

Załącznik nr 2

Szczecin, 08.03.2019 r.

dr Leszek J. Kaszubowski
Zakład Geologii Inżynierskiej i Hydrogeologii
Katedra Geotechniki, Wydział Budownictwa i Architektury
Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny, Szczecin
70-310 Szczecin, Al. Piastów 50

AUTOREFERAT

1. Imię i nazwisko

Leszek J. Kaszubowski

2. Posiadane dyplomy i stopnie naukowe z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej

- Magister geografii, specjalność – geomorfologia i geologia czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, tytuł pracy magisterskiej – Budowa geologiczna Mierzei Sarbskiej, data: 13.09.1979 r., promotor pracy – prof. dr hab. Bogusław Rosa
- Doktor Nauk Przyrodniczych, dyscyplina geografia, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Nauk o Ziemi, tytuł rozprawy doktorskiej – Rozwój paleogeograficzny obszaru pomiędzy jeziorem Sarbsko, a Jeziorem Żarnowieckim w holocenie w świetle badań litologicznych, data: 20.04.1988 r., Promotor rozprawy – prof. dr hab. Roman Racinowski
- Dyplom ukończenia studiów podyplomowych z geologii, Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, data: 01.04.2011 r.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych

- od 01.10.1979 r. – 30.09.1980 r. asystent techniczny w Katedrze Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego
- od 01.10.1980 r. – 30.09.1982 r. asystent w Zakładzie Geomorfologii i Geologii Morza, Oddziału Morskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Gdyni
- od 01.10.1982 r. – 28.02.1985 r. starszy asystent w Zakładzie Surowców Mineralnych, Oddziału Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego w Sopocie

- od 01.03.1985 r. - 30.09.1990 r. asystent w Zakładzie Geologii Inżynierskiej i Hydrogeologii, Instytutu Inżynierii Wodnej, Wydziału Budownictwa i Architektury Politechniki Szczecińskiej (obecnie Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie)
- od 01.10.1990 r. – 31.12.2008 r. adiunkt w Zakładzie Geologii Inżynierskiej i Hydrogeologii, Katedry Geotechniki, Wydziału Budownictwa i Architektury Politechniki Szczecińskiej (obecnie Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie)
- 01.01.2009 r. – do dzisiaj, adiunkt w Zakładzie Geologii Inżynierskiej i Hydrogeologii, Katedry Geotechniki, Wydziału Budownictwa i Architektury Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie

4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art.16 ust.2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki:

4.1. Tytuł osiągnięcia naukowego

Jako osiągnięcie naukowe – wynikające z art.16 ust.2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. Nr 65, poz.595 ze zm.) przedstawiam dorobek publikacyjny związany tematycznie z obszarem badawczym pt. **Badania geologiczne i sejsmiczne Morza Bałtyckiego.**

4.2. Omówienie celu osiągnięcia naukowego oraz jego najważniejszych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania

4.2.1. Wprowadzenie

Badania geologiczne, które wykonywałem były w dużej mierze związane z rozpoznaniem ewolucji obszaru południowobałtyckiego, gdzie czołowym zagadnieniem wybijała się problematyka związana z charakterystyką transgresji Morza Bałtyckiego w czasie ostatnich 8500 lat, gdzie powstaje pytanie: czy transgresja morska była procesem ciągłym, czy też miała charakter cykliczny?, a także kwestia dotycząca dawnych poziomów morza jako jedno z ważniejszych zagadnień naukowych. Szczególnie sprawa związana z określeniem dawnych poziomów morskich, jak do tej pory na terenie wybrzeża Polski jest ciągle kwestią otwartą i wokół niej istnieje dużo rozbieżności.

Bardzo złożonym problemem jest zagadnienie dotyczące zasadniczych przyczyn holocenijskiej transgresji Morza Bałtyckiego. Zagadnieniem tym zajmowano się już od bardzo długiego czasu, co najmniej od momentu zainteresowania się ewolucją szeroko rozumianego obszaru bałtyckiego. Poglądy na tę kwestię zmieniały się stopniowo, w miarę jak zmieniały się metody badawcze oraz w trakcie napływania coraz to nowszych wyników naukowych. Postęp w metodach badawczych, a w szczególności zastosowanie z dużym powodzeniem badań sejsmoakustycznych do badania dna morskiego i bardziej zaawansowane techniki wierceń podmorskich przyczyniły się wydatnie do coraz lepszego poznania budowy geologicznej dna Morza Bałtyckiego. Jednym z moich celów badań naukowych było przedstawienie charakterystyki przebiegu transgresji Morza Bałtyckiego w

środkowym i późnym holocenie. Chcę w tym miejscu postawić tezę, iż zarówno współczesna transgresja Morza Bałtyckiego, jak i wcześniejsze transgresje mają przyczynę przyrodniczą wywodzącą się z określonych procesów związanych z aktywnością Słońca. Generalnie rzecz biorąc, to właśnie zmienna aktywność słoneczna jest przyczyną w ujęciu globalnym określonych zmian klimatycznych na Ziemi, a co za tym idzie dalej procesów transgresji i regresji Oceanu Światowego, a w tym i Morza Bałtyckiego. Należy jeszcze dodać, że ważne znaczenie ma również przebieg ruchów tektonicznych występujących na określonym obszarze.

Efekt cieplarniany wywołany przez działalność gospodarczą człowieka, który uznawany jest dość powszechnie jako decydujący w przebiegu współczesnej transgresji morskiej, według autora ma jedynie ograniczony zakres, posiada rolę modyfikującą, a nie decydującą w przebiegu tego procesu. Do tej pory wśród badaczy nie ma jednolitego stanowiska w problematyce związanej z przyczynami i charakterystyką transgresji Morza Bałtyckiego w okresie polodowcowym. Początkowo przeważały poglądy, że transgresja Morza Bałtyckiego w okresie postglacjalnym miała charakter ciągły, trwała nieprzerwanie aż do czasów obecnych. W późniejszym okresie wielu uczonych uważało, że transgresja morska w holocenie miała charakter fazowy, gdzie istniało co najmniej kilka określonych faz transgresyjnych Bałtyku. Badania geologiczne strefy brzegowej Morza Bałtyckiego, które przeprowadziłem pozwoliły na zweryfikowanie tych poglądów, gdzie procesy transgresji i regresji morskich miały wyraźnie charakter cykliczny.

Badania geologiczne w postaci badań litologicznych i litostratygraficznych w pierwszym okresie wykonywałem w ramach projektu badawczego MR-I-15 prowadzonego przez Katedrę Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego, a w następnym okresie w ramach grantu finansowanego przez dawną Politechnikę Szczecińską (umowa nr 15-0103/17-99-00/RKH), dzisiaj Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie. W ten sposób zostały wykonane pod moim nadzorem 82 otwory wiertnicze na terenie polskiej strefy brzegowej. W ramach szczegółowych badań litologicznych i litostratygraficznych wykonałem analizy granulometryczne (ponad 1000 próbek osadów), analizy graniforimetriczne i badania morfologii powierzchni ziaren kwarcowych za pomocą mikroskopu skaningowego typ „JEOL-JSM-S 1” produkcji japońskiej. Oprócz badań litologicznych zostały wykonane dla wybranych próbek analizy biostratygraficzne (analizy palinologiczne i okrzemkowe) oraz wydatowane metodą radiowęglową ^{14}C pozyskane próbki osadów organicznych. Otrzymane wyniki analiz granulometrycznych posłużyły mi do obliczenia podstawowych wskaźników uziarnienia osadów, które pozwoliły na scharakteryzowanie określonych środowisk sedymentacyjnych tworzących się wówczas cyklicznie mierzei południowobałtyckich.

Badania sejsmiczne polegają na pomiarze i analizie sztucznie wygenerowanych fal sejsmicznych w ośrodkach geologicznych. Fale sejsmiczne należą do fal sprężystych, które przenoszą drgania poprzez badane warstwy geologiczne. Przy pomocy takich badań można określać budowę i właściwości ośrodków geologicznych. Każda zmiana w budowie geologicznej oraz występujących tam właściwościach (np. spękania, stopień zwietrzenia, uskoki, zmiana gęstości i parametrów sprężystych: (moduł Younga, współczynnik Poissona) wpływa na zmianę parametrów fal sejsmicznych. W czasie pomiarów drgania sejsmiczne wytwarzane są przez różne źródła energii np. uderzenie młotem (sledgehammer), kufar (weight drop), iskrownik (sparker), eksplozja materiałów wybuchowych, wibratory (vibroiseisy) lub jeszcze inne źródła (airgun, buffalo

gun, boomer). Do zarejestrowania drgań powierzchni ziemi stosowane są odbiorniki – geofony, akcelerometry lub hydrofony (pod powierzchnią wód morskich lub jeziornych).

