



Uniwersytet
Gdański



GEOST IV

PROCESY GEOLOGICZNE
W MORZU I STREFIE BRZEGOWEJ
18-20.09.2023 ROWY

AB STRA KTY

ORGANIZATORZY:



**Uniwersytet
Gdański**

Pracownia Geologii Morza, Katedra Oceanografii
Chemicznej i Geologii Morza, Wydział Oceanografii
i Geografii, Uniwersytet Gdański



Oddział Geologii Morza
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego

PATRONAT HONOROWY:



MIECZYŚLAW STRUK
MARSZAŁEK
WOJEWÓDZTWA POMORSKIEGO



ANNA SOBCZUK-JODŁOWSKA
Wójt Gminy Ustka

PATRONAT KONFERENCJI:



**Uniwersytet
Gdański**

**PROF. DR HAB.
PIOTR STEPNOWSKI**
JM Rektor Uniwersytetu Gdańskiego
czł. koresp. PAN



**DR INŻ.
MATEUSZ DAMRAT**
Dyrektor Państwowego
Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu
Badawczego



**DR HAB.
WALDEMAR SUROSZ, PROF. UG**
Przewodniczący Komitetu
Badań Morza PAN

SPONSOR GŁÓWNY:



**Polskie
Elektrownie
Jądrowe**

SPONSOR:



Baltic Hub
A MEMBER OF THE EPSA GROUP



Boskalis



Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
Oddział Geologii Morza
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

2023

ISBN 978-83-67807-51-7

REDAKCJA

Małgorzata Witak

REDAKCJA SESJI TERENOWEJ

Urszula Pączek

Grzegorz Uścińowicz

KOMITET NAUKOWY:

PRZEWODNICZĄCY:

dr hab. Małgorzata Witak,

prof. Uniwersytetu Gdańskiego

dr Wojciech Jegliński,

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB

CZŁONKOWIE:

dr hab. Dorota Burska,

prof. Uniwersytetu Gdańskiego

dr hab. Joanna Dudzińska-Nowak,

prof. Uniwersytetu Szczecińskiego

dr hab. Anna Hrynowiecka,

prof. Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB

dr hab. inż. Andrzej Osadczyk,

prof. Uniwersytetu Szczecińskiego

dr hab. Witold Szczuciński,

prof. Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza

dr inż. Piotr Szmytkiewicz,

Instytut Budownictwa Wodnego PAN

dr Ewa Szymczak,

Uniwersytet Gdański

dr Grzegorz Uścińowicz,

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB

KOMITET ORGANIZACYJNY:

PRZEWODNICZĄCY:

dr hab. Małgorzata Witak,

prof. Uniwersytetu Gdańskiego

dr Urszula Pączek,

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB

CZŁONKOWIE:

mgr Dominika Hetko,

Uniwersytet Gdański

dr Patrycja Jernas,

Uniwersytet Gdański

mgr Lesław Mil,

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB

mgr Anna Nowacka,

Uniwersytet Gdański

dr Marzenna Stempień-Sałek,

Uniwersytet Gdański

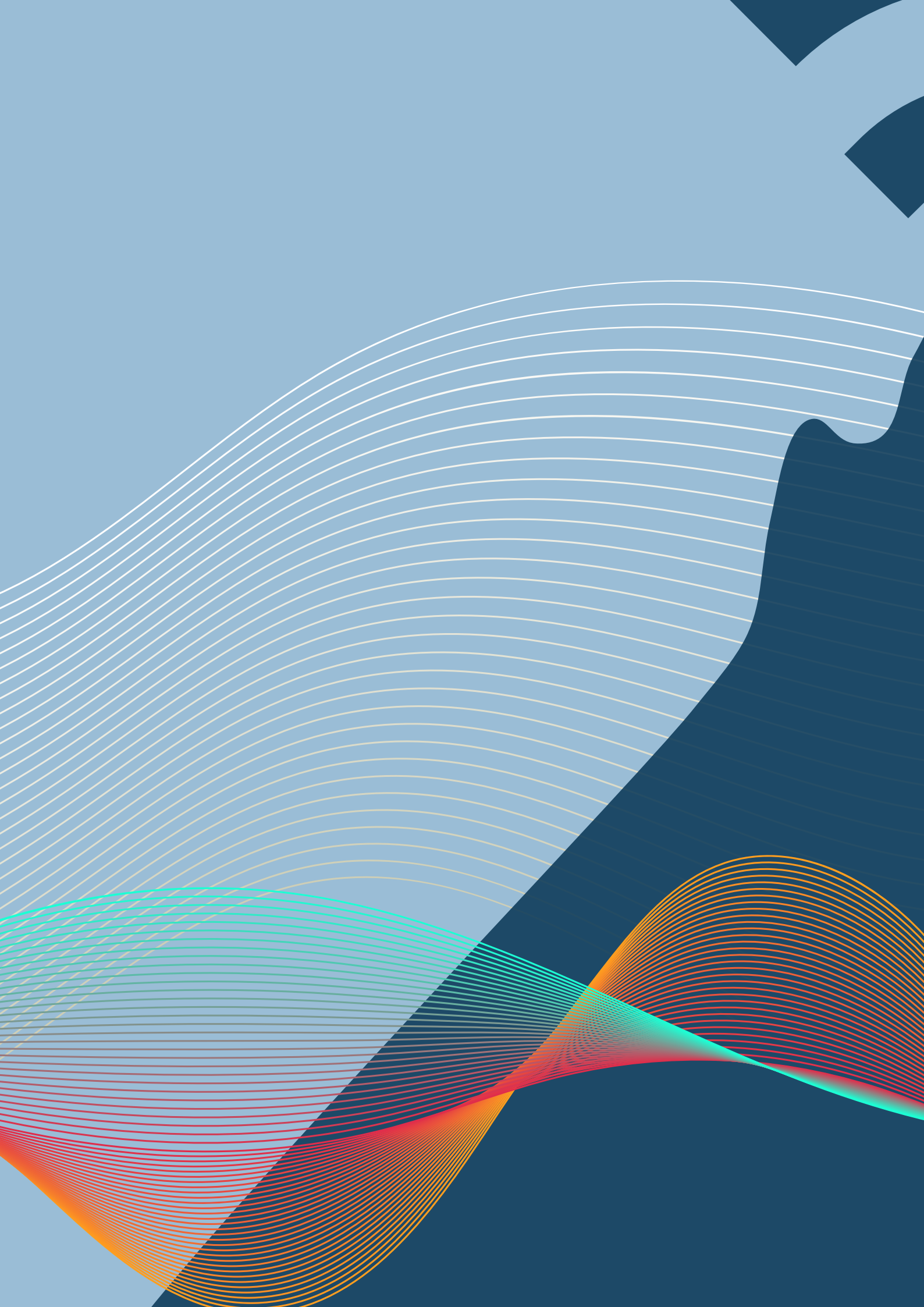
mgr inż. Diana Twardak,

Uniwersytet Gdański

mgr Kamila Wirkus,

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB







REFERATY

Zastosowanie metod geofizycznych w identyfikacji form dna morskiego

Marek Bogucki¹, Janusz Dworniczak², Maciej Bryndza³,
Patrycja Kapuścińska⁴, Jędrzej Patejko⁵, Kacper Sładkiewicz⁶,
Kacper Sokół⁷, Radosław Wróblewski⁸

Szybki rozwój projektów *offshore*, takich jak morskie farmy wiatrowe, kable energetyczne czy podmorskie gazociągi, umożliwia pozyskanie wielu danych geofizycznych, które dają możliwość dokładnego rozpoznania charakteru powierzchni dna oraz jego budowy. Przedstawiono przykładowe wyniki pomiarów, prowadzonych przez firmę MEWO S.A. na obszarze południowego Bałtyku, obrazujących różnorodność rzeźby dna tego akwenu.

W celu przeprowadzenia charakterystyki geomorfologicznej zarejestrowanych form dna posłużono się wysokiej rozdzielczości danymi batymetrycznymi, pozyskanymi echosondą wielowiązkową. Dodatkowo wykorzystano dane z pomiarów wykonanych sonarem bocznym, których analiza umożliwia rozpoznanie charakteru powierzchni dna oraz wskazanie głównych typów osadów budujących powierzchnię dna. W celu rozpoznania ogólnej budowy analizowanych form geomorfologicznych przeprowadzono analizę danych sejsmoakustycznych zebranych profilomierzem osadów.

Wśród rozpoznanych elementów rzeźby dna morskiego, obok form będących efektem współcześnie zachodzących procesów na dnie morza, znaczną część stanowią formy o genezie glacialnej i fluwio-glacialnej. Zaprezentowano takie formy dna jak: ozy, kemy, drumliny, wzniesienia morenowe oraz współczesne nagromadzenia osadów, np. w postaci fal piaszczystych. Przedstawiono również przykłady form, których elementy są widoczne tylko w budowie dna morskiego, a nie na jego powierzchni, np. rynny subglacialne, pradoliny, wytopiska.

¹ MEWO S.A., e-mail: mbogucki@mewo.eu; ² MEWO S.A., e-mail: jdworniczak@mewo.eu;

³ MEWO S.A., e-mail: mbryndza@mewo.eu; ⁴ MEWO S.A., e-mail: pkapuscinska@mewo.eu;

⁵ MEWO S.A., e-mail: jpatejko@mewo.eu; ⁶ MEWO S.A., e-mail: ksladkiewicz@mewo.eu;

⁷ MEWO S.A., e-mail: ksokol@mewo.eu; ⁸ Uniwersytet Gdański, MEWO S.A., e-mail: radoslaw.wroblewski@ug.edu.pl

Modelowanie zmian objętościowych brzegu morskiego Mierzei Dziwnowskiej spowodowanych przez umiarkowane i słabe warunki hydrodynamiczne

Natalia Bugajny

Wykorzystanie modelowania numerycznego do określania zmian objętościowych brzegu morskiego spowodowanych przez zjawiska ekstremalne jest już powszechnie stosowane w badaniach morskiej strefy brzegowej. Jednakże w literaturze przedmiotu nadal jest niewiele prac skupiających się na aplikacji modeli numerycznych na zjawiska charakteryzujące się umiarkowanymi i słabymi warunkami hydrodynamicznymi oraz okresami spokoju, które w głównej mierze powodują odbudowę brzegu morskiego. Jest to istotne z punktu widzenia przewidywania zmian brzegu morskiego i jego tendencji rozwojowych w skali długoterminowej. Celem niniejszych badań była próba zastosowania modelu XBeach do określania zmian objętościowych brzegu wydowego spowodowanych przez umiarkowane i słabe warunki hydrodynamiczne, które nie

powodują zmian w pasie wałów wydmy, a jedynie na obszarze plaży i podbrzeża. W tym celu przeprowadzono kalibrację modelu, a następnie symulowano zmiany morfologiczne dla 7 przedziałów czasowych zaklasyfikowanych do 3 grup warunków hydrodynamicznych. Przeprowadzona analiza bilansu zmian objętościowych ukazała wysoką wartość współczynnika korelacji pomiędzy rzeczywistym a modelowanym bilansem zmian objętościowych dla całego badanego okresu oraz dla najsilniejszej grupy warunków hydrodynamicznych. Ponadto zaobserwowano rosnący trend sumy objętości plaży w czasie, który został poprawnie odzwierciedlony przez model, a różnica pomiędzy pomierzoną a modelowaną sumą objętości na końcu okresu była wartością zbliżoną do błędu określania objętości przez model.

Długoterminowa dynamika wydm przednich na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego

Maciej Dłużewski^{1*}, Joanna Rotnicka-Dłużewska², Joanna O. Tomczak³

Precyzyjny, długoterminowy monitoring wydm przednich, wykonywany zwłaszcza na obszarach prawnie chronionych, a więc o niskiej antropopresji, pozwala na ocenę naturalnych uwarunkowań wpływających na dynamikę tego typu form. Na podstawie corocznych profilowań GPS RTK systemu plaża–wydma przednia, prowadzonych w 100-metrowych odstępach na 8-kilometrowym odcinku wybrzeża, w Słowińskim Parku Narodowym stwierdzono znaczne zróżnicowanie bilansu osadów wydm przednich. Czynniki, które przeanalizowano w poszczególnych okresach były: 1) natężenie transportu eolicznego obliczone na podstawie danych ze stacji meteorologicznej znajdującej się na obszarze badań oraz wzorów określających zależność pomiędzy prędkością wiatru a natężeniem transportu

eolicznego ustalonych dla tego obszaru; 2) długość drogi nasycania strumienia wiatrowo-piaszczystego określona na podstawie kierunku natarcia wiatru w stosunku do przebiegu linii brzegowej oraz szerokości plaży; 3) dostępność piasku na obszarze źródłowym (plaży) określona na podstawie zależności pomiędzy średnim poziomem morza w Łebie i Uście a zasięgiem fali znacznej zanotowanej dla każdego profilu; 4) wielkość rampy eolicznej stanowiącej strefę tranzytu pomiędzy plażą a wydmą przednią. Długookresowa analiza bilansu osadów wydm przednich pozwala wnioskować, że zmiana nawet jednego z ww. czynników może skutkować nawet kilkukrotną różnicą wartości bilansu mimo takich samych warunków wiatrowych i dostępności piasku na obszarze źródłowym.

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

² Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, e-mail: joanrot@amu.edu.pl

³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: jo.tomczak@student.uw.edu.pl

Model ewolucji brzegu wydmowego Zatoki Pomorskiej

Andrzej Giza

Analiza zmian pokrycia terenu do badania długookresowych (w latach 1938–2021) prawidłowości rozwoju poszczególnych odcinków brzegu wydmowego na podstawie archiwalnych materiałów teledektacyjnych pozwoliła na opracowanie modeli statystycznych tempa rozwoju brzegu wydmowego. Zaproponowane przez autora 4 modele opierają się na wyznaczonej średniej tendencji zmian pokrycia terenu dla wybranych odcinków brzegu.

Analiza błędów w poszczególnych modelach dla całego badanego fragmentu wybrzeża wykazała, że najdokładniejszym modelem jest model podobszarowy tendencji rozwoju brzegu, w którym maksymalne błędy szacowania modelu nie przekraczały 20%.

W ramach weryfikacji modeli przeprowadzono próbę symulacji wyników pokrycia terenu dla 2022 roku na dwóch wytypowanych obszarach. Uzyskane wartości modelowe udziału poszczególnych klasy odbiegały od danych rzeczywistych maksymalnie o 13%.

Uzyskane wyniki zaproponowanych modeli statystycznych wskazują, że modelowanie pokrycia terenu w strefie brzegowej może odgrywać znaczącą rolę w badaniu tendencji rozwojowych brzegu. Wykorzystanie analizy pokrycia terenu pozwala na badanie dynamiki zmian zachodzących w strefie brzegowej, podobnie jak metoda oparta na rejestrowaniu linii podstawy wydmy/klifu, a jednocześnie może dostarczać danych do modelowania zmian pokrycia terenu oraz tendencji rozwojowych brzegu.

Bioróżnorodność flory okrzemkowej na tle stężenia rtęci w osadach powierzchniowych zewnętrznej Zatoki Puckiej

Dominika Hetko^{1*}, Bożena Graca², Małgorzata Witak³, Magdalena Bełdowska⁴

Celem przeprowadzonych badań było określenie potencjalnego związku między florą okrzemkową a stężeniem Hg w osadach powierzchniowych (119 lokalizacji) zewnętrznej Zatoki Puckiej.

Osad poddano analizie diatomologicznej wykonanej według procedury opracowanej przez Battarbee (1986). Analizę rtęci całkowitej i form rtęci przeprowadzono metodą termodesorpcji przy użyciu analizatora DMA-80 (Bełdowska i in., 2018).

Na podstawie wielowymiarowych metod statystycznych zewnętrzną Zatokę Pucką podzielono na cztery rejony różniące się stężeniami Hg i składem gatunkowym flory okrzemkowej zdeponowanej w osadach powierzchniowych (warstwa 0–2 cm). W rejonie I, zdominowanym przez bentosowe bra-

kiczne gatunki okrzemek z rodzaju *Navicula* i *Planothidium*, średnie stężenie Hg wynosiło 0,66 ng g⁻¹. W rejonie II, związanym z obfitym występowaniem antropogenicznego, morskiego gatunku *Thalassiosira levanderi* (≤42,9%) i brakicznego taksonu *Cyclotella choctawhatcheeana* (≤34,2%), średnie stężenie Hg wzrosło do 25,33 ng g⁻¹. Natomiast rejon III, szczególnie obfity w te dwa gatunki (*T. levanderi*: ≤62,1%; *C. choctawhatcheeana*: ≤59,6%), charakteryzował się najwyższym średnim stężeniem Hg (498,27 ng g⁻¹) w osadach. Wydaje się zatem, że planktonowe, antropogeniczne gatunki okrzemek mogą mieć istotne znaczenie w sorpcji Hg i potencjalnie pełnią ważną rolę w jej wyłączeniu z obiegu w toni wodnej poprzez transport do osadów.

Literatura:

- Battarbee R.W., 1986 – Diatom analysis. In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology (Ed. B.E. Berglund): 527–570. London: John Wiley and sons. Ltd.
- Bełdowska M., Saniewska D., Gębka K., Kwasigroch U., Korejwo E., Kobos J., 2018 – Simple screening technique for determination of adsorbed and absorbed mercury in particulate matter in atmospheric and aquatic environment. *Talanta*, **182**: 340–347. doi:10.1016/j.talanta.2018.01.082.

