrzeża przyjmuje wyższe wartości (0,74º) niż w przypadku nadbrzeża z klifem piaszczystym (0,62º) (część zachodnia). Zmniejszone nachylenie podbrzeża z klifem piaszczystym może być podyktowane większą dostawą rumowiska z klifu. Ekspozycja badanego dna morskiego generalnie przyjmuje kierunki północne, przy czym ponad połowa powierzchni stoków (52%) jest zwrócona w kierunku NW.

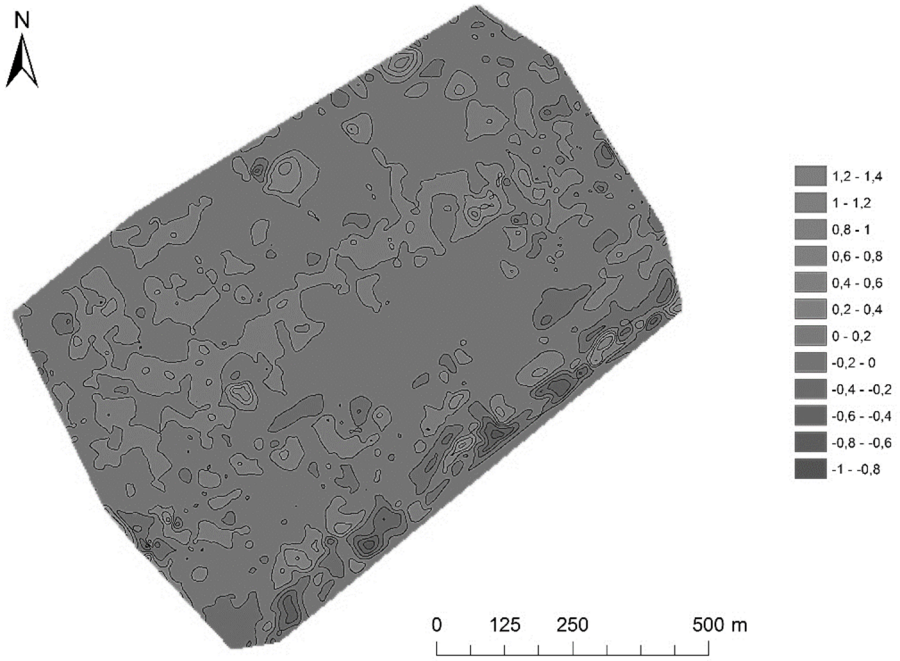
Analizowany obszar cechuje się dużym zróżnicowaniem morfologicznym (ryc. 3). W jego obrębie można wyróżnić trzy zasadnicze strefy. Pierwsza strefa, płytkowodna rozciągająca się od linii wody do ok. 2 m głębokości to strefa występowania pierwszej rewy. Morfologia podłoża jest wyraźnie zróżnicowana z uwagi na fakt największego oddziaływania fali na dno. Zaobserwować można tutaj występowanie licznych przegłębień i odsypów. Strefa ta kończy się wyraźnym spadkiem w stronę morza o nachyleniu 3-4º. Kolejna druga strefa rozciągająca się do głębokości ok. 5 m jest obszarem występowania drugiej rewy. Należy zaznaczyć, iż forma ta jest dość wyraźnie porozcinana przez prądy o charakterze kompensacyjnym. Na analizowanym obszarze zaznaczają się trzy kanały prądów

rozrywających, które przebiegają w osi N-S, czyli skośnie do brzegu. Pierwszy kanał znajduje się na wschodnim skraju poligonu badawczego, drugi ok. 400 m na zachód od pierwszego, zaś trzeci ok. 250 m na zachód od drugiego. Powyższe formy stanowią głębokie na ok. 1 m wcięcie erozyjne w podwodny wał piaszczysty. Trzecia strefa występująca na głębokości 5-10 m stanowi podwodny skłon brzegowy o dość łagodnym nachyleniu. Na obszarze tym czasami zauważyć można obszary niewielkiej akumulacji, które deponowane są w efekcie transportu odbrzegowego podczas silnych spiętrzeń sztormowych.

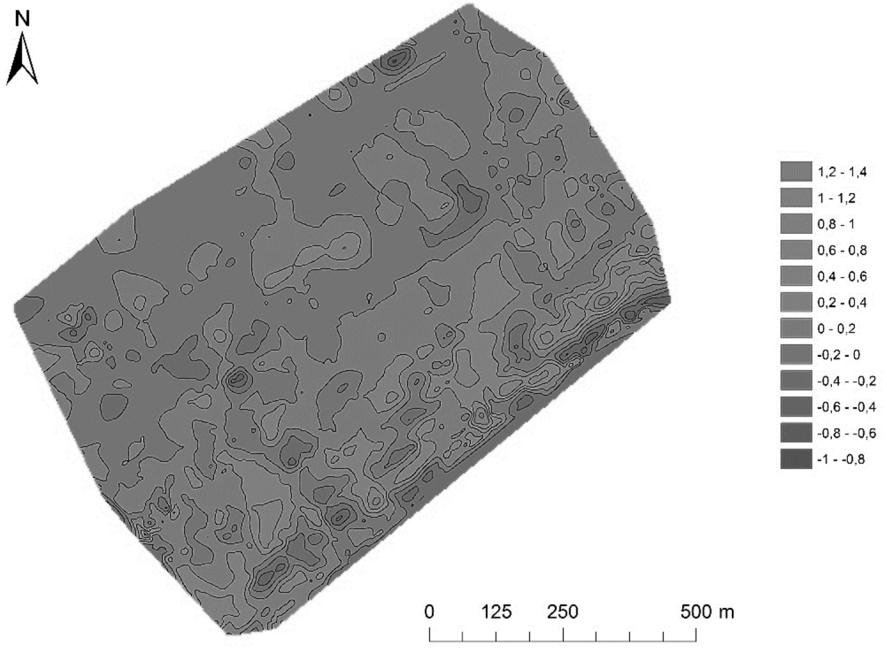


Ryc. 3 Mapa przedstawiająca ukształtowanie stoku podwodnego na analizowanym poligonie badawczym wybrzeża klifowego wyspy Wolin

Najbardziej dynamiczną częścią badanego podbrzeża jest strefa pierwsza, w której dochodzi do wielokrotnego załamania fali. Transformacja falowania występująca na obszarach płytkowodnych sprzyja potęgowaniu procesów erozji i transportu dzięki czemu migracja osadów w tej strefie odbywa się na największą skalę. Przeprowadzone pomiary pozwoliły na zidentyfikowanie kierunku transportu osadów w zależności od charakteru sezonu morfogenetycznego. Podczas sezonu jesienno-zimowego, migracja osadów przyjmuje zazwyczaj kierunek odbrzegowy co związane jest ze zwiększoną energią potoku spływu i prądów kompensacyjnych w trakcie spiętrzeń sztormowych. Szczególnie dobrze jest to widoczne na przykładzie przemieszczenia pierwszej rewy. Wyerodowany materiał akumulowany jest zazwyczaj za drugą rewą (ryc. 4).



Ryc. 4 Mapa różnicowa za okres listopad 2015 – maj 2016 przedstawiająca czasowo-przestrzenne zróżnicowanie procesów abrazji i akumulacji na poligonie badawczym wybrzeża klifowego wyspy Wolin



Ryc. 5 Mapa różnicowa za okres maj 2016 – listopad 2016 przedstawiająca czasowo-przestrzenne zróżnicowanie procesów abrazji i akumulacji na poligonie badawczym wybrzeża klifowego wyspy Wolin

Odwrotna sytuacja występuje w sezonie letnim. Zmniejszona dynamika morza i wyciszone falowanie sprzyja akumulowaniu osadów w bliskiej odległości brzegu (ryc.5). Przeprowadzone badania pozwoliły na przeprowadzenie bilansu osadów w strefie podbrzeża. W sumie na przestrzeni jednego roku pomiarowego (listopad 2015 – listopad 2016) budżet osadów był ujemny i kształtował się na poziomie – 60 374 m^3, przy czym w półroczu chłodnym (listopad 2015 – maj 2016) wyniósł – 53 833 m^3, zaś w półroczu ciepłym -6 541 m^3. Deficyt osadów na badanym obszarze można tłumaczyć niewielką dynamiką morza, dzięki której z klifów do podbrzeża dostarczona została niewielka ilość materiału.

Przeprowadzone pomiary mają podstawowe znaczenie w analizie krótko i długookresowych zmian morfologii stoku podwodnego.

Bibliografia

Bird E., 2008: Coastal geomorphology – an introduction. John Wiley and sons,

King C.A.M., 1972: Beaches and coasts. (2nd ed.) ED. Arnold P. L. London.

Kostrzewski, A., Zwoliński, Zb., 1995: Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. Jour. of Coast. Res., Spec. Iss. 22: 293-303.

Kostrzewski A., Zwolinski, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samolyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica Volume: 28 (2), 109-120.

Leontjew O.K., Nikforow L.G., Safjanow G.A., 1975: Geomorfologia brzegów morskich. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Makar A., Naus K., 2003, Pozyskiwanie danych do tworzenia numerycznego modelu dna, Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji, vol. 13.

Musielak S., 1978: Procesy litodynamiczne w strefie przyboju. Oceanologia, nr 8. PAN KBM. Ossolineum.

Subotowicz W., 1982: Litodynamika brzegów klifowych, Wyd. PAN Ossolineum, Gdańsk ss. 153.

Trenhaile, A,S., 1997. Coastal Dynamics and Landforms. Clarendon Press, Oxford, 366 pp.

Woodroffe, C.D 2003. Coasts: Form processes and evolution. Cambridge University Press, 623 pp.

Marcin Winowski[1], Kacper Polus
[1]Uniwesytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Ukształtowanie plaży oraz bilans osadów plażowych na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin (okolice Świdnej Kępy)

Jednym z najbardziej dynamicznych elementów morskiej strefy brzegowej jest plaża. Ten okresowo zalewany przez wodę obszar jest areną nieustannego procesu nadbudowywania lądu i jego erozji. Plażę definiuje się najczęściej jako formę akumulacyjną utworzoną wskutek oddziaływania potoku przyboju (Davis 1978; King 1972; Musielak 1978, 1980, 1989). To w tej części wybrzeża obserwuje się najintensywniejszą konfrontację morza z lądem i będącą tego efektem litodynamikę. Powierzchnia plaży może być kształtowana zarówno w warunkach prostopadłego jak i skośnego podejścia fali. W efekcie ustawicznego falowania, morfologia plaży podlega nieustannej przebudowie. W zależności od dynamiki falowania ukształtowanie plaży może przybierać profil tzw. plaży o pełnym lub niepełnym profilu (Leontjew 1975). Plaża o pełnym profilu kształtuje się w warunkach spokojnego falowania gdy potok spływu jest wyraźnie słabszy od potoku napływu. W takich sytuacjach dochodzi do wykształcenia najbardziej charakterystycznego elementu plaży jakim jest wał brzegowy (Rudowski 1962; Short 1979; Sonu 1970). W momencie zwiększenia energii falowania wzrasta siła potoku spływu, który odprowadza materiał w kierunku morza, zaś linia brzegowa zaczyna przemieszczać się w kierunku lądu.

W okresie postępujących zmian klimatycznych coraz częściej obserwuje się występowanie spiętrzeń sztormowych (Jania, Zwoliński 2011; Tylkowski 2014). Sytuacje takie mają ogromny wpływ na funkcjonowanie plaż. W pierwszym etapie sztormu plaże podlegają silnej abrazji. Proces abrazji plaży potęgowany jest szczególnie na wybrzeżach klifowych, gdzie napływająca fala wytraca część energii uderzając o ścianę klifu i w postaci fali odbitej wzmacnia potok spływu, przyczyniając się tym samym do zwiększenia odprowadzania osadów w stronę morza (Musielak1978; Pruszak 1998). Uruchomienie procesów akumulacji na plaży następuje przy słabnięciu sztormu gdy obserwowany jest spadek poziomu wody. Efektywność akumulacji posztormowej zależy m.in. od kierunku wiatru i czasu w jakim sztorm ucicha. Gwałtowny zanik sztormu pozostawia po sobie bardzo

niewielkie plaże o profilu jednostajnie nachylonym w kierunku morza. Z drugiej strony długi czas wyciszania spiętrzenia sztormowego sprzyja akumulacji osadów plażowych. Odbudowa profilu plaży, akumulacja, zachodzi kilkukrotnie wolniej od abrazji (Musielak 1980).

Poza osadami morskimi na plaży można spotkać także osady innego pochodzenia. Dostawa materiału do plaży często odbywa się także z kierunku odlądowego. W przypadku brzegów wydmowych jest to materiał pochodzenia eolicznego zdeponowany w postaci wydm przednich lub mniejszych form eolicznych (Łabuz 2005). W przypadku brzegów klifowych jest to najczęściej materiał koluwialny będący efektem ruchów masowych (Kotrzewski, Zwoliński 1985). Utwory koluwialne w wyjątkowych sytuacjach mogą swym zasięgiem pokrywać całą powierzchnię plaży (Winowski 2009; 2014). Niezależnie od lokalizacji źródła dostawy zdeponowany na plaży materiał ostatecznie uczestniczy w zasilaniu podwodnej części strefy brzegowej.

Wobec powyższego należy stwierdzić, iż plaże stanowią bardzo ważną strefę stanowiącą bufor pomiędzy częścią podwodną i nadwodną wybrzeża. Dobrze rozbudowane powierzchnie piaszczyste wpływają na dyssypację energii falowania w okresach wezbrań sztormowych i mogą tym samym przyczyniać się do zmniejszania strat brzegowych. Z drugiej strony wąskie i niezbyt miąższe plaże nie przyczyniają się do transformacji falowania, co sprzyja zwiększonej abrazji nadbrzeża. Konfiguracja plaży może zatem wpływać na morfodynamikę klifu. Wąskie plaże o profilu niepełnym, w budowie których dominują materiały grubookruchowe charakterystyczne są dla wybrzeży klifowych będących w stadium relatywnie dużej aktywności. Natomiast plaże o znacznie większym zróżnicowaniu morfologicznym, z dobrze rozbudowanymi wałami brzegowymi odpowiadają obszarom gdzie abrazja nadbrzeża znajduje się w fazie zamierania. Objętość osadów plażowych jest zatem obrazem aktualnego stanu wybrzeża, zarówno w jego części nadwodnej i podwodnej oraz wskazuje na stadium jego rozwoju.

Mając na uwadze powyższe prawidłowości do badań nad funkcjonowaniem geoekosyetmu wybrzeża klifowego wyspy Wolin (Kostrzewski 1993) zaproponowany został monitoring geomorfologiczny plaży. Głównym celem prowadzonych obserwacji jest określenie zmienności morfologicznej plaży w różnych sezonach pogodowych. Na tej podstawie możliwe jest skwantyfikowanie bilansu osadów plażowych w cyklach sezonowych i rocznych. Należy zaznaczyć, iż prowadzone badania są częścią monitoringu funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin, którego jednym z celów jest określenie

przepływu materii między trzema głównymi subsystemami wybrzeża, a mianowicie: nadbrzeża, brzegu/plaży oraz podbrzeża.

Badania zmienności morfologicznej plaży prowadzone są systematycznie od września 2015 roku, w okresach dwu-trzymiesięcznych tak aby możliwe było scharakteryzowanie rzeźby w każdym sezonie pogodowym. Prace te obejmują dwa etapy. Pierwszy z nich to pozyskiwanie danych w trakcie bezpośrednich obserwacji terenowych. Pomiary morfologii plaży wykonywane są przy użyciu precyzyjnego odbiornika GPS RTK firmy Trimble SPS 882 (ryc. 1). Pozycjonowanie GPS RTK pozwala na dokładne ustalenie pozycji mierzonego punktu w globalnym układzie współrzędnych. Dokładność pomiaru waha się w granicach 1 – 3 cm. Ważne jest aby w pierwszej kolejności dokładnie określić rzędne spągu utworów plażowych (tzw. pomiar zerowy). Proces ten polega na wykonaniu siatki wierceń do głębokości zalegania osadów *in situ* (najczęściej glina morenowa). Następnie w każdym otworze lokuje się tyczkę z odbiornikiem GPS w celu określenia pozycji podstawy utworów plażowych. Kolejne pomiary dotyczą już tylko pozycjonowania stropu utworów plażowych. Dzięki temu możliwe jest dokładne określenie objętości osadów budujących plażę. Aktualnie wykonano 8 pomiarów (17.09.2015, 08.11.2015, 18.03.2016, 22.05.2016, 21.09.2016, 25.11.2016, 17.02.2017, 26.04.2017).



Ryc. 1 Pomiar plaży przy wykorzystaniu aparatury GPS RTK na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

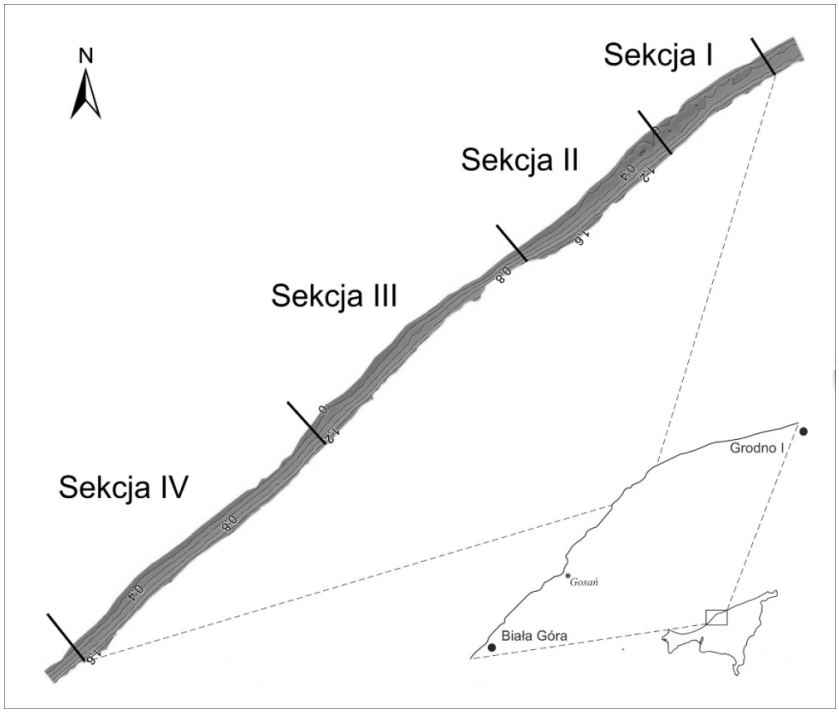
Kolejnym etapem realizowanego zadania jest postprocessing, który realizowany jest przy wykorzystaniu narzędzi GIS. W tym przypadku jest to oprogramowanie firmy ESRI –

ArcGIS. Dobrze rozbudowany zasób aplikacji tego oprogramowania daje możliwość prowadzenia szeregu różnych analiz przestrzennych. Dzięki uzyskanej w terenie siatce punktów możliwe jest sporządzenie cyfrowego modelu wysokościowego, będącego podstawą analiz morfometrycznych oraz bilansowych. Przewidziane do realizacji prace kameralne obejmują analizę powierzchni, spadków oraz ekspozycji plaży. W przypadku wykonania dwóch lub większej liczby obserwacji możliwe jest przeprowadzenie studium porównawczego ukształtowania nmorfologii plaży w różnych sezonach pogodowych. Analiza sekwencyjnych modeli terenu, przy zastosowaniu prostej algebry map daje możliwość skonstruowania map różnicowych, które wskazują miejsca akumulacji lub erozji osadów plażowych. Pomocnym narzędziem w analizie budżetu osadów jest aplikacja cut fill, dzięki której można przeprowadzić bardzo dokładną ocenę ilościową migracji osadów. Elementem uzupełniającym monitoring morfodynamiki plaży jest zapis fotograficzny z zainstalowanych na klifie kamer. Kamery te w odstępach czterogodzinnych rejestrują stan plaży. Wysoka częstotliwość wykonywania zdjęć daje możliwość rozpoznania etapów rozwoju plaży nie tylko w warunkach przeciętnych ale przede wszystkim w warunkach spiętrzeń sztormowych.

Badania zostały przeprowadzone na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin położonego w pasie między 407,75 km a 408,70 km UM czyli mniej więcej u podnóża Świdnej Kępy. W sumie plaża poddana obserwacjom rozciąga się na długości 975 m. Wybrzeże klifowe na tym odcinku charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem morfologicznym i litologicznym. Charakter rzeźby tutejszych klifów warunkowany jest głównie budową geologiczną. Duże zróżnicowanie morfodynamiczne tej części wybrzeża stało się podstawą wydzielenia w obrębie analizowanej plaży czterech sekcji (ryc. 2).

Sekcja I

W części wschodniej analizowanego obszaru znajduje się stromy klif gliniasty o wysokości dochodzącej do 50 m n.p.m. Typ ten zaliczany jest przez Subotowicza (1982) do grupy klifów obrywowych. U podnóża tego klifu znajduje się plaża kamienisto-żwirowa z licznymi nagromadzeniami głazów narzutowych zdeponowanymi tutaj w efekcie erozji nadległego klifu gliniastego (ryc. 3). Szerokość plaży w tym miejscu waha się w granicach 19,84 m, a nachylenie osiąga 4,83°. Jest to typ plaży charakterystyczny dla wybrzeży klifowych, w obrębie których dominują procesy abrazji. Duża odporność materiału budującego podnóże klifu w sytuacjach wysokich spiętrzeń sztormowych sprzyja odbijaniu fal i wynoszeniu materiału okruchowego w stronę morza.



Ryc. 2 Badany odcinek plaży z podziałem na poszczególne sekcje na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin



Ryc. 3 Ulkształtowanie plaży na odcinku (Sekcja I) na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin (wrzesień 2015)

W okresach relatywnie małej dynamiki morza u podnóża klifu powstają dogodne warunki do gromadzenia się kohezyjnych utworów koluwialnych. Utwory te występują pod postacią systemów stożków napływowych oraz pokryw spływowych, które w okresach

deszczowych mogą pokrywać dystalną część plaży. Miąższość utworów plażowych wykazuje tutaj dość duże zróżnicowanie czasowo-przestrzenne i zazwyczaj waha się w granicach 0 - 80 cm. Największe nagromadzenia warstwy dynamicznej obserwuje się w części proksymalnej plaży pod postacią wałów brzegowych.

Sekcja II

Kierując się w stronę zachodnią udział gliny zwałowej w klifie maleje ustępując miejsca utworom piaszczystym pochodzenia fluwialnego i fluwioglacjalnego. Dzięki dominacji utworów niekohezyjnych nachylenie klifu przyjmuje kąt zsypu naturalnego (ok. 40º). Dominujące procesy osypiskowe powodują tworzenie się u podnóża klifu systemu stożków osypiskowych mało odpornych na abrazję. Dzięki niewielkiej odporności osadów piaszczystych na procesy erozyjne korona klifu jest wyraźnie wycofana w głąb lądu. Na odcinku tym w utworach plażowych zwłaszcza w części dystalnej plaży lekko wzrasta udział materiału drobnoziarnistego, zaś w części proksymalnej dominuje frakcja żwirowo-kamienista (ryc. 4). Szerokość plaży waha się w granicach 21,32 m, a nachylenie stoku plażowego osiąga 5,13°. Miąższość utworów plażowych w zależności od miejsca i sezonu oscyluje w granicach 0 – 40 cm. Sekcja II kończy się wyraźnym przewężeniem, które powstało w tym miejscu w efekcie zdeponowania na plaży obszernego osuwiska (Winowski 2009). Jest to najwęższy odcinek plaży na całym analizowanym obszarze.



Ryc. 4 Morfolitologia plaży na odcinku (Sekcja II). Na końcu odcinka widoczne osuwisko pokrywające większą część plaży, na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin (wrzesień 2015)

Sekcja III

Kierując się dalej w stronę zachodnią udział gliny morenowej w klifie znowu zaczyna wzrastać. W warstwach międzyglinowych zaczynają pojawiać się miąższe pokłady gruboziarnistych piasków wodonośnych, dzięki czemu na skłonie klifu można spotkać aktywne nisze źródliskowe. Występowanie wód gruntowych sprzyja zawodnieniu osadów budujących klif. Sytuacja taka wpływa na częste uruchamianie procesów spływowych i osuwiskowych. Plaża w tej części wybrzeża zbudowana jest już w przeważającej części z utworów drobnoziarnistych, jednak w kilku miejscach zauważalne jest nagromadzenie głazów narzutowych wyerodowanych z gliniastego nadbrzeża (ryc. 5). Szerokość plaży w tym miejscu waha się w granicach 16,65 m zaś nachylenie stoku przyjmuje wartość ok. 4,89°. Miąższość osadów plażowych w tej sekcji również jest niewielka i zazwyczaj waha się w granicach 0 - 80 cm.



Ryc. 5 Morfolitologia plaży na odcinku (Sekcja III), na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin (lipiec 2014)

Sekcja IV

Część zachodnia analizowanego odcinka charakteryzuje się budową piaszczysta, dzięki czemu tempo cofania klifu jest tutaj największe - 0,32 m/rok (Kostrzewski i in. 2015). Powierzchnia klifu modelowana jest w dużej mierze przez procesy eoliczne. U podstawy klifu zalegają dobrze rozbudowane systemy stożków osypiskowych. Na przedpolu analizowanego klifu wykształciła się plaża o szerokości wahającej się w granicach 20,3 m i nachyleniu stoku

ok. 4,94°. W składzie plaży dominują generalnie utwory drobnoziarniste, jednak w jej części proksymalnej często deponowane są pokłady żwirów i malakofauny (ryc. 6). Miąższość tych osadów waha się w granicach 0 – 120 cm, przy czym należy zaznaczyć, iż największe nagromadzenia występują zazwyczaj u podstawy klifu.



Ryc. 6 Morfolitologia plaży na odcinku (Sekcja IV), na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin (wrzesień 2015)

Prowadzony monitoring dostarcza interesujących informacji na temat morfologii plaży i jej zmienności w różnych sezonach morfogenetycznych. Przeprowadzone obserwacje stały się podstawą określenia miąższości osadów budujących analizowany odcinek plaży, wskazania obszarów poddawanych okresowej erozji i akumulacji oraz oceny ilościowej efektów tych procesów. Analiza zróżnicowania przestrzennego erozji i akumulacji daje podstawy do potwierdzenia istniejących prawidłowości mówiących, iż morfodynamika środowiska plażowego zachodzi na największą skalę w obrębie części proksymalnej plaży, czyli w strefie najczęstszego oddziaływania potoku przyboju. Studium porównawcze map miąższości oraz map różnicowych pozwala stwierdzić także, iż transport osadów na badanym odcinku przyjmuje najczęściej kierunek wzdłużbrzegowy z kierunku wschodniego na zachód. Z uwagi na niewielką dynamikę morza w okresie, w którym przeprowadzono pierwszą część obserwacji 09.2015 – 09.2016 (1 spiętrzenie sztormowe – trwające w sumie 4 h) przepływ materii pochodzącej z abrazji klifu do podbrzeża był znikomy. Dzięki deficytowi rumowiska w strefie podwodnej wybrzeża warunki panujące w obrębie środowiska plażowego sprzyjały jej zanikaniu. W okresie rocznym bilans osadów plażowych był ujemny i kształtował się na poziomie -382 m^3.

Bibliografia

Davis R.A. Jr., 1978: Coastal sedimentary environments. Springer Verlag. New York – Berlin, 420s.

Jania J., Zwoliński Z., 2011: Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce. Landform Analysis 15: 51–64.

King C.A.M., 1972: Beaches and coasts. (2nd ed.) ED. Arnold P. L. London.

Kostrzewski A., 1993: Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: A. Kostrzewski (red.). Geoekosystem obszarów nizinnych. Polska Akademia Nauk, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław: 11–17.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985: Zróżnicowanie ruchów masowych i form z nimi związanych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin (propozycja klasyfikacji). Spraw. Pozn. TPN 1985, s.75-79

Leontjew O.K., Nikforow L.G., Safjanow G.A., 1975: Geomorfologia brzegów morskich. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Łabuz T.A., 2005: Present-day dune environment dynamics on coast of the Swina Gate Barrier (West Polish Coast). Estuarine Coastal and Shelf Science 62 (3): 507-520.

Musielak S., 1978: Procesy litodynamiczne w strefie przyboju. Oceanologia, nr 8. PAN KBM. Ossolineum.

Musielak S., 1980. The present coastal processes in the Bay of Gdańsk. Research problems in the Baltic area. Peribalticum 1: 17–29.

Musielak S., 1989. Morfolitodynamika morskich plaż piaszczystych, Studia i Materiały Oceanologiczne 54, Brzeg Morski 1: 68–77.

Pruszak Z., 1998: Dynamika brzegu i dna morskiego, IBW PAN Gdańsk.

Rudowski S., 1962: Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce. Acta Geologia Polonica, Vol. 12.

Short A. D., 1979: Three dimensional beach – stage model. Journal of Geology, Vol. 87, s. 553-571.

Sonu C.J., Joung M.H. 1970: Stochastic analysis of beach profile data. Proc. XII Confer. Coastal Eng.

Tylkowski J., 2017: Hydrometeorologiczne uwarunkowanie erozji wybrzeża klifowego wyspy Wolin. Przegląd Geograficzny (w druku)

Winowski, M., 2009. Mechanism of the activities of rotational landslides on the cliff coast on the Wolin Island (north-west Poland). Quaestiones Geographicae 28 A/2, 101–111.

Winowski, M., 2014: Aktywność osuwisk klifowych pod wpływem ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych, wyspa Wolin – Bałtyk Południowy. Landform Analysis 26, 20–41.

Marcin Winowski[1], Mateusz Śramski
[1]Uniwesytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Ocena ilościowa zmian rzeźby klifu w świetle pomiarów z naziemnego skaningu laserowego (wyspa Wolin)

Termin erozji brzegowej określa zespół procesów prowadzących do niszczenia wybrzeży i stopniowego cofania się ich w głąb lądu. Erozja brzegowa zależna jest od dwóch zasadniczych składowych – natężenia czynników niszczących i odporności brzegu na erozję.

Wśród czynników niszczących największą role odgrywają czynniki określające warunki pogodowe oraz będąca ich pochodną dynamika morza. Abrazja, która wiązana jest z dynamiką morza pozostaje w ścisłym powiązaniu ze zmiennością sezonów pogodowych. Największe jej natężenie na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin notuje się w okresie jesienno-zimowych sztormów generowanych przez silne wiatry z sektora odbrzegowego (Ashton i in. 2011; Kostrzewski 1994; Kostrzewski, Zwoliński 1988, 1995; Kostrzewski i in. 2015; Subotowicz 1982). Bardzo duży wpływ na przekształcenia rzeźby klifów morskich mają także opady atmosferyczne (Winowski 2008, 2011a; 2015). Za okres największego natężenia erozji wodnej należy uznać sezon letni, z którym wiąże się występowanie ulewnych opadów typu burzowego (Tylkowski 2013; Winowski 2015). Kolejnym czynnikiem dość często pomijanym w badaniach wybrzeży morskich jest destrukcyjna działalność roślinności i ich systemów korzeniowych, które penetrując podłoże geologiczne przyczyniają się do przyspieszenia procesów erozyjnych. Ważnym procesem, który prowadzi do punktowego cofania się korony klifu jest erozja wykrotowa, która na wybrzeżu wolińskim w okresach sztormowych potrafi czasami przybierać znaczne rozmiary (Kostrzewski i in. 2015). Ponadto destrukcyjny charakter wywiera wielokierunkowa antropopresja, dzięki której dochodzi do wykształcenia specyficznych typów form sprzyjających nasilaniu procesów erozyjnych (Winowski 2011b).

Do czynników osłabiających procesoy erozji należy przede wszystkim zaliczyć litologię i stan fizyczny osadów budujących wybrzeże. Rodzaj osadu i jego cechy wytrzymałościowe są najważniejszą cechą regulującą natężenie omawianego procesu (Bird 2008; Davidson-Arnot 2010; Trenhaile 1997; Woodroffe 2003). Niemałe znaczenie odgrywa

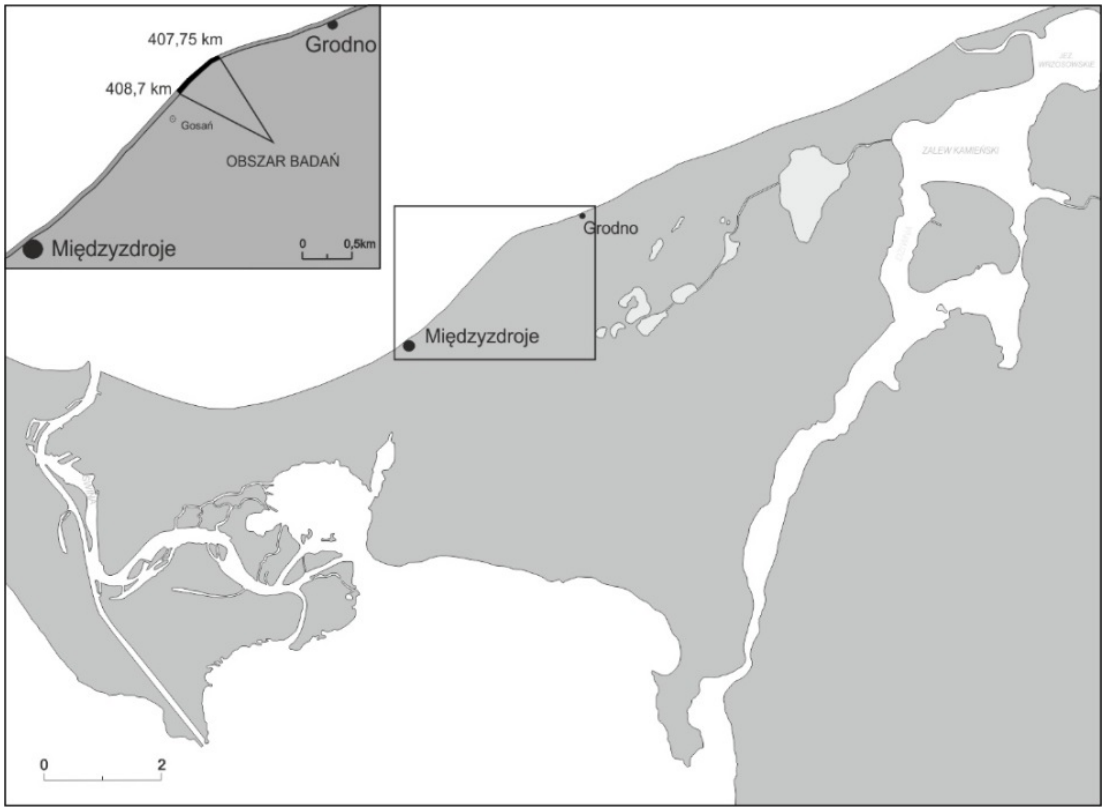
również pokrycie terenu szatą roślinną, która dzięki rozbudowanym systemom korzeniowym uzbraja powierzchniową warstwę gruntu nie dopuszczając do jego erozji. Duży wpływ na osłabienie skutków procesów erozyjnych mają także budowane przez ludzi umocnienia ochronne (Basiński 1963; Basiński i in. 2003)

Proces abrazji należy pojmować zarówno jako czynnik bezpośredniego przekształcenia wybrzeża oraz jako czynnik przygotowawczy do uruchomienia ruchów masowych. Przemodelowanie geometrii dolnej części klifu doprowadza do destabilizacji całego stoku i wywołania szeregu procesów potomnych wśród, których należy wymienić: odpadanie, obrywanie, osuwanie, osiadanie, spełzywanie i spływanie. Suma wszystkich procesów prowadzi do stopniowego cofania się brzegu w głąb lądu zaś zerodowany materiał odprowadzany jest do morza przez system prądów przybrzeżnych.

Funkcjonowanie geoekosystemu wybrzeży klifowych (Kostrzewski 1993) określone jest dynamiką przepływu materii pomiędzy trzema głównymi subsystemami: nadbrzeżem, plażą i podbrzeżem. Ilościowe rozpoznanie migracji osadów daje podstawy do oceny etapu rozwoju wybrzeża oraz określenia tendencji jego rozwoju. Analiza procesów określających litodynamikę w obrębie wybrzeża, możliwa jest dzięki wykorzystaniu nowoczesnych metod rejestracji zdalnej, wśród których na szczególną uwagę zasługuje skaning laserowy. Metoda ta umożliwia skonstruowanie bardzo dokładnego modelu terenu, na podstawie którego prowadzone są analizy morfologiczne i morfometryczne. Cykliczne badania z zastosowaniem skaningu laserowego, dają również podstawę do przeprowadzenia studiów porównawczych stanu rzeźby z różnych sezonów morfogenetycznych, co z kolei jest niezbędne do określenia bilansu osadów (Dudzińska – Nowak J., Wężyk P. 2014; Kolander i in. 2013).

Mając na uwadze powyższe założenia, w badaniach zastosowano monitoring geomorfologiczny wybrzeża klifowego wyspy Wolin. Program monitoringu obejmuje m.in. cykliczne pomiary rzeźby wolińskich klifów przy wykorzystaniu skaningu laserowego TLS. Kartowanie prowadzone jest od 2013 roku na za pomocą skanera Leica ScanStation C10. Badania wykonywane są jeden raz w ciągu roku w okresie wczesno-wiosennym przed rozpoczęciem okresu wegetacyjnego, przy czym pierwszy pomiar (testowy) z 2013 roku odbył się w okresie letnim. Do tej pory przeprowadzone zostały trzy serie pomiarowe (lipiec 2013, kwiecień 2015, kwiecień 2016). Skanowanie rzeźby klifu wykonywane jest przy najwyższej rozdzielczości, gdzie błąd pomiaru wynosi 4 mm w płaszczyźnie horyzontalnej i 6 mm w płaszczyźnie wertykalnej.

Badania prowadzone są na odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin położonym pomiędzy Grodnem a Białą Górą, w pasie brzegu morskiego zlokalizowanego między 407,75 km a 408,70 km UM (ryc. 1). Do analizy w niniejszym opracowaniu przedstawiona została jego wschodnia część o długości 500 m. Odcinek ten charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem morfologicznym i litologicznym. W jego obrębie występują wszystkie typy geodynamiczne wyróżnione przez Subotowicza (1982): obrywowy, osypiskowy i osuwiskowo-spływowy (ryc. 5, ryc. 6).

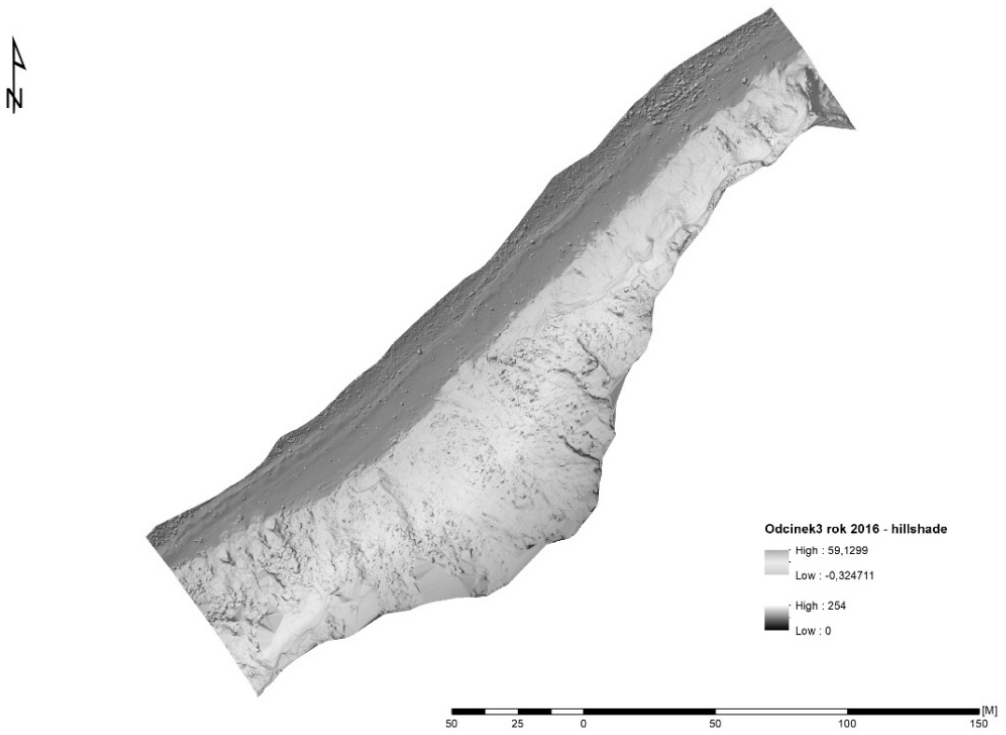


Ryc. 1 Badany odcinek wybrzeża klifowego wyspy Wolin

Przeprowadzone pomiary dostarczyły cennych informacji na temat ukształtowania klifu. Prezentowany w pracy fragment wybrzeża cechuje się dużym zróżnicowaniem morfologicznym i morfometrycznym. Deniwelacja terenu wynosi 59 m, przy czym wysokość klifu waha się w granicach 35 m – 59 m. Korona klifu najniżej położona jest w jego części wschodniej (ryc. 2, ryc. 5, ryc. 6). Jest to klif gliniasty, w rzeźbie którego zaznaczają się wyraźne ostrogi. Analizowany fragment brzegu charakteryzuje się nachyleniem w granicach 40º - 88º. Najwyższe spadki występują w górnej partii klifu, kształtowanej przez procesy obrywowe, zaś najniższe w jego dolnej części, którą stanowi strefa akumulacji utworów podstokowych występujących głównie w formie pokryw spływowych. Ekspozycja klifu

gliniastego w dużej większości (ok. 80%) przyjmuje kierunek NW w zakresie 290º - 340º, przy czym w obrębie ostróg gliniastych występują także powierzchnie o ekspozycji N (340º - 360º; 0 - 22º).

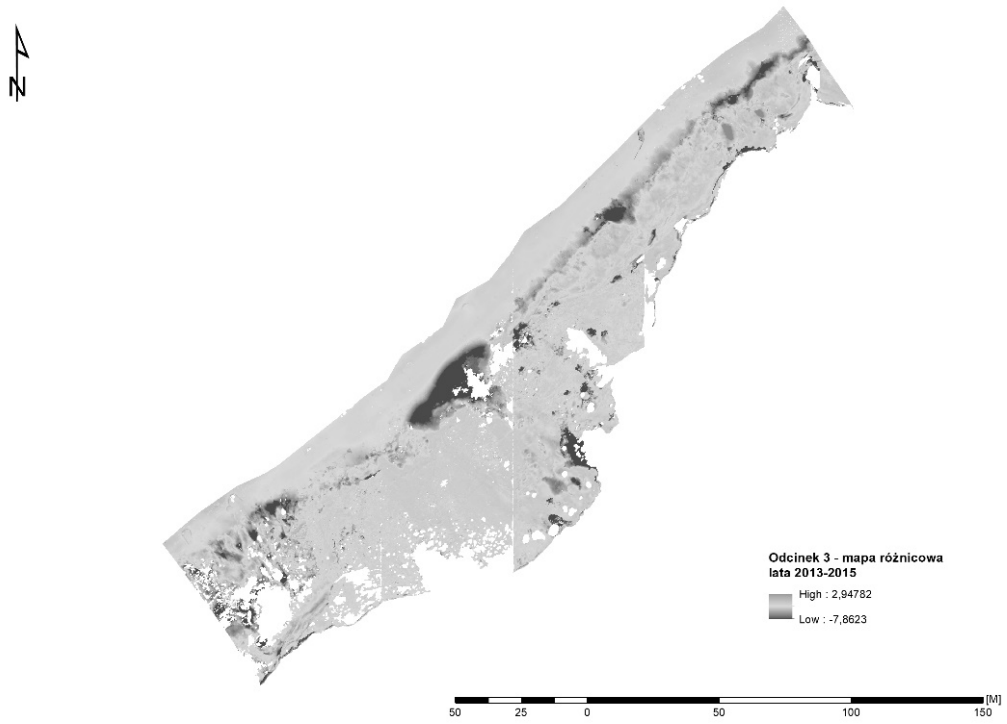
Kierując się w stronę zachodnią analizowanego odcinka wybtrzeża, udział gliny morenowej wyraźnie zaczyna ustępować miejsca utworom piaszczystym. W środkowej części analizowanego obszaru udział serii piaszczystej wynosi już blisko 100%. Charakterystyczną cechą tego odcinka jest wyraźne wycofanie korony w głąb lądu, przez co konfiguracja rzeźby przyjmuje w tym miejscu klasyczny układ amfiteatralny (ryc. 5, ryc. 6). Sytuacja taka wynika z relatywnie niskiej odporności utworów piaszczystych na proces abrazji. Wysokość analizowanego fragmentu wybrzeża dochodzi do ok. 60 m (najwyższy fragment klifu). Nachylenie stoku waha się w granicach 30º - 45º, przy czym należy zwrócić uwagę, iż w obrębie stref krawędziowych mikro i mezoform spadki potrafią wzrastać nawet do 70º. Za przykład może posłużyć nisza osypiskowa, występująca w górnej części klifu, w przypadku której wartość nachylenia wynosi 70º. Z uwagi na kulisowaty przebieg tej części klifu, ekspozycja stoków jest lekko zróżnicowana. Wschodnia część piaszczystej „wnęki" charakteryzuje się w przeważającej części ekspozycją W (250º-290º), zaś jego zachodnia część ekspozycją NW (290º-340º).



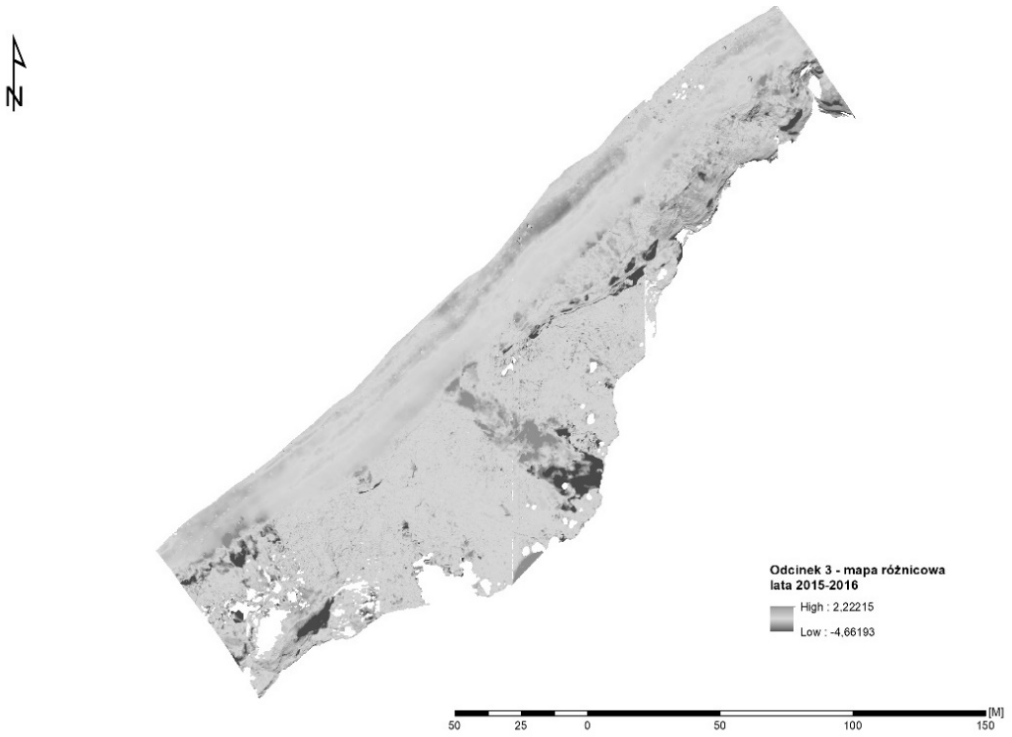
Ryc. 2 Cyfrowy model wysokościowy analizowanego odcinka wybrzeża klifowego wyspy Wolin (kwiecień 2016)

W zachodniej części omawianego fragmentu klifu udział gliny morenowej zaczyna wyraźnie dominować. Warto zwrócić uwagę, iż w budowie geologicznej zaznaczają się wychodnie poziomów wodonośnych. Występowanie wody gruntowej na skłonie klifu przyczyniło się pośrednio do uruchomienia szeregu procesów osuwiskowych, w efekcie których w listopadzie 2001 roku powstało duże osuwisko (ryc. 5, ryc. 6) (Winowski 2011b). Wysokość klifu w tym miejscu waha się w granicach 40 m – 45 m. Górną część stoku stanowi mocno nachylona (70º - 80º) gliniasta nisza osuwiskowa, która charakteryzuje się ekspozycją NW (290º - 340º). Dolną partię klifu stanowi rozległe koluwium osuwiska charakteryzujące się bardzo niespokojną morfologią. Jego powierzchnia jest silnie rozczłonkowana licznymi rozcięciami i żłobkami erozyjnymi powstałymi w efekcie ulewnych opadów atmosferycznych (Winowski 2008). Zróżnicowana rzeźba osuwiska warunkuje duże zróżnicowanie parametrów morfometrycznych. Ekspozycja jęzora osuwiskowego ukierunkowana jest najczęściej w stronę W, NW i N (250º - 360º; 0º - 22º), zaś jego nachylenie jest wyraźnie mniejsze od nadległej niszy osuwiskowej i waha się w granicach 8º - 50º.

Dynamika zmian rzeźby wybrzeży klifowych warunkowana jest głównie częstotliwością oraz siłą spiętrzeń sztormowych. W trakcie okresu obserwacyjnego lipiec 2013 – kwiecień 2016 dynamika morza była niewielka. W sumie na przestrzeni niecałych trzech lat poziom morza przekroczył stan alarmowy tylko 6 razy (24.11.2013; 06.12.2013; 07.12.2013; 27.03.2014; 13.12.2015; 14.12.2015). Poziom morza w trakcie sztormów wahał się w granicach 583 cm – 612 cm, przy czym maksimum wystąpiło w grudniu 2013 roku. Na tej podstawie należy stwierdzić, iż warunki mareograficzne nie sprzyjały wzmożonej abrazji. Stwierdzenie to odnajduje potwierdzenie w przeprowadzonych analizach różnicowych etapowych modeli wysokościowych terenu z lat 2013, 2015 i 2016. Analizy wykazały, iż największe przekształcenia klifu wystąpiły w latach 2013 – 2015 (ryc. 3). Niestety z uwagi na brak kartowania w roku 2014 nie jest możliwe dokładne wskazanie konkretnego roku, w którym te zmiany miały miejsce. Prezentowane mapy różnicowe pokazują, iż do największej erozji klifu dochodziło w strefie podnóża i korony klifu, zaś pozostała jego część stanowiła strefę transferu osadów (ryc. 3). Ubytek podnóża klifu był spowodowany abrazją w trakcie jesienno-zimowych sztormów, zaś ubytek w strefie koronowej najczęściej był efektem wywiewania piasków pylastych, które dominują w budowie stropowej części klifu. W sumie na przestrzeni dwóch lat (2013-2015) ze ściany klifu odprowadzone zostało blisko 2011 m^3 materiału, co daje średni roczny ubytek rzędu ok. 1000 m^3. Z kolei dynamika prezentowanego odcinka w latach 2015-2016 była jeszcze mniejsza. Przy czym w tym przypadku strefa erozji zarysowuje się wyraźnie tylko w wyższych partiach klifu. U podnóża, które było abradowane w latach poprzednich tym razem zaznacza się strefa akumulacji (ryc. 4).



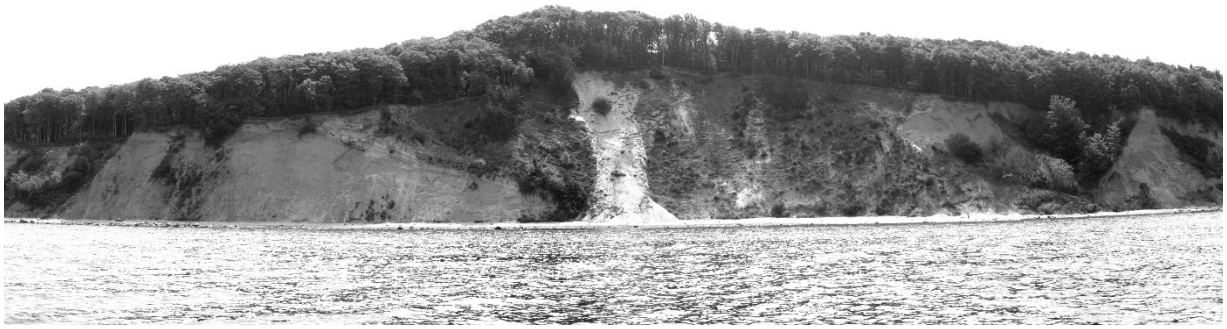
Ryc. 3 Mapa różnicowa przedstawiająca zmiany wysokościowe klifu wolińskiego jakie zaszły w okresie lipiec 2013 - kwiecień 2015



Ryc. 4 Mapa różnicowa przedstawiająca zmiany wysokościowe klifu wolińskiego jakie zaszły w okresie lipiec 2013 - kwiecień 2016



Ryc. 5 Rzeźba analizowanego fragmentu klifu wolińskiego w okresie rozpoczynającym kartowanie morfologiczne (lipiec 2013)



Ryc. 6 Rzeźba analizowanego fragmentu klifu wolińskiego w lipcu 2016 roku

Wyjątek stanowi podnóże w części zachodniej klifu, w obrębie którego zdeponowane jest rozległe koluwium osuwiska (ryc. 6). Z uwagi na fakt, iż w miejscu tym występuje bardzo wąska plaża (ok. 5 m) osuwisko dość mocno wystawione jest na abrazyjną działalność fal morskich. Najbardziej dynamiczną formą okazała się nisza osypiskowa usytuowana w strefie podkoronowej środkowego odcinka klifu. W analizowanym okresie dość mocno się uaktywniła, a materiał pochodzący z jej erozji zdeponowany został u podnóża klifu pod postacią rozległych stożków osypiskowych (ryc. 6). Analiza różnicowa wykazała, iż ubytek klifu w latach 2015-2016 wyniósł 876 m^3, co łącznie z latami poprzednimi dało bilans ok. -2900 m^3.

Przeprowadzone kartowania morfologiczne klifu przy wykorzystaniu skaningu laserowego pozwoliły na przedstawienie dokładnej charakterystyki morfologicznej i morfometrycznej skłonu nadbrzeża. Ponadto analizy różnicowe etapowych modeli wysokościowych z lat 2013-2016 umożliwiły przeprowadzenie ilościowej oceny zmienności morfologicznej klifu. W analizowanym okresie badany odcinek wybrzeża charakteryzował się niewielką dynamiką. Największe zmiany rejestrowane były u podnóża klifu oraz w strefie podkoronowej. Niska aktywność procesów geomorfologicznych warunkowana była niewielką ilością spiętrzeń sztormowych. W sumie w okresie 3 lat z klifu zostało odprowadzone do morza ok. 2900 m^3 materiału.

Pozyskane do tej pory materiały stanowią cenne źródło informacji, które może zostać wykorzystane w badaniach nad współczesnym funkcjonowaniem wybrzeża klifowego wyspy Wolin. W celu określenia tendencji rozwoju klifów wolińskich konieczne jest kontynuowanie programu monitoringu geomorfologicznego w następnych latach.

Bibliografia

Ashton, A.D., Walkden, M.J.A., Dickson, M.E., 2011. Equilibrium responses of cliffed coasts to changes in the rate of sea level rise. Marine Geology 284, 217–229.

Basiński T., 1961. Budowle ochronne na polskim brzegu Bałtyku. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z. 4, IBW PAN, Gdańsk

Basiński T., Pruszak Z., Tarnowska M., Zeidler R. 1993: Ochrona brzegów morskich. Gdańsk.

Bird E., 2008: Coastal geomorphology – an introduction. John Wiley and sons,

Davidson-Arnott, R., 2010. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press, 442 pp.

Dudzińska-Nowak J., Wężyk P., 2014: Volumetric changes of a soft cliff coast 2008–2012 based on DTM from airborne laser scanning (Wolin Island, southern Baltic Sea). Journal of Coastal Research: Special Issue 70 - Proceedings of the 13th International Coastal Symposium: pp. 59 – 64.

Kolander, R., Morche, D., Bimböse, M. 2013 Quantification of moraine cliff erosion on Wolin Island (Baltic Sea, northwest Poland. Baltica 26 (1), 37-44.

Kostrzewski A., 1994: Bałtyckie wybrzeże klifowe wyspy Wolin – stan aktualny, tendencje rozwoju. W: Klify. T. I, Międzyzdroje.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988: Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island. Geographia Polonica, 55.

Kostrzewski, A., Zwoliński, Zb., 1995: Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. Jour. of Coast. Res., Spec. Iss. 22: 293-303.

Kostrzewski A., Zwolinski, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samolyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica Volume: 28 (2), 109-120.

Subotowicz W., 1982: Litodynamika brzegów klifowych, Wyd. PAN Ossolineum, Gdańsk ss. 153.

Trenhaile, A,S., 1997. Coastal Dynamics and Landforms. Clarendon Press, Oxford, 366 pp.

Tylkowski, J., 2013. Temporal and spatial variability of air temperature and precipitation at the Polish coastal zone of the southern Baltic Sea. Baltica, 26 (1), 83–94. Vilnius. ISSN 0067–3064.

Winowski M., 2008: Geomorfologiczne skutki tajania pokrywy śniegu na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin. Landform Analysis, 9: 222-225

Winowski M. 2011a: Wpływ intensywnych opadów atmosferycznych na kształtowanie się zerw piaszczystych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin. [w] Varia, Biernacki J., Kijowska J. (red). Prace z zakresu geografii i geologii WNGiG 2011. ISBN 478-83-63400-01-9.

Winowski, M., 2011b: Morfodynamika zerw na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin. Maszynopis pracy doktorskiej, Biblioteka Główna UAM, 1-232.

Winowski M., 2015, Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy), *Landform Analysis, 28: 87–102,*

Woodroffe, C.D 2003. Coasts: Form processes and evolution. Cambridge University Press, 623 pp.

UWARUNKOWANIA HYDROMETEOROLOGICZNE FUNKCJONOWANIA I ROZWOJU WYBRZEŻY BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO



Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Maciej Markowski
Uniwersytetu Gdański
Instytut Geografii

Oddziaływanie morza na ujściowe odcinki uchodzących do niego rzek

Wstęp

Krajobraz polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego charakteryzują: kępy wysoczyznowe, piaszczyste wały wydmowe, plaże, jeziora nadbrzeżne oraz zabagnione równiny. Brzegi tego wybrzeża są albo wysokie, klifowe, podlegające abrazji pod wpływem falowania i zmian poziomu morza, albo niskie: (wydmowe, mierzejewo-zalewowe, deltowe) modelowane przez morze i przez rzeki do niego uchodzące. Niektóre odcinki wybrzeża mają też brzegi antropogeniczne, sztucznie umocnione. Spośród uwarunkowań hydrometeorologicznych i hydrodynamicznych na rozwój brzegu mają wpływ: warunki wiatrowe, wahania poziomu morza i falowanie. Wraz z ingerencją człowieka w struktury brzegu (falochrony portowe, opaski, ostrogi) przekształcają one brzeg morski.

Specyficznym geoekosystemem wybrzeża morskiego są ujściowe odcinki rzek. Rzeka wpadając do morza gwałtownie zwalnia, nurt traci siłę transportową i rumowisko rzeczne w odcinku ujściowym opada na dno. Jego depozycja dalej w kierunku morza zależy przede wszystkim od ilości i rodzaju transportowanego materiału i od sposobu rozchodzenia się strumienia wody rzecznej w morzu. Na ogół akumulacja transportowanego przez rzekę rumowiska powoduje powstawanie przy jej ujściu ławic, rozpościerających się wachlarzowato w kierunku morza. Główna strefa depozycji znajduje się zazwyczaj przy ujściu koryta. Sypana w kierunku morza przez rzekę równia jest kontrolowana przez poziom morza. I albo następuje przyrost osadów na jej obszarze uwarunkowany dostawą rumowiska rzecznego oraz powolnym podnoszeniem się transgredującej bazy drenażu, albo gdy przyrost osadów nie jest dostateczny zostaje ona zalana i staje się strefą depozycji osadów typowych dla płytkiej części morza. Wielkość i kształt równi sypanej w kierunku morza przez rzeki uchodzące do Bałtyku jest wypadkową procesów fluwialnych i falowania. Wzrastający wpływ falowania zaznacza się postępującym wygładzeniem przebiegu linii brzegowej.

W strefie ujściowej rzek panujące warunki hydrologiczno-hydrodynamiczne są wynikiem wzajemnych oddziaływań takich zjawisk jak:

- zmienne stany morza wywołujące jednocześnie cofki odmorskie,
- zmienne przepływy uchodzącej do morza rzeki,
- wiatry wywołujące cofki wiatrowe, nakładające się na cofki odmorskie i powodujące dodatkowe piętrzenia (przy wiatrach północnych) lub obniżanie zwierciadła wody (przy wiatrach południowych),
- zmiany ciśnienia atmosferycznego związane z przejściem niżów barycznych wywołujących krótkotrwałe zmiany położenia zwierciadła wody (fale baryczne),
- działalność człowieka zmieniająca kształt i głębokość koryta rzeki w odcinku ujściowym i w jego dolnym biegu (Bucholz 2007).

