

# Wpływ ruchów zapadliskowych powierzchni Ziemi na niestabilność strefy brzegowej Morza Bałtyckiego

Dr Leszek Józef Kaszubowski, prof. dr hab. inż. Ryszard Coufal

Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie, Wydział Budownictwa i Architektury

Autorzy przedstawiają zastosowanie badań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości do rozpoznawania ruchów zapadliskowych powierzchni Ziemi, które mają istotny wpływ na niestabilność polskiej strefy brzegowej Morza Bałtyckiego. W tym celu będą przedstawione trzy obszary badań sejsmicznych (rys. 1) wykonane w strefie brzegowej polskiego Bałtyku. Należy zaznaczyć, że wymienione badania sejsmiczne przeprowadzono na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego, a wykonano przez Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Zachodniopomorski w Szczecinie. Do tej pory powstawanie wszelkiego rodzaju przejawów niestabilności brzegu morskiego i jego infrastruktury wiązano przeważnie ze źle zaprojektowanymi budowlami ochronnymi lub źle funkcjonującą w strefie brzegu gospodarką wodno-ściekową. Mały procent przyczyn był wiązany ze sposobem funkcjonowania środowiska naturalnego, ściśle powiązanego z określoną budową geologiczną. W wielu przypadkach w ogóle nie brano pod uwagę istnienia współczesnych pionowych, powolnych ruchów powierzchni Ziemi, które w pierwszej kolejności powodują rozgęszczanie gruntów, a to może prowadzić do bardzo poważnych konsekwencji związanych z niestabilnością strefy brzegowej Bałtyku. W wyniku dłuższego działania współczesnych ruchów zapadliskowych w określonych miejscach powierzchni polskiej strefy

brzegowej mogą utworzyć się struktury bardzo rozgęszczonego gruntu, które mogą być przyczyną bardzo poważnych, czasem wręcz katastrofalnych ruchów osuwiskowych. Celem pracy jest wykazanie istnienia współczesnych powolnych, pionowych ruchów powierzchni Ziemi (ruchów zapadliskowych) i ich negatywny wpływ na niestabilność brzegu morskiego. Chodzi również o przedstawienie tempa ruchów zapadliskowych, mającego wpływ na wielkość procesu rozgęszczania środowiska gruntowego, prowadzącego w konsekwencji do powstania bardzo poważnych ruchów osuwiskowych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego.

## METODYKA BADAŃ

Do osiągnięcia celu pracy wykorzystano wyniki badań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości wykonane aparaturą sejsmiczną typu CS-5G-1, gdzie zastosowano metodę refleksyjną. W badaniach terenowych stosowano zakres pomiarowy  $Z = 100$  ms, co pozwoliło na penetrację fal sejsmicznych utworów czwartorzędowych i ich podłoża do głębokości około 100 m poniżej poziomu terenu. Fale sejsmiczne były rejestrowane przez 6 geofonów rozstawionych co 10 m. Podczas badań



Rys. 1. Lokalizacja obszarów badań sejsmicznych wzdłuż wybrzeża Polski

A – obszar badań w rejonie plaży Kępy Orłowskiej (Zatoka Gdańska); B – obszar badań w rejonie mierzei jeziora Wicko (środkowe wybrzeże Polski); C – obszar badań w rejonie Mierzei Dziwnowskiej (zachodnie wybrzeże Polski)

terenowych stosowano stałe wzmocnienie sygnałów sejsmicznych ( $72 \div 78$  dB). Długość pojedynczego profilu sejsmicznego (pojedynczej sekcji) wynosiła 50 m, a odstęp pomiędzy profilami 40 m. Źródłem wzbudzania fal sprężystych był młotek sejsmiczny. Autorzy prezentują tutaj kilka przykładów badań sejsmicznych i geologicznych z obszaru polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego (rys. 1), które potwierdzają istnienie wspólnych ruchów zapadliskowych powierzchni Ziemi i które, o podobnych rozmiarach oraz w podobny sposób, mogą mieć realny wpływ w wielu miejscach na niestabilność brzegu morskiego i jego infrastruktury. Należy dodać, że badania sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości z wykorzystaniem aparatury CS-5G-1

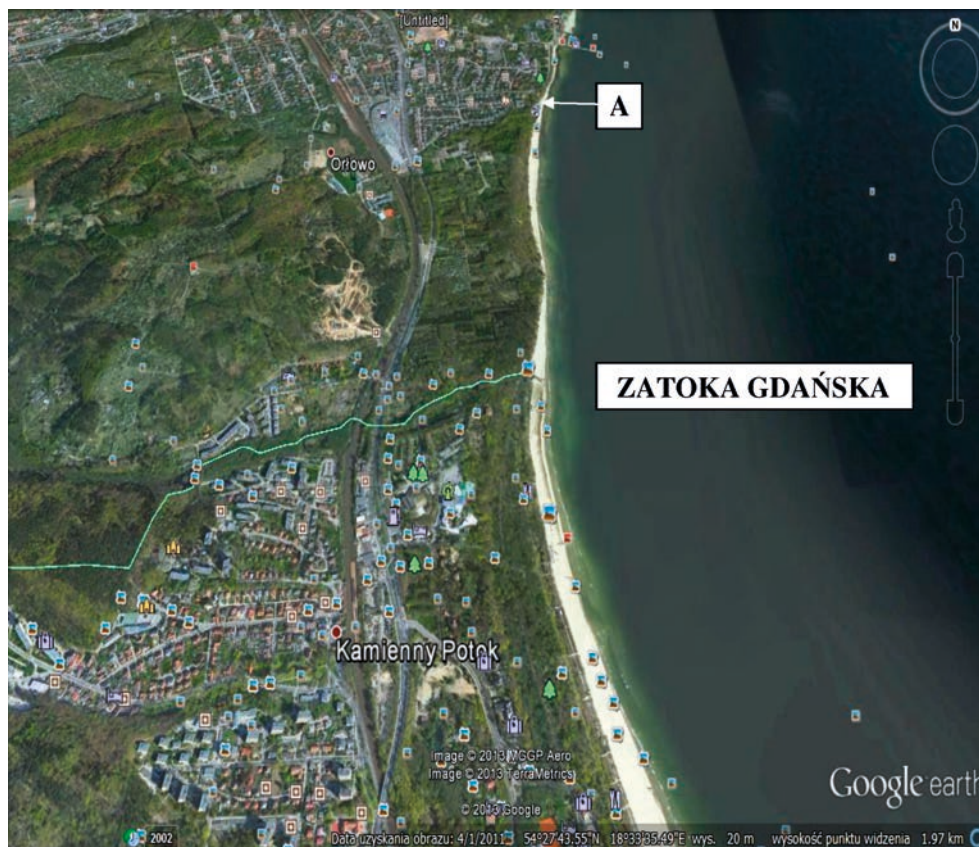
wykonywano już wielokrotnie do badania utworów czwartorzędowych i ich podłoża [2, 3, 4, 5, 6, 7].

## PLAŻA MORSKA W REJONIE KĘPY ORŁOWSKIEJ

Badania sejsmiczne i geologiczne przeprowadzono na obszarze plaży wzdłuż brzegu morskiego Kępy Orłowskiej (rys. 2, 3). Analizowane wyniki wykonanego przekroju sejsmiczno-geologicznego (rys. 4) dotyczą obszaru plaży położonej u ujścia potoku (rys. 2) w pobliżu Orłowa Morskiego. Jak wynika z analizy zapisu sejsmicznego do najstarszej jednostki sejsmostratygra-