Badania sejsmiczne, które mają bardzo duże znaczenie w geofizyce poszukiwawczej związanej z badaniem głębokiego podłoża geologicznego w poszukiwaniu złóż ropy naftowej i gazu ziemnego, węgla kamiennego i brunatnego, a także innych złóż surowców mineralnych, posiadają także coraz większe znaczenie w badaniach płytszego podłoża gruntowego związanego z badaniami geologiczno-inżynierskimi i geotechnicznymi. Tym drugim praktycznym aspektem badań sejsmicznych postanowiłem zająć się w moich badaniach naukowych prowadzących do lepszego rozpoznawania warunków geologicznych i geotechnicznych podłoża gruntowego bardzo istotnego w relacji współpracy grunt-budowla. W badaniach geofizycznych związanych z geologią inżynierską i geotechniką często stosowane są badania radarowe i geoelektryczne. Szczególnie te ostatnie związane z badaniem podłoża gruntowego zbudowanego z osadów czwartorzędowych na obszarze Polski północnej i środkowej, gdzie występuje bardzo duża zmienność litologiczno-genetyczna nie zawsze w sposób satysfakcjonujący odzwierciedlają rzeczywistą budowę geologiczną. W związku z tym postanowiłem na większą skalę wdrożyć w badaniach podłoża gruntowego płytkie badania sejsmiczne zwane też sejsmiką inżynierską, które w bardzo dobry sposób odzwierciedlają model fizyczny warstw geologicznych budujących określone podłoże gruntowe.

Sejsmika inżynierska w badaniach podłoża gruntowego na szerszą skalę stosowana jest na obszarze Polski południowej, gdzie w płytszym podłożu geologicznym występuje duży kontrast prędkościowy przemieszczających się tam fal sprężystych, które napotykają na stosunkowo płytko zalegające utwory skalne starszego podłoża. Jest to sytuacja sprzyjająca do poprawnego odzwierciedlenia położenia twardego podłoża, od którego występuje bardzo silne odbicie lub wyraźna powierzchnia poślizgu fal sprężystych pod strefą małych prędkości, w której interpretacja obrazu falowego jest bardziej skomplikowana. Badania tego typu na omawianym obszarze służą do określania stropu nie zwietrzałego masywu skalnego np. granitów, bazaltów, wapieni czy dolomitów; granic oddzielających warstwy o różnym stopniu zwietrzenia; skuteczności podsadzania pustek i stref spękań podłoża w rejonach płytkiej eksploatacji górniczej; stref uskokowych, stref spękań i osłabienia, pustek górniczych, kawern i zapadlisk, nieczynnych szybów, szybików, chodników i sztolni; rozpoznania stref osuwiskowych oraz położenia zwierciadła wód gruntowych.

Natomiast na obszarze Polski północnej podłoże gruntowe zbudowane jest z bardzo miększej pokrywy osadów czwartorzędowych o dużym zróżnicowaniu litologiczno-genetycznym, gdzie obszar kształtowany był pod wpływem co najmniej ośmiu zlodowaceń skandynawskich, występuje także stosunkowo miększa strefa małych prędkości. Ta niedogodna sytuacja dla badań sejsmicznych w których stosowana jest metoda fal odbitych (metoda refleksyjna) spowodowała, że aparatura pomiarowa, nawet o zaawansowanej technologii pomija górne partie podłoża gruntowego zaczynając rejestrację dopiero od głębokości 30-50 m poniżej powierzchni terenu. W takiej sytuacji stosowana metoda refleksyjna w płytkich badaniach sejsmicznych jest zupełnie bezużyteczna dla budownictwa i inżynierii środowiska, czy geologii czwartorzędu, gdzie górne partie podłoża gruntowego są najistotniejsze w celu dokładnego rozpoznania warunków gruntowo-wodnych branych pod uwagę przy posadowieniu określonych obiektów.

W takiej sytuacji postanowiłem przystosować do badań osadów czwartorzędowych i ich podłoża jako jeden z moich celów badawczych aparaturę pomiarową sejsmiki inżynierskiej stosowanej do badań kontrolnych w kopalniach węgla kamiennego, gdzie pierwsze wstąpienie fali sprężystej rejestrowane jest od samego początku skali czasowej. Aparatura ta o nazwie CS-5G-1 jest czasomierzem sejsmicznym sześćo -kanałowym o wysokiej rozdzielczości, która z mojej inicjatywy została zakupiona przez Katedrę Geotechniki dawnej Politechniki Szczecińskiej (dzisiaj Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie). Badania te mogą być wykonywane w kilku zakresach pomiarowych: Z (Zakres pomiarowy) = 25 ms; Z = 50 ms; Z = 100 ms; Z = 200 ms; Z = 400 ms; Z = 800 ms, co powoduje, że fale sprężyste docierają do głębokości od 20–1000 m p.p.t. Stosuje się rozstaw 6 geofonów co 10 m, a maksymalna długość pojedynczego profilu sejsmicznego (sekcji) wynosi 50 m. Odstęp pomiędzy profilami zwykle wynosi od 20-40 m. Podczas badań terenowych stosuje się przeważnie wzmocnienie sygnałów sejsmicznych (54-66 dB). Źródłem wzbudzania fal sprężystych jest młotek sejsmiczny. Także z mojej inicjatywy w Katedrze Geotechniki został zbudowany rejestrator magnetyczny, który w trakcie badań terenowych miał za zadanie zapisywanie rejestracji sejsmicznych. Opracowany odpowiedni program pozwalał na wyświetlanie na monitorze komputera wcześniej zarejestrowanych zapisów obrazu falowego.

Następnym moim ważnym celem badawczym było opracowanie wzorców interpretacyjnych zarejestrowanego obrazu falowego związanych z rozpoznawaniem określonego rodzaju gruntu, jego genezy, a nawet wieku. Opracowanie przez mnie określonych wzorców interpretacyjnych, generalnie zmierzało do wydzielenia określonych jednostek sejsmostratygraficznych związanych z osadami pokrywy czwartorzędowej. Należy dodać, że przeprowadzane badania sejsmiczne były wielokrotnie weryfikowane przez wcześniej istniejące odwierty reperowe lub wykonywane w miarę potrzeb odwierty kontrolne. Na obszarze lądowym Polski północnej przeprowadziłem badania sejsmiczne na terenie Pomorza Zachodniego oraz w rejonie strefy brzegowej Morza Bałtyckiego, od Świnoujścia aż po Krynicę Morską na obszarze Mierzei Wiślanej, gdzie łączna długość profilowań sejsmicznych wyniosła ponad 40 km.

Natomiast badania sejsmoakustyczne wykonuje się w celu rozpoznawania budowy geologicznej dna morskiego, gdzie wykorzystywana jest metoda fal odbitych, która polega na tym, że za statkiem holowane jest źródło fal sprężystych i hydrofon, który odbiera odbite od warstw geologicznych fale sejsmiczne. W zależności jaka jest stosowana częstotliwość wzbudzanych fal sejsmicznych ustala się głębokość penetracji fal w głąb warstw geologicznych i ich rozdzielczość. Jest zasada, która mówi, że im wyższa jest częstotliwość wzbudzanych fal sejsmicznych, tym płytsza jest penetracja tych fal w warstwach geologicznych, ale za to przy dużej rozdzielczości. Z kolei, im niższa jest częstotliwość fal sejsmicznych, tym głębsza jest penetracja fal, ale już przy mniejszej rozdzielczości. Płytkie morskie badania sejsmoakustyczne, w których rejestracja fal odbitych odbywa się w sposób ciągły, wykonywane są w czasie nieprzerwanego ruchu statku, wzdłuż założonej siatki profilowań.

Pozycjonowanie badań odbywa się przy pomocy nowoczesnej nawigacji satelitarnej GPS. Na obszarze zbiorników morskich źródło drgań sejsmicznych jest holowane w przypowierzchniowej warstwie wodnej, a w głębszych partiach oceanów badania sejsmoakustyczne wykonywane są za pomocą profilografów, gdzie źródło

drgań jest holowane tuż przy dnie oceanicznym. W obrębie polskiego dna Bałtyku profilowanie sejsmoakustyczne było wykonywane za pomocą hydrosondy M-2A firmy Hunttec produkcji kanadyjskiej lub za pomocą systemu E.G.G. produkcji USA. Należy dodać, że ciągle profilowanie sejsmoakustyczne w rejonie płytszych akwenów morskich jest wykonywane z zastosowaniem trzech różnych generatorów (źródeł) drgań fal sprężystych:

- BOOMER (UNIBOOM) – model 230 działa w zakresie częstotliwości od 500 Hz – 15 kHz, gdzie w tym przypadku fale sejsmoakustyczne docierają do głębokości od 150-200 m przy rozdzielczości ok.15 cm,
- SPARKER - model 267A (trójelektrodowy) działa w zakresie częstotliwości od 100 Hz - 2 kHz, gdzie fale sejsmoakustyczne docierają do głębokości 1000 m przy rozdzielczości 2 m,
- PINGER - stanowi źródło drgań o bardzo dużej częstotliwości i bardzo dużej rozdzielczości, ale posiada nieduży zasięg głębokości penetracji fal sejsmoakustycznych.