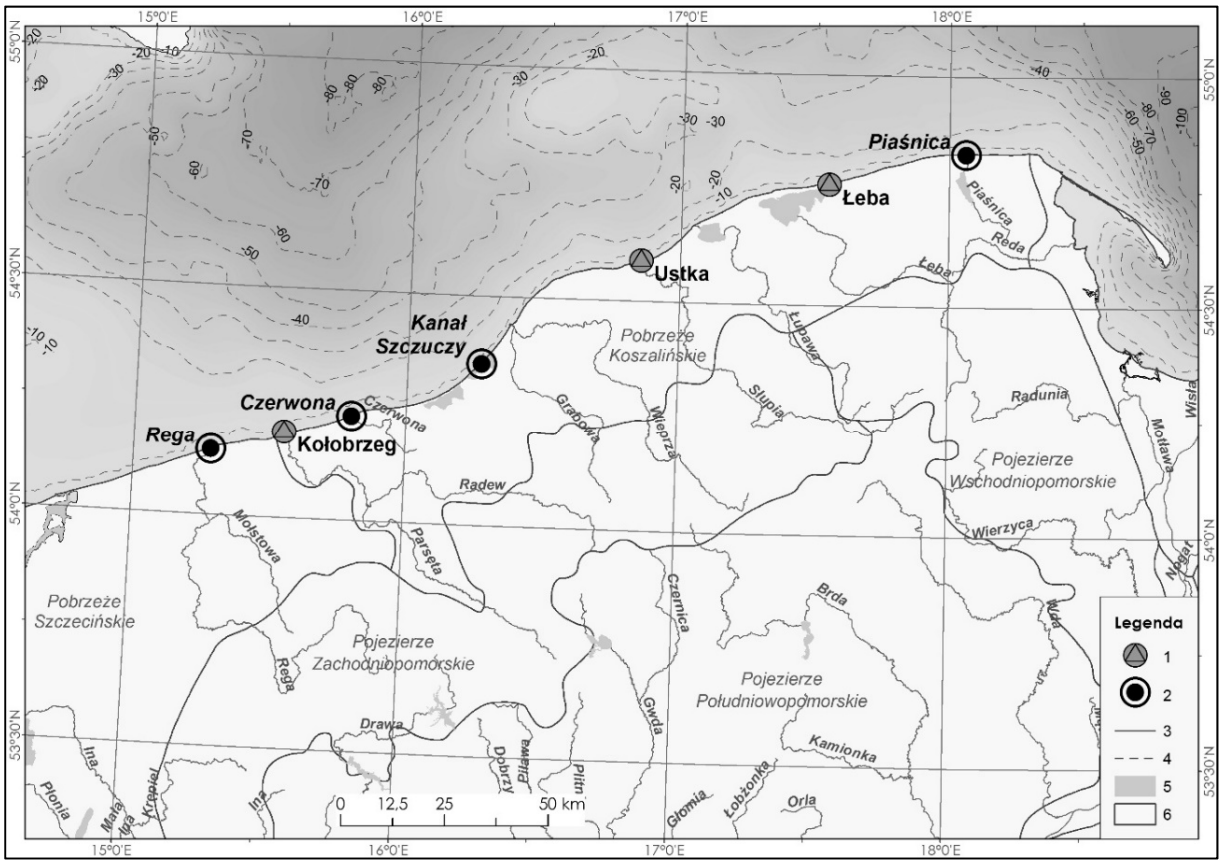
Ruchy wody w ujściowych odcinkach rzek zależą przede wszystkim od stanu morza i wiatru oraz intensywności dopływu wód rzecznych. Podchodzenie wód morskich w górę rzeki jest spowodowane energią wiatrową. Wpływające do koryta rzeki wody morskie blokują odpływ wód rzecznych i spiętrzają je powodując podwyższenie zwierciadła wody w kierunku górnego biegu cieku i wtłoczenie do koryta cieku zasolonej masy wody. Wpływ wód morskich na ujściowe odcinki rzek to zatem nie tylko wpływ wód słonych, ale także wpływ na stany wody rzeki, natężenie przepływu, prądy, transport rumowiska, temperaturę wody, itp. W strefie ujściowej rzek wytwarza się na granicy faz woda rzeczna – woda morska bariera geochemiczna (Bolałek, Radke 2010), która zależnie od zasięgu cofki odmorskiej zmienia położenie wzdłuż biegu cieku.

Obiekty badań

Zasięg oddziaływania morza na ujściowe odcinki rzek prześledzono na przykładzie dolnego biegu rzek: Rega (Pobrzeże Szczecińskie), Czerwona, Piaśnica i Kanał Szczuczy (Pobrzeże Koszalińskie) (ryc. 1). Ujście Regi do Bałtyku jest częścią akwatorium portu morskiego Mrzeżyno. Dolny bieg Czerwonej ma koryto obwałowane, samo ujście jest naturalne, blokowane od strony morza przez wydmy. Kanał Szczuczy na długości około 0,5 km biegnie przez mierzeję łącząc jezioro Bukowo z Bałtykiem. Ten sztuczny przekop nabiera cech cieku naturalnego. Ujście Piaśnicy jest naturalne, rzeka uchodzi do Bałtyku przebijając się przez piaszczysty pas mierzei.

Materiał badawczy

Materiał topograficzny niezbędny do wyznaczenia zasięgu oddziaływania morza na odcinki ujściowe rzek wybranych do badań uzyskano z Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (licencja: DIO.DFT.7211.1940.2016_PL_N). Dane hydrologiczne potrzebne do wyznaczenia charakterystycznych poziomów morza w Kołobrzegu, Ustce i Łebie w wieloleciu 1991-2015 uzyskano z IMGW-PIB.



Ryc. 1. Lokalizacja wybranych do badań ujść rzecznych. Objaśnienia: 1 – mareografy, 2 – wybrane ujściowe odcinki rzek, 3 – rzeki, 4 – izobaty, 5 – wody, 6 – makroregiony fizycznogeograficzne wg Kondrackiego (2000)

Metodyka określania zasięgu oddziaływania morza na ujściowe odcinki rzek[1]

Wyznaczenie zasięgu oddziaływania morza na odcinki ujściowe badanych rzek sprowadza się do określenia powierzchni lądu (w tym i koryta rzeki), która podlega wpływom morza. Wpływ ten z jednej strony wynika z wlewów morskich do odcinków ujściowych koryt rzecznych, a z drugiej strony może być spowodowany cofką odmorską blokującą odpływ rzeczny do morza i powodującą piętrzenie wody w korycie rzeki. Skutki oddziaływania wezbrań od strony morza (wezbrania sztormowe) stanowią duże zagrożenie powodziowe stąd też w pracach dotyczących modelowania przeciwpowodziowego, z uwagi na bezpieczeństwo człowieka istotne jest wyznaczenie stref zalewowych jak najbardziej zbliżone do rzeczywistości. Zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska, Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej, Ministra Administracji i Cyfryzacji oraz Ministra Spraw Wewnętrznych z dnia 21 grudnia 2012 r. w sprawie opracowywania map zagrożenia powodziowego oraz map ryzyka powodziowego w tym celu wykorzystuje się modelowania hydrauliczne (jednowymiarowe, dwuwymiarowe) (Dz.U. 2013 poz. 104) uwzględniające stosowanie zaawansowanych programów modelujących fale powodziowe. Niejednokrotnie w celu uzyskania dokładniejszych symulacji wykorzystuje się także kompilację modelowania jedno i dwuwymiarowego jako modelowanie hybrydowe (Lin i in. 2006), które w powyższym rozporządzeniu również jest uwzględnione. Elementami wejściowymi do takiego modelowania są zbiory danych charakteryzujące się przede wszystkim dużym stopniem jednorodności z jednoczesnym zachowaniem ciągłości czasowej tych danych. W rezultacie sam proces modelowania stref zagrożonych powodziami staje się kosztowny, czasochłonny oraz wymagający specjalistycznego oprogramowania. Stąd też do wyznaczenia zasięgu oddziaływana morza na odcinek ujściowy rzeki wykorzystano modelowanie statyczne.

Metoda statycznego wyznaczania zasięgu oddziaływania morza na odcinki ujściowe rzek zakłada wykorzystanie Numerycznego Modelu Terenu oraz informacji hydrometrycznych (średnie dla danego okresu) dostępnych dla danego obszaru. Dane hydrologiczne niezbędne do proponowanego modelowania statycznego obejmują średnie z maksymalnych rocznych poziomów morza z danego wielolecia dla stacji położonej najbliżej

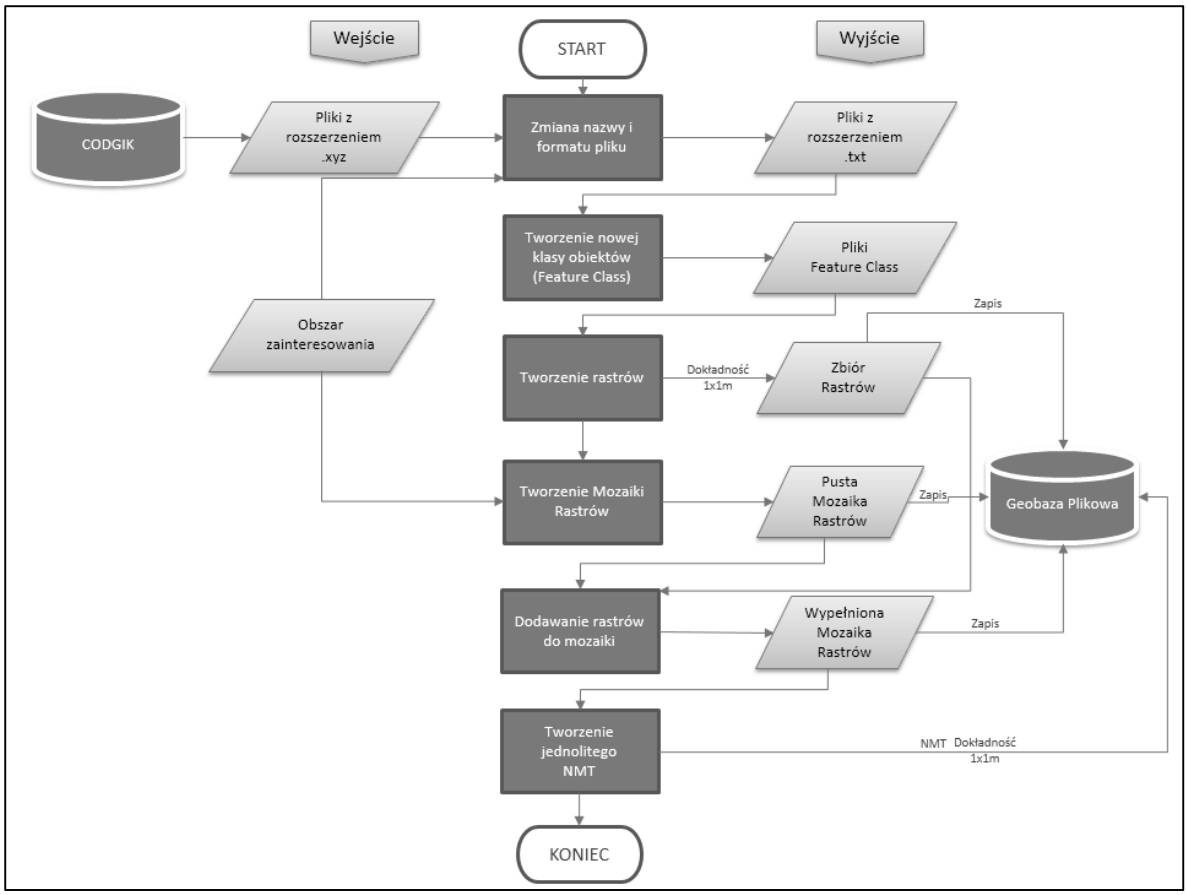
[1] Metodyka ta została wykorzystana w projekcie „Pilotażowe wdrożenie monitoringu gatunków i siedlisk morskich w latach 2015-2018" realizowanym przez zespół Instytutu Morskiego w Gdańsku, DHI Polska Sp. z o.o. oraz TAXUS IT Sp. z o.o. w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska na zlecenie Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska w ramach umowy nr 54/2015/F z dnia 15 grudnia 2015 r. Projekt ten jest sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

ujścia rzeki oraz średni z danego wielolecia roczny stan wody rzeki w profilu najbliższym ujścia. Z uwagi na brak informacji hydrologicznych (brak czynnych posterunków wodowskazowych) dostępnych dla badanych obiektów (jak to ma miejsce w przypadku Czerwonej, Kanału Szczuczego i Piaśnicy) w modelowaniu statycznym dopuszcza się uwzględnienie jedynie danych dotyczących poziomu morza. Dane te wraz z Numerycznym Modelem Terenu stanowią elementy wejściowe do modelowania wykonywanego przy użyciu ogólnodostępnego oprogramowania i technik GIS.

Jednym z elementów wpływających na dokładność modelowania zasięgu oddziaływania morza jest dokładność wykorzystywanego Numerycznego Modelu Terenu (NMT) (Szwagrzyk i in. 2016). Do tego celu wykorzystuje się dane pozyskiwane dzięki technologii LIDAR (Light Detection and Ranging) (Sole i in., 2008). W Polsce ogólnodostępne dane dla Numerycznego Model Terenu pochodzą z lotniczego skaningu laserowego (projekt ISOK). Dane te cechuje wysoka dokładność wertykalna (średni błąd mieści się w przedziale 15-20 cm) i horyzontalna (średni błąd zawiera się w przedziale do 50 cm). Pozyskane z Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej dane LIDAR-owe wymagają procesu przetworzenia, który z uwagi na czasochłonność wymaga automatyzacji.

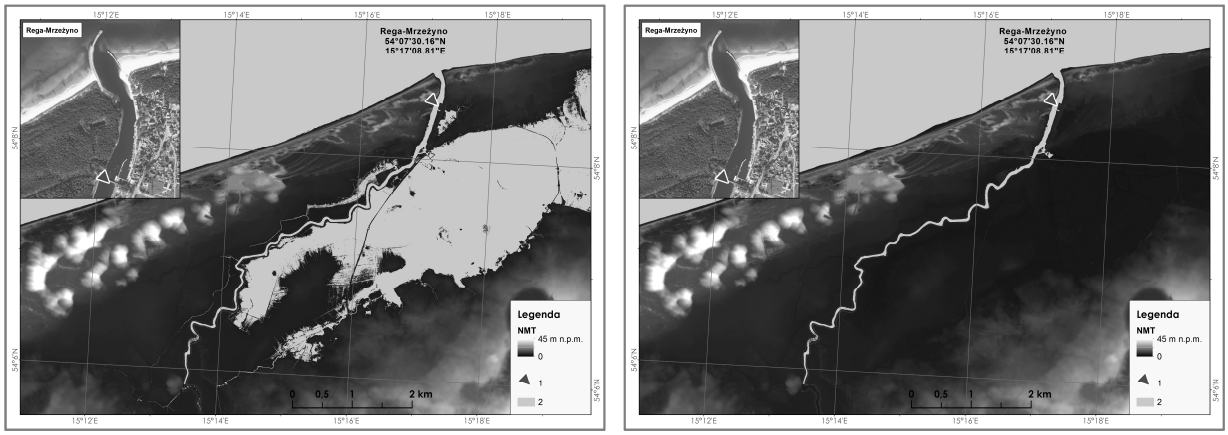
Proces tworzenia Numerycznego Modelu Terenu przedstawiono na ryc. 2, a jego automatyzacji dokonano wykorzystując aplikację *ModelBuilder* w programie ArcGIS 10.4. Posługując się Numerycznym Modelem Terenu oraz informacjami hydrologicznymi w wyniku przeprowadzonych symulacji wyznaczono teoretyczną powierzchnię zasięgu oddziaływania morza na odcinki ujściowe badanych rzek, jako powierzchnię powstałą z przecięcia Numerycznego Modelu Terenu płaszczyzną wyznaczoną średnim maksymalnym rocznym poziomem morza dla danej stacji i danego wielolecia (ryc. 3A, 4A, 5A, 6A).

W kolejnym kroku wypreparowano zasięg strefy oddziaływania morza na dany odcinek ujściowy rzeki (np. siedlisko przyrodnicze) z uwzględnieniem obwałowania koryta rzeki i równin zalewowych w obrębie obwałowania (ryc. 3B, ryc.4B, ryc.5B, ryc. 6B).



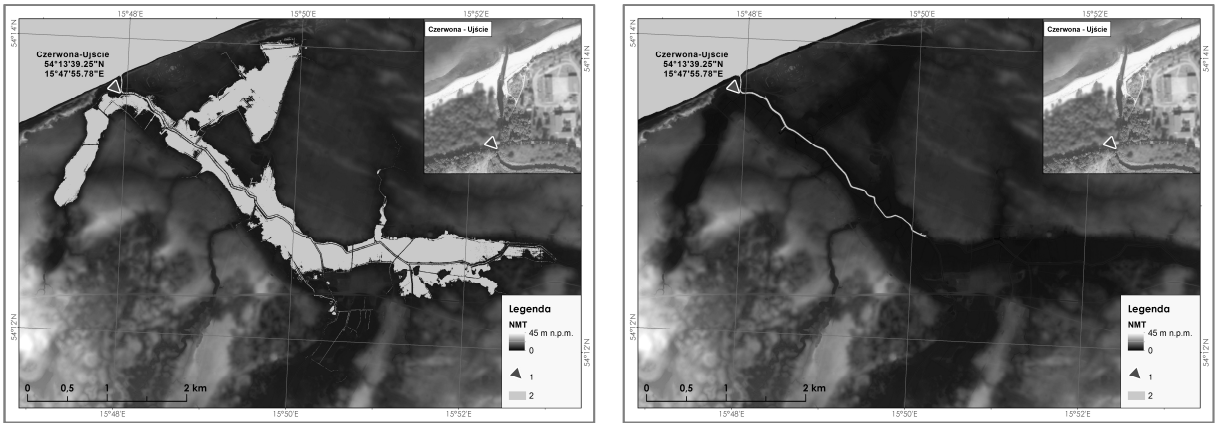
Ryc . 2. Schemat procesu tworzenia jednolitego Numerycznego Modelu Terenu

A **B**



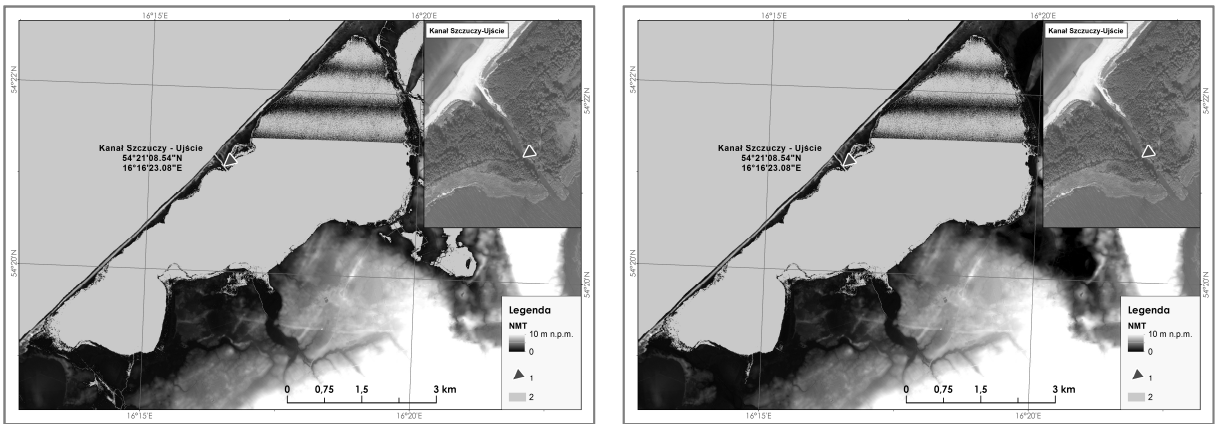
Ryc. 3. Teoretyczny zasięg oddziaływania morza na ujściowy odcinek Regi przy poziomie morza odpowiadającym SWW_m z wielolecia 1991-2015 na mareografie w Kołobrzegu; A – wraz z obszarami przyległymi do koryta Regi; B – tylko w korycie i w obrębie jego obwałowania

A **B**



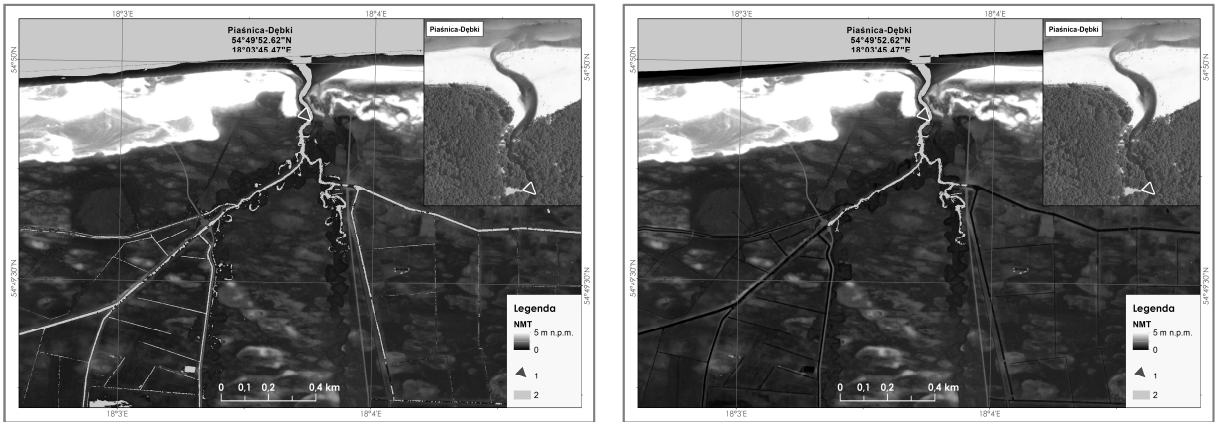
Ryc. 4. Teoretyczny zasięg oddziaływania morza na ujściowy odcinek Czerwonej przy poziomie morza odpowiadającym SWW_m z wielolecia 1991-2015 na mareografie w Kołobrzegu; A – wraz z obszarami przyległymi do koryta Czerwonej; B – tylko w korycie i w obrębie jego obwałowania

A **B**



Ryc. 5. Teoretyczny zasięg oddziaływania morza na ujściowy odcinek Kanału Szczuczego przy poziomie morza odpowiadającym SWW_m z wielolecia 1991-2015 na mareografie w Ustce; A – wraz z obszarami przyległymi do jego koryta; B – tylko w korycie i w obrębie jego obwałowania

A **B**



Ryc. 6. Teoretyczny zasięg oddziaływania morza na ujściowy odcinek Piaśnicy przy poziomie morza odpowiadającym SWW_m z wielolecia 1991-2015 na mareografie w Łebie; A – wraz z obszarami przyległymi do koryta Piaśnicy; B – tylko w korycie i w obrębie jego obwałowania.

Częstotliwość wlewów morskich do ujściowych odcinków rzek

Położenie zwierciadła wody w morzu wywołuje w ujściu rzeki efekt stałej cofki odmorskiej. W badanych przypadkach, gdy poziom morza jest wyższy od 508 cm ujścia rzek są już zalewane i wzrost tego poziomu przy współudziale energii wiatrowej sprawia, że wody morskie podchodzą w górę rzeki. W przyjętym statycznym modelu wyznaczenia zasięgu oddziaływania morza na ujściowe odcinki rzek: Rega, Czerwona, Kanał Szczuczy i Piaśnica przeanalizowano dwa warianty określające:

1) jaka jest długość odcinka dolnego biegu rzeki pozostająca pod wpływem wód morskich przy poziomie morza odpowiadającemu stanowi średniej wysokiej wody rocznej (SWW_r) z wielolecia 1991-2015 w układzie lat hydrologicznych i jak często w tym wieloleciu sytuacja taka miała miejsce,

2) jaka jest długość odcinka dolnego biegu rzeki pozostająca pod wpływem wód morskich przy poziomie morza odpowiadającemu stanowi średniej wysokiej wody miesięcznej (SWW_m) z wielolecia 1991-2015 w układzie lat hydrologicznych i jak często w tym wieloleciu sytuacja taka miała miejsce.

Z analizy miesięcznych stanów maksymalnych z wielolecia 1991-2015 (300 przypadków) wynika, że poziom morza przekraczający stan średni z maksymalnych stanów rocznych (SWW_r) zanotowano:

- na mareografie w Kołobrzegu 15 razy: dwa razy w latach: 1993, 1995, 2002, 2007 i jeden raz w latach: 1992, 1996, 1997, 2004, 2011, 2012, 2014; stan ten był przekraczany tylko w półroczach zimowych badanego wielolecia (XI – IV), najczęściej w styczniu (6 razy) i listopadzie (2 razy), nie odnotowano go tylko w marcu;
- na mareografie w Ustce 18 razy: dwa razy w latach 1993, 1995, 2002, 2007 i jeden raz w latach: 1992, 1996, 1997, 2004, 2005, 2009, 2011, 2012, 2014 i 2015; stan ten był też przekraczany tylko w półroczach zimowych badanego wielolecia z wyjątkiem marca, najczęściej w styczniu (7 razy) i listopadzie (4 razy); wyjątkiem był rok 2009 w którym stan ten został przekroczony tylko w październiku;
- na mareografie w Łebie 19 razy: 4 razy w 2007 roku, dwa razy w latach: 1993, 1995, 2002 i jeden raz w latach: 1992, 1997, 1998, 2000, 2009, 2011, 2012, 2014, 2015; stan ten był też przekraczany tylko w półroczach zimowych badanego wielolecia z wyjątkiem marca, najczęściej w styczniu (8 razy), listopadzie i lutym (3 razy); wyjątkiem był też rok 2009, w którym stan ten został przekroczony tylko w październiku.

Przy poziomie morza odpowiadającemu stanowi średniej wysokiej wody rocznej (SWW_r) z wielolecia 1991-2015 w układzie lat hydrologicznych wpływ wody morskiej sięga na Redze do 10,645 km jej biegu, na Czerwonej do 7,207 km jej biegu, obejmuje cały Kanał Szczuczy (0,469 km) a na Piaśnicy sięga do 2,070 km jej biegu (tab. 1).

Miesięczny poziom morza przekraczający w wieloleciu 1991-2015 stan średni z maksymalnych stanów miesięcznych tego wielolecia (SWW_m) (300 przypadków) zanotowano:

- na mareografie w Kołobrzegu 130 razy: dziewięć razy w 1995 roku, osiem razy w 2012 r., po siedem razy w latach: 1998, 2007, 2008, po sześć razy w latach 1997, 2001, 2002, w pozostałych latach od 2 razy (1991) do 5 razy; w półroczach zimowych tego wielolecia SWW_m była przekroczona 90 razy: w listopadzie 18 razy, grudniu 17 razy, styczniu 19 razy, lutym 18 razy, marcu 12 razy i kwietniu 6 razy; w półroczach letnich tego wielolecia SWW_m była przekroczona 40 razy, najczęściej we wrześniu (12 razy) i październiku (13 razy), natomiast najrzadziej stan ten był przekraczany w maju (2 przypadki) i czerwcu (3 przypadki);
- na mareografie w Ustce 124 razy: dziewięć razy w 1995 roku, 8 razy w 2012 r., po siedem razy w latach 2007 i 2008, po sześć razy w latach: 1998, 2002, 2004, 2014, w pozostałych latach od 2 razy (1996) do 5 razy; w półroczach zimowych tego wielolecia SWW_m była przekroczona 86 razy, najczęściej w grudniu (17 przypadków) oraz styczniu i lutym (po 18 przypadków); w półroczach letnich tego wielolecia poziom morza przekraczający SWW_m odnotowano 38 razy, najczęściej we wrześniu (12 przypadków) i październiku (14 przypadków); ani razu w badanym wieloleciu poziom morza nie przekroczył SWW_m w maju;
- na mareografie w Łebie 134 razy: dziesięć razy w 1995 roku, dziewięć razy w 2012 r., po osiem razy w latach: 1997, 1995, 2007, po siedem razy w latach 2000 i 2009, po sześć razy w latach 1994, 2004, 2009, 2011, po pięć razy w latach: 1999, 2001, 2014 i 2015, w pozostałych latach zanotowano go od 2 do 4 razy jedynie w 2006 r. ani razu stan ten nie został przekroczony; w półroczach zimowych tego wielolecia SWW_m była przekroczona 85 razy, najczęściej w styczniu (18 przypadków), listopadzie i grudniu (po 17 przypadków); w półroczach letnich tego wielolecia poziom morza przekraczający SWW_m odnotowano 49 razy, najczęściej we wrześniu (14 przypadków) i październiku (15 przypadków) (tab. 1).

Tab. 1 Długość rzeki pozostająca pod wpływem wód morskich przy poziomie morza SWW_m i SWW_r w wieloleciu 1991-2015 i liczba takich przypadków w tym wieloleciu

Rzeka	Mareograf	Zero mareografu	Okres	SWW_m	Wysokość bezwzględna morza przy SWW_m	Częstość występowania w wieloleciu 1991-2015	Długość rzeki pozostająca pod wpływem morza przy SWW_m (kolimetraż rzeki)	SWW_r	Wysokość bezwzględna morza przy SWW_r	Częstość występowania w wieloleciu 1991-2015	Długość rzeki pozostająca pod wpływem morza przy SWW_r (kilometraż rzeki)
[-]	[-]	[m Kr]	[lata hydrologiczne]	[cm]	[m n.p.m.]	[liczba wystapień]	[km]	[cm]	[m n.p.m.]	[liczba wystapień]	[km]
Rega	Kołobrzeg	-5,08	1991-2015	552	0,44	130	8,677	606	0,98	15	10,645
Czerwona	Kołobrzeg	-5,08	1991-2015	552	0,44	130	3,382	606	0,98	15	7,207
Kanał Szczuczy	Ustka	-5,08	1991-2015	548	0,4	124	0,469	598	0,9	18	0,469
Piaśnica	Łeba	-5,08	1991-2015	543	0,35	134	0,985	588	0,8	19	2,07

Przy poziomie morza odpowiadającemu stanowi średniej miesięcznej wysokiej wody (SWW_m) z wielolecia 1991-2015 w układzie lat hydrologicznych wpływ wody morskiej sięga na Redze do 8,677 km jej biegu (ryc. 3B), na Czerwonej do 3,382 km jej biegu (ryc. 4B), obejmuje cały Kanał Szczuczy (0,469 km) (ryc. 5B) a na Piaśnicy sięga do 0,985 km jej biegu (ryc. 6B) (tab. 1).

Powyższe wyniki wskazują na zasadność zastosowania w modelowaniu statycznym wpływu wód morskich na odcinki ujściowe rzek poziomu morza, który odpowiada stanowi średniemu z maksymalnych stanów miesięcznych (SWW_m) przyjętego wielolecia, notowanych na posterunkach morskich (mareografy), a nie stanu średniego z maksymalnych stanów rocznych (SSW_r).

Bibliografia:

Bolałek J., Radke B.., 2010, Problematyka zanieczyszczeń portów zlokalizowanych w rejonie przyujsciowym na przykładzie Portu Gdańskiego I Kłajpedzkiego. Prace i Studia Geograficzne, t. 44: 249-265.

Bucholz W., 2007, Warunki hydrologiczne estuarium Odry. Kbw.zut.edu.pl:, 10 s.

Kondracki J., 2000, Geografia regionalna Polski. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 440 s.

Lin, B., Wicks, J.M., Falconer, R.A., Adams, K., 2006. Integrating 1D and 2D hydrodynamic models for flood simulation. Water Manag., 159(1): 19–25.

Sole, A., Giosa, L., Nolè, L., Medina, V., Bateman, A., 2008. Flood risk modelling with LiDAR technology, Wit Transactions On Ecology And The Environment, vol. 118: 27-36.

Szwagrzyk, M., Ślizewski, B., Kramarczyk, M., Szczęśniak, M., Adamaszek, P., 2016. Wpływ błędów numerycznego modelu terenu na ocenę zagrożenia powodziowego, w oparciu o modelowanie hydrauliczne. Acta. Sci. Pol., Formatio Circumiectus, 15(4): 321–329.

Jolanta Czerniawska
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Sezonowa zmienność stanów wód gruntowych na Mierzei Łebskiej

Wody podziemne są jednym z ważniejszych elementów obiegu wody w środowisku geograficznym. W kontekście obserwowanych zmian klimatu istotne jest rozpoznanie ich naturalnej dynamiki. Szczególnie ma to znaczenie w pasie nadmorskim, w strefach niskiego wybrzeża, gdzie może występować kontaktowanie się słonych wód morskich ze słodkimi wodami podziemnymi. Poznanie charakterystyki wahań pierwszego poziomu wód podziemnych na tym terenie stanowi ważne zagadnienie dla funkcjonowania geoekosystemów nadmorskich i zarządzania środowiskiem.

Problematyce zmian położenia zwierciadła wody podziemnej, szczególnie pierwszego poziomu poświęcono w polskiej literaturze hydrologicznej i hydrogeologicznej wiele opracowań, które przedstawiają ją w skali całego kraju jak i w ujęciu regionalnym (Paszczyk 1973, Dynowska i Pietrygowa 1978, Tomaszewski 1990, Chełmicki 1990, 1991, 1993, Buczyński i in. 2008, Tomalski 2010, 2011).

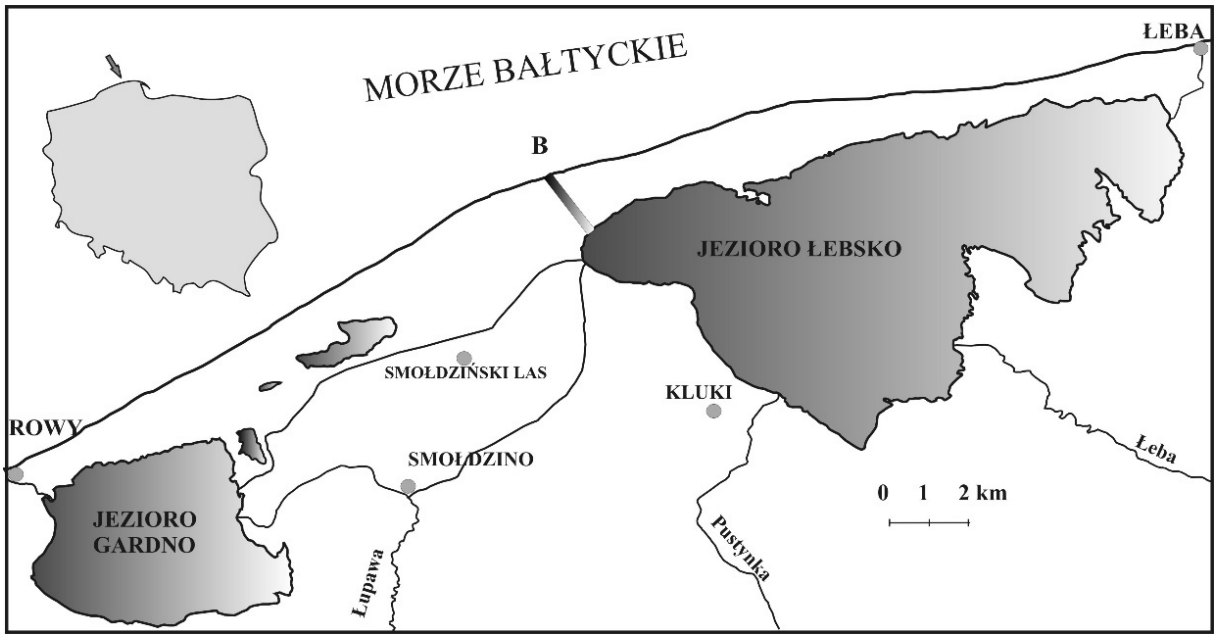
Użytkowe poziomy wodonośne analizowanego obszaru wybrzeża zostały wyróżnione głównie w utworach wodonośnych piętra czwartorzędowego (Kordalski, Lidzbarski, 2000, Szelewicka, 2000), w którym występuje poziom holoceńsko-plejstoceński. Poziom ten jest związany z utworami akumulacji wodnolodowcowej, rzecznej i morskiej, które występują także poza mierzeją, na obszarze Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. Na terenie Mierzei Łebskiej ten poziom wodonośny miejscami jest dodatkowo nadbudowany wodonośnymi utworami wydm nadmorskich (Kordalski, Lidzbarski 2000). Strop warstwy wodonośnej zazwyczaj znajduje się na głębokości poniżej 5 m. Miejscami na wysokości jeziora Łebsko może zalegać poniżej 15 m a nawet 30 m. Głębokość zalegania zwierciadła wód podziemnych w okolicach jeziora Łebsko mieści się w zakresie od 0 do 5 metrów, zaś wahania roczne są na poziomie od 0,5 do 1,5 m. Zwierciadło wody podziemnej zalega płasko i nie przekracza 3 m n.p.m. (Kordalski, Lidzbarski 2000). Zwierciadło wody omawianego poziomu jest swobodne.

Na obszarze mierzei znajdują się trzy punkty obserwacyjne PSH, z których dla jednego z nich zlokalizowanego w Czołpinie (oznaczonego nr II/1567/1) na zachód od

jeziora Łebsko, dostępne są dane od 2006 roku (Rocznik Hydrogeologiczny PSH, 2006). Najdłużej, bo od 1976 roku są prowadzone obserwacje w Rąbce, we wschodniej części mierzei. Rezultaty tych obserwacji zostały ostatnio opracowane przez Cieślińskiego i Chlost (2015).

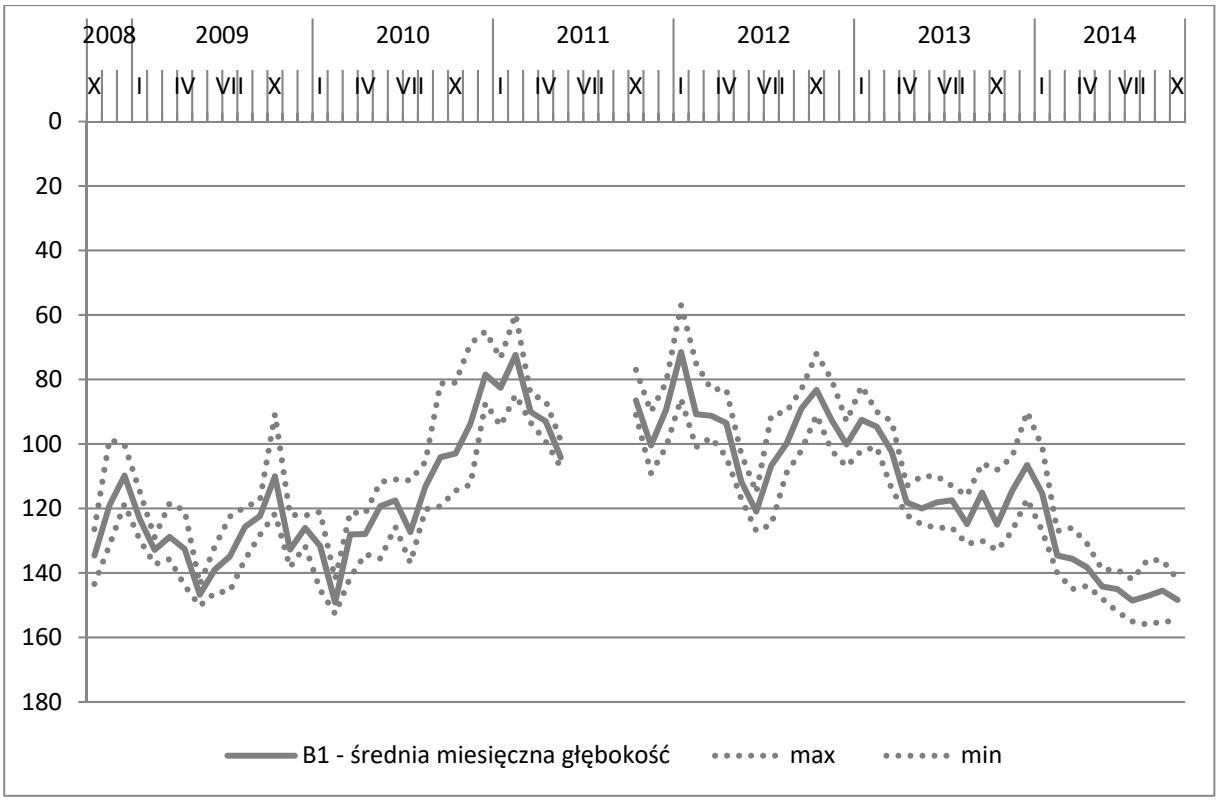
Z opracowania Cieślińskiego i Chlost (2015) wynika, że minimalne średnie miesięczne stany wód podziemnych występują od maja do września. Natomiast w okresie jesieni, zimy i wiosny poziomy wód podnoszą się, osiągając najwyższe stany od grudnia do marca. Większą zmienność stanów wód podziemnych zanotowano we wschodniej części mierzei, gdzie nie bez wpływu było wykorzystanie tych wód do celów gospodarczych.

W celu szczegółowego rozpoznania wahań pierwszego poziomu wód podziemnych na Mierzei Łebskiej rozpoczęto własne obserwacje pod koniec 2008 roku. Zaprezentowane w pracy wyniki obejmują obszar mierzei położony pomiędzy jeziorem Łebsko a Morzem Bałtyckim, gdzie w strefie niewielkich deniwelacji poprowadzono przekrój o długości około 1500 m wzdłuż, którego zainstalowano piezometry (ryc.1).

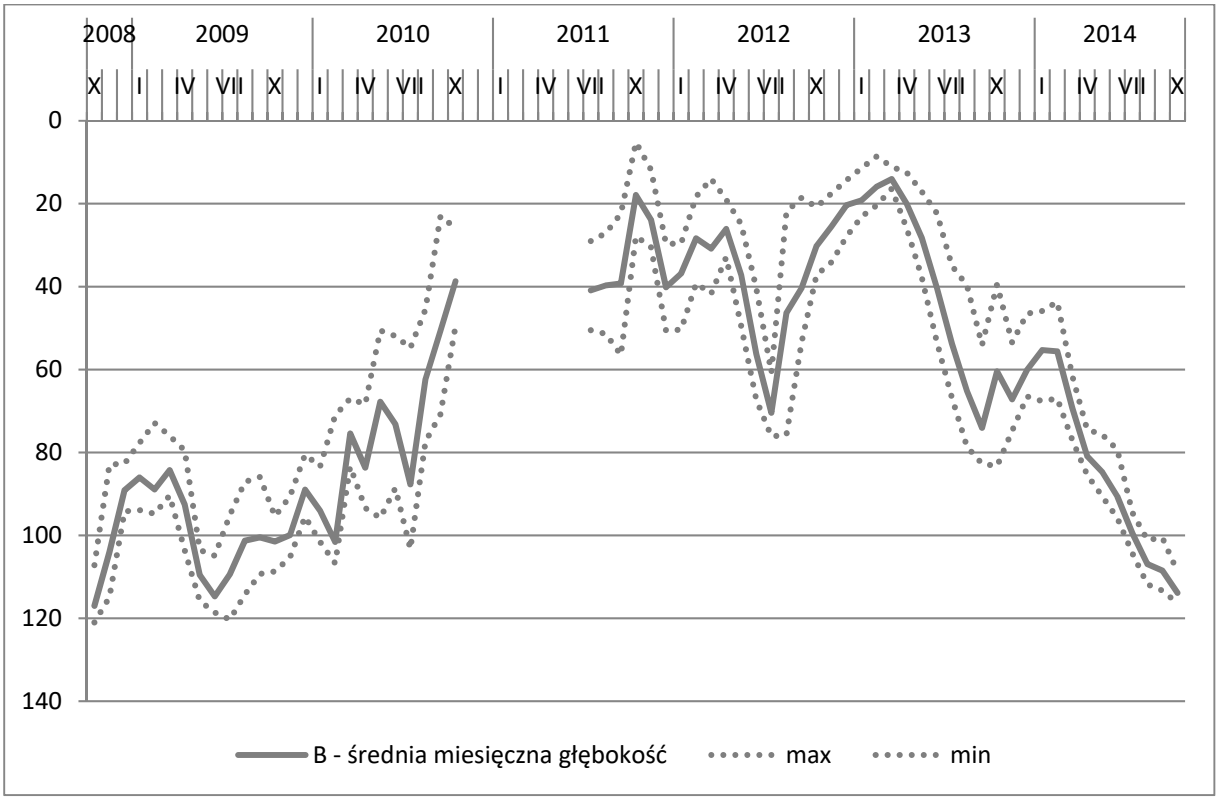


Ryc. 1. Położenie obszaru badań. B – lokalizacja przekroju z punktami obserwacyjnymi

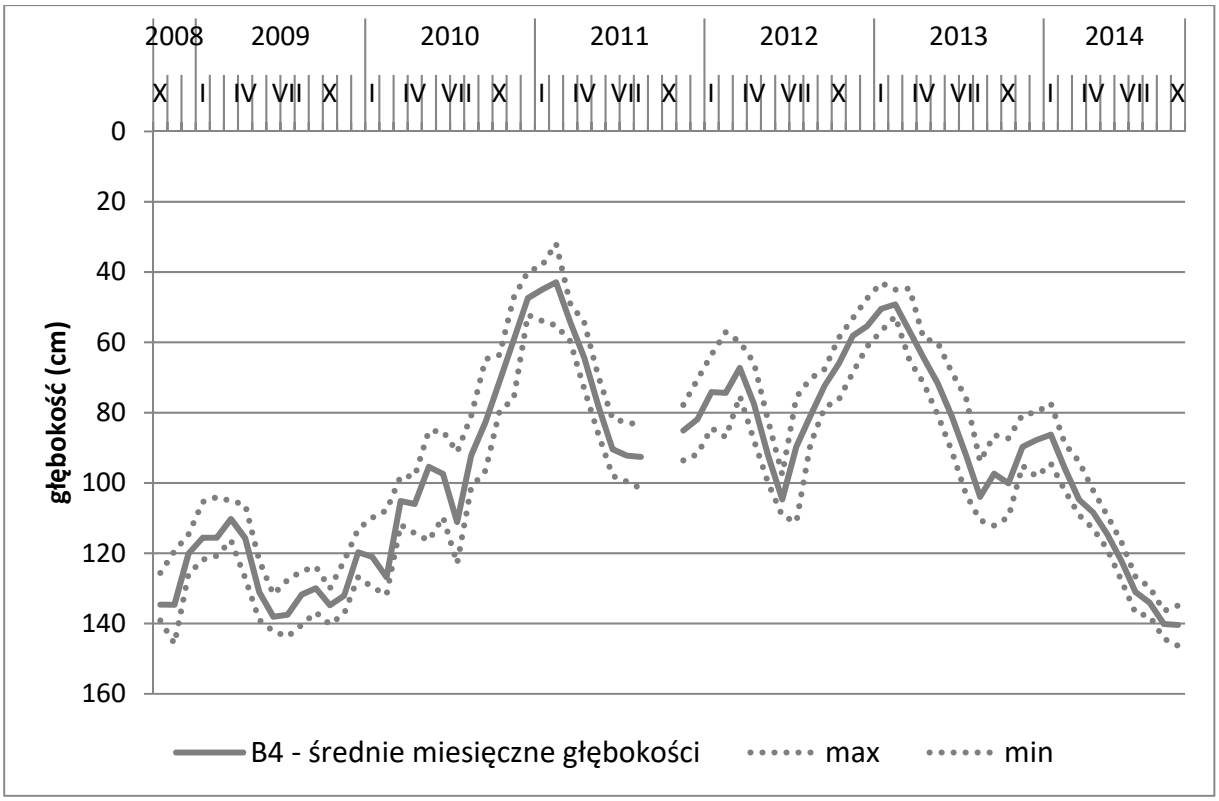
Przedstawione w dalszej części wyniki pochodzą z kilku stanowisk (B1, B3, B4, B7) i obejmują okres od 2008 do 2014 roku (ryc. 2,3,4,5). Stanowiska są rozmieszczone w kolejności od morza. Piezometr B1 znajduje się najbliżej brzegu morskiego i położony jest w szeroko rozciągniętej strefie wydm przednich. Natomiast B2 zlokalizowany jest w pasie przylegającym do Jeziora Łebsko.



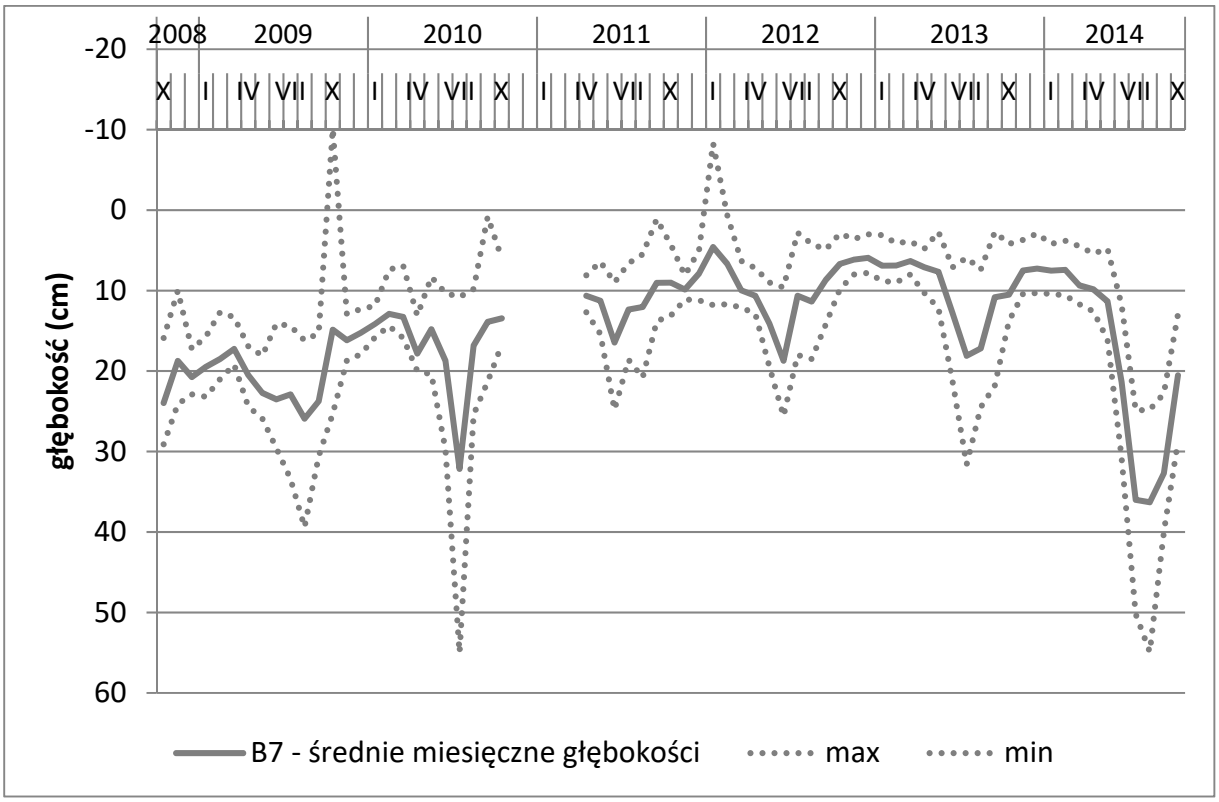
Ryc. 2. Średnie miesięczne zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych w latach 2008-2014 na stanowisku B1, położonym najbliżej brzegu morskiego



Ryc. 3. Średnie miesięczne zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych na stanowisku B3 w latach 2008-2014



Ryc. 4. Średnie miesięczne zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych na stanowisku B4, położonym w środkowej części mierzei



Ryc. 5. Średnie miesięczne zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych na stanowisku B7, położonym pasie przyjeziornym

Podstawą obliczenia średnich, maksymalnych i minimalnych miesięcznych głębokości wód podziemnych były obserwacje prowadzone w odstępie dwugodzinnym przez elektroniczne rejestratory.

W analizowanym okresie 2008-2014 czas trwania minimalnych średnich miesięcznych głębokości wód podziemnych, czyli maksymalnych stanów wód objął okresy jesienno-zimowe, a w środkowej części na mierzei (ryc.2 i 3) objął dodatkowo początek okresu wiosennego (marzec). Maksymalne średnie miesięczne głębokości notowane były głównie w okresie letnim (czerwiec, lipiec, sierpień), ale także zdarzały się w okresie jesiennym, głównie w październiku oraz sporadycznie zimą w lutym. Wyjątkiem jest stanowisko B1, położone najbliżej morza, gdzie maksymalne głębokości zdarzyły się także w maju (ryc.2). Uzyskane wyniki pokazują znaczną zmienność położenia zwierciadła wód podziemnych. Wahania zwierciadła tych wód na wybrzeżu kształtowane są z jednej strony przez czynniki klimatyczne i zmiany stanów powierzchniowych wód lądowych na zapleczu strefy brzegowej, a z drugiej strony przez stany wód morskich

Praca finansowana ze środków naukowych na naukę w latach 2007-2009 jako projekt badawczy.

Bibliografia:

Buczyński S., Staśko S., Tarka R., 2008. Dynamika stanów wód podziemnych na Przedpolu Sudetów na przykładzie stacji w Zebrzydowie. Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. 12, Toruń: 71-76

Chełmicki W., 1990. Antropogeniczne zmiany zwierciadła wód gruntowych w Polsce. Przegląd Geograficzny,

Chełmicki W., 1991. Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. Rozprawy hab. Nr 218, UJ, Kraków: 0-136

Chełmicki W., 1993. The Annual Regime of Shallow Ground-Water Levels in Poland. Ground Water, 31 (3): 383-388.

Chełmicki W., 2006. Wody podziemne. W: J. Pociask-Karteczka (red.) Zlewnia. Właściwości i procesy. Wyd. Uniwersytetu Jagielońskiego, Kraków: 1-295.

Cieśliński R., Chlost I., 2015. Próba oceny zmienności hydrodynamicznej i hydrochemicznej wód podziemnych na Mierzei Łebskiej, [w:] M. Witak (red.): Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, 108-128

Dynowska I., Pietrygowa Z., 1978. Wieloletnie fluktuacje zwierciadła wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły. Czasopismo Geograficzne, 49 (2): 169-175

Kordalski Z., Lidzbarsk M., 2000, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Kluki, PIG, Warszawa.

Paszczyk J., 1973. Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych w obszarze wschodnim Polski. Przegląd Geograf., 45 (3): 599-611.

Szelewicka A, 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Smołdziński Las, PIG, Warszawa.

Tomalski P., 2010. Sezonowość wahań płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce w świetle miar Markhama. W: T. Ciupa, R. Suligowski, (red.), Woda w badaniach geograficznych. Inst. Geograf. Uniwers. J. Kochanowskiego, Kielce: 193-202.

Tomalski P., 2011. Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich. Acta Geographica Lodziensia, nr 97: 1-115.

Tomaszewski J., 1990. Charakter wahań zwierciadła górnego horyzontu wód podziemnych na przykładach z południowo-zachodniej i środkowej Polski. Studia Geografia, 49, Wrocław

Mirosława Malinowska
Uniwersytet Gdański
Instytut Geografii

Wybrane charakterystyki opadów atmosferycznych w środkowej i wschodniej części polskiego wybrzeża Bałtyku

Piąty Raport Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu (IPCC AR5) wskazuje na wzrost prawdopodobieństwa występowania w Europie opadów ekstremalnych (IPCC, 2013). Wpływ opadów ekstremalnych, rozumianych jako intensywne opady krótkotrwałe o dużym natężeniu, utrzymujące się kilka dni opady o umiarkowanym natężeniu lub trwające kilka do kilkunastu tygodni okresy wilgotne (Starkel, 2012) na rozwój procesów stokowych głównie w obszarach górskich opisany został w wielu publikacjach, zarówno krajowych (Starkel, 2011; Jania, Zwoliński, 2011; Długosz, Gębica, 2008, Długosz, 2011) jak i zagranicznych (Stoffel i in., 2014, Chi-Wen i in., 2015,). Szczegółową analizę opadów poprzedzających uaktywnienie się procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin opisał Winowski (2015). Znajomość częstości występowania ekstremalnych zjawisk opadowych może mieć zatem duże znaczenie w badaniach funkcjonowania geoekosystemów wybrzeży morskich.

Celem pracy jest charakterystyka opadów ekstremalnych w centralnej i wschodniej części polskiego wybrzeża Bałtyku w latach 1952-2015. Na tle ogólnej charakterystyki opadów przedstawiono zmienność opadów ekstremalnych. Materiał źródłowy do niniejszego opracowania stanowiły sumy dobowe opadu na stacjach w Ustce za lata 1956-2015 oraz w Helu i Gdańsku-Świbnie za lata 1952-2015, pochodzące z Historycznej Bazy Danych IMGW-PIB. Do charakterystyki opadów ekstremalnych wykorzystano: maksymalne sumy opadu pięciodniowego w analizowanym okresie, wartości kwartyli 90% i 95% sumy dobowej opadu obliczone dla konsekutywnych okresów trzydziestoletnich począwszy od okresu 1952-1981 (dla stacji w Ustce 1956-1985) do okresu 1986-2015 oraz liczbę dni z opadem o sumie dobowej powyżej wartości kwantyli 90 i 95% wyznaczonych dla okresu normalnego 1961-1990. Kwantyle 90 i 95% opadu wyznaczono na podstawie sum dobowych opadu ≥ 0,1mm, co stanowi modyfikację metody zaproponowanej przez Łupikaszę (2010). Celem zbadania trendów zmian sum miesięcznych opadu oraz charakterystyk opadów ekstremalnych wyznaczono współczynniki kierunkowe równań linii trendu, które następnie zostały

przetestowane pod kątem ich istotności statystycznej za pomocą testu t-Studenta na założonym poziomie istotności α=0,05 (Balicki A., Makać W., 2010).

Średnie sumy opadu atmosferycznego na środkowym i wschodnim wybrzeżu Bałtyku plasowały się w drugiej połowie XX w. i na początku XXI wieku na poziomie od około 554 mm w Gdańsku-Świbnie do 690 mm w Ustce (Tab. 1). Minimalne sumy roczne opadu wahały się od około 340 mm w Helu i Gdańsku-Świbnie do ponad 420 mm w Ustce. Zróżnicowanie maksymalnych sum rocznych opadu było jeszcze większe, od około 780 mm nad Zatoką Gdańską do niemal 1020 mm w Ustce. Sumy roczne opadu w analizowanym wieloleciu wykazują tendencje ujemne w Gdańsku i Ustce na poziomie odpowiednio -3,4mm i -8,2 mm na10 lat, w Helu tendencje te są dodatnie (6 mm·10 lat^{-1}), natomiast nie są one istotne statystycznie.

Maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu na analizowanych stacjach plasowały się na poziomie od około 30-35 mm do powyżej 110-140 mm (Tab. 2).

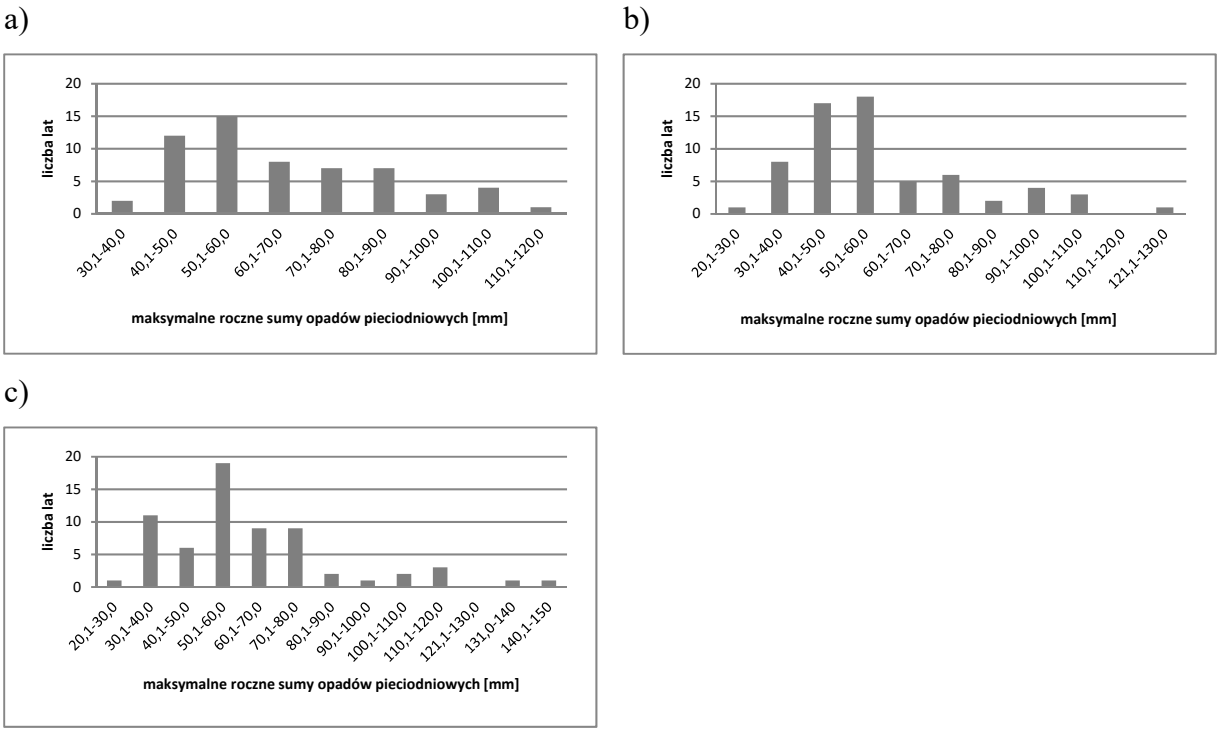
Tab. 1. Sumy roczne oraz współczynniki kierunkowe równania linii trendu dla sum rocznych opadu atmosferycznego na stacjach w Ustce, Helu i Gdańsku-Świbnie

stacja	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno
min	422,2	344,8	338,0
średnia	690,2	583,7	553,9
max	1019,1	836,8	784,0
trend	-0,82	0,60	-0,34

Tab. 2. Maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadów [mm] oraz współczynniki kierunkowe równania linii trendu dla maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu atmosferycznego na stacjach w Ustce, Helu i Gdańsku-Świbnie

stacja	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno
max	110,4	129,4	140,3
% sumy rocznej	16,1	21,3	25,7
min	35,3	29	31,5
% sumy rocznej	5,3	5,5	5,9
trend	0,19	0,08	-0,08

Na stacji w Ustce, która charakteryzuje się najwyższą średnią roczną sumą opadu w porównaniu do pozostałych dwu stacji, zmienność maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu była najmniejsza, w granicach od 35,3mm do 110,4 mm. Stacja w Gdańsku-Świbnie, z najniższymi średnimi rocznymi sumami opadu na poziomie 554 mm wykazywała natomiast największą zmienność maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu, w przedziale od 31,5 mm do 140,3 mm. Maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu stanowią od 5-6% sumy rocznej opadu do nawet 16-26% tej sumy, w zależności od stacji.



Ryc. 1. Rozkład maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu [mm] na stacjach w a) Ustce, b) Helu i c) Gdańsku-Świbnie w analizowanym okresie

W Ustce w analizowanym okresie dominowały maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu w przedziale 50-60 mm (19 przypadków) i 40-50 mm (12 przypadków) (Ryc. 1). Podobną częstością występowania charakteryzowały się maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu w przedziałach 60-70 mm, 70-80 mm i 80-90 mm (po 7-8 przypadków w okresie badań). W Helu w analizowanym okresie zanotowano 18 przypadków maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu w przedziale 50-60 m i 17 przypadków takich okresów z sumą opadu w 40-50 mm. W Gdańsku-Świbnie wśród maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu dominowały w analizowanym okresie te o wysokości 50-60 mm (19 przypadków), ponadto zanotowano 11 lat z maksymalną roczną sumą pięciodniową opadu w przedziale 30-40 mm oraz po 9 lat z maksymalną roczną sumą pięciodniową opadu w przedziale 60-70 mm i 70-80 mm.

Maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu w Ustce i Helu charakteryzują się tendencją rosnącą na poziomie odpowiednio 1,9 i 0,8 mm·10lat^{-1} na stacjach w Ustce i Helu oraz tendencją malejącą na poziomie -0,8 mm·10lat^{-1} na stacji w Gdańsku-Świbnie. Tendencje te nie są istotne statystycznie.

Wartości kwantyli 90% sum dobowych opadu atmosferycznego w analizowanym obszarze przyjmują wartości od 8,26 mm w Gdańsku-Świbnie do 9,75 w Ustce (Tab. 3). Maksymalne wartości kwantyla 90% w analizowanych konsekutywnych okresach

trzydziestoletnich były najniższe w Helu (8,50 mm) a najwyższe w Ustce (10,10 mm). Najniższe wartości percentyli 90% wahały się od 7,80 mm w Gdańsku-Świbnie do 9,60 mm w Ustce. Współczynniki kierunkowe równań linii trendu przyjmują wartości ujemne, w Helu i Gdańsku-Świbnie trendy te są istotne statystycznie.

Tab. 3. Średnie, maksymalne i minimalne wartości kwantyli 90% i 95% sum dobowych opadu atmosferycznego oraz współczynniki kierunkowe równań linii trendu dla wartości kwantyli 90% i 95% wyznaczonych dla trzydziestoletnich okresów konsekutywnych na stacjach w Ustce, Helu i Gdańsku-Świbnie. Współczynniki istotne statystycznie pogrubiono

	percentyl 90%			percentyl 95%		
stacja	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno
średnia	9,75	8,33	8,26	13,68	12,08	12,31
max	10,10	8,50	8,80	14,16	12,40	13,06
min	9,60	8,10	7,80	13,30	11,60	11,60
trend	-0,01	**-0,01**	**-0,03**	**-0,02**	**-0,01**	**-0,03**

Wartości kwantyli 95% dla sum dobowych opadu atmosferycznego na analizowanych stacjach (Tab. 3) plasowały się na poziomie od 12,08 mm w Helu do 13,68 mm w Ustce. Maksymalne wartości kwantyli 95% wahały się od 12,40 mm w Helu do 14,16 mm w Ustce, minimalne wartości kwantyli 95% wynoszą 11,60 mm w Helu i Gdańsku-Świbnie i 13,30 mm w Ustce. Wartości kwantyli 95% dla sum dobowych opadu atmosferycznego na trzech analizowanych stacjach charakteryzują się istotnymi statystycznie ujemnymi trendami o wartościach od -0,1 do -0,3 $mm \cdot 10lat^{-1}$.

Wartości kwantyli 90% sum dobowych opadu atmosferycznego w okresie normalnym 1961-1990 plasowały się na wysokości 8,40 mm na stacji w Helu, 8,50 mm na stacji w Gdańsku-Świbnie i 9,70 mm na stacji w Ustce (Tab. 4). Średnia liczba dni z opadem ≥ wartości kwantyla 90% kształtowała się na poziomie od 15,8 dni w Gdańsku-Świbnie do 18,4 dni w Ustce. Maksymalna roczna liczba dni z opadem o sumie dobowej powyżej wartości kwantyla 90% sięgała od 26 dni w Gdańsku-Świbnie do 39 dni w Ustce, minimalne liczby dni z takim opadem w poszczególnych latach wahały się od 4 dni nad Zatoką Gdańską do 8 dni na środkowym wybrzeżu.

Wartości kwantyli 95% sum dobowych opadu atmosferycznego w okresie normalnym 1961-1990 osiągnęły poziom 12,19 mm na stacji w Helu, 12,70 mm na stacji w Gdańsku-Świbnie i 13,80 mm na stacji w Ustce (Tab. 4). Średnia liczba dni z opadem ≥ wartości kwantyla 95% wynosiła 8,8 dnia na stacjach w Gdańsku-Świbnie i Helu i 8,9 dnia w Ustce. W analizowanych okresach na każdej z poszczególnych stacji notowano nie mniej niż dwa dni z sumą dobową opadu nie niższą niż wartość 95 percentyla. Maksymalnie notowano rocznie na analizowanych stacjach 14 i 15 dni z opadem o sumie dobowej powyżej wartości

kwantyla 95% odpowiednio na stacjach w Gdańsku-Świbnie i Helu oraz 20 dni na stacji w Ustce. Analiza trendów zmian liczby dni z opadem powyżej 90 i 95 percentyla wykazała istnienie bardzo słabych tendencji o zróżnicowanych znakach, nieistotnych statystycznie.

Tab. 4. Wartości kwantyli 90% i 95% sum dobowych opadu atmosferycznego oraz średnie, maksymalne i minimalne liczby dni z opadem ≥ wartości kwantyli 90% i 95% na stacjach w Ustce, Helu i Gdańsku-Świbnie

	kwantyl 90%			kwantyl 95%		
stacja	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno	Ustka	Hel	Gdańsk-Świbno
wartość kwantyla [mm]	9,70	8,40	8,50	13,80	12,19	12,70
średnia liczba dni	18,4	17,1	15,8	8,9	8,8	8,8
maksymlana liczba dni	39	31	26	20	15	14
minimalna liczba dni	8	7	4	3	3	2

Analiza sum rocznych opadu atmosferycznego w latach 1952-2015 (dla stacji w Ustce 1956-2015) potwierdziła (Miętus 1996, Filipiak 2011, Malinowska 2015) brak istotnych statystycznie trendów a wykazane tendencje charakteryzują się zróżnicowaniem co do znaku w części środkowej i wschodniej polskiego wybrzeża Bałtyku. Maksymalne roczne sumy pięciodniowe opadu osiągają wartości od około 30 mm do 110-140 mm, w zależności od stacji. Wartości maksymalne sum pięciodniowych opadu porównywalne są z maksymalnymi dobowymi wartościami opadu (124 mm i 160 mm), zanotowanymi w XXI wieku na stacji w Gdańsku-Rębiechowie. Zmiany maksymalnych rocznych sum pięciodniowych opadu nie wykazują istotnych statystycznie trendów, na stacjach w Ustce i Helu obserwowana jest niewielka tendencja rosnąca a w Gdańsku-Świbnie malejąca. Wartości kwantyli 90% i 95% sum dobowych opadu atmosferycznego, wyznaczone dla trzydziestoletnich konsekutywnych okresów wykazują istotne statystycznie trendy malejące z wyjątkiem kwantyla 90% na stacji w Ustce. Analiza mian liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% i 95% wykazała istnienie bardzo słabych tendencji o zróżnicowanych znakach, nieistotnych statystycznie. Podsumowując należy stwierdzić, że w okresie 1952-2015 (1956-2015 w Ustce) sumy roczne opadu jak i charakterystyki opadów ekstremalnych w środkowej i wschodniej części polskiego wybrzeża Południowego Bałtyku na ogół nie wykazują istotnych statystycznie zmian, z tendencją do zmniejszania się liczby przypadków opadów klasyfikowanych jako ekstremalne.

Bibliografia:

Balicki A., Makać W., 2010, Metody wnioskowania statystycznego, Wyd. UG, Gdańsk Chi-Wen Ch., Hitoshi S., Takashi O., 2015, Rainfall intensity–duration conditions for mass movements in Taiwan, Progress in Earth and Planetary Science 2:14, DOI 10.1186/s40645-015-0049-2

Długosz M., Gębica P., 2008, Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progu Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r.w rejonie Sędziszowa Młp.), *Landform Analysis, 8: 13–20*

Długosz M., 2011, Rola intensywnych opadów burzowych w transformacji rzeźby Karpat (na przykładzie zdarzenia z czerwca 2009 r. na Podhalu), Przegląd geograficzny, 83, 1:51–68

IPCC. Summary for policymakers. Working group I contribution to the IPCC Fifth assessment report climate change 2013: the physical science basis, 2013, Cambridge University Press, Cambridge, UK

Filipiak J., 2011, Długookresowa zmienność opadów atmosferycznych w Gdańsku w okresie 1880-2008, Prace i Studia Gegraficzne, 47: 119-128

Jania J., Zwoliński Z., 2011, Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce, *Landform Analysis, 15: 51–64*

Łupikasza E., 2010, Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006, *Int. J. Climatol.* 30: 991–1007

Malinowska M., 2015, Symptoms of cli mate change in Poland, [in] Kordel Z., Josan I., Wiskulski T., (ed.) Geography for Society, Editura Universitatii din Oradea, Oradea, 94-112

Miętus M., 1996, Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030, Mat. Bad. IMGW, Seria: Meteorologia, 26, s.72

Starkel L., 2011, Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im, *Landform Analysis, 15: 65–80*

Starkel L., 2012, Searching for regularities of slope modeling by extreme events (diversity of rainfall intensity-duration and physical properties of the substrate), *Landform Analysis, 21: 27–34*

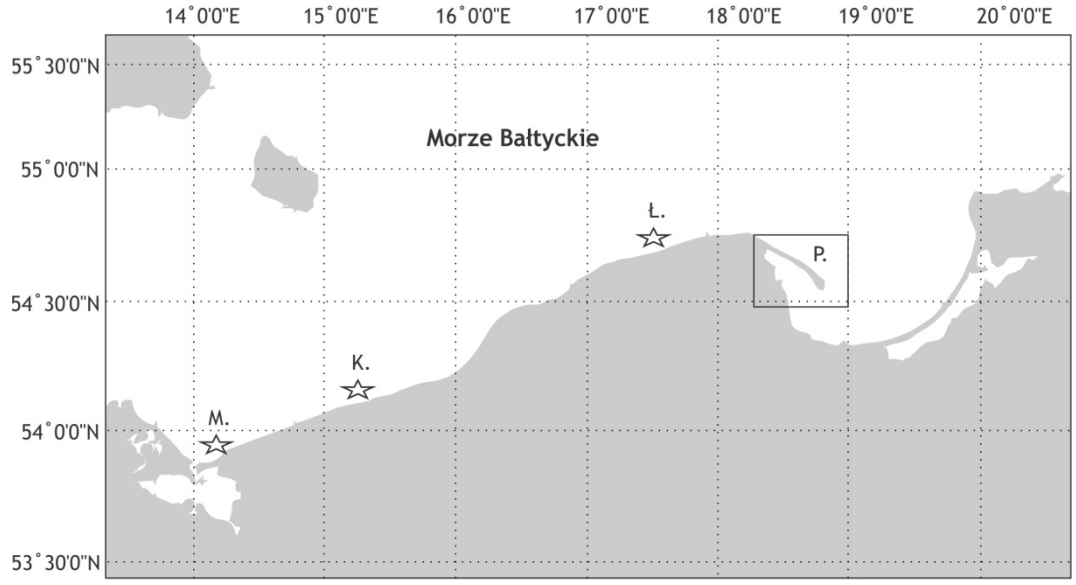
Stoffel M., Tiranti D., Huggel C., 2014, Climate change impacts on mass movements — Case studies from the European Alps, Science of the Total Environment, 493: 1255-1266

Winowski M., 2015, Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy), *Landform Analysis, 28: 87–102,*

Beata Szymczycha, Janusz Pempkowiak
Polska Akademia Nauk
Instytut Oceanologii

Znaczenie dopływających wód gruntowych jako źródła związków biogenicznych, węgla i metali ciężkich dla Bałtyku Południowego

Na środowisko przyrodnicze morskiej strefy przybrzeżnej oddziałuje wiele czynników. Jednym z nich jest dopływ wody słodkiej tak rzecznej jak i gruntowej. Znaczenie spływu rzecznego zostało dobrze scharakteryzowane, oznaczono m.in. przepływy oraz jakościowy i ilościowy skład wody rzecznej, co wynika z łatwości dostępu i pobierania próbek do analizy. Badania poświęcone dopływowi wód gruntowych (Submarine Groundwater Discharge-SGD) do środowiska morskiego są bardziej złożone ze względu na brak prostych metod określenia natężenia i powierzchni dopływającej wody słodkiej. Skomplikowane jest zarówno odnalezienie miejsc wysięków jak i późniejsze pozyskanie próbek wody.



Ryc. 1 Obszar badań zlokalizowanych w Zatoce Puckiej (P) oraz w okolicy Łeby (Ł), Kołobrzegu (K) oraz Międzyzdrojów (M)

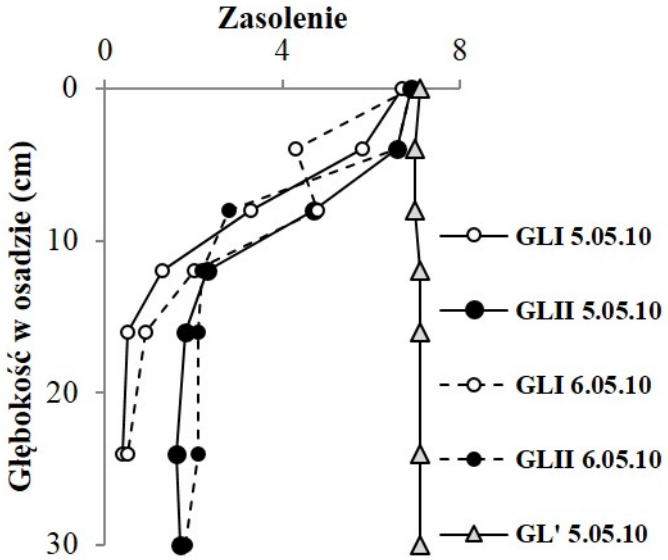
Mimo trudności w oszacowaniu natężenia SGD i jego wpływu na przybrzeżne środowisko morskie wykazano że, SGD może stanowić ok. 20% ogólnego dopływu wody słodkiej i 50 % ładunku soli dopływających do badanego akwenu (Moore, 1996, Bugna i

in.,1996). Corbett i in. (1999, 2000) oszacowali, że wpływ ładunku soli biogenicznych wnoszonych przez wody podziemne do Oceanu Atlantydzkiego w rejonie Zatoki Florydzkiej jest porównywalny do ładunku tych soli wnoszonych przez rzeki.

W Morzu Bałtyckim badania były prowadzone głównie w celu określenia natężenia dopływu SGD, natomiast nie określono dopływu substancji chemicznych wraz z wodami gruntowymi ani nie oceniono wpływu tych substancji na osady denne i kolumnę wody morskiej.

Celem przeprowadzonych badań było:

- określenie przepływów wody gruntowej i jej dynamiki w rejonie Zatoki Puckiej;
- oznaczenie niesionego ładunku związków węgla, soli nieorganicznych i wybranych metali śladowych wraz z wodami gruntowymi dla Bałtyku Południowego.



Ryc. 2 Przykładowy profil zasolenia w miejscu wysięku wód gruntowych (GLI i GLII) oraz w miejscu referencyjnym (GL') w próbkach pobranych w miejscu badań zlokalizowanym w Zatoce Puckiej

Próbki wody pobierane były w czterech regionach: Zatoka Pucka; okolice Kołobrzegu; Łeby i Międzyzdrojów (ryc.1.) za pomocą próbników „point lences" oraz „ groundwater lances" (Pempkowiak i in. 2010; Szymczycha i in. 2012). Do badania natężenia dopływu wód gruntowych wykorzystano mierniki wody wysiękowej „seepage meters" (Szymczycha i in. 2012). W próbkach wody oznaczono następujące parametry: zasolenie oraz Cl^-, potencjał redoks, PO_4^{3-}, NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+, Mn, Co, Cd, Ni, Cu, Pb, Hg, DIC oraz DOC. Zebrane próbki zostały odpowiednio, ze względu na ich przeznaczenie, pobrane, zakonserwowane i zanalizowane.

W celu zidentyfikowania miejsc wysięku wód gruntowych zastosowano pomiar jonów chlorkowych oraz zasolenia w pobranych próbkach wody interstycjalnej. Przykładowe profile wody interstycjalnej przedstawiono na rycinie 2. W miejscu referencyjnym (GL') woda interstycjalna ma podobne zasolenie do wody morskiej ponieważ woda naddenna infiltruje do osadów dennych. W miejscu wysięku wody gruntowej (GLI i GLII) dochodzi do mieszania się obu mas wodnych już w osadzie dennym. Ciśnienie z jakim dostaje się woda morska do osadu jest wyższe niż ciśnienie z jakim dopływa woda gruntowa co powoduje powstanie gradientu zasolenia, a z osadu dennego wydostaje się woda wysiękowa będąca mieszaniną wody morskiej i gruntowej.

Natężenie dopływu wód gruntowych (Tabela 1) wyznaczono wykorzystując mierniki wody wysiękowej, a następnie korzystając z metody skrajnych składowych (Burnett i in. 2006). Otrzymane wyniki korelowały z natężeniem opadów co oznacza że, wody gruntowe występujące w przypowierzchniowych warstwach wodonośnych są zasilane bezpośrednio opadami atmosferycznymi, więc ich stany oraz przepływy są uzależnione od natężenia i częstotliwości opadów i są zmienne w ciągu roku.

Tab. 1. Natężenie dopływu wód gruntowych do miejsca badań zlokalizowanego w Zatoce Puckiej (2009 i 2010)

Pora roku	**Nazwa miernika**	**Zasolenie wody w mierniku**	**Natężenie dopływu [L d $^{-1}$ m^{-2}]**	
			Woda wysiękowa	**Woda gruntowa**
Lato	S1	5,6±0,5	84,0±3,6	23,7±1,1
	S2	5,2±0,6	89,7±3,4	25,6±0,5
	S3	4,1±0,4	64,4±2,4	28,5±1,1
Jesień	S1	6,5±0,7	187,1±7,0	18,7±0,5
	S2	6,1±0,6	150,4±5,7	23,6±0,7
	S3	6,3±0,7	99,9±3,8	15,8±0,9
Zima	S1	5,6±0,6	10,2±0,4	2,3±0,1
	S2	4,7±0,5	15,1±0,6	5,4±0,2
	S3	5,8±0,6	7,1±0,3	1,4±0,1
Wiosna	S1	3,7±0,4	7,3±0,3	3,7±0,1
	S2	6,5±0,7	36,7±1,4	3,7±0,1
	S3	5,9±0,6	19,3±0,7	3,6±0,1

Analiza chemiczna pobranych próbek wody morskiej i interstycjalnej wykazała, iż dopływ wód gruntowych może stanowić istotne źródło substancji chemicznych dla środowiska morskiego podobnie jak w innych regionach świata. Wyniki otrzymane dla rejonu Zatoki Puckiej wskazują, iż wody gruntowe mogą być źródłem jonów fosforanowych i amonowych (Szymczycha i in. 2012), rozpuszczonego węgla organicznego i nieorganicznego (Szymczycha i in. 2014), oraz manganu, ołowiu, kadmu, kobaltu, cynku oraz chromu

(Szymczycha i in. 2016) dla wód interstycjanych oraz kolumny wody morskiej w miejscach ich wysięku. Mogą również rozcieńczać stężenia w wodach interstycjanych i morskich w przypadku takich substancji jak jony azotanowe (III), jony azotanowe (V), nikiel, miedź oraz rtęć (Szymczycha i in. 2013).

Wyniki otrzymane dla całego badanego regionu (P, M, K, Ł) wskazują, że w porównaniu z ładunkami dopływającymi z innych źródeł takich jak spływ powierzchniowy i depozycja atmosferyczna, duże znaczenie dla Zatoki Puckiej i Morza Bałtyckiego mają ładunki fosforanów, rozpuszczonego węgla i manganu dopływające wraz z wodami gruntowymi.

Bibliografia:

Bugna G.C., Chanton J.P., Young J.E., Burnett W.C., Cable P.H., 1996. The importance of groundwater discharge to the methane budget of nearshore and continental shelf waters of the NE Gulf of Mexico. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 4735-4746.

Burnett WC, Aggarwal PK, Aureli A, Bokuniewicz HJ, Cable JE, Charette MA, Kontar E, Krupa S, Kulkarni KM, Loveless A, Moore WS, Oberdorfer JA, Oliveira J, Ozyurt N, Povinec P, Privitera AMG, Rajar R, Ramessur RT, Scholten J, Stieglitz T, Taniguchi M, Turner JV, 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. Science of the Total Environment 367, 498-543.

Corbett D.R., Chanton J., Burnett W., Dillon K., Rutkowski C., Fourqurean J., 1999. Patterns of groundwater discharge into Florida Bay. Limnology and Oceanography 44, 1045–1055.

Corbett D.R., Dillon K., Burnett W., Chanton J., 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers ^{222}Rn and CH_4. Limnology and Oceanography 45, 1546–1557.

Moore WS, 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments. Nature 380, 612-614.

Pempkowiak J., Szymczycha B., Kotwicki L., 2010. Submarine groundwater discharge (SGD) to the Baltic Sea. Rocznik Ochrony Środowiska 12, 17–32.

Szymczycha B., Vogler S., Pempkowiak J., 2012. Nutrient fluxes via submarine groundwater discharge to the Bay of Puck, southern Baltic Sea. Science of the Total Environment, 438, 86–93.

Szymczycha B., Miotk M., Pempkowiak J., 2013. Submarine Groundwater Discharge as a source of mercury in the Bay of Puck. Water, Air and Soil Pollution 224, DOI 10.1007/s11270-013-1542-0.

Szymczycha B., Maciejewska A., Winogradow A., Pempkowiak J., 2014. Could submarine groundwater discharge be a significant carbon source to the southern Baltic Sea? Oceanologia, 56 (2), 327–347.

Szymczycha B., Kroeger K., Pempkowiak J., 2016. Significance of groundwater discharge along the coast of Poland as a source of dissolved metals to the southern Baltic Sea. Marine Pollution Bulletin, 1, 151-162.

Jacek Tylkowski
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Ekstremalne zdarzenia pogodowe w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej

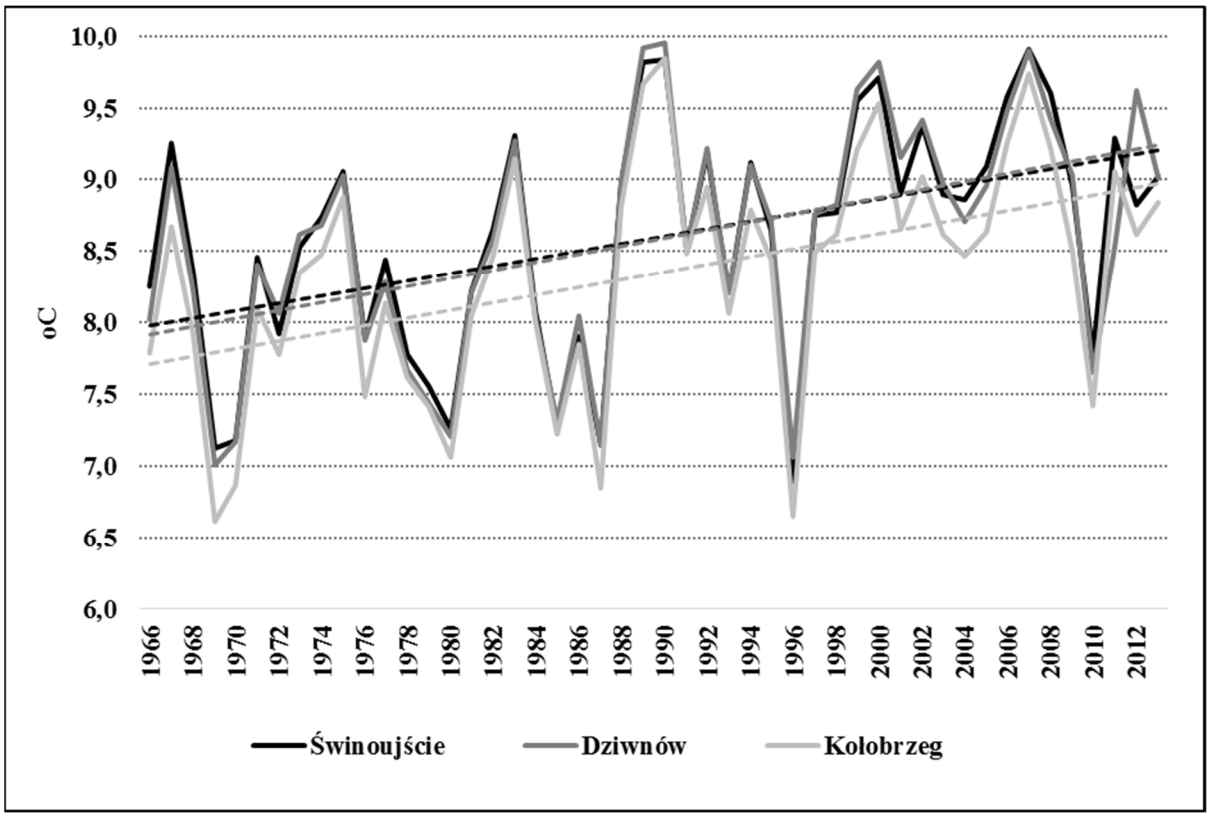
Funkcjonowanie środowiska geograficznego strefy brzegowej Bałtyku determinowane jest m.in. występowaniem ekstremalnych zdarzeń pogodowych. Ważną kwestią jest brak jednolitej definicji zdarzeń ekstremalnych, a tym samym ogólnie przyjętych metod ich wyznaczania, co utrudnia porównanie przeprowadzonych analiz. Ponadto pewną trudnością naprzemienne określanie ekstremów jako „zdarzeń" lub „zjawisk" ekstremalnych (Kaszewski, Flis 2014). W literaturze jako ekstrema określane są pojęcia wartości skrajnych (maksymalnych i minimalnych) określonego elementu meteorologicznego oraz termin ekstrema bezwzględne definiowany jako największe i najmniejsze (skrajne) wartości elementu meteorologicznego lub hydrologicznego, zmierzone kiedykolwiek w danym miejscu lub na danym obszarze (Słownik meteorologiczny, 2003). Zjawiska ekstremalne mogą być wyznaczane w oparciu o właściwy dla danego miejsca rozkład prawdopodobieństwa oraz częstość ich występowania, która jest określona przez wartości kwantyli 10 i 90 procentowych rozkładu prawdopodobieństwa (IPCC 2009, Czernecki, Miętus 2011). W takim ujęciu możliwe jest wyznaczenie wartości progowych ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych jako ekstremalne (decyle 1/10 i 9/10) i wyjątkowo ekstremalne (percentyle 1/100 i 99/100), (Araźny i in. 2007, Tylkowski 2017). Podobne założenia delimitacji zjawisk ekstremalnych przyjmuje Trepińska (2007) oraz (Jania, Zwoliński 2011, Zwoliński 2008), którzy jako zjawiska ekstremalne określają zjawiska lub wartości bliskie ekstremom absolutnym danego elementu, których prawdopodobieństwo wystąpienia jest mniejsze lub równe 10%, czyli szansa ich wystąpienia wynosi w danym miejscu najwyżej raz na 10 lat a szansa wystąpienia zjawiska wyjątkowo ekstremalnego jest mniejsza lub równa 1%, czyli najwyżej raz na 100 lat. Definicję naturalnego zjawiska ekstremalnego, które niesie zagrożenie dla działalności człowieka przedstawili Lorenc i in. (2012), którzy za naturalne zjawisko ekstremalne uważają „uzyskaną w sposób empiryczny jego wartość krytyczną, po której osiągnięciu widoczne są skutki niszczycielskie danego zjawiska zagrażające ludności i całej infrastrukturze obszaru dotkniętego zasięgiem tego zjawiska lub zespołu zjawisk". Definicja ta jest wykorzystywana w tzw. studiach oddziaływań klimatu pogody oraz w wydawanych ostrzeżeniach o zagrożeniach pogodowych (IMGW 2013).

Charakterystyczną cechą zdarzeń ekstremalnych jest ich mała liczebność, która powoduje, że standardowo wykorzystywane w klimatologii metody statystyczne nie dają zadowalających rezultatów lub ich wykorzystanie jest niemożliwe. Ponadto powszechne jest naprzemienne określanie ekstremów jako zdarzeń lub zjawisk ekstremalnych, jak również używanie w dawnych okresach zupełnie innych wyrażeń, jak np. anomalia czy zdarzenia wyjątkowe, co stanowi istotny problem interpretacyjny (Kaszewski, Flis 2014).

Celem opracowania jest przedstawienie stanu badań dotyczących meteorologicznych i klimatologicznych zdarzeń (zjawisk) ekstremalnych w strefie wybrzeża Zatoki Pomorskiej. Polska strefa brzegowa Zatoki Pomorskiej obejmuje odcinek o długości około 116 km, od Świnoujścia do Gąsek, który należy do 3 jednostek fizycznogeograficznych (Kondracki 2000): Wysp Uznam i Wolin, Wybrzeża Trzebiatowskiego i Wybrzeża Słowińskiego. Nad Zatoką Pomorską przeważa piaszczysty brzeg wydmowy, jednakże występują również klify. Plejstoceńskie wybrzeże klifowe zajmuje 46 km wybrzeża Zatoki Pomorskiej i obejmuje on odcinki: sarbinowski, ustroński, śliwiński, trzęsacki, pobierowski i woliński (Subotowicz 1982). Brzeg wydmowy stanowi około 60% wybrzeża Zatoki Pomorskiej. Wybrzeże wydmowe zostało utworzone w holocenie, po ustąpieniu zlodowaceń plejstoceńskich. Rozwój akumulacyjnego brzegu wydmowego jest efektem odkładania osadów piaszczystych podczas występowania procesów litoralnych i eolicznych. Na wybrzeżu Zatoki Pomorskiej wydmy występują przede wszystkim na odcinkach mierzejowych oraz w mniejszej skali w obrębie stref morenowych (Łabuz 2005). Ekstremalne zdarzenia pogodowe odgrywają bardzo istotną rolę w krótkookresowych zmianach funkcjonowania strefy wybrzeża Bałtyku, zwłaszcza pod względem jej zmian geomorfologicznych. W pracy wykorzystano dobowe dane meteorologiczne z Świnoujścia, Dziwnowa i Kołobrzegu z okresu 1966-2013, które otrzymano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Dla badanego obszaru dokonano charakterystyki wartości ekstremalnych następujących elementów pogody: średniej, minimalnej i maksymalnej temperatury powietrza oraz sumy opadów atmosferycznych. W pracy dla wybranych elementów pogody określono ekstrema bezwzględne, dokonano ich klasyfikacji kwantylowej (0,01; 0,10; 0,90 i 0,99) oraz przedstawiono ich rozkład czasowy pod względem występowania zagrożeń meteorologicznych. Ponadto zwrócono uwagę na możliwość wykorzystania ekstremalnych zdarzeń pogodowych zgromadzonych w European Severe Weather Database (otrzymano zestawione i zweryfikowane dane), które standardowo nie są obserwowane (mierzone) w sieci stacji meteorologicznych IMiGW.

Średnia roczna temperatura powietrza w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej w okresie 1966-2013 roku wyniosła od 8,3ºC w Kołobrzegu do 8,6ºC w Dziwnowie i

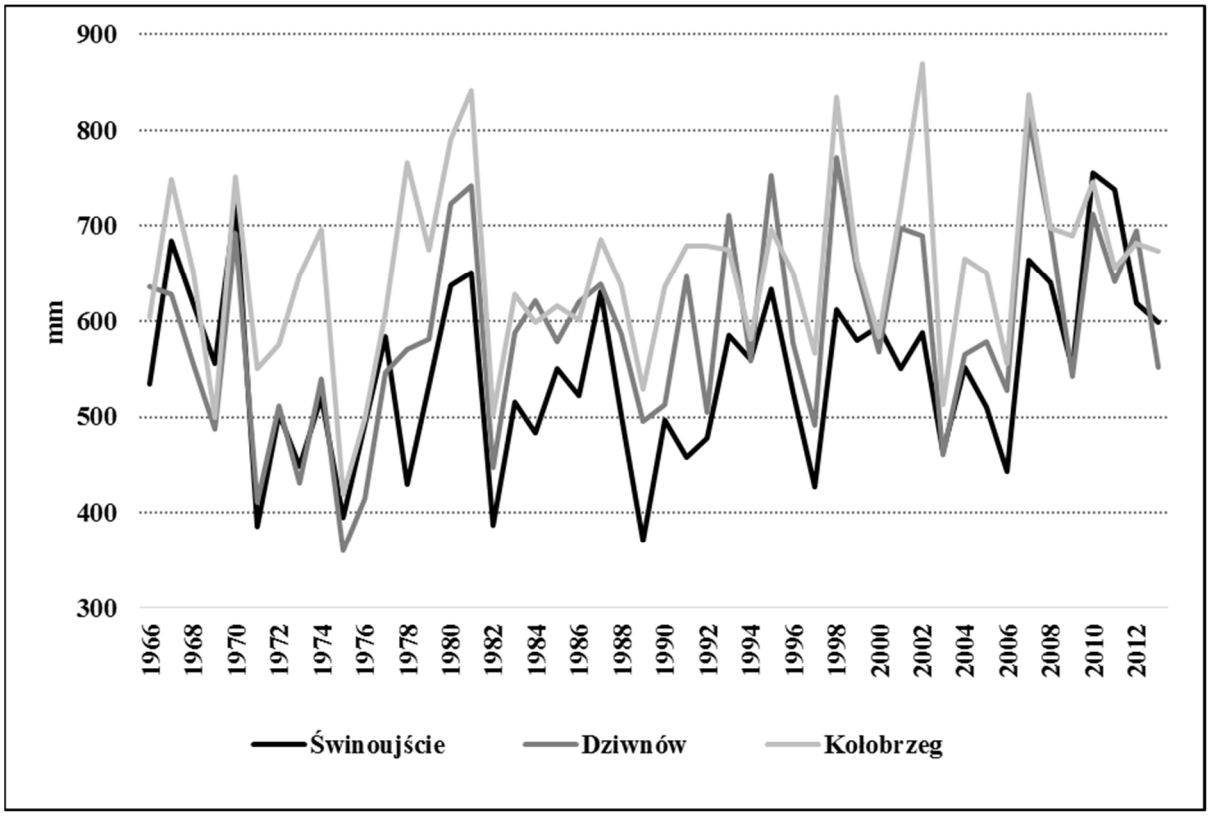
Świnoujściu. Bezwzględne ekstrema średniej temperatury rocznej wyniosły: Świnoujście (9,9ºC w 2009 roku i 6,9ºC w 1996 roku), Dziwnów (10,0ºC w 1990 roku i 7,0ºC w 1969 roku) i Kołobrzeg (9,8ºC w 1990 roku i 6,6ºC w 1969 roku). Natomiast bezwzględna ekstrema maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza stwierdzone dla danych dobowych były następujące Świnoujście (37,4ºC w dniu 1 sierpnia 1994 roku i -22,2ºC w dniu 6 lutego 2012 roku), Dziwnów (37,4ºC w dniu 10 sierpnia 1992 roku i -20,5ºC w dniu 30 grudnia 2011 roku) i Kołobrzeg (38,0ºC w dniu 10 sierpnia 1992 roku i -21,9ºCw dniu 6 lutego 2012 roku). Zróżnicowanie przestrzenne warunków termicznych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej jest bardzo małe. Pomiędzy badanymi stanowiskami nie występują znaczące różnice wartości bezwzględnych ekstremów temperatury powietrza, zarówno średnich rocznych jak i dobowych maksymalnych i minimalnych. Stwierdzono istotny statystycznie trend (testowanie Mann-Kendalla) wzrostu średniej rocznej temperatury powietrza o dynamice ~0,26ºC na 10 lat (ryc. 1).



Ryc. 1. Zmienność czasowa i przestrzenna średniej rocznej temperatury powietrza w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej

Średnia roczna suma opadów atmosferycznych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej w okresie 1966-2013 roku zwiększała się w kierunku wschodnim i wyniosła od 535,7 mm Świnoujściu, 584,7 mm w Dziwnowie do 652,7 mm w Kołobrzegu. Bezwzględne ekstrema

opadów rocznych wyniosły: Świnoujście (756,3 mm w 2010 roku i 370,6 mm w 1989 roku), Dziwnów (813,9 mm w 2007 roku i 359,6 mm w 1975 roku) i Kołobrzeg (869,9 mm w 2002 roku i 419,5 mm w 1975 roku). Natomiast bezwzględna ekstrema maksymalnej dobowej sumy opadów atmosferycznych były następujące Świnoujście (76,6 mm w dniu 28 lipca 2011 roku), Dziwnów (66,4 mm w dniu 16 lipca 1995 roku) i Kołobrzeg (85,2 mm w dniu 6 lipca 1996 roku). Zróżnicowanie przestrzenne opadów atmosferycznych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej było znacznie większe niż warunków termicznych. Pomiędzy badanymi stanowiskami występują różnice rocznych i dobowych wartości bezwzględnych ekstremów opadów atmosferycznych. Największa atmosferyczna dostawa wody jest w części wschodniej wybrzeża Zatoki Pomorskiej (Kołobrzeg) a najmniejsza w części zachodniej (Świnoujście). Nie stwierdzono natomiast istotnie statystycznego trendu (testowanie Mann-Kendalla) zmiany rocznej sumy opadów atmosferycznych (ryc. 2).



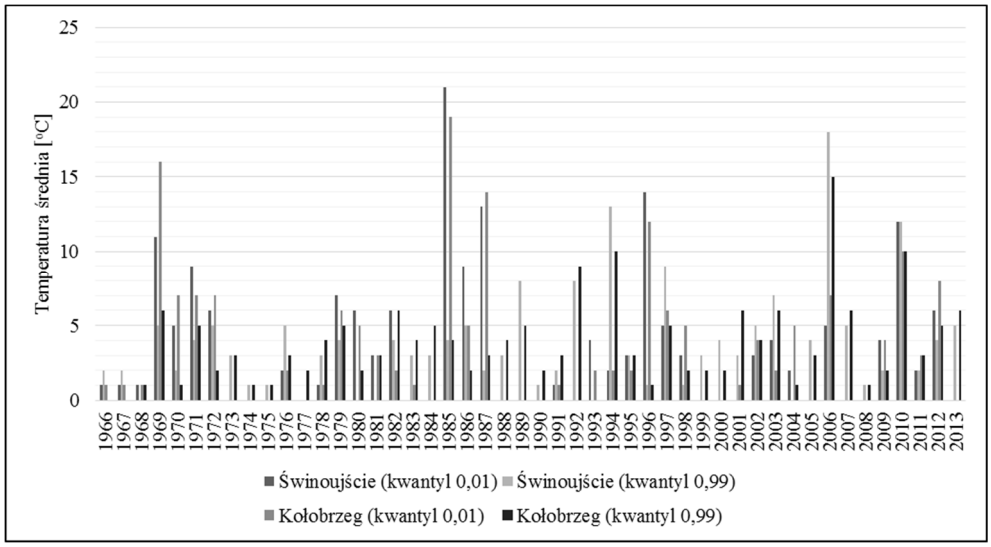
Ryc. 2. Zmienność czasowa i przestrzenna rocznej sumy opadów atmosferycznych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej

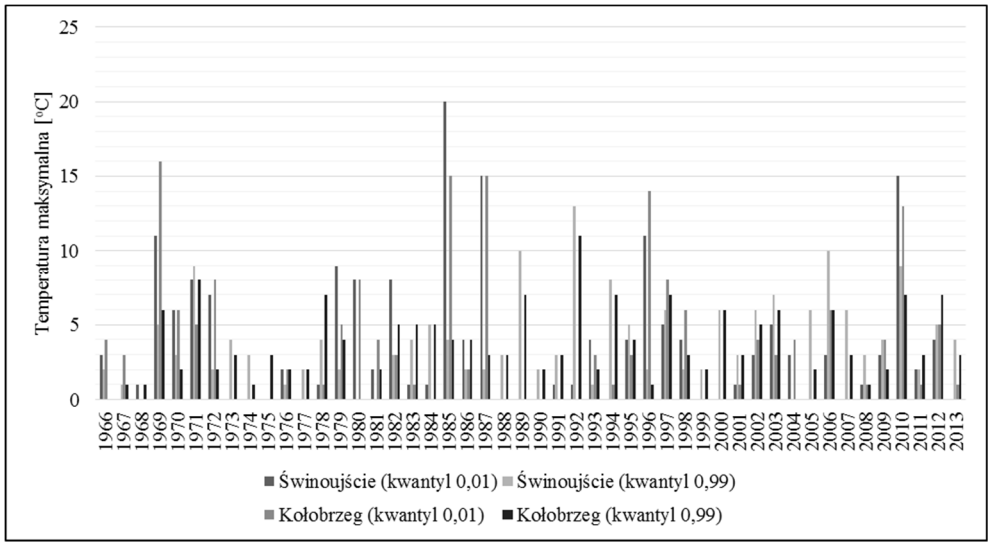
Klasyfikacja kwantylowa ekstremów termicznych i opadowych pozwoliła na określenie wartości progowych (tab. 1) oraz przedstawienie czasowej i przestrzennej zmienności ich występowania (ryc. 3). Wartości progowe zdarzeń ekstremalnych

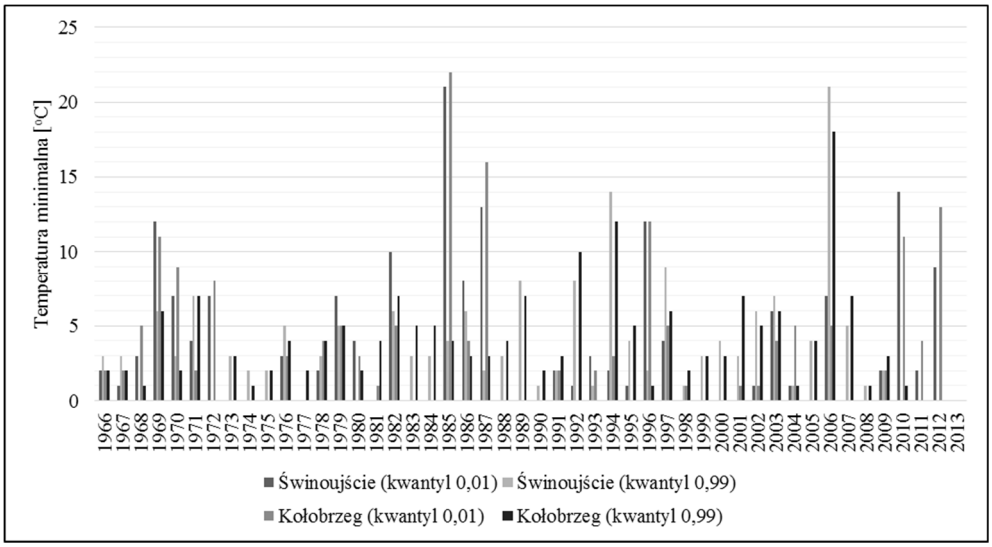
(temperatura dodatnia – percentyl 99/100 i temperatura ujemna – percentyl 1/99) są wyższe w zachodniej części regionu (Świnoujście) niż we wschodnim odcinku wybrzeża (Kołobrzeg), (tab. 1). Występowanie ekstremalnych zdarzeń termicznych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej cechuje się dużą jednorodnością przestrzenną (ilość zdarzeń w poszczególnych latach w Świnoujściu i Kołobrzegu jest zbliżona) ale znaczną zmiennością czasową (są lata z bardzo małą ilością zdarzeń np. 1977 i 2008 (2 przypadki) oraz z dużą ilością zdarzeń 1985 i 2006 (ponad 15 przypadków). Czasowe występowanie ekstremalnych zdarzeń termicznych i opadowych jest przypadkowe, epizodyczne, bez wyraźnej tendencji kierunkowej. Ekstremalnych zdarzeń opadowych było w badanym okresie znacznie mniej - od 0 (1966, 1973, 1977, 1981, 1985, 1986, 1997, 1999 i 2000 rok) do 3 (1974, 1991, 2006 i 2011 rok). Występowanie ekstremalnych zdarzeń opadowych (percentyl 99/100) charakteryzuje się niejednorodnością przestrzenną, np. w 2006 roku stwierdzono w Kołobrzegu 3 przypadki z opadem ekstremalnym (≥32,7 mm) a w Świnoujściu ani jednego (≥31,7 mm), (ryc. 3).

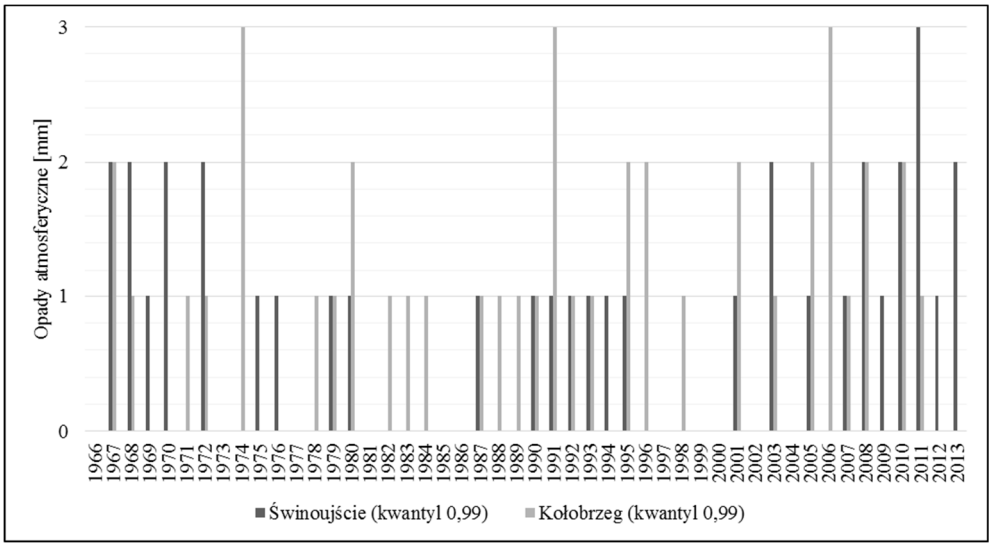
Tab. 1. Wartości progowe ekstremalnych zdarzeń pogodowych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej (1966-2013)

Element pogody (dobowy)	Świnoujście				Dziwnów				Kołobrzeg			
	Zdarzenia ekstremalne		Zdarzenia wyjątkowo ekstremalne		Zdarzenia ekstremalne		Zdarzenia wyjątkowo ekstremalne		Zdarzenia ekstremalne		Zdarzenia wyjątkowo ekstremalne	
	Kwantyl 0,10	Kwantyl 0,90	Kwantyl 0,01	Kwantyl 0,99	Kwantyl 0,10	Kwantyl 0,90	Kwantyl 0,01	Kwantyl 0,99	Kwantyl 0,10	Kwantyl 0,90	Kwantyl 0,01	Kwantyl 0,99
Temperatura średnia [°C]	-0,5	17,9	-7,7	22,2	-0,5	17,9	-7,4	22,0	-0,6	17,4	-8,2	21,7
Temperatura maksymalna [°C]	1,2	22,5	-4,6	29,0	1,4	22,3	-4,2	29,0	1,4	21,8	-4,6	28,8
Temperatura minimalna [°C]	-1,7	17,5	-10,5	22,0	-1,7	17,6	-11,0	21,8	-1,9	17,1	-11,6	21,4
Opad atmosferyczny [mm]		8,1		28,6			8,8	31,7			8,8	32,7


Temperatura średnia [°C]
25
20
15
10
5
0
1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013
Świnoujście (kwantyl 0,01)
Świnoujście (kwantyl 0,99)
Kołobrzeg (kwantyl 0,01)
Kołobrzeg (kwantyl 0,99)


Temperatura maksymalna [°C]
25
20
15
10
5
0
1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013
Świnoujście (kwantyl 0,01)
Świnoujście (kwantyl 0,99)
Kołobrzeg (kwantyl 0,01)
Kołobrzeg (kwantyl 0,99)


Temperatura minimalna [°C]
25
20
15
10
5
0
1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013
Świnoujście (kwantyl 0,01)
Świnoujście (kwantyl 0,99)
Kołobrzeg (kwantyl 0,01)
Kołobrzeg (kwantyl 0,99)



Ryc. 3. Występowanie (ilość przypadków) wyjątkowo ekstremalnych termiczno-opadowych zdarzeń pogodowych (percentyl 1/100 i 99/100) w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej (1966-2013)

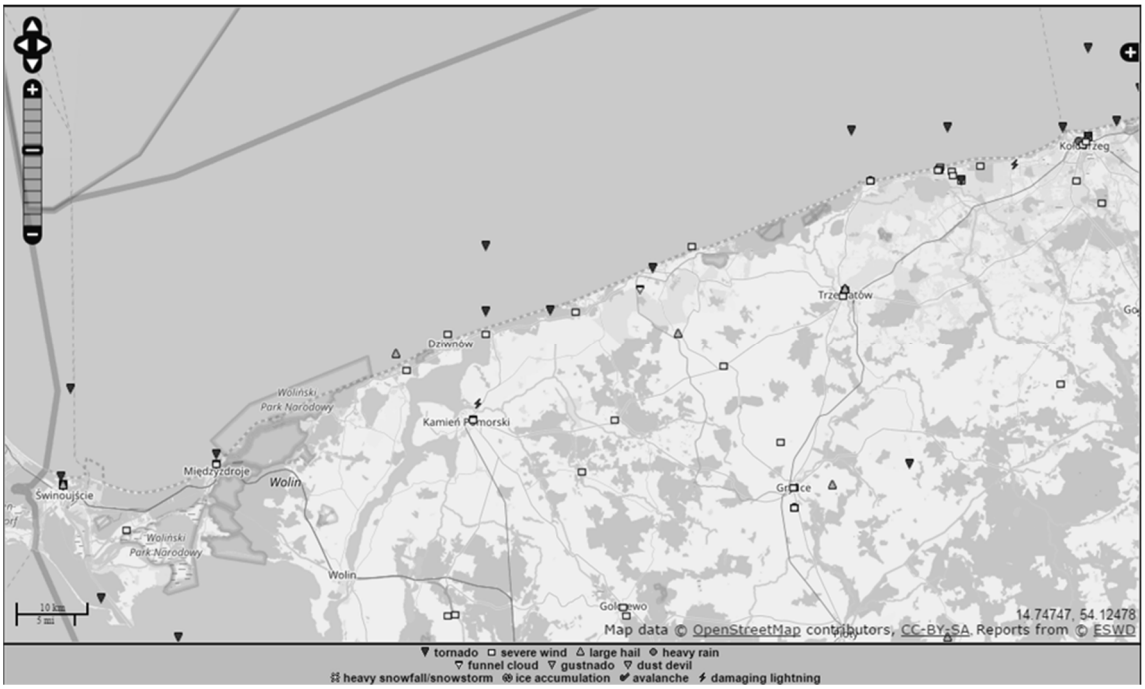
Zestawienie występowania wartości progowych dla wydawanych ostrzeżeń meteorologicznych (IMGW 2013; Kostrzewski i in. 2015) przedstawia brak występowania najbardziej niebezpiecznych zdarzeń termicznych i opadowych 3 stopnia (tab. 2). W strefie wybrzeża morskiego nie występowały ekstremalnie silne mrozy (brak zdarzeń 2 i 3 stopnia) czy upały (brak zdarzeń 3 stopnia, tylko 1 zdarzenie 2 stopnia) oraz intensywne opady atmosferyczne (brak zdarzeń 3 stopnia). Morska strefa brzegowa wyróżnia się zatem względnie niską amplitudą absolutną temperatury powietrza oraz niezbyt wydajnymi opadami atmosferycznymi.

Tab. 2. Występowanie (ilość i rok) ekstremalnych zdarzeń pogodowych (ostrzeżeń meteorologicznych) w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej (1966-2013)

Miejscowość	Upał			Silny mróz			Intensywne opady deszczu		
	1 Tmax ≥30°C przez 2 lub 3 dni	2 Tmax ≥30°C przez 4 lub 5 dni	3 Tmax ≥30°C przez ponad 5 dni	1 -25° <Tmin≤ -15°C	2 -30° <Tmin≤ -15°C	3 Tmin≤ -30°C	1 30 mm ≤R< 50 mm	2 50 mm ≤R< 90 mm	3 R≥ 90 mm
Świnoujście	16 (1971, 1973, 1974, 1984, 1989, 1991, 1992, 1994, 1997. 2000, 2001, 2002, 2006)	1 (2010)	0	53 1967, 1968, 1972, 1973, 1974, 1975, 1977, 1978, 1980, 1985, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012, 2013	0	0	27 (1966, 1968, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983, 1984, 1985, 1987, 1990, 1992, 1995, 1998, 2004, 2005, 2006, 2008, 2013)	6 (1969, 1974, 1986, 2000, 2004, 2012)	0

Kołobrzeg	11 (1971, 1973, 1979, 1982, 1984, 1986, 1992, 1997, 2000, 2010)	1 (2010)	0	54 (1966, 1967, 1968, 1969, 1974, 1977, 1980, 1981, 1982, 1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2002, 2007, 2008, 2013)	0	0	46 (1968, 1974, 1975, 1978, 1979, 1984, 1985, 1986, 1987, 1989, 1991, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 1998, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2007, 2013)	7 (1966, 1968, 1969, 1982, 1993, 2002)	0

Dla określenia występowania ekstremalnych zdarzeń pogodowych przydatna jest baza danych zgromadzona przez European Severe Weather Database (http://www.eswd.eu). Umieszczono w niej zdarzenia pogodowe zgłaszane przez świadków, zarówno w strefie lądowej jak i morskiej wybrzeża Bałtyku. Zdarzenia obejmują zjawiska nie rejestrowane standardowo na stacjach meteorologicznych, np. tornado, niszczące burze, akumulacja lodu. W strefie wybrzeża Zatoki Pomorskiej w ostatnich 20 latach zgłoszono najwięcej zdarzeń silnego wiatru. W części morskiej zgłoszono kilkanaście przypadków trąb wodnych (ryc. 4).



Ryc. 4. Występowanie ekstremalnych zjawisk pogodowych w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej (http://www.eswd.eu)

Analiza zmienności czasowej i przestrzennej występowania ekstremalnych zdarzeń pogodowych w strefie wybrzeża Zatoki Pomorskiej jest ważna dla określenie funkcjonowania zarówno sfery abiotycznej (przemiany geomorfologiczne) jak i biotycznej (okres wegetacyjny) oraz antropogenicznej (bodźcowość pogody).

Bibliografia

Araźny A., Przybylak R., Vízi Z., Kejna M., Maszewski R., Uscka-Kowalkowska J., 2007: Mean and extreme wind velocities in Central Europe 1951–2005 (on the basis of data from NCEP/NCAR Reanalysis Project). *Geographia Polonica* 80 (2): 69–78.

Czernecki B., Miętus M., 2011, Porównanie stosowanych klasyfikacji termicznych na przykładzie wybranych regionów Polski. *Przegląd Geofizyczny* LVI 3–4: 201-233.

IMGW, 2013: *Vademecum Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB, Warszawa.

IPCC, 2007: *Zmiana klimatu 2007: Raport Syntetyczny, 2009*, Wkład Grup roboczych I, II, III do czwartego raportu oceniającego Międzyrządowego zespołu ds. zmian Klimatu (red.). Główny zespół Autorski, R.K Pachuari i A. Reisinger, Wyd. IOŚ, Warszawa.

Jania J., Zwoliński Z., 2011: Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce. *Landform Analysis* 15: 51–64.

Kaszewski B., Flis E., 2014: Meteorologiczne i klimatologiczne zdarzenia ekstremalne w polskiej literaturze. *Prace Geograficzne* 139: 7-20.

Kostrzewski A., Zwolinski, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samolyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica Volume: 28 (2), 109-120.

Kondracki J., 2000: *Geografia fizyczna Polski*. PWN Warszawa.

Lorenc H., Cebulak E., Głowicki B., Kowalewski M., 2012: *Struktura występowania intensywnych opadów deszczu powodujących zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki Polski*. [w:] H. Lorenc (red.), Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju, IMGW PIB, Warszawa: 7–32.

Łabuz T.A., 2005: Present-day dune environment dynamics on coast of the Swina Gate Barrier (West Polish Coast). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 62 (3): 507-520.

Słownik meteorologiczny, 2003: T. Niedźwiedź (red.). PTGeof./IMGW, Warszawa.

Subotowicz W., 1982: *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum, Wrocław.

Trepińska J.B., 2007: *Katastrofalne zdarzenia pogodowe jako zagrożenia cywilizacyjne*. [w:] J. Szkutnicki, U. Kossowska-Cezak, E. Bogdanowicz, M. Ceran (red.), Cywilizacja i żywioły. PTGeof., IMGW, Warszawa: 29–39.

Tylkowski J., 2017: Hydrometeorologiczne uwarunkowanie erozji wybrzeża klifowego wyspy Wolin. *Przegląd Geograficzny* (w druku)

Zwoliński Z. 2008: Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich. *Landform Analysis* 8: 98–106.

Jacek Tylkowski
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Uwarunkowania morskie i pogodowe erozji wybrzeża Bałtyku na wyspie Wolin

Funkcjonowanie współczesnych geoekosystemów (Kostrzewski 1993) morskiej strefy brzegowej warunkowane jest zarówno autochtonicznymi jak i allochtonicznymi czynnikami morfogenetycznymi. Czynniki autochtoniczne utożsamiane m. in. z morfolitologią, użytkowaniem i pokryciem terenu, właściwościami strefy podbrzeża podlegają relatywnie małej zmienności czasowej. Mają one jednak bardzo istotny wpływ na dynamikę przemian geomorfologicznych, zarówno w strefie brzegu wydmowego jak i klifowego. Bardziej podatne na erozję są chociażby odcinki wybrzeża zbudowane z luźnych osadów piaszczystych niż ze spoistych utworów gliniastych. Ponadto ekspozycja brzegu do dominującego kierunku nabiegu fali sztormowej sprzyja intensyfikacji procesów erozyjnych. Natomiast uwarunkowania allochtoniczne, związane z krótkookresowymi zmianami warunków pogodowych i morskich, cechują się dużą zmiennością czasoprzestrzenną i są głównym czynnikiem zmieniającym stan morskiej strefy brzegowej. Wpływają one na tendencje, cykliczność, sezonowość czy epizodyczność procesów geomorfologicznych. Zwłaszcza ekstremalne zdarzenia hydrometeorologiczne (np. silne sztormy, intensywne opady atmosferyczne) są głównym czynnikiem przekształcającym wybrzeże morskie. Geomorfologiczne przemiany w strefie wybrzeża uzależnione są głównie od dynamiki abrazji morskiej (efekt sztormów) oraz erozji stokowej (skutek m.in. opadów atmosferycznych i silnych wiatrów). Erozja stokowa w postaci spłukiwania oraz ruchów masowych (obrywy, osuwiska) występuje głównie na wybrzeżu klifowym. Na wybrzeżu wydmowym erozja stokowa związana jest przede wszystkim z działalnością wiatru.

Celem niniejszej pracy było określenie czasowej zmienności warunków hydrometeorologicznych, które potencjalnie decydowały o inicjacji i dynamice erozji wybrzeża morskiego wyspy Wolin, w okresie od listopada 2009 roku do października 2014 roku. Dla tego okresu przedstawiono zróżnicowanie przebiegu głównych uwarunkowań pogodowych i morskich, które potencjalnie decydowały o intensywności erozji nadmorskich klifów i wydm. Wskazano zdarzenia (przypadki) szczególnie sprzyjające wystąpieniu

procesów abrazji oraz ruchów masowych i erozji wietrznej. Dokonano analizy zmienności czasowej maksymalnego poziomu morza, w oparciu o dobowe dane ze stacji mareograficznej w Świnoujściu. Dane poziomu morza otrzymano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. W opracowaniu przedstawiono także charakterystykę wybranych elementów pogody, które miały potencjalnie największy wpływ na erozję brzegu klifowego, np. opadów atmosferycznych, warunków termiczno-wilgotnościowych i anemometrycznych. Dobowe dane meteorologiczne pochodziły z pomiarów ze stacji meteorologicznej w Białej Górze, należącej do Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Uzyskane prawidłowości można odnieść do strefy wybrzeża Bałtyku na wyspie Wolin, będącej środkowym odcinkiem Zatoki Pomorskiej. Wybrzeże morskie wyspy Wolin charakteryzuje się występowaniem w środkowym odcinku wysokiego (do 95 m), abrazyjnego brzegu klifowego o długości 15 km (ryc. 1). Na mierzejach, w części wschodniej i zachodniej na łącznej długości około 16 km występuje znacznie niższy (do 15 m) brzeg wydmowy, który epizodycznie także podlega procesom erozyjnym.



Ryc. 1. Obszar badań – wybrzeże klifowe i wydmowe na odcinku Biała Góra - Międzyzdroje

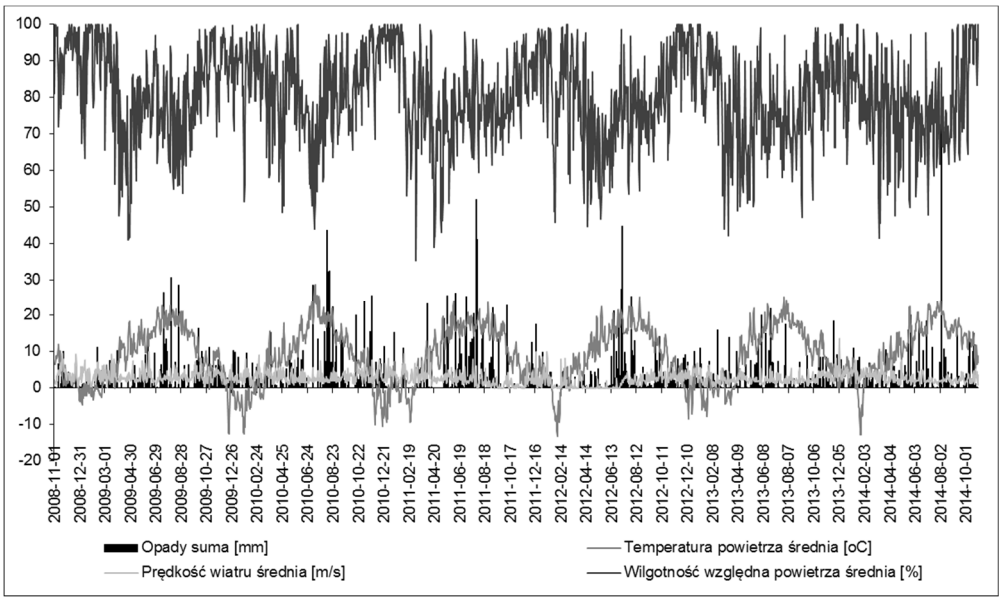
Zarówno dla brzegu klifowego jak i brzegu wydmowego istotne jest ukazanie rozkładu czasowego potencjalnie korzystnych warunków meteorologicznych dla występowania procesów eolicznych (ryc. 2). Bezpośrednie, terenowe badania procesów

eolicznych w strefie wybrzeża klifowego wyspy Wolin pozwoliły na określenie wartości progowych głównych elementów pogody, które inicjują procesy eoliczne (m.in. erozję na stoku klifu i akumulację na koronie klifu). W oparciu o badania empiryczne (Hojan 2009, Hojan i Więcław, 2013, 2014) przyjęto następujące kryteria meteorologiczne sprzyjające występowaniu procesów eolicznych:

- średnia dobowa prędkość wiatru >6 ms^{-1},
- średnia dobowa temperatura powietrza >0°C,
- suma opadów atmosferycznych z 5 dni <6 mm,

średnia dobowa wilgotność powietrza <95%.