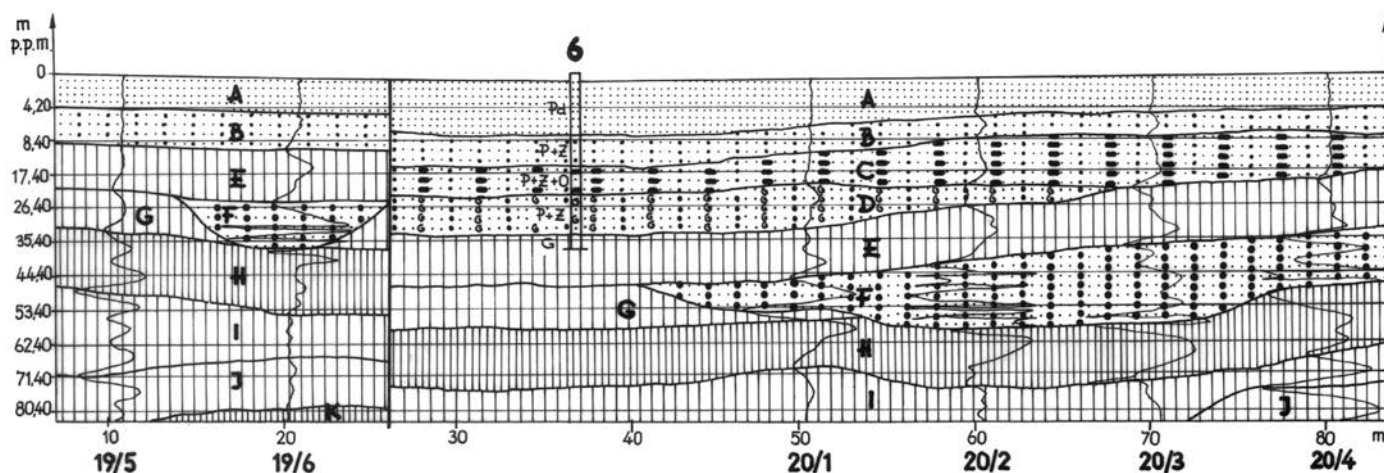


Rys. 2. Lokalizacja badań sejsmicznych w rejonie plaży Kępy Orłowskiej  
1 – profil sejsmiczny nr 20



Rys. 3. Obszar Kępy Orłowskiej [13]

A – Lokalizacja przekroju sejsmiczno-geologicznego na plaży u ujścia potoku w rejonie Orłowa Morskiego



Rys. 4. Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez plażę w rejonie Kępy Orłowskiej [9]

A – piaski drobne morza Mya i współczesnego Bałtyku (późny holocen); B – piaski i żwiry morza Limnaea (Lm5, późny holocen); C – piaski, żwiry i otoczaki morza Limnaea (Lm2, późny holocen); D – piaski i żwiry z fauną morską morza późnolitynowego (środkowy holocen); E – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (poziom górny, plejstocen); F – piaski i żwiry rzeczne interstadialne (plejstocen); G – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (poziom dolny, plejstocen); H – gliny zwałowe zlodowacenia Warty (plejstocen); I – gliny zwałowe zlodowacenia Odry (stadium górny, plejstocen); J – gliny zwałowe zlodowacenia Odry (stadium dolny, plejstocen); K – gliny zwałowe zlodowacenia Sanu II (plejstocen); 6 – otwór wiertniczy nr 6 [10]; 20/1 – profil sejsmiczny nr 20 i geofon nr 1; / – uskoki tektoniczne

ficznej (K) należą gliny zwałowe, prawdopodobnie należące do osadów zlodowacenia Sanu II. Wyżej położone są gliny zwałowe stadiu dolnego zlodowacenia Odry (J) o miąższości do 15 m (rys. 4). Natomiast gliny zwałowe stadiu górnego tego samego zlodowacenia (I) osiągają większe miąższości dochodzące do 23 m. Wyżej położone są gliny zwałowe zlodowacenia Warty (H) nierozdzielone sejsmicznie (rys. 4). Jest wielce prawdopodobne, że są to gliny zwałowe stadiu dolnego zlo-

wacenia Warty. Natomiast osady glacialne stadiu górnego w tym rejonie mogły zostać usunięte przez wzmożoną egzarację lądolodu Wisły. Górne partie plejstocenu są zbudowane z glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Osady glacialne poziomu dolnego (G) osiągają miąższość 12 m (rys. 4). Znamienne jest to, że osady glacialne tego poziomu są w wielu miejscach rozcięte erozyjnie, jak należy przypuszczać przez działalność rzek w okresie interstadialnym. Osady rzeczne (F) osiągają tutaj

miąższość do 20 m (rys. 4) i mają charakterystyczny dla tych osadów zapis sejsmiczny, który jest wysokoamplitudowy. Strop osadów plejstocenu stanowią gliny zwałowe poziomu górnego (E) zlodowacenia Wisły, których miąższość dochodzi do 15 m (rys. 4). Występuje tutaj charakterystyczny dla osadów glacyogenicznych zapis sejsmiczny, który jest dwudzielny (rys. 4).

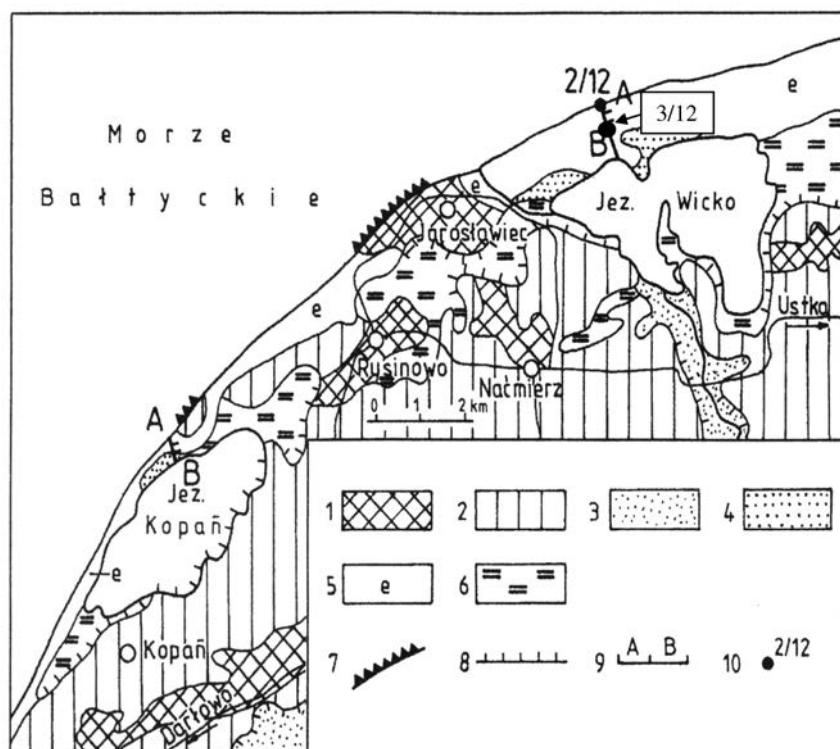
Do najstarszych osadów morskiego holocenu najprawdopodobniej należą osady piaszczyste z fauną morską morza wczesnolityrnowego (D) położone na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły usytuowane na południe od uskoku tektonicznego (rys. 4). Tego rodzaju wnioski można wyprowadzić z przeprowadzonych wcześniej badań geologicznych sopockiej terasy akumulacyjnej [10], gdzie otwór nr 6 przebija całość osadów morskiego holocenu. B. Rosa [10] stwierdził tam występowanie osadów piaszczystych z licznymi skorupkami fauny morskiej. Osady morza wczesnolityrnowego występują tutaj na obszarze obniżonym tektonicznie. Miąższość tego poziomu szacuje się na 4 m (rys. 4). Wyżej, w tym samym obszarze, jest położony poziom osadów morza późnolityrnowego (C) o miąższości 3,5 m (rys. 4). Z badań geologicznych B. Rosy [10] wynika, że mogą to być piaski i żwiry z otoczkami. Wyżej położony jest poziom osadów piaszczysto-żwirowych morza Limnaea (B) o miąższości od 0,5 ÷ 4,0 m (rys.4). Na obszarze położonym na północ od uskoku tektonicznego (rys. 4) osady tego poziomu zlegają bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. Strop osadów holocenu tworzą osady piaszczyste morza Mya (A) o miąższości od 3,5 m w obszarze położonym na północ od uskoku tektonicznego do 5,5 m w obszarze południowym (rys. 4). Zapis sejsmiczny w tym poziomie jest bardzo niskoamplitudowy świadczący o występowaniu piasków drobnych.