Chciałbym zaznaczyć, że z badaniami sejsmoakustycznymi i ich wynikami w postaci rejestracji obrazu falowego zapoznałem się wcześniej, pracując na stanowisku naukowym w Zakładzie Geomorfologii i Geologii Morza, Oddziału Morskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Gdyni oraz w Zakładzie Surowców Mineralnych, Oddziału Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego w Sopocie. W tym ostatnim miejscu oprócz prac związanych z interpretacją pozyskanych rejestracji sejsmoakustycznych, brałem także udział w rejsach badawczych kierując badaniami sejsmoakustycznymi w rejonie dna polskiego Bałtyku. Jednym z moich celów badawczych związanych z badaniami sejsmoakustycznymi było opracowanie przez mnie określonych wzorców interpretacyjnych pozyskiwanych obrazów falowych związanych z określonym rodzajem gruntów, ich genezy, czy nawet wieku budujących podłoże dna morskiego. W takim ujęciu chodziło również o wyznaczenie jednostek sejsmostratygraficznych pokrywy czwartorzędowej i jej podłoża w obrębie dna Morza Bałtyckiego.

Moim celem badawczym związanym z obszarem dna Bałtyku było na podstawie przeprowadzonych badań sejsmoakustycznych trafne rozpoznanie warunków geologicznych i geotechnicznych związanych z określonym podłożem gruntowym. Należy dodać, że wyniki przeprowadzonych badań sejsmoakustycznych były wielokrotnie weryfikowane przez wcześniej zaprojektowane odwierty kontrolne. Na tej podstawie sporządziłem szereg map geologicznych związanych z określonymi jednostkami sejsmostratygraficznymi pokrywy czwartorzędowej i jej podłoża wybranych części dna Morza Bałtyckiego, a w tym mapy strukturalne i miąższościowe. Również opracowałem szereg przekroji sejsmiczno-geologicznych przedstawiających budowę geologiczną wybranych fragmentów dna morskiego. Zarówno szczegółowa analiza wcześniej wykonanych przez Oddział Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego map geologicznych dna Morza Bałtyckiego w skali 1 : 200 000, jak i analiza wyników przeprowadzonych badań sejsmoakustycznych, a także wyniki badań geotechnicznych przeprowadzonych w wybranych częściach dna morskiego związanych z przebudową i budową obiektów portowych w rejonie Gdańska i Kołobrzegu, czy też wyniki badań geologiczno-inżynierskich i geotechnicznych wykonanych na obszarze Pomorza Zachodniego, a w szczególności w strefie brzegowej Bałtyku, przyczyniły się, że mogłem podjąć opracowanie map geotechnicznych polskiego dna Morza Bałtyckiego.

4.2.2a. Wykaz wybranego dorobku publikacyjnego związanego tematycznie z obszarem badawczym (badania geologiczne i sejsmiczne strefy brzegowej Morza Bałtyckiego)

1. D4 Kaszubowski L., 1988. Holocénska pokrywa osadowa Mierzei Dziwnowskiej, Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej nr 378, 53-70. **czasopismo polskie nieuwzględnione w punktacji MNiSW (D)**
2. D6 Kaszubowski L., 1989. Holocénska ewolucja Mierzei Sarbskiej w świetle badań litologicznych, Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej nr 397, Geotechnika V, 203-225 - **czasopismo polskie nieuwzględnione w punktacji MNiSW (D)**
3. A1 Kaszubowski L., 1992. Middle and late Holocene transgressions of the Baltic Sea on the central Polish coast, Journal of Coastal Research vol. 8 no.2, 301-311- **lista A MNiSW, Journal Citation Reports – no 5748, Impact Factor 0.92**
4. B5 Kaszubowski L.J., 1994. Eksperymentalne badania mikrosejsmiczne w rejonie Mierzei Dziwnowskiej, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 3, 113-115 – **lista B MNiSW**
5. A2 Kaszubowski L.J., 1996. Geomorphology and Contemporary Evolution of the Western Polish Coast, Journal of Coastal Research vol. 12 no. 2, 484-495 - **lista A MNiSW, Journal Citation Reports – no.5748, Impact Factor 0.92**
6. M3 Kaszubowski L.J., 2007. Analiza granulometryczna osadów przekroju geologicznego „Świnoujście II”. (W:) Z. Meyer (red.) Problemy Ochrony Środowiska. Wyd. Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Tuczno, pp. 63-71 – **rozdział w monografii (M)**
7. B14 Kaszubowski L.J., 2010. Jednostki sejsmostratygraficzne Mierzei Dziwnowskiej, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 3, 387-392 - **lista B MNiSW**
8. K2 Kaszubowski L.J., 2018. Evolutional Trends and the Current Management of the Beach-Dune Systems along the Western Polish Coast (Southern Baltic Sea), Botero C.M., Cervantes O.D., Finkl C.W. (eds.) Beach Management Tools – Concepts, Methodologies and Case Studies, vol.24, Springer International Publishing Switzerland, Heidelberg New York Dordrecht London DOI 10.1007/978-3-319-58304-4_6, pp.101-144 – **rozdział w książce (K)**

4.2.2b. Analiza wybranego dorobku publikacyjnego związanego tematycznie z obszarem badawczym (badania geologiczne i sejsmiczne strefy brzegowej Morza Bałtyckiego)

1. **D4 Kaszubowski L., 1988. Holocénska pokrywa osadowa Mierzei Dziwnowskiej, Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej nr 378, 53-70. Czasopismo polskie nieuwzględnione w punktacji MNiSW (D), liczba punktów według wcześniejszej kwantyfikacji 4; liczba cytowań wg. Google Scholar – brak danych, wg. Web of Science – brak danych**

Przeprowadzone przeze mnie badania geologiczne na obszarze Mierzei Dziwnowskiej [1] zostały wykonane w postaci prac wiertniczych w obrębie współczesnej plaży morskiej na przestrzeni 12 km. Wiercenia zostały przeprowadzone systemem ręcznym, średnio do głębokości 5-6 m poniżej powierzchni plaży. Pobrane próbki

były przeznaczone na badań litostratygraficznych, a pozyskane próbki organiczne przeznaczono do badań wieku metodą radiowęglową C-14. Osady z profilu wiertniczego położonego w rejonie Dziwnówka zostały wydatowane metodą termoluminescencyjną w Pracowni TL Instytutu Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie. Badania litologiczne, które przeprowadziłem na obszarze badań dotyczyły głównie zbadania granulometrii osadów, dla których obliczyłem podstawowe wskaźniki uziarnienia metodą momentów centralnych wyznaczając M_1 (średnia średnica ziaren), M_2 (współczynnik wysortowania osadów), M_3 (asymetria rozkładu uziarnienia) i M_4 (spłaszczenie rozkładu uziarnienia) w wartościach skali phi. Dodatkowo wyliczyłem jeszcze współczynnik zmienności, entropię i entropię względną. Na podstawie przeprowadzonych badań geologicznych i analizy materiałów archiwalnych stwierdziłem, że podłoże osadów mierzejowych budują osady plejstocenu i wczesnego holocenu. Jak wykazał otw.1 zlokalizowany w pobliżu Świętougścia na głębokości 3 m p.p.m. występują piaski drobne najprawdopodobniej należące do utworów glacialfluwialnych zlodowacenia Warty o słabym wysortowaniu. Charakterystyczny jest tutaj dość duży udział frakcji pyłowej dochodzący do 18% w stosunku do całej masy osadu. Analiza materiałów archiwalnych dotycząca obszaru Mierzei Dziwnowskiej wykazała, że w rejonie Międzywodzia oraz na odcinku od Dziwnowa do Dziwnówka występują dwie duże doliny marginalne, nie jest wykluczone, że są to doliny rzeczne. Doliny te zostały w niektórych miejscach wypełnione osadami mulistymi z pewną zawartością materii organicznej. Taka sytuacja została stwierdzona w rejonie otw.21 na plaży w pobliżu Dziwnówka. Występują tam muły szaro-zielone wydatowane metodą termoluminescencyjną w spągu na 66 ± 10 ka BP, a w części stropowej na 54 ± 8 ka BP. Należy sądzić, że omawiane utwory są osadami interstadialnymi. Podścielające je szare gliny zwałowe zostały wydatowane tutaj na 107 ± 15 ka BP. We wschodniej części mierzei w podłożu mogą jeszcze występować osady glacialfluwialne. Osady wczesnego holocenu reprezentujące okres preborealny i borealny występują w zagłębieniach dawnych den dolinnych i terasów zalewowych reprezentowane przez muły i piaski rzeczne. Pokrywa osadowa holocenu jest zróżnicowana pod względem miąższości i wykształcenia litologicznego. Najmniejsze wartości miąższości występują w rejonie skłonu wysoczyzn plejstocenijskich, a największe w części centralnej mierzei, gdzie utwory tworzą dwudziestometrową serię akumulacyjną. W trakcie badań stwierdziłem, że środkowy holocen reprezentowany przez okres atlantycki jest wykształcony już przez właściwe struktury mierzejowe tworzące określone serie transgresyjne i regresyjne Morza Bałtyckiego. W tym czasie na obszarze Mierzei Dziwnowskiej zachodzi transgresja morza wczesnolitorynowego w fazie L2 (według aktualnych poglądów autora w cyklu L2) z szybko postępującą abrazją ścinającą i powierzchniową, wraz z szybkim zabieraniem dużych obszarów lądowych przez wody morskie. Tworzy się w tym czasie seria transgresyjna zbudowana z piasków drobnych i średnich o umiarkowanym wysortowaniu z obecnością fauny morskiej. W wielu miejscach stwierdziłem występowanie osadów grubofrakcyjnych w postaci żwirów i piasków grubych. W rejonie Międzywodzia rozpoznałem serię transgresyjną zbudowaną z piasków średnich, miejscami piasków drobnych z fragmentami fauny morskiej, w tym z formą przewodnią ślimakiem *Littorina littorea line* zalegająca w poziomie -5.1 m n.p.m., świadczącym o transgresji litorynowej w fazie L3 (cyklu L3), która objęła swym zasięgiem znaczne obszary dzisiejszej mierzei. Wyżej położona warstwa reprezentowana przez piaski średnie, miejscami grube z liczną fauną morską należą już do serii regresyjnej. Górne warstwy osadów morskich reprezentowane przez piaski średnie i grube należą do transgresji i regresji morza późnolitorynowego w fazie L4 (cyklu L4)