W ciągu 6 lat stwierdzono występowanie zaledwie 28 dni spełniających wszystkie pogodowe kryteria potencjalnego występowania procesów eolicznych (tab. 1). Średnio w ciągu roku korzystne warunki pogodowe dla erozji wietrznej występowały tylko przez 4 dni, co stanowiło zaledwie 1,1% roku. Najwięcej dni sprzyjających występowaniu erozji eolicznej odnotowano w 2009 i 2011 roku hydrologicznym, kiedy takich przypadków było po 6. W pozostałych latach takich dni było od 3 do 5. Szczególnie niekorzystny dla procesów erozji eolicznej był 2012 rok, kiedy tylko 1 dzień sprzyjał występowaniu procesów eolicznych. Najbardziej korzystne warunki pogodowe dla inicjacji procesów eolicznych występowały w okresie zimowo-wiosennym, kiedy relatywnie występowały wyższe prędkości wiatru i niskie opady. Z kolei mała możliwość uruchomienia procesów erozji eolicznej występowała zwłaszcza w okresie letnim, kiedy prędkość wiatru była niższa a opady atmosferyczne bardziej wydajne (ryc. 2).



Ryc. 2. Przebieg elementów pogody decydujących o procesach eolicznych w strefie wybrzeża wyspy Wolin – Biała Góra XI 2008 – X 2014

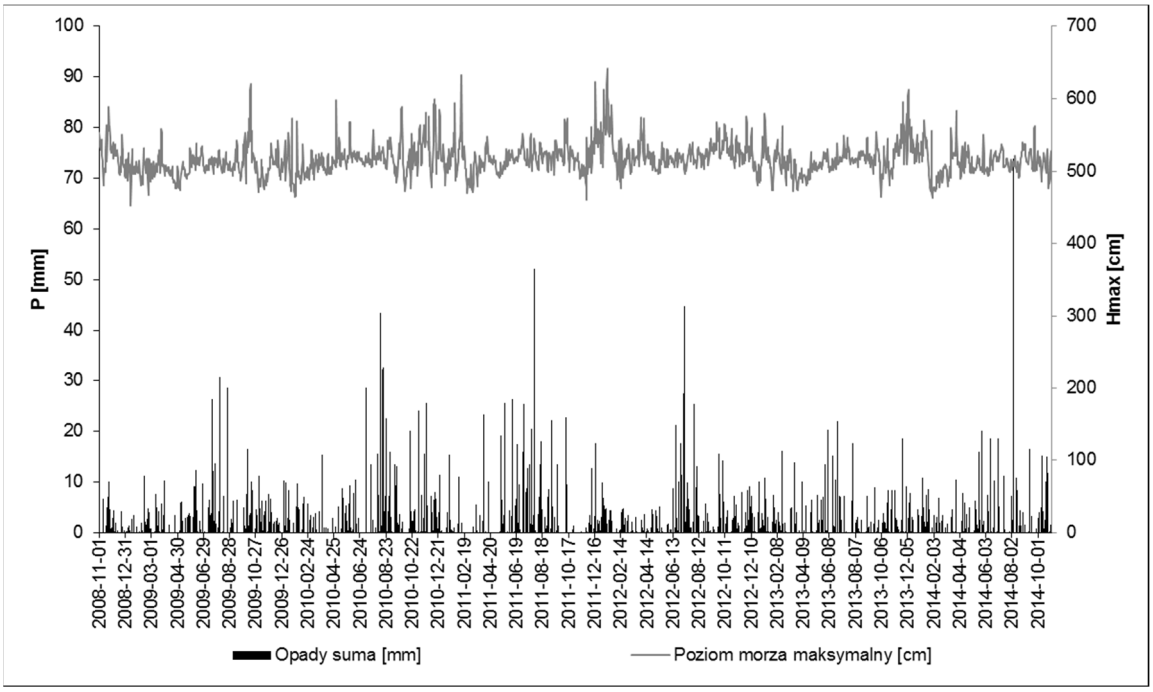
Tab. 1. Występowanie szczególnie sprzyjających warunków pogodowych dla inicjacji procesów eolicznych w morskiej strefie brzegowej wyspy Wolin (Biała Góra XI 2008 – X 2014)

Data	Temperatura powietrza - średnia [°C]	Opady sprzed 5 dni [mm]	Prędkość wiatru - średnia [m s^{-1}]	Wilgotność względna powietrza [%]
2008-11-16	7,4	1,5	6,9	92
2008-12-20	4,1	4,3	6,5	94
2008-12-21	4,7	5,1	7,4	93
2008-12-22	5,9	5,7	9,3	93
2008-12-23	2,6	5,7	6,2	92
2009-03-22	4,3	0,2	7,1	94
2009-03-23	3,9	0,0	7,9	92
2009-03-24	0,7	5,7	6,9	88
2009-06-03	13,2	0,0	6,9	74
2009-09-29	12,1	5,0	6,3	81
2009-12-26	3,2		6,5	89
2010-03-14	1,0	0,6	7,0	93
2010-07-24	17,8	2,5	6,8	89
2010-07-25	19,4	2,5	7,5	67
2011-02-11	2,6	2,0	6,6	91
2011-03-05	0,9		6,9	90
2011-03-24	6,7		7,4	82
2011-04-09	7,0	0,1	6,9	77
2011-04-12	7,7	0,1	7,0	84
2011-11-27	8,9	1,1	7,2	80
2012-02-25	3,6	5,0	8,1	86
2013-11-28	6,1	0,4	8,1	85
2013-12-05	2,7	1,4	6,5	86
2013-12-06	1,6	3,9	13,6	83
2014-03-15	6,4	3,0	9,9	75
2014-04-09	7,2	5,3	7,7	85
2014-05-01	9,7	0,0	7,1	83
2014-05-02	7,1	0,0	7,6	78

Na relatywnie małą frekwencję (zaledwie 1%) występowania korzystnych warunków pogodowych dla erozji eolicznej wpływa konieczność współwystępowania odpowiednich warunków termiczno-wilgotnościowych, opadowych i wietrznych. O ile średnio w roku stwierdzono 86% dni korzystnych pod względem termicznym (średnia dobowa temperatura powietrza >0°C) i 84% dni korzystnych pod względem wilgotnościowym (średnia dobowa

wilgotność powietrza <95%), to dni korzystnych pod względem opadowym (suma opadów atmosferycznych z 5 dni <6 mm) było dwukrotnie mniej (44%). Wyjątkowe niewiele w ciągu roku było dni korzystnych pod względem prędkości wiatru - tylko 4%. Na niską frekwencję dni korzystnych dla procesów eolicznych wpływa częste i jednoczesne występowanie wysokiej prędkości wiatru oraz ograniczających erozję wietrzną opadów atmosferycznych i wysokiej wilgotności powietrza (podczas przemieszczania w strefie nadmorskiej niżowych układów barycznych).

O geomorfologicznych przekształceniach wybrzeża morskiego decydują przede wszystkim procesy erozyjne związane z występowaniem ruchów masowych, które generowane są głównie przez wysoki, abrazyjny poziom morza oraz w mniejszym stopniu przez wydajne opady atmosferyczne (ryc. 3). Badania ruchów masowych (zwłaszcza osuwisk) na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin pozwoliły na określenie wartości progowych inicjacji tych procesów geomorfologicznych w odniesieniu do opadów atmosferycznych (opad w ciągu 2 dni >40 mm) i poziomu morza (>594 cm), (Winowski, 2015; Kostrzewski i inni, 2015). W badanym okresie 6 lat występowało zaledwie 20 dni, kiedy występowały korzystne warunki hydrometeorologiczne dla uruchomienia ruchów masowych, co stanowiło zaledwie 0,9% okresu badawczego (tab. 2). Taka niska frekwencja świadczyć może, że ruchy masowe w strefie wybrzeża klifowego są procesami bardzo rzadkimi i cechują się wybitną epizodycznością i losowością występowania. Stwierdzono występowanie 15 dni (0,7% okresu badawczego), kiedy były szczególnie sprzyjające warunki dla abrazji wybrzeża i uruchomienia ruchów masowych. Wysoki, abrazyjny poziom morza (>594 cm) występował głównie w latach 2012 (5 dni) i 2011 (4 dni). Z kolei w 2013 roku hydrologicznym nie stwierdzono ani jednego dnia, kiedy istniały szczególnie korzystne warunki abrazji klifów. Procesy abrazji cechują się znaczną sezonowością. Ich występowanie stwierdzono głównie w okresie sztormowym, w półroczu chłodnym. Natomiast procesy erozji stokowej związane z uruchomieniem ruchów masowych w wyniku intensywnych opadów atmosferycznych charakteryzują się jeszcze większą epizodycznością. W badanym okresie zanotowano jedynie 5 dni (0,2% okresu badawczego)o potencjalnie korzystnych warunkach erozji stokowej - najwięcej w 2011 roku hydrologicznym (2 dni). W latach 2009 i 2013 takich sprzyjających warunków opadowych nie stwierdzono. Procesy erozji stokowej (ruchy masowe i spłukiwanie) w wyniku intensywnych opadów atmosferycznych występowały wyłącznie w okresie letnim. Analiza rozkładu czasowego czasowej potencjalnie korzystnych warunków dla procesów abrazji morskiej i erozji stokowej wykazała ich wyraźną rozłączność sezonową.



Ryc. 3. Przebieg elementów hydrometeorologicznych decydujących o ruchach masowych i spłukiwaniu w strefie wybrzeża wyspy Wolin – Biała Góra (opad), Świnoujście (poziom morza) XI 2008 – X 2014

Tab. 2. Występowanie szczególnie sprzyjających warunków pogodowych dla inicjacji ruchów masowych w morskiej strefie brzegowej wyspy Wolin (Biała Góra XI 2008 – X 2014)

Data	Ruchy masowe Abrazja – poziom morza > 594 cm
2009-10-14	613
2009-10-15	621
2010-04-30	598
2010-12-12	600
2011-01-28	595
2011-02-11	632
2011-02-12	632
2011-12-17	623
2012-01-06	612
2012-01-13	620
2012-01-14	642
2012-01-15	602
2013-11-24	595
2013-12-06	605
2013-12-07	612
Data	Ruchy masowe i spłukiwanie Erozja stokowa - opad 2 dniowy > 40 mm
2010-08-08	43,6
2011-07-29	55,5
2011-07-30	93,1
2012-07-08	44,9
2014-08-03	74,0

O geomorfologicznych przemianach wybrzeża klifowego w półroczu chłodnym decydują przede wszystkim procesy abrazji związane z podcinaniem klifów podczas wezbrań sztormowych. Natomiast w półroczu ciepłym wzrasta znaczenie procesów erozji stokowej, generowanych przez wydajne opady atmosferyczne (ryc. 3).

Występowanie potencjalnie korzystnych uwarunkowań hydrometeorologicznych generuje erozję wybrzeża morskiego wyspy Wolin. Przykładem jest stwierdzona intensywna erozja brzegu w wyniku występowania ekstremalnego wezbrania sztormowego w dniu 4 stycznia 2017 roku, czemu towarzyszyły silne porywy wiatru. Doszło wtedy do intensywnej erozji zarówno w strefie plaży, brzegu klifowego jak i wydmowego (ryc. 4, 5 i 6).



Ryc. 4. Przykład abrazji w strefie wybrzeża wyspy Wolin – Grodno (klif) – efekt sztormu z dnia 4 stycznia 2017 roku, niż Alex, maksymalny poziom morza 628 cm (Świnoujście)



Ryc. 5. Przykład abrazji w strefie wybrzeża wyspy Wolin Międzyzdroje (wydmy) – efekt sztormu z dnia 4 stycznia 2017 roku, niż Alex, maksymalny poziom morza 628 cm (Świnoujście)



Ryc. 6. Przykład erozyjnej działalności wiatru (erozja wykrotowa) w strefie wybrzeża wyspy Wolin – Wisełka - efekt niżu Alex z dnia 4 stycznia 2017 roku, maksymalna prędkość wiatru 17,2 ms^{-1}, średnia prędkość wiatru 8,9 ms^{-1}, suma opadów atmosferycznych z 5 dni 6,0 mm, wilgotność powietrza 82%, średnia temperatura powietrza 2,0ºC (Biała Góra)

Warto podkreślić, że związki przyczynowo - skutkowe między warunkami pogodowymi, morskimi a erozją wybrzeża nie wykazują zależności liniowej, gdyż geomorfologiczne przemiany strefy brzegowej nie zależą wyłącznie od wysokiego poziomu morza, czy wydajnych opadów atmosferycznych. Relacje te zaburza wiele innych uwarunkowań, do których można zaliczyć m.in: fazę aktywności morfogenetycznej brzegu, kierunek nabiegu fali do klifu czy wydmy, charakterystykę hydrometeorologiczną okresu poprzedzającego wystąpienie danego zdarzenia, właściwości batymetryczne oraz bilans osadów w strefie podbrzeża.

Bibliografia

Hojan M., 2009: Aeolian processes on the cliffs of Wolin Island. *Quaestiones Geographicae* 28a/2: 41–46.

Hojan M., Więcław M., 2013: Porównanie warunków meteorologicznych na stacji Świnoujście i Ustka oraz próba określenia ich wpływu na procesy eoliczne na wybrzeżach klifowych południowego Bałtyku. [w:] *Geoekosystem wybrzeży morskich 2,* A. Kostrzewski, Z. Zwoliński, M. Winowski (red.), UAM Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze, Poznań-Biała Góra: 40-43.

Hojan M., Więcław M., 2014: Influence of meteorological conditions on aeolian processes along the Polish cliff coast. *Baltica* 27:63–74.

Kostrzewski A., 1993: Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: A. Kostrzewski (red.). Geoekosystem obszarów nizinnych. Polska Akademia Nauk, Kom.

Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław: 11–17.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., Winowski M., Tylkowski J., Samołyk M., 2015: Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic). *Baltica* 28 (2): 109–120.

Winowski M., 2015: Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy). *Landform Analysis* 28: 87–102.

UWARUNKOWANIA BIOTYCZNE FUNKCJONOWANIA I MORFODYNAMIKI WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO



Janina Borysiak[1], Paweł Czyryca[2]
[1] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego
[2] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze

Bioróżnorodność roślinna zanikającego ramienicowego jeziora Gardno na Wolinie (Pomorze Zachodnie)

Jednym z akwenów, objętych programem Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego jest ramienicowe jezioro Gardno, położone na Wolinie (w Zachodniopomorskiem), w odległości około 250 m od klifowego brzegu Bałtyku. Zlewnia jeziora jest obszarem bezodpływowym powierzchniowo, a drenaż wód podziemnych występuje w kierunku systemu rzeczno–jeziornego Lewińskiej Strugi, monitorowanego przez Stację Bazową Wolin. Jezioro jest usytuowane w obszarze Natura 2000 – PLH320019 Wolin i Uznam (geoserwis.gdos.gov.pl/mapy). W fizycznogeograficznym podziale Kondrackiego (2000) znajduje się w: mezoregionie Wolin i Uznam (313.21), makroregionie Pobrzeże Szczecińskie (313.2–3), podprowincji Pobrzeże Południowobałtyckie (313), prowincji Niż Środkowoeuropejski (31) i megaregionie Pozaalpejska Europa Środkowa (3). Niniejsze doniesienie dotyczy bioróżnorodności roślinnej ramienicowego jeziora Gardno.

Dzięki stałemu monitoringowi, od 2009 roku prowadzonemu przez Stację Bazową Wolin, a także kompleksowym badaniom Tylkowskiego i Samołyka (2015) w okresie 2012–2014, jezioro Gardno należy do grupy krajowych akwenów najlepiej poznanych pod względem funkcjonowania. Nieliczne dane dotyczące roślinności wodnej można znaleźć u Poleszczuka (1994). Burchardt i in. (2012) zbadali fitoplankton jeziora i makrofity, na tle chemizmu wód. Pod kierunkiem p. Profesora Macieja Gąbki z Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu były prowadzone mikrosiedliskowe badania fitoplanktonu w łąkach ramienicowych (informacja ustna), podczas których stwierdzono obecność siedliska przyrodniczego Natura 2000–3140 o nazwie twardowodne oligo– i mezotroficzne zbiorniki z podwodnymi łąkami ramienic *Charetea*, a także makrofitów wodnych, jak m. in.: *Nymphaea* x*borealis* (występowanie prawdopodobne), *Sparganium angustifolium*, *Utricularia australis* i mchu *Fontinalis dalecarlica*. Identyfikację tego siedliska oparli między innymi na podstawie

masowo występującej ramienicy *Chara intermedia*, charakterystycznej dla płytkich, humusowych zbiorników wodnych, rzadkiej na terenie kraju. Wymienione tutaj gatunki naczyniowe uwzględniono w niniejszej analizie bioróżnorodności. Tylkowski i Samołyk (2015) zdiagnozowali między innymi morfometrię zbiornika, a także fizykochemiczne właściwości wód, bilans wodny i reżim termiczny. Samołyk (2013) doniósł, że płytsza część jeziora, intensywnie zarastająca, straci lustro wody w ciągu 40 lat. Według abiotycznej klasyfikacji jezior dla Niżu Środkowopolskiego jezioro Gardno należy do typu 3, ze współczynnikiem Schindlera = 40, podanym przez Tylkowskiego i Samołyka (2015). Wśród publikacji naukowych dotyczących jeziora Gardno, z ostatniego 10-lecia (odzwierciedlających dzisiejszy stan akwenu o zanikającym lustrze wody), nie znaleziono prac na temat ziemnowodnej i lądowej roślinności jeziora, wykształconej w strefie hydrogenicznych gleb bezpośrednio otaczających akwen.

Metodyka

W związku z brakiem wspomnianych, aktualnych, publikowanych danych geobotanicznych, autorzy niniejszego doniesienia przeprowadzili diagnozę szaty roślinnej ziemnowodnych siedlisk strefy litoralu jeziora, jak również pasma lądu położonego nad litoralem, w granicach gleb hydrogenicznych. Za główny cel pracy przyjęli analizę zinwentaryzowanej szaty roślinnej pod kątem bioróżnorodności. W sezonie wegetacyjnym 2016 roku skartowano florę i zbiorowiska roślinne. Kartowanie flory polegało na spisie wszystkich gatunków roślin naczyniowych. Na podstawie spisów sporządzono listę zanotowanych gatunków. Dodano do niej 3 taksony, w ostatnim czasie zanotowane przez. M. Gąbkę. Flora została wieloaspektowo przeanalizowana pod kątem bioróżnorodności – bogactwa gatunkowego i różnorodności roślinnej. W analizie zostały wzięte pod uwagę takie cechy gatunków roślin, jak: przynależność taksonomiczna (wg Mirka i in. 2002), forma życiowa Raunkiaer'a (określona przez Zarzyckiego i in. 2002), ogólny zasięg geograficzny (wg danych Zająca, Zając 2009), kontynentalizm (z pracy Vent, Schubert 1976), status geograficzno–historyczny (z monografii Tokarskiej–Guzik i in. 2012), ranga syntaksonomiczna (za Brzegiem, Wojterską 2001), a także ranga w klasyfikacji siedlisk przyrodniczych europejskiej sieci ekologicznej obszarów Natura 2000, podana w podręcznikach przygotowanych pod redakcją Herbicha (2004). Zbadano również obecność wskaźnikowych gatunków starych lasów, wymienionych na liście Dzwonko i Loster (2001) oraz roślin zagrożonych wyginięciem w krajach Unii Europejskiej, według wykazu Bilz i in. (2011). Przytoczone dane dotyczące rozmieszczenia gatunków roślin na obszarze Polski

pochodzą z atlasu wydanego pod redakcją Zająca i Zając (2001). Za pomocą bioindykatorów trofizmu i zawartości materii organicznej (Zarzycki i in. 2002) określono zasobność gleb i wód w obszarze inwentaryzowanej flory i roślinności. Oceniono stopień synantropizacji flory, obliczając wskaźnik antropofityzacji, który był procentowym udziałem antropofitów (gatunków obcego pochodzenia) w stwierdzonej florze. Równocześnie z kartowaniem flory była kartowana roślinność, na poziomie fitocenotycznym. Zastosowano fitosocjologiczną metodę Braun–Blanqueta (Matuszkiewicz 2011), a zbiorowiska roślinne zidentyfikowano w oparciu o Brzega i Wojterską (2001), biorąc z tej pracy także dane dotyczące syngenezy zespołów roślinnych.

Wyniki badań

Florę zbadanego obszaru tworzyło 50 gatunków roślin naczyniowych. Pochodziły z dwóch gromad – *Pteridophyta* i *Spermatophyta*. Pierwsza składała się z: 5 gatunków (*Dryopteris carthusiana*, *D. dilatata*, *D. filix–mas*, *Equisetum arvense*, *Pteridium aquilinum*), 3 rodzajów, 3 rodzin i 3 klas. *Spermathophyta* reprezentowały 3 klasy: *Pinopsida* (*Pinus sylvestris*), *Magnoliopsida* (24 gat.) i *Liliopsida* (20). Gatunki tej gromady, w ilości 45, pochodziły z 38 rodzajów, 29 rodzin i 22 rzędów. Najliczniejszy w gatunki był rodzaj *Carex* (5). Wystąpiły: *Carex acutiformis*, *C. cespitosa*, *C. paniculata*, *C. pseudocyperus* i *C. remota*. Rodzaj *Dryopteris* liczył 3 gatunki. Po dwa gatunki miały rodzaje: *Calamagrostis* (*C. arundinacea*, *C. canescens*), *Potamogeton* (*P. lucens*, *P. natans*), *Sparganium* (*S. angustifolium*, *S. emersum*) i *Typha* (*T. angustifolia*, *T. latifolia*). Pozostałe rodzaje miały po jednym gatunku. Rodzinami najbogatszymi w gatunki były *Cyperaceae* (5) i *Poaceae* (5). W spektrum form życiowych Raunkiaer'a największy udział miały hemikryptofity (24 gat.). Po nich kolejno plasowały się: hydrofity (14), fanerofity (6 megafanerofitów i 5 nanofanerofitów, razem 11), geofity (6 – *Carex acutiformis*, *Equisetum arvense*, *Maianthemum bifolium*, *Oxalis acetosella*, *Phragmites australis*, *Pteridium aquilinum*), terofity (2 – *Geranium robertianum*, *Impatiens parviflora*), chamefity zielne (*Orthilia secunda*), chamefity drzewiaste (*Vaccinium myrtillus*) i liany (*Solanum dulcamara*). Gdy roślina posiadała dwie formy życiowe (10 gatunków), w obliczeniach uwzględniono każdą z form. Florę cechował wybitnie naturalny charakter, bowiem wskaźnik antropofityzacji wyniósł zaledwie 4%. Zanotowano tylko dwa antropofity (gatunki obcego pochodzenia), którymi były inwazyjne kenofity – *Impatiens parviflora* i *Padus serotina*. Obydwa wystąpiły sporadycznie, w nielicznych osobnikach. Pozostałe 48 gatunków należało do rodzimych, inaczej spontaneofitów. Wśród nich zanotowano 12 wskaźnikowych gatunków starych lasów

(*Carex remota*, *Dryopteris carthusiana*, *D. dilatata*, *D. filix–mas*, *Festuca gigantea*, *Maianthemum bifolium*, *Mycelis muralis*, *Orthilia secunda*, *Oxalis acetosella*, *Pteridium aquilinum*, *Scrophularia nodosa*, *Vaccinium myrtillus*. Zgodnie z definicją są one bioindykatorami ciągłości siedlisk leśnych przez co najmniej 200 lat. Wśród nich były 4 gatunki z *Querco–Fagetea* (*Carex remota*, *Dryopteris filix–mas*, *Festuca gigantea*, *Scrophularia nodosa*) i 3 z *Vaccinio–Piceetea* (*Dryopteris dilatata*, *Orthilia secunda*, *Vaccinium myrtillus*). Spontaneofity należały do trzech elementów geograficznych: łącznikowego (17 gat.), holarktycznego (25) i kosmopolitycznego (6). Wśród holarktycznego wystąpił podelement eurosyberyjski (10 gatunków), cyrkumborealny (11) i europejsko–umiarkowany (4). Zasięg jednego taksonu (mieszańca *Nymphaea* x*borealis*) był nieznany. Flora była zróżnicowana pod względem wskaźnika kontynentalizmu, na gatunki oceaniczne (26) i suboceaniczne (10), zdecydowanie przeważające nad kontynentalnymi (3) i subkontynentalnymi (2), a także neutralnymi (8) w stosunku do kontynentalizmu. Florę cechowało szerokie spektrum fitosocjologiczne. Rangi syntaksonomicznej nie posiadało 7 gatunków, natomiast pozostałe 42 były charakterystycznymi z 11 klas. Najliczniejsze pochodziły z: *Phragmitetea* (8), *Artemisietea* (7), *Molinio–Arrhenatheretea* (5), *Querco–Fagetea* (5) i *Alnetea glutinosae* (4). Wystąpiło 20 spontaneofitów zagrożonych wymarciem na terytorium Unii Europejskiej. Florę tworzyło 15 gatunków diagnostycznych dla 9 typów siedlisk przyrodniczych europejskiej sieci ekologicznej obszarów Natura 2000. Według listy zamieszczonej w Załączniku 1 do Rozporządzenia Ministra Środowiska (Rozporządzenie … 2012) były to taksony z następujących siedlisk przyrodniczych, o kodach Natura 2000: 3140, 3150, 6430, 7140, *91E0, 91F0, 9110, 9130 oraz 9160. Gleby i wody obszaru, na którym została zinwentaryzowana flora należały do umiarkowanie ubogich (mezotroficznych) bądź zasobnych (eutroficznych), a zarazem mineralno–próchniczych bądź bogatych w materię organiczną (organogenicznych). Wskazywały na to wartości wskaźnika trofizmu i wskaźnika zawartości materii organicznej, przypisane gatunkom z listy florystycznej.

Roślinność litoralu jeziora Gardno, zbadana tylko z brzegu, była mało zróżnicowana. Zidentyfikowano 8 zespołów roślinnych. Wszystkie były fragmentarycznie wykształcone, w postaci niewielkich płatów. Były to z; *Lemnetea minoris – Lemnetum trisulcae*, *Lemno–Spirodeletum polyrhizae* i *Utricularietum neglectae*; *Potametea – Nymphaeetum albo–candidae*, *Potametum lucentis* i *P. natantis*; *Phragmitetea australis – Caricetum acutiformis* i *Phragmitetum communis*. Wymienione zespoły z wyjątkiem *Nymphaeetum albo–candida* i *Utricularietum neglectae* należą do szeroko rozpowszechnionych w kraju zbiorowisk naturalnych auksochorycznych, czyli autogenicznych, mogących rozwijać się na siedliskach

stworzonych przez człowieka. Takiej zdolności nie mają zespoły *Nymphaeetum albo–candidae* i *Utricularietum neglectae*, obydwa zagrożone wymarciem na terenie Wielkopolski, pierwszy w stopniu VN, drugi z kategorią zagrożenia E – regionalnie bardzo rzadki. W strefie ziemnowodnej wystąpiły między innymi następujące gatunki bagienne: *Calamagrostis canescens*, *Carex acutiformis*, *C. paniculata*, *C. pseudocyperus*, *Phragmites australis*, *Scutellaria galericulata*, *Sparganium angustifoliuum* (stwierdzony przez M. Gąbkę), *S. emersum*, *Typha angustifolia* i *T. latifolia*, natomiast w toni wodnej: *Lemna trisulca*, *Potamogeton lucens*, *P. natans* i *Spirodela polyrhiza*, a także dwa obserwowane przez M. Gąbkę – *Nymphaea* x*borealis* (prawdopodobnie mieszaniec, a nie *N. candida*) i *Utricularia australis.* Poza tym toń wodną wypełniały, występując masowo, mech *Fontinalis dalecarlica* oraz ramienica *Chara intermedia*, obydwa taksony podane przez M. Gąbkę. W mocno wypłyconych zatokach jeziora obserwowano słabo wykształcony ols *Carici elongatae–Alnetum*, z takimi gatunkami z *Alnetea glutinosae*, jak: *Alnus glutinosa*, *Lycopus europaeus*, *Salix cinerea* i *Solanum dulcamara*.

Bogactwo i różnorodność flory naczyniowej jeziora Gardno, a także fitocenotyczne zróżnicowanie roślinności, korespondowało z morfometrycznymi cechami zbiornika wodnego i jego bezpośredniej zlewni. Strome stoki zlewni, bezpośrednio przylegające do brzegów zbiornika, całkowicie pokryte drzewostanami, mocno ocieniały bardzo wąską strefę ziemnowodnych siedlisk jeziora (lub często jej brak), mocno ograniczając rozwój roślinności bagiennej. Wyraźnie zauważalna była roślinność wodna budowana przez nimfeidy (*Nymphaea xborealis* (cfr.), *Potamogeton lucens*, *P. natans*), zwłaszcza płaty zespołu *Nymphaeetum albo–candidae*, obecne w kilku miejscach. O zaawansowanym procesie wypłycania zbiornika świadczyły rozległe płaty łąki ramieniowej z *Chara intermedia* i zbiorowiska z *Fontinalis dalecarlica*.

Konkluzja

W 2017 ukaże się synteza, której celem jest określenie stanu i zmian środowiska przyrodniczego reprezentatywnych geoekosystemów Polski, w oparciu o realizację programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w latach 1994–2014. Synteza obejmie między innymi wyniki monitoringu prowadzonego przez Stację Bazową Wolin, w eksperymentalnej, rzeczno–jeziornej zlewni Lewińskiej Strugi, w której leży jezioro Gardno, scharakteryzowane pod względem geobotanicznym w niniejszym doniesieniu. Zamieszczone tutaj dane, jak dotąd będą jedynymi aktualnymi materiałami opublikowanymi, które w wspomnianej syntezie posłużą do charakterystyki siedliska przyrodniczego Natura 2000–

3140, powiązanego z jeziorem Gardno, chronionego obszarem PLH320019 Wolin i Uznam. Dane te będą mogły też być wykorzystane do sporządzenia planu zadań ochronnych dla wymienionego obszaru Natura 2000, który jest dokumentem wykonywanym na podstawie artykułu 28 Ustawy z dnia 16 kwietnia o ochronie przyrody (Dz. U. 2004, Nr 92, poz. 880; z późniejszymi zmianami). Także mogą być przydatne do opracowania raportu lub notyfikacji dotyczących obszaru PLH320019, składanych do Komisji Europejskiej przez Generalnego Dyrektora Ochrony Środowiska, na podstawie artykułu 38 wspomnianej ustawy.

Bibliografia

Bilz M., Kell S.P., Maxted N., Lansdown R.V. 2011. European red list of vascular plants. Luxembourg: Publications Office of the Europaean Union. http://ec.europa.eu/environment/nature/conservation/species/redlist/downloads/European_vascular_plants.pdf. [dostęp 28.03.2017]

Brzeg A., Wojterska M. 2001. Zespoły roślinne Wielkopolski, ich stan poznania i zagrożenie. [w:] Wojterska M. (red.) Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 39–110.

Burchardt L., Messyasz B., Gąbka M., Kowalski W., Owsianny P.M., Rybak A., Wołowski K. 2012. The impact of the water ecosystem type on phytoplankton structure in lakes of the Wolin Island. 31st International Phycological Conference of the Polish Phycological Society. Taxonomy, ecology and role in ecological status assessment, Olsztyn, 17–20 May 2012, Abstract Book: 15–16.

Dzwonko Z., Loster S. 2001. Wskaźnikowe gatunki starych lasów i ich znaczenie dla ochrony przyrody i kartografii roślinności. Prace Geograficzne IGiPZ PAN 178, Warszawa.

Herbich J. (red.). 2004. Poradniki ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000 – podręcznik metodyczny, 1–5. Ministerstwo Środowiska RP, Warszawa. http://natura2000.gdos.gov.pl/strona/nowy–element–3 [dostęp 28.03.2017]

Kolander R., Tylkowski J. 2007. Sezonowa zmienność mineralizacji wód krążących w zlewni jeziora Gardno na wyspie Wolin jako podstawa wydzielenia sezonów hydrochemicznych [w:] Kostrzewski A., Andrzejewska A. (red.) Program Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego a zadania obszarów Natura 2000. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, s. 331–338.

Matuszkiewicz W. 2011. Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. Wyd. PWN, Warszawa.

Mirek Z., Piękoś–Mirkowa H., Zając A., Zając M. 2002. Flowering plants and pteridophytes of Poland. A checklist. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Poleszczuk G. 1994. Ekosystemy wodne Wolińskiego Parku Narodowego. Klify 1: 99–117.

Roo–Zielińska E. 2014. Wskaźniki ekologiczne zespołów roślinnych Polski. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 sierpnia 2012 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie siedlisk przyrodniczych oraz gatunków będących przedmiotem zainteresowania Wspólnoty, a także kryteriów wyboru obszarów kwalifikujących się do uznania lub wyznaczenia jako obszary Natura 2000. Dz. U. 2012, poz. 1041.

Samołyk M. 2013. Charakterystyka nadmorskiej zlewni rzeczno–jeziornej Lewińskiej Strugi (Wyspa Wolin) [w:] Florek W. (red.). Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku, Wyd. AP w Słupsku, 10: 167–178.

Tokarska–Guzik B., Dajdok Z., Zając M., Zając A., Urbisz A., Danielewicz W., Hołdyński C. 2012. Rośliny obcego pochodzenia w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem gatunków inwazyjnych. Generalna Dyrekcja Ochrony Środowiska w Warszawie, Warszawa.

Tylkowski J. 2012. Zmienność czasowa i przestrzenna warunków termiczno–opadowych strefy brzegowej Zatoki Pomorskiej [w:] Kostrzewski A., Szpikowski J. (red.) Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów w rożnych strefach krajobrazowych. Biblioteka Monitoringu Środowiska 29, Poznań, s. 199–208.

Tylkowski J., Samołyk M., 2015. Meteorological conditions, physiochemical properties, thermal–oxygen stratification, water overturn and water balance of Lake Gardno on Wolin Island. Limnological Review 15(3): 105–116.

Vent W., Schubert R. 1976. Exkursionsflora für die Gebiete der DDR und der BRD. Kritischer Band. Volk und Wissen Volkseigener Verlag, Berlin.

Zając A., Zając M. (red.) 2001. Atlas rozmieszczenia roślin naczyniowych w Polsce. Pracownia Chorologii Komputerowej Instytutu Botaniki Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.

Zając A., Zając M. 2009. Elementy geograficzne rodzimej flory Polski. Pracownia Chorologii Komputerowej Instytutu Botaniki Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.

Zarzycki K., Trzcińska–Tacik H., Różański W., Szeląg Z., Wołek J., Korzeniak U. 2002. Ecological indicator values of vascular plants of Poland. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Janina Borysiak[1], Paweł Czyryca[2], Andrzej Kostrzewski[3], Jacek Tylkowsk[3], Marcin Winowski[3]

[1]Uniwersytet im Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego;
[2] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze
[3] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Związek bioróżnorodności flory naczyniowej z morfodynamiką wybrzeża klifowego Wyspy Wolin

Wprowadzenie

W 2016 roku rozpoczęto badania nad bioróżnorodnością flory naczyniowej klifu, typowego dla wybrzeży Bałtyku Południowego, w obszarze objętym badaniami prowadzonymi przez Stację Bazową Wolin, działającą w ramach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego afiliowaną na Uniwersytecie im Adama Mickiewicza w Poznaniu. Miejscem badań były testowe odcinki klifu I-V, leżące w Wolińskim Parku Narodowym, w odległości ok. 3 km od wschodniej granicy Międzyzdrojów. Od 1977, a systematycznie corocznie od 1985 roku na odcinkach testowych jest monitorowane tempo abrazji klifów, a także ich zmienność morfologiczna i hydrometeorologiczne uwarunkowania (Kostrzewski, Zwoliński 1986; 1988). Przez Kostrzewskiego i in. (2013) zostały podsumowane 25-letnie wyniki realizowanego monitoringu geomorfologicznego. Autorzy donieśli, że w wieloleciu 1984-2010 roczne średnie wartości cofania się klifu mieściły się w przedziale 0-4,33 m/a, przy średniej 0,24 m/a. Maksymalne tempo cofania klifu wyniosło 9.8 m, na odcinku piaszczystym (IV). O połowę mniejsze było tempo abrazji w obrębie klifu zbudowanego z glin morenowych. Obserwowano okresy równowagi dynamicznej przedzielone cyklami zwiększonej aktywności tempa erozji po sztormach. Przytoczone tutaj wyniki wskazują na obecność siedlisk zróżnicowanych pod względem stabilności, od bardzo mało stabilnych piaszczystych po siedliska gliniaste względnie stabilne przez jakiś okres. Jednoznacznie też sugerują idące w ślad za tym zróżnicowanie flory i roślinności. Kierując się taką przesłanką podjęto pilotażowe studia, których celem była wstępna identyfikacja tej roślinnej bioróżnorodności. W niniejszym doniesieniu zamieszczono wyniki tej diagnozy. Na specyficzny charakter flory wolińskiego klifu i rolę roślinności w umacnianiu klifowego wybrzeża zwróciła już uwagę Piotrowska (1977, 1979).

Metodyka badań

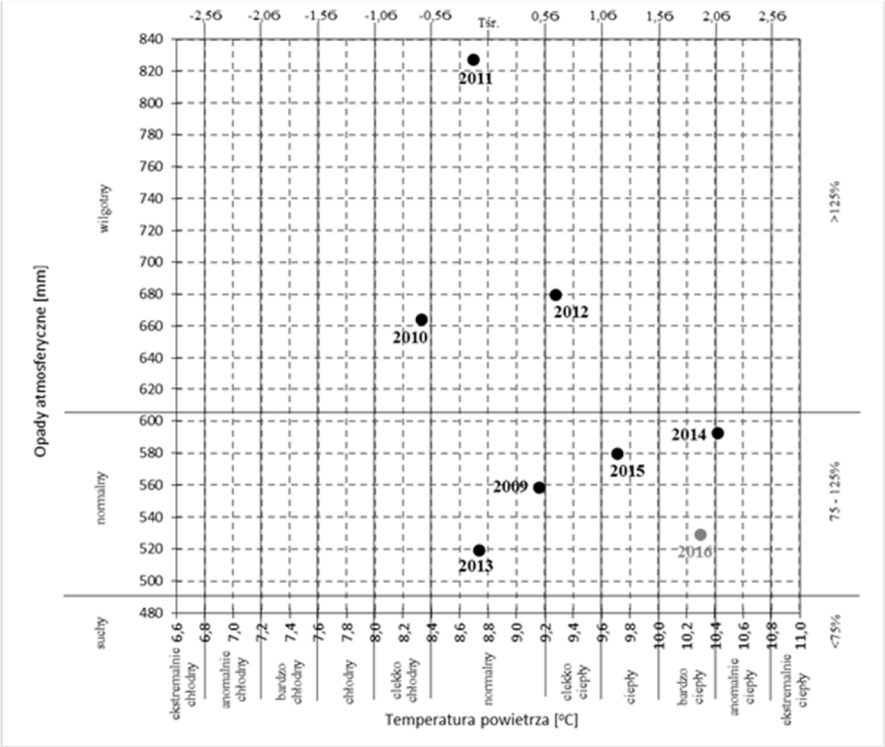
W czerwcu 2016 roku skartowano florę naczyniową klifu na obszarze leżącym w granicach odcinków I-V (fot. 1). Kartowanie polegało na spisie wszystkich gatunków roślin naczyniowych. Na podstawie spisu sporządzono listę gatunków stanowiących ogólną florę zbadanego klifu. Florę zdiagnozowano pod kątem bioróżnorodności wyrażonej bogactwem i różnorodnością roślin. Bogactwo określono na podstawie taksonomicznego składu flory, stosując systematykę zawartą w dziele Mirka i in. (2002). W analizie różnorodności roślin natomiast wzięto pod uwagę 7 różnych wskaźników (cech gatunku). Były nimi: ogólny zasięg geograficzny (Zając, Zając 2009), kontynentalizm (Vent, Schubert 1976), status geograficzno-historyczny (Tokarska–Guzik i in. 2012), ranga syntaksonomiczna (Brzeg, Wojterska 2001), forma życiowa według klasyfikacji Raunkiaer'a (Zarzycki i in. 2002) oraz reprezentatywność w stosunku do siedlisk przyrodniczych europejskiej sieci ekologicznej obszarów Natura 2000 (Herbich 2004). Analizowano też obecność wskaźnikowych gatunków starych lasów (Dzwonko, Loster 2001) oraz roślin zagrożonych wyginięciem w obszarze Unii Europejskiej (Bilz i in. 2011). Oceniono stopień synantropizacji flory klifu, obliczając wskaźnik antropofityzacji, który był procentowym udziałem antropofitów (sumą archeofitów i kenofitów) w stwierdzonej florze. Skartowany stan bioróżnorodności odniesiono do uwarunkowań hydrometeorologicznych oraz stanu morfodynamiki monitorowanych odcinków testowych

Uwarunkowania hydrometeorologiczne morfodynamiki wybrzeża klifowego

Aktualny stan szaty roślinnej oraz jej sezonowy rozwój zależy m.in. od uwarunkowań hydrometeorologicznych. Szczególnie istotna w tym zakresie jest rola warunków termicznych i opadowych oraz czasu występowania sezonu wegetacyjnego i suszy meteorologicznej. Analizę warunków pogodowych w 2016 roku hydrologicznym (rok kartowania roślinnego) dokonano na podstawie rzeczywistych danych meteorologicznych pochodzących ze stacji w Białej Górze. Stacja meteorologiczna położona jest w strefie wybrzeża klifowego, na koronie klifu na wysokości 70 m n.p.m. Pomiary meteorologiczne prowadzone są od 2009 roku za pomocą systemu automatycznego Vaisala MILOS 520.

Rok 2016 nie był ekstramalnie wyjątkowy pod względem termiczno-opadowym (ryc. 1). Średnia roczna temperatura powietrza (10,3°C) pozwoliła zaklasyfikować 2016 rok jako bardzo ciepły. Odnośnie klasyfikacji opadowej to 2016 rok (529,0 mm) należał podobnie jak poprzednie 3 lata do klasy o opadach normalnych. Roczna klasyfikacja termiczno-

opadowa w latach 2009-2016 potwierdza ogólną regułę względnie małej zmienności rocznej tych elementów pogody w nadmorskiej strefie młodoglacjalnej Polski.



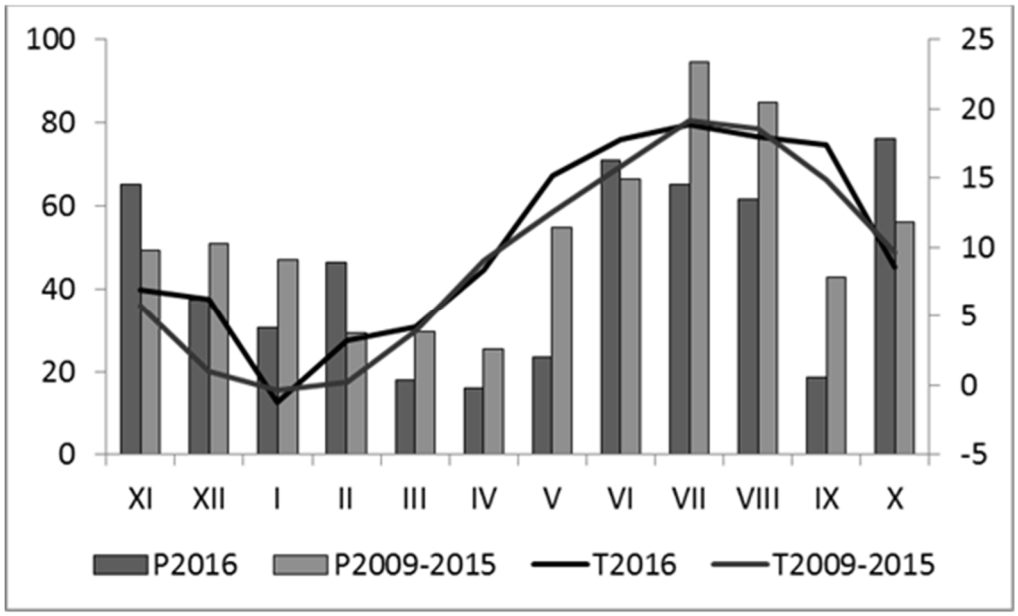
Ryc. 1 Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w latach 2009-2016 w Białej Górze na tle danych ze stacji Świnoujście (1966-2013)

Rok 2016 był specyficzny pod względem występowania termicznych pór roku, Nie stwierdzono występowania termicznej przedzimy. W styczniu wystąpił gwałtowny spadek temperatury, czego efektem było następstwo termicznej zimy bezpośrednio po jesieni. Czas trwania sezonu wegetascyjnego w 2016 roku hydrologicznym był ekstramalnie długi (295 dni.) co stwarzało dogodne warunki dla rozwoju szaty roślinnej w strefie wybrzeża klifowego.

W roku 2016 nie występowały dni bardzo upalne i bardzo mroźne. Przymrozki występowały przez 41 dni, od listopada 2015 roku do marca 2016 roku. Dni z przymrozkami było mało a ostatnim dniem kiedy wystąpiły był 9 marca 2016 roku. Później nie było już zagrożenia dla rozwoju roślin wskutek możliwości ich przemarzania. W 2016 roku stwierdzono 168 dni z opadem atmosferycznym, ale były to głównie opady o małej wydajności <10 mm. Dobowe opady atmosferyczne o wydajności większej niż 10 mm wystąpiły zaledwie 12 razy. Maksymalny opad dobowy zanotowano 18 czerwca 2016 i wyniósł on 30,2 mm, co potwierdza prawidłowość występowania w strefie wybrzeża Bałtyku opadów o względnie małej wydajności. Pokrywa śnieżna w 2016 roku nie wpływa znacząco

na dynamiką obiegu wody na badanym obszarze, gdyż występowała bardzo krótko (tylko przez 16 dni w 2 miesiącach) i była małej miąższości, maksymalnie 8 cm.

Na tle lat 2009-2015 rok 2016 był cieplejszy o 1,1°C. Pięć miesięcy (styczeń. kwiecień, lipiec, sierpień i październik) było chłodniejszych na tle okresu 2009-2015 o (0,3°C-1,1°C). Natomiast wyraźnie cieplejsze były okresy listopad-grudzień, luty-marzec, maj-czerwiec oraz wrzesień. Szczególnie ciepły był grudzień 2015 roku z temperaturą 6,2°C, która była cieplejsza na tle okresu 2009-2015 o 5,2°C. Także wyraźnie cieplejszy był luty 2016 roku (o 3,0°C). W 2016 roku zanotowano prawie 16% niższą sumę opadów niż w wieloleciu 2009-2015. Nie można mówić o jakichkolwiek tendencjach opadowych ponieważ zmienność wielkości opadów poszczególnych miesiącach 2016 roku nie wykazuje żadnej prawidłowości na tle 2009-2015. Warto jednakże zaznaczyć, że w miesięcznych rozkładzie sumy opadów atmosferycznych w 2016 roku wyróżniały się okresy o względnie niskiej dostawie wody (maj i wrzesień), kiedy opady były poniżej 50% wartości średnich (ryc. 2). Wyraźnie wilgotny był natomiast luty, dla którego opady były większe o ponad 50% niż wartość średnia. Krzywa przebiegu warunków termicznych w 2016 roku była typowa na tle okresu 2009 -2015. Natomiast w przypadku opadów atmosferycznych występowała większa nieregularność, co świadczy o większej stabilności warunków termicznych nad opadowymi.



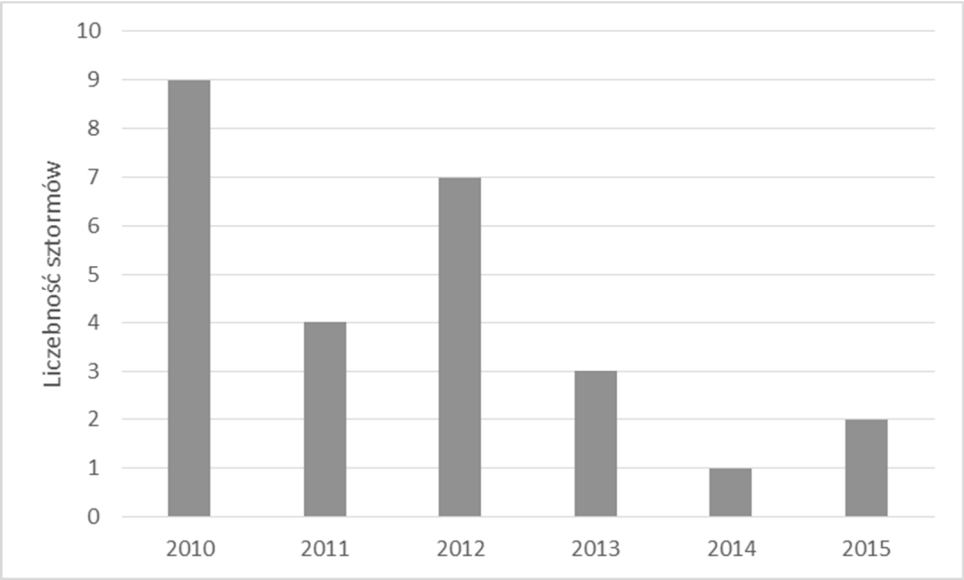
Ryc. 2 Przebieg roczny temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Stacji Bazowej Wolin w 2016 roku na tle okresu 2009–2015

W roku hydrologicznym 2016 dwukrotnie występowała meteorologiczna susza (maj i wrzesień), która nie trwała zbyt długo (15 i 24 dni). Jednakże 2016 rok był bardzo ciepły (10,3°C) i o znacznym parowaniu z powierzchni wodnej (>500 mm) oraz normalnej sumie opadów (529,0 mm). Zatem istniała możliwość deficytu zasobów wód powierzchniowych i podziemnych i w konsekwencji ograniczenie jej dostępności dla roślinności. Wzrost retencji powierzchniowej i podziemnej w zlewni występował w znacznym rozproszeniu, gdyż wilgotnymi miesiącami w badanym roku hydrologicznym były listopad 2015 (65,2 mm), luty (46,4 mm) i październik (76,0 mm) 2016 roku. Natomiast wyjątkowo niską sumę opadów zanotowano we wrześniu oraz zwłaszcza w okresie wiosennym, od marca do maja (~20mm), co było zjawiskiem bardzo niekorzystnym dla retencji wody w zlewni oraz rozwoju roślin (początek okresu wegetacyjnego). Ograniczona atmosferyczna dostawa wody wraz z wysokimi wartościami termicznymi (okres od lutego do czerwca był wyraźnie cieplejszy od wartości normalnych) powodował wysoką ewaporację i ograniczeni dostępności wody w okresie wzrostu roślin (sezon wegetacyjny rozpoczął się 21 marca). Pod względem miesięcznych właściwości termicznych nie stwierdzono występowania przypadków ekstramalnie ciepłych i chłodnych, aczkolwiek anomalnie ciepła była 1/3 roku (miesiące luty, maj, czerwiec i wrzesień).

W2016 roku nie stwierdzono występowania ekstramalnych zjawisk meteorologicznych: fal upałów i mrozów; późnego lub wczesnego występowania przymrozków; gwałtownych bądź długotrwałych opadów; długiego zalegania, gwałtownego przyrostu bądź wytapiania pokrywy śnieżnej; gwałtownych, niszczących burz i gradobicia; trąb powietrznych.

W analizowanym okresie 2010 - 2015 wystąpiło 26 dni ze stanem alarmowym, w trakcie których poziom wody przekroczył 580 cm (ryc. 3). Najwyższą częstotliwość spiętrzeń sztormowych zarejestrowano w 2010 roku (9 dni ze stanem alarmowym). Maksymalny poziom wody wyniósł wówczas 600 cm (12.12.2010). Dużą ilość wezbrań sztormowych zaobserwowano także w 2012 roku. Poziom alarmowy przekroczony został w tym okresie 7 razy. Charakterystyczne dla tego roku było wystąpienie najbardziej gwałtownego sztormu w całym analizowanym okresie pomiarowym. Maksimum wezbrania przypadło na 14.01.2012 i wyniosło 632 cm. Gwałtowne sztormy obserwowano także w 2011 roku (632 cm – 11-12.02.2011) przy czym częstotliwość tych zdarzeń była raczej przeciętna (4 dni sztormowe). Po wystąpieniu ekstremów w styczniu 2012 roku aktywność morza w kolejnych latach zaczęła wyraźnie spadać. W roku 2013 zarejestrowano 3 epizody sztormowe z maksimum wezbrania wynoszącym 612 cm, w roku 2014 wystąpił tylko 1 sztorm, w trakcie

którego najwyższy poziom wody osiągnął 583 cm, zaś w 2015 roku sztorm nawiedził wybrzeże 2 razy z maksimum wezbrania na poziomie 592 cm

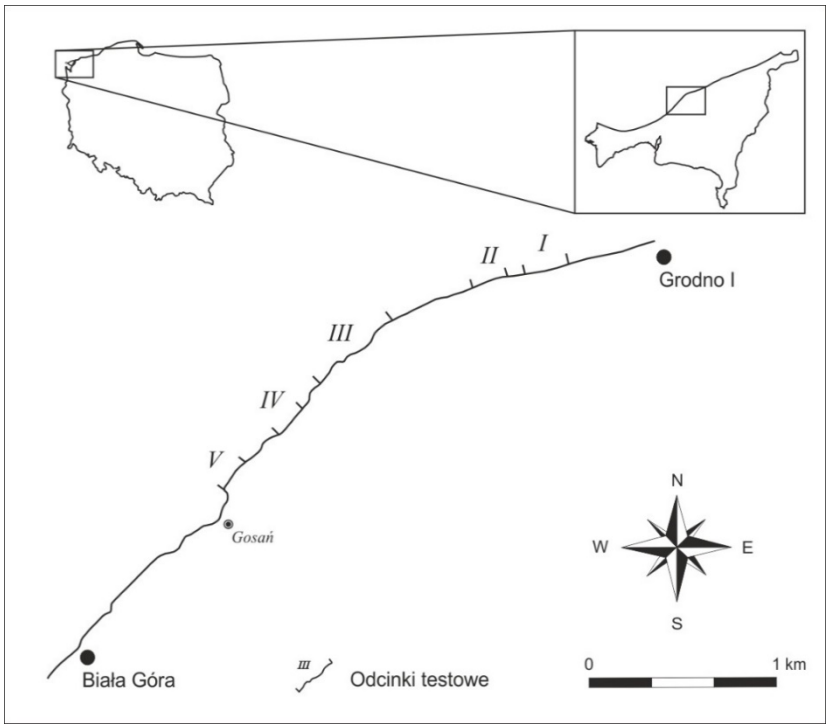


Ryc. 3 Częstotliwość występowania spiętrzeń sztormowych w latach 2010 – 2015 na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

Morfodynamika wybrzeża klifowego

Stan morfodynamiki wybrzeża klifowego w roku obserwacji odzwierciedla typ pokrycia terenu stoku klifowego, typ morfolitologiczny klifu, a także charakter warunków hydrometeorologicznych okresu poprzedzającego. Można przyjąć że aktualny stan morfodynamiki stoku klifowego, stanowi swoistą cechę wskaźnikową, uwarunkowań środowiskowych funkcjonowania geoekosystemu (Kostrzewski 1993) wybrzeża klifowego w pięcioletnim cyklu obserwacyjnym (2012-2016). Tak więc bioróżnorodność flory naczyniowej na analizowanych odcinkach testowych stanowi dodatkową cechę okreslającą stan morfodynamiki wybrzeża klifowego.

Jak zaznaczono w części wstępnej opracowania, w celu uzyskania wieloletnich serii obserwacyjnych, dla rozpoznania mechanizmu funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego Wyspy Wolin, systematycznym monitoringiem objęto 5 odcinków testowych (ryc. 4), zróżnicowanych w zakresie cech morfometrycznych i morfolitologicznych (tab. 1). Zebrane wieloletnie serie obserwacyjne, pozwalają określić stan i zmienność morfodynamiki analizowanych odcinków testowych. W oparciu o uzyskane dane obserwacyjne tempa abrazji korony klifu (tab. 2) można stwierdzić, iż analizowany okres poprzedzający (2012-2016) w zakresie morfodynamiki klifu jest okresem równowagi dynamicznej. Zarejestrowane 3 epizody sztormowe (ryc. 3), zaznaczały się zwiększonym tempem abrazji na odcinku 2, 3 i 5.



Ryc. 4 Lokalizacja nalizowanych odcinków testowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

Tab. 1 Cechy morfometryczne i litologiczne odcinków testowych (Kostrzewski i in. 2015)

Odcinek	**Długość odcinka [m]**	**Wysokość klifu [m]**	**Ekspozycja**	**Litologia**
I	250	15	350º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
II	210	20	340º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
III	400	35-60	323º	Glina szara / glina brązowa / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
IV	200	50	312º	Glina szara (miejscami) / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
V	280	30-40	315º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe

Tab. 2 Średnie roczne tempo cofania korony klifu na odcinkach testowych w latach 2010 -2016 (Kostrzewski i in. 2015)

Rok	Odcinek testowy				
	I	II	III	IV	V
2010	0,02	0,06	0,21	0,66	0,29
2011	0	0,17	0,04	0,21	0,13
2012	0	0,69	0,31	0,16	0,28
2013	0	0,23	0,03	0,15	0,19
2014	0	0,18	0,06	0,02	0,21
2015	0,05	0,47	0,15	0,49	0,13
2016	0	0,12	0,13	0,24	0,04
średnia	0,01	0,27	0,13	0,28	0,18

Wartości tempa abrazji dla analizowanych odcinków testowych są zbliżone do średniej wieloletniej. Szczególnie odcinek 1 i 5 znajduje się w stanie równowagi dynamicznej.

Analiza liniowego trendu tempa abrazji wykazała nieznaczną tendencję zmniejszania tempa erozji, głównie na odcinkach gliniastych i gliniasto-piaszczystych, a także nieznaczny wzrost erozji klifów piaszczystych.