¹ Uniwersytet Gdański, Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: dominika.hetko@phdstud.ug.edu.pl

² Uniwersytet Gdański, Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: bozena.graca@ug.edu.pl

³ Uniwersytet Gdański, Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: malgorzata.witak@ug.edu.pl

⁴ Uniwersytet Gdański, Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: magdalena.beldowska@ug.edu.pl

Modelowanie numeryczne stateczności klifów na przykładach z południowego wybrzeża Bałtyku

Łukasz Jasiński^{1*}, Marcin Olkowicz², Grzegorz Uścińowicz³, Marcin Dąbrowski⁴

Stateczność klifu jest warunkowana przez szereg czynników, takich jak: geometria ośrodka, budowa geologiczna, naprężenia początkowe czy warunki zawodnienia i wynikające z nich ciśnienia porowe w danej strukturze.

W pracy przedstawiono wyniki obliczeń numerycznych stanu naprężeń uwzględniających wpływ wspomnianych wyżej czynników na wybrane odcinki klifów południowego wybrzeża Bałtyku zarówno w ujęciu deterministycznym, jak i probabilistycznym.

Modele strukturalne badanych klifów skonstruowano na podstawie dostępnych opracowań typu: prze-

kroje geologiczno-inżynierskie, publikacje naukowe i inne. Poszczególnym wydzieleniom litologicznym w modelu przypisano odpowiednie parametry geotechniczne. Przy modelowaniu stateczności klifów przyjęto sprężysto-plastyczną charakterystykę ośrodka, którą zaimplementowano do kodu MILAMIN działającego na podstawie metody elementów skończonych (Dąbrowski i in., 2008).

Prace zrealizowano na podstawie umowy Nr 130/2019/Wn-07/FG-go-dn/D o dofinansowanie w formie dotacji podpisanej 06.05.2019 r. przez PIG-PIB i NFOSiGW.

Literatura:

Dąbrowski M., Krotkiewski M., Schmid D.W., 2008 – MILAMIN: MATLAB based finite element method solver for large problems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9,4.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Dolnośląski, e-mail: lukasz.jasinski@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Dolnośląski, e-mail: marcin.olkowicz@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Dolnośląski, e-mail: marcin.dabrowski@pgi.gov.pl

Eksploracja Grzbietu Śródatlantyckiego na obszarze polskiej koncesji – studium przypadku

Agata Kozłowska-Roman¹, Łukasz Smajdor², Michał Tomczak^{3*}

W 2022 roku rozpoczęto eksplorację polskiego obszaru na Grzbiecie Śródatlantyckim, zgodnie z zapisami Umowy zawartej między Rządem RP a Międzynarodową Organizacją Dna Morskiego, stanowiącej element PRoGeO oraz Polityki Surowcowej Państwa. Nadrzędnym celem zadania realizowanego przez PIG-PIB jest zebranie danych dotyczących lokalizacji i charakterystyki głębokomorskich siarczków masywnych (SMS) na obszarze objętym koncesją poszukiwawczą. Założenia pierwszego rejsu (Leg 1; 2022) dotyczyły regionalnego rozpoznania obszaru badań (10 000 km²) poprzez pozyskanie kompleksowych informacji na temat uwarunkowań dna oraz parametrów kolumny wody.

Synteza uzyskanych wyników posłużyła wytypowaniu obszarów perspektywicznych dla aktywności hydrotermalnej oraz nagromadzeń SMS, które zostaną poddane szczegółowej weryfikacji podczas

rejsów planowanych na lata 2023–2026 z wykorzystaniem podwodnych platform pływających typów AUV oraz ROV. Trzy pierwsze obszary perspektywiczne o łącznej powierzchni 230 km² objęto akwizycją wysokorozdzielczych danych geofizycznych i środowiskowych z pokładu AUV (Leg 2; 2023). W miejscach znanych wystąpień aktywności hydrotermalnej i nagromadzeń SMS planuje się pobór próbek oceanograficznych, biologicznych i geologicznych. Prace te zostaną uzupełnione o dodatkowe badania środowiskowe (podstawowe) całego obszaru. Zgromadzone dane i materiał badawczy posłużą ilościowej i jakościowej analizie złóż, a także ocenie wpływu na środowisko naturalne.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: akozl@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: lsma@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: mtomc@pgi.gov.pl

Sedymentologia utworów głębokomorskich kredy dolnej w profilu Krzyworzeki w Poznachowicach Górnych

Agata Kuźma^{1*}, Alfred Uchman²

Profil Krzyworzeki znajduje się na terenie płaszczyny śląskiej pomiędzy Poznachowicami Górnymi i Czasławiem. Zawiera on bardzo cienkoławicowe i cienkoławicowe utwory warstw cieszyńskich górnych i warstw grodziskich (walanżyn? – hoteryw – barrem?). W badanych utworach opisano litologię i zidentyfikowano struktury sedymentacyjne. Wykonano również szczegółowe profilowania sedymentologiczne oraz wydzielono trzy główne facje.

Pierwszą fację stanowią dominujące ciemnoszare margliste mułowce, rytmicznie przeławiczone licznymi cienko- i bardzo cienkoławicowymi piaskowcami warstwowanymi przekątnie lub płasko-równolegle. Osady te są interpretowane jako turbidytowe piaskowce i mułowce, przykryte osadami tła depozycyjnego. Fację drugą reprezentują rytmicznie

występujące zsyderytowane iłowce. Lokalnie występują wypukłe do dołu soczewy grubo- i średnioziarnistych piaskowców oraz zlepieńców, które wyróżniono jako fację trzecią. Są one interpretowane jako wypełnienia płytkich kanałów meandrujących.

W profilu występują liczne ichnoskamieniałości zachowane na spągach piaskowców, m.in. *Protovirgularia*, *Helminthopsis*, *Chondrites*, *Planolites*, czy *Pa-leodictyon*. W badanych osadach udokumentowano również aptychy oraz rostra belemnitów.

Dokumentacja i analiza struktur oraz profili pozwoliły na interpretację sedymentacji osadów w dystalnej części systemu depozycyjnego, z cyklicznie występującą depozycją nieco grubszych ławic i syderytyzacją.

¹ Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, e-mail: aga.kuzma@student.uj.edu.pl

² Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, e-mail: alfred.uchman@uj.edu.pl

Nowe dane o rozwoju Mierzei Wiślanej w świetle badań odsłoneń na budowie kanału żeglugowego

Krzysztof Ninard^{1*}, Katarzyna Cywa², Artur Górecki³, Anna Hrynowiecka⁴

Budowa kanału przez Mierzę Wiślaną umożliwiła udokumentowanie sukcesji osadów wydmych i morskich, deponowanych w okresie ostatnich ok. 6 tys. lat. Najstarsze udokumentowane utwory to piaski i żwiry z klastami bursztynu i drewna, wskazujące na depozycję w strefie przybrzeża z rewami. W występujących w ich obrębie przewarstwieniach mułków stwierdzono palinomorfy typowe dla wód stojących oraz wskazujące na dostawę materiału z lądu. Powyżej odsłaniał się 2–3-metrowej miąższości profil piasków plażowych z muszlami mięczaków. Powierzchnia kontaktu osadów plażowych z leżącymi wyżej wydmych ma urozmaicony, erozyjny charakter i odsłaniała się o 2–4 m płycej niż wynikałoby to z dotychczasowego modelu.

Spośród kilku poziomów paleogleb zachowanych w osiągającej ponad 20 m sukcesji osadów wydmych, największą oboczną ciągłością odznacza się poziom kopalnej bielicy rozwiniętej na powierzchni najstarszych pagórków wydmych, które są pogrzebane pod wydumą transgresywną o kilkukrotnie większej miąższości. W kopalnych zagłębieniach

międzywydmowych poziom ten obocznie przechodzi w soczewy torfów, których spektrum pyłkowe dokumentuje ekspansję lasów dębowych w miejsce dominującej wcześniej (i obecnie) sosny. Rolnicza działalność człowieka rozpoczęła się już na wczesnym etapie rozwoju Mierzei, o czym świadczą zachowane w osadach najstarszej generacji wydmy horyzonty z tropami bydła i ludzi. Innym dowodem jest występowanie pojedynczych ziaren pyłku zbóż oraz roślin synantropijnych.

¹ Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii, Instytut Nauk Geologicznych, e-mail: krzysztof.ninard@uj.edu.pl

² Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, Grupa Paleobotaniki i Paleośrodowiska, e-mail: k.cywa@botany.pl

³ Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, e-mail: artur.gorecki@doctoral.uj.edu.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: ahry@pgi.gov.pl

Rola dryfujących gór lodowych w kształtowaniu rzeźby dna Bałtyckiego Jeziora Lodowego

Urszula Pączek^{1*}, Wojciech Jegliński², Leszek Łęczyński³, Krzysztof Szamalek⁴, Szymon Uścińowicz⁵, Karol Zglinicki⁶

Celem pracy jest analiza relatywnie długich i wąskich bruzd rozpoznanych na dnie morskim, położonym ok. 60 km na północ od Rozewia. Prace rejsowe wykonano na poligonie badawczym o powierzchni 25 km² i głębokości morza 75–85 m z użyciem echosondy wielowiązkowej Reson wzdłuż profili zapewniających pełne pokrycie dna. Dno opróbowano także próbnikiem skrzynkowym.

Dno obszaru jest zbudowane z glin subakwalnych, w stropie których występuje cienka warstwa osadów piaszczysto-mulistych i/lub mikstytów. Dominującą formę rzeźby stanowią bruzdy o długości przekraczającej często 5 km, szerokości od kilku do ok. 170 m i głębokości od kilkudziesięciu cm do ok. 3 m. Kierunki bruzd są zróżnicowane, choć przeważają wektory SW–NE i NW–SE. Bruzdom towarzyszą wały brzeżne oraz wzniesienia końcowe o wysokościach względnych do 2 m. Bruzdy występują także w postaci równoległych par, których wymiary są na ogół mniejsze od bruzd pojedynczych.

Formy te zinterpretowano jako ślady dryfu gór lodowych. Mniejsze, równoległe bruzdy występujące parami zostały utworzone prawdopodobnie przez tzw. stamukhi, tj. grzbiety lodowe powstałe na skutek zderzenia dryfującego paku lodowego z lodem przybrzeżnym. Zróżnicowane kierunki bruzd wskazują jednak, że nie wszystkie z nich można wiązać z lodem przybrzeżnym. Opisane formy mogły powstawać w okresie Bałtyckiego Jeziora Lodowego (ok. 14,5–11,7 tys. lat temu), kiedy poziom wód był niższy od obecnego i ulegał znacznym i szybkim zmianom.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: urszula.paczek@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: wojciech.jegliński@pgi.gov.pl

³ Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, e-mail: leszek.leczyński@ug.edu.pl

⁴ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, e-mail: krzysztof.szamalek@uw.edu.pl

⁵ Instytut Budownictwa Wodnego PAN, e-mail: szymon.uscinowicz@ibwpan.gda.pl

⁶ Państwowa Agencja Atomistyki, e-mail: zglinicki.karol@gmail.com

Nord Stream – obszar zagrożenia osadem wyniesionym po wybuchu

Anna Przyborska^{1*}, Jaromir Jakacki²

26 września 2022 r. w pobliżu duńskiej wyspy Bornholm doszło do eksplozji w miejscu przebiegu dwóch nitek gazociągu Nord Stream (NS1 i NS2). Odkryto cztery miejsca wycieku gazu ziemnego. Podwodne eksplozje miały miejsce zaledwie 20 km od miejsca zatapiania broni chemicznej z czasów II wojny światowej. Szacuje się, że wybuchy powstały w wyniku zdetonowania w pobliżu dna ok. 500 kg TNT i były na tyle silne, że spowodowały poderwanie osadu z dna morskiego tworząc w ten sposób chmurę zawiesiny zawierającej różne zanieczyszczenia. Przemieszczająca się zawiesina stała się potencjalnym zagrożeniem dla gatunków bytujących w dotkniętych wybuchem rejonach.

Podjęto próbę oceny stężenia i zasięgu poderwanej z dna frakcji lekkiej za pomocą modelowania numerycznego. Opracowano model hydrodynamiczny 3D jako główny napęd systemu numerycznego, sprzężony z modelem transportu osadów. Dynamicznie sprzężone moduły wykorzystują zewnętrzne, operacyjne dane meteorologiczne, obejmujące cały obszar Morza Bałtyckiego. Na tej podstawie oszacowano, że wybuch i powstały w jego wyniku strumień gazu wprowadził do toni wodnej ok. $2,5 \cdot 10^5$ ton zawieszonych osadów. Największy zasięg zawiesiny oszacowano na 26 km od miejsca

wybuchu, przy głębokości wody ok. 67 m, a poderwane osady nie osiągnęły głębokości mniejszych niż 30 m. Po ok. 35 dniach 50% zawiesiny pozostało jeszcze w toni wodnej. Bazując na wynikach numerycznych, oceniono, że ryzyko środowiskowe występowało do 15 dni dla NS1 i 34 dni dla NS2. Łączna objętość obszaru zawiesiny mogącej mieć negatywny wpływ na środowisko wyniosła ok. 11 km^3 i utrzymywała się przez 34 dni.

¹ Instytut Oceanologii PAN, e-mail: aniast@iopan.pl

² Instytut Oceanologii PAN, e-mail: jjakacki@iopan.pl

Assessment of longshore sediment transport patterns along southeastern Baltic Sea coast (Lithuania–Latvia) based on sediment magnetic susceptibility

Donatas Pupienis^{1,2*}, Ilya V. Buynevich³, Darius Jarmalavičius⁴, Gintautas Žilinskas⁵,
Dovilė Karlonienė⁶, Oleksiy Davydov⁷, Pranciškus Brazdžiūnas⁸

The longshore sediment transport (LST) along the southeastern Baltic Sea basin extends from the Sambian Peninsula to Kolka Cape. However, many aspects of the LST are based on modeling results rather than field measurements. The aim of this study was to assess the sediment transport trends and potential provenance (regional sources) of heavy minerals based on in situ low-field magnetic susceptibility (MS) measurements of the beach-dune sediments and statistical methods (trend and shift regime analysis). The study covered the coastline from the port of Klaipėda (Lithuania) to Kolka Cape (Latvia). We use a sequential method for detecting regime shifts in magnetic susceptibility data long sequence.

The results of MS analyses show that alongshore sediment transport trends and patterns are heterogeneous. At some coastal sections, LST is interrupt-

ed by harbors and other engineering structures. LST may be locally reversed due to a change in shoreline exposure and wave shadows associated with headlands. The sources of heavy minerals are linked with the coastal geological framework, therefore the highest MS values (reaching 16,386.5 μSI) were observed within retreating coastal sections along morainal or sandy cliffs. The lowest magnetic susceptibility (about 7.3 μSI) values are dominant in accumulative coastal sections: on the updrift sections of harbors structures and on coastal stretches marked by large-scale accumulation at regional sediment sinks (Kolka Cape depocenter).

¹ Vilnius University, Vilnius, Lithuania, e-mail: donatas.pupienis@gf.vu.lt

² Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: donatas.pupienis@gamtc.lt

³ Temple University, Philadelphia, USA, e-mail: coast@temple.edu

⁴ Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: darius.jarmalavicius@gamtc.lt

⁵ Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: gintautas.zilinskas@gamtc.lt

⁶ Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: dovile.karloniene@gamtc.lt

⁷ Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: oleksiy.davydov@gamtc.lt

⁸ Vilnius University, Vilnius, Lithuania, e-mail: pranciskus.brazdziunas@chgf.stud.vu.lt

Gęstość traw a rozwój wydmy przedniej na przykładzie wydmy Słowińskiego Parku Narodowego

Joanna Rotnicka^{1*}, Maciej Dłużewski², Patrick A. Hesp³, Joanna O. Tomczak⁴

Wydmy przednie, które są powszechnym elementem wielu wybrzeży piaszczystych, powstają gdy piasek transportowany przez wiatr odmorski lub wzdłużplażowy jest przechwytywany przez roślinność obecną w górnej części plaży. Roślinność powoduje bowiem wzrost szorstkości powierzchni i spowolnienie przepływu powietrza (zarówno nad, jak i w obrębie samej roślinności), przy czym wielkość tego spowolnienia zależy od morfologii pojedynczej rośliny, tj. jej kształtu, wysokości i szerokości oraz gęstości roślin na jednostkę powierzchni. Powszechnie przyjmuje się, że większa gęstość roślinności z jednej strony sprzyja intensywnemu przechwytywaniu transportowanego przez wiatr piasku, a z drugiej chroni powierzchnię przed deflacją materiału już zdeponowanego.

Na wybrzeżu Bałtyku dominującym rodzajem trawy odpowiedzialnej za rozwój wydmy przednich jest *Ammophila arenaria*. Pomiary transportu eolicznego piasku w obrębie wierzchołków takich wydmy na barierze łebskiej (Słowiński Park Narodowy), przeprowadzone w czasie silnego odmorskiego wiatru,

wykazały, że powyższe stwierdzenie jest prawdziwe wyłącznie przy niskiej i średniej gęstości traw. Gdy gęstość traw jest duża, ponad 70% całkowitego transportu odbywa się ponad trawą i tylko nieznaczna ilość piasku jest przez nią przechwytywana. W konsekwencji, jeżeli grzbiet wydmy przedniej jest porośnięty gęstą trawą, to zasadnicza część piasku deponowana jest po dolądowej stronie wydmy, tam gdzie następuje gwałtowny spadek prędkości wiatru. Wydma nie przyrasta wtedy w pionie, ale ulega poszerzeniu.

Badania sfinansowano z projektu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/03051).

¹ Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, e-mail: joanrot@amu.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

³ Flinders University, College of Science and Engineering, Australia Beach and Dune Systems (BEADS) Laboratory

⁴ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, e-mail: jo.tomczak@student.uw.edu.pl

Powstanie i ewolucja wybrzeża mierzejowego w warunkach niedoboru materiału piaszczystego na przykładzie wybrzeża południowego Bałtyku

Paweł Sydor^{1*}, Szymon Uścińowicz²

W rejonie południowego Bałtyku wybrzeże mierzejowe stanowi najpowszechniejszy typ brzegu. Mierzeje są szczegółowo badane od ponad 100 lat. Pomimo długiej historii badań, część problemów w dalszym ciągu pozostaje nierozwiązanych. Jednym z nich jest wpływ dostępności materiału piaszczystego oraz kierunki wzdłużbrzegowego transportu osadów na rozwój mierzei.