świadczące o kolejnej transgresji Morza Bałtyckiego, która miała jednak mniejszy zasięg w kierunku południowym niż poprzednia. Osady tej serii, które stwierdziłem w otw. I są reprezentowane przez piaski grube o mocno rozbudowanym histogramie rozkładu uziarnienia świadczącym o słabym wysortowaniu w ówczesnej strefie brzegowej. Pod koniec okresu atlantyckiego z chwilą regresji morza późnolitorynowego tworzy się mierzeja wydm późnolitorynowych. Osiągnięciem naukowym tej publikacji było dobre rozwarstwienie poziomów transgresyjnych i regresyjnych morza litorynowego oraz poznanie zmian paleogeograficznych na ówczesnym obszarze. W późnym holocenie, szczególnie w okresie subborealnym na zapleczu obszaru mierzejowego tworzy się torfowisko przybrzeżne. W okresie subatlantyckim Morze Bałtyckie w dalszym ciągu transgreduje i regreduje, gdzie niszczy wcześniej utworzone struktury mierzejowe, a linia brzegowa przemieszcza się w kierunku południowym na odległość 500 m od obecnego brzegu morskiego. Podczas ostatniego cyklu regresyjnego tworzy się mierzeja wydm szarych, która jest dobudowywana do starszych struktur strefy brzegowej.

2. D6 Kaszubowski L., 1989. Holocenna ewolucja Mierzei Sarbskiej w świetle badań litologicznych, Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej nr 397, Geotechnika V, 203-225. Czasopismo polskie nieuwzględnione w punktacji MNiSW (D), liczba punktów według wcześniejszej kwantyfikacji 4; liczba cytowań wg. Google Scholar 2, wg. Web of Science – brak danych

Badania geologiczne, które przeprowadziłem w rejonie Mierzei Sarbskiej [2] położonej na środkowym wybrzeżu Polski dotyczyły zbadania holocennej ewolucji tego obszaru na podstawie szczegółowo przeprowadzonych badań litologicznych osadów. Badania litologiczne, które przeprowadziłem na obszarze badań dotyczyły głównie zbadania granulometrii osadów, dla których obliczyłem podstawowe wskaźniki uziarnienia metodą momentów centralnych wyznaczając M_1 (średnia średnica ziaren), M_2 (współczynnik wysortowania osadów), M_3 (asymetria rozkładu uziarnienia), M_4 (spłaszczenie rozkładu uziarnienia) w wartościach skali phi oraz d_1 (średnica ziaren, która wraz z większymi stanowi 1% masy osadu), d_{50} (średnica ziaren, która wraz z większymi (mniejszymi) stanowi 50% masy osadu mierzone w skali metrycznej (mm)). Do badań litologicznych włączyłem także badania graniformametryczne wykonane za pomocą graniformametry spychaczowego B. Krygowskiego, gdzie wyniki badań przedstawiłem w postaci histogramów i wyliczonych parametrów obróbki ziaren, takich jak, W_0 (wskaźnik obróbki), M_1 (przeciętny kąt nachylenia równi pochyłej, przy którym następuje staczanie ziaren) oraz M_2 (odchylenie od wartości przeciętnego kąta M_1). W badaniach graniformametrycznych analizowałem frakcję 0.8-0.5 mm, zakładając, że jest ona na tyle liczna we wszystkich typach utworów, że pozwoli to na prawidłowe przeprowadzenie badań oraz późniejsze porównywanie wyników. Tak przeprowadzone badania litologiczne miały doprowadzić do poznania przebiegu procesów sedymentacyjnych kopalnych środowisk obszaru mierzejowego oraz miały również pozwolić na rekonstrukcje paleobatymetryczne kolejnych zbiorników morskich transgredującego Morza Bałtyckiego. W trakcie badań wydzieliłem dwie strefy batymetryczne; batystrefę I (głębokość zbiornika od 0-2 m) i batystrefę II (głębokość zbiornika od 2-4 m). Celem lepszego poznania przebiegu niektórych procesów dawnych środowisk sedymentacyjnych oraz wnioskowania o pochodzeniu materiału źródłowego wykonałem na wybranych próbkach badania morfologii ziaren kwarcu pod mikroskopem skaningowym „Jeol” produkcji japońskiej. Jak

wykazały badania geologiczne, obszar Mierzei Sarbskiej we wczesnym holocenie rozwijał się w warunkach lądowych, gdzie zachodziły procesy eoliczne, fluwialne, a w zagłębieniach terenu wskutek podniesienia poziomu wód gruntowych procesy biogeniczne. W stwierdzonych przeze mnie osadach rzecznych wczesnego holocenu uzyskałem ciekawe rezultaty w badaniach nad morfologią ziaren kwarcowych, które wskazywały, że materiałem źródłowym dla osadów rzecznych były piaski eoliczne, gdzie można było zaobserwować obecność śladów środowiska wydmowego, ale również zupełnie nowe mikrostruktury charakterystyczne tylko i wyłącznie dla środowiska wody płynącej. Na zdjęciach skaningowych można zauważyć wyraźne struktury wlezeniowe w postaci wygładzonej powierzchni ziarna, na której całkowicie zostały zniszczone mikrotekstury eoliczne wskutek ruchu trakcyjnego ziarna po dnie koryta rzecznego. W niedużych fragmentach powierzchni ziaren zachowały się jeszcze nie do końca zniszczone mikrotekstury rzeźby eolicznej. Ważnym osiągnięciem naukowym było zidentyfikowanie osadów morskich transgresji morza litorynowego w fazie L2 (cyklu L2) jako najstarszego kopalnego środowiska morskiego. W początkowym okresie tworzyła się batystrefa I w której deponowane były piaski drobne o umiarkowanym wysortowaniu. Nieco później powstaje batystrefa II, w obrębie której panują stabilne warunki hydrodynamiczne pozwalające na sedimentację mułów morskich, których strop wydatowano na 7590 ± 100 lat BP (Miotk & Bogaczewicz-Adamczak, 1987). W czasie maksimum transgresji tworzy się klif morski formowany w osadach terasowych Pradoliny Brzeźnej oraz w osadach rzecznych wczesnego holocenu oddalony o 2 km na południe od współczesnego brzegu morskiego. Strop osadów morza wczesnolitorynowego z fazy L2 stwierdziłem na głębokości 5.5 m p.p.m. Podczas regresji morskiej dochodzi do stopniowego odcięcia płytkiej zatoki morskiej w rejonie Sarbska i przeobrażenie jej w najstarsze jezioro przybrzeżne. Gdy linia brzegowa stosunkowo wolno przemieszcza się w kierunku północnym na jej zapleczu tworzy się mierzeja wydm wczesnolitorynowych o znacznych rozmiarach poprzecznych dochodzących do 1.2 km, która przetrwała do dzisiaj w formie kopalnej. Budują ją piaski średnie, dobrze i średnio wysortowane o charakterystycznych wartościach wskaźnika d_1 , który wykazuje niewielkie wartości oraz mały zakres zmienności. Badania graniformometryczne wykazały na dominację materiału eolicznego ze śladami obróbki (β_1). Szybsze obniżanie się poziomu wód morskich powoduje, że na zapleczu wydm wczesnolitorynowych zachodzi akumulacja biogeniczna w formie tworzącego się torfowiska. W czasie transgresji morza litorynowego w fazie L3 (cyklu L3) niszczeniu podlegają wydmy wczesnolitorynowe, a na ich zapleczu tworzy się zbiornik lagunowy z depozycją piasków drobnych z małymi skorupkami *Cardium edule* jako wynik zmniejszającego się zasolenia zbiornika wodnego. Na przedpolu zbiornika morskiego zachodzą intensywne procesy eoliczne powodujące powstanie nowych struktur wydmotwórczych zbudowanych z piasków średnich o dobrym i umiarkowanym wysortowaniu, które nakładają się na starsze struktury mierzejowe z fazy L2. Podczas podnoszenia się poziomu wód morskich na obszarze badań tworzy się batystrefa II, gdzie deponowane są piaski drobne i średnie o charakterystycznym umiarkowanym wysortowaniu. W czasie maksimum transgresji powstaje klif morski uformowany w osadach mierzei wczesnolitorynowej oddalony o 500 m na południe od współczesnego brzegu morskiego. W trakcie badań stwierdziłem, że strop osadów tej transgresji zalega w poziomie 1.8 m p.p.m. Regresja morska prowadzi do zmniejszania się zbiornika lagunowego, a w dalszej kolejności przekształcenie go w jezioro przybrzeżne. W rejonie wycofującego się zbiornika morskiego tworzy się seria regresyjna zbudowana z piasków drobnych i średnich dość znacznie