Należy stwierdzić, że strop glin zwałowych poziomu pierwszego zlodowacenia Wisły przemieścił się o 20 m w dół wzdłuż uskoku (rys. 4) jako ruch zapadliskowy. Ja wynika z analizy układu warstw geologicznych na przekroju sejsmiczno-geologicznym (rys. 4) ruchy zapadliskowe obszaru południowego przebiegały przez cały okres holocenu ze średnim tempem 2 mm/rok. Nie można wykluczyć, że ruchy zapadliskowe przebiegały krócej i były bardziej radykalne. Należy również dodać, że strop osadów morza Limnaea przemieścił się w dół o 2 m, co świadczyłoby, że średnie tempo ruchów zapadliskowych zmalało i wynosiło 1 mm/rok. W podsumowaniu należy wnioskować, że osady plejstocenu w wielu miejscach strefy brzegowej Zatoki Gdańskiej przemieściły się w dół co najmniej o 20 m, a osady holocenu od 2 ÷ 3 m. Nawet ujście potoku w rejonie profilu nr 20 (rys. 2) na obszarze położonym na południe od uskoku tektonicznego potwierdza istnienie tam współczesnych ruchów zapadliskowych (rys. 4).

Przeprowadzone analizy satelitarnych danych interferometrycznych przez PIG-PIB [1] potwierdzają osiadanie powierzchni ziemi (średnio od 5 do 1 mm/rok) na wschodnich i zachodnich peryferiach Gdańska, także na terenie gdańskiego lotniska. Najwyższe wartości osiadania odnotowano na obszarze rafinerii gdańskiej (do 12 mm/rok). Uważa się, że zjawisko to wiąże się z ukształtowaniem terenu i budową geologiczną podłoża, na które oddziałują obiekty infrastruktury technicznej.

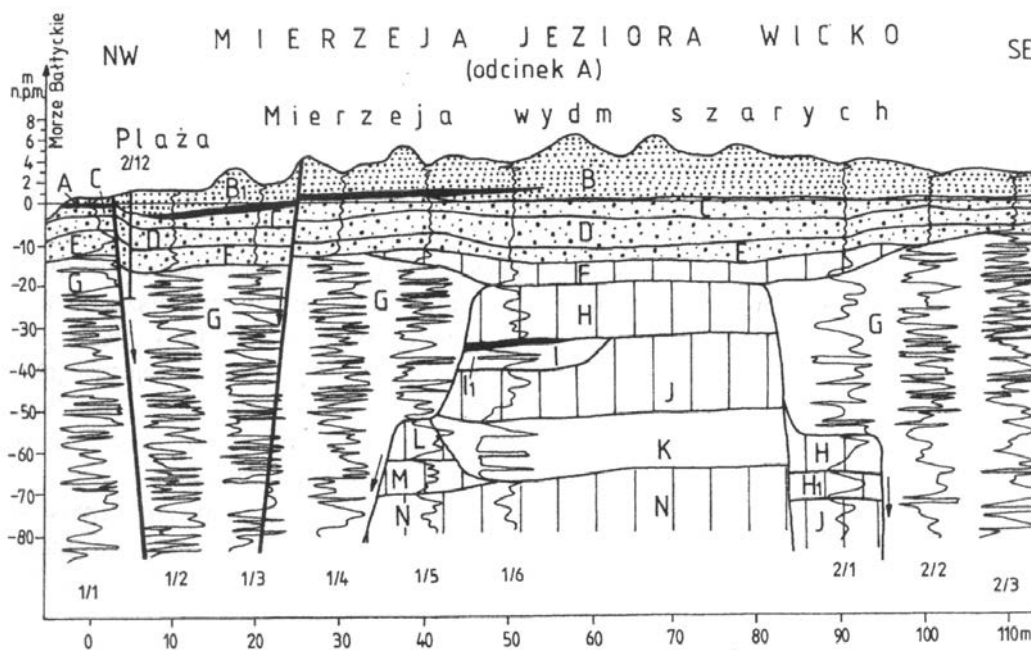
## MIERZEJA JEZIORA WICKO

W celu zbadania budowy geologicznej utworów czwartorzędu obszaru mierzei jeziora Wicko, oprócz wymienionych tutaj



Rys. 5. Lokalizacja obszaru badań [7]

Oznaczenia: 1 – gliny zwałowe z krami miocenu; 2 – gliny zwałowe i piaski gliniaste wysoczyzny morenowej; 3 – piaski i namuły rzeczne; 4 – piaski i żwiry morskie; 5 – piaski eoliczne, wydymowe; 6 – torfy i namuły organiczne; 7 – klif morski; 8 – krawędź wysoczyzny morenowej; 9 – linia przekroju sejsmicznego (odcinki A i B); 10 – otwór wiertniczy



Rys. 6. Przekrój sejsmiczno-geologiczny (odcinek A) przez mierzeję jeziora Wicko [7]

Przypuszczalne występowanie: A – piaski i żwiry współczesnej transgresji Bałtyku; B – piaski mierzei wydmy szarych z regresji morza Mya (późny holocen); B<sub>1</sub> – torfy (późny holocen); C – piaski i żwiry transgresji morza Mya (późny holocen); D – piaski i żwiry transgresji morza Limnaea (Lm5 i Lm2; późny holocen); E – piaski i żwiry transgresji morza litynowego (środkowy holocen); F – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (plejstocen); G – piaski i żwiry rzeczne interglacjału eemskiego (plejstocen); H – gliny zwałowe zlodowacenia Warty stadiału górnego (plejstocen); I – piaski i żwiry rzeczne interstadialne (plejstocen); I<sub>1</sub> – utwory biogeniczne interstadialne (plejstocen); J – gliny zwałowe zlodowacenia Warty stadiału dolnego (plejstocen); K – piaski i żwiry rzeczne interglacjału lubawskiego (plejstocen); L – gliny zwałowe zlodowacenia Odry stadiału górnego (plejstocen); M – gliny zwałowe zlodowacenia Odry stadiału dolnego (plejstocen); N – gliny zwałowe zlodowacenia Sanu II (plejstocen); 1/1 – numer profilu i numer geofonu; | – uskoki tektoniczne; ↓ – kierunek ruchów neotektonicznych

badan sejsmicznych przeprowadzonych wzdłuż linii przekrojowej usytuowanej poprzecznie do linii brzegowej Morza Bałtyckiego (rys. 5), wykonano także wiercenia geologiczne do głębokości 30 m.

Na obszarze mierzei jeziora Wicko wyodrębniono 9 jednostek sejsmostratygraficznych plejstocenu (rys. 6). Wyróżniono tam 6 poziomów glacialnych, od glin zwałowych zlodowacenia Sanu II do glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Jak wynika z wykonanych badań sejsmicznych najniżej położony poziom glacialny (jednostka sejsmostratygraficzna N) prawdopodobnie należy do zlodowacenia Sanu II. Miąższość tego poziomu ocenia się na 10 ÷ 15 m. Wyżej położone są dwa poziomy glacialne, najprawdopodobniej przynależne do osadów zlodowacenia Odry stadiału dolnego (M) i stadiału górnego (L). Miąższość tych poziomów jest zmienna i w części przymorskiej wynosi łącznie około 20 m (rys. 6). Występuje tutaj charakterystyczny dwudzielny zapis falowy osadów glacialnych (rys. 7) o stosunkowo niedużej amplitudzie, ale o dość znacznym okresie fali. Na osadach zlodowacenia Odry, a w niektórych miejscach na osadach starszych od tego zlodowacenia zalegają osady rzeczne (K) interglacialne prawdopodobnie należące do interglacjału lubawskiego. Osady interglacialne osiągają miąższość 15 m (rys. 6). Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty (J) osiągają dość znaczną miąższość, która dochodzi do 20 m (rys. 6, 7).