Głównym celem badań było zbadanie kwestii powstania i ewolucji wybrzeża mierzejowego w warunkach niedoboru materiału piaszczystego. Aby osiągnąć główny cel badawczy rozpoznano historię zmian poziomu morza oraz szczegółową budowę geologiczną mierzei na obszarze badań.

Obszar badań stanowi odcinek wybrzeża mierzejowego między miejscowościami Kołobrzeg i Ustka, gdzie występuje strefa rozchodzenia się prądów

wzdłużbrzegowych. Zebrane dane wskazują, że poziom morza w ciągu ostatnich 8500 lat wzrósł o ok. 11 m w tempie od 0,5 do 6,0 mm/rok. Analiza zebranych danych umożliwiła wyróżnienie dwóch typów osadów na obszarze badań: osady mierzei i jej podłoża. Osady podłoża mierzei stanowią osady lodowcowe, wodnolodowcowe, zastoiskowe, rzeczne, jeziorne, lagunowe oraz torfy. Osady mierzei tworzą piaski morskie i eoliczne. Analiza powyższych danych wykazała, że na obszarze badań występują mierzeje wędrujące w stronę lądu. Tempo cofania się brzegu wynosiło od 0,4–1,8 mm/rok w okresie 8000–6000 lat temu do 0,07–0,35 mm/rok w ciągu ostatnich 6000 lat.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Pomorski, e-mail: pawel.sydor@pgi.gov.pl

² Instytut Budownictwa Wodnego PAN, e-mail: szymon.uscinowicz@ibwpan.gda.pl

Classification of soft cliff coast dynamics using remote sensing and data mining methods

Paweł Terefenko

Coastal soft cliffs are under continuous pressure of marine and sub-aerial processes and therefore understanding the cliff erosion processes and predicting their development is essential for coastal protection measures. The factors influencing coastal cliff and a fronting beach have been investigated through different quantitative numerical methods. Here, using terrestrial laser scanning, we extract several morphological indicators and use them to examine how cliffs respond to increasing intensity of extreme events due to climate change. The measurements cover two winter storm seasons (2016–2018) and consider three soft cliff systems with contrasting beach and cliff morphology in the area of the southern Baltic Sea. Short-term cliff response has been analyzed with different data mining methods revealing complex mechanism regulating beach and cliff changes and enabling to create classification of soft cliff coast dynamics.

Statistical analysis showed that each section of the cliff profile discloses the conditional dependency between erosion and hydro-meteorological conditions during and between the storm events. It also emphasizes the vulnerability of cliff cost to extreme water levels and precipitation episodes. This study aims to fill the gap concerning relationship between cliff system morphology changes and deriving it forces in the context of climate change.

Holocenne zmiany poziomu morza i sztormy na południowym wybrzeżu Bałtyku – co wiemy i czego nie wiemy ...

Szymon Uścińowicz^{1*}, Urszula Paczek², Paweł Sydor³, Małgorzata Witak⁴

Wzrost temperatury pod koniec plejstocenu i we wczesnym holocenie spowodował topnienie lądolodów i termiczny wzrost objętości wody, co skutkowało eustatycznym wzrostem poziomu oceanów. Zniknięcie pokryw lodowych na półkuli północnej i zakończenie holocennego optimum klimatycznego zakończyło szybki eustatyczny wzrost poziomu mórz. W umiarkowanych szerokościach geograficznych półkuli północnej poziom mórz wzrastał w coraz wolniejszym tempie do osiągnięcia (ale nie przekroczenia) obecnego poziomu. Istnieje wiele stanowisk dokumentujących historię zmian poziomu wód południowego Bałtyku w środkowym i późnym holocenie, typową dla średnich szerokości geograficznych, kontrolowaną przez globalne, długotrwałe zmiany klimatu. Jednocześnie niektóre dane sugerują istnienie regionalnych lub lokalnych różnic dla

okresu wcześniejszego niż 5000–6000 lat oraz dokumentujących zgodność historii zmian poziomu morza w późniejszym okresie. Dotychczas zgromadzone dane kreują następujące pytania:

1. Czy istnieją rzeczywiste różnice regionalne, czy też brakuje wskaźników poziomu morza dla danego okresu i zakresu głębokości w danych regionach?
2. Czy zgodność ostatnich 5000 lat jest wynikiem braku neotektoniki czy zbyt niskiej rozdzielczości dotychczasowych wyników?
3. Czy i w jaki sposób okresy silnych i częstych sztormów modyfikowały regionalne historie zmian poziomu morza w skali stuleci i dekad?

¹ Instytut Budownictwa Wodnego PAN, e-mail: szymon.uscinowicz@ibwpan.gda.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: urszula.paczek@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Pomorski, e-mail: pawel.sydor@pgi.gov.pl

⁴ Uniwersytet Gdański, Katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: malgorzata.witak@ug.edu.pl

Ślady gór lodowych w rzeźbie i budowie dna południowego Bałtyku

Radosław Wróblewski^{1*}, Janusz Dworniczak², Łukasz Gajewski³, Karol Ginal⁴,
Mateusz Kołakowski⁵, Sandra Korczak⁶, Karolina Rogowska⁷

W ramach badań prowadzonych na obszarze południowego Bałtyku przez firmę MEWO S.A., uzyskiwane są wysokiej rozdzielczości dane na temat budowy i rzeźby dna, obrazujące różnorodność krajobrazu dna tego akwenu. Wśród rozpoznanych elementów rzeźby, obok form będących efektem współcześnie zachodzących procesów, znaczną część stanowią te o genezie glacialnej i fluwioglacjalnej. Zwrócono uwagę na dobrze zachowane w rzeźbie i budowie dna ślady po górach lodowych. Rozpoznano je na wielu obszarach dna południowego Bałtyku zarówno jako formy pogrzebane pod niewielkiej miąższości warstwą osadów współ-

czesnych, jak i jako wyraźne elementy rzeźby powierzchni dna, na której tworzą nieregularny układ licznych zagłębień przeważnie o skomplikowanym przebiegu, wzajemnie krzyżujących się, o głębokości do kilku metrów, szerokości do kilkudziesięciu metrów i długości nawet do kilku kilometrów. Zajmują obszary dna tylko w konkretnych przedziałach głębokości, często tylko na jednym ze stoków głównych form dna południowego Bałtyku. Dyskutowany jest wiek tych form, warunki w jakich zostały utworzone oraz warunki, dzięki którym przetrwały i są tak dobrze widoczne na danych batymetrycznych.

¹ Uniwersytet Gdański, MEWO S.A., e-mail: radoslaw.wroblewski@ug.edu.pl

² MEWO S.A., e-mail: jdwniczak@mewo.eu

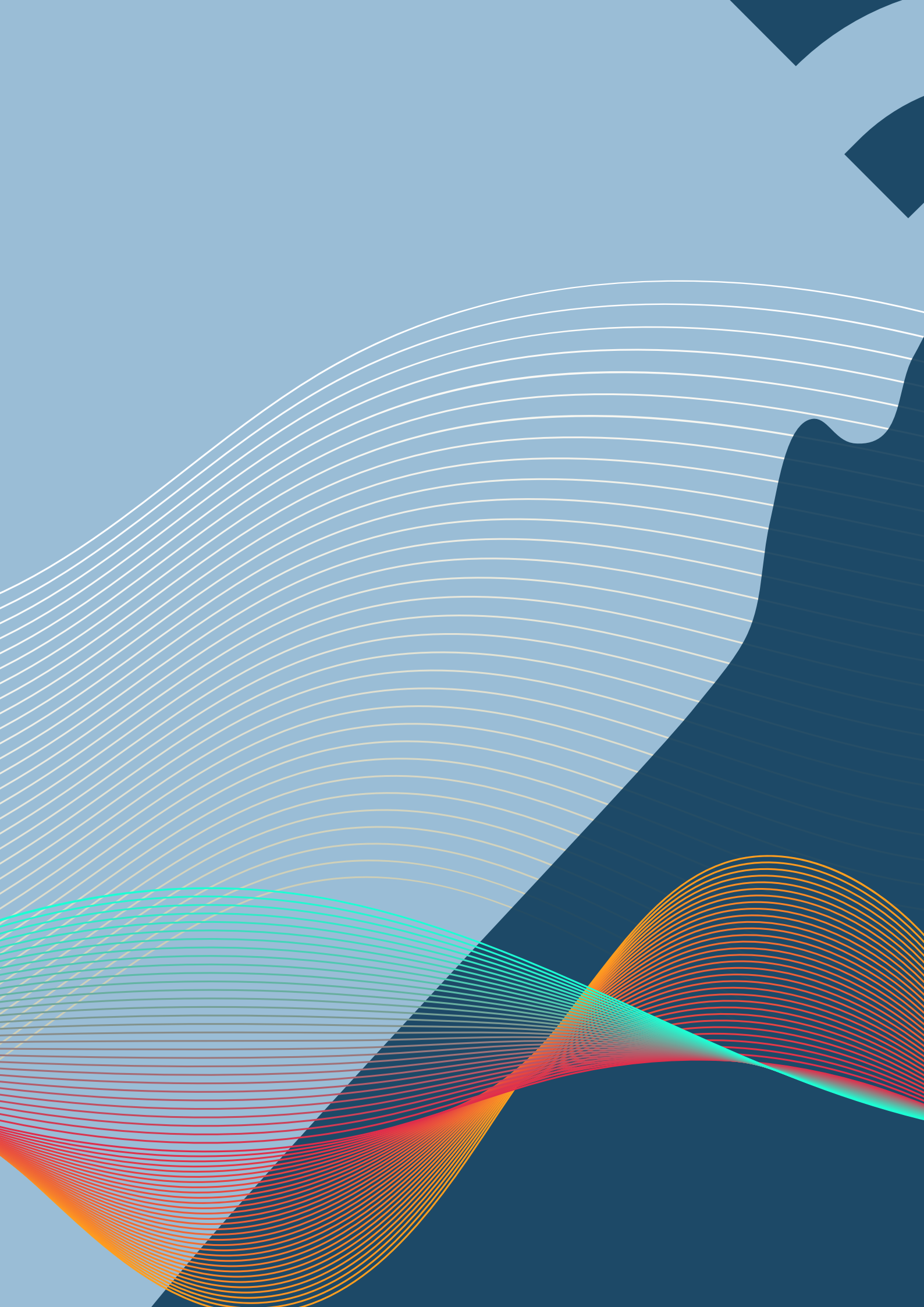
³ MEWO S.A., e-mail: lukaszgajewski@mewo.eu

⁴ MEWO S.A., e-mail: kginal@mewo.eu

⁵ MEWO S.A., e-mail: mkolakowski@mewo.eu

⁶ MEWO S.A., e-mail: skorczak@mewo.eu

⁷ MEWO S.A., e-mail: krogowska@mewo.eu





POSTERY

Investigations of non-tidal coastal barriers using georadar: Imaging longshore heterogeneity

Oleksiy Davydov^{1, 2}, Ilya Buynevich³, Hannes Tõnisson⁴, Ülo Suursaar⁵, Sten Suuroja⁶, Donatas Pupienis^{1, 7}

Most barrier coasts of the world are characterized by tidal processes, which are especially important in maintaining tidal inlets and backbarrier wetlands. However, in many semi-enclosed or isolated sea basins (Baltic *et al.*), tidal component has minimal or no influence and are functionally non-tidal.

In recent decades, the use of ground-penetrating radar (GPR) surveys in field research has revolutionized coastal research, including along the coasts of non-tidal seas. This study presents preliminary results of subsurface imaging of a mid-Holocene non-tidal barrier at Tihu coastal strandplain, with shore-parallel segments having implications to the study of both swash-aligned and drift-aligned barrier types.

In November 2022, during an international field research expedition, both shore-normal (dip) and alongshore (strike) survey lines were collected, with the latter showing possible storm breaches. Radar-gram analysis revealed shallow depressions (270 and 400 m wide; 1.5–2.5 m deep) with a preliminarily interpretation as storm breaches.

The morphometry of these depressions is very similar to some breaches (prorvas) along the Black and Azov Sea coasts. GPR research along selected Black Sea barriers also shows buried channel complexes related to historic prorvas. Continuing subsurface investigations along Baltic barriers are important for refining the survey strategy that can be implemented along the Black Sea coast when field research is safe again. Understanding of the distribution, geometry, and preservation potential of coastal paleo-channels has important implications not only for conservation of modern coasts, but also for recognizing similar structures in the geologic record.

¹ Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, e-mail: svobodny.polet2012@gmail.com

² Kherson State University, Kherson, Ukraine,

³ Temple University, Philadelphia, USA, e-mail: coast@temple.edu

⁴ Tallinn University, Tallinn, Estonia, e-mail: annu@tlu.ee

⁵ University of Tartu, Tartu, Estonia, e-mail: ulo.suursaar@ut.ee

⁶ Geological Survey of Estonia, Tallinn, Estonia, e-mail: sten.suuroja@egt.ee

⁷ Vilnius University, Vilnius, Lithuania, e-mail: donatas.pupienis@gf.vu.lt

Modelowanie ruchu osuwisk z wykorzystaniem skaningu laserowego LiDAR i fotogrametrii UAV

Jerzy Frydel^{1*}, Krzysztof Karwacki^{2*}, Lesław Mil³

Ruchy masowe ziemi, w tym osuwiska, w wyniku których następuje nagłe przemieszczenie mas ziemnych należą do zjawisk powszechnie występujących w Europie i na świecie. W Polsce najczęściej występują na obszarze Karpat, w Sudetach oraz na zboczach dolin rzecznych. Część z nich, z uwagi na to, że stwarza realne zagrożenie dla ludności, zabudowy lub infrastruktury komunikacyjnej, podlega systematycznemu monitoringowi. W rejonach nadmorskich, w tym na obszarach zurbanizowanych miasta Gdańska, obserwacje są prowadzone w celu szczegółowej dokumentacji morfometrii, rozpoznania tendencji rozwojowych osuwisk oraz oceny stwarzanych przez nie zagrożeń.

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy prowadzi monitoring instrumentalny geozagrożeń, obejmujący dokumentację rzeźby wybranych osuwisk w Jastrzębiej Górze (od 2010 r.) oraz na obszarze miasta Gdańska (od 2014 r.). Instrumentalny monitoring powierzchniowy obejmuje naziemny skaningu laserowy (LiDAR) i fotogrametrię z pokładu drona

(UAV). Dodatkowo, w 2023 r. przewidziano lotniczy skaningu laserowy wybranych form, z niskiego pułapu, przy użyciu drona (ULS). W zależności od zastosowanej metody wyniki umożliwiają wyznaczenie przemieszczeń z dokładnością centymetrową (LiDAR) lub decymetrową (UAV). Porównanie wyników kolejnych serii pomiarowych m.in. na podstawie modeli różnicowych, pozwala śledzić deformacje osuwisk oraz stan obiektów inżynierskich w ich obrębie i wnioskować o dalszych tendencjach rozwojowych.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: jerzy.frydel@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: krzysztof.karwacki@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: leslaw.mil@pgi.gov.pl

Zapisy palinologiczne z osadów Bałtyku i pobrzeża – podobieństwa i różnice

Wojciech Granoszewski¹, Anna Hrynowiecka^{2*}

Podstawowym źródłem wiedzy na temat zmian środowiska i klimatu w czwartorzędzie są osady organiczne. Jedną z najbardziej wrażliwych i przydatnych metod pozwalających na rekonstrukcję paleośrodowiska oraz paleoklimatu jest analiza pyłkowa.

Rodzaj osadu organicznego (morski, jeziorny, torfowy) oraz procesy post-sedymentacyjne mają wpływ na stan zachowania sporomorf, co może być zarejestrowane w składzie spektrów pyłkowych i mieć wpływ na interpretację wyników analizy pyłkowej. Ważnym aspektem jest również fakt, że spektra pyłkowe pochodzące ze zbiorników o różnych rozmiarach reprezentują zbiorowiska roślinne występujące na obszarze o różnym zasięgu przestrzennym (Ber-

glund, 1973). Spektra pyłkowe są w swoim składzie i udziałach procentowych bardziej porównywalne na jakimś obszarze, jeżeli pochodzą z dużych zbiorników (jeziora lub torfowiska; Sugita, 2007). Porównanie diagramów pyłkowych wieku holoceneskiego z dwóch basenów Morza Bałtyckiego (IODP Programme 347, stanowiska 59 i 65) z wybranymi danymi ze zbiorników lądowych z Niemiec (Belau; Döfner i in., 2012), Polski (Kończewo; Latałowa, 1989) i Szwecji (Krageholmssjön; Berglund i in., 2008) w profilach „morskich” położonych daleko od lądu, wskazują na „nadreprezentację” pyłku taksonów wiatropylnych i na to, że skład procentowy spektrów pyłkowych z południowego Bałtyku można odnosić i porównywać do spektrów uzyskanych z bliskiego otoczenia linii brzegowej.