zróznicowanych pod względem wartości wskaźnika d_1 . Na powierzchni tych osadów zachodzą procesy eoliczne i tworzy się kolejna mierzeja wydm wczesnolitorynowych z fazy L₃, zbudowana z piasków średnich o umiarkowanym wysortowaniu. Analiza zdjęć skaningowych z pobliskiego Osetnika dotycząca ziaren tego samego poziomu wydmowego wskazuje na obecność charakterystycznych cech mikrorzeźby eolicznej. Zachodzące tam procesy eoliczne powodują stopniowe, czasem bardziej intensywne wkraczanie na powierzchni ziaren mikrotekstur środowiska wydmowego w rejon wcześniejszych obniżen abrazyjnych oraz w strefę powierzchni wypukłych. Kolejna transgresja morza litorynowego w fazie L₄ (cyklu L₄) jako transgresja późnolitorynowa powoduje zapoczątkowanie akumulacji biogenicznej w dość rozległej niecce deflacyjnej obszaru Sarbska wskutek podniesienia poziomu wód gruntowych. Warstwa spągowa utworów torfowych została wydatowana na 5480 ± 90 lat BP (Miotk & Bogaczewicz-Adamczak, 1987), wskazując na schyłek okresu atlantyckiego. Morze późnolitorynowe w tym czasie nie wkracza na ówczesny obszar lądowy na którym w dalszym ciągu rozwija się torfowisko przybrzeżne. Osiągnięciem naukowym tej publikacji było wskazanie istnienia złożonych struktur mierzejowych na środkowym wybrzeżu Polski utworzonych podczas trwania transgresji morza litorynowego. W późnym holocenie przez cały okres subborealny dalej rozwijają się procesy biogeniczne w rejonie torfowiska przybrzeżnego, a zbiornik morski Bałtyku w tym czasie nie wkracza na obszar lądowy. W wielu miejscach tworzą się wydmy żółte, które nakładają się na starsze struktury mierzejowe. Z początkiem okresu subatlantyckiego Morze Bałtyckie ponownie transgreduje i stopniowo wkracza na obszar lądowy, gdzie tworzy się batystrefa I z sedymentacją piasków średnich o umiarkowanym wysortowaniu. W czasie maksimum transgresji w odległości 100 m na południe od współczesnego brzegu morskiego tworzy się klif morski formowany w utworach biogenicznych i eolicznych. Na przedpolu zbiornika morskiego dochodzi do intensywnych procesów eolicznych, gdzie wydmy żółte są w dużym stopniu rozwiewane i poszerzane na południu w postaci rozległych pokryw eolicznych. Zbadany przeze mnie materiał wydmowy z tego okresu cechuje się pewną zmiennością w zakresie wartości wskaźnika W_0 , gdzie ziarna tych osadów mają pewne cechy obróbki i należą do podtypu β_1 i β_2 . Podczas kolejnej regresji morskiej tworzy się mierzeja wydm szarych z charakterystycznym przednim wałem wydmowym, która jest dobudowywana do starszych struktur mierzejowych.

3. A1 Kaszubowski L., 1992. Middle and late Holocene transgressions of the Baltic Sea on the central Polish coast, Journal of Coastal Research vol. 8 no.2, 301-311. Lista A MNiSW, Impact Factor 0.92, liczba punktów 20, liczba cytowań wg. Google Scholar 17, wg. Web of Science 8

W kolejnej publikacji przedstawiłem charakterystykę przebiegu poszczególnych transgresji Morza Bałtyckiego [3] w środkowym i późnym holocenie w rejonie środkowego wybrzeża Polski. Obszar badań, który charakteryzowałem rozpościerał się na długości 40 km, pomiędzy jeziorem Sarbsko, a Jeziorem Żarnowieckim. W publikacji zaznaczyłem, że problematyka transgresji Morza Bałtyckiego jest zagadnieniem bardzo złożonym, gdzie istnieje grupa uczonych twierdzących, że transgresja morska była procesem ciągłym, czasem przerywana krótkimi interwałami stabilizacji poziomów morskich oraz grupa uczonych do których zalicza się autor, wskazujących wyraźnie na oddzielne transgresje i regresje morskie. Osiągnięciem naukowym tej publikacji była przeprowadzona przeze mnie analiza morfologiczna dna morskiego przylegającego do środkowego wybrzeża

Polski na wysokości jeziora Sarbsko na podstawie przekroju sejsmoakustycznego o długości 9 mil morskich wykonanego przez były Zakład Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni w którym autor wcześniej pracował. Analiza tego przekroju sejsmoakustycznego miała duże znaczenie, bowiem pozwoliła na scharakteryzowanie przebiegu transgresji morza wczesnolitorynowego w fazie L₁ (cyklu L₁), która przebiegała na dalekim przedpolu obecnej strefy brzegowej Morza Bałtyckiego. Transgresja ta przebiegała w pięciu subfazach transgresyjnych od L_{1a} – L_{1e} (obecnie uważanych przez autora jako mikrocykle). W tym czasie w każdej subfazie linia brzegowa przemieszczała się w kierunku południowym na odległość ok. 2 km, a poziom wód morskich podniósł się z rzędnej -26.0 m n.p.m., do -13 m n.p.m. Z badań które przeprowadziłem ustaliłem, że była to najszybsza transgresja morska Bałtyku w całej historii środkowego i późnego holocenu. W rejonie przyległym do środkowego wybrzeża Polski linia brzegowa przesunęła się od 8-14 km w kierunku południowym. Na dnie ówczesnego zbiornika morskiego deponowane były osady piaszczyste o zróżnicowanej miąższości dochodzącej maksymalnie do 5-6 m. Kolejna transgresja morza wczesnolitorynowego w fazie L₂, jak już wcześniej wspominałem w rejonie Sarbska powoduje depozycję piasków drobnych o umiarkowanym wysortowaniu przykrytych warstwą mułów morskich wydatowanych na 7590 ± 100 lat BP (Miotk & Bogaczewicz-Adamczak, 1987). Przeprowadzona z tych osadów analiza palinologiczna wykazała na obecność sekwencji roślinnych charakterystycznych dla okresu wczesnego Atlantyku, a analiza okrzemkowa wskazuje obecność gatunków euchalobowych morskiego planktonu charakterystycznego dla wód o zasoleniu 20‰ (Miotk & Bogaczewicz-Adamczak, 1987). W tym czasie w rejonie Lubiatowa seria transgresyjna jest zbudowana z piasków średnich o umiarkowanym wysortowaniu. Podczas maksimum transgresji wody morskie podnoszą się do poziomu 7 m p.p.m. i była to również bardzo szybka transgresja morska, gdzie linia brzegowa przesunęła się w kierunku południowym na obszarze środkowego wybrzeża Polski średnio od 2-10 km. Regresja morska z fazy L₂ powoduje, że na obszarze badań tworzy się najstarsza mierzeja wydm wczesnolitorynowych o znacznych rozmiarach poprzecznych. Kolejna transgresja morza litorynowego w fazie L₃ nie jest już tak szybka jak poprzednia transgresja, gdzie wody morskie niszczą starsze struktury mierzejowe. Tworzy się seria transgresyjna zbudowana z piasków średnich o średnim wysortowaniu. W czasie maksimum transgresji wody morskie podnoszą się do wysokości 3 m p.p.m. Regresja morska z fazy L₃ powoduje powstanie kolejnej mierzei wydm wczesnolitorynowych, która jest dobudowywana do starszych struktur strefy brzegowej. Następną transgresja morza litorynowego w fazie L₄ jako transgresja późnolitorynowa stopniowo wkracza na obszar lądowy niszcząc starsze struktury mierzejowe, gdzie linia brzegowa przemieszcza się kierunku południowym w niektórych miejscach od 100-200 m. Na obszarze Sarbska, jak już wcześniej wspominałem w wyniku tej transgresji zostaje zainicjowana akumulacja biogeniczna w torfowisku przybrzeżnym, gdzie dolne partie utworów torfowych zostały wydatowane na 5480 ± 90 lat BP (Miotk & Bogaczewicz-Adamczak, 1987). W trakcie maksimum transgresji wody morskie podnoszą się do wysokości 1.7 m p.p.m. Podczas regresji morskiej powstaje następna mierzeja, tym razem wydm późnolitorynowych która również jest dobudowywana do poprzednich struktur strefy brzegowej. Osiągnięciem naukowym tej publikacji jest przedstawienie przeze mnie krzywej wahań poziomów morskich morza litorynowego, ale także wahań poziomów morskich Morza Bałtyckiego w okresie subatlantyckim. Duże znaczenie mają także sporządzone przeze mnie mapy paleogeograficzne dla okresu wczesnolitorynowego obszaru środkowego wybrzeża Polski, które w sposób