Bioróżnorodność flory naczyniowej

Na bogactwo spontanicznej flory obszaru, który leżał w granicach 5-u monitorowanych odcinków (I-V) wolińskiego klifu, złożyło się 105 gatunków roślin naczyniowych. Reprezentowały one dwie gromady – *Pteridophyta* i *Spermatophyta*. Z pierwszej wystąpiły 4 gatunki; każdy z innego rodzaju i rodziny. Były to: *Dryopteris filix-mas*, *Equisetum arvense*, *Lycopodium clavatum* i *Polypodium vulgare*. Na *Spermathophyta* składały się 4 klasy: *Pinopsida* (z *Larix decidua* i *Pinus sylvestris*), *Magnoliopsida* (26 rzędów, 31 rodzin, 63 rodzaje i 81 gatunków) i *Liliopsida* (3 rzędy, 3 rodziny, 13 rodzajów i 18 gatunków). Sekwencję rodzin najbogatszych w gatunki tworzyły: *Asteraceae* (16 gatunków), *Poaceae* (14) i *Fabaceae* (11). Spory udział miały *Rosaceae* i *Salicaceae* (po 6). Do rodzajów najliczniejszych w gatunki należały: *Salix* (5), *Festuca* (4) oraz *Vicia* (4). W spektrum form życiowych Raunkiaer'a największy udział miały hemikryptofity (61 gatunków). Po nich kolejno plasowały się: geofity (14), nanofanerofity (12), megafanerofity (11), terofity (11), chamefity zielne (5), chamefity drzewiaste (3), pnącza (3) i hydrofity (1). Jeśli roślina posiadała dwie formy życiowe (14 takich gatunków) lub trzy (jeden gatunek), to w obliczeniach uwzględniono każdą z form. Flora miała wybitnie naturalny charakter, bowiem składała się z 98 spontaneofitów, czyli gatunków rodzimych. Zaledwie 6 należało do antropofitów, w tym dwa do archeofitów – *Myosotis arvensis* i *Vicia hirsuta*, a cztery do kenofitów – *Acer negundo*, *Rosa rugosa*, *Salix acutifolia* i *Senecio vernalis*. Wszystkie wystąpiły sporadycznie, w nielicznych okazach. Ogólny zasięg geograficzno-historyczny jednego z gatunków (*Cirsium vulgare*) był nieznany. Tak więc stopień synantropizacji flory wyniósł 5,8%. Wśród spontaneofitów 16 należało do wskaźnikowych gatunków starych lasów; zgodnie z definicją - będących bioindykatorami siedlisk leśnych istniejących nieprzerwanie ≥200 lat. Miały pojedyncze stanowiska i były to głównie taksony charakterystyczne z dwóch klas fitosocjologicznych, *Querco-Fagetea* i *Vaccinio-Piceetea*. Rośliny rodzime należały do trzech elementów geograficznych: łącznikowego (54 gat.), holarktycznego (43) i kosmopolitycznego (1). Wśród łącznikowego największy udział miały

dwa podelementy, a mianowicie eurosyberyjsko-śródziemnomorsko-iranoturański (22) i europejsko-umiarkowany-śródziemnomorski (16), natomiast w grupie elementu holarktycznego podelementy: eurosyberyjski (18), cyrkumborealny (15) i europejsko-umiarkowany (9). Flora była mocno zróżnicowana, jeśli chodzi o kontynentalizm, na gatunki oceaniczne (49) i suboceaniczne (16), liczebnie przeważające nad subkontynentalnymi (12) i kontynentalnymi (6). Wystąpiło 21 roślin neutralnych w stosunku do kontynentalizmu. Stosunek *Linaria odora* do kontynentalizmu nie był znany. Florę klifu cechowało szerokie spektrum syntaksonomiczne. Rangi fitosocjologicznej nie posiadało 18 gatunków, natomiast pozostałe 87 pochodziło łącznie z 18 klas. Najliczniej były reprezentowane klasy: *Molinio-Arrhenatheretea* (12 gat.), *Koelerio-Corynephoretea* (11), *Artemisietea* (10), *Querco-Fagetea* (9) i *Trifolio-Geranietea* (7). Wystąpiło 9 spontaneofitów zagrożonych ustąpieniem z terytorium Unii Europejskiej, z których 5 należało do dzikich krewniaków roślin uprawnych. Na florę składały się 42 gatunki diagnostyczne z 17 typów siedlisk przyrodniczych europejskiej sieci ekologicznej obszarów Natura 2000. Według listy zamieszczonej w Załączniku 1 do Rozporządzenia Ministra Środowiska (2012) były to następujące typy siedlisk, o kodach Natura 2000: 1230, 1210, 2110, 2120, *2130, 4030, *6210, 6430, 6510, 9110, 9130, 9140, 9160, 9190, *91E0, 91F0 i *91I0. Do diagnostycznych gatunków siedlisk przyrodniczych Natura 2000 wybitnie specyficznych dla wolińskiego klifu należały: *Ammophila arenaria*, *Anthyllis vulnararia* subsp. *maritima*, *Artemisia campestris* subsp. *sericea*, *Atriplex prostrata* subsp. *prostrata* var. *salina*, *Cakile maritima*, *Festuca rubra* subsp. *arenaria*, *Hieracium umbellatum* var. *dunense*, *Hippophaë rhamnoides* subsp. *maritima*, *Honckenya peploides*, *Lathyrus pratensis* var. *velutinus*, *Leymus arenarius*, *Linaria odora*, *Petasites spurius*, *Rubus caesius* var. *dunensis* i *Salsola kali*. Duża ich część to gatunki przechodzące z kidzinowych zbiorowisk roślinnych brzegu morskiego oraz roślinności nadmorskich wydm białych i szarych. Roślinność zbadanego klifu cechowała się dużą różnorodnością fitocenotyczną. Obok roślinnych ugrupowań pionierskich stadiów sukcesji biocenotycznej, o nieokreślonej randze fitosocjologicznej, występowały jednostki roślinne dające się sklasyfikować jako zespoły roślinne nawet stadiów zaawansowanej sukcesji biocenotycznej. Przykładem może tu być zaroślowy zespół *Hippophaëtum rhamnoides* z *Hippophaë rhamnoides* subsp. *maritima*. Cechą znamienną zbadanego klifu było występowanie fragmentów roślinności stanowiących pozostałość po fitocenozach zespołów typowych dla klifu, zniszczonych w wyniku erozji (głównie ruchów masowych i spłukiwania). Na klifie piaszczystym obserwowano fragmenty *Helichryso-Jasionetum*, natomiast na bardziej zwięzłym podłożu *Hippophaëtum rhamnoides*, *Poo-Tussilaginetum*

farfarae i *Trifolio-Anthyllidetum maritimae*. Pionierski charakter niektórych siedlisk podkreślała grupa gatunków z rodziny *Fabaceae* (skupiającej rośliny zdolne do wiązania azotu atmosferycznego), licznie występujących na świeżo odsłoniętym podłożu geologicznym. Podłoże to prawdopodobnie cechowało się niską zawartością substancji pokarmowych dla roślin, z powodu bardzo słabo zaawansowanych procesów glebotwórczych. Do roślin masowo występujących w takich miejscach należał *Lathyrus pratensis* var. *velutinus*.

Podsumowanie

Analiza gatunkowego składu stwierdzonej flory klifu wykazała dużą bioróżnorodność stosunkowo niewielkiego obszaru, wyrażoną bogactwem taksonomicznym, różnorodnością roślin i zbiorowisk roślinnych. Tak wysoką ocenę można wytłumaczyć mikrosiedliskowym zróżnicowaniem klifu, wynikającym z morfodynamiki klifu kształtowanej warunkami morfolitologicznymi i hydrometeorologicznymi, jak również wydłużonych okresów równowagi termicznej badanych odcinków. Zaprezentowane wyniki pilotażowych studiów wskazują na potrzebę szczegółowych badań nad związkiem bioróżnorodności roślinnej z morfodynamiką klifu.

Bibliografia

Bilz M., Kell S.P., Maxted N., Lansdown R.V. 2011. European red list of vascular plants. Luxembourg: Publications Office of the Europaean Union. http://ec.europa.eu/environment/nature/conservation/species/redlist/downloads/European_vascular_plants.pdf

Brzeg A., Wojterska M. 2001. Zespoły roślinne Wielkopolski, ich stan poznania i zagrożenie. [w:] Wojterska M. (red.) Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 39-110.

Dzwonko Z., Loster S. 2001. Wskaźnikowe gatunki starych lasów i ich znaczenie dla ochrony przyrody i kartografii roślinności. Prace Geograficzne IGiPZ PAN 178, Warszawa.

Herbich J. (red.). 2004. Poradniki ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000 - podręcznik metodyczny, 1-5. Ministerstwo Środowiska RP, Warszawa. http://natura2000.gdos.gov.pl/strona/nowy-element-3

Kostrzewski A., Zwoliński Z., Samołyk M., Tylkowski J., Winowski M. 2013. Morfosystem wybrzeży klifowych wyspy Wolin - monitoring ostrzegawczy, program ochrony. [w:] Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M. (red.) Geoekosystem wybrzeży morskich 2. Uwarunkowania i funkcjonowanie geoekosystemów wybrzeży morskich. Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, s. 59-62.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M., Tylkowski J., Samołyk M., 2015: Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic). Baltica 28 (2): 109–120.

Mirek Z., Piękoś-Mirkowa H., Zając A., Zając M. 2002. Flowering plants and pteridophytes of Poland. A checklist. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Piotrowska H. 1977. Rola roślinności w umacnianiu wybrzeża klifowego. [w:] Pomorskie środowisko przyrodnicze – jego ochrona i kształtowanie. Mat. Konf. 5, Słupsk: 26-45.

Piotrowska H. 1979. Specific aspects of the cliff-flora of Wolin Island. Fragmenta Floristica et Geobotanica 25: 17-31.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 sierpnia 2012 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie siedlisk przyrodniczych oraz gatunków będących przedmiotem zainteresowania Wspólnoty, a także kryteriów wyboru obszarów kwalifikujących się do uznania lub wyznaczenia jako obszary Natura 2000. Dz. U. 2012, poz. 1041.

Tokarska-Guzik B., Dajdok Z., Zając M., Zając A., Urbisz A., Danielewicz W., Hołdyński C. 2012. Rośliny obcego pochodzenia w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem gatunków inwazyjnych. Generalna Dyrekcja Ochrony Środowiska w Warszawie, Warszawa.

Vent W., Schubert R. 1976. Exkursionsflora für die Gebiete der DDR und der BRD. Kritischer Band. Volk und Wissen Volkseigener Verlag, Berlin.

Zając A., Zając M. 2009. Elementy geograficzne rodzimej flory Polski. Pracownia Chorologii Komputerowej UJ, Kraków.

Zarzycki K., Trzcińska-Tacik H., Różański W., Szeląg Z., Wołek J., Korzeniak U. 2002. Ecological indicator values of vascular plants of Poland. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Jarosław Pędziński, Małgorzata Witak
Uniwersytet Gdański
Instytut Oceanografii

Pauliella taeniata - wskaźnikiem współczesnych zmian trofii w Zatoce Gdańskiej?

Eutrofizacja – przyczyny i skutki

Do prawidłowego rozwoju organizmów roślinnych w środowisku wodnym niezbędne są substancje biogeniczne. Główną rolę odgrywają związki fosforu i azotu. Niedobór tych związków przyczynia się do zahamowania wzrostu i rozwoju fitoplanktonu. Jednak zbyt duża zawartość składników pokarmowych w zbiorniku wodnym doprowadzić mogą do poważnych zaburzeń w ekosystemie (Andrulewicz i in. 1998). Zbyt duży dopływ substancji odżywczych powoduje jego eutrofizację, a w konsekwencji zwiększenie produkcji pierwotnej (Forsberg 1991).

Żyzność wód Zatoki Gdańskiej kształtowana jest zarówno przez czynniki naturalne, jak i antropogeniczne. Do czynników naturalnych można zaliczyć sezonowe cykle asymilacji i demineralizacji związków azotu i fosforu, jak również wpływy słonych wód oceanicznych przez cieśniny duńskie. Eutrofizacja naturalna jest powolnym procesem, który wiąże się z przetwarzaniem materii organicznej autochtonicznej, powstałej w zbiorniku oraz materii allochtonicznej transportowanej z lądu. Przebieg tego procesu zależny jest również od typu podłoża geologicznego, wykształcenia sieci rzecznej, klimatu i cech zlewni. Ten rodzaj eutrofizacji jest zazwyczaj odwracalny i nie powoduje szkód w środowisku (Pliński 1979).

Tzw. eutrofizacja kulturowa wywołana działalnością człowieka przebiega w znacznie większym tempie i staje się obecnie palącym problemem ekologicznym. Wzrost liczby ludności zamieszkującej strefę brzegową Zatoki Gdańskiej wpłynął niekorzystnie na środowisko poprzez produkcję dużej ilości ścieków komunalnych. Intensywny rozwój rolnictwa oraz nadmierne stosowanie nawozów sztucznych w zlewni Bałtyku Południowego spowodowały olbrzymi zrzut związków fosforu i azotu do wód zatoki. Eutrofizację antropogeniczną przyspiesza również urbanizacja i uprzemysłowienie regionu zatoki. Najważniejszym źródłem soli biogenicznych jest spływ rzeczny. W rejonie Zatoki Gdańskiej głównym dostarczycielem substancji biogenicznych są wody wiślane. Innym źródłem jest depozycja z atmosfery.

Wzmożona eutrofizacja niesie za sobą wiele szkodliwych skutków, do których zalicza się zakłócenia w rozwoju fitoplanktonu, degradację zespołów bentosowych oraz zaburzenia w rozwoju ryb. Wzrost ilości materii organicznej powoduje mętnienie wody, ograniczoną przejrzystość, zmniejszenie zasięgu strefy eufotycznej oraz zmniejszenie ilości tlenu w warstwie przydennej. Skutki te przyczyniają się do pogorszenia stanu zbiorników wodnych nie tylko pod względem ekologicznym, ale także gospodarczym i rekreacyjnym.

Od kilku dekad obserwuje się wzrost ilości zanieczyszczeń w Zatoce Gdańskiej (Trzosińska 1990). Od lat 60. XX wieku widoczne są skutki eutrofizacji i w konsekwencji pogorszenie jakości wód w zatoce (Zgoda 1995). Na przełomie lat 60. i 70. odnotowano istotny wzrost ilości fosforanów w warstwie eufotycznej (Łysiak-Pastuszak i in. 2004). Natomiast w latach 70. i 80. eutrofizacja w akwenie gdańskim miała charakter progresywny, co należy wiązać z intensywną industrializacją przemysłową i wzmożoną produkcją rolniczą obszarów otaczających. Od lat 80. zaobserwowano stabilizację w odkładaniu fosforanów, a ładunek dostarczanej materii zmniejszył się o 21,1% (Łysiak-Pastuszak i in. 2004). W latach 1986-1991 ilość dostarczanych związków azotu zmalała o 70%, a fosforanów o 30%. Mimo to w tym czasie z miast leżących nad zatoką transportowano do akwenu o 11,2% więcej ścieków komunalnych. Wprowadzanie zanieczyszczeń przemysłowych zmalało o 27% pod koniec lat 80. (Ciszewski 1995). Na przełomie XX i XXI wieku wraz z wodami Wisły dostarczane było średnio 70 tys. ton/rok związków azotu i 10 tys. ton/rok związków fosforu. Od 1986 r. zmiany w produkcji rolniczej i wyraźny spadek wykorzystania nawozów sztucznych przyczynił się do ograniczenia stopnia zeutrofizowania wód Zatoki Gdańskiej.

Okrzemki jako wskaźniki ekologii wód

Duże znaczenie flory okrzemkowej w badaniach ekologii wód jest ściśle związane z jej wartościami bioindykacyjnymi. Okrzemki, które stanowią podstawowy składnik fitoplanktonu w różnych zbiornikach wodnych, są bardzo wrażliwe na zmiany wielu parametrów środowiska. Skład gatunkowy zbiorowisk okrzemkowych jest ściśle uzależniony od czynników fizycznych m.in. dostępności światła głębokości czy temperatury oraz czynników chemicznych, do których należą zasolenie, odczyn wody, ilość rozpuszczonego tlenu i zasobność w związki pokarmowe. Są również bardzo dobrymi indykatorami zmian pochodzenia antropogenicznego, spowodowanych dopływem zanieczyszczeń do zbiorników wodnych.

Cechy bioindykacyjne flory okrzemkowej wykorzystywane są powszechnie przez wielu badaczy m.in. w celu odtworzenia zmian zasięgu, głębokości i zasolenia Morza

Bałtyckiego po deglacjacji lądolodu skandynawskiego (Witak 2010). Wykorzystuje się je także w celu rekonstrukcji zmian poziomu morza wywołanych fluktuacjami klimatycznymi (Wolin i Stone 2010; Fritz i in. 2010). Inni badacze koncentrują się na opisaniu zmian trofii, zarejestrowanych w osadach powierzchniowych zbiorników, wywołanych wzmożoną działalnością człowieka.

Dzięki właściwościom bioindykacyjnym, analiza diatomologiczna jest metodą bardzo precyzyjną i powszechnie wykorzystywaną w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych.

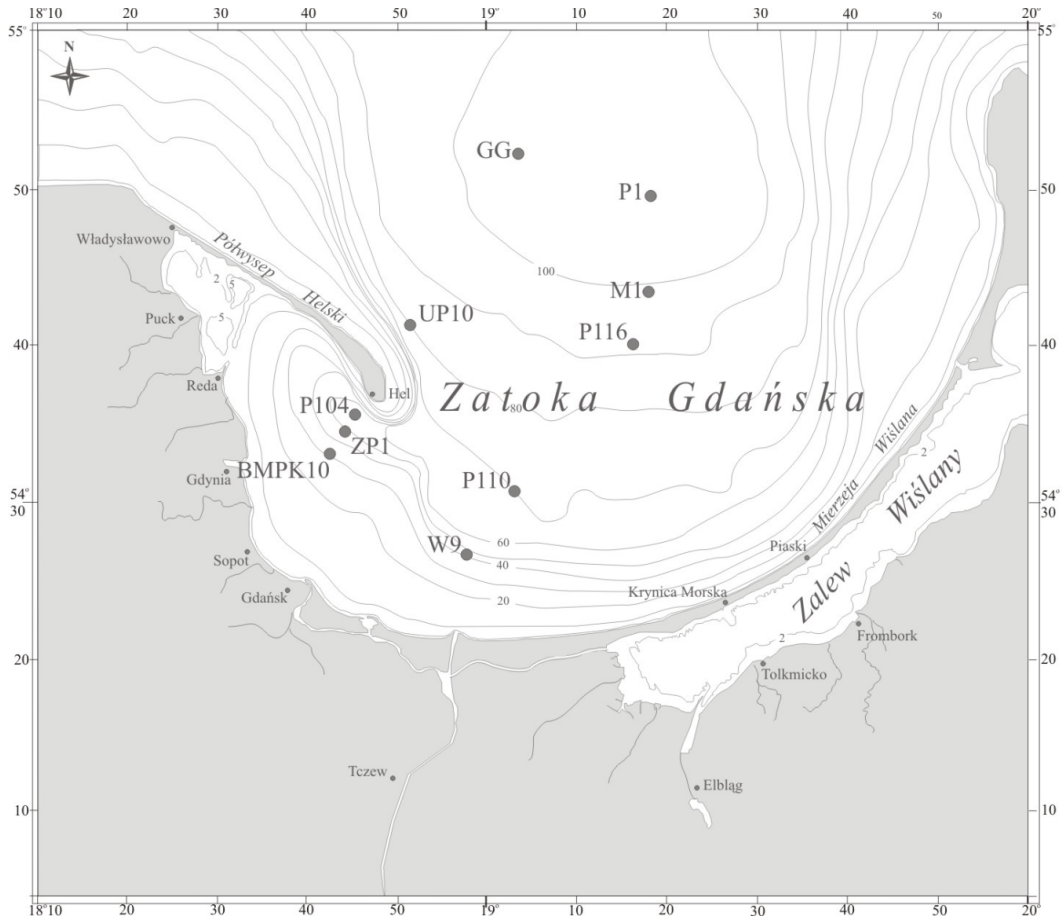
Materiały i metody

Materiałem badawczym były osady dziesięciu rdzeni, pobranych w różnych częściach Zatoki Gdańskiej (ryc. 1). Cztery z nich (W9, ZP1, UP10, GG) pobrano podczas rejsu badawczego okrętem ORP Heweliusz. Sześć pozostałych rdzeni (P110, BMPK10, P104, P116, M1, P1) pobrano w czasie rejsu r/v Oceania w ramach realizacji międzynarodowego projektu CLISED – Climate Change Impast on Ekosystem Heath – Marine Sediments Indicators, finansowanego z Grantów Norweskich w Polsko - Norweskim Programie Badawczym. Wszystkie rdzenie zostały pobrane sondą rdzeniową typu Niemistö w kwietniu 2014 r.

Rdzenie BMPK10, ZP1, P104 pobrano w rejonie Zatoki Puckiej Zewnętrznej, odpowiednio z głębokości 31, 50,2 i 55 m. Cztery rdzenie pochodzą z otwartej części zatoki W9, P110, UP10, P116, pobrane kolejno z głębokości 49,5, 72, 79,7 i 89 m. Pozostałe rdzenie M1, GG i P1 zlokalizowane są w rejonie Głębi Gdańskiej, zostały one pobrane z głębokości 92, 102 i 112 m.

Preparaty wykonano w oparciu o metodę Batterbee'go (1986). Do wykonania preparatów użyto ok. 1 g suchego osadu. Z każdej próbki osadu przygotowano dwa preparaty. Na szkiełka nakrywkowe nanoszono około 10 ml roztworu z materiałem okrzemkowym. Po całkowitym wyschnięciu w temperaturze pokojowej szkiełka nakrywkowe przyklejono do szkiełek podstawowych, na gorąco, używając Napraxu, żywicy o współczynniku załamania światła 1,72.

W każdej próbie liczono co najmniej 500 okryw okrzemek zachowanych w całości lub większej części (Schrader i Gersonde 1978). Następnie obliczono zawartość procentową wszystkich zidentyfikowanych taksonów, występujących w poszczególnych próbach w celu dalszych analiz. Wszystkie zidentyfikowane taksony podzielono na grupy ekologiczne względem siedliska, zasolenia, pH wody, trofii i saprobii. Następnie obliczono udział procentowy wyróżnionych grup ekologicznych.



Ryc.1. Lokalizacja poboru rdzeni

Spektrum florystyczne, frekwencja dominantów i subdominantów oraz wszystkich grup ekologicznych pozwoliły na wyróżnienie poziomów okrzemkowych (DAZ – diatom assemblage zone), by na ich podstawie określić zmiany warunków ekologicznych w Zatoce Gdańskiej.

Wyniki i dyskusja

W badanych rdzeniach flora okrzemkowa jest liczna oraz zróżnicowana pod względem gatunkowym. Miejscami flora była zachowana w słabym stopniu, co znacznie utrudniało identyfikację. Ogółem zidentyfikowano 296 gatunków, należących do 69 gatunków, form i odmian. Największe udziały procentowe przypadają na morski gatunek planktonowy *Thalassiosira levanderi*. Ponadto, często obserwowano *Actinocyclus octonarius, Chaetoceros* spp. (spory przetrwalne), *Coscinodiscus asteromphalus, C. granii* i *Cyclotella choctawhatcheeana*. Rzadziej obserwowano *Cyclotella atomus*, *C. meneghiniana*, *Diploneis didyma*, *Thalassiosira baltica* i *T. lacustris.*

W tafocenozach okrzemkowych wszystkich rdzeni dominują okrzemki planktoniczne, których średnia frekwencja zawiera się od 54% w rdzeniu P104 do 95% w rdzeniu GG. Biorąc pod uwagę preferencje halinowe okrzemek, najwięcej obserwowano euhalobów, których udział zawiera się w przedziale od 14% w rdzeniu W9, do 83 i 80% odpowiednio w rdzeniach P110 i GG. Liczną grupę stanowią także mezohaloby, ich frekwencja mieści się w przedziale od 10% w rdzeniu UP10, do 60% w rdzeniu GG. Natomiast udziały oligohalobów indyferentnych zajmują odpowiednio od 2% wszystkich zidentyfikowanych taksonów w rdzeniu P116 do 43% w rdzeniu W9.

Na szczególną uwagę zasługuje planktoniczny gatunek *Pauliella taeniata*. Jest to typowo morski gatunek zaliczany do euhalobów, który preferuje wody o zasoleniu 30 - 40 PSU. Na prawidłowy rozwój tego gatunku wpływają także inne parametry środowiska, takie jak temperatura wody, dostępność składników pokarmowych i stopień zanieczyszczenia wód. Ponadto, należy do oligotrafentów, czyli okrzemek żyjących w wodach skąpożyznych. Biorąc natomiast pod uwagę stopień zanieczyszczenia wód gatunek zaliczany jest do oligosaprobów, rozwijający się w wodach mało zanieczyszczonych.

Być może tak wysokie udziały procentowe gatunku *Pauliella taeniata* w stropowej części rdzeni należy wiązać ze zmieniającymi się warunkami troficznymi w Zatoce Gdańskiej. Niewątpliwie zmiany trofii wód akwenu gdańskiego wywołane były wykorzystaniem nawozów sztucznych w rolnictwie, a także wzrostem uprzemysłowienia. W latach 80. wodami rzecznymi, głównie Wisłą, dostarczane były zwiększone ilości substancji biogenicznych, co przyczyniło się do postępującej eutrofizacji Zatoki Gdańskiej. Od lat 90. Wisła dostarcza znacznie mniej biogenów z powodu ograniczenia stopnia nawożenia pól uprawnych. Skutkiem tego jest stopniowa poprawa stanu wód Zatoki Gdańskiej, a istotne zmiany zarejestrowane są w tafocenozach okrzemkowych zachowanych w osadach powierzchniowych.

Bibliografia:

Andrulewicz E., Szymelfenig M., Urbański J., 1998. Morze Bałtyckie – o tym warto wiedzieć. Zeszyty Zielonej Akademii, Zeszyt nr 7.

Battarbee R.W., 1986. Diatom analysis, [w:] B.E. Berglund (red.), Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology. London: John Wiley & Sons, s. 527 – 570.

Ciszewski P., 1995. Stan zanieczyszczenia wód oraz kierunki zmian wieloletnich Zatoki Gdańskiej, [w:] L. Kruk-Dowgiałło, P. Ciszewski (red.), Zatoka Gdańska. Stan środowiska 1992 r. Warszawa: Instytut Ochrony Środowiska, s. 89 – 101.

Forsberg C., 1991. Eutrofizacja Morza Bałtyckiego, [w:] Środowisko Morza Bałtyckiego, Zeszyt 3, Uniwersytet w Uppsali.

Fritz S.C., Cumming B.F., Gasse F., Laird K.R., 2010. Diatoms as indicators of hydrologic and climatic change in saline lakes, [w:] E.F. Stoemer i J.P Smoll (red.), The diatoms. Application for the Environmental and Earth Sciences. Cambridge: Cambridge University Press, s. 186.

Łysiak-Pastuszak E., Drgas N., Piątkowska Z., 2004. Eutrophication in the Polish coastal zone: the past, present status and future scenarios. Gdynia: Instituite of Meteorology and Water Management, Marine Branch, Marine Pollution Bulletin 49, s. 186-195.

Pliński M., 1979. Kierunki zmian strukturalnych w fitoplanktonie estuariów Bałtyku Południowego. Gdańsk: Zeszyty Naukowe. Rozprawy i monografie 15, Uniwersytet Gdański, s. 10 – 11.

Schrader H., Gersonde R., 1978. Diatom and silicoflagellates In the eight meters sections of the lower Pleistocene At Capo Rossello. Utrecht Micropaleontological Biulletin 17, 129 – 176.

Trzosińska A., 1990. Związki azotu i fosforu, [w:] A. Majewski [red.], Zatoka Gdańska. Warszawa: IMGW, Wyd. Geologiczne, s. 275 – 291.

Witak M., 2010. Application of diatom biofacies in reconstructing the evolution of sedimentary basins. Records from the southern Baltic Sea differentiated by the extent of the Holocene marine transgressions and human impact. [w:] A. Witkowski (red.), Diatom Monographs 12, A.R.G. Gantner Verlag, K. G. Ruggell.

Wolin J.A., Stone J.R., 2010. Diatoms as indicators of water-level change in freshwater lakes, [w:] E.F. Stoemer i J.P Smoll (red.), The diatoms. Application for the Environmental and Earth Sciences. Cambridge: Cambridge University Press, s. 174.

Zgoda D., 1995. Ocena środowiska Zatoki Gdańskiej na podstawie badań prowadzonych latem 1992 roku, [w:] L. Kruk-Dowgiałło, P. Ciszewski (red.), Zatoka Gdańska. Stan środowiska 1992 r. Warszawa: Instytut Ochrony Środowiska, s. 23 – 38.

Małgorzata Witak[1], Dorota Kaulbarsz[2], Grażyna Miotk-Szpiganowicz[2], Szymon Uścinowicz[2], Jarosław Pędziński[1]
[1] Uniwersytet Gdański
Instytut Oceanografii
[2] Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy

Tafocenozy okrzemkowe Głębi Gdańskiej jako wskaźniki faz rozwojowych Morza Bałtyckiego

W obliczu znaczących zmian środowiska naturalnego wywołanych gospodarczą działalnością człowieka, badania czwartorzędu nabrały obecnie nowego znaczenia. Zrozumienie zjawisk i procesów obserwowanych współcześnie w przyrodzie jest możliwe tylko dzięki precyzyjnemu odczytaniu i właściwej interpretacji zdarzeń zachodzących w przeszłości (Mojski 2005). Uzyskiwane różnymi metodami badawczymi rekonstrukcje paleoekologiczne są ważnym źródłem informacji w dużym stopniu ułatwiającym prognozowanie kierunku i tempa zmian warunków środowiska na najbliższą przyszłość.

Od wielu lat dużym zainteresowaniem cieszą się badania naukowe dotyczące genezy oraz ewolucji Morza Bałtyckiego (m.in. Lampe et al. 2007, Berglund et al. 2005, Björk 2008). Ich celem jest wyjaśnienie przyczyn i skutków zmian zasięgu akwenu, migracji jego linii brzegowej, głębokości, stopnia zasolenia, warunków tlenowych i troficznych zarejestrowanych w osadach ostatnich 15 ka lat (m.in. Emeis et al. 2003, Uścinowicz 2003, Andrén et al. 2011). W kolejnych sekwencjach transgresywno-regresywnych wywołanych ruchami glaciizostatycznymi oraz oscylacjami klimatycznymi późnego glacjału i holocenu zapisana jest historia Morza Bałtyckiego (Harff et al. 2011). Szczególnie cenne dla rekonstrukcji ewolucji Bałtyku są badania osadów jego głębszych partii, w których ciągłość sedymentacji jest daleko większa niż w strefie brzegowej (Andrén et al. 2000a,b, Moros et al. 2002).

Jedną z metod biostratygraficznych powszechnie wykorzystywaną w czwartorzędowych rekonstrukcjach paleoekologicznych jest analiza okrzemkowa. Okrzemki, stanowiące jeden z podstawowych składników mikroflory zasiedlającej różnego typu zbiorniki wodne, są organizmami mającymi ściśle określone wymagania odnośnie różnych cech środowiska (Stoermer i Smol 2010). Rozwój okrzemek determinują dostęp do światła, warunki termiczne wód, ich dynamika oraz stosunki głębokościowe. Reagują one również na

wahania zasolenia, zawartości rozpuszczonego tlenu w wodzie i ilości substancji biogenicznych. Zmiany parametrów środowiska powodują bardzo wyraźne zmiany w strukturze zbiorowiska okrzemek, wpływają bowiem na obfitość mikroflory, jej skład gatunkowy oraz stosunki ilościowe między poszczególnymi grupami ekologicznymi okrzemek. Bioindykacyjna wartość flory okrzemkowej znajduje szerokie zastosowanie w badaniach kopalnych środowisk sedymentacyjnych, zwłaszcza, że okrzemki zaopatrzone w stabilne krzemionkowe pancerzyki, na ogół dobrze zachowują się w osadach. Przydatne do tych celów są zarówno formy planktonowe żyjące w strefie eufotycznej zbiornika, jak i formy bentosowe zasiedlające jego dno (Witak 2010a). Badania tafocenoz okrzemkowych czyli zbiorowisk okrzemek zachowanych w osadzie uzupełnione analizami palinologicznymi, sedymentologicznymi oraz datowaniem wieku bezwzględnego osadów stanowią bardzo precyzyjną metodę odtwarzania poszczególnych etapów rozwoju Bałtyku (Westman i Sohlenius 1999, Witkowski 1994, Witak 2010b).

Materiałem do badań były osady rdzenia GC – 303700-9 o długości 11,8 m pobranego w czasie rejsu r/v Posejdon z Głębi Gdańskiej (ϕ: 54°49.35 N, λ: 19°11.13 E) z głębokości 105,21 m. W rdzeniu wykonano analizy (1) AMS ^{14}C, (2) granulometryczną, (3) geochemiczną z uwzględnieniem zawartości węgla organicznego i nieorganicznego, azotu i siarki, (4) palinologiczną i (5) diatomologiczną.

Analiza okrzemkowa została przeprowadzona zgodnie z metodą Battarbee'go (1986) w 72 próbkach pobranych z osadów rdzenia co kilka lub kilkanaście cm. Preparaty okrzemkowe wykonano przy użyciu Naphraxu, żywicy o współczynniku załamania światła 1,72. Okrzemki oznaczano pod mikroskopem świetlnym typu Nikon ECLIPSE E-400 pod obiektywem 100x. W każdym preparacie liczono ponad 500 egzemplarzy okrzemek, przy wyjątkowo niskiej frekwencji do 300 okryw. Za jednostkę przyjęto całą okrywę lub duże jej fragmenty, których przynależność systematyczna nie budziła wątpliwości (Schrader i Gersonde 1978). Zidentyfikowane gatunki podzielono na grupy ekologiczne względem siedliska i preferencji zasoleniowych. Dodatkowo dla gatunków słodkowodnych (oligohalobów indyferentnych) określono ich wymagania pH, troficzne i saprobowe. Następnie obliczono procentowy udział poszczególnych taksonów oraz wszystkich grup ekologicznych.

Flora okrzemkowa rdzenia GC 303700-9 jest bardzo liczna i zróżnicowana taksonomicznie. Ogółem zidentyfikowano łącznie 228 gatunków, podgatunków odmian i form wegetatywnych okrzemek oraz 6 gatunków spor przetrwalnych z rodzaju *Chaetoceros*. Obok całych, zachowanych w dobrym stanie, okryw okrzemek występują pancerzyki

połamane mechanicznie i wytrawione chemicznie oraz drobny detrytus. W próbkach na głębokościach 1224-1200, 1100, 980-940, 876-855, 701 i 680 cm okrzemki reprezentowane były jedynie przez pojedyncze egzemplarze. Spektrum florystyczne oraz udział procentowy poszczególnych grup siedliskowych i halobowych pozwala na wyodrębnienie 7 poziomów okrzemkowych, które zgodnie z badaniami palinologicznymi i datowaniem ^{14}C odpowiadają kolejnym fazom rozwoju Bałtyku od Bałtyckiego Jeziora Lodowego do Morza Post-Littorina.

I. *Amphora pediculus – Fragilaria martyi – Aulacoseira islandica – Opephora krumbeinii* DAZ (1180-1050 cm). Flora okrzemkowa jest reprezentowana głównie przez oligohaloby indyferentne. W dolnej części poziomu przeważają słodkowodne okrzemki bentosowe (40-60 %), z których najważniejszymi przedstawicielami są *Amphora pediculus* oraz *Fragilaria martyi*. Obok nich występują zimnolubne formy nordycko-alpejskie reprezentowane przez *Achnanthes calcar*, *Cavinula jaernefeltii*, *Karayevia oestrupii*, *Navicula jentzschii* i *Planothidium joursacense*. W górnej części poziomu przewagę uzyskały słodkowodne okrzemki planktonowe, których udział sięga 60 %. W grupie tej dominantem jest gatunek *Aulacoseira islandica*, a towarzyszą mu przedstawiciele rodzaju *Stephanodiscus*. W dolnej części poziomu w zbiorowisku pojawiają się halofilne formy bentosowe (5-10 %), z których najczęściej notowano okrzemki z gatunku *Staurosira punctiformis*. W górnej części, natomiast, częściej obserwowano okrzemki preferujące wody morskie (*Opephora krumbeinii*) i brakiczne (*Cyclotella choctawhatcheeana*, *O. guenter-grassii*, *Fragilaria atomus)*.

II. *Aulacoseira islandica* DAZ (1050-890 cm). W poziomie odnotowano dominację oligohalobów indyferentnych. Podstawowym składnikiem zbiorowiska są przedstawiciele rodzaju *Aulacoseira*, należącego do słodkowodnego planktonu. Najczęściej obserwowano okrzemki z gatunku *A. islandica*, znacznie rzadziej *A. alpigena*, *A. ambigua*, *A. granulata* i *A. italica*. Ponadto, dość licznie występują *Stephanodiscus medius* i *S. neoastraea*. Na głębokości 1020, 885, 840 i 720 cm udział form planktonicznych drastycznie spada, a wzrasta udział słodkowodnego bentosu. W zbiorowisku okrzemek główną rolę pełnią *Amphora pediculus, Cocconeis placentula* z odmianami *euglypta* i *lineata*, *F. heidenii*, *F. martyi* i *Pseudostaurosira brevistriata*. W próbkach tych pojawiają się okrzemki zimnolubne, reprezentowane przez analogiczne formy do I DAZ. Obok nich odnotowano obecność halofobowego gatunku bentosowego *Tabellaria flocculosa*.

III. *Fragilaria heidenii - Aulacoseira islandica - Opephora krumbeinii* DAZ (890-780 cm). W niższej części poziomu ponad 70% frekwencji uzyskały słodkowodne okrzemki bentosowe (*A. pediculus, Fragilaria heidenii, F. martyi*). W górnej części poziomu 80% zbiorowiska stanowi słodkowodny plankton reprezentowany głównie przez gatunek *A. islandica*. Towarzyszą mu *A. ambigua, A. italica* oraz *Stephanodiscus medius*. Okrzemki preferujące większe zasolenie były obserwowane rzadko. W dolnej części poziomu ok. 6 % całego zbiorowiska stanowią przedstawiciele halofilnego gatunku bentosowego *S. punctiformis.* Na głębokości 885 oraz powyżej 840 cm odnotowano obecność form morskich i brakicznych. Pierwszą grupę reprezentują pojedyncze egzemplarze okrzemek bentosowych *Fallacia forcipata* i *Opephora krumbeinii*, drugą *Fragilaria geocollegarum, Opephora guenter-grassii, Navicula germanopolonica* i *Nitzschia fonticola*. Wśród oligohalobów halofilnych pojedynczo występowały *Placoneis clementis* oraz *Epithemia* spp.

IV. *Aulacoseira islandica - Fragilaria heidenii – Fragilaria martyi* (780-660 cm). Tafocenozę okrzemkową reprezentują formy słodkowodne. W dolnej części poziomu ponad 80% zbiorowiska stanowi plankton z przedstawicielami *Aulacoseira* spp. i *Stephanodiscus* spp. W górnej jego części analogiczną dominację uzyskały formy bentosowe, wśród których najczęściej obserwowano *Amphora* spp., *Fragilaria* spp., *Pseudostaurosira* spp., *Staurosira* spp. oraz formy zimnolubne. Ponadto, odnotowano we florze gatunek halofobowy – *Tabellaria flocculosa*.

V. *Aulacoseira* spp. - *Karayevia clevei* var. *bottnica – Diploneis smithii* DAZ (660-595 cm). Cechą charakterystyczną poziomu jest stopniowy spadek zawartości słodkowodnego planktonu i wzrost udziału okrzemek bentosowych różnych grup halobowych. W dolnej części poziomu dominują w zbiorowisku przedstawiciele rodzajów *Aulacoseira, Cyclotella* i *Stephanodiscus*. Spadek udziału tych okrzemek wiąże się z gwałtownym wzrostem udziału słodkowodnego bentosu. W grupie tej dominowały *Amphora pediculus, Cocconeis neothumensis*, *C. neodiminuta*, *Diploneis domblittensis*, *Fragilaria heidenii, Pseudostaurosira brevistriata* i *Staurosira binodis*. W dolnej części poziomu obserwowano gatunek *Tabellaria flocculosa.* W górnej części poziomu pojawiają się licznie bentosowe okrzemki preferujące bardzie zasolone wody. Wśród oligohalobów halofilnych obficie występuje *Karayevia clevei*, zaś *Epithemia* spp. i *Fallacia balnearis* notowane są rzadziej. Mezohaloby reprezentowane są głównie przez *Cocconeis hauniensis*, *Fragilaria geocollegarum, Opephora guenter-grassii* oraz *Fragilaria* spp. Łączny udział brakicznego

bentosu wzrasta od 4 do 22 %. Analogiczne zjawisko obserwowane jest wśród form morskich (od 1 do 16 %). W grupie tej dominują *Diploneis smithii* z odmianami *recta* i *rhombica*.

VI. *Thalassionema nitzschioides* - *Rhizosolenia hebetata* f. *hebetata* – *Diploneis* spp. DAZ (595-335 cm). W dolnej części poziomu występuje pik planktonu brakicznego (30% zbiorowiska), reprezentowanego przez gatunki *Cyclotella choctawhatcheeana* i *C. caspia* oraz planktonu indyferentnego (30%), w którym najczęściej obserwowano *Aulacoseira ambiqua* i *A. granulata*. Powyżej dominuje plankton morski, którego udział sięga 83%. Głównymi składnikami tej grupy są *Thalassionema nitzschioides*, *Pseudosolenia calcar-avis* i *Rhizosolenia hebetata* f. *hebetata*. Mniej licznie występowały *A. octonarius* i *Skeletonema marinoi*. Na głębokości od 535 do 335 cm odnotowano obecność *Thalassiosira oestrupii*. Wśród form bentosowych przewagę uzyskały okrzemki słonolubne z *Diploneis bombus, D. litoralis, D. smithii* i *D. stroemii*. Nieco rzadziej występowały *Cocconeis hoffmannii*, *C. scutellum*, *Grammatophora oceanica*, *Dimeregramma minor*, *Rhabdonema arcuatum*. Brakiczne okrzemki bentosowe były reprezentowane przez *Diploneis didyma*, *D. interrupta*, *Fragilaria improbula*, *Opephora guenter-grassii*, *O. mutabilis* i *Planothidium delicatulum*. Halofilne okrzemki bentosowe rzadko były notowane, z wyjątkiem dolnej części poziomu, gdzie obficie występował gatunek *Epithemia turgida*. Głównymi przedstawicielami słodkowodnego bentosu były *Amphora* spp., *Cocconeis placentula* i odmiany, *Fragilaria* spp., *P. brevistriata, S. construens.*

VII. *Pseudosolenia calcar-avis* - *A. octonarius* – *Diploneis* spp.– *Amphora* spp. DAZ (335-50 cm). W najwyższym poziomie zwraca uwagę stopniowy spadek udziału planktonu morskiego, który spowodowany jest zanikiem *T. nitzschioides* i *S. marinoi*. Odwrotna tendencję ma gatunek *P. calcar-avis*, którego udział wzrasta w kierunku stropu rdzenia. Licznie występuje w tym poziomie *A. octonarius*. Ku górze wzrasta udział planktonu słodkowodnego, reprezentowanego przez *Aulacoseira ambigua* i *A. granulata*. Udział morskich i brakicznych form bentosowych jest podobny (15 - 20 %). Podstawowymi składnikami pierwszej grupy są *C. adhaerens*, *Diploneis* spp., *G. oceanica*, zaś drugiej *D. didyma, O. guenter-grassii, O. mutabilis, P. delicatulum* i *S. tabulata*. Powyżej głębokości 190 cm wzrasta udział bentosowych oligohalobów indyferentnych, co jest związane z obfitością przedstawicieli *Amphora* spp., *Cocconeis* spp. i *P. brevistriata.*

Bibliografia:

Andrén E., Andrén T., Kunzendorf H., 2000a. Holocene history of the Baltic Sea as background for assessing records of human impact in the sediments of the Gotland basin. The Holocene, 10: 687–702.

Andrén E., Andrén T., Sohlenius G., 2000b. The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin. Boreas, 29: 233–250.

Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillén L., Anjar J., 2011. The development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka. [in:] Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.) The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies. Springer-verlag Berlin Heidelberg, s. 75–97.

Battarbee R.W., 1986. Diatom analysis, [in:] B.E. Berglund (eds.), Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology. John Wiley & Sons, London, s. 527–570.

Berglund B.E., Sandgren P., Barnekow L., Hannon G., Jiang H., Skog G., Yu S., 2005. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden. Quaternary International, 130: 111– 39.

Björck S., 2008. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin. [in:] The BACC Author Team (eds.) Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, s. 398-407.

Emeis K.C., struck U., Blanz., Kohly A., Voss M., 2003. Salinity changes in the central Baltic Sea (NW Europe) over the last 10 000 years. The Holocene, 13: 411–421.

Harff J., Endler R., Emelyanov E., Kotov S., Leipe T., Moros M., Olea R., Tomczak M., Witkowski A., 2011. Late Quaternary Climate Variations Reflected in Baltic Sea Sediments. [in:] Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.) The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies. Springer-verlag Berlin Heidelberg, s. 99–132.

Lampe R., Meyer H., Ziekur R., Janke W., Endtmann E., 2007. Holocene evolution of the irregularly sinking southern Baltic Sea coast and the interactions of sea-level rise, accumulation space and sediment supply. [in:] Harff J., Lüth F. (eds.) SINCOS – Sinking Coasts. Geosphere, Ecosphere and Anthroposphere of the Holocene Southern Baltic Sea. Bericht der RGK 88, s. 15-46.

Mojski J.E., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Moros M., Lemke W., Kuijpers A., Endler R., Jensen J.B., Bennike O., Gingele F., 2002. Regressions and transgressions of the Baltic basin reflected by a new high-resolution deglacial and postglacial litostratigraphy for Arkona Basin sediments (western Baltic Sea) Boreas, 31: 151–162.

Schrader H., Gersonde R., 1978. Diatom and silicoflagellates In the eight meters sections of the lower Pleistocene At Capo Rossello. Utrecht Micropaleontological Biulletin, 17: 129–176.

Stoermer E.F., Smol J.P, 2010. Aplications and uses of diatoms: prologue, [in:] Stoermer E.F., Smoll J.P. (eds.) The diatoms. Application for the Environmental and Earth Sciences. Cambridge University Press, Cambridge, s. 3-10.

Uścinowicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. Polish Geological Institute Special Papers, s. 1–79.

Westman P., Sohlenius G., 1999. Diatom stratigraphy in five offshore cores from the northwestern Baltic proper implying large scale circulation changes during the last 8 500 years. Journal of Paleolimnology, 22: 53–69.

Witak M., 2010a. Flora okrzemkowa. [w:] Bolałek J. (red.) Fizyczne, biologiczne i chemiczne badania morskich osadów dennych. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 234-246.

Witak M., 2010b. Application of diatom biofacies in reconstructing the evolution of sedimentary basins. Records from the southern Baltic Sea differentiated by the extent of the Holocene marine transgressions and human impact. [in:] Witkowski A. (eds.) Diatom Monographs 12, A.R.G. Gantner Verlag, K. G. Ruggell, Liechtenstein

Witkowski A., 1994. Recent and fossil diatom flora of the Gulf of Gdańsk, Southern Baltic Sea. Bibliotheca Diatomologica 28, Berlin, s. 1-313.

WYBRANE PRZEJAWY FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻY MORSKICH W WARUNKACH ZMIAN KLIMATU I NARASTAJĄCEJ ANTROPOPRESJI



Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Marcin Winowski, Jacek Tylkowski

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność czasowa morfodynamiki wybrzeża klifowego wyspy Wolin w latach 1984-2016

Wprowadzenie

Wybrzeża klifowe stanowią ważny element struktury krajobrazowej Pobrzeża Południowego Bałtyku. Zróżnicowanie nadmorskich klifów jest determinowane budowa geologiczną, morfometrią i morfologią oraz ich funkcji jakie pełnią w rozwoju strefy brzegowej.

Wybrzeże klifowe wyspy Wolin o długości 15 km (Kostrzewski in. 2015) znajduje się na obszarze Wolińskiego Parku Narodowego, co stwarza dogodną sytuację do zorganizowanych badań monitoringowych ich morfodynamiki.

Systematyczne badania terenowe wybrzeża klifowego wyspy Wolin realizowane są od 1973 roku. Podstawowym celem badań jest rozpoznanie litologiczne i morfologiczne, określenie aktualnego stanu i tendencji rozwojowych wybrzeży klifowych (Kostrzewski, Zwoliński 1994, 1995). Z metodologicznego punktu widzenia wybrzeża klifowe traktujemy jako element współczesnego morfosystemu wybrzeży Południowego Bałtyku (Kostrzewski 1987).

Współczesny system denudacyjny wybrzeża klifowego wyspy Wolin stymulowany jest uwarunkowaniami morfolitologicznymi, hydrometeorologicznymi, pokryciem terenu i działalnością człowieka. W efekcie funkcjonowania o zmiennym charakterze i natężeniu systemu denudacyjnego, wybrzeże klifowe jest różnicowane na oddzielne jednostki – geoekosystemy (Kostrzewski 1993).

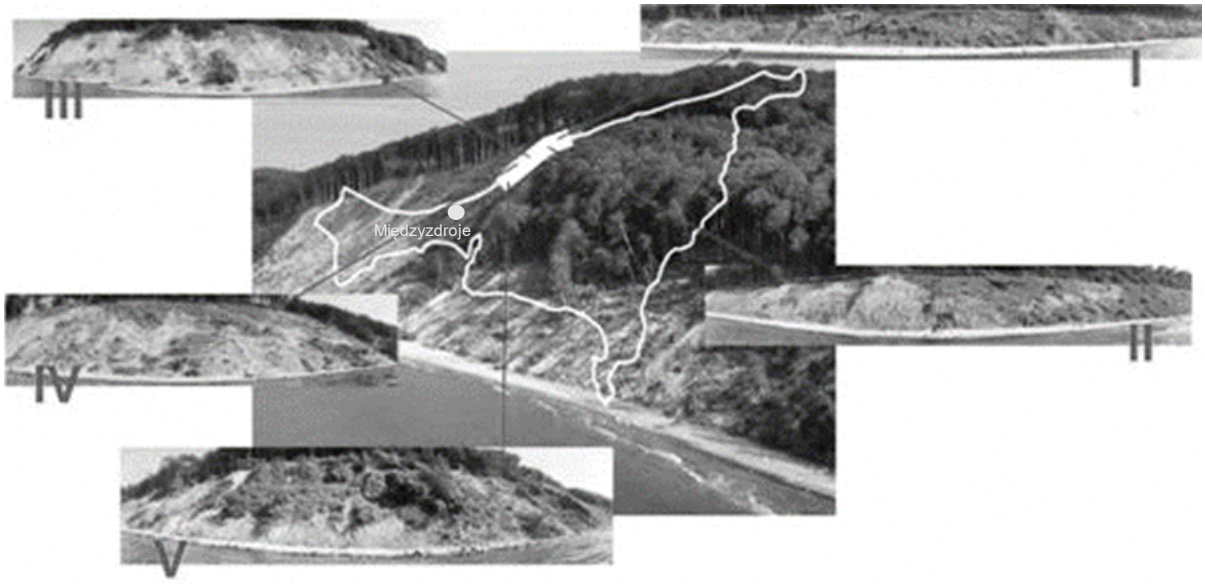
Podstawą prezentowanego opracowania jest tematyczna baza danych, która zawiera zweryfikowane serie obserwacyjne – wartości tempa cofania korony klifu wyspy Wolin na wybranych odcinkach testowych w latach 1984-2016 (Kostrzewsk i in. 2015). Kolejnym źródłem informacji są zgromadzone zdjęcia archiwalne monitorowanych odcinków testowych oraz studia uszczegóławiające realizowanego kartowania geomorfologicznego wybrzeża

klifowego, w zakresie ewolucji wybranych form rzeźby, zespołów form i typów rzeźby na badanych odcinkach wybrzeża (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1993).

W konsekwencji celem opracowania jest rozpoznanie mechanizmu funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego w oparciu o zmienność morfologiczną analizowanych odcinków testowych.

Obszar i metodyka badań

Współczesne tendencje oraz aktualny stan morfodynamiczny wybrzeża klifowego jest efektem występowania procesów erozyjnych warunkowanych czynnikami hydrometeorologicznymi. W celu określenia tendencji zmian geomorfologicznych wybrzeża klifowego wyspy Wolin wybrano do badań 5 odcinków testowych zróżnicowanych pod względem litologicznym i morfologicznym, położonych na wschód od Międzyzdrojów (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja odcinków testowych do badania aktualnych tendencji morfodynamiki wybrzeża klifowego na wyspie Wolin

Wybrane do badań odcinki testowe o zróżnicowanej długości (250-400 m), zbudowane są w przeważającej części z utworów piaszczystych (środkowy segment odcinka III oraz odcinek IV), piaszczysto-gliniastych (odcinek I), gliniasto-piaszczystych (odcinki II i V oraz początkowy i końcowy segment odcinka III) oraz gliniastych (początkowy segment odcinka III) (tab. 1). Można stwierdzić, że wybrane do planowego monitoringu odcinki testowe są reprezentatywne dla wybrzeży klifowych Południowego Bałtyku na obszarze Polski.

Tab. 1 Cechy morfometryczne i litologiczne odcinków testowych (Kostrzewski i in. 2015)

Odcinek	Długość odcinka [m]	Wysokość klifu [m]	Ekspozycja	Litologia
I	250	15	350º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
II	210	20	340º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
III	400	35-60	323º	Glina szara / glina brązowa / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
IV	200	50	312º	Glina szara (miejscami) / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe
V	280	30-40	315º	Glina szara / piaski fluwioglacjalne / eoliczne piaski pokrywowe

Na odcinkach testowych (ryc. 1) określono za pomocą domiarów prostokątnych coroczny ubytek korony klifu, co umożliwiło ilościowe oszacowanie tempa cofania wybrzeża klifowego. Uzyskane wyniki pomiarów stanowią podstawę prezentacji aktualnych tendencji aktualnego stanu morfodynamicznego wybrzeża.

Do określenia tendencji zmian geomorfologicznych wybrzeża wykorzystano również materiał dokumentacyjny, pochodzący z corocznych kartowań geomorfologicznych prowadzonych od połowy lat 70-tych XX wieku. Podstawą oceny jakościowej zmienności morfologicznej badanych odcinków testowych były sporządzane etapowe mapy geomorfologiczne oraz na ich podstawie mapy morfodynamiczne (Kostrzewski, Zwoliński 1986a,b, 1988).

Morfodynamika wybrzeża klifowego

Morfosystem wybrzeży klifowych wyspy Wolin, obejmuje zespół form rzeźby i osadów, który powstał w określonych warunkach morfolitogenezy, sterowanych klimatem (Kostrzewski 1987). Wzajemne relacje zachodzące pomiędzy poszczególnymi elementami wybrzeża warunkują tempo cofania klifu oraz jego zróżnicowanie morfologiczne i morfodynamiczne.

Aktualne tendencje morfodynamiki geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin są efektem nakładających się cykli morfogenetycznych. Czas trwania cykli jest zróżnicowany, warunkowany litologią, pokryciem terenu, a przede wszystkim zmiennością sezonową pogód, które wyznaczają ich rytm funkcjonowania w cyklu rocznym (Kostrzewski, Zwoliński 1987; Tylkowski 2013; Winowski 2015).

Poniżej przedstawiona została zmienność morfologiczna analizowanych odcinków testowych.

Odcinek I – piaszczysto-gliniasty

W okresie obserwacyjnym analizowany odcinek klifu przejawiał zróżnicowaną aktywność, zmieniając w tym czasie funkcje morfodynamiczne. W roku 1983 w efekcie wzmożonej dynamiki morza doszło do znacznego uaktywnienia zbocza co przełożyło się na jego przemodelowanie. Do połowy lat 80-tych XX wieku odcinek ten charakteryzował się zmianami geomorfologicznymi, a jego rzeźba kształtowana była przez procesy głównie o charakterze przeciętnym. W roku 1988 dynamika procesów stokowych zaczęła słabnąć. W efekcie tego obszary degradacyjne zostały porośnięte roślinnością trawiastą. W roku 1995, po silnym sztormie doszło do bardzo dużych zmian w obrębie analizowanego odcinka. Wzmożona abrazja doprowadziła do znacznego podcięcia klifu, co z kolei przełożyło się na inicjację procesów stokowych kształtujących górne partie klifu. W roku 1999 klif zaczął się stabilizować, a jego powierzchnię w ok. 90% porosła roślinność trawiasta. Od roku 2000 w obrębie klifu nie zarejestrowano znaczących procesów stokowych. Dynamika cofania korony klifu była znikoma (poza 2008 rokiem). Aktualnie odcinek jest w fazie stabilizacji morfodynamicznej, ubytek korony klifu w ostatnich 5 latach wyniósł tylko 0,05 m.

Odcinek II – gliniasto-piaszczysty

Odcinek II przejawiał przeciętną aktywność. W jego obrębie przeważały procesy obrywania, odpadania, osuwania, a w okresach sztormowych głównym czynnikiem morfotwórczym była abrazyjna działalność wód morskich. Wśród wymienionych procesów ważną rolę pełniła także erozja wodna, która w części gliniastej tworzyła szereg form linijnych. W roku 1983 na odcinku II zarejestrowano duże zniszczenia klifu. W okresie tym doszło do usunięcia większości powierzchni roślinnych klifu oraz wykształcenia podciosów abrazyjnych. Do połowy lat 90-tych XX wieku klif ten ulegał stabilizacji. W roku 1995 w efekcie silnego wezbrania sztormowego zbocze klifowe uległo uaktywnieniu, co przełożyło się na znaczne cofnięcie korony. W latach 2000 i 2001 zanotowano ustabilizowanie zbocza. Przez kolejne trzy lata, klif ponownie zaczął się uaktywniać a natężenie procesów rzeźbotwórczych pozostawało niezmienne do 2011 roku. W ostatnim pięcioleciu odcinek ten podlegał największemu ubytkowi korony klifu (w sumie 1,69 m). Odcinek obecnie jest aktywny.

Odcinek III – gliniasty/piaszczysty/gliniasto-piaszczysty

Dominującymi procesami modelującymi rzeźbę tego zbocza klifowego były: obrywanie, odpadnie, spłukiwanie i spływanie – w części wschodniej (gliniastej), osypywanie, osuwanie, deflacja – w części środkowej (piaszczystej), a także osiadanie – w części zachodniej (gliniasto-piaszczystej z wysiękami wód gruntowych). Od początku obserwacji nie rejestrowano zanikania aktywności procesów modelujących zbocze. Jedynie w latach 1988, 1989 zauważalne było utrwalenie części środkowej i zachodniej odcinka. Podobnie jak w przypadku odcinka I i II także na tym odcinku w latach 1983 i 1995 zaobserwowano wzmożenie aktywności morfodynamicznej. W ostatnich 5 latach odcinek ten cechował względnie niski ubytek korony klifu (w sumie 0,69 m).

Odcinek IV - piaszczysty

Od roku 1981 analizowany odcinek wybrzeża przejawia wysoką aktywność. W latach 1983 i 1995 w efekcie silnych wezbrań sztormowych na obszarze testowanego odcinka zauważono wzrost aktywności procesów stokowych. W odpowiedzi na zwiększoną dynamikę zbocza w roku 1995 doszło do powiększenia strefy degradacyjnej oraz znacznego cofnięcia korony (średnio 4,33 m). Po okresie zwiększonej aktywności w roku 2000 doszło do ustabilizowania zbocza. Po tym okresie odcinek ponownie uległ odświeżeniu i podlega nieustannym procesom erozji, czego przejawem jest względnie wyższa intensywność cofania korony klifu (od 2012 roku w sumie 1,06 m).

Odcinek V – gliniasto-piaszczysty

Na odcinku V odnotowano dużą aktywność procesów rzeźbotwórczych. W analizowanym czasie wyróżnić można okresy, w których pewne partie klifu zmieniły funkcje morfodynamiczne. Jako przykład może tutaj posłużyć wydarzenie z roku 1995, gdy po silnych sztormach we wschodniej części odcinka zanotowano uaktywnienie morfodynamiki zbocza, natomiast górna partia zbocza klifowego w części środkowo-zachodniej odcinka została całkowicie utrwalona zaroślami rokitnika. Po upływie czterech lat ponownie doszło do zmiany funkcji morfodynamicznej. Część wschodnia ustabilizowała się, natomiast zachodnia - w efekcie wystąpienia intensywnych opadów deszczu została uruchomiona przez procesy erzoji wodnej i większość roślinności porastającej zbocze została usunięta wraz ze spływami błotnymi. Należy nadmienić, iż w roku 1983 tak charakterystycznym dla pozostałych odcinków nie zanotowano wzmożenia aktywności klifu. W ostatnich 5 latach korona klifu cofnęła się w sumie o 0,85 m.

Tendencje morfodynamiczne zboczy klifowych

Na podstawie przeprowadzonej analizy zmorfodynamiki pięciu odcinków testowych wybrzeża klifowego wyspy Wolin należy stwierdzić, iż intensywność niszczenia brzegu była zróżnicowana w czasie i przestrzeni. W roku 1983 po ekstremalnych wezbraniach sztormowych doszło do przemodelowania odcinków I, II, III i IV. Do połowy lat 90-tych z powodu braku zdarzeń o charakterze ekstremalnym zauważono stopniową stabilizację klifów. W roku 1995 po katastrofalnych sztormach analizowany odcinek wybrzeża ponownie został uaktywniony. W tym przypadku przemodelowane zostały generalnie wszystkie odcinki. Od tego czasu badane odcinki nie uległy znacznym przemianom. Wobec powyższego należy stwierdzić, iż wybrzeże klifowe wyspy Wolin charakteryzuje się cyklicznością rozwoju. Okresy równowagi dynamicznej przedzielone zostały edpizodami wzmożonej dynamiki (por. Kostrzewski, Zwoliński 1986b).

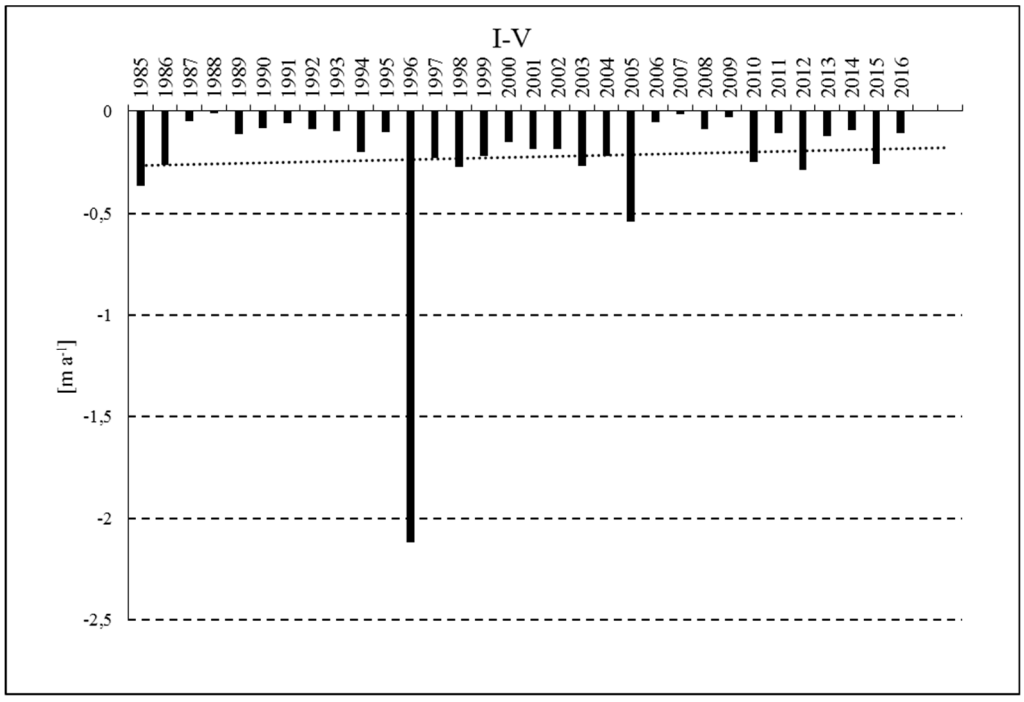
W oparciu o coroczne pomiary cofania korony klifu w latach 1984-2016 konieczne jest ich odniesienie do uwarunkowań hydrometeorologicznych. Poniżej przedstawiono dynamikę położenia korony klifu w odniesieniu do zmienności poziomu morza. W badanym wieloleciu najwyższe wezbrania sztormowe odnotowano w sezonie sztormowym 1995/1996 (Kostrzewski, Zwoliński 1998). W listopadzie 1995 roku na mareografie IMGW w Świnoujściu zarejestrowano najwyższą wartość poziomu morza tj 661 cm. W początkowej fazie sztormu zaistniał proces przygotowania stoku podwodnego do postaci umożliwiającej falom przyboju efektywną abrazję nadbrzeża, po czym doszło do ekstremalnego podcięcia klifu. Na odcinkach gliniastych podcięcia przejawiały się pod postacią nisz, podcięć i podciosów abrazyjnych, które w miarę pogłębiania obrywały się, doprowadzając tym samym do zwiększenia nachylenia zbocza klifowego u jego podnóża. Na odcinkach piaszczystych, najmniej odpornych na abrazję, fale przyboju abradowały zakumulowane u podnóża klifu formy usypiskowe. Należy nadmienić, iż formy te stanowią naturalną podporę dla zboczy o większym nachyleniu i w przypadku ich ubytku dochodzi do utraty stabilności całego zbocza. Sytuacja ta prowadzin do uruchomienia szeregu procesów osuwiskowych obejmujących całą wysokość zbocza klifowego, doprowadzając tym samym do znacznego cofnięcia korony klifu. W efekcie listopadowego wezbrania z 1995 roku zarejestrowano najwyższe średnie wartości cofnięcia korony klifu: odcinek I (-1,8 m), odcinek II (-0,19 m), odcinek III (0,0 m), odcinek IV (-2,83 m), odcinek V (-1,82 m). Po listopadowych sztormach nastąpił okres zmniejszonej dynamiki morza. Maksymalny poziom morza w grudniu 1995 i styczniu 1996 wyniósł odpowiednio (536 cm) i (508 cm). Pomimo niewielkiej dynamiki morza w 1996 roku

tempo cofania korony klifu było nadal wyraźnie widoczne: odcinek I (-1,15 m), odcinek II (-0,47 m), odcinek III (-0,32 m), odcinek IV (-1,51 m), odcinek V (-0,53 m). Sytuacja taka spowodowana była procesem odzyskiwania przez system stokowy stanu równowagi dynamicznej.