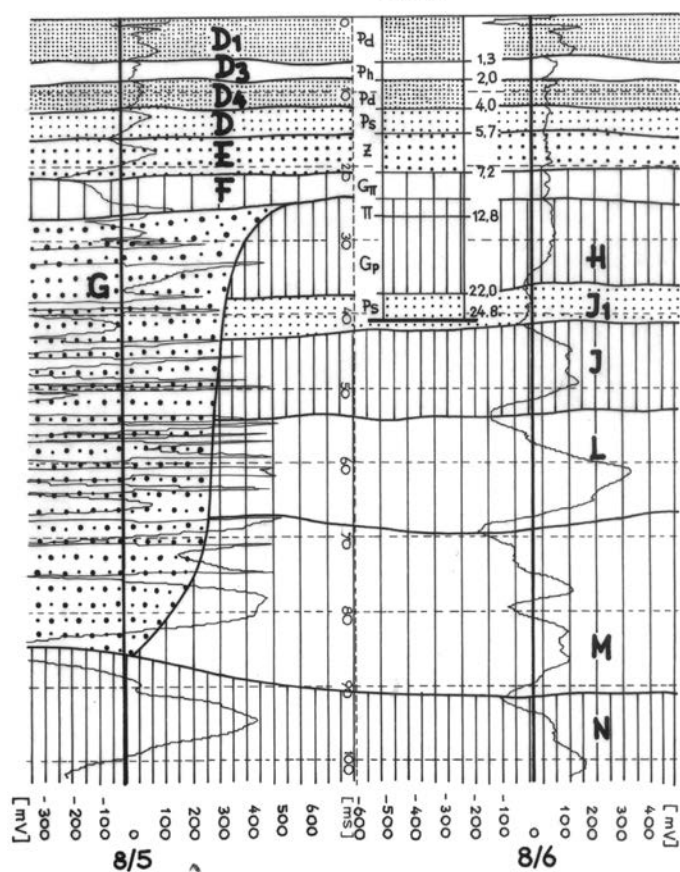
W omawianym poziomie glacialnym na rejestracjach sejsmicznych zauważono występowanie piasków i żwirów interstadialnych (I), w obrębie których występują utwory biogeniczne (I<sub>1</sub>). Wyżej występują gliny zwałowe stadiału górnego (H) zlodowacenia Warty (rys. 6, 7), które osiągają miąższość do 15 m.

Zapis sejsmiczny dla glin zwałowych zlodowacenia Warty jest typowy, o niedużej amplitudzie, tylko nieznacznie wzrastającej (rys. 7) i tak jak poprzednio z dość znacznym okresem fali.

Przeprowadzone badania sejsmiczne pozwoliły również na wyróżnienie kopalnych dolin rzecznych z okresu interglacjału eemskiego. Występują tutaj charakterystyczne dla tych osadów zapisy sejsmiczne (rys. 6, 7) o bardzo dużej amplitudzie fali. Znamienne jest to, że osady te były przykryte fragmentarycznie przez gliny zwałowe należące do najmłodszego poziomu glacialnego, jakim jest zlodowacenie Wisły (F). Miąższość tego poziomu jest nieduża i waha się od 2 ÷ 10 m (rys. 6, 7). Należy stwierdzić, że gliny zwałowe tego zlodowacenia osiągają najwyższe wartości amplitudy i podobne wielkości okresu fali (rys. 7).

W holocen na obszarze mierzei jeziora Wicko wydzielono sześć jednostek sejsmostratygraficznych (rys. 6) reprezentujących osady morskie, osady wydmy i utwory biogeniczne. Przeprowadzone badania sejsmiczne wykazały (rys. 6), że osady morskiego holocenu zalegają dyskordantnie na osadach plejstocenu. W osadach tych wydzielono osady morza litynowego (E, rys. 6, 7), osady morza Limnaea (Lm2 i Lm5) na przekroju sejsmicznym nie rozdzielone (D, rys. 6, 7), osady morza Mya (C, rys. 6) i osady współczesnej transgresji Morza Bałtyckiego (A).

W profilu wiertniczym (2/12) nawiercono w tych poziomach piaski drobne z domieszką żwiru o miąższości 6,9 m, a w profilu (3/12) piaski średnie i żwiry o miąższości 3,2 m (rys. 7) z zawartością fauny morskiej, przynależne do morskiego holocenu. Występują one do głębokości 8,9 m p.p.t (rys. 6) i 7,2 m p.p.t (rys. 7). Należy zaznaczyć, że osady holocenne wyraźnie



Rys. 7. Interpretacja geologiczna zapisu sejsmicznego geofonu nr 5 i 6 (profil nr 8) w rejonie otworu 3/12

D<sub>1</sub> – piaski mierzei wydmy żółtych z regresji morza Limnaea (Lm2; późny holocen); D<sub>3</sub> – piaski humusowe jeziorne (późny holocen); D<sub>4</sub> – piaski drobne jeziorne (późny holocen); D – piaski i żwiry transgresji morza Limnaea (Lm5 i Lm2; późny holocen); E – piaski i żwiry transgresji morza litynowego (środkowy holocen); F – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (plejstocen); G – piaski i żwiry rzeczne interglacjalu eemskiego (plejstocen); H – gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Warty (plejstocen); J<sub>1</sub> – piaski średnie glacyfluwialne stadiału dolnego zlodowacenia Warty (plejstocen); J – gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty (plejstocen); L – gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Odry (plejstocen); M – gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Odry (plejstocen); N – gliny zwałowe zlodowacenia Sanu II (plejstocen)

odróżniają się od osadów plejstocenu pod względem wielkości amplitudy fali sejsmicznej (rys. 7), dzięki czemu można było dokładnie prześledzić granicę między tymi epokami geologicznymi. Osady morza litynowego (E) reprezentowane przez piaski drobne ze żwirami (otwór 2/12) i żwiry (otwór 3/12) wskazują na duże zróżnicowanie litologiczne tych utworów i wyraźnie manifestuje się to w większej amplitudzie fali (rys. 7) w stosunku do całego przebiegu fal sejsmicznych w utworach holocenicznych.

Osady morza Limnaea (Lm2 i Lm5), nierozdzielone sejsmicznie, są reprezentowane przez utwory piaszczyste oraz żwirowe (D) i osiągają pewne zróżnicowanie (rys. 6, 7) w wielkości amplitudy o bardzo małym okresie fal. Osady morza Mya(C), które występują w części przymorskiej (rys. 6), są przeważnie reprezentowane przez piaski drobne (otwór 2/12), reprezentując jednolite środowisko sedimentacyjne, odznaczają się w zapisie sejsmicznym bardzo małą amplitudą i również niedużym okresem fali. Utwory wydmy na obszarze badań są reprezento-

wane przez osady piaszczyste wydmy żółtych (D<sub>1</sub>) będących efektem regresji morza Limnaea (Lm2), gdzie w rejonie otworu 3/12 występują piaski drobne (rys. 7). Zwykle osady wydmy (rys. 6, 7) charakteryzują się niewielkim zróżnicowaniem niedużej amplitudy fali świadczącym o dość jednolitym środowisku sedimentacyjnym. Ponadto występują tam również utwory facji jeziorno-bagiennej (rys. 7) w postaci torfów oraz piasków humusowych (D<sub>3</sub>) i piasków drobnych (D<sub>4</sub>).

Należy zaznaczyć, że na obszarze mierzei jeziora Wicko w wyniku badań sejsmicznych zaobserwowano występowanie pionowych ruchów zapadliskowych (rys. 6). Można to zjawisko także zauważyć na mapie satelitarnej strefy brzegowej mierzei jeziora Wicko (rys. 8), gdzie wyraźnie widać duże zmiany w ukształtowaniu powierzchni wałów wydmy (obszar A). Natomiast T. Wyrzykowski [12] w swoich badaniach wskazuje na nieznaczne tempo podnoszenia się obszaru środkowego wybrzeża Polski należącego tektonicznie do Antekliny Łeby. Należy sądzić, że są to wnioski zbyt ogólne. Prawdopodobne ruchy zapadliskowe występują również w obszarze B (rys. 8) położonym w strefie przymorskiej obszaru mierzejowego. Stwierdzone ruchy zapadliskowe oddziałują współcześnie na powierzchnię plaży i nadbrzeżny wał wydmy (rys. 6), a także na głębsze warstwy geologiczne. Obrazuje to sytuacja na przekroju sejsmicznym, gdzie osady piaszczyste wydmy szarych ulegają pograżeniu w strefie uskoku neotektonicznych i stanowią obecnie podłoże współczesnej plaży morskiej (rys. 6). Jak wynika z zapisu sejsmicznego warstwa torfu (B1) oraz strop osadów morza litynowego (E) w analizowanym miejscu były przesunięte w dół aż o 5 m (rys. 6). Przy założeniu, że ruchy zapadliskowe tego obszaru przebiegały jednostajnie w ciągu ostatnich 2,5 tysiąca lat, to można oszacować, że średnie tempo obniżania się powierzchni analizowanego terenu wynosiło 2 mm/rok.