Literatura:

- Berglund B.E., 1973 – Pollen dispersal and deposition in an area of southwestern Sweden – some preliminary results. In: *Quaternary plant ecology* (eds Birks H.J.B., West R.G.): 117–129. John Wiley and Sons.
- Berglund B.E., Gaillard M.-J., Björkman L., Persson T., 2008 – Long-term changes in floristic diversity in southern Sweden: Palynological richness, vegetation dynamics and land-use. *Veget Hist Archaeobot*, **17**: 573–583. doi: 10.1007/s00334-007-0094-x.
- Döfner W., Feeser I., van den Bogaard C., Dreibrodt S., Erlenkeuser H., Kleinmann A., Merkt J., Wiethold J., 2012 – A high-quality annually laminated sequence from Lake Belau, Northern Germany: Revised chronology and its implications for palynological and tephrochronological studies. *Holocene*, **22**, 12: 1413–1426, doi: 10.1177/0959683612449756.
- Latałowa M., 1989 – Type region P-u: Baltic Coastal Zone. In: *Environmental changes record in lakes and mires of Poland during the last 13 000 years* (Ed. Ralska-Jasiewiczowa M.), *Acta Palaeob.*, **29**, 2: 115–120.
- Sugita S., 2007 – Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: Pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *Holocene*, **17**, 2: 229–241.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Karpacki, e-mail: wgra@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: ahry@pgi.gov.pl

Long-term monitoring of southern Baltic Sea coastline morphology, Poland

Rachel Jankowski¹, Joanna Dudzińska-Nowak^{2*}

The character of the Baltic Sea, a post glacial marginal sea with a small inlet to the Atlantic Ocean, its lack of tides, the varied composition of cliffs, dunes, spits, and barriers and lagoons, and addition of many anthropogenic engineering structures, makes an interesting model research site. An analysis and comparison of selected sites along the west Pomeranian Polish coast of the Baltic Sea using aerial photographs and sea level data allows for long-term morphological changes to be determined. It is well known that the morphology of the southern Baltic coast is governed by glacial isostatic rebound and eustatic sea level rise. Previous research has determined that the main factors influencing erosion are rising water levels and frequency of storm surges as well waves height.

Here, we inquire what lithologies and geological structures between the investigated sites are most resistant to erosion, and or support the acceleration

of erosion or accretion. Selected parameters, as coastline movement, beach width, volume changes, as well as dune profiles as far as possible are compared at 10-year time steps. To determine historic sea levels with local sea level curves the samples of in situ organic materials, particularly tree trunks and peat, makes possible the calculation of ¹⁴C dates, were collected. An estimate of the rate of sea level transgression is calculated and compared to that observed during the present study. From our calculations in the 10-year difference 2012–2022 we observe both dune base line erosion and accretion within the range of 25 meters. For the whole of Western Pomeranian coast, the average trend of dune base movement is close to 0 m, which shows some kind of large-scale balance. Obtained results will be discussed in relation to sea level changes, geological setting, and coastal development tendencies for more reliable future projections necessary for coastal protection and safety.

¹ Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, e-mail: rachel.jankowski@usz.edu.pl

² Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, e-mail: joanna.dudzinska-nowak@usz.edu.pl

Otwornice w badaniach środowiska morskiego południowego Bałtyku

Patrycja Jernas

Celem prezentowanych badań jest określenie wpływu gradientu zasolenia na faunę otwornicową występującą w osadach południowego Bałtyku i wyselekcjonowanie gatunków wskaźnikowych dla zmieniających się wartości zasolenia wód.

W tym celu w trakcie rejsu badawczego („micro-BALT 2020”) dokonano pomiarów temperatury i zasolenia kolumny wody oraz pobrano rdzenie z powierzchniowymi osadami dennymi (o długości od 20 do 114 cm), łącznie z 19 stacji (od Basenu Bornholmskiego przez Rynną Słupską, Basen Gotlandzki po Głębię Gdańską) z głębokości dna w przedziale od 57 do 109 m. Osady zakonserwowano roztworem rózu bengalskiego w etanolu, a następ-

nie poddano analizie otwornicowej oraz analizie uziarnienia osadów. Wyniki pomiarów temperatury i zasolenia badanych obszarów potwierdzają obecność silnego gradientu zasolenia i temperatury wód przydennych od zachodu (16,58 PSU; 7,9°C) po stopniowe wysładzanie i ochładzanie w kierunku północnego wschodu (11 PSU; 6,6°C).

Badania osadów morskich, pobranych podczas rejsu na obecność fauny otwornicowej południowego Bałtyku, mają formę projektu pilotażowego, a wiedza ta może zostać wykorzystana do odtworzenia warunków środowiskowych w postglacjalnej ewolucji Morza Bałtyckiego, a zwłaszcza określenia intensywności paleowlewów z Morza Północnego.

Możliwości i ograniczenia zastosowania lotniczego skaningu laserowego z BSP w badaniach morfologii i morfodynamiki systemu plaża–wydmy przednie (na przykładzie 10-kilometrowego wybrzeża w obrębie Słowińskiego Parku Narodowego)

Jacek Józwiak^{1*}, Jarosław Chormański², Maciej Dłużewski³, Joanna Rotnicka-Dłużewska⁴, Joanna O. Tomczak⁵

Wiedza dotycząca dokładności powierzchniowych pomiarów topograficznych nadbrzeża z wykorzystaniem lotniczego skaningu laserowego prowadzonego za pomocą bezzałogowych statków powietrznych (BSP) pozwala na ocenę możliwości zastosowania tego typu pomiarów do badań dynamiki systemu plaża–wydmy przednie. Dokładność NMT bardzo zróżnicowanego morfologicznie nadbrzeża, zależy zarówno od sposobu pozyskania danych, jak i ich późniejszego przetwarzania. Uzyskane wnioski bazują na 4 kampaniach pomiarowych 10-kilometrowego odcinka nadbrzeża położonego w granicach Słowińskiego Parku Narodowego.

Ocenie poddano wybrane cechy powierzchni wpływające na dokładność NMT, tj.: 1) nachylenie powierzchni terenu, 2) pokrycie szatą roślinną, 3)

wilgotność podłoża, a także sposób wykonywania nalotu. Model weryfikowano w licznych punktach GCP oraz na profilach prostopadłych do linii brzegowej wykonywanych w odstępach 100 m za pomocą GPS-RTK. Stwierdzono, że w strefie nadbrzeża największe błędy NMT uniemożliwiające precyzyjną ocenę dynamiki rzeźby terenu mogą pojawiać się w przypadku: a) znacznie nachylonych powierzchni aktywnych klifów lub nisz deflacyjnych, b) wydmy przednich pokrytych wysoką roślinnością trawiastą o dużej gęstości/porośniętych lasem, c) aktywnych powierzchni klifów pokrytych rumoszem drzewnym, d) niewielkich izolowanych form akumulacji eolicznej powstających w obrębie plaży za przeszkodą roślinną (cieni piaszczystych, nebek), e) powierzchni o dużej wilgotności, znajdujących się w strefie zalewu falowego.

¹ Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Katedra Rewitalizacji i Architektury, Instytut Inżynierii Lądowej, e-mail: jacek_jozwiak@sggw.edu.pl

² Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Katedra Teledetekcji i Badań Środowiska, Instytut Inżynierii Środowiska, e-mail: jaroslaw_chormanski@sggw.edu.pl

³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

⁴ Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, e-mail: joanrot@amu.edu.pl

⁵ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: jo.tomczak@student.uw.edu.pl

Warunki geologiczno-inżynierskie klifu w Jarosławcu na potrzeby zagospodarowania przestrzennego sporządzenia atlasu geologiczno-inżynierskiego Jarosławca

Krzysztof Majer^{1*}, Michał Jaros², Aneta Horbowicz³

Na potrzeby zagospodarowania przestrzennego klifu w miejscowości Jarosławiec określono warunki geologiczno-inżynierskie, budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne podłoża oraz zagrożenia geologiczne i wynikające z nich ograniczenia w zabudowie. Rejon klifu został dobrze rozpoznany. Na podstawie zgromadzonych danych wykonano

serie map tematycznych, przekroje geologiczno-inżynierskie, opracowano karty otworów i sondowań oraz wykonano model geologiczno-inżynierski, który dostarcza podstawowe informacje na temat serii litologiczno-genetycznych, ich wzajemnego położenia oraz możliwości wystąpienia zagrożeń geologicznych w podłożu gruntowym.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: krzysztof.majer@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: michal.jaros@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: aneta.horbowicz@pgi.gov.pl

Rynna Żarnowiecka jako przykład doliny tunelowej

Anna Małka^{1*}, Mirosław Błaszkiwicz², Leszek Zaleszkiewicz³, Karol Tylmann⁴, Urszula Pączek⁵,
Joanna Rychel⁶, Anna Hrynowiecka⁷, Elżbieta Maszloch⁸

Rynna Żarnowiecka jest jedną z bardziej okazałych dolin tunelowych występujących jednocześnie na lądzie i w dnie Bałtyku. Powstała ona w wyniku silnej erozji wód roztopowych. Jest to forma znacznych rozmiarów, o długości ok. 10 km i szerokości od 1,9 km w końcowej, południowo-wschodniej części do 3,7 km w początkowym, północno-zachodnim fragmencie. Charakteryzuje się ona nieuregulowanym profilem podłużnym z największym (współcześnie) występującym przegłębieniem zajętym przez Jezioro Żarnowieckie, którego głębokość sięga 20 m. Rynna Żarnowiecka otwiera się w stronę Bałtyku, a jej zatorfione dno występuje na poziomie plaży. W jej obrębie występuje szerokie (maksymalnie ok. 4 km) i głęboko wcięte (maksymalnie 322,9 m p.p.m.) kopalne obniżenie, które rozcina osady kenozoiczne, jurajsko-kredowe i sięga triasu. Jest to najniższy, udokumentowany punkt powierzchni podczwartorzędowej w Polsce. Obniżenie to w kierunku południowym znacznie wykracza poza współczesną Rynnę Żarnowiecką, a w kierunku północnym ciągnie się w dnie Bałtyku, gdzie

również sięga utworów triasowych. Dno kopalnego obniżenia charakteryzuje się znacznymi deniwelacjami przekraczającymi 200 m. Jego morfologia i relacja do wczesnopleistocénskich baz erozyjnych wskazuje, że jest to głęboko wcięta dolina tunelowa, której geneza jest związana ze współistniejącymi procesami erozji glacialnej i erozji wód subglacialnych, prawdopodobnie w czasie zlodowacenia Sanu 2 (Elsterian, MIS12). Po jej powstaniu zarejestrowano powtarzające się fazy zasypania i rozcinań, które były powiązane z kolejnymi, młodszymi cyklami glacialno-interglacialnymi. Jej reprodukcja nastąpiła w czasie postępu i recesji lądolodu górnovistuliańskiego (MIS2), prawdopodobnie w subfazie Gardna. W wyniku ustania przepływu wód subglacialnych Rynna Żarnowiecka została zajęta pogrzebanymi bryłami martwego lodu, który przetrwał w warunkach peryglacialnych pod pokrywą mineralną do późnego glaciału. W allerødzie doszło do jego wytopienia, w wyniku czego powstało Jezioro Żarnowieckie.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: anna.malka@pgi.gov.pl

² Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyńskiego, e-mail: mirek@twarda.pan.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: leszek.zaleszkiewicz@pgi.gov.pl

⁴ Uniwersytet Gdański, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, e-mail: karol.tylmann@ug.edu.pl

⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB Oddział Geologii Morza, e-mail: urszula.paczek@pgi.gov.pl

⁶ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl

⁷ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl

⁸ Mevo S.A., e-mail: emaszloch@mevo.eu

Możliwości lokalnej teledetekcji satelitarnej na przykładzie rzeki Piaśnicy

Marcin Paszkuta

Nowe techniki satelitarne codziennie otwierają nowe horyzonty przed badaczami i lokalnymi społecznościami. Jednocześnie jednak wymagania i oczekiwania w stosunku do produktów teledetekcji satelitarnej są coraz wyższe. Opierając się na informacjach pochodzących z satelitów, obserwacje środowiskowe mogą obejmować obszary o rozdzielczości od kilku do kilkunastu metrów. W tym przypadku mamy do czynienia z bezpłatnymi i ogólnie dostępnymi źródłami informacji satelitarnych. Obszar ujścia rzeki Piaśnicy wybrano jako miejsce obserwacji reprezentujące wysoce dynamiczny transekt morfologiczny. W prezentacji zostaną przedstawione możliwości produktów teledetekcji, dostępne w bazie danych Copernicus dla lokalnego obszaru strefy przybrzeżnej Morza Bałtyckiego.

Bezwzględna różnica niepewności nie przekroczyła 5%, co potwierdza wysoką skuteczność oferowanych rozwiązań. Ponad 96% zachmurzonego obszaru wyznaczonego dla Sentinel-2/MSI (*Multispectral Instrument*) zostało poprawnie zidentyfikowane w porównaniu z obserwacjami nadzorowanymi. Wskaźnik ten był niższy (92%) dla Sentinel-3/OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument*). Ostatecznie stwierdzono, że na poziomie lokalnym udane obserwacje można prowadzić przy użyciu mapy zachmurzenia dostarczonej wraz z danymi satelitarnymi. Jednocześnie przedstawione analizy nie wykluczają dalszych wysiłków w celu np. zwiększenia dokładności i szybkości analiz, tj. nauczanie maszynowe.

Budowa geologiczna podbrzeża na odcinku Ustka–Dąbki (mierzeja jeziora Bukowo)

Lesław Mil^{1*}, Dorota Koszka-Maróń², Urszula Pączek³, Tomasz Szarafin⁴, Grzegorz Uścińowicz⁵, Kamila Wirkus⁶

Rozpoznanie budowy geologicznej podbrzeża (2 km w głąb morza) pomiędzy Ustką a Dąbkami przeprowadzono w ramach zadania badawczego „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap II” realizowanego na podstawie umowy dotacji nr 130/2019/Wn-07/FG-go-dn/D zawartej pomiędzy Państwowym Instytutem Geologicznym – PIB i Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

W celu realizacji zadania wykonano prace morskie (profilowanie hydroakustyczne i opróbowanie dna wibrosondą i czerpakiem) oraz prace laboratoryjne (profilowanie rdzeni, analizy granulometryczne, datowanie radiowęglowe, pomiar aktywności ¹³⁷Cs).

Zapis sejsmoakustyczny w korelacji z profilami rdzeni pozwolił na wyróżnienie sześciuwarstw litologiczno-wiekowych budujących dno. Są to:

- piaski i żwiry – morskie (holocen),
- piaski drobnodziarniste, mułki, ropy, gytie, torfy – osady środowisk lądowych (holocen),
- piaski, mułki i ropy – zastoiskowe (plejstocen/ holocen),
- piaski i żwiry – wodnolodowcowe (plejstocen),
- gliny i piaski – lodowcowe (plejstocen),
- piaski, mułki, ropy – porwaki/kry osadów starszych (paleogen/neogen).

Na obszarze między Ustką a jeziorem Wicko dominują osady wodnolodowcowe i zastoiskowe, miejscami zalegające na glinach. Na odcinku jezioro Wicko – jezioro Bukowo dominują osady lodowcowe. Osady środowisk lądowych występują w sąsiedztwie istniejących jezior przybrzeżnych. Pokrywa piasków morskich nie jest ciągła. Częściej pokrywają dno na odcinku od Ustki do jeziora Wicko.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: leslaw.mil@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: dorota.koszka-maron@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: urszula.paczek@pgi.gov.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: tomasz.szarafin@pgi.gov.pl

⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl

⁶ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: kamila.wirkus@pgi.gov.pl

Mikroplastik w wodach powierzchniowych Zatoki Gdańskiej – studium przypadku ujścia Wisły

Ewa Szymczak^{1*}, Jędrzej Zaleski

Plastik jest najbardziej rozpowszechnionym rodzajem odpadów morskich występujących w środowisku morskim. Plastikowe śmieci mogą mieć różne kształty czy rozmiary. Te, które mają mniej niż pięć milimetrów długości, definiowane są jako mikroplastik. Ze względu na rozmiar, mikroplastik jest łatwo połykany przez filtrujące organizmy zooplanktonowe, małże oraz ryby, stąd jest on uznawany za bardziej szkodliwy niż tworzywa sztuczne większych rozmiarów.

Badania dotyczące obecności mikroplastiku w zawiesinie przeprowadzono w rejonie ujścia Wisły w Zatoce Gdańskiej. Rejs badawczy odbył się w marcu 2022 r. Próbkę mikroplastiku zebrano w 7 lokalizacjach z wykorzystaniem sieci typu manta (o otworze wylotowym 30×15 cm, długości rękawa 200 cm i rozmiarze oczek 300 µm).

W badaniach, łącznie na wszystkich stacjach, zidentyfikowano 242 cząstki mikroplastiku. Najliczniej, we wszystkich próbkach, występowały cząstki

włókniste, zidentyfikowano łącznie 219 włókien, ich rozmiar zmieniał się od 0,1 do 4,9 mm. Pozostałe cząstki stanowiły fragmenty plastiku o różnych kształtach i rozmiarach (0,1–4,0 mm) oraz fragmenty folii (0,3–2,9 mm). Zebrane cząstki mikroplastiku różniły się nie tylko rozmiarem i kształtem, ale także kolorem. Dominującym kolorem był czarny (69%), innymi powtarzającymi się kolorami był niebieski (21%) i czerwony (8%). Pojedynczo występowały cząstki w kolorze białym, zielonym, żółtym oraz różowym.

W prowadzonych badaniach nie stwierdzono zależności między ilością cząstek mikroplastiku a odległością od ujścia Wisły. Wyrażna natomiast jest zależność między wielkością cząstek, a sąsiedztwem ujścia rzeki – bliżej ujścia obserwowano większe cząstki.

¹ Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, katedra Oceanografii Chemicznej i Geologii Morza, e-mail: ewa.szymczak@ug.edu.pl

Analiza morfodynamiki wybrzeża wydmowego z użyciem UAV LiDAR

Jakub Śledziowski

W pracy zaprezentowano wyniki dwuletnich badań prowadzonych na wybrzeżu południowego Bałtyku w Mrzeżynie w okresie od września 2020 do listopada 2022 r. Głównym celem badań była ocena możliwości wykorzystania wielowymiarowych zbiorów danych pozyskanych za pomocą UAV wyposażonego w LiDAR do prowadzenia ciągłego monitoringu przestrzennego na tym obszarze. Dodatkowym celem była ilościowa ocena zmian zachodzących w strefie brzegowej na opisywanym obszarze oraz zastosowanie procesu *Machine Learning* do analizy pozyskanych danych i identyfikacji potencjalnych przyczyn zachodzących zmian i znacznej erozji brzegu.