syntetyczny przedstawiają przemiany ewolucyjne obszaru będącego pod wpływem transgresji i regresji morskich. Pewną wartość naukową ma również przedstawiony w ujęciu tabelarycznym podział stratygraficzny morskich osadów Bałtyku według różnych badaczy z propozycją autora. W pierwszej połowie późnego holocenu tj. w okresie subborealnym, obszar badań rozwija się w warunkach śródlądowych, gdzie dalej rozwijają się torfowiska przybrzeżne, a w niektórych rejonach wydmy żółte. We wczesnym okresie subatlantyckim zachodzi jeszcze stosunkowo szybka transgresja Bałtyku, gdzie wody morskie niszczą starsze struktury strefy brzegowej i linia brzegowa przemieszcza się w kierunku południowym na odległość od 100-200 m. Podczas maksimum transgresji poziom wód morskich podnosi się do wysokości 0.5 m p.p.m. Osiągnięciem naukowym było to, że po raz pierwszy uznałem, że transgresje Morza Bałtyckiego w późnym holocenie miały charakter cykliczny o okresie 300 lat. Późniejsza regresja morska spowodowała utworzenie mierzei wydmy szarych z charakterystycznym przednim wałem wydmy.

4. B5 Kaszubowski L.J., 1994. Eksperymentalne badania mikrosejsmiczne w rejonie Mierzei Dziwnowskiej, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 3, 113-115. Lista B MNiSW, liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar 16, wg. Web of Science – brak danych

Eksperymentalne badania mikrosejsmiczne, które przeprowadziłem w strefie brzegowej Bałtyku dotyczyły obszaru mierzei w rejonie Dziwnowa [4]. Płytkie badania sejsmiczne zwane też sejsmiką inżynierską czasem też nazywane są badaniami mikrosejsmicznymi ze względu na niezbyt duży zasięg głębokościowy fal sprężystych. Eksperyment sejsmiczny, który przeprowadziłem na obszarze Mierzei Dziwnowskiej dotyczył przeprowadzenia pomiarów wzdłuż wyznaczonego profilu aparaturą CS-5G-1 w trzech zakresach pomiarowych; $Z = 25$ ms, $Z = 50$ ms i $Z = 100$ ms, tak aby można było prześledzić układ warstw geologicznych wraz ze zwiększającą się głębokością penetracji fal sejsmicznych. Dodatkowym elementem eksperymentu było przedłużenie profilu sejsmicznego w strefę płytkiego podbrzeża do głębokości 2 m poniżej poziomu morza, tak aby uzyskać ciągłość pomiarową podbrzeże-plaża morska. Usytuowanie źródła wzbudzenia fal sprężystych w rejonie wału brzegowego (skraj plaży) spowodowało poprawny odbiór odbitych od poszczególnych warstw geologicznych podbrzeża fal sejsmicznych. Osiągnięciem naukowym udanego eksperymentu sejsmicznego było przedstawienie w sposób ciągły układu warstw geologicznych na przestrzeni od płytkiego podbrzeża, przez plażę morską obejmując dalej obszar wydmy nadbrzeżnych. Należy dodać, że przeprowadzone przeze mnie badania sejsmiczne w płytkim podbrzeżu były prekursorskie w tamtym czasie na obszarze całego wybrzeża Polski. W ten sposób w podłożu gruntowym wydzieliłem następujące warstwy geologiczne (jednostki sejsmostratygraficzne):

- A – piaski eoliczne wydmy nadbrzeżnych (okres politorynowy),
- B – piaski i żwiry sedimentacji morskiej (okres późnolitorynowy i politorynowy),
- C – gliny zwałowe stadiała szczytowego zlodowacenia północnopolskiego (obecnie zlodowacenia Wisły),
- D – piaski i żwiry glacialne zlodowacenia Warty,
- E – gliny zwałowe zlodowacenia Warty,
- F – piaski i żwiry rzeczne lub glacialne, a w ich spągu osady jury.

Należy zaznaczyć, że przeprowadzenie badań w trzech zakresach pomiarowych pozwoliło na weryfikację poprawności interpretacyjnej obrazu falowego badanego podłoża gruntowego, a także dokładne prześledzenie całej pokrywy osadów czwartorzędowych Mierzei Dziwnowskiej.

5. A2 Kaszubowski L.J., 1996. Geomorphology and Contemporary Evolution of the Western Polish Coast, Journal of Coastal Research vol. 12 no. 2, 484-495. Lista A MNiSW, Impact Factor 0.92, liczba punktów 15; liczba cytowań wg. Google Scholar 3, wg. Web of Science 3

Kolejna moja publikacja dotyczy charakterystyki geomorfologicznej i współczesnej ewolucji zachodniego wybrzeża Polski [5]. Wyraziłem tutaj pogląd, że współczesna linia brzegowa zachodniego wybrzeża Polski jest wynikiem złożonej ewolucji Morza Bałtyckiego w ciągu całego okresu postglacjalnego. Została tutaj przedstawiona przeze mnie nowa klasyfikacja brzegów morskich występujących na analizowanym obszarze badań. Głównym filarem tej klasyfikacji jest geneza osadów budujących strefę brzegową i dodatkowo kryterium hipsometryczne. W związku z tym wydzieliłem pięć głównych typów brzegu morskiego: brzeg glacialny, brzeg glacialny, brzeg limniczny, brzeg aluwialny oraz brzeg mierzejowy. Pod względem hipsometrycznym zachodnie wybrzeże Polski podzieliłem na brzegi wysokie (> 20 m n.p.m.), brzegi średnie (20-10 m n.p.m.) oraz brzegi niskie (< 10 m n.p.m.). Pozwoliło to na lepsze poznanie litogenezy osadów budujących strefę brzegową, oraz prawidłowe rozpoznanie sposobów zasilania brzegu, a także określenie kierunków rozwoju aktywnie działających procesów brzegowych. Charakteryzując warunki geomorfologiczne zachodniego wybrzeża Polski i przedstawiając określone typy litogenetyczne brzegu morskiego, dodatkowo zaznaczyłem współczesne trendy rozwojowe strefy brzegowej w postaci obliczonego średniego tempa erozji lub akumulacji przypadającego na określony okres XX wieku. W tym celu przeprowadziłem analizy porównawcze związane ze starymi niemieckimi mapami geologicznymi w skali 1 : 25 000 i nowymi polskimi mapami topograficznymi w skali 1 : 10 000 lub 1 : 50 000. Pomiary kartograficzne przeprowadzałem wzdłuż stabilnych obiektów liniowych, jakimi przykładowo były stare drogi. W początkowej części artykułu przedstawiłem budowę geologiczną obszaru badań stwierdzając, że pokrywa czwartorzędowa zalega na osadach mezozoicznych reprezentowanych przez utwory kredy i jury. Osady jurajskie osiągają dużą miąższość dochodzącą do 2000 m i są reprezentowane w dolnej części przez piaskowce przewarstwione morskimi mułowcami, a w górnej części przez mułowce i margle. Osady dolnej kredy są mało miąższe i reprezentowane przez osady mułowo-piaszczyste. Kreda górna osiąga miąższość do 1000 m i jest zbudowana z mułowców i piaskowców oraz margli i wapieni. Osady dawnego trzeciorzędu (paleogenu i neogenu) występują we wschodniej części obszaru badań w pobliżu Koszalina. Występują tam mułowce i muły oligocenu podścielające osady piaszczyste miocenu. Pokrywa czwartorzędowa jest reprezentowana przez kilka poziomów glin zwałowych różnych zlodowaceń skandynawskich poprzedzielanych warstwami osadów glacialnych w postaci piasków i żwirów. Miejscami mogą występować muły jeziorne. Osady holocenu są reprezentowane przez piaski mierzejowe i osady piaszczysto-torfowe pochodzenia rzecznoego. Analizę charakterystyki geomorfologicznej i współczesnych trendów rozwojowych zachodniego wybrzeża Polski rozpocząłem od odcinka położonego najbardziej na zachód tj. wybrzeża aluwialno-wydmowego Bramy Świny (regionu Świnoujścia). Występują tutaj brzegi niskie zbudowane z osadów aluwialno-mierzejowych, gdzie na