Zmienność czasowa aktywności morfodynamicznej wybrzeża klifowego

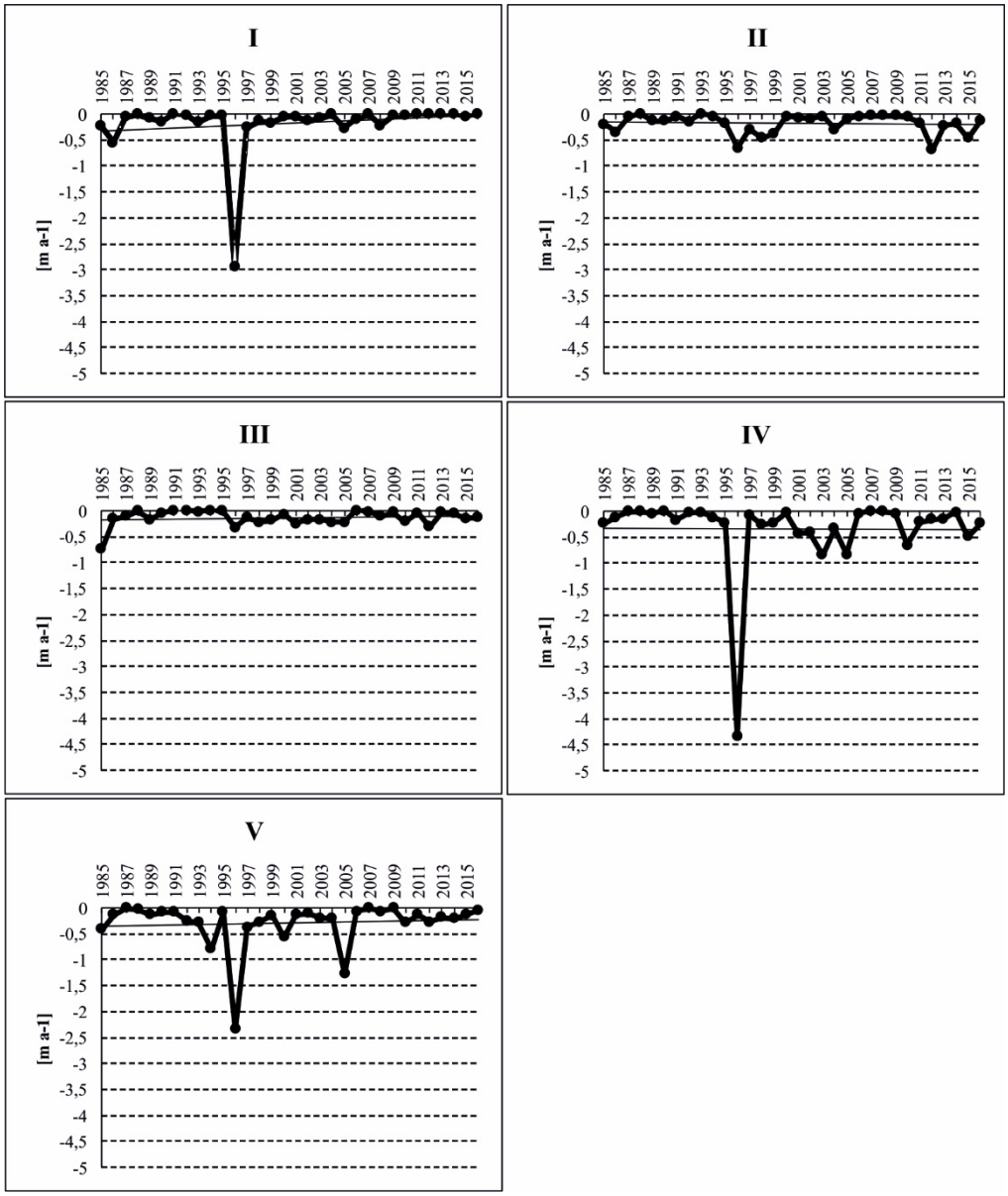
Aktualny stan morfodynamiki wybrzeża klifowego wynika z tendencji rozwojowych brzegu morskiego, które są skutkiem czasowej zmienności występowania procesów hydrometeorologicznych i geomorfologicznych. W badanym okresie można stwierdzić niską intensywność ubytku korony klifu, wynoszącą średnio 0,23 m a^{-1}. Zakres zmienności zjawiska wynosi od 0,14 m a^{-1} (dla odcinka III) do 0,35 m a^{-1} (dla odcinka IV). O dynamice cofania korony klifu decydują uwarunkowania lokalne, związane bezpośrednio jego litologią oraz pośrednio z systemem korzeniowym roślinności. Najmniejsze zmiany w położeniu korony klifu obserwowano w przypadku odpornego na erozję klifu gliniastego (odcinek III) a największą intensywność zjawiska dla klifu piaszczystego (odcinek IV).

Czasowa dynamika ubytku korony klifu wykazała jej niską intensywność. Jedynie podczas wyjątkowych zdarzeń o charakterze ekstremalnym, zwłaszcza podczas intensywnych wezbrań sztormowych (poziom morza 661 cm w listopadzie 1995 roku i 636 cm 2004 roku) zanotowano znaczny ubytek korony klifu w kolejnych latach pomiarowych, tj 1996 i 2005 (ryc. 2; ryc. 3).



Ryc. 2. Trend cofania korony klifu [m a^{-1}] na wyspie Wolin w latach 1985-2016

Ogólna analiza trendu liniowego ubytku korony klifu w badanym 30. leciu nie wykazuje występowania istotnie statystycznego trendu spadku tempa cofania korony klifu (ryc. 3), aczkolwiek można zauważyć generalną prawidłowość spadku intensywności cofania korony klifu. Zmiany geomorfologiczne w strefie wybrzeża klifowego determinowane są przypadkowymi, losowymi ekstremalnymi wezbraniami sztormowymi. W badanym okresie takie zdarzenia występowały początkowo w odstępach około 10 letnich (lata 1985, 1996) a później w interwałach 2-3 letnich (lata 2010, 2012 i 2015). Można zaobserwować pewną prawidłowość wzrostu tempa cofania korony klifu na odcinku II - gliniasto-piaszczystym oraz bardzo słaby spadek tego tempa na odcinkach I - piaszczysto-gliniastym i V - gliniasto-piaszczystym (ryc. 3).



Ryc. 3 Zmienność czasowa cofania korony klifu [m a^{-1}] na odcinkach I-V na wyspi Wolin w latach 1985-2016

Powyższe tendencje i aktualnie niska aktywność morfodynamiczna klifu warunkowana jest lokalną specyfiką badanych odcinków, tj litologią, ekspozycją, pokryciem terenu oraz aktualnym etapem rozwoju brzegu klifowego, tj pewną stabilizacją wyrażoną zmniejszającym się ubytek korony klifu.

Podsumowanie

Przedstawiona analiza tendencji morfodynamicznych wybrzeża klifowego na badanych 5 odcinkach testowych w latach 1984-2016 ukazała zmienność czasową ubytku korony klifu oraz zmiany funkcji morfodynamicznych. Na przestrzeni ponad 30 lat można wyróżnić dwa zasadnicze ekstremalne zdarzenia, które w największym stopniu wpłynęły na wzrost aktywności procesów stokowych. Dla odcinków I i II były to lata 1983 i 1995 a w przypadku pozostałych trzech odcinków był to rok 1995. Widoczna była sezonowość zmian zachodzących na klifie.W jesienno-zimowych sezonach sztormowych dominowały procesy ekstremalne, których aktywność w znaczącym stopniu przyczyniała się do modelowania klifu, np. przedstawiono studium przypadku z okresu 1995/1996. W sezonach letnich dominowały procesy o charakterze przeciętnym.

W oparciu o zgromadzony materiał pomiarowy i dokumentacyjny można zasugerować prognozę rozwoju brzegu klifowego wyspy Wolin. Aktualnie badane odcinki są w fazie zmniejszającej się aktywności morfodynamicznej i wzrastającej stabilizacji. O współczesnej morfodynamice klifów decydują w znacznej mierze uwarunkowania lokalne, związane z morfolitologią brzegu a przede wszystkim z występowaniem losowych, ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych (zwłaszcza intensywnych wezbrań sztormowych), których prognozowanie jest trudne. Prześledzenie związków przyczynowo-skutkowych pomiędzy uwarunkowaniami hydrologicznymi i meteorologicznymi a efektami zdarzeń geomorfologicznych na wolińskim klifie będzie przedmiotem studiów modelowych rozwoju geoekosystemu wybrzeża klifowego

Badania zostały sfinansowane z grantu KBN nr 6 6128 9203

Bibliografia

Kostrzewski A., 1987: Morfosystem wybrzeża klifowego wyspy Wolin – założenia metodologiczne. Sprawozdania PTPN nr 104 za 1985, 66-71.

Kostrzewski A., 1993: Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: A. Kostrzewski (red.). Geoekosystem obszarów nizinnych. Polska Akademia Nauk, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław: 11–17.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1986a: Kartowanie morfologiczne współczesnego systemu denudacyjnego wybrzeży klifowych wyspy Wolin, propozycja sygnatury. Sprawozdania PTPN nr 101 za 1984, 49-52.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1986b. Operation and morphologic effects of present-day morphogenetics processes modelling the cliffed coast of Wolin Island, N.W. Poland. W: V.Gardiner (ed.), International Geomorphology 1986 John Wiley and Sons, Pt 1: 1231-1252

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1987: Formy erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin – propozycja klasyfikacji. Sprawozdania PTPN nr 104 za 1985, 72-75

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1988: Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island. Geographia Polonica, 55: 69-81.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1993: Koncepcja mapy morfodynamicznej wybrzeża klifowego Wyspy Wolin. [W:] Seminarium Stan i perspektywy badań naukowych na obszarze Wolińskiego Parku Narodowego, Międzyzdroje: 42-43.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1994. Contemporary morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. W: K. Rotnicki (ed.), Changes of the Polish Coastal Zone, QRI, AMU, Poznań: 145-155.

Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1995. Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island. Jour. of Coast. Res., Spec. Iss. 22: 293-303.

Kostrzewski, A., Zwoliński, Zb., 1998: Wpływ sztormów na rzeźbę wybrzeża klifowego wyspy Wolin. The influence of storms on relief of the cliff coasts of Wolin Island. W: K. Pękala (red.), Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. UMCS, Lublin: 129-132.

Tylkowski, J., 2013. Temporal and spatial variability of air temperature and precipitation at the Polish coastal zone of the southern Baltic Sea. Baltica, 26 (1), 83–94. Vilnius. ISSN 0067–3064.

Winowski M., 2015, Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy), *Landform Analysis, 28: 87–102,*

Stanisław Musielak, Kazimierz Furmańczyk, Natalia Bugajny
Uniwersytet Szczeciński,
Instytut Nauk o Morzu

Czynniki i procesy kształtujące geosystem wybrzeża południowego Bałtyku w różnych skalach czasowych i przestrzennych

W badaniach morskiej strefy brzegowej ważna jest nie tylko znajomość praw rządzących rozwojem tej strefy, ale też określenie czasowej i przestrzennej skali zjawisk i procesów w niej zachodzących. Próby ich parametryzacji podejmowano w kilku pracach (Musielak 1992; Terwindt, Kroon 1995, Schwarzer i in. 2003). Autorzy referatu przedstawiają nową koncepcję określenia zależności pomiędzy działającymi czynnikami oraz procesami kształtującymi wybrzeże, a także ich wzajemnych powiązań i morfodynamicznych efektów.

W geosystemie strefy brzegowej południowego Bałtyku, wyodrębniono hierarchiczne klasy zespołów czynników i procesów, nazwane przez autorów „systemami brzegowymi", które funkcjonują równolegle w różnych skalach czasu i przestrzeni:

I - na obszarach setek kilometrów w skali tysiącleci;

II – na kilkudziesięciokilometrowych odcinkach wybrzeża w skali setek lat;

III – zmiany dekadowe - dziesiątki lat, kilometry;

IV – zmiany kilkuletnie - setki metrów;

V – zmiany sezonowe, kwartalne – miesiące, dziesiątki metrów;

VI – zmiany krótkookresowe - tygodnie, dni, godziny – metry, dziesiątki centymetrów;

VII – zmiany chwilowe - minuty, sekundy – centymetry, milimetry.

Przeprowadzona analiza zebranych materiałów i uzyskane wyniki badań, umożliwiły określenie głównych czynników działających w morskiej strefie brzegowej:

- czynnikami określającymi kierunek i tempo przekształcania brzegów południowego Bałtyku, są różne okresowe wahania poziomu wody, a także procesy hydrodynamiczne, uwarunkowane przemieszczaniem się układów barycznych, generujących wiatry i związane z nimi zjawiska falowania oraz prądy;

- wahania położenia poziomu wody w strefie brzegowej mają różne przyczyny, amplitudę, a także różny czas trwania, a ich wpływ na strefę brzegową jest zróżnicowany również w przestrzeni;
- zmiany poziomu wody powodują przemieszczanie głównych stref rozpraszania energii falowej i związanych z nimi stref hydrodynamicznych. Istotną rolę w określonym przedziale czasowym, odgrywają związane ze zmianami klimatycznymi eustatyczne wahania poziomu morza, a także neotektonika (wznoszące lub obniżające ruchy podłoża), powodujące tzw. „względne wahania poziomu morza";
- falowanie wiatrowe intensywnie oddziałuje na dno i brzegi, przekazując duże ilości energii. Jak wykazały to eksperymentalne badania terenowe, o morfodynamicznych efektach rozpraszania tej energii (erozja, akumulacja), decydują zarówno parametry falowania (wysokości fal), jak również zmiany położenia powierzchni wody przy brzegu. Dotyczy to całego spektrum wahań poziomu wody, występujących w strefie przybrzeżnej, w tym spiętrzeń sztormowych, fal barycznych, fal podgrawitacyjnych, sejszy itd. Fale o dużych parametrach, przy niskim poziomie wody, przebudowują dno w strefie przybrzeżnej, generując poprzeczy i wzdłużbrzegowy transport osadów, w tzw. „warstwie dynamicznej";
- podwyższający się poziom morza powoduje to, że strefa dyssypacji energii falowej przemieszcza się w kierunku brzegu, a powstałe po załamaniu fal napływy wody, mogą sięgać do podnóża wydmy lub klifu, powodując ich erozję;
- istotnymi są również ekspozycja brzegu na główne kierunki falowania, długość rozbiegu fal oraz kierunki i tempo przemieszczania się układów cyklonalnych (niżów barycznych), powodujących spiętrzenia wody i decydujących o kierunku wiatru oraz falowania, a także występowanie wysp przybrzeżnych i półwyspów, blokujących swobodne docieranie fal do brzegu;
- nakładające się niekorzystne warunki hydrometeorologiczne i podwyższony poziom wody (silne falowanie, spiętrzenia sztormowe), mogą spowodować wystąpienie zjawisk ekstremalnych, prowadzących do katastrofalnych zmian w strefie brzegowej, w tym przerywania wydm i zatapiania terenów niżej położonych (powodzie sztormowe), a także uaktywnienia abrazji klifów, zagrażającej posadowionej w ich pobliżu infrastrukturze.

Na ukształtowanie ogólnego zarysu linii brzegowej i jej ewolucję wpływ ma budowa geologiczna oraz tektonika obszaru. Analiza zależności ogólnego zarysu linii brzegowej od budowy geologicznej, przeprowadzona przez autorów dla całego polskiego wybrzeża Bałtyku, wykazała istnienie jego związku z rozwojem określonych struktur tektonicznych (Musielak i in. 2017), w tym niecki perybałtyckiej, wyniesienia Łeby i niecki szczecińskiej,

które miały istotny wpływ na rozwój erozji glacjalnej w trakcie zlodowaceń plejstoceńskich. Rejonom, w których występują struktury z tendencją do powolnego podnoszenia się, towarzyszy najczęściej wysunięcie ogólnego zarysu linii brzegowej w stronę morza, jak ma to miejsce w obszarze wyniesienia Łeby na środkowym wybrzeżu Polski. Na obszarach, w którego podłożu występują pęknięcia tektoniczne oddzielające struktury mające tendencje do powolnego obniżania się, powstały zatoki morskie. Na obszarze wybrzeży Polski są to zatoki: Pomorska i Gdańska. Procesy neotektoniczne (w tym związane z glacioizostazją), w zależności od ich znaków, wzmagają (ruchy obniżające) lub opóźniają (ruchy wznoszące) morfodynamiczne efekty transgresji morskiej, co można prześledzić na przykładzie holoceńskiej historii rozwoju wybrzeży Bałtyku (Uścinowicz 2003). Efekty ruchów neotektonicznych, mających wpływ na „względne wahania poziomu morza", zauważalne są w skali czasowej mierzonej tysiącleciami, zaś przestrzennie obejmują one setki kilometrów wybrzeża. Warunkują one powstawanie „systemów brzegowych", które można wydzielić jako systemy pierwszego rzędu. Na polskim wybrzeżu południowego Bałtyku wykształciły się trzy takie systemy, obejmujące wybrzeża Zatoki Pomorskiej, wybrzeże środkowe oraz wybrzeża Zatoki Gdańskiej. W ich obszarze, niezależnie od ruchów neotektonicznych, występują i rozwijają się zarówno brzegi klifowe, jak i wielkie formy akumulacyjne (kosy, mierzeje).

W długookresowych wahaniach poziomu morza, istotne znaczenia mają czynniki klimatyczne, powodujące wahania natury eustatycznej (zmiany objętości wody w morzu). Poza systematycznym podnoszeniem się poziomu wody w całym holocenie, a szczególnie w jego późniejszej fazie, w rejonie wybrzeży południowego Bałtyku, zaznaczały się oscylacje tempa wzrostu położenia poziomu wód. Występowało szereg spowolnień transgresji, a nawet krótkotrwałe wahnięcia regresyjne, obejmujące setki lat. Uwarunkowały one powstanie systemów brzegowych drugiego rzędu. Z funkcjonowaniem tych systemów wiązać należy genezę i rozwój wszystkich wielkich form akumulacyjnych wybrzeży południowego Bałtyku, w tym mierzei: Łebskiej, Wiślanej, Dziwnowskiej oraz Półwyspu Helskiego. Wahania te decydowały o rozwoju zarówno brzegów wydmowych jak i klifowych (Furmańczyk, Musielak 2015). W skali stuleci na tempo zmian zachodzących w strefie brzegu morskiego, miały wpływ także ekspozycja brzegu i podatność na spiętrzenia oraz zróżnicowanie wielkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej, na które nakładała się aktualna w danym okresie dynamika atmosfery, w tym kierunek i siła wiatru oraz kierunki cyrkulacji atmosferycznej. Były one nieco inne dla każdego okresu (np. stulecia), dlatego ukształtowane w poprzednim okresie tendencje rozwoju brzegu, ulegały zmianom. Tłumaczy to, dlaczego

wielkość i kierunek zmian obserwowanych wzdłuż brzegów południowego Bałtyku nie są jednolite.

Wahania poziomu morza występujące w skali czasowej obejmującej dziesięciolecia (Wiśniewski i in. 2011), a w przestrzeni – kilometry, warunkują powstanie systemów brzegowych trzeciego rzędu, w tym wałów wydm nadbrzeżnych. Zasadnicze zmiany brzegu, w perspektywie dziesiątków lat zachodzą w sposób nieregularny. W znacznej mierze decydują o nich zdarzenia ekstremalne, powodujące istotne zazwyczaj erozyjne zmiany.

Kilkuletnie wahania poziomu morza tworzą systemy brzegowe czwartego rzędu, o zasięgu przestrzennym do setek metrów (np. wydmy przednie). Analiza cykliczności zmian poziomu morza w skali poszczególnych dziesięcioleci, umożliwiła wydzielenie przedziałów czasu w których miało miejsce obniżeniem lub podwyższenie średniego poziomu morza. Obniżanie poziomu morza, jak wykazały wieloletnie obserwacje (1990 – 2015) i badania autorów, prowadzone w rejonie zachodniego wybrzeża (Brama Świny, Wisełka), miało wpływ na większą stabilność położenia linii brzegowej, a nawet poszerzenie plaży, akumulację wydmy przedniej (również pod klifem) oraz podwyższenie głównego wału wydmowego. W okresach w których następował wzrost średniego poziomu morza, obserwowano zwężenie plaży, a w czasie ekstremalnie silnych sztormów, często całkowite zniszczenie wydmy przedniej oraz erozję głównego wału wydmy nadbrzeżnej, a także podmywanie podnóża klifów. Do tej kategorii systemów brzegowych zaliczyć należy również cyrkulacyjne układy wody i osadów, powiązane z „punktami węzłowymi" opisanymi przez Furmańczyka (1994). W oparciu o analizę rozkładu prądów odbrzegowych, w tym rozrywających, wykazał on, że szerokość kanałów, którymi przemieszczają się masy wodne w kierunku otwartego morza, waha się od 100 m do ponad 1 km, a ich powtarzalność wzdłuż brzegu mieści się w przedziale do około 3 kilometrów. Obniżenia te, nazwane „podwodnymi bramami cyrkulacyjnymi" (Furmańczyk, Musielak 1999), występują powszechnie w rejonie wybrzeży południowego Bałtyku, tworząc zróżnicowany pod względem rozmiarów i położenia przestrzennego układ form erozyjno-akumulacyjnych. Mają one ogromne znaczenie w przebiegu procesów wymiany masy oraz energii zachodzących pomiędzy lądem i morzem.

Do systemów brzegowych piątego rzędu zaliczyć należy komórki cyrkulacyjne, tworzące się pomiędzy linią brzegową i pierwszą rewą. Ich zasięg przestrzenny obejmuje dziesiątki metrów, a skala czasowa – miesiące, tygodnie.

Systemy brzegowe szóstego i wyższych rzędów, funkcjonują podczas krótkotrwałych wahań poziomu wody, w okresach: sztormowych i między sztormowych. Ich skale czasowe obejmują: tygodnie, dni oraz godziny i minuty, a zasięgi przestrzenne – metry, centymetry i

milimetry. Efektami ich funkcjonowania są formy i mikroformy rzeźby, tworzące się w obszarze pomiędzy brzegiem i pierwszą „efemeryczną" rewą oraz wały i laguny plażowe, a także wewnętrzne warstwowanie plaży. Zostały one zarejestrowane i pomierzone w badaniach prowadzonych na szeregu odcinkach brzegu południowego Bałtyku, w tym na kilku stacjonarnych poligonach badawczych (Bugajny, Furmańczyk 2014).

Współczesny , rozwój strefy brzegowej Południowego Bałtyku, w dużej mierze zależy od aktualnych warunków hydro-meteorologicznych i ich sezonowości. Wielkość zmian zachodzących w tej strefie podczas jednego sztormu, uzależniona jest zazwyczaj od usytuowania układu barycznego i kierunku jego przemieszczania się, wpływające na przeważające kierunki wiatrów, a więc pośrednio na kierunek falowania i wielkości wzdłużbrzegowego transportu rumowiska (Jędrasik 2014). We współczesnych zmianach zachodzących w strefie brzegowej główną rolę odgrywają dwa czynniki:

- bieżąca, względna zmiana poziomu wody powodowana układami barycznymi, spiętrzeniami sztormowymi oraz wlewami wód przez cieśniny duńskie;
- warunki hydrodynamiczne spowodowane falowaniem.

Podwyższony znacząco poziom morza powoduje, że falowanie (przybój) dochodzi do podstawy wydmy, lub klifu, powodując ich erozję. Zazwyczaj zdarza się to raz w roku, czasem częściej. Istotny jest tutaj kierunek przemieszczania się niżu oraz spowodowane nim spiętrzenie wody, jak również zmieniający się kierunek wiatru i falowania. Wystąpienie wyjątkowo niekorzystnego układu warunków hydrologiczno-meteorologicznych, nazywamy warunkami ekstremalnymi. Z ich pojawieniem się, wzmagające się silne sztormy oraz procesy abrazji, które rozmywają wydmy i niszczą wybrzeże wraz ze znajdującymi się na nim obiektami, wymuszając ochronę miejsc zagrożonych (Furmańczyk, Dudzińska-Nowak 2009). Jednakże każda ingerencja człowieka w strefie brzegowej w mniejszym lub większym stopniu zakłóca przebieg procesów naturalnych. Stosowane metody umocnień brzegów (ich ochrony przed erozją), w istotny sposób modyfikują procesy brzegowe, zazwyczaj osiągając na krótko zamierzony efekt. Konsekwencją bywa wzmożona erozja i przebudowa części nadwodnej, a nawet zanik plaży, stanowiącej niezmiernie istotny element stabilności tego systemu.

Podsumowując można stwierdzić, że na kształt linii brzegowej południowego Bałtyku znaczący wpływ miały pionowe ruchy neotektoniczne, nakładające się na eustatyczne podniesienie poziomu morza, związane ze zwiększaniem objętości wód oceanu światowego. Istotny wpływ na współczesną morfodynamikę brzegu ma lokalizacja punktów węzłowych oraz układów cyrkulacyjnych strefy brzegowej. Wielkość zmian brzegu w czasie sztormów, maksymalne zmiany objętościowe w rejonie wału plażowego, położenie linii brzegowej, mają

charakter oscylacyjny oraz krótkookresowy. Omówione powyżej systemy brzegowe różnej generacji, działając równocześnie, nakładają się na siebie, a efektem tego nakładania jest złożony współczesny obraz procesów i form, występujących na wybrzeżach południowego Bałtyku.

Bibliografia:

Bugajny N., Furmańczyk K., 2014. Dune coast changes caused by weak storm events in Miedzywodzie, Poland. Journ. of Coastal Res., Spec Issue 70, pp. 211–216.

Furmańczyk K., 1994. Współczesny rozwój strefy brzegowej morza bezpływowego w świetle badań teledetekcyjnych południowych wybrzeży Bałtyku, Rozprawy i Studia, t. 161, Wydawnictwo Naukowe US, Szczecin

Furmańczyk K., Musielak S., 1999, Circulation system of the coastal zone and their role in South Baltic morphodynamic of the coast, Quatern. Studies in Poland, Spec. Issue 22.

Furmańczyk K.K., Dudzińska-Nowak J. 2009, Effects of extreme storms on coastline changes: a southern Baltic example. Jour. of Coast. Res., Spec. Is. 56, pp.1637-1640.

Furmańczyk K , Musielak S., 2015. Polish spits and barriers. [w]: Randazzo G., Derek W. T., Andrew J., Cooper G. (red.) Sand and gravel spits. Springer Inter. Publ., pp. 181-194.

Jędrasik J., 2014. Modelowanie retrospektywne i prognozowanie hydrodynamiki Morza Bałtyckiego. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.

Musielak S., 1992. Scales of the relationship between sea level fluctuations and morphodynamical changes of the southern Baltic coast, [w:] Lemke W., Lange D., Endler R. (red.) Marine Sc. Rep., No. 4.ed., IOW Warnemunde, p.100-101.

Musielak S., Furmańczyk K., Bugajny N., 2017. Factors and Processes Forming the Polish Southern Baltic Sea Coast on Various Temporal and Spatial Scales, [w:] Harff J., Furmańczyk K., v.Storch H., (red.) Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East, Coastal Research Library 19, Springer, s.69-86.

Schwarzer K., Diesing M., Larson M., Niedermeyer R-O., Schumacher W.,

Furmańczyk K. 2003, Coastline evolution at different time scales: examples from the Pomeranian Bight, south. Baltic Sea, Marine Geology, 194, p 79-101

Terwindt J.H.J., Kroon A., 1995, Behaviour Related Morphodynamics and Parametrization Model., [w:] Coastal Dynamics'95, p. 42-44.

Uścinowicz S., 2003. The Southern Balic relative sea level changes, glacjo-izostatic rebound and shoreline displacement. Państwowy Instytut Geologiczny, Prace Specjalne, nr 10.

Wiśniewski B., Musielak S., Wolski T., 2011. A long-term trend and temporal flictuations of the sea level at the Polish Baltic coasts. Oceanological and Hydrobiological Studies, t.40, vol.2, IO UG, Gdynia, s.96-107.

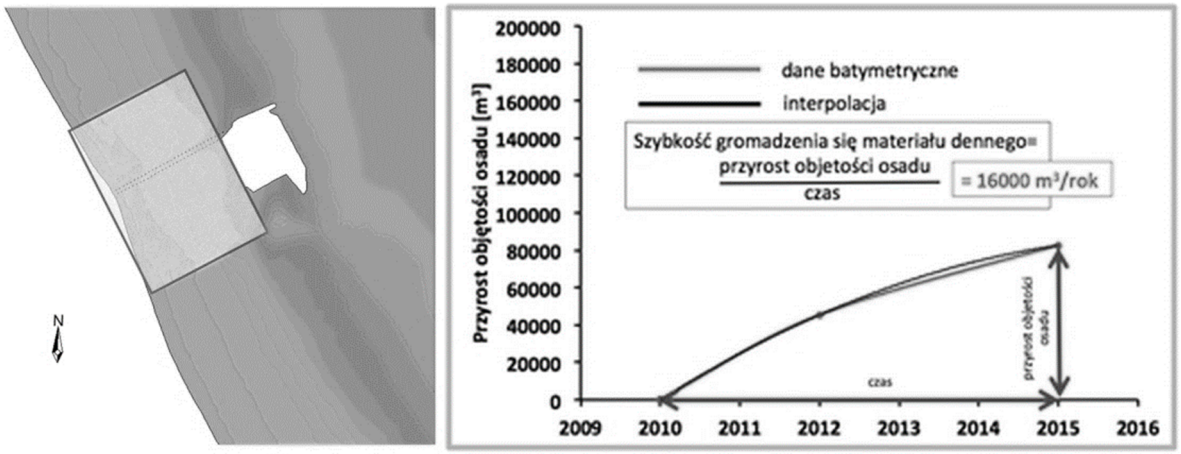
Anna Przyborska, Jaromir Jakacki
Polska Akademia Nauk
Instytut Oceanologii

Wpływ mariny na linię brzegową w okolicy sopockiego molo

Sopockie molo, jedna z wizytówek polskiego wybrzeża to najdłuższe, około półkilometrowe, drewniane molo nad Morzem Bałtyckim. Jego historia sięga roku 1827, kiedy powstał pierwszy drewniany pomost. Molo i plaża w jego sąsiedztwie są jedną z największych atrakcji miasta. W ostatnich latach plaża w tym miejscu powiększyła się o kilkanaście metrów, dodatkowo przy molo zbierają się spore porcje osadów. Transport rumowiska w tym rejonie jest typowym zjawiskiem, przejawiającym się zmianami położenia linii brzegowej w czasie. Niepokojące jest, że w ostatnich latach proces ten nabrał większego tempa. Wszystko wskazuje na to, że sprawcą obserwowanego zjawiska jest wybudowana w 2010 roku przystań jachtowa. Wybudowanie mariny zakłóciło dotychczasowy transport osadów dennych. Marina, jako budowa inżynierska, odsunięta od brzegu, zadziałała jak rozbudowany, wynurzony falochron brzegowy. Falowanie docierające do brzegu ulega ugięciu wokół ścian mariny, przy czym energia fal za ścianą odbrzegową mariny jest dużo mniejsza od energii fal nabiegających z głębokiego morza. Zmniejszona znacznie ilość energii w obszarze pomiędzy ścianą mariny a brzegiem powoduje osadzanie się rumowiska transportowanego przez falowanie. W tym obszarze tworzy się forma denna w postaci wypukłości linii brzegowej zwanej spit.

Mechanizm tworzenia się spit'u pomiędzy ścianą mariny a brzegiem wynika z systemu podwójnych wirów (skierowanych przeciwnie do siebie) i dyfrakcji fali na obu ścianach mariny, prostopadłych do brzegu. W cieniu mariny mogą powstawać różne formy brzegowe (Pruszak, 2014). Ich kształt zależy głównie od wzdłużbrzegowej odległości mariny (Lm) oraz odległości ściany mariny od brzegu (X). W głównej mierze od stosunku parametrów ((Lm) /X) zależy czy powstała wypukłość linii brzegowej będzie miała charakter typu spit(salient) czy typu tombolo. Z badań eksperymentalnych (Suh i Darlymple, 1987) wynika, że $Lm/X>1.3$ jest wysokie prawdopodobieństwo powstania tombolo, dla $0.5<Lm/X<1.3$ wysoce prawdopodobne, że linia brzegowa przybierze formę brzegową typu salient. W przypadku mariny w Sopocie, mamy bardziej złożoną sytuację niż w badaniach

laboratoryjnych, stosunek Lm/X jest rzędu około 0.5 ale wyraźnie można zauważyć charakterystyczną wypukłość linii brzegowej i wypłycanie przypominające spit. Przeprowadzone analizy pomiarów batymetrycznych uzyskanych od Urzędu Morskiego w Gdyni wykazały w latach 2010-2015 stały, monotoniczny wzrost objętości zgromadzonego materiału dennego w okolicy sopockiego molo. W 2015 roku ilość zgromadzonego materiału dennego, w stosunku do roku 2010, wynosiła 82 tyś. m^3 dla wybranego obszaru analiz. (ryc. 1), co daje średnią szybkość gromadzenia się osadu w rejonie mola, około 16000 m^3/rok. Zakładając stałą tendencję można się spodziewać, że w bieżącym roku ilość tego materiału jest większa i wynosi już ponad 100 tyś. m3.

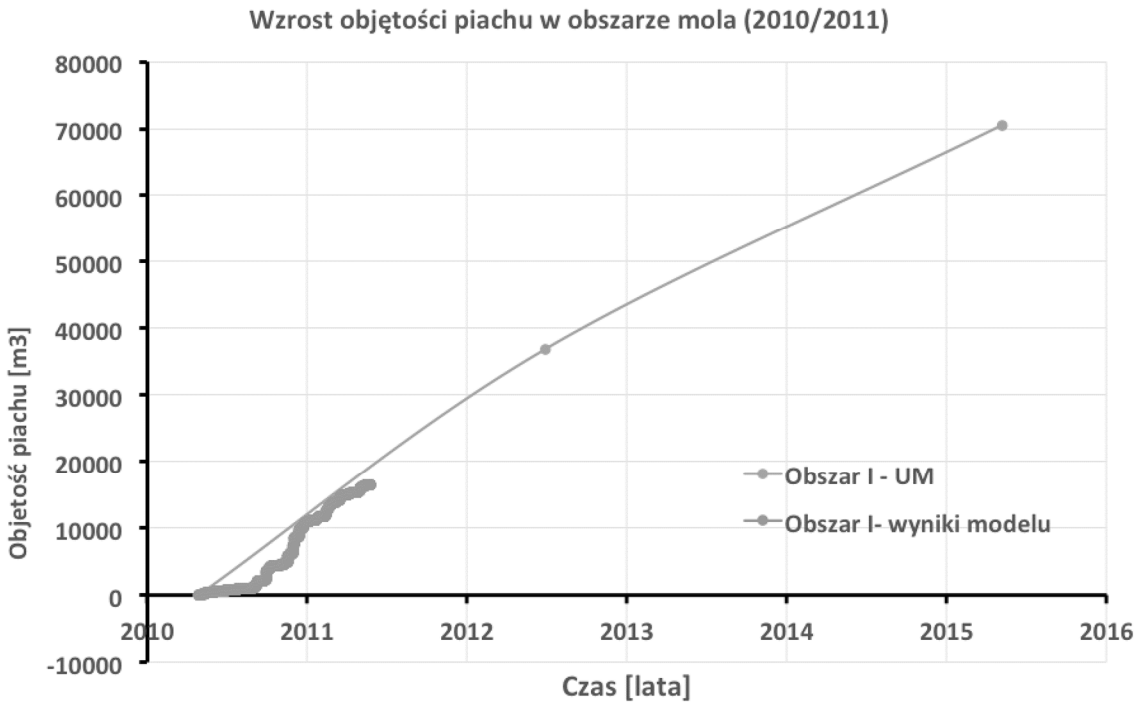


Ryc. 1 Szybkość przyrostu materiału dennego dla wybranego obszaru analiz

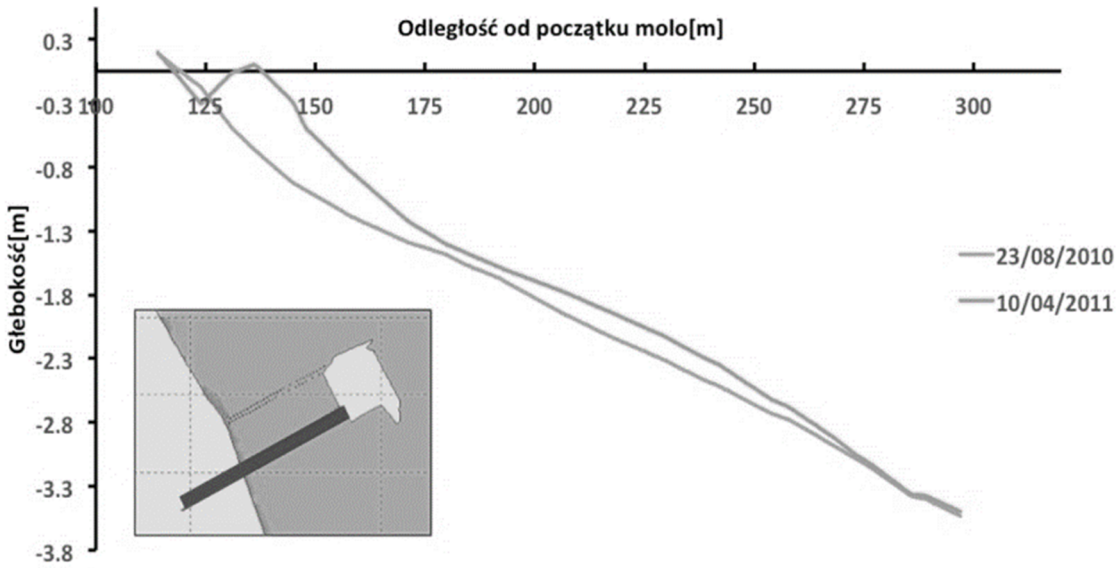
Obecny kształt linii brzegowej w okolicy sopockiego molo jest niepełny, piasek dalej akumuluje się przy molo, przy czym proces gromadzenia się osadów będzie trwał w dalszym ciągu.

Na podstawie wyników modelu numerycznego na bazie pakietu MIKE 21/3 Coupled Model FM obliczono szybkość przyrostu materiału dennego w rejonie molo w Sopocie i porównano je z danymi uzyskanymi z Urzędu Morskiego w Gdyni (ryc. 2).

W początkowym okresie widać niezbyt szybkie odkładanie się materiału dennego w modelu. Spowodowane jest to brakiem wystarczającej energii (falowania) niezbędnej do transportu osadów powierzchniowych. Jest to okres spokojnych wiatrów podczas sezonu letniego. W dalszej części widać wzrost objętości osadu który dąży do danych uzyskanych z Urzędu Morskiego. Profil batymetryczny, prostopadły do brzegu (ryc. 3) pokazuje, że ruch osadów ma miejsce jedynie w strefie przybrzeżnej i zanika wraz z odległością od brzegu.



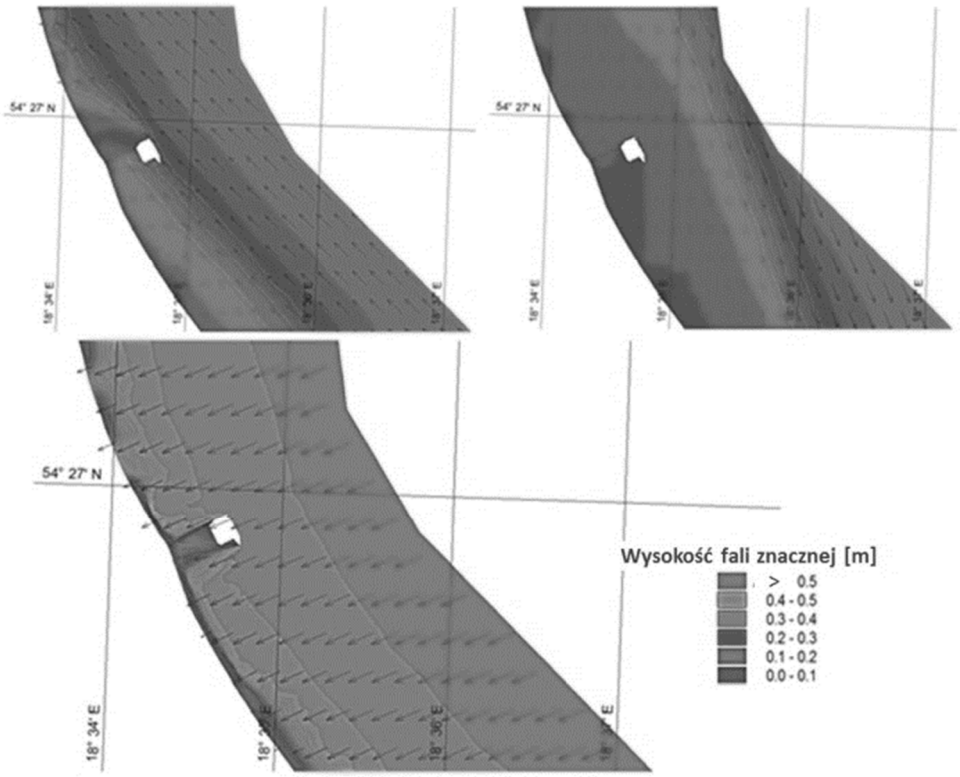
Ryc. 2 Szybkość przyrostu materiału dennego uzyskana z modelu numerycznego (linia pomarańczowa) oraz określona na podstawie danych uzyskanych z Urzędu Morskiego (linia niebieska).



Ryc. 3 Zmiana głębokości na prostopadłym do brzegu profilu batymetrycznym zaznaczonym czarną linią na rzucie mola i mariny. Profil niebieski odpowiada linii batymetrycznej pod koniec lata 2010, profil brązowy jest określony dla końca symulacji (rok 2011)

Widoczna jest znacząca zmiana profilu batymetrycznego rzędu prawie jednego metra. Taka zmiana występuje bardzo blisko linii brzegowej. Dla całego profilu batymetrycznego, dalej od brzegu widać niewielkie zmniejszenie się głębokości w skali jednego roku. Badania

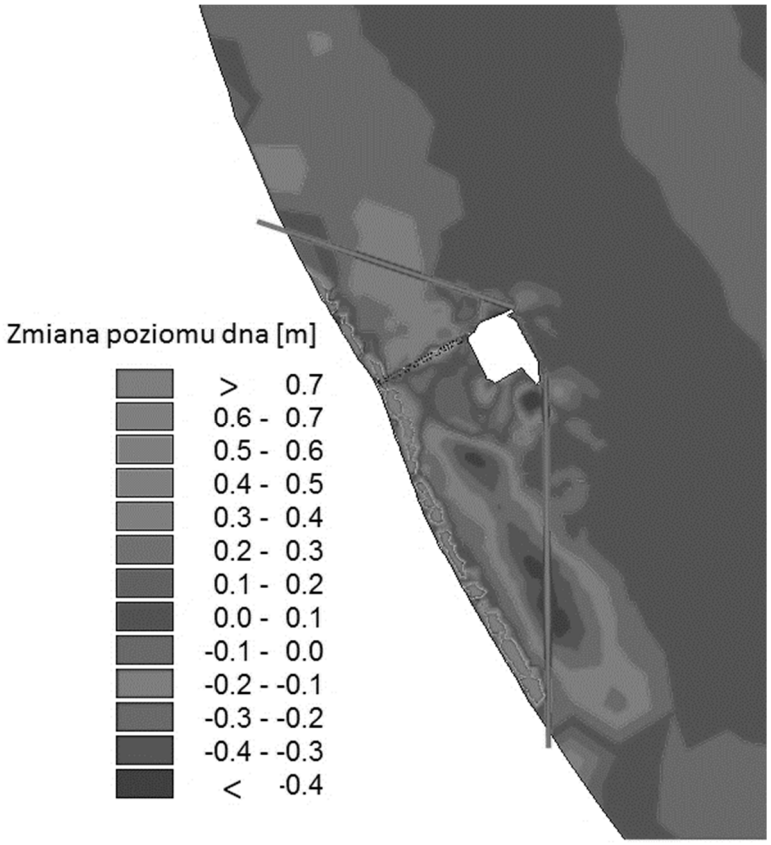
modelowe pokazują, że obecność mariny powoduje powstanie ‘cienia’ falowania obszaru, w którym fale nie docierają do brzegu tylko są tłumione przez marinę (ryc. 4). Powstały cień powoduje zaburzenie ciągłości transportu osadów wzdłuż plaży, czego konsekwencją jest szybsza niż dotychczas zmiana linii brzegowej i tworzenie się spit’u



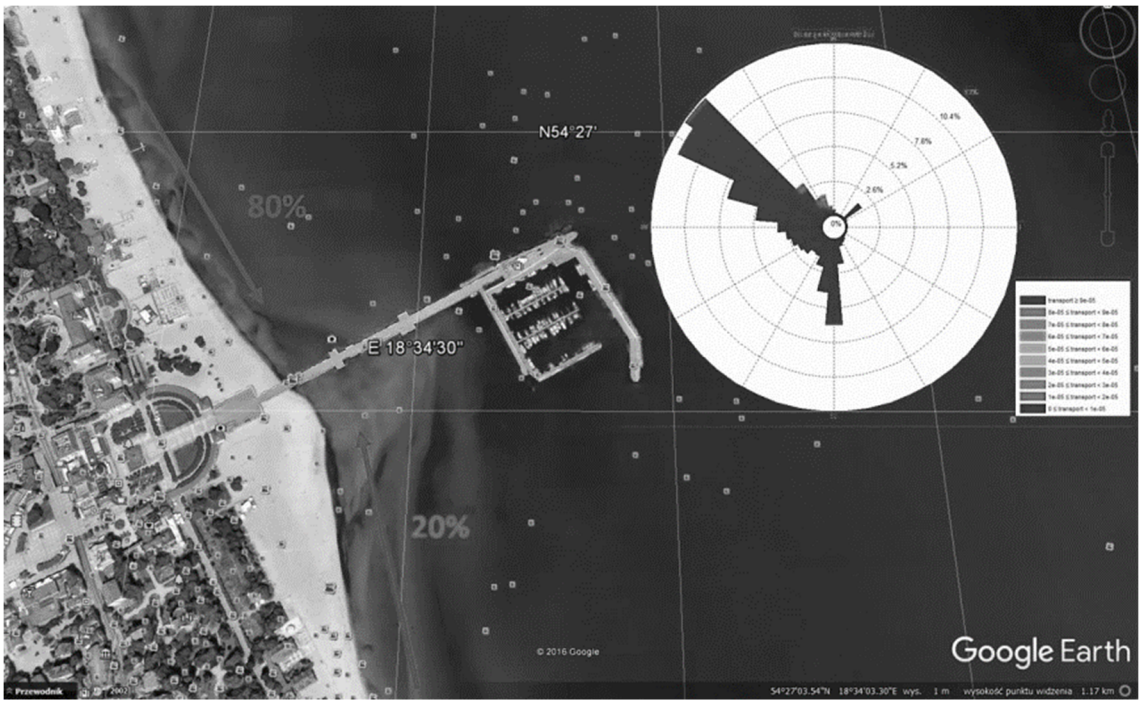
Ryc. 4 Maskowanie falowania przez istniejącą marinę dla różnych kierunków falowania: a) SE, b) NE, c) N

Na podstawie przeprowadzonych symulacji można określić zmianę poziomu dna w całej domenie, a uwzględniając tworzący się cień falowania określić obszar oddziaływania mariny przedstawiony na ryc. 5*Ryc.* , na którym wyraźnie widać zarysowany kształt tworzącego się tombola.

Według (Kapiński, Ostrowski, Skaja i Szmytkiewicz, 2004) wypadkowy transport osadów w tym rejonie skierowany jest na południe i ma natężenie ok 20000 m3/rok. Numeryczne symulacje transport osadów przeprowadzone z wykorzystaniem pakietu MIKE pokazały porównywalna skalę ilości osadów, natomiast inny (przeciwny) kierunek transportu (ryc. 6).



Ryc. 5 Zmiana poziomu dna wraz z zaznaczonym obszarem oddziaływania mariny



Ryc. 6 Transport osadu w rejonie sopockiego molo

Prowadzi to do wniosku, że 80% piasku zakumulowanego w rejonie molo pochodzi z lokalnej, południowo-wschodniej plaży a pozostałe 20% zostało przetransportowane z plaży znajdującej po północno-zachodniej stronie mola. Kierunek transportu osadu odpowiada kierunkom falowania niosącego największą energie. Wynika to z lokalnego falowania w tym rejonie.

Bibliografia:

Kapiński, J., Ostrowski, R., Skaja, M. i Szmytkiewicz, M. (2004, nr 4). Wpływa planowanej przystani jachtowej w Sopocie na brzeg morski. Inżynieria Morska i Geotechnika, strony 180--185.

Pruszak Z, Skaja M. 2014, Problemy dynamiki i ochrony brzegu morskiego, IBW PAN, 184str

Suh K, Dalrymple R.A., 1987, Offshore breakwaters in laboratory and field, Journal of Waterways, Costal and Ocean Engineering, v 113(2), 105-121

Grzegorz Rachlewicz[1], Mateusz C. Strzelecki[2], Marek Kasprzak[2]

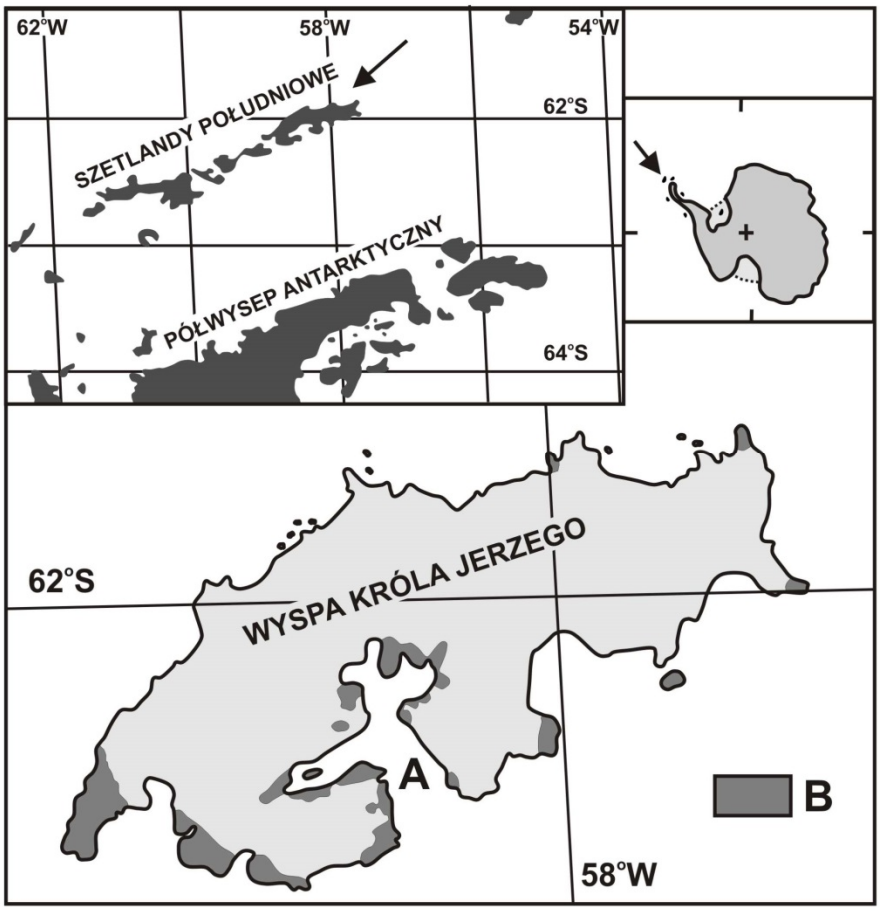
[1]*Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu*
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
[2]*Uniwersytet Wrocławski*
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego

Wpływ procesów peryglacjalnych na rozwój skalnych wybrzeży w morskiej strefie Antarktyki (Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe)

Wprowadzenie

Dominującym typem krajobrazu antarktycznego jest masywne zlodowacenie, bądź to w postaci lądolodu kontynentalnego, bądź wyodrębnionych kopuł lodowych w jego brzeżnych partiach oraz na położonych w sąsiedztwie wyspach. Towarzyszą im jęzory wypustowe i lodowce górskie, w obszarach o bardziej urozmaiconej rzeźbie podłoża, w większości w pobliżu wybrzeży morskich, tworząc również przeważający typ wybrzeży lodowych (Marsz 1987). Składają się na nie długie na dziesiątki i setki kilometrów krawędzie czasz lodowych, przechodzące częściowo w lodowce szelfowe oraz, często bardziej aktywne klify lodowe jęzorów wypustowych, włożonych pomiędzy wznoszące się ponad nie nunataki lub masywy górskie (Rachlewicz 1999). Według szacunkowych danych zaledwie około 5% długości liczącej niespełna 18000 km linii brzegowej kontynentu antarktycznego zajmują wybrzeża skalne, stanowiące jednak niezwykle istotne archiwa zmian środowiskowych, zachodzących w obszarach wysokich szerokości geograficznych półkuli południowej. Zarówno w geologicznej skali czasu, jak i współcześnie, ukazują one dokumentację fluktuacji zasięgów zlodowacenia oraz wahań poziomu morza, kształtujących rzeźbę i osady strefy brzegowej. W strefie morskiej Antarktyki, zwłaszcza w okolicach Półwyspu Antarktycznego, znajduje się szereg archipelagów oraz pojedynczych wysp, gdzie ze względu na mniejsze rozmiary zlodowacenia i bardziej zróżnicowaną rzeźbę podlodową, odsłonięte są większe powierzchnie skaliste. Stanowią one doskonałe przykłady zarówno paleogeograficznego jak i współczesnego rozwoju skalnych wybrzeży w obszarach polarnych, biorąc pod uwagę rozmiary zmniejszone do skali kopuł lodowych, posiadających jednak przestrzenne zróżnicowanie dynamiki nasunięć i zaniku.

Regionalny kontekst związany z paleogeograficznymi uwarunkowaniami rozwoju wybrzeży skalnych w Antarktyce pokazano dla wysp otoczenia Półwyspu Antarktycznego, mórz Weddella i Bellingshausena, natomiast współczesne procesy zostały przedstawione na przykładzie zachodnich wybrzeży Zatoki Admiralicji na Wyspie Króla Jerzego w archipelagu Szetlandów Południowych (ryc. 1).



Ryc. 1 – Lokalizacja obszaru badań. A – Zatoka Admiralicji; B – obszary wolne od lodu.

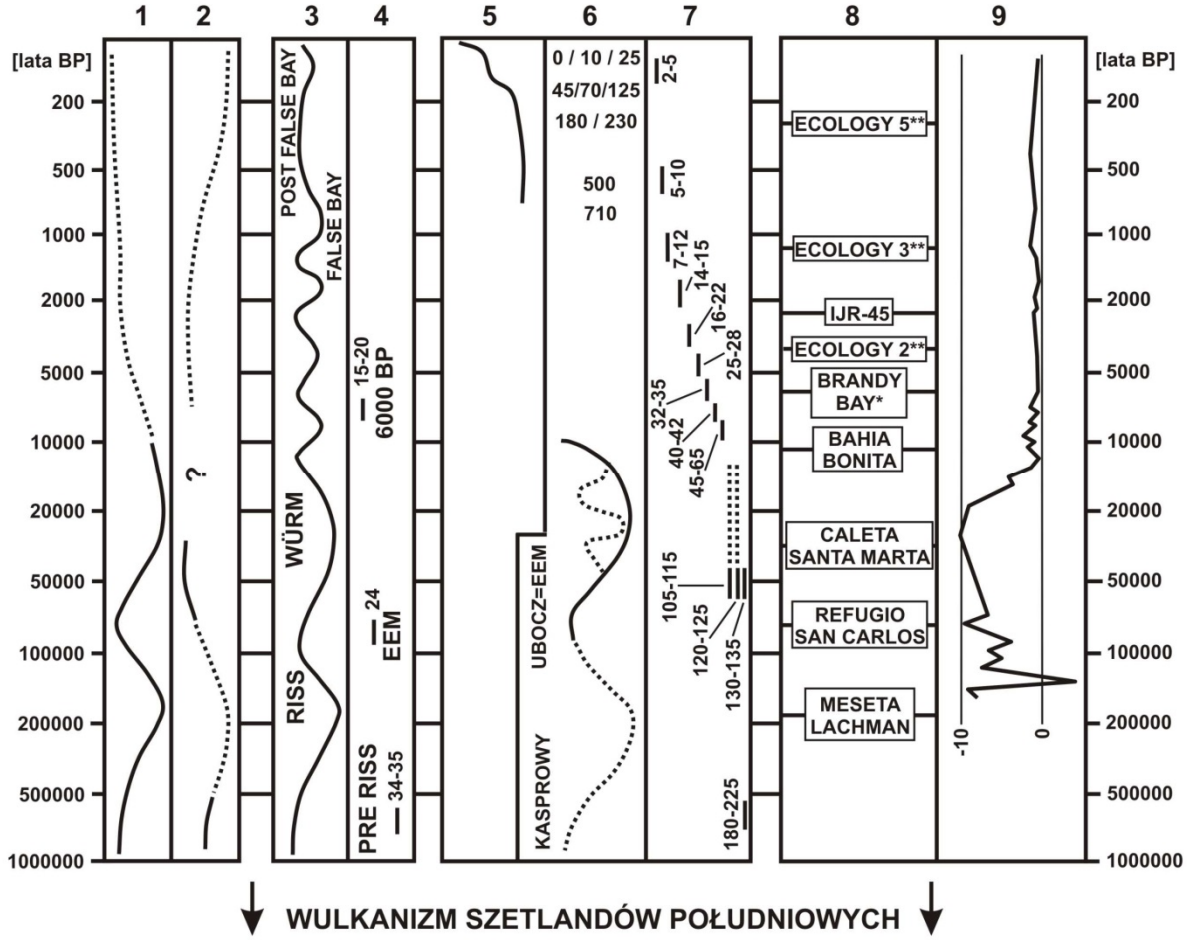
Obszar badań

Półwysep Antarktyczny stanowi najbardziej na północ wysunięty fragment kontynentu, rozdzielający oceany Spokojny i Atlantycki, z oblewającymi jego wybrzeża morzami Bellingshausena na zachodzie i Weddella na wschodzie. Ze względu na ukształtowanie jest istotną barierą orograficzną dla zachodniej cyrkulacji atmosferycznej, ale także kształtuje charakter prawoskrętnego dryfu morskiego na obu akwenach (Rakusa-Suszczewski 1992).

W jego otoczeniu znajduje się szereg wysp, zwłaszcza tych położonych najbardziej na północ, charakteryzujących się zlodowaceniem kopułowym oraz stosunkowo dużymi fragmentami wolnymi od lodu w sąsiedztwie wybrzeży (Marsz, Rakusa-Suszczewski 1987).

W przypadku Wyspy Króla Jerzego, na której prowadzono szczegółowe badania geomorfologiczne, aż 98 km wybrzeża z całkowitej długości około 360 km stanowią obszary skaliste. Długość ta ulega ciągłemu zwiększeniu ze względu na intensywne topnienie lodowców (Zwoliński i in. 2016), mimo zauważalnego w ostatnich dekadach trendu ochłodzenia klimatu (Oliva i in. 2016a). Jednocześnie są to obszary o znacznej niestabilności pogodowej, z gwałtownymi zmianami zachodzącymi we wszystkich porach roku (Rachlewicz 1997). Taka charakterystyka jest typowa dla obszaru morskiego klimatu antarktycznego (Marsz, Styszyńska 2000).

Pod kątem badań geologii glacjalnej, historii zlodowaceń, zmian poziomu morza i stratygrafii czwartorzędu, obszar zachodniej Antarktyki jest wciąż słabo zbadany, a istniejące opracowania zawierają wiele luk lub wręcz sprzeczności. Ich ukierunkowanie skupia się na badaniach sekwencji podniesionych teras morskich, następstwie form i osadów glacjalnych i wreszcie na datowaniach bezwzględnych, unikatowych stanowisk z zachowanymi szczątkami organicznymi. Przytoczone opracowania dotyczą głównie Wyspy Jamesa Rossa, Półwyspu Antarktycznego i Szetlandów Południowych, w dużej mierze zweryfikowane na podstawie badań na Wyspie Króla Jerzego (m.in. Birkenmajer 1985, Rachlewicz 1999). Ta ostatnia jest największą, a zarazem najbardziej na północny-wschód wysuniętą na przedstawianym obszarze. Wyspy archipelagu leżą na grzbiecie oceanicznym rozstępującej się skorupy oceanicznej (Szeliga, Rakusa-Suszczewski 1994), pękającej na linii Ryftu Cieśniny Bransfielda, około 120 km od Półwyspu Antarktycznego i 1100 km od kontynentu Ameryki Południowej. Wyspa Króla Jerzego (King George Island), zwana też Isla 25 Mayo lub historycznie Wyspą Waterloo, ma kształt półksiężyca, skierowanego grzbietową częścią w stronę północną. Północna linia brzegowa jest wyrównana i tworzy ją prawie w całości klif lodowy, schodzących do morza kopuł lodowych wypełniających wnętrze wyspy. Brzeg południowy jest bardziej urozmaicony, składając się z szeregu zatok, dzielących się wewnątrz na jeszcze mniejsze akweny zatokowe i fiordowe. Postępując od strony zachodniej do największych zaliczyć można Zatokę Maxwella, Zatokę Admiralicji i Zatokę Króla Jerzego. W otoczeniu tej pierwszej znajduje się największy obszar wyspy wolny od lodu tj. Półwysep Fieldes, oddzielony tylko wąską cieśniną od Wyspy Nelsona.