Zmiany geomorfologiczne na tym odcinku wybrzeża są bardzo dynamiczne i wywołane przez intensywne sztormy (supersztormy) lub postępujące zestawy kilku sztormów o dużej sile, które wpływają na naturalne procesy zachodzące na plaży, takie jak transport osadów i erozja. Opracowanie to podkreśla znaczenie i przydatność wykorzystania UAV ze skanerami laserowymi LiDAR w badaniach geomorfologicznych wybrzeża, ponieważ dostarcza-

ją one dokładnych i wysokorozdzielczych danych o terenie w szybkim czasie, a dzięki możliwości penetracji wiązki laserowej przez pokrywę roślinną bezpośrednio do poziomu gruntu, pozwalają na dokładniejszą klasyfikację chmur punktów i modelowanie numerycznego modelu terenu (DTM).

Morfodynamika rampy eolicznej i jej rola w zasilaniu wydmy przedniej

Joanna O. Tomczak¹, Maciej Dłużewski^{2*}, Joanna Rotnicka-Dłużewska³

Rampa eoliczna powstaje na skutek depozycji eolicznej pomiędzy górną plażą a wydumą przednią. Istnienie i wielkość rampy są kluczowe dla rozwoju i funkcjonowania wydmy przedniej. Krótko- i średniookresową dynamikę rampy eolicznej określono dla dwóch poletek testowych zlokalizowanych w Słowińskim Parku Narodowym, różniących się wysokością wydmy przedniej oraz przebiegiem linii brzegowej. Pomiary topografii systemu plaża – rampa eoliczna – wydma przednia wykonano za pomocą TLS, LiDAR, GPS RTK oraz metody patyczkowej. Do określenia prędkości i kierunku strumienia powietrza w różnych częściach systemu wykorzystano zestawy anemometrów kubekowych oraz ultradźwiękowych.

W zależności od kąta natarcia wiatru w stosunku do przebiegu osi wydmy przedniej wydzielono trzy typy funkcjonowania rampy eolicznej. Przy wietrze wzdłużbrzegowym bilans osadów w obrębie rampy jest bliski zeru, ponieważ nie ma wówczas dostawy piasku z plaży. Przy wietrze skośnym odmorskim rampa może podlegać: 1) deflacji, gdy plaża jest zalewana przez fale, a docierający do niej strumień powietrza nie jest nasycony piaskiem, lub 2) depozycji, gdy plaża jest sucha, a strumień powietrza zostaje nasycony na skutek spowolnienia przy pod-

stawie wydmy przedniej. Przy wietrze odmorskim, w zależności od wielkości rampy i wydmy przedniej występuje największe przyspieszenie/spowolnienie strumienia powietrza, co skutkuje największą depozycją/deflacją.

Badania sfinansowano z projektu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/03051).

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: jo.tomczak@student.uw.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

³ Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, e-mail: joanrot@amu.edu.pl

Budowa geologiczna nadbrzeża na odcinku Ustka–Dąbki (mierzeja jeziora Bukowo)

Grzegorz Uścińowicz^{1*}, Paweł Sydor², Piotr Maciaszek³

Rozpoznanie budowy geologicznej nadbrzeża (2 km w głąb lądu) pomiędzy Ustką a Dąbkami przeprowadzono w ramach zadania badawczego „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap II”, realizowanego na podstawie umowy dotacji nr 130/2019/Wn-07/FG-go-dn/D, zawartej pomiędzy Państwowym Instytutem Geologicznym – PIB i Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

W celu realizacji zadania wykonano prace kartograficzne polegające na uszczegółowieniu obrazu budowy geologicznej przedstawionego w dotychczasowych opracowaniach. Główne roboty geologiczne w ramach prac kartograficznych obejmowały wykonanie 70 sond mechanicznych. Powierzchniowa budowa geologiczna w powiązaniu z morfologią omawianego terenu tworzy charakterystyczny obraz dla wybrzeży południowobałtyckich. Obszar badań może być podzielony na trzy zasadnicze strefy.

Strefę I (na zachód od Ustki po Jarosławiec) charakteryzuje:

- pas wybrzeża mierzejowego,
- równiny zastoiskowe oraz wysoczyzny morenowe,
- obniżenia nadmorskie wypełnione torfami.

Strefę II (pomiędzy Jarosławcem i Darłowem) wyróżnia:

- seria wyniesień morenowych (rejon Darłowa, Jarosławca i Rusinowa),
- względnie skomplikowana budowa geologiczna (gliny zwałowe z mnogimi zawodnionymi przewarstwieniami piaszczysto-żwirowymi oraz kry utworów paleogenu i neogenu w obrębie moren czołowych, spiętrzonych),
- w rejonie Jarosławca zmiana typu wybrzeża na klifowe (rozciągające się na odcinku ok. 2 km).

Strefa III (pomiędzy Darłowem i jeziorem Bukowo) cechuje się:

- mozaikowym występowaniem równin torfowych i wybijających się ponad nie powierzchni wysoczyzn polodowcowych zbudowanych z piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz glin zwałowych.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Pomorski, e-mail: pawel.sydor@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, e-mail: piotr.maciaszek@pgi.gov.pl

Utylitarne znaczenie badań strefy brzegowej w zadaniach państwowej służby geologicznej

Grzegorz Uścińowicz

Zintegrowane badania strefy brzegowej są prowadzone przez państwową służbę geologiczną (psg) w ramach zadania badawczego „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku” realizowanego na podstawie umowy zawartej pomiędzy Państwowym Instytutem Geologicznym – PIB i Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Badania dotyczą możliwie jednorodnego rozpoznania i wizualizacji budowy geologicznej polskiej strefy brzegowej wraz ze wzbogaceniem o modelowanie procesów erozyjno-akumulacyjnych, w tym prognozowania zmian położenia linii brzegowej i identyfikacji geozagrożeń. Główne wyniki prac są prezentowane w postaci map, przekrojów, modeli oraz innych specjalistycznych analiz.

Wyniki prac stanowią przydatne źródło wiedzy o wybrzeżu dla instytucji odpowiedzialnych za

ochronę brzegu, zarządzających gospodarką wodną, samorządów lokalnych, a także instytucji odpowiedzialnych za ochronę przyrody. Odbiorcy, na podstawie wyników badań, mogą podjąć odpowiednie działania adaptacyjne polegające na optymalizacji zagospodarowania i sposobów ochrony strefy wybrzeża. Ponadto, odbiorcami mogą być także inwestorzy lokalizujący przedsięwzięcia infrastrukturalne na wybrzeżu. Wyniki badań są podstawowym źródłem wiedzy o budowie geologicznej i dynamice strefy brzegowej.

Prowadzone prace mają charakter utylitarny, tj. mają na celu praktyczne wykorzystanie informacji o środowisku. Zgodnie ze standardami psg większość pozyskiwanych danych może być poddawana geoprzetwarzaniu.

Struktura sejsmiczna wałów piaszczystych Zatoki Puckiej

Radosław Wróblewski^{1,2*}, Maria Rucińska³, Stanisław Rudowski⁴

Na podstawie analizy danych sejsmoakustycznych oraz batymetrycznych, przedstawiono strukturę sejsmiczną wałów piaszczystych, rozpoznanych w budowie dna Zatoki Puckiej. Podobne formy (*shoreface-connected sand ridges*) znane są głównie z szelfów kontynentalnych Ameryki Północnej oraz Morza Śródziemnego. Rytmiczne formy występujące w Zatoce Puckiej są ułożone skośnie względem brzegu, na nachylonym skłonie brzegowym. Mają do ok. 7000 m długości i od 250 do prawie 350 m szerokości. Są to formy o podobnych wymiarach, niemal symetryczne w przekroju, a asymetryczne w strukturze (sypane w jednym kierunku), występujące na tej samej głębokości, ułożone pod zbliżonym kątem. Powierzchnia grzbietowa wałów obniża się w kierunku północnym od ok. 5 m p.p.m. do ok. 30 m p.p.m. Są widoczne w rzeźbie dna do głębokości ok. 24 m p.p.m. W głębszych partiach są przysypane drobnopiękistymi osadami morskimi.

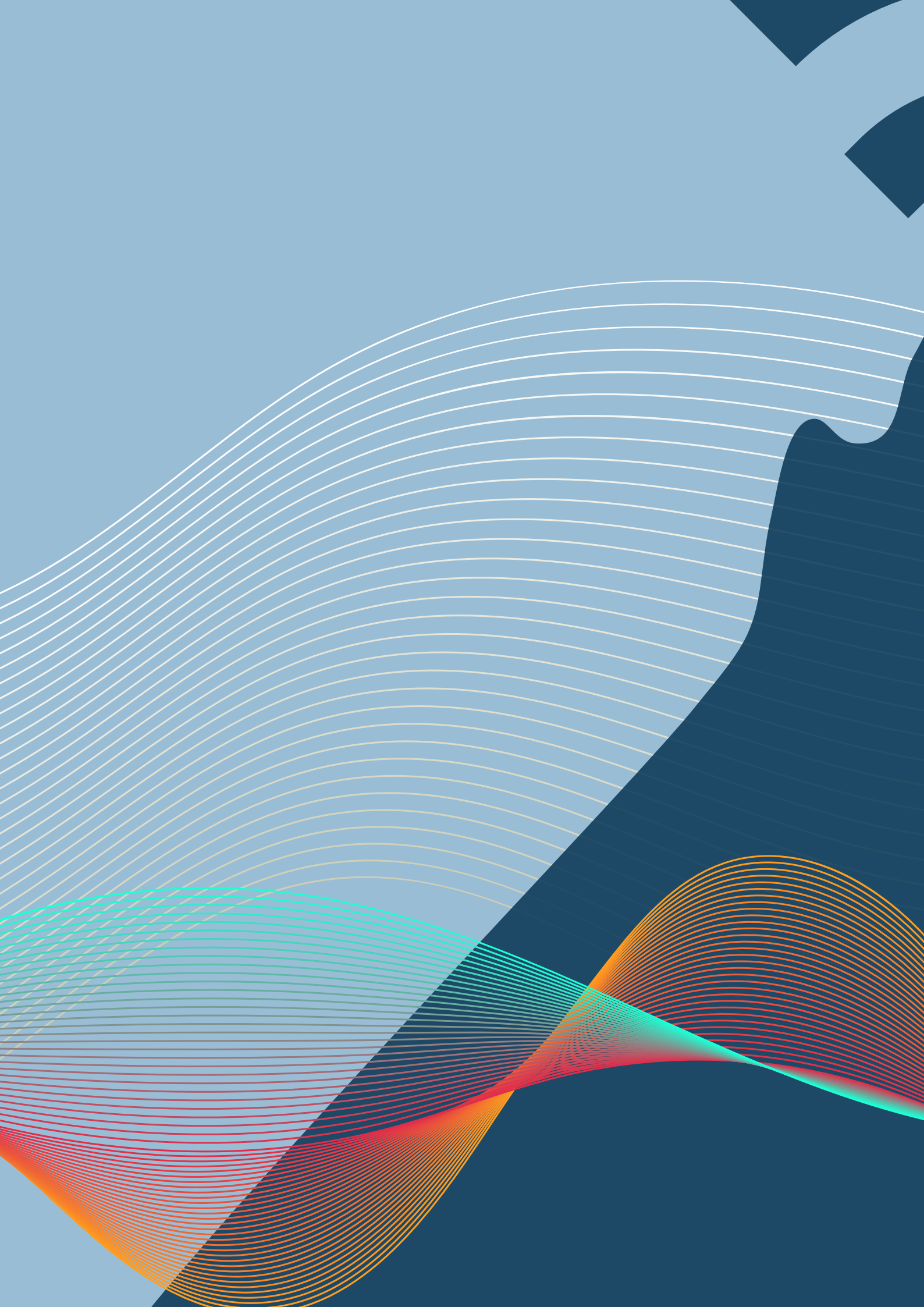
Większość rozpoznanych form ma świetnie zachowaną strukturę wewnętrzną. Zbudowane są ze skośnie warstwowanych piasków. W podłożu wałów znajdują się osady glacialne i fluwioglacialne w postaci piasków, żwirów i glin, o nierównej, erozyjnej powierzchni stropowej. Rozpoznano kilka generacji wałów. Najgłębiej zalegająca generacja wałów (grzbiety na głębokości 25–30 m) jest ścięta. Dyskusyjne są przyczyna ścięcia części grzbietów oraz bardzo dobre zachowanie całości formy w płytszych partiach Zatoki Puckiej.

¹ Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii

² MEWO S.A., e-mail: radoslaw.wroblewski@ug.edu.pl

³ Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, e-mail: maria.rucinska@ug.edu.pl

⁴ Uniwersytet Morski w Gdyni, Instytut Morski





SESJA TERENOWA

Harmonogram sesji terenowej

20.09.2023 r.

WICIE – JAROSŁAWIEC – USTKA

9.00: START

Kormoran Wellness Medical Spa, Rowy
(zbiórka o 8.45)

STOP 1 – WICIE

Budowa geologiczna obszaru – Grzegorz Uścińowicz

STOP 2 – JAROSŁAWIEC

Budowa geologiczna rejonu Jarosławca – Grzegorz Uścińowicz, Paweł Sydor
Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie Jarosławca – Krzysztof Majer
Modelowanie procesów geologicznych i dynamika klifu – Łukasz Jasiński

LUNCH W USTCE

STOP 3 – USTKA

Zatoka Ustecka – przykład wzmożonej działalności erozyjnej morza – Wojciech Jegliński

15.45: ZAKOŃCZENIE

Kormoran Wellness Medical Spa, Rowy

Wstęp

Urszula Pączek

Wybrzeże Słowińskie stanowi część Pobrzeża Koszalińskiego. Położone jest pomiędzy ujściem Parsęty na zachodzie i Kępą Swarzewską na wschodzie. Zajmuje powierzchnię ok. 1120 km² (Kondracki, 2002).

Obszar sesji terenowej jest położony w brzegowej części platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie strefy Łeby, która została wydzielona w zachodniej części obniżenia nadbałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej). Budowa i rzeźba Wybrzeża Słowińskiego zostały wykształcone w procesach deglacjacji ostatniego lądolodu i są przekształcane współcześnie w wyniku działalności Morza Bałtyckiego, a także działalności człowieka, związanej m.in. z umacnianiem brzegu morskiego i usypywaniem sztucznej plaży. Charakterystyczną cechą krajobrazu Wybrzeża Słowińskiego są plaże, wydmy, nadbrzeżne jeziora, torfowiska oraz wzgórza stanowiące element wysoczyzny morenowej. Przeważa typ wybrzeża wydmowo-mierzejowego. Wybrzeże klifowe występuje w Orzechowie, Jarosławcu oraz w mniejszej formie w rejonie miejscowości Wicie.

Dno przybrzeża ma urozmaiconą morfologię (Uścińowicz, 2022). Stopniowo obniża się ku północy i północnemu zachodowi do głębokości ok. 18 m. W ogólnym zarysie izobaty do głębokości ok. 8–12 m układają się równolegle do brzegu. Do izobaty 5 m, w małej odległości od brzegu (do ok. 500 m) istnieje strefa rew. Dno jest mozaikowe tzn. występują tu piaszczyste formy akumulacyjne wraz z przyległymi obniżeniami, płaskie pola piaszczyste, wypłycenia oraz rozcięcia i zagłębienia erozyjne. Deniwelacje dna wynoszą do 3 m.

Na omawianym obszarze występuje klimat morski. Pogoda jest łagodna – bez ostrych wahań tempe-

ratury. Charakterystycznymi cechami są: opóźnienie pór roku (październik cieplejszy od kwietnia), stosunkowo duże i zmienne zachmurzenie oraz obfite opady. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,7°C. Natomiast roczna suma opadów mieści się w granicach 660–760 mm. Przeważa wiatr z kierunków północno-zachodniego i zachodniego. Nad ląd nanoszone jest powietrze morskie – wilgotne i chłodne, o dużej zawartości aerozoli (Kondracki, 2002). W okresie letnim specyficzne dla tej strefy jest występowanie wiatrów dobowych: bryzy morskiej wiejącej podczas dnia i bryzy lądowej, wiejącej nocą.

Zagospodarowanie terenu ma charakter rolniczo-turystyczny. Prawie wszystkie miejscowości mają charakter letniskowy. Największymi miejscowościami są Jarosławiec i Ustka, która w 1987 r. uzyskała status uzdrowiska. W Ustce leczy się choroby: górnych dróg oddechowych, narządów ruchu, reumatyczne, układu krążenia i przemiany materii. Ponadto, Ustka stanowi lokalnie duży ośrodek przemysłowy, w którym są zlokalizowane zakłady rybołówstwa i przetwórstwa ryb oraz port morski ze stoczną. Jarosławiec jest miejscem turystyczno-wypoczynkowym z bogatą bazą noclegową dla ok. 30 000 osób i morską przystanią rybacką.

Na wschód od Jarosławca znajduje się Centralny Poligon Sił Powietrznych, ciągnący się do rejonu Ustki. Poligon, spełniający standardy NATO, jest przystosowany do ćwiczeń morskich, lądowych i powietrznych.

Strefa brzegowa wizytowanego obszaru była w ostatnich latach (2019–2022) objęta szczegółowymi badaniami geologicznymi przez państwową służbę geologiczną (Uścińowicz, 2023).