powierzchni występują co najmniej trzy generacje wałów wydmowych. W wyniku przeprowadzonej analizy stwierdziłem, że przeważają tutaj procesy akumulacyjne o największym tempie w części centralnej, gdzie brzeg dobudowywany jest z prędkością 2.1 m/rok. Kolejny odcinek dotyczy wybrzeża glacyfluwialno-glacygenicznego regionu Międzyzdrojów. Występują tutaj najwyższe brzegi morskie osiągające w niektórych miejscach ponad 90 m n.p.m. zbudowane z piasków i żwirów glacyfluwialnych w górnych partiach oraz z glin zwałowych różnych zlodowaceń skandynawskich w dolnych partiach. Wzdłuż całego wybrzeża przeważają procesy abrazyjne, gdzie w części centralnej tempo erozji wynosi 1.53 m/rok. Nieco dalej na wschód występuje wybrzeże mierzejowe Dziwnowa zbudowane ze starszych i młodszych struktur osadów morskiego holocenu. W przeważającej części występują tutaj brzegi niskie zbudowane z osadów piaszczystych pochodzenia morskiego i wydmowego wzdłuż których przeważają procesy abrazyjne, gdzie średnie tempo erozji waha się od 0.38-0.77 m/rok. Następny odcinek to wybrzeże glacygeniczne regionu Pobierowa, gdzie średniej wysokości brzegi morskie zbudowane są z glin zwałowych przykrytych w górnych partiach pokrywą piasków eolicznych. Występują tutaj nieduże procesy abrazyj morskiej, gdzie w centralnej części średnie tempo erozji brzegów wynosi tylko 0.13 m/rok. Nieco dalej na wschód występuje wybrzeże glacygeniczne regionu Rewala pozbawione pokrywy piasków eolicznych. Przeważają tam brzegi średnie zbudowane z glin zwałowych, które są również abradowane. Średnie tempo erozji brzegów waha się tutaj od 0.36-0.45 m/rok. Kolejny odcinek to wybrzeże mierzejowe regionu Mrzeżyna. Przeważające tutaj brzegi średnie zbudowane z piasków morskich i wydmowych wieku holocenijskiego są dość mocno abradowane, gdzie średnie tempo erozji brzegów w rejonie Pogorzeliicy wynosi 0.9 m/rok, a po wschodniej stronie Mrzeżyna nawet 0.98 m/rok. Następny odcinek jest związany z wybrzeżem limnicznym z pokrywą piasków eolicznych regionu Kołobrzegu. Przeważają tam brzegi niskie zbudowane z mułów i namułów pochodzenia jeziornego, gdzie miejscami mogą nawet występować gliny zwałowe. Nieco dalej występują niskie brzegi wybrzeża glacygenicznego regionu Bagiczka. Dalej na wschód rozpościera się wybrzeże glacygeniczne z pokrywą piasków eolicznych regionu Ustronia Morskiego, gdzie przeważają brzegi średnie zbudowane z glin zwałowych. Kolejny odcinek to wybrzeże glacygeniczne regionu Sarbinowa z przewagą brzegów niskich zbudowanych również z glin zwałowych. Od wschodu przylega wybrzeże mierzejowe jeziora Jamno i jeziora Bukowo zbudowane ze żwirów i piasków morskich oraz osadów wydmowych wieku holocenijskiego. Przeważają tutaj brzegi niskie najmocniej abradowane w zachodniej części mierzei jeziora Jamno, gdzie średnie tempo erozji brzegów wynosi nawet 1.26 m/rok. Z przeprowadzonej analizy stwierdziłem, że siła procesów abrazyjnych maleje w kierunku wschodnim, gdzie po wschodniej stronie jeziora Bukowo wynosi już tylko 0.27 m/rok, a w pobliżu Darłówka występują nawet nieznaczne procesy akumulacyjne ze średnim tempem 0.27 m/rok. Osiągnięciem naukowym tej publikacji było zaproponowanie przez mnie nowej klasyfikacji brzegów morskich w rejonie zachodniego wybrzeża Polski oraz przedstawienie występujących tam współczesnych trendów rozwojowych strefy brzegowej.

6. M3 Kaszubowski L.J., 2007. Analiza granulometryczna osadów przekroju geologicznego „Świnoujście II”. (W:) Z. Meyer (red.) Problemy Ochrony Środowiska. Wyd. Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Tuczno, pp. 63-71. Rozdział w monografii (M), liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar – brak danych, wg. Web of Science – brak danych

Następna moja publikacja [6] związana jest z analizą granulometryczną osadów przekroju geologicznego „Świnoujście II”. Wymieniony przekrój geologiczny sporządziłem dla wschodniego obszaru mierzei Bramy Świny, gdzie wykonałem 7 otworów wiertniczych do głębokości od 15-18 m p.p.t. W tej publikacji została przedstawiona analiza granulometryczna dla otworu wiertniczego nr 14. Linia przekrojowa została usytuowana prostopadle do linii obecnego brzegu morskiego, tak aby możliwa była szczegółowa analiza najważniejszych procesów sedymentacyjnych obszaru badań w środkowym i późnym holocenie. Badania granulometryczne, które w większości dotyczyły materiału piaszczystego wykonałem metodą sitową z zastosowanymi interwałami średnic sit w odstępach co 0.33 phi. Do badań brałem próbki o masie 200g i dwojakim czasie przesiewu: dla osadów eolicznych czas równy 40 minut, a dla osadów innej genezy 25 minut. Dla poszczególnych próbek osadów obliczyłem podstawowe wskaźniki uziarnienia metodą momentów centralnych, takich jak, M_1 (średnia średnica ziaren), M_2 (wskaźnik wysortowania), M_3 (wskaźnik skośności rozkładu uziarnienia), M_4 (kurtoza-wskaźnik spłaszczenia rozkładu uziarnienia). Otwór nr 14 został zlokalizowany w odległości 550 m od brzegu morskiego na wysokości 3.5 m n.p.m. i sięgał do głębokości 15 m p.p.m. W celu scharakteryzowania pod względem granulometrycznym najstarszej części środkowego holocenu przedstawiłem wyniki analizy próbki 19 z otworu nr 18. Jak wynika ze sporządzonego przeze mnie przekroju geologicznego pod osadami mulów organicznych zalegają piaski drobne związane z serią regresyjną morza lityrnowego cyklu L1. Osady tego poziomu są umiarkowanie wysortowane, gdzie wskaźnik M_3 przedstawia rozkład uziarnienia jako umiarkowanie skośny ujemnie z górnego przedziału świadczący o dużej dynamice cofającej się strefy brzegowej (dawnych plaż morskich). Wskaźnik M_4 wskazuje na rozkład uziarnienia jako umiarkowanie szczytowy. Spągowa warstwa otworu nr 14 należy do osadów serii transgresyjnej morza lityrnowego cyklu L2. Przeprowadzona analiza wykazała, że występują tutaj piaski drobne o umiarkowanym wysortowaniu charakterystycznym dla osadów morskich płytkiego podbrzeża. Wskaźnik M_3 wskazuje na rozkład uziarnienia jako wysoce skośny ujemnie (wartości < -2) przedstawiając środowisko sedymentacyjne o bardzo dużej dynamice. Kurtoza (wskaźnik M_4) wskazuje podobnie jak poprzednio na rozkład umiarkowanie szczytowy. Bardzo podobna charakterystyka granulometryczna dotyczy osadów poziomu transgresyjnego morza lityrnowego cyklu L3, gdzie tylko nieznacznie wzrastają wartości wskaźnika wysortowania osadów, ale ciągle w tym samym przedziale. Kolejny poziom transgresyjny morza lityrnowego cyklu L4 jest reprezentowany nadal przez piaski drobne o umiarkowanym i dobrym wysortowaniu. Wskaźnik M_3 mieści się w przedziale (od -1 do -2) wskazując rozkład umiarkowanie skośny ujemnie. Przeprowadzone przeze mnie badania naukowe, które stwierdziły dobre wysortowanie osadów serii transgresyjnej jako dość nietypowe, mogą świadczyć, że transgredujące morze lityrnowe niszczyło na swojej drodze mierzeję wydm wczesnolityrnowych, których materiał był już wcześniej dobrze wysortowany. Wskaźnik M_4 wskazuje nadal rozkład umiarkowanie szczytowy. Ostatnia już transgresja morza lityrnowego w cyklu L5 tworzy poziom transgresyjny o podobnej charakterystyce granulometrycznej, ale już o mniejszej miąższości (do 1.5 m). Wyżej zalega seria regresyjna morza późnolityrnowego cyklu L5 zbudowana z facji plażowych, gdzie w osadach występuje liczna fauna morska *Cardium edule* i *Macoma baltica*, a także coraz gorsze wysortowanie osadów. Górna część profilu geologicznego jest zbudowana z osadów wydm brunatnych późnolityrnowych reprezentowanych przez piaski drobne o dobrym i bardzo dobrym wysortowaniu. Wskaźnik M_3 przedstawia rozkład nieznacznie skośny