Ryc. 2 – Schematyczne krzywe klimatyczne, zmian poziomu morza oraz datowania epizodów glacjalnych w czwartorzędzie w otoczeniu Półwyspu Antarktycznego (zmodyfikowane, za Rachlewicz 1991): 1 – oscylacje klimatyczne (John i Sugden 1971), 2 – poziom morza (John i Sugden 1971, 3 – oscylacje klimatyczne (Barsh i Mäusbacher 1986), 4 – morskie poziomy terasowe w Zatoce Maxwella (Barsh i Mäusbacher 1986), 5 – cofanie się czoła Lodowca Fergusona (Birkenmajer 1980), 6 – cykle glacjalne/interglacjalne w plejstocenie (Birkenmajer 1981, 1997) oraz epizody transgresyjne wybranych lodowców w Zatoce Admiralicji (Birkenmajer 1981), 7 – morskie poziomy terasowe w Zatoce Admiralicji (Birkenmajer i in. 1985), 8 – chłodne fazy czwartorzędu obszaru Półwyspu Antarktycznego w nomenklaturze Rabassy (1987), (*) Ingólfssona i in. (1992), (**) nasunięcia Lodowca Ekologii wg Rachlewicza (1999), 9 – rekonstrukcja wahań temperatury powietrza na podstawie rdzenia lodowego Dome C (Jouzel i in. 2007)

W otoczeniu Zatoki Admiralicji i na wybrzeżu leżącego w jej wnętrzu Fiordu Ezcurra, znajdują się także rozległe obszary uwolnione spod lodu, Oazy Arctowskiego, Copacabana i Demay Point, o wysokościach sięgających 367 m n.p.m. (The Tower), o łącznej powierzchni około 10 km^2. Ogólna tendencja zmienności geologicznej wyspy, to przejście od starszych jednostek mezozoicznych na północy, po neogeńskie, silnie zmodyfikowane wulkanizmem na południu (Hawkes 1961, Barton 1965, Birkenmajer 1983). Masywy skalne są silnie zuskokowane, nadając pierwotnej rzeźbie obszarów niezlodowaconych charakter zrębowy

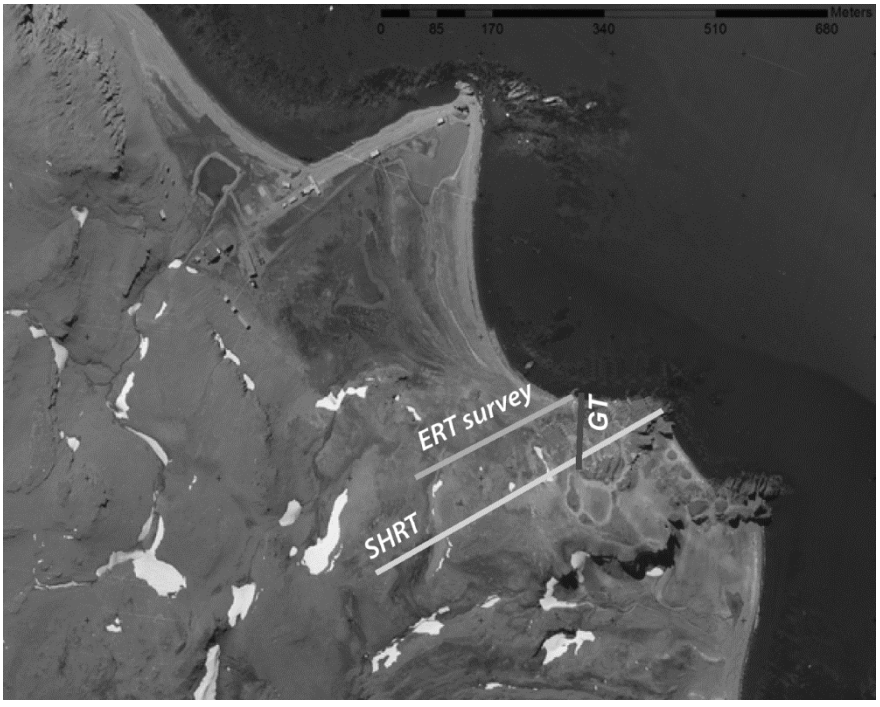
(Marsz 1985). Wpływa to na rozwój zlodowacenia, a także na stosunki wysokościowe teras morskich po różnych stronach dyslokacji. Typy skał występujących na zachodnim wybrzeżu Zatoki Admiralicji nie wykazują dużego zróżnicowania petrograficznego, przyjmując postać porfirowych andezytów lub afanitowych bazaltów (Birkenmajer i in. 1981). Datowane na pliocen, zostało odkryte przez Birkenmajera (1982) rozległe zlodowacenie , rozciągające się od kontynentu antarktycznego, nazwane Polonez, zaznaczające się nieciągłymi seriami tyllitów. Ze zlodowaceń neogeńskich lub wczesno czwartorzędowych pochodzi też materiał eratyczny, znajdowany w młodszych osadach gliniastych (Birkenmajer i in. 1985, Rachlewicz 1999).

Paleogeograficzne uwarunkowania rozwoju wybrzeży skalnych w Zachodniej Antarktyce

Istniejące na ten temat prace dokumentują badania prowadzone od lat 60. XX wieku, obejmują okres badań brytyjskich (Everett 1971, John i Sugden 1971, John 1972, Sugden i John 1973, Clapperton i in. 1978, Curl 1980, Sugden i Clapperton 1980, Clapperton i Sugden 1983, 1988, Clapperton i in. 1989, Payne i in. 1989, Sugden i in. 1991), polskich (Birkenmajer 1979, 1980, 1981, 1985, 1995, 1997, Tatur i del Valle 1986, Tatur 1989, Rachlewicz 1999), południowo-amerykańskich (Rabassa 1983, 1987, Horn-Filho i in. 1991), niemieckich (Barsh i Mäusbacher 1986, Mäusbacher i in 1989, Matthies i in. 1990, Schmidt i in. 1990), skandynawskich (Zale i Karlen 1989, Björck i in1991a, 1991b, Ingólfsson i in. 1992) i wreszcie czeskich i hiszpańskich (np. Nyvlt i in. Oliva i in. 2016b). Z punktu widzenia lokalizacji, badania fluktuacji pokryw lodowych oraz wahań poziomu morza prowadzone były na obszarze obejmującym okolice Półwyspu Antarktycznego, a więc na nim samym, na przyległych wyspach (Wyspa Alexandra, Wyspa Jamesa Rossa), na archipelagu Szetlandów Południowych (wyspy Deception, Livingstone, King George), Wyspie Słoniowej oraz Południowej Georgii (ryc. 2). Wyłączając pierwszą i ostatnią, całość obszaru można zawrzeć w okręgu o promieniu 200 km, we wnętrzu którego, w czwartorzędzie rozwijały się zarówno pokrywy lądolodowe obejmujące cały region Półwyspu Antarktycznego jak i lokalne zlodowacenia górskie bądź na poszczególnych wyspach. Nierównomiernie przebiegały także procesy deglacjacji oraz ruchy izostatyczne, warunkowane dyslokacjami o charakterze tektonicznym. Wszyscy autorzy, sięgający w swoich badaniach do początku plejstocenu, zgodni są, że był to moment kończący powszechne tworzenie się skał wulkanicznych, w istotny sposób kształtujących pierwotne rysy rzeźby w postaci pokryw lawowych

i ostańcowych trzonów dajek oraz kominów wulkanicznych. W zapisie sedymentologicznym fakt ten zaznacza się w postaci erozyjnej powierzchni nieciągłości.

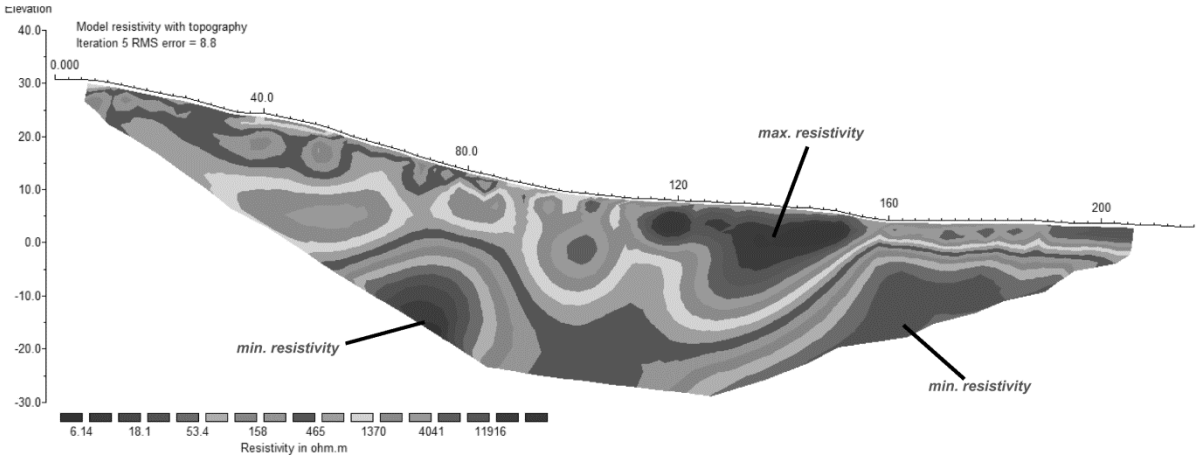
Mimo szerokiego i niespójnego spektrum zastosowanych metod oraz dużej rozpiętości geograficznej, jak na tak dynamiczna strefę, charakteryzująca obrzeża kontynentu antarktycznego, udało się uzyskać komplementarny obraz wahań klimatycznych, aczkolwiek lokalna zmienność warunkowana jest oddziaływaniami czynników zarówno mezo- jak i nawet mikro-, będących pochodną lokalizacji, budowy geologicznej czy klimatu. Najciekawsze z punktu widzenia rozwoju wybrzeży, ostatnie 5000 lat radiowęglowych, nałożone na tło środowiskowe późno-plioceńskiego wulkanizmu i rozległych zlodowaceń pokrywowych mezoplejstocenu, charakteryzuje się relatywnym spadkiem poziomu morza w zakresie 3-5 mm na rok (Birkenmajer i in. 1985, Barsch i Mäusbacher 1986) oraz odsłanianiem coraz większych powierzchni spod pokrywy lodowcowej. Późniejsze zdarzenia glacjalne nie są jednoznacznie korelowalne, co może być wynikiem pozaklimatycznych reakcji nagłego przyspieszenia prędkości płynięcia lodu, sugerowanych już przez Budda i McInnesa (1978), aczkolwiek powtarzające się w różnych źródłach dane, za okresy chłodniejsze, w których dochodziło do rozwoju pokryw lodowcowych, odnotowane są na około 3000, 1000 czy 300 lat BP (np. Rabassa 1987, Ingólfsson i in. 1992, Rachlewicz 1999).



Ryc. 3 – Lokalizacja profili pomiarowych w okolicach Stacji Arctowskiego: SHRT – profil pomiarów młotkiem Schmidta, ERT – profil elektrooporowy, GT – profil temperatury gruntu

Współczesne procesy geomorfologiczne kształtujące wybrzeża skalne Wyspy Króla Jerzego

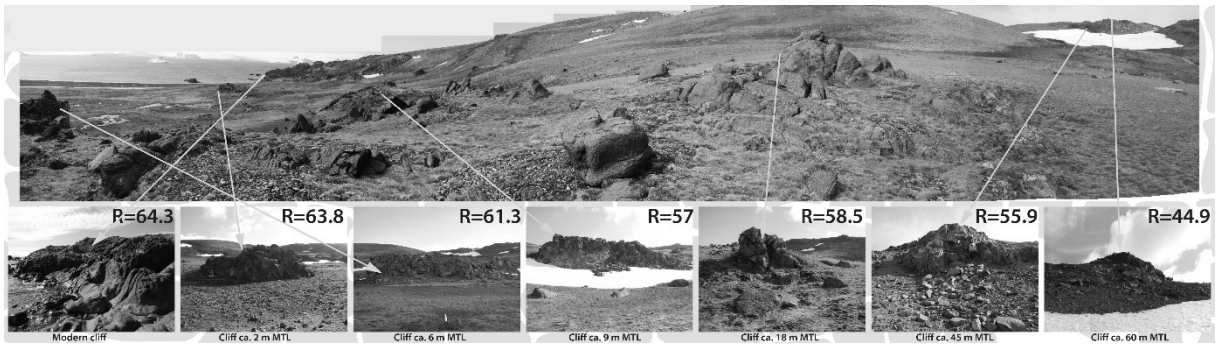
Podniesione terasy morskie i półki plażowe w większości zaznaczają się w postaci niezbyt wyraźnych załamań profilu terenowego, powleczonych jedynie cienką pokrywą żwirowo kamienistą. Klify skalne wznoszące się ponad linię brzegową na pionowych fragmentach ścian, poznaczone są występującymi na różnych wysokościach niszami abrazyjnymi, również świadczącymi o obniżaniu się w stosunku do nich poziomu morza.



Ryc. 4 – Profil elektrooporowy wykonany 1.02.2016 roku (Kasprzak, Strzelecki, Rachlewicz), odległość między elektrodami 2,5 m

Aby określić warunki panujące podczas kształtowania się współczesnej i dawnych linii brzegowych, zastosowano zestaw pomiarów bezpośrednich, wśród których znalazły się pomiary temperatury podłoża skalnego do głębokości 1,5 m (GT), pomiary sklerometryczne za pomocą młotka Schmidta (SHRT), pozwalające na ocenę zmiany energii bijaka po odskoku od badanej powierzchni skały, będącej funkcją jej zwietrzenia, a także pomiary elektrooporowe (ERT), wykazujące różnice w typie podłoża oraz jego właściwościach termiczno-wilgotnościowych. Badania przeprowadzono w okolicach Stacji im. H. Arctowskiego, wzdłuż linii od północnego krańca wybrzeża Zatoki Półksiężyca w głąb lądu na Grań Pingwiniska (ryc. 3). W wywierconych otworach, instalowanych na przełomie stycznia i lutego 2016 roku, których lokalizacja znalazła się od poziomu morza do wysokości ponad 25 m n.p.m., nie stwierdzono do głębokości 1,5 m ujemnych temperatur. Podobnie, w usytuowaniu prostopadłym do linii brzegowej, profil elektrooporowy (ryc. 4) nie wykazał znaczących różnic w rezystancji podłoża, które mogłyby wskazywać na występowanie wieloletniej zmarzliny. Badania te pozwalają potwierdzić hipotezę stawianą już przez Dutkiewicza (1982), o występowaniu procesów peryglacjalnych, na powierzchniach z

wieloletnia zmarzliną, w wyższych partiach terenu, a to także w sposób nieciągły. Mimo wyraźnie okołoglacjalnych warunków, ze średnią roczną temperaturą powietrza poniżej -1,5ºC (Marsz i Styszyńska 2000), tempo podniosu izostatycznego, szacowane przez Birkenmajera i in. (1985), w ostatnich 300 latach nawet na około 1,3 m na 100 lat (przeciętnie, cały badany profil mógł zostać wynurzony w ciągu 5000 lat), a przez Rachlewicza (1999) na około 0,3 m na 100 lat, jest zbyt szybkie, aby wykształcić poziom stale przemarznięty, zwłaszcza na dosłonecznych stokach północnych. Obiecujące wyniki uzyskano badając odporność skał andezytowych poprzez uderzenia młotkiem Schmidta (ryc. 5). Siła odbicia (R) maleje wraz z odległością od wybrzeża oraz wzrostem wysokości n.p.m., wskazując na postępujące zwietrzenie, od stanu wyjściowego, jakim jest powierzchnia skalna wyszlifowana przez intensywnie zachodzące procesy falowe w strefie pływowej, do silnie zniszczonej zjawiskami wietrzenia mrozowego, przy udziale aerozoli morskich i przejściach temperatury powietrza przez punkt zamarzania wody, zachodzących we wszystkich miesiącach w roku, co jest charakterystyczne dla morskiej strefy Antarktyki (Rachlewicz 1997).



Ryc. 5 – Wyniki pomiarów SHRT na profilu od wybrzeża w kierunku szczytu Grzbietu Pingwiniska

Podsumowanie

Poszczególne etapy zlodowacenia otoczenia Półwyspu Antarktycznego oraz Szetlandów Południowych są korelowane z zasięgiem oddziaływania procesów brzegowych, zachowanych w postaci wyniesionych teras morskich i półek plażowych. Realna dla poszczególnych okresów pomiędzy nasunięciami zdaje się być wysokość teras odpowiadająca wartościom obniżania się poziomu morza z 15-20 m około 6000 BP po 2-5 m w czasach historycznych. Wartości podawane przez Birkenmajera (1981) są o rząd wielkości wyższe, co może wynikać z prowadzenia badań w obszarze o bardziej masywnym zlodowaceniu, a co za tym idzie silniejszej glacjoizostazji. Pomimo surowych na pozór warunków klimatycznych, manifestujących się niską średnią roczną temperaturą powietrza mierzoną na poziomie morza,

nie stwierdzono tutaj występowania wieloletniej zmarzliny, której przejawy obserwowane są w wyższych partiach obszarów wolnych od lodu. Najlepszym wytłumaczeniem na obecnym etapie badań jest uznanie, że współczesne linie brzegowe są na tyle młode, że na ich poziomie, po wynurzeniu lub odsłonięciu spod pokrywy lodowcowej, nie doszło jeszcze do wykształcenia permafrostu. Nie przeszkadza to jednak oddziaływaniom peryglacjalnym, widocznym jako zintensyfikowane wietrzenie mrozowe, w kształtowaniu powierzchni skalnych, poddawanych nawet bardzo krótkotrwałemu wpływowi dużej częstotliwości cykli geliwacyjnych.

Podziękowania

Badania finansowane w ramach projektu NCN: POROCO - Mechanizmy kontrolujące ewolucję i geomorfologię wybrzeży skalistych w klimatach polarnych (2013/11/B/ST10/00283).

Bibliografia

Barsch D., Mäusbacher R., 1986. New data on the relief development of the South Shetland Islands, Antarctica. Interdisciplinary Sciences Review, 11(2): 211-218.

Barton C.M., 1965. The geology of the South Shetland Islands. III. The stratigraphy of King George Island. Science Reports of British Antarctic Survey, 44: 33 s.

Birkenmajer K., 1979. Polskie badania geologiczne w zachodniej Antarktyce 1977-1978. Przegląd Geologiczny, 1(309): 1-6

Birkenmajer K., 1980. Geology of Admiralty Bay (South Shetland Islands) – an outline. Polish Polar Research, 1(1): 29-54.

Birkenmajer K., 1981. Raised marine features and glacial history in the vicinity of H. Arctowski Station, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bull. Acad Pol. Sci. Terre, 24(2): 109-117.

Birkenmajer K., 1982. Pliocene tillite-bearing succession on King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). Studia Geologica Polonica, 74: 7-72.

Birkenmajer K., 1983. Late Cainezoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bull. Acad. Pol. Sci. Terre, 30(1-2): 21-32.

Birkenmajer K., 1985. Pre-Quaternary glaciations of West Antarctica. Evidences from South Shetland Islands. Polish Polar Research, 5(3-4): 319-329.

Birkenmajer K., 1995. Glacier retreat and raised marine beaches at Three Sisters point, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bull. Acad. Pol. Sci. Terre, 43(2): 135-141.

Birkenmajer K., 1997. Quaternary geology at Arctowski Station, King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). Studia Geologica Polonica, 110: 91-104.

Birkenmajer K., Narębski W., Skupiński A., Bakun-Czubarow N., 1981. Geochemistry and origin of Tertiary Island-arc volcanism suite at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). Studia Geologica Polonica, 72: 7-57.

Björck S. Hakansson H., Zale R., Karlen W., Jonsson B.L., 1991a. A late Holocene lake sediment sequence from Livingstone Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications. Antarctic Science, 3(1): 61-72.

Björck S., Malmer N., Hjort C., Sandgren P., Ingólfsson O., Wallen B., Lewis-Smith R.I., Jonsson B.L., 1991b. Stratigraphic and paleoclimatic studies of a 5500-year-old moss bank on Elephant Island, Antarctica. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 23(4): 361-374.

Calpperton C.M., Sugden D.E., 1983. Geomorphology of the Ablation Point massif, Alexander Island, Antarctica. Boreas, 12: 125-135.

Calpperton C.M., Sugden D.E., 1988. Holocene glaciers fluctuations in South Africa and Antarctica. Quaternary Science Reviews, 7: 185-198.

Calpperton C.M., Sugden D.E., Birnie R.V., Hanson J.D., Thom G., 1978. Glacier fluctuations in South Georgia and comparison with other island groups in the Scotia Sea. W: E.M. van Zinderen Bakker (red.) Antarctic glacial history and World paleoenvironments. Balkema, Rotterdam: 95-104.

Calpperton C.M., Sugden D.E., Birnie R.V., Wilson J.M., 1989. Late-glacial and Holocene glacier fluctuations and environmental changes on South Georgia, Southern Ocean. Quaternary Research, 31: 210-228.

Curl J.E., 1980. A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica. Institute of Polar Studies Report, 63: 129 s.

Dutkiewicz L., 1982. Preliminary results of investigations on some periglacial phenomena on King George Island, South Shetlands. Biuletyn Peryglacialny, 29: 12-23.

Everett K.R., 1971. Observations on the glacial history of Livingston Island. Arctic, 24: 41-50.

Hawkes D.D., 1961. The geology of South Shetland Islands. I. The petrology of King George Island. Sciences Report of Falkland Islands Dependencies Survey, 26: 27 s.

Horn-Filho N.O., Bachi F.A., Ayup-Zouain R.N., 1991. Aspectos geomorphologicos y sedimentologicos de las playas de Stinker Point, isla Elephante, Antarctica. Seria Cent. INACH, 41: 115-127.

Ingólfsson O., Hjort C., Björck S., Lewis-Smiths R.I., 1992. Late Pleistocene and Holocene glacial history of james ross Island, Antarctic Peninsula. Boreas, 21:209-222.

John B.S., 1972; Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctica. Institue of British Geographers Special Publications, 4: 75-92.

John B.S., Sugden D.E., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. British Antarctic Survey Bulletin, 24: 45-111.

Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.-M., Chappellaz J.A., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S.J., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G.M., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.-L., Werner M., Wolff E.W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. Science, 317(5839): 793-797.

Marsz A.A., 1985. Charakterystyka fizyczno-geograficzna obszarów lądowych w otoczeniu Zatoki Admiralicji, jako podstawa do rozpoznania fragment ekosystemu. Wyższa Szkoła Morska w Gdyni: 146 s.

Marsz A.A., 1987. Brzegi lodowe. Ossolineum, Gdańsk: 113 s.

Marsz A.A., Rakusa-Suszczewski S., 1987. Charakterystyka ekologiczna rejonu zatoki Admiralicji. I. Klimat i obszary wolne od lodu. Kosmos, 36(1): 103-127.

Marsz A.A., Styszyńska A., 2000. Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego (Antarktyka Zachodnia, Szetlandy Południowe, Wyspa Króla Jerzego). Wydawnictwo WSM Gdynia,: 264 s.

Matthies D., Mäusbacher R., Storzer D., 1990. Deception Island tephra a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica. Zentr. Geol und Paleont., 1(1-2):153-165.

Mäusbacher R., Muller J., Munnich M., Schmidt R., 1989. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., 33: 219-234.

Nyvlt D., Braucher R, Engel Z., Mlcoch B., ASTER Team, 2014. Timing of the Northern Prince Gustav Ice Stream retreat and the deglaciation of northern James Ross Island, Antarctic Peninsula during the last glacial-interglacial transition. Quaternary Research, DOI 10.1016/j.yqres.2014.05.003

Oliva M., Navarro F., Hrbáček F., Hernández A., Nývlt D., Pereira P., Ruiz-Fernández J., Trigo R., 2016a. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. Science of the Total Environment, DOI 10.1016/j.scitotenv.2016.12.030

Oliva M., Ruiz-Fernandez J., Zarankin A., Casanova-Katny A., Nofre J., 2016b. Geoecology and historical heritage in the ice-free area of Elephant point (Antarctica). Proposal for future environmental protection. Geoheritage, DOI 10.1007/s12371-016-0184-1

Payne A.J., Sugden D.E., Clapperton C.M., 1989. Modelling growth and decay of the Antarctic peninsula ice sheet. Quaternary Research, 31: 119-134.

Rabassa J., 1983. Stratigraphy of the glacigenic deposits in Northern James Ross Island, Antarctic peninsula. W: E. Evenson, E.C. Schluchter, J. Rabassa (red.) Tills and related deposits. Balkema, Rotterdam: 329-340.

Rabassa J., 1987. Drumlins and drumlinoid forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula. J. Menzies, J. Ross (red.) Drumlin Symposium. Balkema, Rotterdam: 267-288.

Rachlewicz G., 1997. Mid-winter thawing in the vicinity of Arctowski Station, King George Island. Pol. Polar. Res., 18(1): 15-24.

Rachlewicz G., 1999. Glacial relief and deposits of the western coast of Admiralty Bay, King George Island, South Shetlands. Pol. Polar Res. 20(2): 89-130.

Rakusa-Suszczewski S., 1992. Zatoka Admiralicji – Antarktyka. Oficyna Wydawnicza Instytutu Ekologii PAN: 287 s.

Schmidt R., Mäusbacher R., Muller J., 1990. Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island). Journal of Paleolimnology, 3: 55-90.

Sugden D.E., Clapperton C.M., 1980. West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. Nature, 286: 378-381.

Sugden D.E., Denton G.H., Marchant D.R., 1991. Subglacial meltwater channel system and ice sheet overriding, Asgard range, Antarctica. Geografiska Annaler, 73A: 109-121.

Sugden D.E., John B.S., 1973. The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica. Paleoecology of Africa, the surrounding islands and Antarctica. Balkema, Cape Town: 139-159.

Szeliga J., Rakusa-Suszczewski S., 1994. Morphometry of Bransfield Strait, West Antarctica. Polish Polar Research, 15(1-2): 21-29.

Tatur A., 1989. Ornithogenic soils in maritime Antarctica. Polish Polar research, 10(4): 481-532.

Tatur A., del Valle R., 1986. Paleolimnologiczne i geomorfologiczne badania na Wyspie Króla Jerzego – Zachodnia Antarktyka. Przegląd Geologiczny, 11: 621-626.

Zale R., Karlen W., 1989. Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. Geografiska Annaler, 71(A): 211-220.

Zwoliński Z., 2007. Mobilność materii mineralnej na obszarach paraglacjalnych, Wyspa Króla Jerzego, Antarktyka Zachodnia. Wydawnictwo UAM Poznań: 266.

Zwoliński Z., Kejna M., Rachlewicz G., Sobota I., Szpikowski J., 2016. Solute and sedimentary fluxes on King George Island. W: A.A. Beylich, J.C. Dixon, Z. Zwoliński (red.) – Source-to-Sink Fluxes in Undisturbed Cold Environments. Cambridge University Press: 213-237.

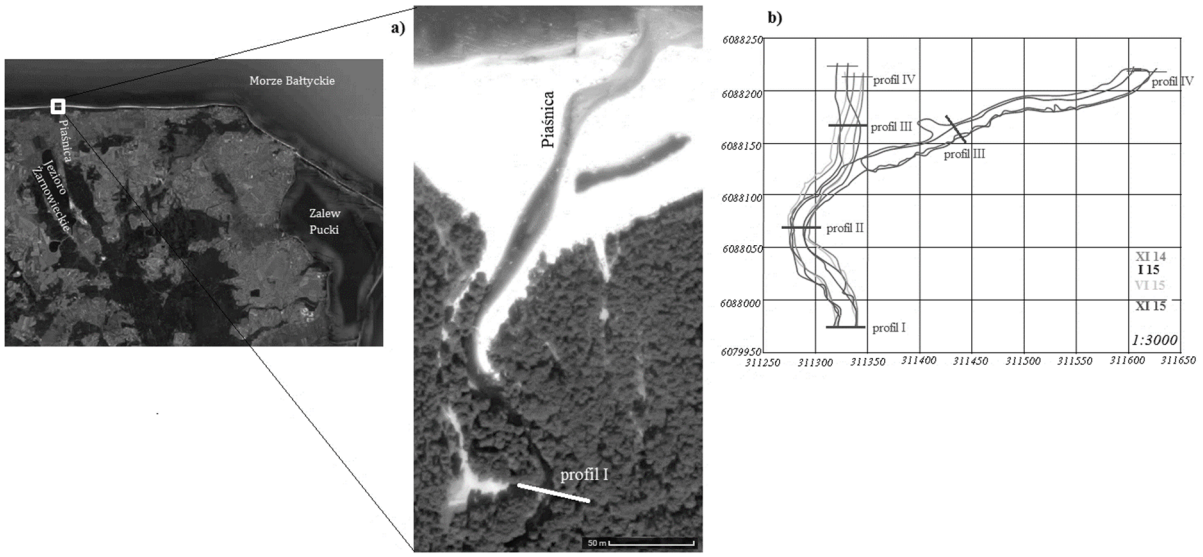
Ewa Szymczak
Uniwersytet Gdański
Instytut Oceanografii

Litodynamika osadów korytowych ujściowego odcinka Piaśnicy

Współoddziaływanie procesów rzecznych i morskich można obserwować w ujściu Piaśnicy, która dostosowuje w sposób ciągły geometrię koryta do aktualnego poziomu morza. Konsekwencją tego procesu jest także zmienne natężenie procesów erozji i akumulacji w korycie rzecznym, a tym samym litologii osadów korytowych.

Obszar badań

Piaśnica jest niewielką rzeką, o długości 28,6 km (Myśliwy 2010), uchodzącą bezpośrednio do Morza Bałtyckiego (Ryc. 1a). Uwzględniając przynależność fizyczno-geograficzną obszaru badań rzeka, wraz z dorzeczem, w większej swej części, położona jest na obszarze mezoregionu Wysoczyzny Żarnowieckiej, jej odcinek ujściowy znajduje się w obrębie mierzejowego fragmentu Wybrzeża Słowińskiego (Kondracki 2002).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (a, (źródło: https://www.google.pl/maps?hl=pl), lokalizacja profili pomiarowych b)

Piaśnica wypływa z niewielkiego jeziora w Puszczy Darżlubskiej na wysokości 87 m n.p.m. (Bodziony 2011). Rzeka przepływa przez Jezioro Żarnowieckie, przy samym wypływie, w północnej części jeziora, na krótkim odcinku jest uregulowana i obwałowana. W dolnym biegu jej spadek jest niewielki (0,23‰), rzeka silnie meandruje tworząc na odcinku 5–7 km około 40 zakoli (Majewski 1996; Kozerski 2000; Jarzębińska, Majewski 2009; Bodziony 2011). Piaśnica do ujścia płynie już równiną akumulacyjną, na której występują równiny lagunowe i jeziorne, mierzeje i morskie tarasy litorynowe, mierzeje post-litorynowe, wydmy oraz plaża. Osady powierzchniowe, które wraz ze spływem powierzchniowym zasilają rumowisko rzeczne, reprezentowane są przez utwory holoceńskie i plejstoceńskie (Ostaficzuk i in. 1976, Ostaficzuk 1978).

Piaśnica zasilana jest głównie przez wody podziemne (Bodziony 2011; http://kzg.pl/). System krążenia wód podziemnych w granicach całego obszaru charakteryzuje się dominacją infiltracyjnego zasilania wodami, które dostarczane są wraz z opadem atmosferycznym. Średni napływ wód do Piaśnicy z jeziora jest niewielki i wynosi 1,7 m^3/s, napływ wód gruntowych ocenia się na 0,6 m^3/s. W ciągu roku napływy te są bardzo jednorodne z powodu istnienia wokół tego obszaru, kilku małych jezior (Jarzębińska, Majewski 2009).

Stan i układ zwierciadła wody na rzece w dolnym biegu zależą nie tylko od zasilania, ale w dużej części od stanów morza. W wyniku występujących spiętrzeń sztormowych na Bałtyku, dochodzi do powstania spiętrzenia cofkowego na Piaśnicy. Cofka przenosi się wodami rzecznymi i dochodzi do samego jeziora, jednak nie przenosi się na nie, dzięki wspomnianemu jazowi regulacyjnemu (Majewski 1996).

Badania terenowe i laboratoryjne

Materiał do analiz litologicznych stanowiły próbki osadów korytowych pobrane w latach 2014–15. W czasie prac terenowych wykonano także pomiary prędkości przepływu rzeki, celem określenia warunków transportu rumowiska rzecznego. Każdorazowo pobór próbek osadów korytowych i pomiary prędkości przepływu prowadzono w czterech wyznaczonych profilach pomiarowych (Ryc. 1b), których lokalizacja zmieniała się w zależności od położenia koryta rzeki i jego parametrów. W pełni stałym profilem był profil I (Ryc. 1a, b) zlokalizowany na moście w Dębkach w odległości około 300 m od właściwego ujścia Piaśnicy do morza.

Analizy uziarnienia pobranych w terenie próbek osadów korytowych wykonano metodą sitową (Myślińska 2010). Parametry uziarnienia: średnią średnicę (M_z), wysortowanie

(σ_I), skośność (S_{kI}) oraz spłaszczenie (K_G) obliczono metodą Folka i Warda (1957) z wykorzystaniem programu Gradistat (Blott, Pye 2001).

Wyniki

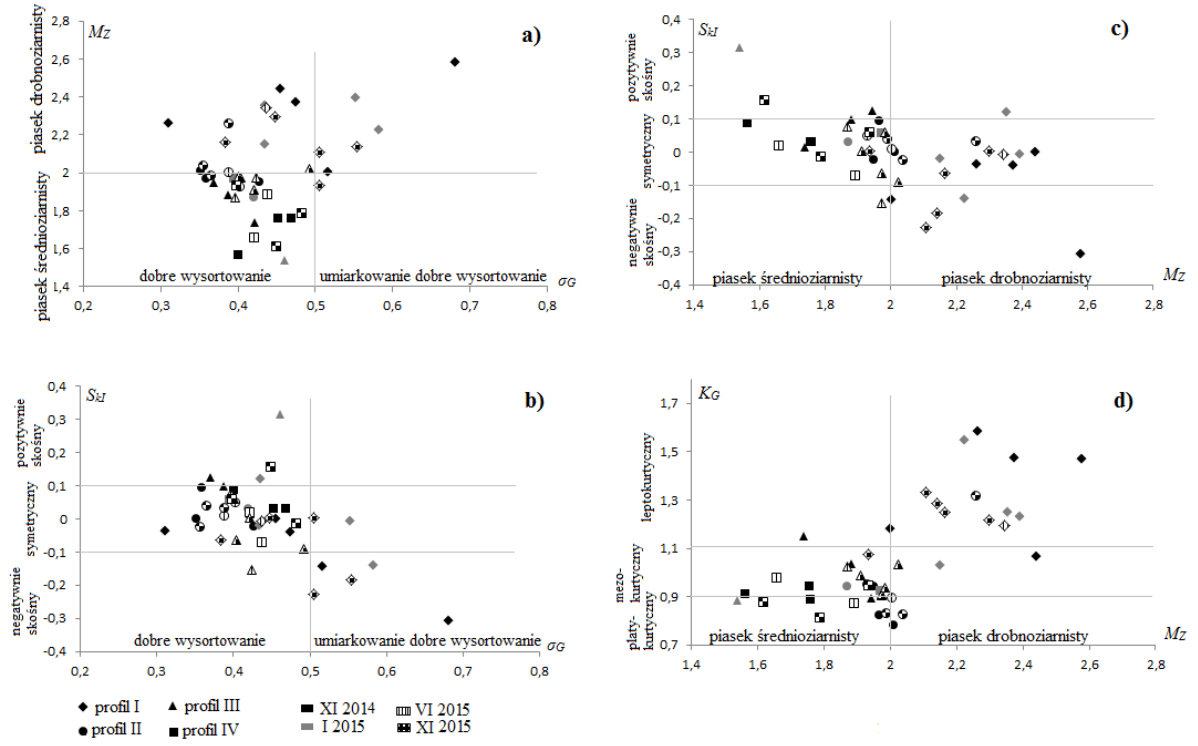
Charakterystyka osadów korytowych

Osady korytowe reprezentowane są przez dwa typy litologiczne – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste (Ryc. 2a). Zmieniająca się wraz z biegiem rzeki w ujściowym odcinku, średnia średnica ziarn powiązana jest z zmniejszającą się siłą transportową rzeki, w wyniku czego następuje depozycja rumowiska transportowanego w zawiesinie gradacyjnej (2–3 phi) oraz saltacji (0,6–2 phi) (Allen i in. 1972).

Parametr odchylenia standardowego (σ_G) charakteryzuje się mniejszym zróżnicowaniem przestrzennym i czasowym. Osady korytowe są dobrze oraz umiarkowanie dobrze wysortowane (Ryc. 2a). Analizując wykresy zależności wskaźników uziarnienia wg R.L Folka i W.C Warda (1957) w przypadku zestawienia M_Z i σ_G zauważalny jest wzrost stopnia wysortowania osadów wraz ze spadkiem (w skali phi) średniej średnicy (Ryc. 2a), co jest charakterystyczne dla osadów fluwialnych facji korytowej.

Dominująca część koryta rzecznego pokryta jest przez osady o skośności (S_{kI}) prawie symetrycznej (od -0,1 do 0,1). Największe zmiany parametru skośności występują w profilu I oraz III. Osady w I profilu charakteryzują się negatywną skośnością, typową dla osadów korytowych, wskazującą na uruchamianie grubszych frakcji osadów korytowych, ich transport i redepozycję w warunkach wyższych prędkości przepływu. Przesunięcie parametru skośności w stronę pozytywnych wartości, w profilu III, w którym następuje „przerzucanie" koryta wynikające ze zmiany biegu rzeki, pozwala wnioskować o formowaniu się osadów w warunkach prędkości przepływu mniejszych od przeciętnej, co skutkuje unieruchamianiem ziarn transportowanych w saltacji (Visher 1969).

W przypadku zestawienia S_{kI} i M_Z (Ryc. 2c) obserwuje się zmienną tendencję, wraz z drobnieniem frakcji (1,4–2 phi) następuje spadek wskaźnika skośności, a następnie (> 2 phi) jego wzrost. Analizując diagram zależności S_{kI} i σ_G (Ryc. 2b) zauważalny jest wzrost wysortowania osadu wraz ze wzbogacaniem go we frakcje drobniejsze w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Świadczy to o zmniejszaniu energetyki środowiska prądowego (szczególnie w profilach II–IV), w wyniku którego powstają warunki akumulacyjne z udziałem czynnika sortującego.



Ryc. 2. Zależność między wskaźnikami uziarnienia wg Folka i Warda (1957): a) średnią średnicą i odchyleniem standardowym, b) skośnością i odchyleniem standardowym, c) skośnością i średnią średnicą, d) kurtozą i średnią średnicą

Wskaźnik spłaszczenia (K_G) podlega znacznym wahaniom, co świadczy o dużej zmienności siły transportującej osad. Wniosek ten znajduje potwierdzenie w analizie wykresów zależności wskaźników uziarnienia M_Z i K_G (Ryc. 2d). Wraz ze wzrostem średniej średnicy następuje spłaszczenie rozkładów uziarnienia, co wskazuje na zmianę warunków z erozyjnych na akumulacyjne wraz z biegiem rzeki.

Analiza uziarnienia wykazała, że na tle innych cieków, na których prowadzono badania osadów korytowych w ujściowych odcinkach, osady Piaśnicy charakteryzują się najmniejszym zróżnicowaniem średniej średnicy ziarn oraz najlepszym wysortowaniem. Zakres zmienności parametru skośności i kurtozy nie odbiega znacząco od wartości uzyskanych dla rzek zlewiska Zalewu Puckiego (Redy, Kanału Łyski, Gizdepki, Potoku Błądzikowskiego i Płutnicy) (Szymczak 2014).

Wartości średnich prędkości przepływu w profilu I (0,26–0,31 $m \cdot s^{-1}$) zestawione z średnicą ziarn osadów korytowych, w diagramie Hjulströma zlokalizowane są powyżej krzywej depozycji, świadczą o tym, że osady te są transportowane, a nawet erodowane. Erodowane są frakcje muliste w przedziale 5–4 phi, których transport odbywa się w formie zawieszonej, podobnie jak piasków frakcji 4–1 phi, przy czym piaski średnioziarniste (2–1 phi) będą podlegały transportowi w trakcji.

Wyniki analiz uziarnienia zestawione z wykorzystaniem punktów C i M na diagramie Passegi, wyraźnie grupują się w polach IV (80,95%) oraz V (14,29%). Obydwa pola wskazują na dominującą depozycję z zawiesiny przy niewielkim udziale ziaren drobniejszych od 0 phi akumulowanych z trakcji. Pole IV charakterystyczne jest dla rumowiska transportowanego w formie zawiesiny gradacyjnej oraz toczonego z udziałem saltacji w warunkach silnych ruchów turbulentnych. Pole V, w którym znalazły się wyłącznie próbki z I profilu, reprezentują ziarna transportowane w analogiczny sposób w warunkach umiarkowanej turbulencji (Szmańda 2010). Wśród osadów korytowych z profilu I (XI 2014, XI 2015) dwie próbki sklasyfikowane zostały w obszarze pola I, charakterystycznego dla materiału powstającego przy dużych prędkościach oraz znacznej turbulencji prądów przydennych, dlatego też ziarna osadu są wleczone lub też toczone po dnie, a następnie deponowane z trakcji z niewielkim udziałem zawiesiny (Szmańda 2010).

Wnioski

Wyniki badań terenowych i laboratoryjnych wskazują, że decydujący wpływ na charakter osadów, na wszystkich opisanych odcinkach, mają procesy fluwialne. W obrębie wydzielonych profili, zlokalizowanych w różnych częściach koryta, zauważono wyraźne różnice utrzymujące się niezależne od aktualnego poziomu morza, choć pogłębiające się w skrajnie zarysowanej sytuacji wysokiego poziomu morza.

Osady korytowe reprezentowane są przez piaski drobnoziarniste, które zastępowane są, wraz z biegiem rzeki, przez piaski średnioziarniste. Charakteryzują się one umiarkowanie dobrym i dobrym wysortowaniem. Wartości prędkości przepływu, zmierzone w profilu I, potwierdzają wpływ tego parametru jako czynnika różnicującego osady korytowe. W środowisku zróżnicowanego przepływu wód na poszczególnych odcinkach większość osadów była transportowana w zawiesinie i trakcji. Zróżnicowanie parametru skośności i kurtozy wskazuje na zmianę warunków z erozyjnych na akumulacyjne wraz z biegiem rzeki.

Bibliografia

Allen G.P., Castaing P., Klingebiel A., 1972. Distinction of elementary sand populations in the Gironde Estuary (France) by r-mode factor analysis of grain-size data. Sedimentology, 19: 21–35.

Blott S.J, Pye K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, Earth Surface Processes and Landforms 26: 1237–1248.

Bodziony M., 2011. Ujście Piaśnicy – człowiek kontra przyroda. Ekonatura, 3: 26–27.

Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos River bar, a study of significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27: 3–26.

Jarzębińska T., Majewski W., 2009. Influence of Pumped-Storage Power Plant on Physical and Ecological State of Lake Żarnowiec. [w:] International Symposium of Water Management and Hydraulic Engineering, paper A101, 349–360, Ohrid / Macedonia.

Kondracki J., 2002. Środowisko regionalne Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Kozerski B., 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Sławoszyno. Państwowy Instytut Geologiczny i Ministerstwo Środowiska.

Majewski W., (red.), 1996. Stan jeziora Żarnowieckiego po 10 latach eksploatacji elektrowni szczytowo-pompowej. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

Myślińska E., 2010. Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Myśliwy M., 2010. Riparian tall herb fringe communities in a small lowland river valley: species-environment interactions. Natura Montenegrina, 9(3): 403–415.

Ostaficzuk S., Jakubicz B., Skompski S., 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Sławoszyno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Ostaficzuk S., 1978. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski; arkusz Sławoszyno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego Katowice.

Szmańda J. B., 2010. Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. Landform Analysis, 12: 109–125.

Szymczak E., 2014. Osady korytowe cieków zlewiska Zalewu Puckiego w świetle analiz teksturalnych, [w:] Cieśliński R., Jereczek-Korzeniewska K., (red.) Problemy badań wody w XX i XXI wieku. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 374–386.

Ewa Szymczak, Dorota Burska, Dorota Pryputniewicz-Flis
Uniwersytet Gdański
Instytut Oceanografii

Charakterystyka rozkładu wielkości cząstek *in situ* w wodach Zalewu Wiślanego

Koncentracja zawiesiny, zmiany jej składu, własności warunkują funkcjonowanie ekosystemów wodnych. Materia zawieszona w toni wodnej decyduje o produkcji pierwotnej – limitując dostęp i warunkując współczynnik odbicia światła w kolumnie wody, dystrybucji pierwiastków chemicznych i zanieczyszczeń, a także o przebiegu procesów transportu osadów i ich sedymentacji. Źródłem zawiesiny w Zalewie Wiślanym jest dopływ rzeczny, erozja dna i strefy brzegowej, wymiana wód z Bałtykiem oraz produkcja pierwotna.

Charakterystyka obszaru badań

Zalew Wiślany, zlokalizowany w południowo-wschodniej części Morza Bałtyckiego, oddzielony jest od otwartych wód Zatoki Gdańskiej Mierzeją Wiślaną. Wymiana wód, między zalewem a morzem, odbywa się poprzez cieśninę Piławską. W granicach Polski położona jest południowa część Zalewu o powierzchni 328 km^2, stanowiącej 40% całkowitej powierzchni akwenu. Zalew Wiślany jest zbiornikiem bardzo płytkim, średnia głębokość w polskiej części wynosi 2,4 m, zaś dla całego Zalewu 2,5 m (Bogdanowicz 2009). W sztucznie pogłębionej rynnie toru wodnego, biegnącego centralną częścią Zalewu głębokości osiągają maksymalnie 5,2 m (Chubarenko, Margoński 2008).

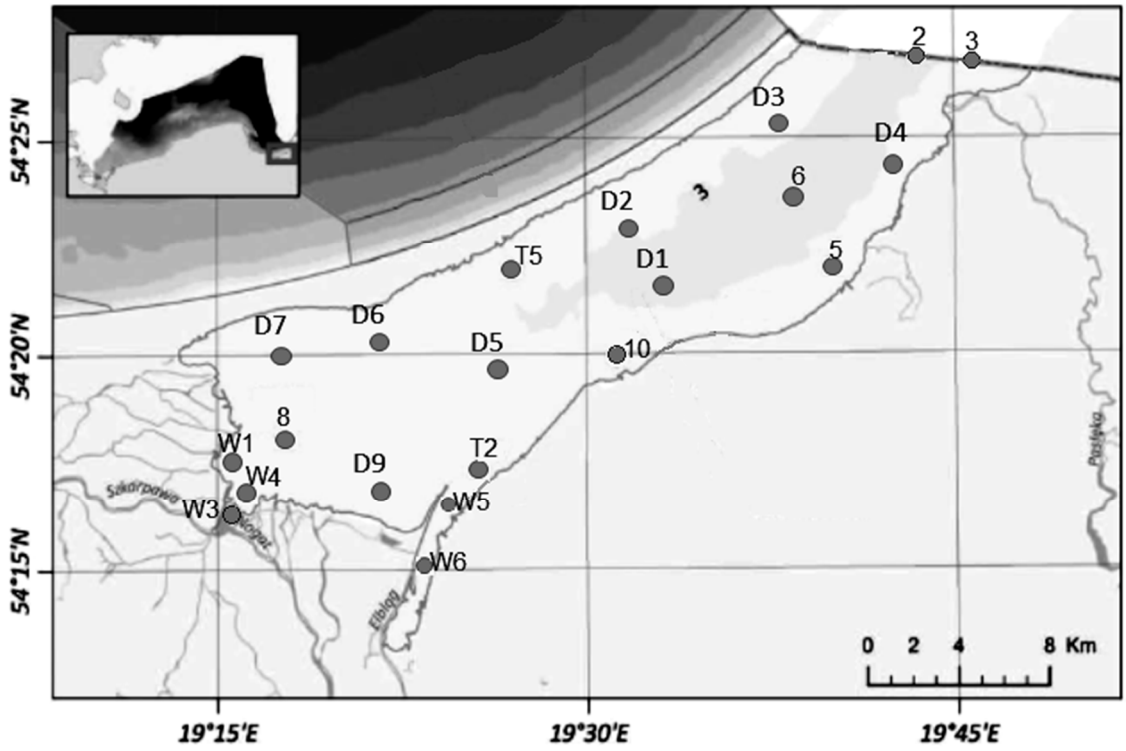
Pod względem hydrologicznym jest to zbiornik słonawowodny o średnim zasoleniu 3%. Zasolenie Zalewu jest uzależnione od dopływu wód rzecznych oraz wód morskich przez Cieśninę Piławską, stąd najwyższe stężenia zasolenia w polskiej części Zalewu Wiślanego występują w strefie granicznej (3,9–5,0 PSU), natomiast najniższe w ujściu rzeki Elbląg 1,0–3,4 PSU (Burakowska i in., 2005).

Większość dna Zalewu pokrywają osady mulisto-ilaste (Graniczny i in., 1998), obok których występują na mniejszych powierzchniach osady mulisto-piaszczyste, piaszczyste i żwirowe. Osady mulisto-ilaste to osady lagunowe, sedymentacji zawiesinowej, o zmiennej wzajemnej zawartości frakcji mulistej i ilastej. W brzeżnych partiach dna występują osady piaszczyste, a w zachodniej części Zalewu dno zbudowane jest z osadów mulisto-piaszczystych deponowanych przez cieki (Fac-Beneda i in., 2014).

Cyrkulacja wód w akwenie zależy przede wszystkim od kierunku i siły wiatru oraz od wymiany wód pomiędzy Zalewem a Zatoką Gdańską. Niewielkie głębokości sprzyjają też oddziaływaniu wiatru na masy wody w całym ich przekroju od powierzchni do dna, co sprawia, że osady powierzchniowe stają się jednym z głównych źródeł zawiesiny.

Metody badań

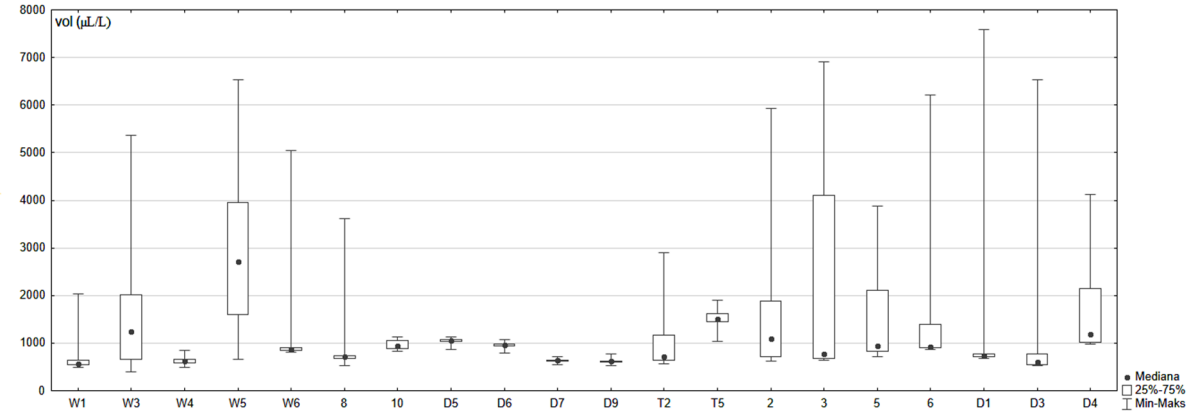
Badania terenowe przeprowadzone zostały w dniach 24-25 listopada 2016 roku. Zawiesinę charakteryzowano poprzez pomiar *in situ* wielkości cząstek i koncentracji objętościowej. W tym celu wykorzystano zanurzeniowy czujnik sedymentacji LISST–25x wykonujący laserowy pomiar obydwu parametrów w czasie rzeczywistym. Pomiary wykonywane były na 21 stacjach (Ryc. 1) w warstwie powierzchniowej na głębokości 0,5 m. Uzyskane wyniki przeanalizowano w kontekście charakterystyki termiczno-zasoleniowej wód oraz uziarnienia osadów powierzchniowych.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

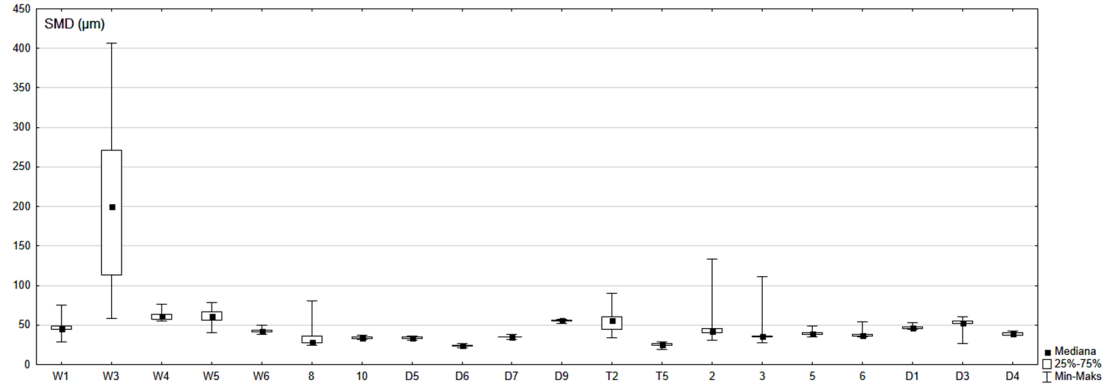
Wyniki

Koncentracja objętościowa cząstek zawiesiny zmieniała się w szerokim zakresie od 399 do 7585 µL/L (Ryc. 2). Najmniejsze zmiany koncentracji zawiesiny występują w zachodniej części Zalewu, przy czym wzrastają one w pobliżu miejsc zasilania dopływami rzecznymi oraz w zatokach (W1, W2, W5, W6, 8 T2). Wyższą koncentrację i zróżnicowanie tego parametru stwierdzono we wschodniej części akwenu. Charakterystykę tą zaobserwowano zarówno w pobliżu miejsc zasilania dopływami rzecznymi (3, 5, D4) jak i w centralnej części zalewu.



Ryc. 2. Koncentracja objętościowa zawiesiny

Średnia średnica cząstek zmienia się w zakresie od 18,6 do 407 µm (Ryc. 3). Cząstki zawiesiny należą przede wszystkim do frakcji mułków bardzo gruboziarnistych, mułków gruboziarnistych (T5), piasków bardzo drobnoziarnistych (W4) i drobnoziarnistych (W3). Zawiesiny charakteryzują się bardzo dobrym wysortowaniem, z wyjątkiem punktów pomiarowych W3 i 3 (umiarkowanie dobre i dobre wysortowanie).



Ryc. 3. Średnia średnica cząstek

Zasolenie wód w sąsiedztwie ujść rzecznych zachodniej części Zalewu zmieniało się w zakresie 0,3–2,4 PSU, w centralnej części wynosiło 2,5–3,7 PSU, we wschodniej części

było wyższe 3,9–4,3 PSU. Temperatura wód powierzchniowych wyższa była w części zachodniej (5,1–5,6ºC) niż wschodniej (4,1–4,7ºC).

Wnioski

Najwyższe koncentracje zawiesiny stwierdzono w pobliżu ujść rzecznych w części zachodniej oraz w części wschodniej pozostającej pod silniejszym wpływem wód docierających do Zalewu Wiślanego przez Cieśninę Pilawską. W dominującej części akwenu zawiesina charakteryzuje się dużą jednorodnością lokalnie zaobserwować można frakcjonalne zróżnicowanie cząstek transportowanych w suspensji (W3). Dominująca w zawiesinie frakcja 16–63 μm jest także podstawową frakcją budującą osady powierzchniowe, które w wyniku resuspensji wzbogacają zawiesinę. Nie zaobserwowano wyraźnego związku między koncentracją i wielkością cząstek a zawiesiny zmianą zasolenia i temperatury wód.

Bibliografia:

Bogdanowicz R., 2009. Komentarz do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, arkusz N-34-52-C Frombork.

Burakowska H., Jamka-Szymańska J., Jankowska A., Jatczak H., Sobczak M., Topiłko J., Wiszowata A., 2005. Rzeka Pasłęka, Plan Gospodarki Wodnej. Wstępne założenia planu zgodne z Ramową Dyrektywą Wodną. RZGW Gdańsk. 61.

Chubarenko B., Margoński P., 2008. The Vistula Lagoon. [w:] Schiewer U. (red.). Ecology of Balic Coastal Waters. Ecological Studies, 197, Springer, 167–195.

Fac-Beneda J., Nowacki J., Rudowski S., Boniecka H., Gajda A., Gawlik W., 2014. Charakterystyka hydrologiczna i geomorfologiczna. [w:] Osowiecki A., Barańska A. (red.) Zbiorcze sprawozdanie z analizy dostępnych danych i przeprowadzonych inwentaryzacji przyrodniczych (zebranie i analiza wyników inwentaryzacji, materiałów niepublikowanych i opracowań publikowanych, przydatnych do sporządzenia projektów planów) w obszarze Natura 2000 Zalew Wiślany (PLB 280010). Wydawnictwa Wewnętrzne Instytutu Morskiego w Gdańsku.

Graniczny M., Kowalski Z., Zachowicz J., 1998. Studium geośrodowiskowe Zalewu Wiślanego i jego otoczenia przy wykorzystaniu nowoczesnych technik kartograficznych. Przegląd Geologiczny, 46(12), 1254-1260.

Paweł Terefenko[1], Dominik Paprotny[2], Andrzej Giza[1], Adam Kubicki[3], Marcin Winowski[4]
[1]Uniwersytet Szczeciński
Instytut Nauk o Morzu
[2]Delft University of Technology
[3]GEO Ingenieurservice Nord-West,
[4]Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

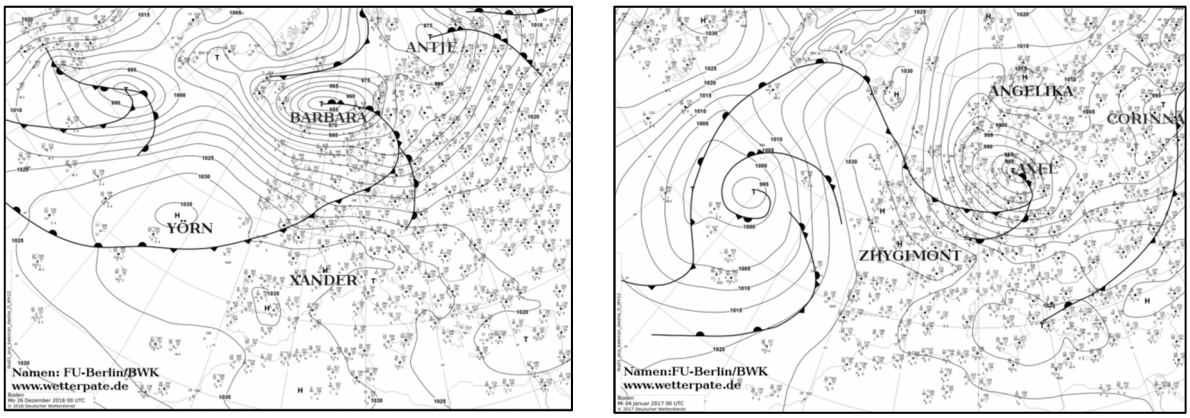
Analiza wpływu orkanów Barbara i Aleks na morfologię wybrzeża klifowego wyspy Wolin

Na Morzu Bałtyckim odnotowywana jest stale rosnąca liczba sztormów o podwyższonych poziomach spiętrzeń wody związana z globalnymi zmianami klimatycznymi (Zhang i in., 2004, Harff i in., 2005, Tonnison i in., 2013), które wspólne z cieplejszymi zimami oraz brakiem pokrywy lodowej powodują znaczne przyśpieszenie tempa erozji brzegu (Bugajny i in. 2014, Deng i in. 2014). Obserwowane zmiany przebiegu linii brzegowej stają się bardzo istotnym problemem dla społeczności zamieszkujących nad morzami i oceanami świata. Ochrona i zrównoważony rozwój obszarów pobrzeży, coraz częściej są zasadniczym celem działań badawczych i planistycznych w skali zarówno poszczególnych krajów, jak i na poziomie międzynarodowym (Kostrzewski i in., 2015). Ustalono, że na Bałtyku, fala sztormowa ma największe znaczenie w aspekcie erozji wybrzeża (Furmańczyk i in., 2011). Jednocześnie należy uwzględniać inne czynniki, takie jak uwarunkowania geologiczne, opady atmosferyczne i oddziaływanie słońca (Kostrzewski i in., 1988, Uścinowicz 2003, Ashton i in 2011).

W prezentowanej pracy dokonano oceny wpływu wezbrań sztormowych Barbara (26-29.12.2016) i Aleks (4-6.01.2017) (ryc. 1 A i B) na około 500 metrowym odcinku wybrzeża klifowego wyspy Wolin (ok. 410,5 - 411 km UM). Prowadzone prace monitoringowe są elementem projektu badawczego pt. „Kształtowanie wybrzeży klifowych pod wpływem lokalnych i globalnych procesów sprawczych ujętych w zróżnicowanych skalach czasowych", którego celem jest odnalezienie zależności przyczynowo-skutkowych pomiędzy tempem erozji wybrzeży klifowych o różnych ekspozycjach, a warunkami meteorologiczno-hydrograficznymi takimi jak: wielkość opadów atmosferycznych, wzrost poziomu morza, charakterystyki wezbrań sztormowych przy uwzględnieniu różnorodnych uwarunkowań

geologicznych. Tak postawiony cel możliwy jest do zrealizowania przy założeniu cyklicznego monitoringu geomorfologii wybranych odcinków wybrzeży klifowych, w celu określenia rzeczywistej, a nie jedynie szacowanej objętości wyerodowanego materiału.