Stop 1 Wicie

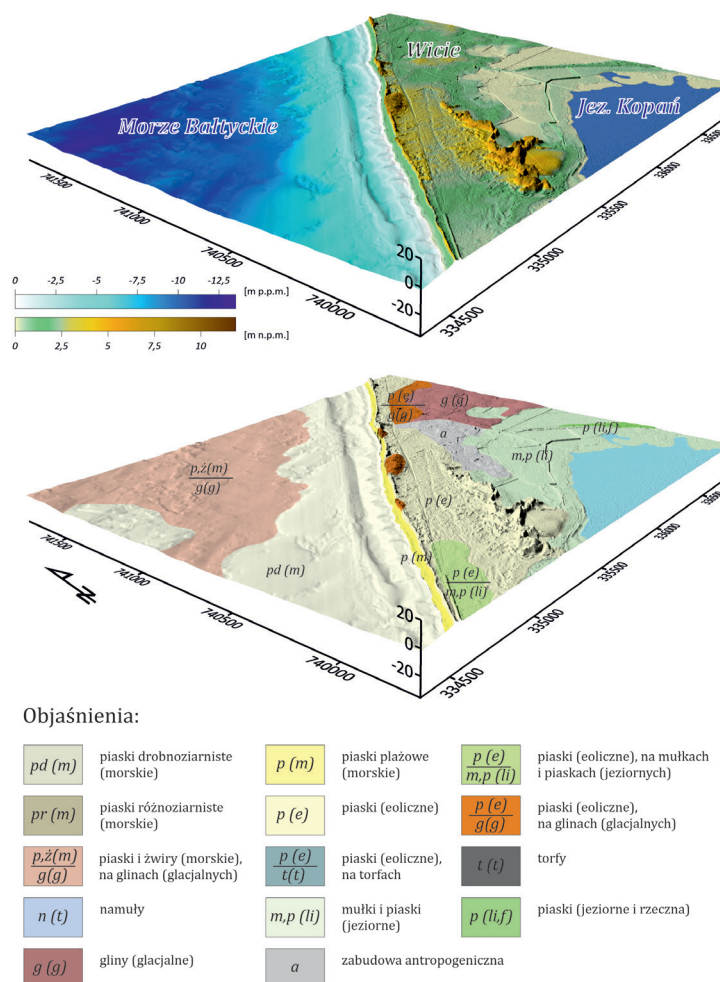
Budowa geologiczna klifu

Grzegorz Uścińowicz

W rejonie miejscowości Wicie znajduje się kilka ciekawych form morfologicznych polskiego wybrzeża, a co za tym idzie także budowa geologiczna tego obszaru ma swój unikatowy styl (Rysunek 1). W części morskiej wizytowanego obszaru, od brzegu do izobaty 5,0–7,5 m, na dnie morskim występują piaski drobnoziarniste, a dalej w kierunku otwartego morza piaski i żwiry zalegające na glinach lodowcowych. Miąższość morskiej pokrywy piaszczystej w omawianym rejonie jest niewielka, w skrajnych wartościach wynosi <1 m, a największe miąższości występują przy brzegu w strefie rew, gdzie mogą przekraczać 6 m. Brzeg morski, tj. pas plaży i wydmy, osiąga maksymalną szerokość ok. 500 m w rejonie jeziora Kopań. Natomiast po wschodniej stronie miejscowości Wicie szerokość mierzei jest zredukowana do niespełna 200 m. Wydmy (piaski eoliczne) osiągają wysokość ok. 10 m.

Ciekawym elementem tej części wybrzeża jest występowanie relikтового klifu (na zachód od miejscowości Wicie) przybierającego formę 3 separowanych elewacji stropu glin lodowcowych (Rysunki 2, 3). Gliny te przykryte są ciekłą warstwą (ok. 1 m) piasków eolicznych. Ta lokalna elewacja glin lodowcowych osiąga maksymalną szerokość ok. 90 m i wysokość do ok. 9 m n.p.m.

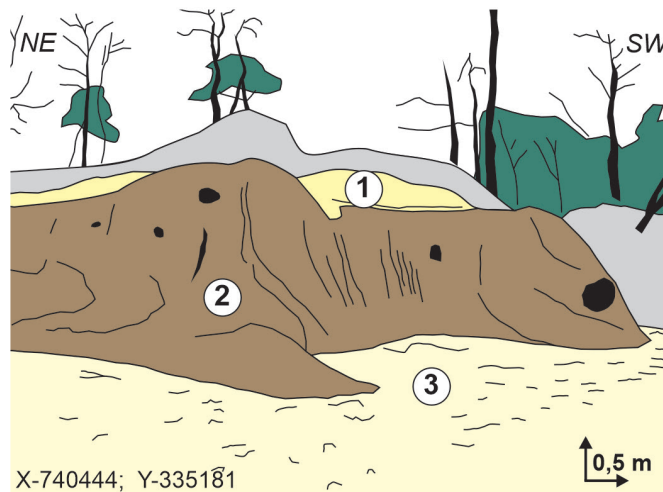
Otoczenie jeziora Kopań budują osady akumulacji jeziornej (mułki i piaski), które w rejonie brzegu morskiego mogą być przykryte piaskami eolicznymi. Rzędne terenu zbudowanego z osadów akumulacji jeziornej nie przekraczają 1 m n.p.m. Wschodnie obrzeżenie jeziora tworzy wał piaszczysty wznoszący się do nieco ponad 2 m n.p.m., zbudowany z piasków o genezie rzeczno-jeziornej. Na wschód od miejscowości Wicie powierzchnia terenu jest zbudowana z glin lodowcowych, a rzędne w tym rejonie wynoszą



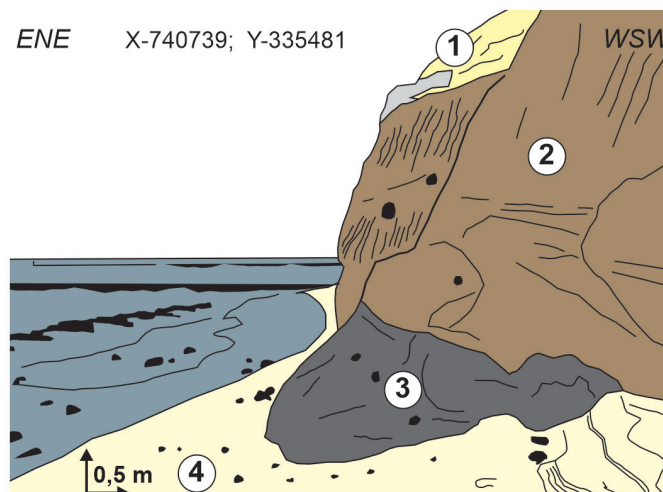
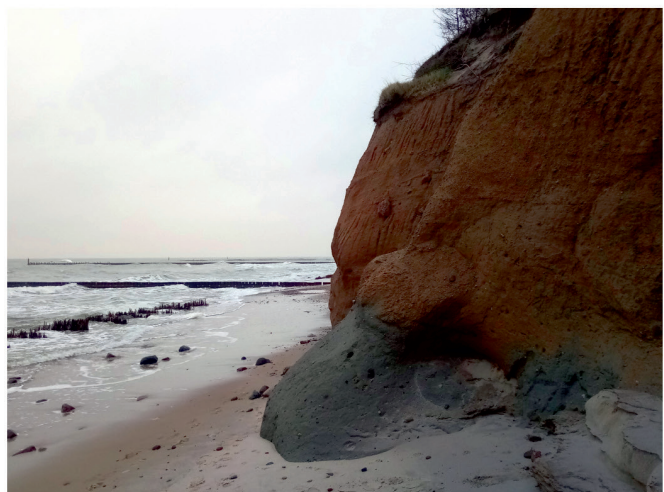
Rysunek 1.

Model budowy geologicznej rejonu miejscowości Wicie (materiały PIG-PIB)

ok. 2 m n.p.m. W samej miejscowości Wicie występuje zwarta zabudowa, głównie o przeznaczeniu turystycznym. Prace budowlane w pewnych miejscach doprowadziły do znacznych przeobrażeń terenu, np. makroniwelacja nisko położonych obszarów zlokalizowanych na zapleczu wydmy. Podłoże opisywanego obszaru budują w części lądowej mułki i piaski jeziorne o niewielkich miąższościach (ok. 2 m), a następnie osady akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, które rozciągają się także pod dnem morskim.



1 Piaski eoliczne, barwy żółto-szarej, o miąższości ok. 0,5 m, przykryte cienką warstwą gleby, **2** Gлина zwałowa, masywna, barwy brązowej. Widoczne głazy o średnicy ok. 0,4 m, **3** Piaski plażowe



1 Piaski eoliczne, barwy żółto-szarej, o miąższości ok. 1,0 m, przykryte cienką warstwą gleby, **2** Gлина zwałowa, masywna, barwy brązowej. Widoczne głazy o średnicy ok. 0,4 m, **3** Gлина zwałowa, gruzłowa, barwy szarej ze żwirami, **4** Piaski plażowe. U podnóża klifu zalegają głazy o średnicy ok. 1,0 m

Rysunek 2.

Budowa geologiczna klifu w rejonie miejscowości Wicie (materiały PIG-PIB)



Rysunek 3.

Brzeg morski w rejonie miejscowości Wicie (materiały PIG-PIB, fot. P. Maciaszek)

Stop 2 Jarosławiec

Budowa geologiczna rejonu Jarosławca

Grzegorz Uścińowicz, Paweł Sydor

W rejonie Jarosławca powierzchnia podczwartorzędowa występuje na głębokości 110–130 m p.p.m. (Sydor, Żuk, 2020). Są to osady kredy górnej (kampanu) reprezentowane przez margle z domieszką geoz oraz oligocenu dolnego wykształconego w postaci iłów silnie zwartych oraz piasków silnie ilastych, glaukonitowych. Na omawianym obszarze występuje rozcięcie podłoża czwartorzędu wypełnione glinami lodowcowymi zaliczanymi do trzech poziomów.

Kępę Jarosławca (Rysunek 4) stanowi obszar spiętrzonej moreny czołowej uformowanej w czasie fazy gardzieńskiej stadiu górnego zlodowacenia Wisły (Petelski, 1976, 1978, 1985, 2008; Rotnicki, Borówka 1995; Jasiewicz 1999, 2001), podczas którego doszło do spiętrzenia poziomu starszych i najmłodszych glin lodowcowych, przemieszczenia kier osadów paleogenu i neogenu oraz akumulacji cienkiej pokrywy glin i piasków lodowcowych.

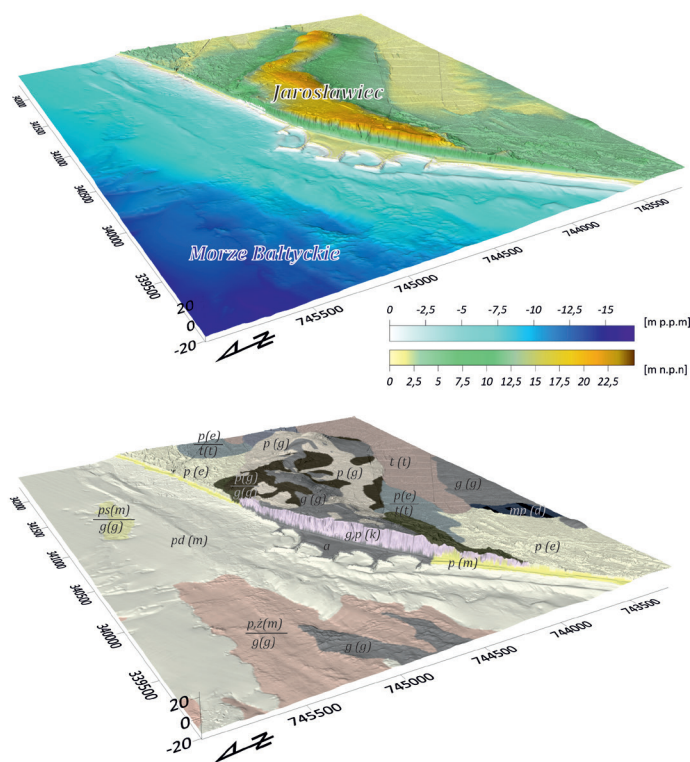
W profilu klifu są widoczne dwie warstwy glin zwałowych (Zachowicz, 2007). Górna warstwa, położona na rzędnej 10–22 m n.p.m., jest zbudowana z glin rdzawo-brunatnych, a dolna (rzędna 5–10 m n.p.m.) z glin szarych. U podstawy klifu występują mioceńskie ciemnoszare osady ilasto-mułowcowe z cienkimi laminami mułowców węglistych, burowęgla i ksyliłów. Osady w profilu klifu są silnie zaburzone, zmylonityzowane i pocięte uskoki odwróconymi.

Pomiędzy poziomami glin lodowcowych oraz ponad stropem osadów ilastych miocenu występuje warstwa zawodnionych piasków wodnolodowcowych, która daje wysięki wodne, co powoduje uplastycznienie osadów ilastych i generowanie ruchów masowych na skarpie klifu (Zachowicz, 2007).

W zachodniej części spiętrzona kępa Jarosławca jest przykryta cieką pokrywą piasków eolicznych o miąższości dochodzącej do 1 m

(Uścińowicz, 2022). W profilu klifu, na 256,5 km brzegu morskiego w spągu serii eolicznej występuje warstwa kopalnej gleby. Jej wiek radiowęglowy określono na 603–525 lat b2k, tj. późny megalaj (profil Jarosławiec 256,5 km – Tomczak, 1995).

Między brzegiem klifowym a linią wody ciągnie się seria osadów morskich o piasków drobno- i średnioziarnistych tworzących plażę (Rysunek 5) (Uścińowicz, 2022). Miąższość omawianej serii dochodzi do 2 m.



Objaśnienia:

$pd(m)$	piaski drobnoziarniste (morskie)	$p(m)$	piaski plażowe (morskie)	$ps(m)$ $g(g)$	piaski i średnioziarniste (morskie), na glinach (glacjalnych)
$p,ż(m)$ $g(g)$	piaski i żwiry (morskie), na glinach (glacjalnych)	$p(e)$	piaski (eoliczne)	$g,p(k)$	gliny i piaski (koluwalne)
$m,p(d)$	mułki i piaski (deluwialne)	$p(e)$ $t(t)$	piaski (eoliczne), na torfach	$t(t)$	torfy
$g(g)$	gliny (glacjalne)	$p(g)$	piaski (glacjalne)	$p(g)$ $g(g)$	piaski i gliny (glacjalne) na glinach (glacjalnych)
a	zabudowa antropogeniczna				

Rysunek 4.

Model budowy geologicznej rejonu miejscowości Jarosławiec (materiały PIG-PIB)



Rysunek 5.

Brzeg morski
w rejonie miejscowości
Jarosławiec
(materiały PIG-PIB,
fot. P. Maciaszek)

Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie Jarosławca

Krzysztof Majer

Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie Jarosławca opracowano w Dokumentacji geologiczno-inżynierskiej wykonanej w ramach zadania państwowej służby geologicznej „Kartografia 4D w strefie brzegowej Bałtyku Południowego – etap II”. Zadanie to jest realizowane na podstawie zaakceptowanego przez Ministra Środowiska, Planu prac państwowej służby geologicznej, przewidzianych do realizacji w 2019 roku i latach następnych.

W ramach tej dokumentacji wykonano 64 otwory badawcze o głębokości od 8 do 22 m p.p.t. oraz 23 sondowania CPTU, 7 sondowań DMT oraz 5 sondowań DPH. Dodatkowo wykonano 7 profili tomografii elektrooporowej ERT o łącznej długości 6,3 km. Z otworów pobrano próbki do oznaczeń właściwości fizyczno-mechanicznych. Badania laboratoryjne wykonano dla 120 próbek gruntów, w tym dla 103 próbek gruntów kategorii i klasy jakości B/3 i 17 próbek gruntów kategorii i klasy jakości A/1. W ramach badań laboratoryjnych oznaczono: wilgotność naturalną, skład granulometryczny metodą areometryczną i sitową, granice konsystencji, gęstość objętościową, gęstość szkieletu gruntowego, zawartość substancji organicznej, parametry wytrzymałościowe gruntów oraz moduły ścisłości pierwotnej i wtórnej. Ponadto wykorzystano profile 364 otworów pozyskanych z opracowań archiwalnych. Informacje uzyskane z powyższych danych

umożliwiły wyznaczenie serii geologiczno-inżynierskich oraz ich opis i parametryzację.

Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie Jarosławca określono na podstawie poniższych kryteriów:

Warunki geomorfologiczne, które zostały ocenione jako niekorzystne ze względu na występowanie stromych stoków i klifów w rejonie wybrzeża morskiego, form akumulacji morskiej (plaża) i form akumulacji eolicznej (wydmy), jak również spadków terenu powyżej 12% w strefie wzniesienia w miejscu potencjalnego występowania kier starszego podłoża.

Warunki geologiczne, które w kontekście oceny warunków geologiczno-inżynierskich w rejonie Jarosławca należy rozpatrywać przede wszystkim w obrębie gruntów czwartorzędowych ponieważ ich miąższość w tym rejonie dochodzi do 120–130 m. Warunki geologiczne na terenie opracowania oceniono jako niekorzystne, ze względu na występowanie gruntów bardzo zróżnicowanych litologicznie i genetycznie z jednoczesnym udziałem gruntów organicznych (torfów, namułów), antropogenicznych (nasypów budowlanych i niebudowlanych) oraz gruntów tiksotropowych (pyły) i pęczniejących (iły).