Nie można jednak wykluczyć, że występujące tutaj zjawisko ruchów zapadliskowych miało przebieg bardziej radykalny, większe tempo i krótszy okres. Podobne zjawisko współcześnie występujących ruchów zapadliskowych najprawdopodobniej występuje także w rejonie obszaru C położonego bardziej na zachód od Wicka Morskiego. Można to zaobserwować na obrazie satelitarnym strefy brzegowej mierzei jeziora Wicko (rys. 9), gdzie wyraźnie widać zmiany w ukształtowaniu powierzchni wałów wydmy. Dobrze obrazuje to sytuacja w rejonie dzikiej plaży obszaru C (rys. 10), gdzie występują zniszczone i pograżone w piaskach plażowych uschnięte pnie drzew wcześniej porastające przedni wał wydmy.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że na obszarze badań w rejonie środkowego wybrzeża Polski osady holocenu w wielu miejscach uległy przesunięciu w dół co najmniej o 5 m. Należy zauważyć, że tempo ruchów zapadliskowych na tym obszarze jest dwukrotnie większe niż w rejonie plaży Kępy Orłowskiej. Występujące na tym obszarze dość znaczne współczesne ruchy zapadliskowe powierzchni Ziemi mogą być bardzo niebezpieczne dla stabilności zlokalizowanych tam obiektów wojskowych (poligon wojskowy Wicka Morskie).

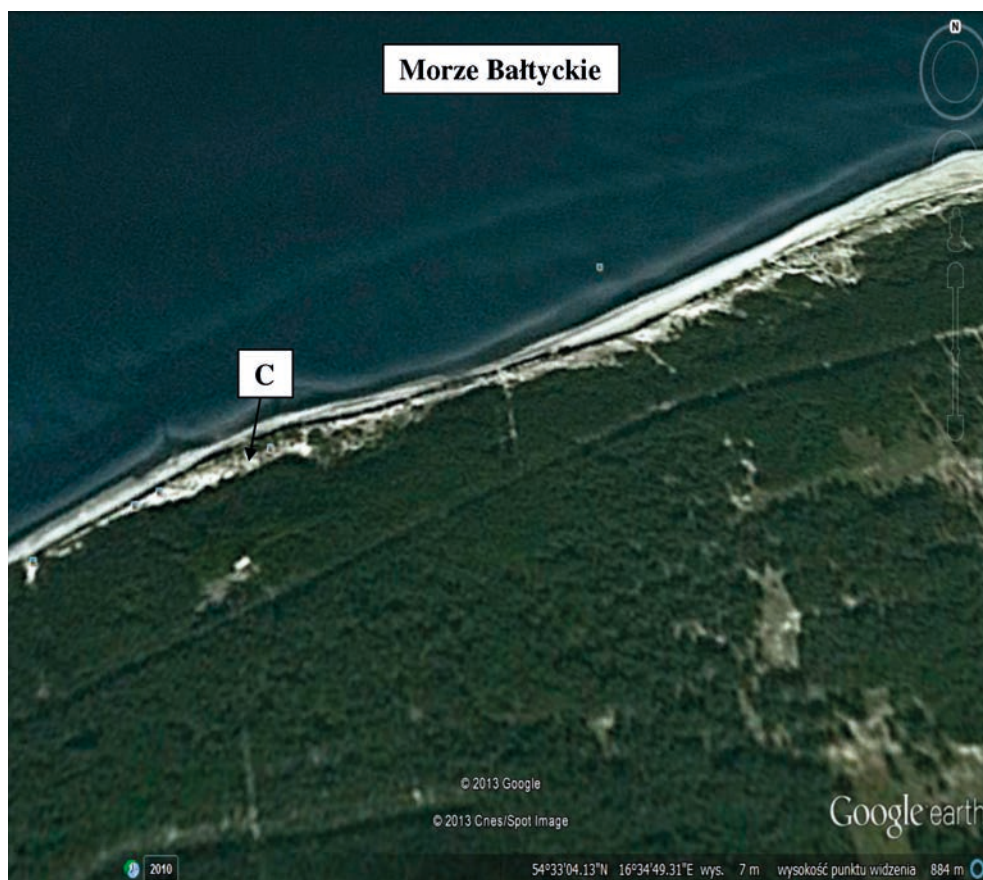
## MIERZEJA DZIWNOWSKA

Badania geologiczne i badania sejsmiczne wykonano wzdłuż przekroju usytuowanego poprzecznie do brzegu morskiego Mo-



Rys. 8. Ruchy zapadliskowe w rejonie mierzei jeziora Wicko [14]

A – obszar badań sejsmicznych strefy przymorskiej (odcinek A); B – przypuszczalny obszar ruchów zapadliskowych w strefie przymorskiej



Rys. 9. Ruchy zapadliskowe w rejonie mierzei jeziora Wicko [14]

C – przypuszczalny obszar ruchów zapadliskowych w strefie przymorskiej na zachód od Wicka Morskiego



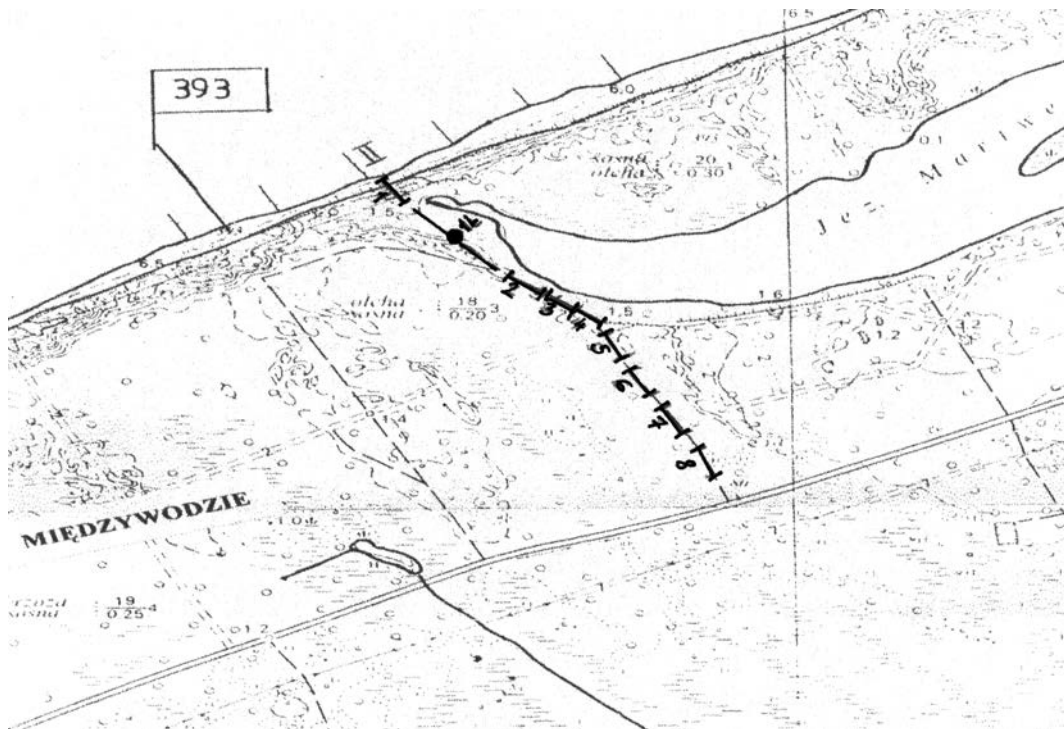
Rys. 10. Zniszczone i pogrążone w piaskach plażowych uschnięte pnie drzew wcześniejszego wału wydmowego zdegradowanego w strefie występowania ruchów zapadliskowych [15]

rza Bałtyckiego (rys. 11) na wysokości Międzywodzia w pobliżu Jeziora Martwego. Przeprowadzone badania geologiczne w postaci otworu wiertniczego 1L, który zlokalizowano w pobliżu profilu 1 i 2 (rys. 11) oraz wykonane badania sejsmiczne pozwoliły na wydzielenie określonych jednostek sejsmostratygraficznych plejstocenu i holocenu Mierzei Dziwnowskiej. Wcześniejsze badania geologiczne [11], jak i otwór wiertniczy 1L wykonany przez Państwowy Instytut Geologiczny Oddział Pomorski w Szczecinie, wskazują, że osady czwartorzędu na obszarze badań spoczywają na podłożu dolnej jury reprezentowanej w partiach stropowych przez piaski drobne i mułki. Warstwy te mogą być również zbudowane z mułowców, iłowców i piaszków. Partie stropowe utworów mezozoicznych są tutaj