Ważnym elementem prowadzonych badań jest również zbadanie hipotezy stwierdzającej, że wzrost tempa erozji wybrzeża klifowego związany jest bezpośrednio z występowaniem szeregu następujących po sobie zdarzeń sztormowych o różnej charakterystyce, a tylko pośrednio ze wzrastającymi parametrami sztormów. Osłabiona szeregiem sztormów struktura klifu oraz sposób dystrybucji wyerodowanego podczas pojedynczego sztormu materiału może w takiej sytuacji być przyczyną erozji, która występować będzie nie podczas spiętrzenia sztormowego ale w okresie pomiędzy sztormami np. podczas intensywnych opadów deszczu.



A. Orkan Barbara
B. (sytuacja z dnia 26.12.2016)

C. Orkan Aleks
D. (sytuacja z dnia 04.01.2017)

Ryc. 1. Mapy sytuacji barycznej nad Europą dla początkowej fazy orkanów Barbara i Aleks.

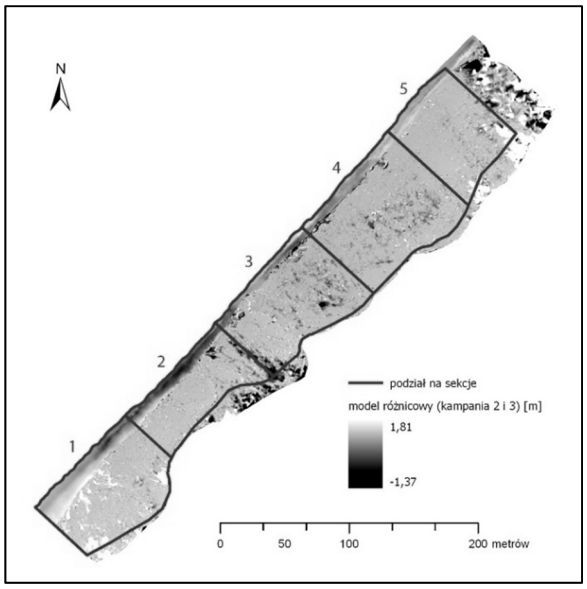
Do realizacji tak postawionych celów oraz do prezentowanej w niniejszej pracy oceny zmian morfologii wybrzeża klifowego niezbędna jest precyzyjna analiza procesów erozji oparta na rzeczywistych danych. Precyzyjny, ilościowy monitoring efektów erozji realizowany jest z wykorzystaniem, technologii aktywnego skaningu laserowego TLS (Terrestrial Laser Scanning), która jest już stosowana w pomiarach topograficznych i procesach monitorowania wybrzeży, w tym również kilkukrotnie na wybrzeżu wyspy Wolin (Dudzińska-Nowak, Wężyk 2014; Kolander i inni, 2013). Ten rodzaj nowych technik monitoringu umożliwia ustalenie rzeczywistej objętości wyerodowanego materiału na badanych odcinkach wybrzeża, dzięki czemu możliwa będzie prezentacja wyników dotyczących tempa cofania się klifu.

Aby umożliwić zaawansowaną analizę statystyczną, która ma na celu wskazać znaczenie poszczególnych czynników w procesie erozji monitoring realizowany jest dwutorowo: interwencyjne w powiązaniu z określonymi warunkami hydro-meteorologicznymi zdarzeń sztormowych oraz systematyczne jako element monitoringu stałego mający na celu uchwycenie wpływu opadów atmosferycznych i innych czynników poza sztormowych.

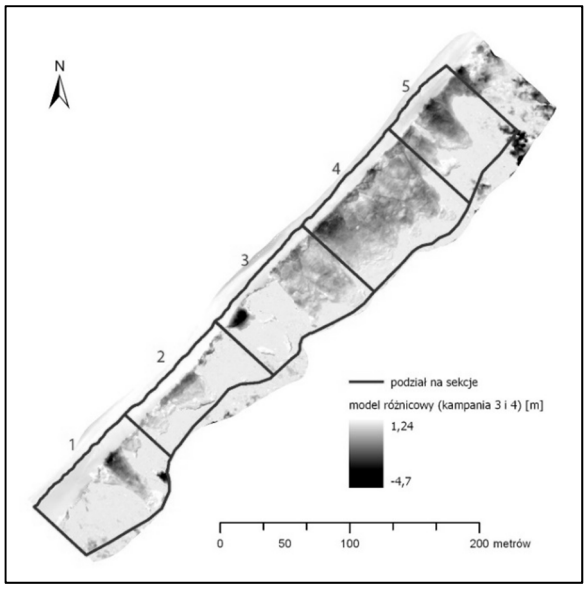
Każdy skan laserowy to szereg danych przedstawiających powierzchnię klifu, jako „chmurę punktów". Każdy pojedynczy punkt niesie ze sobą informację o jego położeniu geograficznym (wartości dyskretne x, y, z), które uzyskuje się na podstawie odległości i kąta z położenia skanera. Do celów badawczych ustalono, że 500-metrowy odcinek klifu i plaży skanowany jest z 10 stanowisk skanera przy ustawieniach minimalnej liczby 100 punktów pomiarowych na $1m^2$ powierzchni klifu lub plaży. Korzystając z pozyskanej „chmury punktów" wygenerowane zostały pełne przestrzenne modele powierzchni ściany klifu, jak również plaży aż do linii wody. Taki rodzaj badań umożliwił pozyskanie informacji o bilansie zmiany objętości klifu, oraz o wielkości erozji lub akumulacji na odcinku plaży w bezpośrednim jego sąsiedztwie.

Począwszy od listopada 2016 roku do lutego 2017 zrealizowano 4 kampanie pomiarowe. Stan początkowy zarejestrowano 3 listopada 2016 roku, a następnie wykonano pomiary kilka dni przed rozpoczęciem orkanu Barbara tj. 14 grudnia 2016 oraz zaraz po jego ucichnięciu 30 grudnia czyli około tygodnia przed orkanem Aleks. Zmiany morfologii klifu i plaży po sztormie Aleks zostały zarejestrowane 14 lutego 2017 po roztopieniu zalegającej przez kilka tygodni pokrywy śnieżnej uniemożliwiającej prawidłową rejestrację danych za pomocą skanera.

W ramach realizowanego monitoringu zarejestrowano wpływ dwóch istotnych wezbrań sztormowe, następujących po sobie w okresie około jednego tygodnia, które w znaczny sposób wpłynęły na morfologię analizowanego odcinka brzegu. Prowadzone cykliczne i interwencyjne pomiary pozwoliły szczegółowo zarejestrować zmiany zachodzące na klifie oraz przyległej do niego plaży. Na podstawie wygenerowanych numerycznych modeli terenu opracowano modele różnicowe zmian rzeźby (ryc. 2 i 3) określono rzeczywisty bilans objętości wyerodowanego materiału z klifu i plaży dla całego analizowane obszaru z podziałem na pięć sekcji (tab. 1.) oraz zidentyfikowano miejsca o największych zmianach erozyjnych i akumulacyjnych.



Ryc. 2. Model różnicowy zmian rzeźby plaży i klifu pomiędzy kampanią 2 i 3



Ryc. 3. Model różnicowy zmian rzeźby plaży i klifu pomiędzy kampanią 3 i 4

Tab 1. Objętości wyerodowanego materiału w m^3 obliczone na podstawie różnicy NMT

	Różnica objętości (kampanie 2 i 3)	różnica objętości (kampanie 3 i 4)
Sekcja 1	358,8	1612,8
Sekcja 2	700,9	1000,7
Sekcja 3	860,2	2541
Sekcja 4	441,5	5334,2
Sekcja 5	1217	5268,8
suma	3578,4	15757,5

Przeprowadzone cykliczne pomiary z wykorzystaniem naziemnego skaningu laserowego potwierdzają wnioski prezentowane przez Kostrzewskiego i innych (2015) dotyczące charakterystyki czynników wyzwalających efekty morfologiczne na wolińskich klifach. Szczegółowa analiza miejsc o największej dynamice zmian wyraźnie wskazuje również na duży wpływ bezpośredniego wystąpienia dwóch następujących po sobie zdarzeń sztormowych o różnej charakterystyce. Odnotowano, że głównym efektem orkanu Barbara (26-29.12.2016) była znaczna erozja plaży. W skrajnych przypadkach jej poziom został obniżony o ponad pół metra. Niewielkie zmiany zaobserwowane zostały natomiast na klifie. W kilku miejscach nastąpiły niewielkie obrywy powodujące nieznaczne cofanie się korony klifu. Ze względu na bardzo krótki okres trwający zaledwie osiem dni do nadejścia orkanu Aleks plaża nie mogła zostać odbudowana. Wysoki poziom wody podczas sztormu oraz

dodatkowo nieodbudowana plaża spowodowała, że efekty odziaływania kolejnego sztormu zostały zaobserwowane bezpośrednio na klifie. Wyerodowana została olbrzymia objętość materiału (ryc. 3, ryc. 4). Na całym obserwowanym odcinku o długości ok. 500 metrów wyniosła ona łącznie ponad 15000 m^3



Ryc 3. Fragment klifu wolińskiego (ok. 410,8 km UM) z 30.12.2016



Ryc. 4. Fragment klifu wolińskiego (ok. 410,8 km UM) z 14.02.2016

Bibliografia

Ashton, A.D., Walkden, M.J.A., Dickson, M.E., 2011. Equilibrium responses of cliffed coasts to changes in the rate of sea level rise. Marine Geology 284, 217–229.

Bugajny N., Furmańczyk K., 2014. Dune coast changes caused by weak storm events in Międzywodzie, Poland, Journal of Coastal Research SI 70, 211-216

Deng, J., Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., Dudzińska-Nowak, J., Terefenko, P., Giza, A., Furmańczyk, K. 2014, A numerical approach for approximating the historical morphology of wave-dominated coasts – A case study of the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea, Geomorphology 204,425–443.

Dudzińska-Nowak J., Wężyk P., 2014: Volumetric changes of a soft cliff coast 2008–2012 based on DTM from airborne laser scanning (Wolin Island, southern Baltic Sea). Journal of Coastal Research: Special Issue 70 - Proceedings of the 13th International Coastal Symposium: pp. 59 – 64.

Harff, J., Lampe, R.; Lemke, W., Lübke, H., Lüth, F., Meyer, M., Tauber, F., 2005: The Baltic Sea – a Model Ocean to Study Interrelations of Geosphere, Ecosphere and Anthroposphere in the Coastal Zone. – Journal of Coastal Research 21 (3), 441–446.

Kolander, R., Morche, D., Bimböse, M. 2013 Quantification of moraine cliff erosion on Wolin Island (Baltic Sea, northwest Poland. Baltica 26 (1), 37-44.

Kostrzewski A., Zwolinski, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samolyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica Volume: 28 (2), 109-120.

Kostrzewski, A., Zwoliński, Z., 1988. Morphodynamics of cliffed coast, Wolin Island. Geog. Pol. 55, 69-81

Tõnisson H., Suursaar U., Rivis R., Kont A., Orviku K., (2013) Observations and analysis of coastal in the West Estonian Archipelago caused by storm Ulli (?Emil) in January 2012. Journal of Coastal Research SI 65, 832-837.

Uscinowicz Sz., 2003: Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. Polish Geological Institute Spec. Pap. 10: 1-79.

Zhang, W., Deng, J., Harff, J., Schneider, R., Dudzińska-Nowak, J. 2013. A coupled modeling scheme for longshore sediment transport of wave-dominated coasts – A case study from the southern Baltic Sea, Coastal Engineering 72, 39-55.

MONITORING STANU I FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU WYBRZEŻA BAŁTYKU POŁUDNIOWEGO, TECHNIKI BADAŃ



Leszek Łęczyński[1], Waldemar Kociuba[2], Grzegorz Gajek[2]
[1] *Uniwersytet Gdański*
Instytut Oceanografii
[2] *Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej*
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,

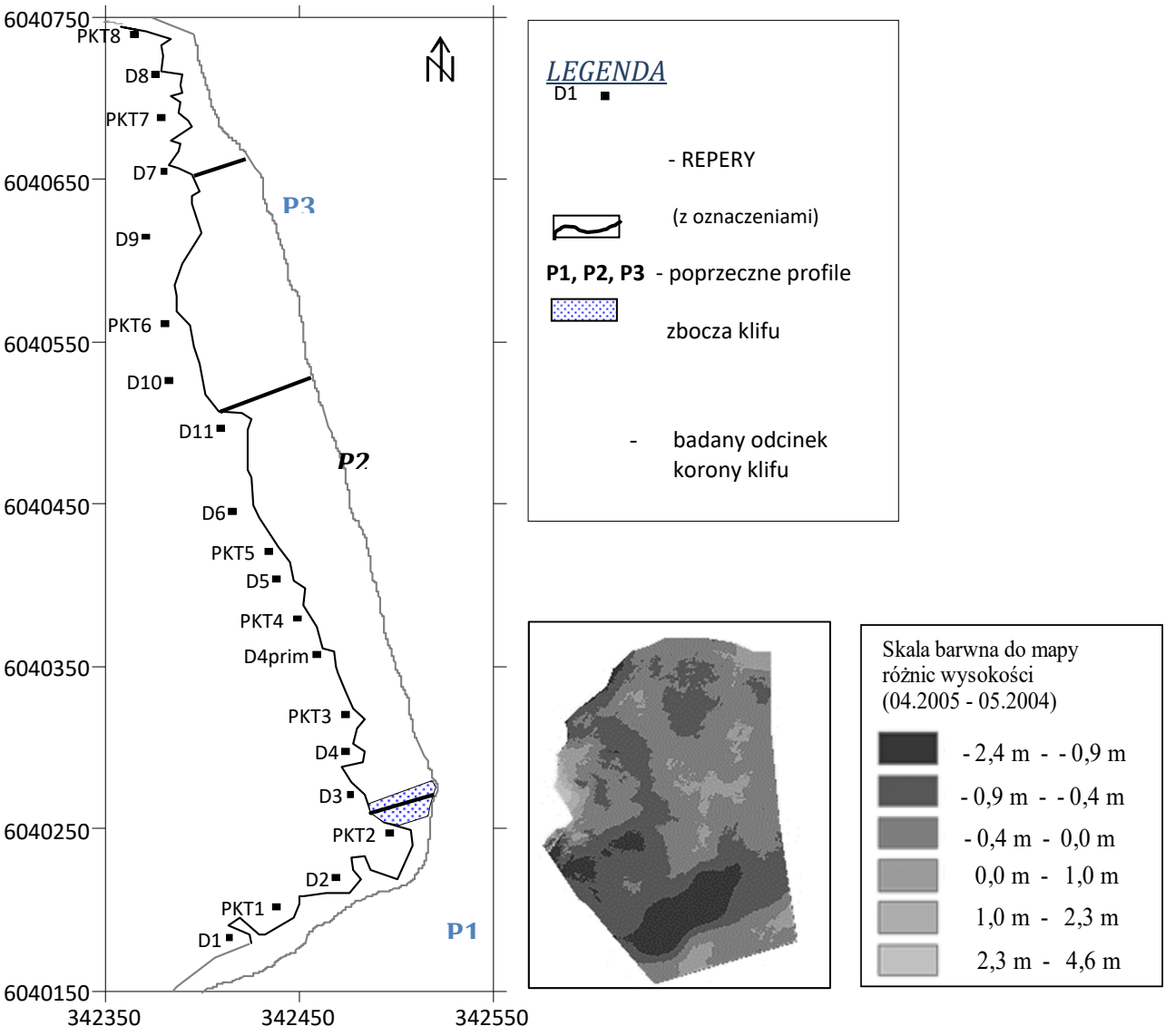
Monitoring Klifu Orłowskiego w latach 1997-2014 – rozwój metodyki badań

Wprowadzenie

Badania Klifu Orłowskiego prowadzone są od wielu lat przez specjalistów z zakresu geologii, geomorfologii, geotechniki. Do wiodących zadań należało rozpoznanie budowy geologicznej, (Bogacka A., Rudowski S., 2001, Kaulbarsz D., 2005) wykonanie pomiarów mających na celu zbadanie tempa zmian klifu wywołanych abrazją morza oraz powierzchniowych ruchów masowych. W roku 1997 z inicjatywy profesora Stanisława Rudowskiego wykonane zostały pomiary geodezyjne z dowiązaniem do państwowej do repera krajowej osnowy satelitarnej I klasy POLREF (Rudowski S., Łęczyński L., 2009). Od tego czasu Klif Orłowski pełni funkcję poligonu badawczego dla doktorantów i magistrantów z Zakładu Geologii Morza Instytutu Oceanografii UG. Głównym celem badań monitoringowych było określenie morfologii ściany Klifu Orłowskiego i jej zmian w wyniku rozwoju zbocza. Zakres badań obejmował oznaczenie zmian położenia korony klifu na rozpatrywanym odcinku oraz procesów zachodzących na wybranych fragmentach stoku. W trakcie dwudziestoletniego okresu badań stosowane były różne metody badawczo – pomiarowe służące do interpretacji transformacji brzegu klifowego. Do stosowanych metod zaliczyć należy klasyczne pomiary geodezyjne z wykorzystaniem teodolitu, skanowanie zbocza tachymetrem TTS 500, pomiary położenia korony klifu odbiornikiem pozycyjnym Trimble SPS 851 RTK w ramach współpracy z Instytutem Morskim w Gdańsku. Zwiększone możliwości prowadzenia precyzyjnych badań uzyskano dzięki zastosowaniu laserowych technik pomiaru pozycji (LiDAR). W ramach współpracy z Urzędem Morskim w Gdyni pozyskane zostały wyniki laserowego skanowania lotniczego (ALS), natomiast we współpracy z Uniwersytetem Marii Curie-Skłodowskiej wykonane zostało wielostanowiskowe skanowanie naziemne (TLS) Klifu Orłowskiego skanerem firmy Leica ScanStation C10. Interpretacja pomiarów dwóch metod skanowania lotniczego i naziemnego pozwoliła na korelacje wyników oraz uwagi dotyczące dokładności matematycznego odwzorowania powierzchni zbocza klifowego.

Uzyskane wyniki pomiarów

Prace terenowe wykonane w latach 2004 – 2005 obejmowały m.in. instalację dwudziestu reperów na zapleczu klifu, w celu określenia przebiegu korony klifu (Fig.1). Założoną sieć pomiarową dowiązano do państwowej sieci geodezyjnej. Współrzędne geodezyjne reperów wyznaczono w nawiązaniu do punktu POLREF znajdującego się na Skwerze Kościuszki w Gdyni. Do lokalizacji zastabilizowanych punktów zastosowano system DGPS – RTK OTF (do pomiarów użyto dwóch odbiorników satelitarnych Site Surveyor 4400 firmy Trimble) (Zimnicka M., 2005).



Ryc.1 Lokalizacja punktów reperowych na krawędzi klifu, wyniki profilowania tachymetrem TTS 500 powierzchni zbocza w okresie 04.2005 -05.2004)

Prowadzone pomiary zmian korony klifu w latach 2004 – 2005 uzupełnione zostały o profilowanie wybranego odcinka zbocza tachymetrem TTS 500 (ryc.1). Największe ubytki w

zboczu klifowym dochodzące do 2,4 m zostały zaobserwowane u podstawy klifu, co ma związek z wezbraniami sztormowymi i abrazją podstawy zbocza klifowego. W kolejnych latach (do roku 2007) prowadzone były na wybranych dziesięciu profilach (S1 - S10) prostopadłych do podstawy i korony klifu pomiary korony i podstawy klifu. Wyniki obliczeń tempa cofania się korony klifu podane zostały w tabeli 1 (Kwoczek P., 2007)

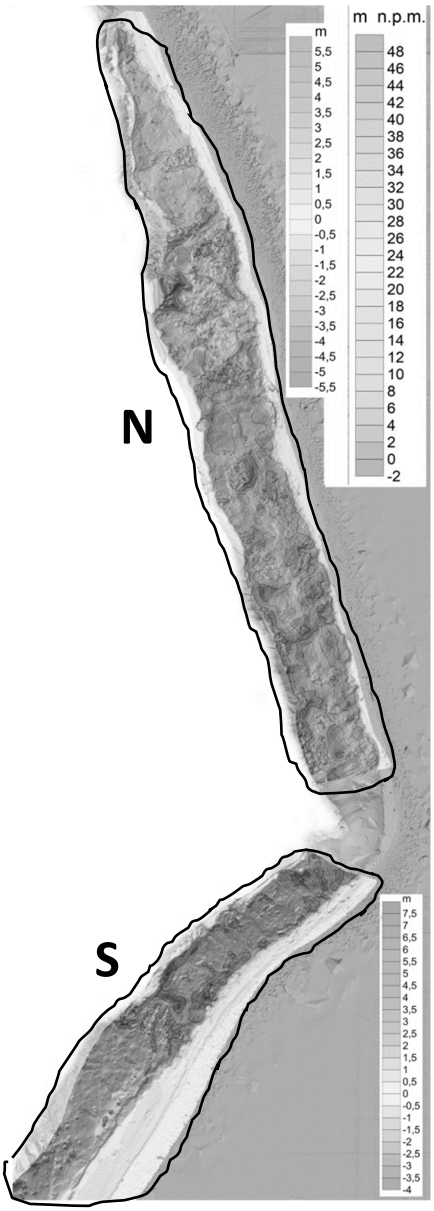
*Tab.1. Zmiany położenia korony klifu w latach 1997 – 2007 (*wartość ujemna oznacza powstanie „nowej" korony klifu wskutek uaktywnienia się łagodnego do tej pory zbocza)*

profil pomiarowy	1997-2002	2003-2004	2004-2005	2005-2006	2006-2007	1997-2007
S1	0,4	1	-1 *	0,3	0	3,3
S2	0,8	2,9	1,4	1,1	1,1	13,4
S3	0,9	2	0,1	0,1	0,2	8,9
S4	1,1	1,0	0,3	0,5	0,3	8,6
S5	0,6	0,9	0,4	0,5	0,3	6
S6	1,1	0,5	0,3	0,6	0,2	7,6
S7	1,1	0,8	0,4	0,5	0,1	8,1
S8	0,8	0,9	0,1	0	1,4	7,3
S9	0,6	1,5	0,5	0,1	0	6,6
S10	0,7	1,3	0	0	2,4	8,5
śr. dla prof.	***0,81***	***1,28***	***0,25***	***0,37***	***0,60***	***0,81***

Wykorzystane w badaniach monitoringowych Klifu Orłowskiego lotnicze skanowanie laserowe strefy brzegowej objęło pas szerokości około 500 m i zostało wykonane przez lidera konsorcjum Zakład Usług Inżynierskich „APEKS" Sp. z o.o. Do interpretacji zmian brzegu wykorzystano wyniki skanowania z października 2013 roku. W trakcie skanowania uzyskano gęstość chmury wynoszącą 8 punktów na m^2 i dokładność pozycji pomiaru współrzędnych x i y na poziomie 0,20 m oraz współrzędnej z 0,15 m (Wilamowski Ł., 2016). Skaning laserowy pozwala na wygenerowanie trzech numerycznych modeli wysokościowych: numeryczny model pokrycia terenu (NMPT), numeryczny model terenu (NMT) oraz modele „różnicowe" (znormalizowane). NMPT jest to quasi ciągła reprezentacja powierzchni gruntu wraz z elementami na nim występującymi (tj. infrastruktura drogowa, budynki czy roślinność).

Wyniki lotniczego skanowania zostały porównane z pomiarami naziemnymi zrealizowanymi w lipcu 2014 roku z wykorzystaniem skanera firmy Leica ScanStation C10. Skaner wyposażony jest w zielony laser impulsowy, długość fali = 532nm mogący penetrować wodę. Skaner charakteryzuje dokładność pomiaru położenia 3D punktu

4-6mm/50m, zasięg < 300m przy 90% albedo, a ponadto posiada on zintegrowany aparat cyfrowy o wysokiej rozdzielczości oraz możliwość współpracy z aparatem zewnętrznym Canon D60. Skanowanie badanego brzegu wykonano z 44 stanowisk rozlokowanych proporcjonalnie wzdłuż podstawy i korony klifu. Poszczególne chmury punktów zintegrowano w jeden model z dokładnością nawiązania skanów 0,0002-0,078 m. Krawędź klifu pokryta została punktami ze średnią gęstością 2000 pkt m^{-2}. Po manualnym usunięciu punktów niebędących gruntem (roślinności, infrastruktury, turystów), porównano powierzchnie uzyskane ze skaningu lotniczego i naziemnego (ryc. 2).



część	zmiany wysokości			wsk. zmian wys.
	H min	H max	H śred.	H śred.
	m	m	m	m m-c^{-1}
N	-5,23	9,14	1,16	0.105
S	-3,95	7,32	0,14	0.013

część	zmiany objętości					wsk. zmian obj.
	depozycja		abrazja		netto	wsk.*
	m^3	%	m^3	%	m^3	m-c^{-1}
N	35 512	*90*	4 162	*10*	31 351	0,11
S	5 386	*66*	2 804	*34*	2 582	0,01

część	zmiany powierzchni (w planie)				zmiany powierzchni (w terenie)	
	depozycja		abrazja		depozycja	abrazja
	m^2	%	m^2	%	m^2	m^2
N	21 580	*80*	5 262	*20*	26 135	6 052
S	9 214	*52*	8 598	*48*	10 559	9 200

Ryc.2 Obliczenia zmian wysokości, objętości oraz powierzchni na północnym (N) i południowym (S) odcinku Klifu Orłowskiego na podstawie różnicowego zestawienia lotniczego (ALS) i naziemnego (TLS) skaningu.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że rozwój metod pomiarowych pozwala na uzyskanie precyzyjnych obliczeń bilansu osadów zalegających na zboczu klifowym oraz ocenić aktywność procesów geodynamicznych. W interpretacji zmian brzegu należy uwzględniać budowę geologiczną, ekspozycję na falowanie oraz ekstremalne zjawiska sztormowe.

Bibliografia

Bogacka A., Rudowski S., 2001, Budowa geologiczna Cypla Redłowskiego [w:] Florek W., Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku, Wyd. Uczelniane PAP Słupsk, 111-117;

Bogacka A., 2003, Dostawa zawiesiny mineralnej do wód Zatoki Gdańskiej w wyniku abrazji Klifu Orłowskiego, (praca doktorska - maszynopis), Instytut Oceanografii UG;

Bohdziewicz L., 1963, Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży [w] Mielczarski A.[red.] Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z.5, IBW PAN, 10-41;

Kaulbarsz D., 2005, Budowa geologiczna i glacitektonika klifu orłowskiego w Gdyni, Przegląd Geologiczny, t.53, nr 7, 572 – 582

Kwoczek P., 2007, Stan zmian brzegu klifowego Kępy Redłowskiej w rejonie Gdyni Orłowa w latach 1997-2007 (praca magisterska - maszynopis), Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii UG

Łęczyński L., Rudowski S,. Wicher W. 1999 : Classification of the nearshore bottom at Redłowo by geophysical methods. Quaternary Studies in Poland .ISBN 83-87671-81-9. p 157-162.

Łęczyński L., 2000, Osady denne [w:] Zgaińska D.[red.], Przyrodnicza waloryzacja morskich części obszarów chronionych HELCOM BSPA Woj. Pomorskiego 2, Crangon 6, CBM

Mojski J.E., 1979a, Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50000, Arkusz Gdańsk, Wyd. Geologiczne, 12-14;

Mojski J.E., 1979b, Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50000, Arkusz Gdynia, Wyd. Geologiczne, 12-14;

Necel Aleksandra, 2000, Budowa i rozwój dna przybrzeża w rejonie Gdynia - Redłowo. (praca magisterska - maszynopis), Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii UG

Rudowski S., Łęczyński L., 2009, Surveys of the shore and seafloor of the Kępa Redłowska area conducted by the Division of Marine Geology between 1997 and 2007, Oceanological and Hydrobiological Studies, Institute of Oceanography University of Gdańsk, Vol. XXXVIII, Suppl. 1, 135-14.

Subotowicz W., 1971, Dynamika strefy brzegowej w rejonie Klifu Orłowskiego, cz.I i II, Archiwum Hydrotechniki, t.XVIII, z.2,3;.

Subotowicz W., 1975, Wstępna ocena dynamiki brzegów klifowych regionu gdańskiego w świetle interpretacji zdjęć naziemnych [w:] Fotointerpretacja w geografii, z.9.

Subotowicz W., 1980, Geodynamika brzegów klifowych regionu gdańskiego [w:] Rosa B.[red.], Problemy badawcze obszaru bałtyckiego, Peribalticum, GTN-Ossolineum, 45-58;

Szopowski Z., 1961a, Zniszczenie brzegu klifowego Kępy Redłowskiej w rejonie Cypla Orłowskiego, Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z.1, IBW PAN, 37-61;

Szopowski Z., 1961b, Zarys historyczny zniszczeń polskich morskich brzegów klifowych, Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z.1, IBW PAN, 5-35;

Wicher W, 2003, Określenie struktury geologicznej i tendencji zmian dna przybrzeża Gdynia-Orłowo na podstawie rejestracji sejsmoakustycznej. (praca doktorska - maszynopis), Instytut Oceanografii UG;

Wilamowski Ł., 2016, Analiza zmian brzegów Zatoki Puckiej na podstawie skaningu lotniczego, (praca magisterska - maszynopis), Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii UG

Zimnicka M., 2005, Zmiany zbocza klifowego Kępy Redłowskiej w rejonie Gdyni Orłowa, (praca magisterska - maszynopis), Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii UG

Grzegorz Uścinowicz
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
Program Geologia Morza

Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku

Wstęp

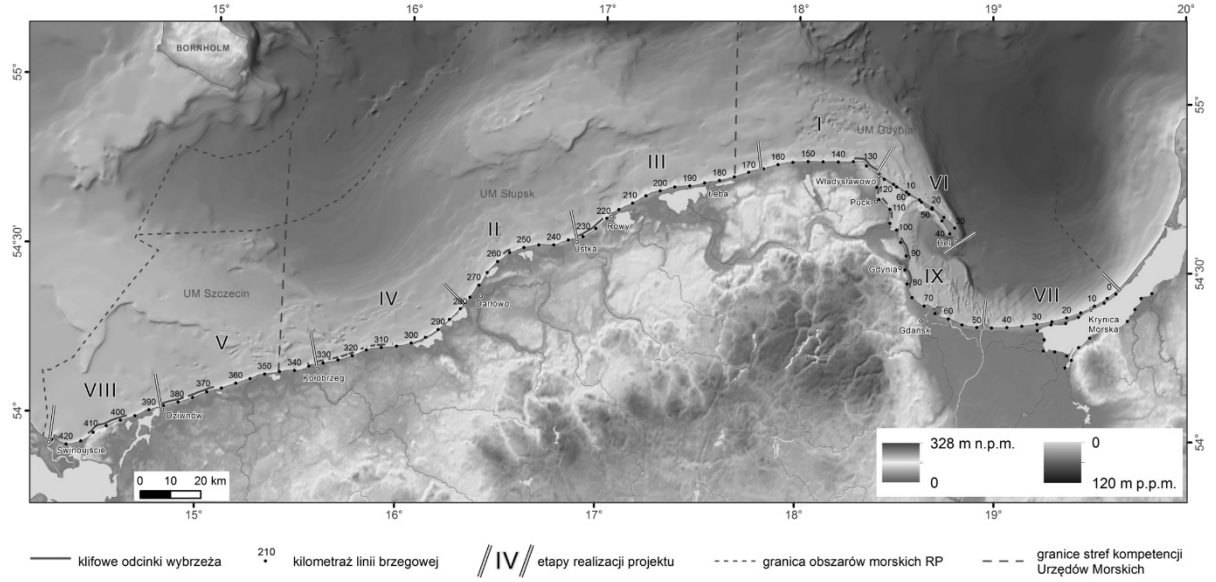
Program Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Gdańsku, w ramach zadań Państwowej Służby Geologicznej prowadzi prace obejmujące wieloetapowy program badań „*Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku”*. Program dotyczy rozpoznania struktury geologicznej części lądowej i morskiej wybrzeża, określenie warunków hydrogeologicznych, zdefiniowania i oceny geozagrożeń wraz z analizą zmian linii brzegowej i skutków tych zmian dla infrastruktury, siedlisk przyrodniczych oraz głównych zbiorników wód słodkich. Gromadzony materiał dokumentacyjny ma służyć do modelowania procesów erozji/akumulacji w strefie brzegowej i prognozowania zmian linii brzegowej.

Podstawą i głównym celem „*Kartografii 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku*” jest przedstawienie możliwie najwierniejszego obrazu budowy geologicznej poprzez stworzenie przestrzennych modeli geologiczno-morfometrycznych i modelu prognostycznego zmian wybrzeża, zmiennych w funkcji czasu. Długookresowa prognoza zmian linii brzegowej Bałtyku ma istotne znaczenie dla zagospodarowania strefy przybrzeżnej morza, w tym lokalizacji dużych inwestycji infrastrukturalnych oraz wyboru optymalnych metod ochrony brzegu morskiego.

Uwarunkowania budowy geologicznej strefy brzegowej południowego Bałtyku, w tym ilości osadów wykazujących duże zróżnicowanie w podbrzeżu i na brzegu, wpływają na cechy morfologiczne oraz tendencje rozwoju wybrzeża. Analiza warunków geodynamicznych w obrębie poszczególnych typów wybrzeża wskazuje jednoznacznie na wzrost erozyjnej tendencji rozwojowej brzegów południowego Bałtyku. Zróżnicowanie tempa niszczenia wynika z wzajemnie powiązanych cech geo-, hydro- i morfodynamicznych podbrzeża, plaży i brzegów, jak również antropopresji.

Ewolucja strefy brzegowej, jak wynika z wieloletnich obserwacji, trwa nieprzerwanie chodź z różną intensywnością. Zatem można wnioskować, że koniecznym staje się prowadzenie gospodarki brzegowej (zarządzania brzegiem). Dlatego też proponowany

projekt *„Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku”* wpisuje się w wieloletnią strategię Państwa prowadzoną na newralgicznym styku morza i lądu.



Ryc. 1 Projektowane etapy realizacji programu badań „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku”

Metodyka i spodziewane wyniki

Program Geologii Morza PIG-PIB w Gdańsku, zgodnie ze współczesnymi trendami światowymi, stosuje nowe techniki gromadzenia i wizualizacji danych kartograficznych, które pozwalają na ich dokładniejszą aktualizację i szybsze przetwarzanie informacji geologicznej zgromadzonej w postaci cyfrowych baz danych, gromadzących dane w czterech wymiarach.

W ramach realizacji zadania wykonuje się szereg prac i robót terenowych oraz badań laboratoryjnych mających na celu zweryfikowanie istniejących i pozyskanie nowych danych, niezbędnych do sporządzenia map tematycznych, przekrojów geologicznych i modeli morfometrycznych, geologicznych i hydrogeologicznych. Metodyka oraz zakres prac i robót terenowych zostały dostosowane do specyfiki badanego obszaru obejmującego brzeg morski, zaplecze lądowe i przyległy akwen w sposób umożliwiający osiągnięcie celu badawczego. Na wzmiankowane roboty i prace składają się m.in. na następujące etapy:

Prace projektowe i przygotowawcze

- kwerenda, gromadzenie, zestawienie materiałów kartograficznych, w tym archiwalnych map lotniczych pasa wybrzeża i danych LIDAR, danych geologicznych, hydrogeologicznych, meteorologicznych;

- wstępna analiza danych archiwalnych pod kątem zaprojektowania uzupełniających robót, prac i badań;
- rozpoznanie rodzajów procesów geologicznych występujących w strefie brzegowej – abrazja, akumulacja morska i eoliczna, ruchy masowe ziemi, przejawy występowania wód powierzchniowych w pasie lądowym, w tym wypływy w brzegu klifowym;
- ocenia stanu zagospodarowania obszaru lądowego, w tym ocenia stanu i zakresu zabudowy brzegu oraz innych robót wykonanych dla ochrony brzegu;
- uzgodnienia z jednostkami administracji terenowej i właścicielami gruntów warunków prowadzenia prac i robót.

Prace i roboty terenowe (część lądowa)

- pomiary morfometryczne brzegu;
- zdjęcie geologiczne, w tym pomiary geofizyczne i wiercenia;
- prace hydrogeologiczne;
- prace geologiczno-inżynierskie (w wybranych rejonach).

Prace terenowe (część morska)

- pomiary batymetryczne zapewniające 100% pokrycia dna danymi;
- pomiary sonarowe zapewniające 100% pokrycia dna danymi (w strefie umożliwiającej zastosowanie aparatury pomiarowej);
- profilowanie sejsmoakustyczne wzdłuż linii o przebiegu prostopadłym do brzegu w rozstępach nie większych niż 250 m oraz 3 profili o przebiegu równoległym do brzegu;
- pobór próbek osadów powierzchniowych;
- pobór rdzeni osadów

Badania laboratoryjne

Celem badań laboratoryjnych jest uzyskanie charakterystyki litologicznej i genetycznej badanych osadów.

Prace kameralne

- przetworzenie danych morfometrycznych z naziemnego skaningu laserowego;
- przetworzenie danych akustycznych (batymetrycznych i sonarowych);
- przetworzenie i interpretacja danych sejsmoakustycznych;
- przetworzenie i interpretacja danych z pomiarów metodą tomografii elektrooporowej;
- opracowanie wynikowych map;

- zestawienie numerycznego modelu terenu przez integrację danych z różnych pomiarów (naziemny skaning laserowy, pomiary batymetryczne, dane zewnętrzne - np. ISOK).
- opracowanie syntetycznych modeli procesów i budowy geologicznej.

Rozwój technologii sprawia, że możliwym staje się pozyskiwanie coraz dokładniejszych danych pomiarowych. Implementacja nowych metod a także kompilowanie ich z już istniejącymi, tradycyjnymi pozwala na analizę danych na niedostępnym dotąd poziomie.

Dobrym przykładem jest wykorzystanie nowoczesnej technologii naziemnego skaningu laserowego. Precyzyjne modele dostarczają informacji, które stale aktualizowane, odzwierciedlają rzeczywisty stan zjawisk i procesów geologicznych, a także zmian zachodzących na brzegu morskim wskutek erozji lub akumulacji. Ponadto umożliwiają ocenę tempa tych procesów i obliczenie objętości przemieszczanych osadów i mas skalnych.
Niemal wszystkie pozyskane dane geologiczne są geoprzetwarzalne, co oznacza, że mogą stanowić materiał wyjściowy do kolejnej obróbki. Generowane w ten sposób informacje gromadzone będą w „Bazie wiedzy o wybrzeżu" rozumianej, jako podsystem istniejącej bazy NEPTUN działającej w ramach CBDG i porządkować będzie dane morfologiczne - w tym warstwy informacyjne GIS, geologiczne, hydrogeologiczne, etc., służące, jako zasób informacji niezbędnych do budowy matematycznych modeli procesów geodynamicznych. Dane te mogą być wykorzystywane również w celu monitorowania i aktualizowania potencjalnych zmian wybrzeża morskiego. Dodatkowym i ważnym efektem wzmiankowanych prac będzie zespół modeli składający się z:

- modelu warunków hydrodynamicznych wybranych obszarów wraz z modułem ruchu osadu w podbrzeżu
- zespołu modeli strukturalnych głównych typów polskiego wybrzeża Bałtyku;
- analitycznego modelu warunków hydrostrukturalnych,
- cyfrowego modelu warunków hydrostrukturalnych i procesów hydrogeologicznych,

Podsumowanie

Program badań „*Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku*" ma na celu prowadzenie wieloetapowych i zróżnicowanych metodycznie badań w strefie brzegowej morza. Prace te, w zamierzeniach, będą dążyć do stworzenia modeli zmian linii brzegowej południowego Bałtyku wraz z analizą skutków dla obszarów istotnych społecznie

i gospodarczo, siedlisk organizmów roślinnych i zwierzęcych oraz głównych zbiorników wód słodkich.

Rezultaty prac posłużą instytucjom odpowiedzialnym za ochronę brzegu i pasa technicznego (Urząd Morski), realizację miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego (samorządy lokalne), zarządzającym gospodarką wodną (RZGW), a także użytkownikom wód podziemnych (zakłady komunalne, indywidualni właściciele ujęć) oraz instytucjom odpowiedzialnym za ochronę przyrody (RDOŚ, Lasy Państwowe, samorządy). Odbiorcy będą mogli podjąć odpowiednie działania adaptacyjne polegające na optymalizacji zagospodarowania i sposobów ochrony strefy wybrzeża.

Prowadzone zadanie wpisuje się w statutowe działania Państwowej Służby Geologicznej dotyczące kartografii geologicznej i geozagrożeń oraz ma związek z unijną Dyrektywą ramową w sprawie strategii morskiej, założeniami Polityki morskiej Rzeczpospolitej Polskiej do 2020 r. oraz rządowym „Programem ochrony brzegów morskich".

Zadanie badawcze „Kartografii 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I" realizowane jest na podstawie umowy Nr 12/2016/Wn-07/FG-GO-DN/D o dofinansowanie w formie dotacji podpisanej dnia 26.01.2016 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Marcin Winowski
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Monitoring funkcjonowania geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin – założenia metodyczne

Termin geoekosystemu wybrzeża morskiego (Kostrzewski 1993) w ujęciu systemowym oznacza strefę współoddziaływania subsystemów nadbrzeża, plaży i podbrzeża sterowanego warunkami pogodowymi oraz działalnością człowieka. Rozwój geoekosystemu wybrzeża generowany jest głównie przez trzy zasadnicze źródła energii tj. energię wiatru i będącą jego wypadkową - energię fal oraz siłę grawitacji. Tutaj należy pamiętać, iż zasadniczym elementem sterującym przemianami w systemie litoralnym jest hydrodynamiczne oddziaływanie morza. Ono inicjuje procesy geo-, i morfodynamiczne (Subotowicz 1996).

W dobie postępujących zmian klimatycznych oraz rosnącej presji człowieka problematyka funkcjonowania wybrzeży klifowych nabiera szczególnego znaczenia. Szerokie badania dotyczące zmian poziomu morza prognozują dość znaczny wzrost poziomu wody w oceanie światowym. Wg raportu IPCC (2007) możemy się spodziewać podniesienia wody o 20-50 cm. Jeszcze bardziej pesymistyczne są prognozy Cieślaka (2005), który stwierdza, iż w przeciągu następnych 100 lat poziom wody w Bałtyku prawdopodobnie podniesie się o 60 cm (tab. 1). Przy założeniu takiego wzrostu już dzisiaj wiemy, iż na polskim wybrzeżu dojdzie do punktowego cofnięcia brzegu o 200 m.

Tab. 1 Prognozowany przyrost poziomu morza w następnych 100 latach (Cieślak 2005)

Czas	Prognoza optymistyczna	Prognoza najbardziej prawdopodobna	Prognoza pesymistyczna
10 lat	2 cm	4 cm	7 cm
25 lat	8 cm	16 cm	28 cm
50 lat	15 cm	30 cm	50 cm
100 lat	30 cm	60 cm	100 cm

Zarysowane scenariusze dotyczące zmian poziomu morza zarówno w skali regionalnej jak i globalnej oraz stale zwiększająca się presja turystyczna zmuszają do podjęcia refleksji nad bezpieczeństwem obszarów nadmorskich. W warunkach ingresji morskiej wybrzeża narażone są na bezpośrednie zagrożenie. Przeciwdziałanie niekorzystnym zmianom wywołanym przez coraz częściej występujące procesy ekstremalne wymaga dokładnego

rozpoznania struktury funkcjonowania geoekosystemów wybrzeży klifowych. To jednak możliwe jest poprzez systematyczne obserwacje zmian zachodzących w obrębie wybrzeży, zarówno w warunkach oddziaływania procesów o charakterze ekstremalnym jak i sekularnym. Pozyskane informacje dotyczące struktury morfosystemu (Kostrzewski 1987) oraz dynamiki zmian jakie w jego obrębie zachodzą stanowią podstawę modelowania matematycznego niezbędnego w efektywnym zarządzaniu wybrzeżem (Gorman i in. 1998; Kraus i in. 1994)

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie koncepcji monitoringu, który realizowany jest w odniesieniu do poszczególnych elementów geoekosystemu wybrzeża klifowego wyspy Wolin. Pozyskiwane obserwacje wykorzystywane są do stworzenia bazy danych niezbędnych w modelowaniu procesów morfogenetycznych sterujących rozwojem wybrzeża.

Z uwagi na dużą złożoność struktury geoekosystemów wybrzeży klifowych, organizacja monitoringu wymaga podejścia interdyscyplinarnego. Głównym założeniem systemu pomiarowego jest wyodrębnienie poszczególnych subsystemów oraz wykazanie relacji jakie między nimi występują zarówno w aspekcie jakościowym jak i ilościowym.

Podstawową kwestią w badaniach współczesnych procesów geomorfologicznych jest określenie głównych uwarunkowań sterujących rozwojem rozpatrywanego geoekosystemu. Aspekt statyczny jest tutaj niezwykle istotny z punktu widzenia podatności wybrzeża na procesy degradacyjne. W związku z tym badania powinny zmierzać do określenia, litologii, cech odpornościowych osadów, morfologii oraz jej zmienności w czasie, sytuacji hydrogeologicznej oraz pokrycia terenu w obrębie trzech głównych subsystemów wybrzeża klifowego, czyli: nadbrzeża, plaży oraz podbrzeża. Założony cel może być realizowany poprzez zastosowanie standardowych technik badawczych takich jak: kartowanie litologiczne, geomorfologiczne, geotechniczne, morfologiczne oraz hydrogeologiczne. Dobór technik pomiarowych oparty jest głównie na aktualnych standardach stosowanych w metodach kartowania środowiska.

Bardzo ważnym aspektem w badaniach wybrzeża klifowego jest określenie parametrów geotechnicznych budujących go osadów (Winowski 2011). Zmienność przestrzenna cech odpornościowych gruntu warunkuje podatność strefy brzegowej na procesy degradacyjne, a to z kolei wpływa na dynamikę procesów kształtujących jej rzeźbę. Dzięki prowadzonym badaniom geotechnicznym możliwe jest ilościowe określenie progów odpornościowych gruntu, po przekroczeniu których dochodzi do uruchomienia poszczególnych grup procesów morfogenetycznych (Kostrzewski i in. 2015; Winowski

2015). W efekcie uzyskujemy informację dotyczącą warunków, w jakich uruchamiane są procesy odpadania, obrywania, osuwania czy spływania. Wśród parametrów odpornościowych, dzięki którym uzyskujemy obraz podatności wybrzeża na procesy degradacyjne należy zaliczyć, odporność na ścinanie (Tejchman i in.1993; Winowski 2011). Parametr oznaczany w aparacie bezpośredniego ścinania daje możliwość określenia wartości progowych po przekroczeniu, których inicjowane są procesy osuwiskowe. Bardzo ważnym parametrem branym pod uwagę w badaniach odporności gruntu jest także kohezja. Spójność osadów w dużej mierze decyduje o ich podatności na procesy odpadania czy obrywania. Oczywiście o inicjacji tych procesów decydują także inne czynniki takie jak np. stopień spękania gruntu, jednak to spójność odgrywa tutaj główną rolę. Kolejnym procesem, który bierze udział w przekształcaniu rzeźby wybrzeża jest spływanie. Przesycone wodą osady spoiste wykazują tendencję do płynięcia po stoku przyczyniając się tym samym do wyraźnej degradacji klifu. W efekcie usunięty materiał deponowany jest na plaży w postaci rozległych pokryw spływowych, które w okresach sztormowych zasilają podbrzeże w materiał okruchowy. Skwantyfikowanie warunków w jakich dochodzi do uruchomienia procesów spływania możliwe jest dzięki analizom granicy płynności gruntu. Badania prowadzone za pomocą aparatu Cassagrande umożliwiają określenie wilgotności w jakiej grunt spoisty przechodzi ze stanu plastycznego w płynny.

Jak już wcześniej wspomniano głównym celem przytoczonych badań geotechnicznych jest określenie podatności wybrzeża klifowego na procesy degradacyjne. Dzięki przeprowadzonym analizom możliwe jest także skonstruowanie modelu odporności wybrzeża. Rozdzielczość takiego modelu wymaga odpowiedniego opróbowania badanego obszaru. Próbki do analiz pobierane są w ustalonej siatce. Wymiary oczka siatki uzależnione są od zróżnicowania litologicznego badanego obszaru (większa różnorodność osadów warunkuje zwiększoną rozdzielczość siatki).

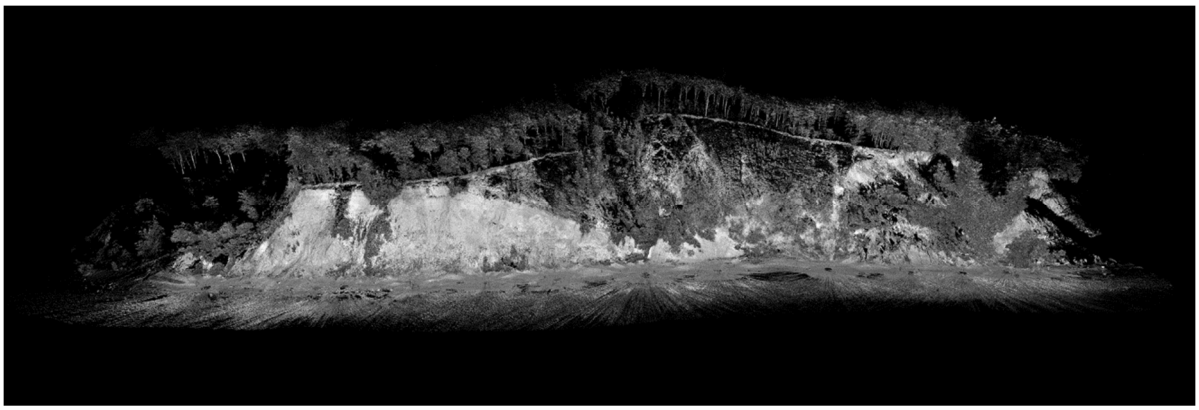
Poza uwarunkowaniami geotechnicznymi utworów budujących klif bardzo ważnym elementem funkcjonowania wybrzeży klifowych jest występowanie wód gruntowych. Warunki hydrogeologiczne pełnią ważną rolę w funkcjonowaniu morfosystemu wybrzeży klifowych. Zawartość wody w ośrodku skalnym oraz dynamika wahania poziomu wód gruntowych znacząco wpływają na stan fizyczny osadów. Występowanie wody gruntowej w dużym stopniu determinuje także typ geodynamiczny klifu, co z kolei wpływa na natężenie oraz skalę oddziaływania procesów osuwiskowych. Mając na uwadze powyższe stwierdzenie na obszarze badanego wybrzeża wymagana jest instalacja sieci piezometrów, których głównym celem jest monitoring wahania poziomu wód gruntowych. Cennym uzupełnieniem

tego badania jest systematyczne kartowanie źródeł i innych form wypływów wody gruntowej na ścianie klifu.

Uwarunkowania geologiczno-strukturalne oraz hydrogeologiczne w dużej mierze decydują o charakterze przekształceń rzeźby klifu. Rozmiary przekształceń stanowią z kolei o funkcji morfodynamicznej klifu, której rozpoznanie stanowi ważny element w badaniach funkcjonowania wybrzeży morskich.

Dla określenia morfologii nadbrzeża najczęściej stosowane są techniki GPS RTK, jednak wchodzące w ostatnich czasach na pola badawcze różnych dyscyplin naukowych metody skaningu laserowego wydają się być w tym przypadku najbardziej odpowiednimi z uwagi na możliwość wykonania zdalnej rejestracji obrazów w wysokich rozdzielczościach (ryc.1) (Kolander i in. 2013; Lindenbergh i in. 2011; Rosser i in. 2005; Shary i in. 2002, Tarolli i in. 2009;).

Podstawą ilościowego określenia zmian jakie zachodzą w obrębie wybrzeża jest powtarzalne kartowanie geomorfologiczne w założonym interwale czasowym (Kostrzewski, Zwoliński 1986). Dzięki odpowiednio skonstruowanemu systemowi pomiarowemu możliwym staje się dokładne sprecyzowani charakteru przekształceń rzeźby klifu, a także określenie ilości materiału wyniesionego do strefy podbrzeża. W kontekście badań geomorfologicznych metoda skaningu laserowego daje doskonałą podstawę do zidentyfikowania wszystkich form stokowych, które aktualnie występują na skłonie klifu oraz sprecyzowania ich zasięgu przestrzennego. To z kolei pozwala na określenie stadium rozwoju oraz funkcji morfodynamicznej jaką pełni badany odcinek klifu.



Ryc. 1 Przykład ortofotomapy wykonanej na bazie chmury punktów (400 ppm) prezentującej ukształtowanie fragmentu wybrzeża klifowego wyspy Wolin

Bardzo cennym źródłem informacji dotyczącym tempa cofania korony wolińskich klifów są także wieloletnie obserwacje prowadzone przez Kostrzewskiego i Zwolińskiego (Kostrzewski i in 2015). Badacze ci na założonej w terenie sieci reperów od 1984 roku prowadzą systematyczne domiary położenia korony klifu. Dzięki uzyskanym wynikom możliwym staje się określenie tempa przemieszczania korony klifu w głąb lądu oraz scharakteryzowania cykliczności tego procesu.

Najbardziej dynamicznym elementem wybrzeża morskiego jest niewątpliwie plaża. Z uwagi na charakter funkcjonowania tej strefy nie sposób jasno określić jej zasięgu przestrzennego. Warunkami nieodzownymi dla powstawania akumulacyjnej formy plaży jest istnienie określonej przestrzeni, na której może następować swobodne rozpraszanie energii nabiegających fal (potoku napływu), obecność okruchowego (piaszczystego, żwirowego) materiału osadowego oraz określone nachylenie profilu brzegu (Kostrzewski, Musielak 2008). Plaża odgrywa istotną rolę w funkcjonowaniu wybrzeży morskich. Obszar ten można pojmować jako strefę buforową pomiędzy subsystemem podbrzeża i nadbrzeża. W tym miejscu następuje depozycja zarówno utworów stokowych jak i morskich. Stopień rozwinięcia plaży decyduje o wielkości rozpraszania energii fali przyboju w warunkach podniesionego poziomu morza, co z kolei wpływa na skalę przekształceń w obrębie klifu.

Dla określenia rytmiki funkcjonowania plaży istotne jest sprecyzowanie jej zmienności morfologicznej w stosunkowo krótkich interwałach czasowych. Rozpoznanie ukształtowania powierzchni plaży wykonywane jest przy zastosowaniu pomiarów GPS RTK odbiornikiem marki Trimble SPS 882. Wykorzystanie systemu GPS RTK daje możliwość skonstruowania modelu wysokościowego terenu DEM, na podstawie, którego można tworzyć mapy spadków czy ekspozycji terenu. Powtarzalne kartowania plaży w różnych sezonach pogodowych umożliwiają ilościowe określenie zmian jakie zachodzą na danym terenie oraz wyliczenia bilansu migracji osadów.

Elementem wspomagającym badania zmienności morfologicznej nadbrzeża i plaży jest videomonitoring, dzięki któremu możliwe jest dokładne wychwycenie momentu w jakim dochodzi do przekształcenia zarówno plaży jak i nadbrzeża. W powiązaniu z monitoringiem meteorologicznym i mareograficznym daje to możliwość określenia czasu reakcji morfosystemu wybrzeża na zadziałanie czynnika sprawczego, czyli czasu jaki upłynął między wystąpieniem bodźca (sztorm, opad atmosferyczny), a wykształceniem konkretnej formy. W tym przypadku w terenie instalowane są grupy fotopułapek SPROMISE S108 umożliwiające ciągłą obserwację zmienności morfologicznej klifu oraz plaży (ryc. 2).



Ryc. 2 Przykładowe obrazy badanych odcinków plaży z zainstalowanych w terenie fotopułapek na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

Niezwykle istotnym elementem wybrzeży klifowych jest ich część podwodna, czyli podbrzeże. Ukształtowanie tej strefy w znacznym stopniu decyduje o transformacji energii falowania docierającego do brzegu. W przypadku dobrze rozwiniętego w podbrzeżu systemu wałów rewowych napływająca fala ulega wielokrotnemu załamaniu, dzięki czemu wytraca swą destrukcyjną energię. Jeżeli zaś rewy są porozrywane i występują w formach szczątkowych potok przyboju dociera do klifu ze zwiększoną siłą (Davidson-Arnott 2010; Sedrati, Anthony 2007; Stive, de Vriend 1995; Woodroffe 2003). Rozpoznanie ukształtowania części podwodnej wybrzeża jest zatem bardzo istotne w badaniach systemu litoralnego. Kartowanie morfologiczne dna morskiego wykonywane jest przy użyciu echosondy jednowiązkowej firmy Lowrance HDS-5 zainstalowanej na lekkiej jednostce pływającej typu RIB (ryc. 3). Dzięki temu możliwe jest skonstruowanie modelu wysokościowego dna. Analiza uzyskanego obrazu daje możliwość rozpoznania ukształtowania podbrzeża, co z kolei jest niezbędne dla dokładnej identyfikacji układu komórek cyrkulacyjnych. Powtarzalne kartowanie tego obszaru podobnie jak w poprzednich przypadkach (nadbrzeże, plaża) daje możliwość ilościowego określenia migracji osadów.



Ryc. 3 Niewielka jednostka pływająca typu RIB z zainstalowaną echosondą jednowiązkową wykorzystywana do pozyskiwania danych dotyczących ukształtowania stoku podwodnego na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin

Wszystkie przekształcenia zachodzące w obrębie wybrzeży klifowych determinowane są zmiennością pogody oraz dynamiką wód morskich. Pełna interpretacja zmian zachodzących na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin oraz charakterystyka natężenia procesów morfogenetycznych możliwa jest tylko dzięki analizie tych warunków. Pomiary meteorologiczne prowadzone są w stacji meteorologicznej UAM w Białej Górze. Stacja ta zlokalizowana jest w bezpośrednim sąsiedztwie korony klifu, spełnia standardy Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej i znajduje się w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrpodniczego (ryc. 4). Wyjątkowe położenie, wysoka jakość aparatury oraz standaryzacja prowadzonych pomiarów sprawiają, iż pozyskiwane dane pogodowe cechują się bardzo dużą wiarygodnością i reprezentatywnością w kontekście badań morfodynamiki klifów wolińskich. Dane dotyczące zmienności poziomu wód morskich pozyskiwane są z najbliższej stacji mareograficznej, która znajduje się Świnoujściu. W celu dokładniejszego określenia charakterystyki falowania na badanych odcinkach wybrzeża zamontowane są kamery monitorujące aktualny stan morza.



Ryc. 4 Stacja meteorologiczna w Białej Górze położona na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w bezpośrednim sąsiedztwie korony klifu

Rozwój technologii pomiarowych prowadzący do zwiększania precyzji oraz reprezentatywności pozyskiwanych danych wymaga systematyczne udoskonalanie istniejącej aparatury pomiarowej oraz rozszerzanie jej o nowe instrumenty. Zaprezentowana koncepcja monitoringu w swym założeniu stara się kwantyfikować możliwie jak największą ilość relacji między elementami geoekosystemu wybrzeża klifowego. Niemniej jednak w aktualnym systemie pomiarowym istnieją braki wymagające uzupełnienia. Szczególnie tyczy się to zjawisk zachodzących w obrębie stoku podwodnego, w tym głównie charakterystyki przepływu prądów przybrzeżnych oraz związanego z tym procesem transportu osadów. W analizie ukształtowania dna morskiego bardzo ważnym aspektem jest posiadanie dokładnych danych o poziomie morza w trakcie wykonywania sondowania. Niezbędnym jest instalacja mareografu w bliskim sąsiedztwie monitorowanego obszaru.

Bibliografia:

Cieślak A., 2005. Strategia ochrony brzegów [w:] Furmańczyk K, (red.), ZZOP w Polsce – stan obecny i perspektywy, Problemy erozji brzegu, INoM, Szczecin, 171–183.

Davidson-Arnott, R., 2010. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press, 442 pp.

Gorman, L.T., Morang, A., and Larson, R.L. 1998. Monitoring the coastal environment; Part IV: Mapping, shoreline change, and bathymetric analysis. Journal of Coastal Research, 14 (1):61–92.

Kolander, R., Morche, D., Bimböse, M. 2013 Quantification of moraine cliff erosion on Wolin Island (Baltic Sea, northwest Poland. Baltica 26 (1), 37-44.

Kostrzewski A., 1987: Morfosystem wybrzeży klifowych Wyspy Wolin – uwagi metodyczne. Spraw. PTPN 104.

Kostrzewski A., 1993: Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: A. Kostrzewski (red.). Geoekosystem obszarów nizinnych. Polska Akademia Nauk, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław: 11–17.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1986: Kartowanie morfologiczne współczesnego systemu denudacyjnego wybrzeży klifowych wyspy Wolin: propozycja sygnatury. Spr. PTPN 103

Kostrzewski A., Zwolinski, Z., Winowski, M., Tylkowski, J., Samolyk, M., 2015. Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic), Baltica Volume:28 (2), 109-120.

Kraus, N.C., Gorman, L.T., and Pope, J., 1994. Kings Bay coastal and estuarine physical monitoring and evaluation program: coastal studies. Vicksburg, MS: US Army Engineer Waterways Experiment Station (in 2 volumes), *Technical Report CERC-94-9.*

Lindenbergh, R.C., Soudarissanane, S.S., De Vries, S., Gorte, B.G.H. & De Schipper, M.A., 2011. Aeolian Beach Sand Transport Monitored by Terrestrial Laser Scanning. Photogrammetric Record, 26, pp. 384-399.

Rosser, N.J., Petley, D.N., Lim, M., Dunning, S.A. & Allison, R.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 38, pp. 363-375.

Sedrati M., Anthony E. 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of multi-barred macrotidal beach. Marine Geology 244, 209-229

Shary, P.A., Sharaya, L.S., Mitusov, A.V., 2002. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. Geoderma, 107, pp. 1-32.

Stive M.J.F., de Vriend H.J.1995. Modelling shoreface profile evolution. Marine Geology 126, 235-248

Subotowicz W., 1996: Potrzeba nowego spojrzenia na klasyfikację strefy brzegowej. Inż. Morska i Geotech., nr 5/1996.

Tarolli, P., Arrowsmith, J.R., Vivoni, E.R., 2009. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. Geomorphology, 113, pp. 1-3

Tejchman A., Gwizdała K., 1993: Problemy stateczności i ochrony brzegów klifowych, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 2/1993.

Winowski, M., 2011. Morfodynamika zerw na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin. Maszynopis pracy doktorskiej. Biblioteka Główna UAM: 232 pp.

Woodroffe, C.D 2003. Coasts: Form processes and evolution. Cambridge University Press, 623 pp.