Warunki hydrogeologiczne, które w rejonie Jarosławca są złożone, z uwagi na różnorodną budowę geologiczną oraz sąsiedztwo bazy drenażowej, jaką stanowi morze. Najistotniejszym dla określania warunków geologiczno-inżynierskich omawianego obszaru jest czwartorzędowe piętro wodonośne pozostające w kontakcie hydraulicznym z piętnem neogeńskim. W związku z powyższym warunki hydrogeologiczne zakwalifikowano jako niekorzystne. O takiej ocenie decyduje występowanie na omawianym obszarze kilku poziomów wodonośnych, nawodnionych soczew w obrębie utworów czwartorzędowych oraz położenie pierwszego zwierciadła wód gruntowych płycej niż 1 m p.p.t. (plaża oraz obszar południowo-zachodni).

Występowanie procesów geodynamicznych i innych niekorzystnych zjawisk geologicznych, takich jak: ruchy masowe ziemi w obrębie klifu, erozja morska, występowanie gruntów słabonośnych i nasypowych, spadki terenu wynoszące od 5–12% oraz powyżej 12%. Na obszarze badań najistotniejszym problemem z punktu widzenia warunków geologiczno-inżynierskich jest występowanie osuwisk, które mają charakter zsuwów rotacyjnych oraz zsuwów translacyjnych.

Występowania procesów i zjawisk antropogenicznych głównie związanych z występowaniem

gruntów nasypowych (niebudowlanych i budowlanych) o niewielkiej miąższości, głównie na obszarach zabudowanych i wzdłuż ciągów komunikacyjnych (dróg) o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, z pracami związanymi z ochroną brzegu morskiego (piaski refulowane w tym sztuczne plaże, falochrony, ostrogi, konstrukcje zabezpieczające zbocza i podstawę klifu). Pod względem występowania procesów i zjawisk antropogenicznych dokumentowany obszar oceniono jako korzystny. Brak jest elementów silnej antropopresji, takich jak tereny górnicze, składowiska odpadów czy pokrywy nasypowe o dużej miąższości. Wszelkie zabiegi związane z ochroną brzegu morskiego wręcz poprawiają stan klifu i działają na niego ochronnie. Nasypy budowlane i niebudowlane udokumentowane na obszarze opracowania mają niewielką miąższość, jednak lokalnie ich miąższość może przekraczać 2 metry.

Z uwagi na omówione kryteria oceniono, że na obszarze Jarosławca, głównie występują niekorzystne warunki geologiczno-inżynierskie. W związku z tym dokumentowany obszar jest mało przydatny na potrzeby budownictwa i wymaga w większości przypadków szczegółowych badań podłoża, zwłaszcza w strefie krawędziowej klifu oraz na wysoczyźnie, gdzie woda zalega płytko.

Modelowanie procesów geologicznych i dynamika klifu

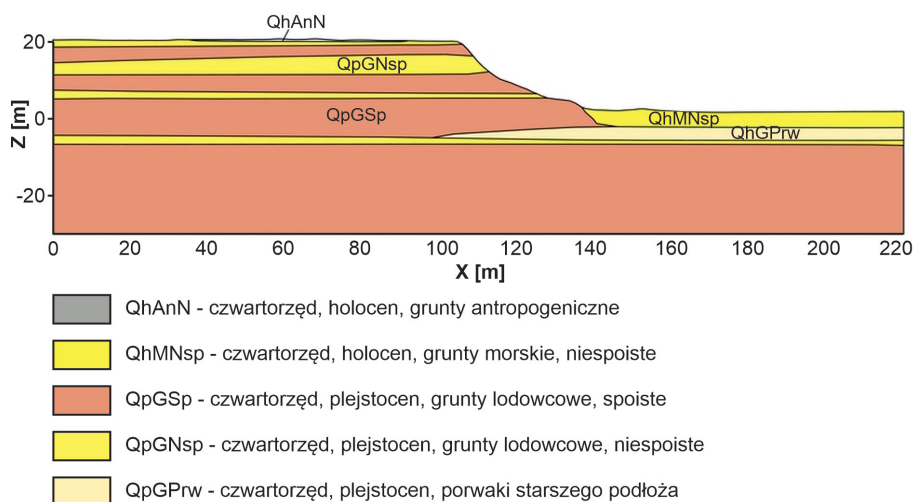
Łukasz Jasiński, Marcin Olkowicz, Grzegorz Uścińowicz, Marcin Dąbrowski

Model strukturalny klifu został opracowany na podstawie przekroju geologiczno-inżynierskiego (Rysunek 6). Charakteryzuje się on płasko-równoległym ułożeniem gruntów piaszczystych (QpGNsp) na przemian z zapiaszczonymi glinami (QpGSp). Piaszki plażowe (QhMNsp) są podścielone porwakami starszego podłoża zbudowanymi z iłów (QpGPrw) wkliniwiających się w głąb lądu. U podnóża klifu usypana jest sztuczna plaża, której szerokość na przedłużeniu przekroju wynosi ok. 200 metrów, a od strony morza jest zabezpieczona kamiennymi falochronami.

Dla tak przygotowanego modelu strukturalnego wygenerowano trójkątną siatkę obliczeniową zagęszczaną w obrębie zbocza klifu (Rysunek 7). Do każdego z elementów siatki obliczeniowej są

przypisane parametry mechaniczne dobrane na podstawie uśrednionych danych literaturowych. Zdykretyzowane na siatce obliczeniowej równania zostają rozwiązane przy użyciu metody elementów skończonych (MES) zaimplementowanej w pakiecie MILAMIN (Dąbrowski i in., 2008).

W zastosowanym modelu mechanicznym zastosowano sprężysto-plastyczną charakterystykę ośrodka, a współczynnik stateczności FS (ang. *Factor of Safety*) dla danej realizacji modelu jest wyznaczany na podstawie metody stopniowej redukcji parametrów geotechnicznych (ang. *Shear Strength Reduction*). Przyjęto warunek swobodnego poślizgu zarówno dla pionowych ścian bocznych, jak i poziomego brzegu ograniczającego model od dołu,



Rysunek 6.

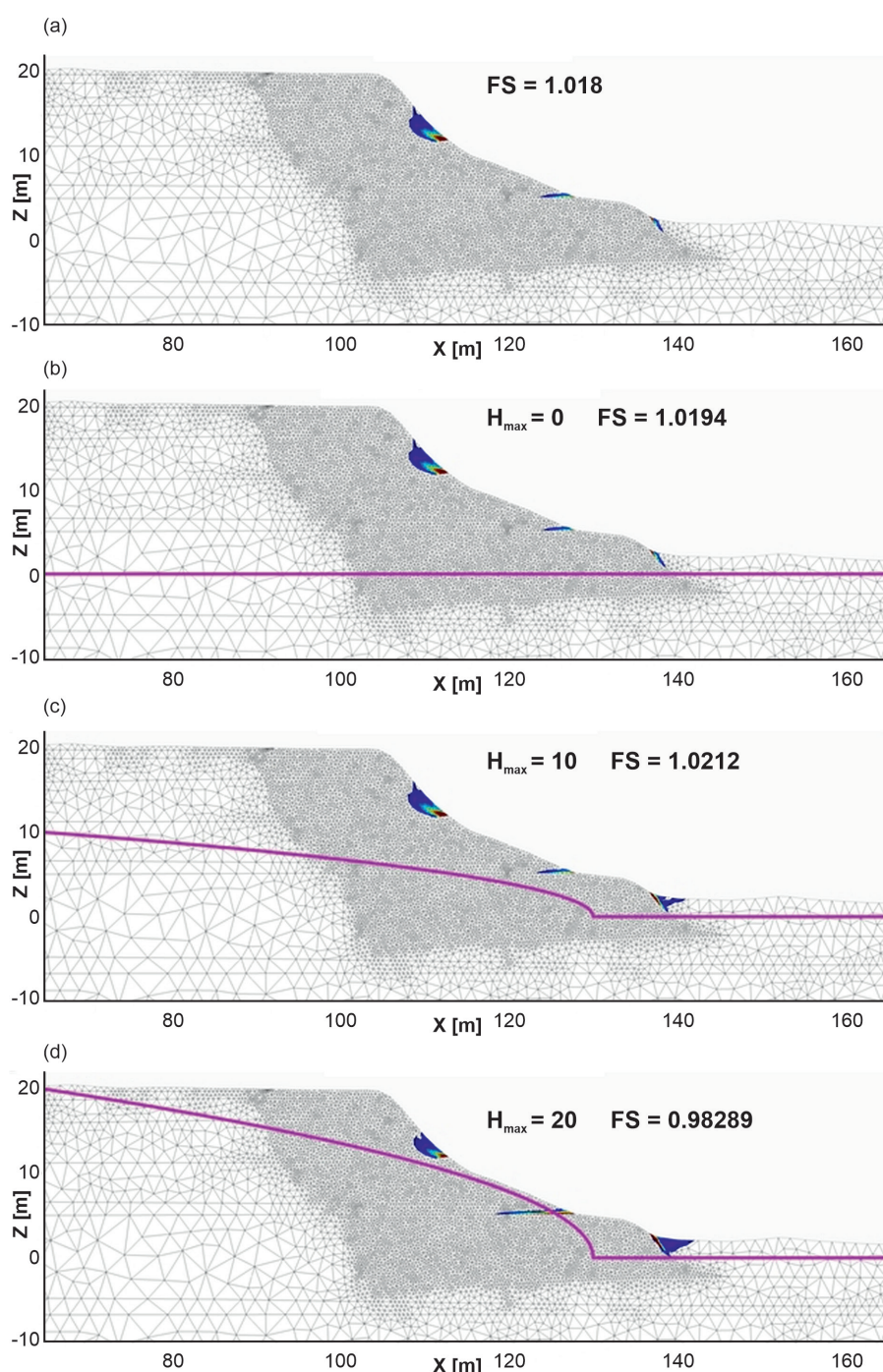
Model strukturalny klifu w okolicach Jarosławca

natomiast składowa normalna przemieszczeń na tych ścianach jest zerowa. Powierzchnia terenu jest traktowana jako powierzchnia swobodna, natomiast na powierzchnię dna morskiego działa ciężar słupa wody.

Wyniki modelowań numerycznych (Rysunek 7) pokazują wpływ stanu hydrogeologicznego ośrodka na współczynnik stateczności zbocza. Na podstawie uproszczonego, syntetycznego modelu hydrogeologicznego zaobserwowano spadek współczynnika stateczności wraz z przyrostem poziomu wód gruntowych, aż do jej utraty ($FS = 0,98$) przy zawodnieniu sięgającym w jego maksymalnym punkcie $H_{max} = 20$ m. Dla wszystkich czterech zbadanych przypadków strefa uplastycznienia zarysowuje się przede wszystkim w górnej partii zbocza klifu i obejmuje swoim zasięgiem niespoiste grunty lodowcowe. Niemniej strefa ta nie wchodzi głęboko w zbocze klifu i nie przyjmuje charakteru wyraźnie wyodrębnionej powierzchni odkłucia. U podnóża klifu widoczne są również dwie strefy ze zwiększonymi odkształceniami plastycznymi w warstwach niespoistych grunty lodowcowych i morskich.

Rysunek 7.

Znormalizowane odkształcenia plastyczne (im cieplejsza barwa tym większe odkształcenie) pokazano na tle siatki obliczeniowej MES z uwzględnieniem różnych poziomów wód gruntowych H_{max} (kolor różowy – kształt zwierciadła wody podziemnej): brak zawodnienia (a), $H_{max} = 0$ m (b), $H_{max} = 10$ m (c), $H_{max} = 20$ m (d)

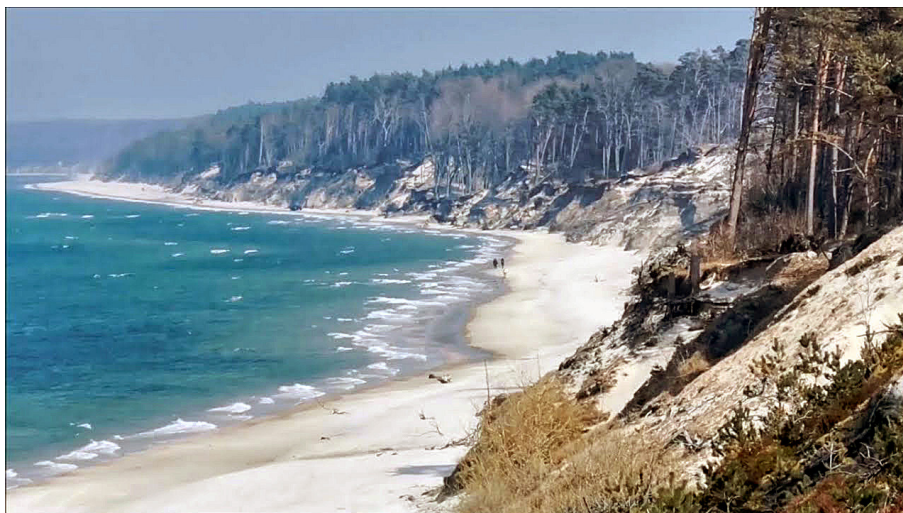


Stop 3 Ustka

Zatoka Ustecka – przykład wzmożonej działalności erozyjnej morza

Wojciech Jegliński

Fragment wybrzeża klifowego usytuowany na wschód od Ustki, nazywany często Zatoką Ustecką, jest spektakularnym przykładem wzmożonej działalności erozyjnej morza, stanowiącej niezamierzony efekt działań podejmowanych na przestrzeni wieków w celu zabezpieczenia wejścia do portu usteckiego, działań polegających na budowie coraz to bardziej masywnych i sięgających dalej w morze falochronów osłonowych. Jednocześnie po stronie zachodniej ujścia Słupi, efektem tych działań jest intensywna akumulacja osadów w obrębie brzegu morskiego.



Rysunek 8.

Zatoka Ustecka – widok ogólny (źródło: youtube.com)

Pierwsze falochrony portowe budowano w Ustce już w XIV w. Na przestrzeni czasu infrastruktura portowa była wielokrotnie niszczone przez sztormy, a tym samym konieczne było

nieustanne prowadzenie kosztownych prac remontowych, przy czym nie zawsze dysponowano niezbędnymi na ten cel środkami finansowymi.



Rysunek 9.

Port w Ustce (źródło: polska-morska.pl)

W 1831 r. port w Ustce przeszedł na własność państwa pruskiego, które przejęło również finansowanie prac inwestycyjnych i remontowych. Pierwszy ich etap trwał w latach 1834–1863, drugi natomiast w latach 1864–1903. W tym czasie nastąpiła budowa nowych, masywnych i bardziej odpornych na sztormy falochronów.

Obecnie falochrony portu w Ustce sięgają w głąb morza na odległość 180 m po stronie zachodniej oraz 380 m po stronie wschodniej, przy czym całkowita długość każdej z tych konstrukcji hydrotechnicznych wynosi ok. 450 m.

Skutki erozyjnej i akumulacyjnej działalności morza są możliwe do kartograficznego udokumentowania poprzez odniesienie współczesnego przebiegu linii

brzegowej do stanu przedstawionego na XIX-wiecznych mapach topograficznych Urmesstischblätter i Messtischblätter.

Zatoka Ustecka – budowa geologiczna

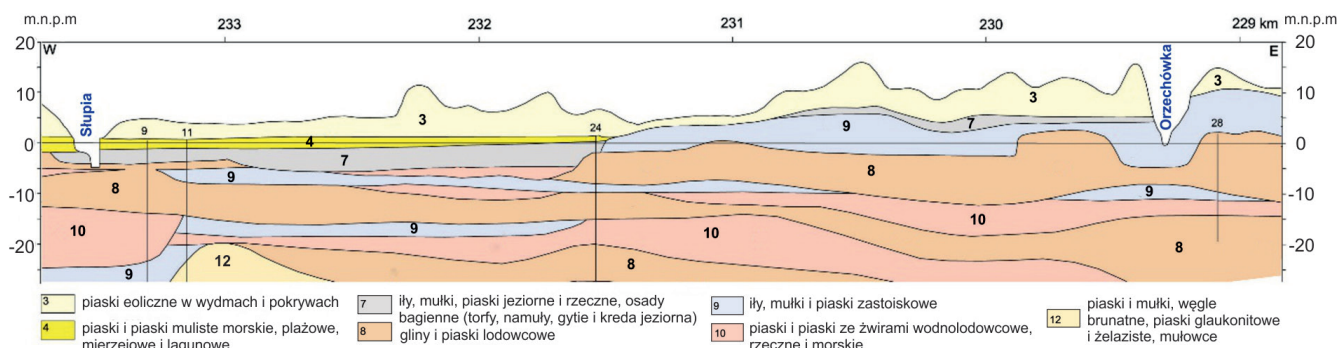
Budowę geologiczną omawianego obszaru przedstawiono poniżej w formie przekroju geologicznego poprowadzonego wzdłuż brzegu morskiego na wschód od portu w Ustce (Rysunek 10).

W obrębie wybrzeża klifowego Zatoki Usteckiej, najstarszy poziom glacialny stanowią gliny zwałowe zlodowacenia Warty zalegające bezpośrednio na mioceńskim podłożu (Uniejewska, Nosek, 1982; 1986). Gliny są przedzielone osadami zastoiskowymi i piaszczystymi osadami wodnolodowcowymi. Najwyższy poziom glin jest nieciągły, a jego strop zalega od ok. 3 m p.p.m. do 2 m n.p.m. w części wschodniej i do 5–2 m p.p.m. w części zachodniej obszaru.

Fluwioglacjał jest wykształcony w postaci kilku warstw, przy czym piaski wodnolodowcowe górne występują na poziomie 12–10 m p.p.m. w części wschodniej do 5 m p.p.m. w części zachodniej.

Osady zastoiskowe zalegają na piaskach wodnolodowcowych i podścielają gliny. Najwyższa warstwa ilastych osadów zastoiskowych odśłania się nad poziomem morza w ścianach klifu we wschodniej części obszaru. Strop tej warstwy występuje od 10 m n.p.m. w części wschodniej i obniża się w kierunku Ustki do poziomu morza. Zastoiskowe osady ilaste występują również na dnie morskim, gdzie są przykryte cienką warstwą piasków morskich.