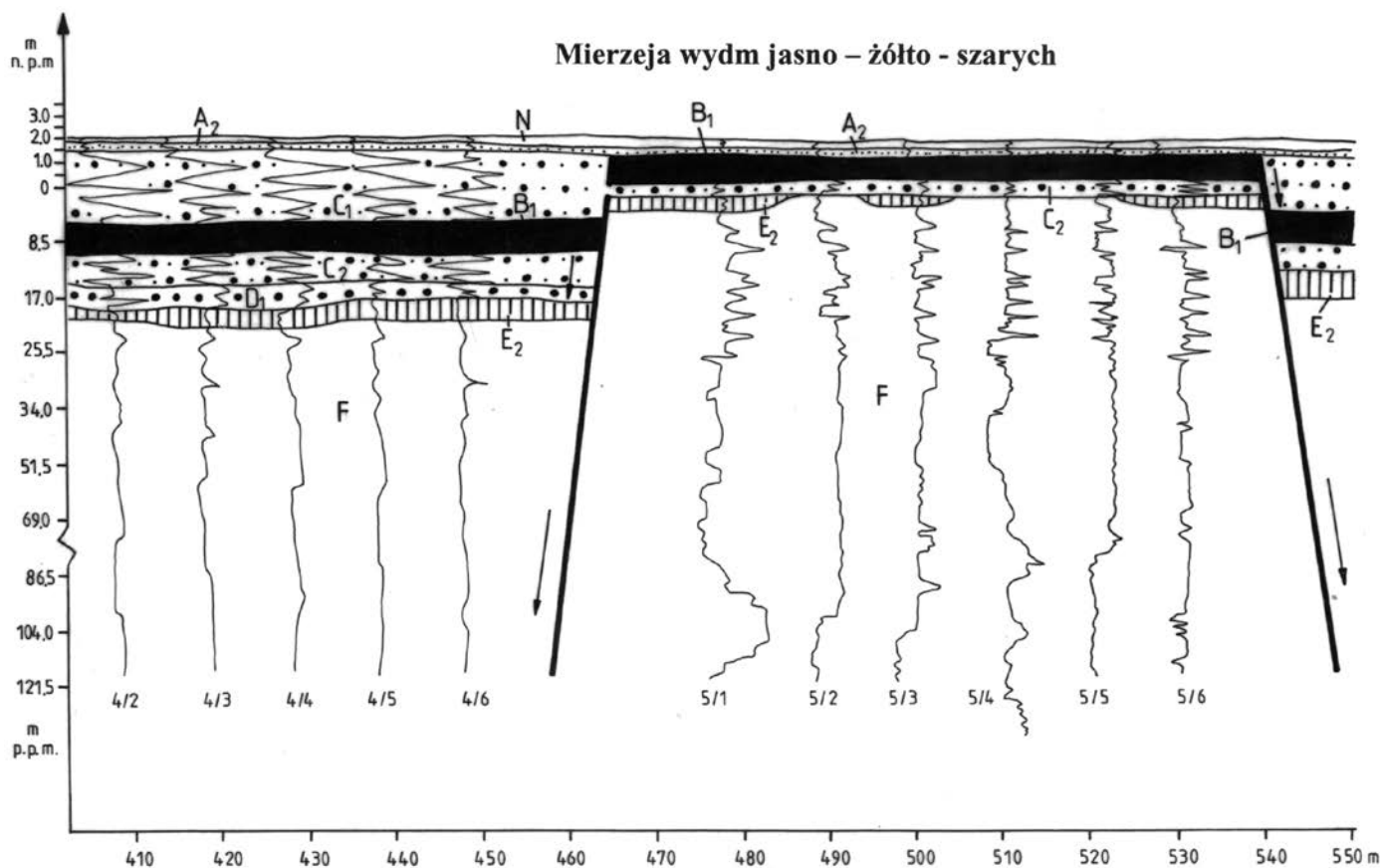
dość urozmaicone, szczególnie tam, gdzie utwory jury dolnej są mniej odporne na niszczenie. Należy stwierdzić, że na obszarze Mierzei Dziwnowskiej podłoże osadów czwartorzędowych występuje bardzo płytko pod powierzchnią terenu [5]. Wzdłuż całego przekroju sejsmicznego osady dolnej jury są bardzo dobrze rozpoznawalne (rys. 12) ze względu na ich charakterystyczny zapis sejsmiczny (F). Mała dynamika obrazu sejsmicznego osadów mezozoicznych jest spowodowana tutaj przez duże rozpraszanie fal sejsmicznych wywołane silnym zwietrzeniem stropowych partii osadów dolnej jury [5].

Osady plejstocenu przykrywają podłoże mezozoiczne. Plejstocen jest tutaj reprezentowany przez 4 jednostki sejsmostratygraficzne [5], które przedstawiają osady glacialne, glacialfluwalne i rzeczne. Przeprowadzone badania geologiczne i sejsmiczne wykazały, że spąg osadów plejstocenu reprezentują gliny zwałowe zlodowacenia Warty o miąższości od  $3 \div 10$  m. Mają charakterystyczny dla glin zwałowych zapis sejsmiczny (E2), który jest dwudzielny, mając niedużą amplitudę fali sejsmicznej i stosunkowo duży okres drgań impulsów sejsmicznych (rys. 13). W rejonie brzegu morskiego, jak wykazały badania, pod glinami zlodowacenia Wisły zalegają miąższe osady rzeczne (D2) interglacjału eemskiego (rys. 12) zalegające w głębokiej kopalnej dolinie uformowanej w strefie działania ruchów zapadliskowych.

Występuje tutaj charakterystyczny, bardzo wysoko-amplitudowy zapis sejsmiczny [5]. Kolejna jednostka sejsmostratygraficzna plejstocenu, przykrywająca gliny zwałowe zlodowacenia Warty, tworzy poziom osadów glacialfluwalnych, prawdopodobnie należących do transgresji zlodowacenia Wisły (D1) o miąższości od  $3 \div 15$  m. Utwory tego rodzaju były nawiercone w otworze 1L na głębokości 15,8 m p.p.m. i są reprezentowane przez piaski średnie z domieszką żwiru oraz piaski drobne. Kolejna jednostka sejsmostratygraficzna plejstocenu jest reprezentowana przez gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (E1) o miąż-



Rys. 11. Lokalizacja przekroju sejsmicznego na obszarze Mierzei Dziwnowskiej [5]  
1 ÷ 8 – numer profili sejsmicznych; 1L – otwór wiertniczy



Rys. 12. Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez Mierzę Dziwnowską [5]