We wschodniej części obszaru, od ujścia Orzechówki do 230,8 km, na osadach plejstocenieńskich zalegają późnoplejstocenieńskie osady jeziorne i bagienne (piaski, mułki i torfy). Odśłaniają się one w klifie na poziomie ok. 5 m n.p.m. Torfy datowane w Orzechowie (229,7 km) mają wiek ok. $10\,230 \pm 110$ BP (Tomczak, Mojski, 1990). Całość przykryta jest holocenieńskimi piaskami eolicznymi, których miąższość sięga 10 m.



Rysunek 10.

Przekrój geologiczny wzdłuż brzegu morskiego na wschód od portu w Ustce (Zachowicz, 2003)

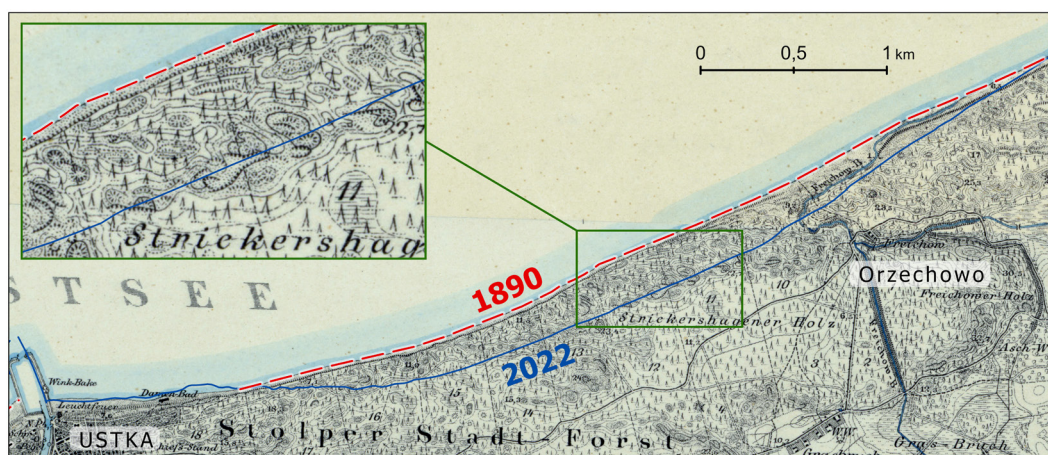
Zatoka Ustecka – procesy erozyjne i akumulacyjne

Nasilenie procesów erozyjnych w obrębie brzegu morskiego obserwowane na wschód od Ustki jest bezpośrednio związane z oddziaływaniem falochronów portowych, które przecinają główny potok rumowiska skalnego przemieszczający się wzdłuż brzegu morskiego z zachodu na wschód.

Skutkuje to deficytem materiału po wschodniej stronie portu, czego efektem jest wzmożona abrazja brzegu morskiego. Jednocześnie po stronie zachodniej, wi-

docznym efektem tego oddziaływania jest wymuszona akumulacja nadmiaru transportowanego materiału.

Bezpośrednie i najbardziej intensywne oddziaływanie falochronów na litodynamikę brzegu morskiego dotyczy odcinków o długości kilku kilometrów, po wschodniej i zachodniej stronie portu oraz strefy przybrzeżnej do głębokości ok. 10 m. W sposób mniej spektakularny falochrony portowe oddziałują na znacznie większe odległości.



Rysunek 11.

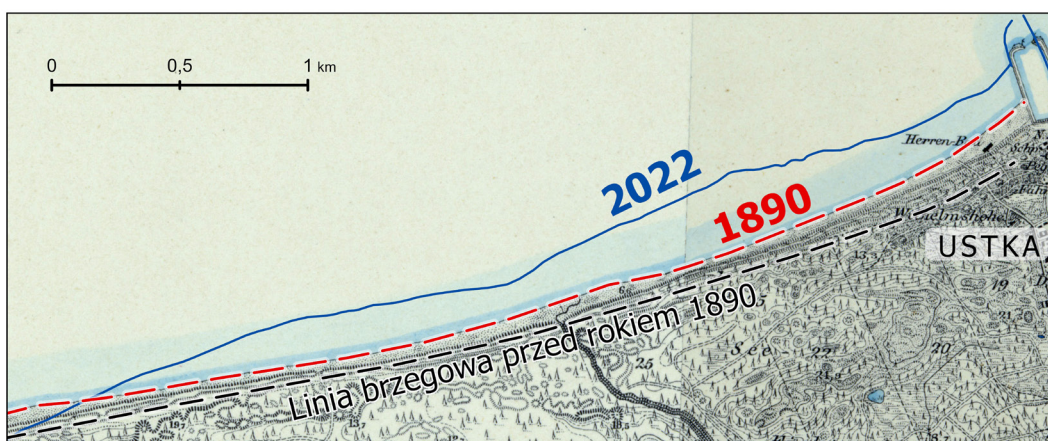
Linia brzegowa na wschód od portu w Ustce w latach 1890 i 2022 przedstawiona na tle Historycznej mapy topograficznej w skali 1:25 000 (Messtischblätter)

Rysunek 12.

Zatoka Ustecka – okolice Orzechowa (źródło: youtube.com)

Analiza porównawcza historycznych materiałów kartograficznych (Messtischblätter) ze stanem obecnym erozyjnego fragmentu wybrzeża zlokalizowanego po wschodniej stronie falochronu portowego w Ustce (Zatoka Ustecka), rozszerzona o szacunkowe modelowanie objętości mas ziemnych, wykazała, że na przestrzeni ostatnich 130 lat:

- długość odcinka wybrzeża objętego wzmożoną aktywnością erozyjną morza wynosi ok. **4,5 km**;
- maksymalna szerokość pasa lądu utraconego w wyniku erozyjnej działalności morza sięga **260 m**;
- powierzchnia obszaru lądowego utraconego w wyniku erozyjnej działalności morza to ok. **625 tys. m²** (90 boisk piłkarskich);
- rzędne powierzchni obszaru lądowego utraconego w wyniku erozyjnej działalności morza w wielu miejscach przekraczały **10 m n.p.m.**, a sporadycznie nawet **20 m n.p.m.**;
- objętość mas ziemnych utracona w wyniku erozyjnej działalności morza wyniosła co najmniej **4,5 mln m³** (340 tys. ciężarówek).



Rysunek 13.

Linia brzegowa na zachód od portu w Ustce w latach 1890 i 2022 przedstawiona na tle historycznej mapy topograficznej w skali 1:25 000 (Messtischblätter)

Natomiast w tym samym czasie, po stronie zachodniej falochronu portowego w Ustce:

- długość odcinka wybrzeża objętego wzmożoną akumulacją osadów wyniosła ok. **3,8 km**;
- maksymalna szerokość pasa lądu nadbudowanego w wyniku procesów akumulacyjnych sięga **290 m** (380 m w okresie dłuższym niż ostatnie 130 lat);
- powierzchnia obszaru lądowego nadbudowanego w wyniku wzmożonej akumulacji to ok. **667 tys. m²** (ponad 1 km² w okresie dłuższym niż ostatnie 130 lat).

Literatura

- Dąbrowski M., Krotkiewski M., Schmid D.W., 2008 – MILAMIN: MATLAB-based finite element method solver for large problems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**. <https://doi.org/10.1029/2007GC001719>.
- Jasiewicz J., 1999 – Glacitektoniczna struktura dupleksu (gardzieńska morena czołowa, klif w Dębinie na zachód od Rowów). W: *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, (red. R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski): 87–93. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań–Szczecin.
- Jasiewicz J., 2001 – Vistuliańskie „gliny czerwone” i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardzieńskiej. W: *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie* (red. K. Rotnicki): 53–56. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Kondracki J., 2002 – *Geografia regionalna Polski*, wydanie III, Warszawa, Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Petelski K., 1976 – Charakterystyka zaburzeń glacydynamicznych w spągu środkowego poziomu glin zwałowych w odślonięciach klifu w pobliżu wsi Dębina na Pobrzeżu Zachodniopomorskim. *Zeszyty Naukowe Wydziału BiNoZ Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia*, **6**: 87–99.
- Petelski K., 1978 – Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzieńskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **22** (3): 623–636.
- Petelski K., 1985 – Budowa geologiczna moreny czołowej i niecki końcowej lobu gardzieńskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **348**: 89–121.
- Petelski K., 2008 – Ewolucja poglądów na budowę geologiczną i powstanie gardzieńskiej moreny czołowej. *Landform Analysis*, **7**: 130–137.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1995 – The last cold period in the Gardno–Łeba Coastal Plain. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, **22**: 225–229.
- Sydor P., Żuk T., 2020 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Naćmierz (8). PIG-PIB, Warszawa.
- Tomczak A., 1995 – Budowa geologiczna strefy brzegowej. W: *Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1:500 000* (red. J.E. Mojski). PIG, Sopot–Warszawa.
- Tomczak A., Mojski J.E., 1990 – Procesy akumulacji i ewolucja obszaru Południobałtyckiego oraz strefy brzegowej w późnym glacie i holocenie. *Narod. Arch. Geol.* 297/91, PIG-PIB, Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1982 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Ustka. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1986 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Ustka. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Uścińowicz G. (kier.), 2022 – Dokumentacja geologiczna – Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap II. PIG-PIB, Gdańsk.
- Uścińowicz G., 2023 – Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – zadanie państwowej służby geologicznej. *Przegląd Geologiczny*, **71** (3): 138–144.
- Zachowicz J. (kier.), 2003 – Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku w skali 1:10 000, arkusz Ustka(25). *Narod. Arch. Geol.* PIG-PIB 3861/2004, Warszawa.
- Zachowicz J. (kier.), 2007 – Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku w skali 1:10 000, arkusz Jarosławiec (22). PIG, Szczecin.

Spis treści

REFERATY	5
Zastosowanie metod geofizycznych w identyfikacji form dna morskiego – Marek Bogucki, Janusz Dworniczak, Maciej Bryndza, Patrycja Kapuścińska, Jędrzej Patejko, Kacper Stadkiewicz, Kacper Sokół, Radosław Wróblewski	6
Modelowanie zmian objętościowych brzegu morskiego Mierzei Dziwnowskiej spowodowanych przez umiarkowane i słabe warunki hydrodynamiczne – Natalia Bugajny	7
Długoterminowa dynamika wydym przednich na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego – Maciej Dłużewski, Joanna Rotnicka-Dłużewska, Joanna O. Tomczak	8
Model ewolucji brzegu wydymowego Zatoki Pomorskiej – Andrzej Giza	9
Bioróżnorodność flory okrzemkowej na tle stężenia rtęci w osadach powierzchniowych zewnętrznej Zatoki Puckiej – Dominika Hetko, Bożena Graca, Małgorzata Witak, Magdalena Bełdowska	10
Modelowanie numeryczne stateczności klifów na przykładach z południowego wybrzeża Bałtyku – Łukasz Jasiński, Marcin Olkiewicz, Grzegorz Uścińowicz, Marcin Dąbrowski	11
Eksploatacja Grzbietu Śródatlantyckiego na obszarze polskiej koncesji – studium przypadku – Agata Kozłowska-Roman, Łukasz Smajdor, Michał Tomczak	12
Sedymentologia utworów głębokomorskich kredy dolnej w profilu Krzyworzeki w Poznachowicach Górnych – Agata Kuźma, Alfred Uchman	13
Nowe dane o rozwoju Mierzei Wiślanej w świetle badań odsłoneń na budowie kanału żegludowego – Krzysztof Ninard, Katarzyna Cywa, Artur Górecki, Anna Hryniewiecka	14
Rola dryfujących gór lodowych w kształtowaniu rzeźby dna Bałtyckiego Jeziora Lodowego – Urszula Pączek, Wojciech Jegliński, Leszek Łęczyński, Krzysztof Szamałek, Szymon Uścińowicz, Karol Zglinicki	15
Nord Stream – obszar zagrożenia osadem wyniesionym po wybuchu – Anna Przyborska, Jaromir Jakacki	16
Assessment of longshore sediment transport patterns along southeastern Baltic Sea coast (Lithuania–Latvia) based on sediment magnetic susceptibility – Donatas Pupienis, Ilya V. Buynevich, Darius Jarmalavičius, Gintautas Žilinskas, Dovilė Karlonienė, Oleksiy Davydov, Pranciškus Brazdžiūnas	17
Gęstość traw a rozwój wydmy przedniej na przykładzie wydmy Słowińskiego Parku Narodowego – Joanna Rotnicka, Maciej Dłużewski, Patrick A. Hesp, Joanna O. Tomczak	18
Powstanie i ewolucja wybrzeża mierzejowego w warunkach niedoboru materiału piaszczystego na przykładzie wybrzeża południowego Bałtyku – Paweł Sydor, Szymon Uścińowicz	19
Classification of soft cliff coast dynamics using remote sensing and data mining methods – Paweł Terefenko	20
Holocenne zmiany poziomu morza i sztormy na południowym wybrzeżu Bałtyku – co wiemy i czego nie wiemy ... – Szymon Uścińowicz, Urszula Pączek, Paweł Sydor, Małgorzata Witak	21
Ślady gór lodowych w rzeźbie i budowie dna południowego Bałtyku – Radosław Wróblewski, Janusz Dworniczak, Łukasz Gajewski, Karol Ginał, Mateusz Kołakowski, Sandra Korczak, Karolina Rogowska	22
POSTERY	25
Investigations of non-tidal coastal barriers using georadar: Imaging longshore heterogeneity – Oleksiy Davydov, Ilya Buynevich, Hannes Tönisson, Ülo Suursaar, Sten Suuroja, Donatas Pupienis	26
Modelowanie ruchu osuwisk z wykorzystaniem skaningu laserowego LiDAR i fotogrametrii UAV – Jerzy Frydel ^{1*} , Krzysztof Karwacki ^{2*} , Lesław Mił ³	27
Zapisy palinologiczne z osadów Bałtyku i pobrzeża – podobieństwa i różnice – Wojciech Granoszewski, Anna Hryniewiecka	28
Long-term monitoring of southern Baltic Sea coastline morphology, Poland – Rachel Jankowski, Joanna Dudzińska-Nowak	29
Otwornice w badaniach środowiska morskiego południowego Bałtyku – Patrycja Jernas	30
Możliwości i ograniczenia zastosowania lotniczego skaningu laserowego z BSP w badaniach morfologii i morfodynamiki systemu plaża–wydmy przednie (na przykładzie 10-kilometrowego wybrzeża w obrębie Słowińskiego Parku Narodowego) – Jacek Jóźwiak, Jarosław Chormański, Maciej Dłużewski, Joanna Rotnicka-Dłużewska, Joanna O. Tomczak	31
Warunki geologiczno-inżynierskie klifu w Jarosławcu na potrzeby zagospodarowania przestrzennego sporządzenia atlasu geologiczno-inżynierskiego Jarosławca – Krzysztof Majer, Michał Jaros, Aneta Horbowicz	32
Rywna Żarnowiecka jako przykład doliny tunelowej – Anna Małka, Mirosław Błaszczewicz, Leszek Zaleszkiewicz, Karol Tylmann, Urszula Pączek, Joanna Rychel, Anna Hryniewiecka, Elżbieta Maszloch	33
Możliwości lokalnej teledetekcji satelitarnej na przykładzie rzeki Piaśnicy – Marcin Paszkuta	34

Budowa geologiczna podbrzeża na odcinku Ustka–Dąbki (mierzeja jeziora Bukowo) – Lesław Mil, Dorota Koszka-Maroń, Urszula Pączek, Tomasz Szarafin, Grzegorz Uścińowicz, Kamila Wirkus	35
Mikroplastik w wodach powierzchniowych Zatoki Gdańskiej – studium przypadku ujścia Wisły – Ewa Szymczak, Jędrzej Zaleski	36
Analiza morfodynamiki wybrzeża wydmyowego z użyciem UAV LiDAR – Jakub Śledziowski	37
Morfodynamika rampy eolicznej i jej rola w zasilaniu wydmy przedniej – Joanna O. Tomczak, Maciej Dłużewski, Joanna Rotnicka-Dłużewska	38
Budowa geologiczna nadbrzeża na odcinku Ustka–Dąbki (mierzeja jeziora Bukowo) – Grzegorz Uścińowicz, Paweł Sydor, Piotr Maciaszek	39
Utytarne znaczenie badań strefy brzegowej w zadaniach państwowej służby geologicznej – Grzegorz Uścińowicz	40
Struktura sejsmiczna wałów piaszczystych Zatoki Puckiej – Radosław Wróblewski, Maria Rucińska, Stanisław Rudowski	41
SESJA TERENOWA	43
Wstęp – Urszula Pączek	45
Stop 1 Wicie	46
Budowa geologiczna klifu – Grzegorz Uścińowicz	46
Stop 2 Jarosławiec	48
Budowa geologiczna rejonu Jarosławca – Grzegorz Uścińowicz, Paweł Sydor	48
Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie Jarosławca – Krzysztof Majer	49
Modelowanie procesów geologicznych i dynamika klifu – Łukasz Jasiński, Marcin Olkiewicz, Grzegorz Uścińowicz, Marcin Dąbrowski	50
Stop 3 Ustka	52
Zatoka Ustecka – przykład wzmożonej działalności erozyjnej morza – Wojciech Jegliński	52
Zatoka Ustecka – budowa geologiczna	53
Zatoka Ustecka – procesy erozyjne i akumulacyjne	53
Literatura	55



**Pracownia Geologii Morza, Katedra Oceanografii Chemicznej
i Geologii Morza, Wydział Oceanografii i Geografii,
Uniwersytet Gdański**

al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia



**Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
Oddział Geologii Morza**

ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk



geost4.ug.edu.pl

ISBN 978-83-67807-51-7