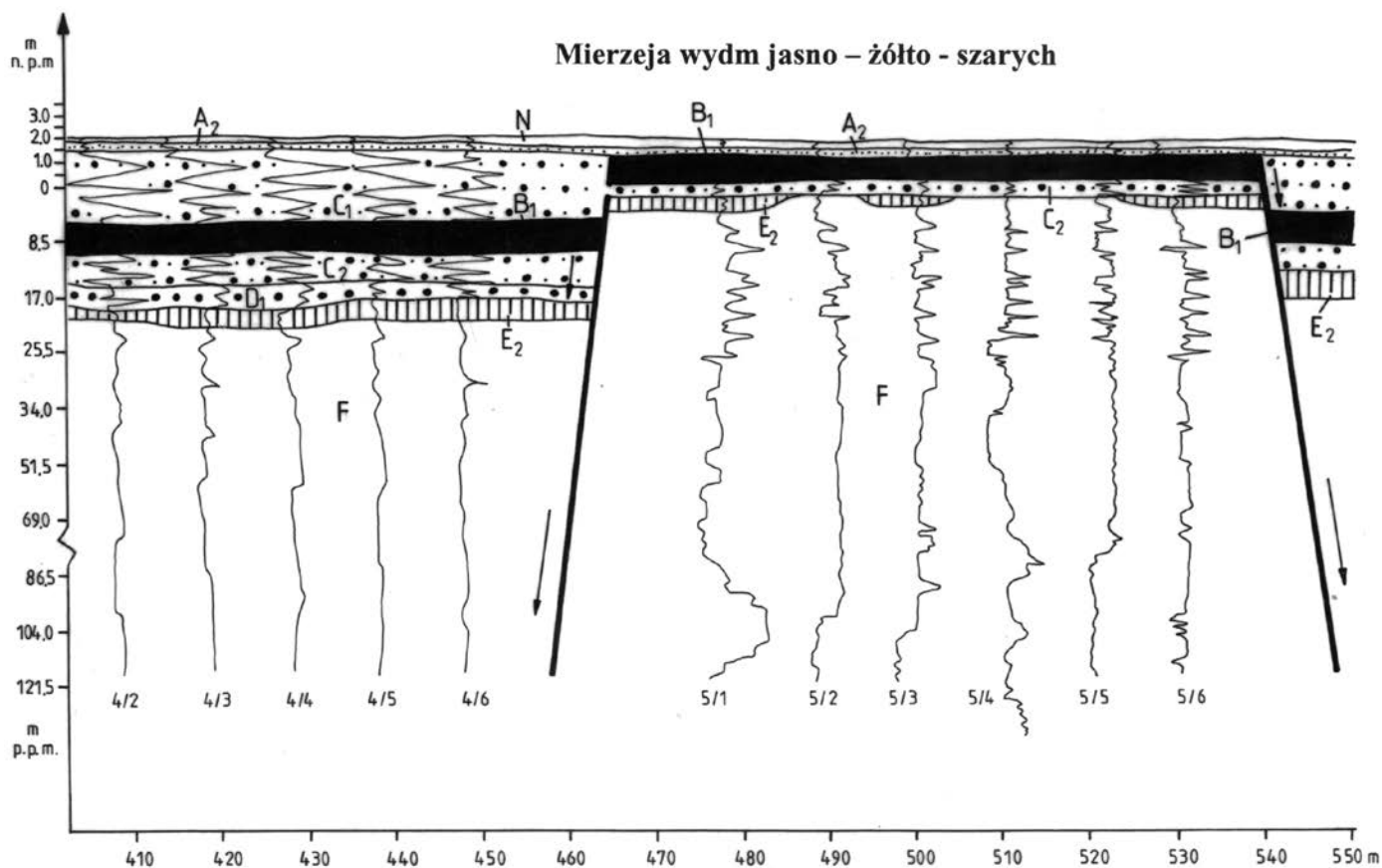
A – piaski i żwiry współczesnej transgresji Morza Bałtyckiego (późny holocen); A<sub>1</sub> – piaski i żwiry mierzei wydmy jasno-żółto-szarych z transgresji i regresji morza Mya (późny holocen); A<sub>2</sub> – piaski i żwiry mierzei wydmy jasno-żółto-szarych z transgresji i regresji morza Limnaea (Lm5, późny holocen); B<sub>1</sub> – mulki organiczne (środkowy holocen); C<sub>1</sub> – piaski i żwiry transgresji morza Limnaea (Lm2) i późnego morza litorynowego (późny i środkowy holocen); C<sub>2</sub> – piaski i żwiry wczesnego morza litorynowego (środkowy holocen); D<sub>1</sub> – piaski i żwiry glacialfluwalne z transgresji zlodowacenia Wisły (plejstocen); D<sub>2</sub> – piaski i żwiry rzeczne interglacjalu eemskiego (plejstocen); E<sub>1</sub> – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (plejstocen); E<sub>2</sub> – gliny zwałowe zlodowacenia Warty (plejstocen); F – osady jury dolnej; 1/1 – numer profilu i numer geofonu; | – uskoki tektoniczne; ↓ – kierunek ruchów neotektonicznych (ruchów zapadliskowych)

szości od 2 ÷ 3 m. Badania sejsmiczne wykazały [8], że jedynie w strefie plaży miąższość glin zwałowych tego zlodowacenia osiąga wartość 10 m (rys. 12).

Osady holocenyjskie są tutaj reprezentowane przez 7 jednostek sejsmostratygraficznych o zróżnicowanej miąższości [5]. Najstarsza jednostka jest reprezentowana prawdopodobnie przez osady morza wczesnolitorynowego (C2). Miąższość tego poziomu można oszacować od 3 ÷ 6 m. Następna jednostka sejsmostratygraficzna holocenu jest reprezentowana przez poziom mulków organicznych (B1) o dość znacznej miąższości od 4 ÷ 6 m pochodzenia jeziornego. Należy zaznaczyć, że mulki jeziorne występują na całej długości przekroju sejsmicznego i zostały udokumentowane w otworze wiertniczym 1L. Utwory te prawdopodobnie utworzyły się w środkowym holocenie. Występuje tutaj charakterystyczny zapis sejsmiczny, który jest niemy pod względem sejsmoakustycznym. Kolejna jednostka sejsmostratygraficzna (C1) dotyczy najprawdopodobniej utworów morza późnolitorynowego (rys. 12) i osadów morza Limnaea (Lm2), gdzie w strefie brzegu morskiego miąższość tych utworów waha się od 4 ÷ 5 m. Najmłodsze jednostki sejsmostratygraficzne holocenu dotyczą utworów eolicznych, które są usytuowane najwyżej w profilu geologicznym. Jednostkę sejsmostratygraficzną (A2) tworzą osady mierzei wydmy jasno-żółto-szarych, które są wynikiem transgresji i regresji późnego morza Limnaea (Lm5).

Natomiast jednostka sejsmostratygraficzna (A1) utworzona przez osady mierzei wydmy szarych jest wynikiem transgresji i regresji morza Mya i występuje w północnej części obszaru badań (rys. 12). Wyróżnia się w morfologii obszaru przybrzeżnego urozmaiconą rzeźbą terenu i dość znaczną miąższość osadów od 3 ÷ 10 m. Zapisy sejsmiczne osadów eolicznych są bardzo niskoamplitudowe. Lokalnie na osadach mierzejowych występują utwory nasypowe (N) jako materiał drogowy.

Należy stwierdzić, że w strefie plaży (rys. 12) osady transgresji morza Limnaea (Lm2) i późnego morza litorynowego (C1) oraz gliny zwałowe zlodowacenia Wisły uległy przesunięciu w dół o 2,5 m wzdłuż uskoku tektonicznego. Przy założeniu, że ruchy zapadliskowe w tym miejscu przebiegały jednostajnie w ciągu ostatnich 2,5 tysiąca lat, to można oszacować, że średnie tempo obniżania się powierzchni tego obszaru wynosiło 1 mm/rok. Natomiast w rejonie dawnego ujścia rzeki Dziwny obecny obszar Jeziora Martwego ruchy zapadliskowe wykazują znacznie większe tempo. Jak wykazały badania geologiczne, gdzie utwory tego rodzaju nawiercono na głębokości 10,80 m p.p.m. oraz badania sejsmiczne (rys. 13) mulki organiczne były przesunięte wzdłuż uskoku tektonicznego od 9 ÷ 10 m. Przy założeniu, że ruchy zapadliskowe w tym rejonie przebiegały jednostajnie w ciągu ostatnich 2,5 tysiąca lat, to można oszacować, że średnie tempo obniżania się powierzchni tego obszaru wyno-



Rys. 13. Przekrój sejsmiczno-geologiczny przez środkową część Mierzei Dziwnowskiej [5]

N – nasyp drogowy; A<sub>2</sub> – piaski i żwiry mierzei wydm jasno-żółto-szarych z transgresji i regresji morza Limnaea (Lm5, późny holocen); B<sub>1</sub> – mulki organiczne (środkowy holocen); C<sub>1</sub> – piaski i żwiry transgresji morza Limnaea (Lm2) i późnego morza litorynowego (późny i środkowy holocen); C<sub>2</sub> – piaski i żwiry wczesnego morza litorynowego (środkowy holocen); D<sub>1</sub> – piaski i żwiry glacyfluwialne z transgresji zlodowacenia Wisły (plejstocen); E<sub>2</sub> – gliny zwałowe zlodowacenia Warty (plejstocen); F – osady jury dolnej; 4/2 – numer profilu i numer geofonu; | – uskok tektoniczny; ↓ – kierunek ruchów neotektonicznych (ruchów zapadliskowych)

siło 4 mm/rok. Nie można wykluczyć, że ruchy zapadliskowe w rejonie dawnego ujścia rzeki Dziwny miały znacznie większe tempo i przebiegały w krótszym okresie czasu.

## PODSUMOWANIE

Autorzy, na podstawie wybranych przykładów z obszaru plaży Zatoki Gdańskiej (plaża w rejonie Kępy Orłowskiej), mierzei środkowego wybrzeża Polski (mierzeja jeziora Wicko) i mierzei zachodniego wybrzeża Polski (Mierzeja Dziwnowska), wykazują zróżnicowane tempo współczesnych ruchów zapadliskowych powierzchni Ziemi.

W rejonie plaży Kępy Orłowskiej, w wyniku przeprowadzenia badań sejsmicznych i geologicznych, wyszczególniono 7 jednostek sejsmostratygraficznych plejstocenu, od glin zwałowych zlodowacenia Sanu II do glin zwałowych zlodowacenia Wisły, które miejscami (rys. 4) są rozdzielone przez interstadialne osady rzeczne. Holocen reprezentują 4 jednostki sejsmostratygraficzne, od osadów wczesnego morza litorynowego do osadów współczesnego Morza Bałtyckiego. Jak wykazały badania sejsmiczne tego obszaru osady plejstocenu przemieściły się o 20 m, a osady holocenu od 2 ÷ 3 m (rys. 4). Wynika z tego, że średnie tempo ruchów zapadliskowych wynosiło 2 mm/rok. Nie można wykluczyć, że ruchy zapadliskowe były szybsze i prze-

biegały krócej. W późnym holocenie tempo ruchów zapadliskowych zmalało i wyniosło 1 mm/rok.

W rejonie mierzei jeziora Wicko wyszczególniono 9 jednostek sejsmostratygraficznych plejstocenu (rys. 6), od glin zwałowych zlodowacenia Sanu II przez osady rzeczne interglacjalu eemskiego i gliny zwałowe zlodowacenia Wisły. W holocenie wyszczególniono 6 jednostek sejsmostratygraficznych, od osadów morza litorynowego do osadów współczesnej transgresji Bałtyku. Ja wynika z badań sejsmicznych osady holocenijskie w postaci warstwy torfu (B<sub>1</sub>) oraz stropu osadów morza litorynowego (E) na analizowanym obszarze (rys. 6) przemieściły się w dół aż o 5 m. Zakładając, że ruchy zapadliskowe na tym obszarze przebiegały jednostajnie w ciągu ostatnich 2,5 tysiąca lat, to można oszacować, że średnie tempo obniżania się powierzchni terenu wynosiło 2 mm/rok. Należy stwierdzić, że tempo ruchów zapadliskowych na tym obszarze jest dwukrotnie większe niż w rejonie plaży Kępy Orłowskiej. Występujące tam dość duże współczesne ruchy zapadliskowe powierzchni Ziemi mogą być bardzo niebezpieczne dla stabilności istniejących w tym rejonie obiektów wojskowych (poligon wojskowy Wicko Morskie). Analizowane ruchy zapadliskowe są tym groźniejsze, jeżeli występują na obszarze, gdzie utwory powierzchniowe reprezentowane są przez osady glacygeniczne (gliny zwałowe, piaski gliniaste, ropy, pyły), które zaliczają się do gruntów spolistych. W związku z tym w pierwszym etapie trwania ruchów

zapadliskowych powierzchnia terenu nie ulega odkształceniom (zjawisko jest niedostrzegalne), a jedynie następuje osłabienie struktury wewnętrznej gruntów. Dopiero w późniejszym etapie osłabienie struktury wewnętrznej gruntów powierzchniowych jest już tak duże, że dochodzi do zapadnięcia się powierzchni terenu, a także do powstania awarii lub katastrofy obiektów wcześniej tam posadowionych.

W rejonie Mierzei Dziwnowskiej wyróżniono 4 jednostki sejsmostratygraficzne plejstocenu (rys. 12), od glin zwałowych zlodowacenia Warty do glin zwałowych i osadów glacifluwialnych zlodowacenia Wisły. W holocenie wyszczególniono 6 jednostek sejsmostratygraficznych, od osadów morza wczesnolitorynowego do osadów współczesnej transgresji Bałtyku. Należy stwierdzić, że w strefie plaży osady transgresji morza Limnaea i późnego morza litorynowego oraz gliny zwałowe zlodowacenia Wisły były przesunięte w dół o 2,5 m wzdłuż uskoku tektonicznego. Zakładając, że ruchy zapadliskowe w tym miejscu przebiegały jednostajnie w ciągu ostatnich 2,5 tysiąca lat, to można oszacować, że średnie tempo obniżania się powierzchni tego obszaru wynosiło 1 mm/rok. Natomiast w rejonie dawnego ujścia rzeki Dziwny ruchy zapadliskowe wykazują znacznie większe tempo. Na podstawie badań geologicznych i sejsmicznych (rys. 13) można stwierdzić, że mułki organiczne zostały przesunięte wzdłuż uskoku tektonicznego od 9 ÷ 10 m. Z obliczeń wynika, że średnie tempo obniżania się powierzchni tego obszaru wynosiło 4 mm/rok, co wskazuje na dość znaczące ruchy zapadliskowe powierzchni Ziemi strefy brzegowej Morza Bałtyckiego.

## LITERATURA

1. Graniczny M., Uścińowicz Sz.: Przemieszczenia powierzchni Ziemi (W:) Bałtyk i Półwysep Bałtycki - kompleksowe badania, analizy, oceny, doradztwo, <http://www.pgi.gov.pl/pl/geologia-morza-i-wybrzeza-uslugi/geologia-strefy-brzegowej.html>, Warszawa 2012.
2. Kaszubowski L. J.: Badania sejsmiczne z wykorzystaniem aparatury CS-5G-1. Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej, 408/1989, 159-184.

3. Kaszubowski L. J.: Eksperymentalne badania sejsmiczne w rejonie Mierzei Dziwnowskiej. Inżynieria Morska i Geotechnika, 3/1994, 113-115.
4. Kaszubowski L. J.: Przekrój sejsmiczny mierzeja jeziora Wicko. Archiwum PIG, Szczecin 2000.
5. Kaszubowski L. J.: Jednostki sejsmostratygraficzne Mierzei Dziwnowskiej. Inżynieria Morska i Geotechnika, 3/2010, 387-392.
6. Kaszubowski L. J.: Zastosowanie badań sejsmicznych w badaniach geologiczno-inżynierskich wykorzystywanych przy projektowaniu dróg i autostrad. Magazyn Autostrady, 2011, 64-70.
7. Kaszubowski L. J., Dobracki R.: Zapis ruchów neotektonicznych w profilach osadów mierzei jezior Kopań i Wicko w świetle badań geologicznych i sejsmicznych. Wydawnictwo Pomorskiej Akademii Pedagogicznej, Słupsk 2005, 297-305.
8. Kaszubowski L. J., Dobracki R.: Budowa geologiczna Mierzei Dziwnowskiej okolic Międzywodia w świetle badań geologicznych i sejsmicznych. Materiały XV Seminarium Naukowego – Regionalne Problemy Ochrony Środowiska pt. Geotechnika w projektach wspieranych przez Unię Europejską na Pomorzu Zachodnim, Szczecin – Tuczno 2007, 43-52.
9. Kaszubowski L. J.: Młode ruchy tektoniczne w rejonie plaży Kępy Redłowskiej w świetle badań sejsmicznych i geologicznych. Materiały Konferencji Naukowej XVI terenowych warsztatów sedimentologicznych pt. Ewolucja Środowisk Sedymenacyjnych Regionu Półwyspu Kaszubskiego, Władysławowo 2014.
10. Rosa B.: O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Societatis Scientiarum, Toruń 1963.
11. Ruszała M.: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wolin i Międzywodziu, Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1977.
12. Wyrzykowski T.: Opracowanie map gradientów prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Prace Inst. Geod. Kart., 37/1990.
13. Google Earth – obraz satelitarny z 01.04.2011 r.
14. Google Earth – obraz satelitarny z 28.08.2012 r.
15. Google Earth – fot. Azalicja Alicja, 2013 r.