ujemnie, jako dość nietypowy dla środowisk wydmy. Wartości te wskazują, że wówczas musiała istnieć dość duża dynamika eolicznego środowiska sedymentacyjnego. Kurtoza wskazuje nadal rozkład umiarkowanie szczytowy. Stwierdzona w czasie badań warstewka osadów rzecznych różni się pod względem granulometrycznym, bowiem są to piaski średnie o umiarkowanym wysortowaniu i niedużych ujemnych wartościach wskaźnika M₃, gdzie kurtoza (M₄) przedstawia już rozkład normalny. W trakcie badań stwierdziłem, że akumulacja wydmy brunatnych w południowej i środkowej części obszaru badań stanowi końcowy etap rozwoju procesów morfogenetycznych środkowego holocenu. Kolejne cykle transgresyjne Morza Bałtyckiego przypadające na późny holocen przebiegają już tylko w północnej części obszaru Bramy Świny. Osiągnięciem naukowym tej publikacji było to, że na podstawie przeprowadzonej szczegółowo analizy granulometrycznej osadów obszaru badań, można było wykazać różnice jakie występowały w różnych środowiskach sedymentacyjnych, a nawet wykazać różny przebieg procesów w środowisku płytkiego podbrzeża morskiego w czasie morza wczesnolityrnowego (większa dynamika) i w czasie morza późnolityrnowego (mniejsza dynamika).

7. B14 Kaszubowski L.J., 2010. Jednostki sejsmostratygraficzne Mierzei Dziwnowskiej, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 3, 387-392. Lista B MNiSW, liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar 7, wg. Web of Science – brak danych

Badania sejsmiczne, które zostały przeprowadzone w rejonie Międzywodzia w pobliżu Jeziora Martwego [8] miały na celu wyszczególnienie określonych jednostek sejsmostratygraficznych charakterystycznych dla podłoża gruntowego Mierzei Dziwnowskiej. Badania te przeprowadziłem na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego, Oddziału Pomorskiego w Szczecinie. Długość profilowań sejsmicznych wyniosła 1200 m. Szczegółowa analiza zapisu sejsmicznego obrazu falowego podłoża gruntowego pozwoliła mi na wydzielenie następujących jednostek sejsmostratygraficznych:

- N – utwory nasypowe,
- A – piaski i żwiry współczesnej transgresji Morza Bałtyckiego,
- A1 – piaski i żwiry mierzei wydmy szarych z transgresji i regresji morza Mya,
- A2 – piaski i żwiry mierzei wydmy jasno-żółto- szarych z transgresji i regresji morza Limnaea Lm₂ (poziom górny),
- A3 – piaski mierzei wydmy żółtych z regresji morza Limnaea (Lm₂),
- B1 – muły organiczne środkowego holocenu,
- C1 – piaski i żwiry transgresji morza Limnaea (Lm₂) i późnego morza lityrnowego,
- C2 – piaski i żwiry wczesnego morza lityrnowego,
- D1 – piaski i żwiry glacyfluwialne z transgresji zlodowacenia Wisły,
- D2 – piaski i żwiry rzeczne interglacjału eemskiego,
- E1 – gliny zwałowe zlodowacenia Wisły,
- E2 – gliny zwałowe zlodowacenia Warty,
- F – mułowce, iłowce i piaskowce dolnej jury.

Osiągnięciem naukowym było odkrycie przeze mnie różnowiekowych stref ruchów pionowych podłoża, które wpływały zasadniczo na rozwój tej części Mierzei Dziwnowskiej. Okazało się, że w południowej części obszaru ruchy pionowe podłoża wygasły z końcem okresu subborealnego, a w części północnej trwały nadal przez cały okres subatlantycki wpływając znacząco na zasięg transgresji morza Mya oraz obecne położenie mierzei wydmy szarych. Kolejnym osiągnięciem naukowym, było stwierdzenie współczesnego występowania ruchów pionowych podłoża w strefie brzegowej obszaru mierzejowego, gdzie wzdłuż uskoku przemieszczeniu

podlegają osady czwartorzędowe, a w tym z charakterystycznym zapisem sejsmicznym osady rzeczne interglacjału eemskiego i osady glacialne zlodowacenia Wisły. Badania sejsmiczne wykazały, że w niektórych miejscach obszaru badań warstwa mułów organicznych została przesunięta w dół o 10 m. Jest to kolejny przykład, że w podłożu gruntowym mogą występować współczesne ruchy pionowe osadów.

8. K2 Kaszubowski L.J., 2018. Evolutional Trends and the Current Management of the Beach-Dune Systems along the Western Polish Coast (Southern Baltic Sea), Botero C.M., Cervantes O.D., Finkl C.W. (eds.) Beach Management Tools – Concepts, Methodologies and Case Studies, vol.24, Springer International Publishing Switzerland, Heidelberg New York Dordrecht London DOI 10.1007/978-3-319-58304-4_6, pp.101-144. Rozdział w książce (K) – 4.5 ark.wyd., wg. kwantyfikacji WBiA ZUT liczba punktów 20

W wyniku propozycji prof. Botero o przygotowanie w wydawnictwie Springer International rozdziału w książce pt. „Beach Management Tools - Concepts, Methodologies and Case Studies”, przygotowałem i opublikowałem mój rozdział [10] związany z trendami ewolucyjnymi i współczesnym zarządzaniem systemami plażowo-wydmowymi wzdłuż zachodniego wybrzeża Polski. W pierwszej części mojego rozdziału przedstawiłem trendy ewolucyjne rozwoju strefy brzegowej zachodniego wybrzeża Polski, ze szczególnym uwzględnieniem obszaru Bramy Świny podczas ostatnich 8500 lat. Na podstawie analizy literatury naukowej (np. Uścińowicz 2003), map geologicznych dna Bałtyku, analizy badań sejsmoakustycznych mogłem przedstawić rozwój paleogeograficzny obszaru znajdującego się obecnie w obrębie dna Zatoki Pomorskiej. Natomiast rozwój obszaru mierzejowego dzisiejszej Bramy Świny aż po okolice Nowego Warpna i Szczecina mogłem przedstawić na podstawie analizy dostępnych materiałów archiwalnych oraz wyników własnych badań geologicznych przeprowadzonych w postaci wierceń i badań laboratoryjnych oraz datowań osadów organicznych metodą radiowęglową C-14. Chodziło o przedstawienie tempa zmian linii brzegowych dokonujących się pod wpływem poszczególnych transgresji Bałtyku w czasie środkowego i późnego holocenu. Zarówno analiza materiałów sejsmoakustycznych dotyczących obszaru obecnego dna Zatoki Pomorskiej, jak również przeprowadzonych przeze mnie badań sejsmicznych na obszarach mierzejowych polskiego Bałtyku potwierdziła złożoną budowę geologiczną pokrywy osadów czwartorzędowych. Przedstawiony przeze mnie przekrój geologiczny „Świnoujście II”, jest tego dobrym przykładem, gdzie wyszczególniłem następujące warstwy geologiczne:

- 1- osady z transgresji morza litorynowego (L1, wczesny okres atlantycki),
- 2- osady z transgresji morza litorynowego (L2, wczesny okres atlantycki),
- 2- osady z regresji morza litorynowego (L2), mierzeja wydm brunatnych (wczesny okres atlantycki),
- 3- osady z transgresji morza litorynowego (L3, wczesny okres atlantycki),
- 4- osady z transgresji morza litorynowego (L4, późny okres atlantycki),
- 5- osady z transgresji morza litorynowego (L5, późny okres atlantycki),
- 5- osady z regresji morza litorynowego (L5), mierzeja wydm brunatnych (późny okres atlantycki), a na zapleczu pokrywa torfowa (okres subborealny i subatlantycki),
- 7- osady z transgresji morza Limnaea (Lm2, wczesny okres subborealny),
- 7- osady z regresji morza Limnaea (Lm2), mierzeja wydm żółtych (wczesny okres subborealny),
- 10- osady z regresji morza Limnaea (Lm5), mierzeja wydm jasno-żółto-szarych (późny okres subborealny),

11- osady z regresji morza Mya (My3), mierzeja wydm szarych (późny okres subatlantycki),
 14- osady współczesnej transgresji morskiej (późny okres subatlantycki).

Osiągnięciem naukowym tego rozdziału było podanie przeze mnie oprócz wartości średniej prędkości poszczególnych transgresji morskich, także obliczone wartości średniego tempa erozji ówczesnych brzegów morskich, dzisiaj istotnego zagadnienia inżynierskiego związanego z projektowaniem określonych budowli hydrotechnicznych zabezpieczających płytkie podbrzeże, plażę morską i jej zaplecze. Przedstawiając w moim rozdziale historię geologiczną zachodniego wybrzeża Polski wyszczególniłem następujące etapy ewolucji:

- okres wczesnego morza lityrnowego – około 8200 lat temu, obszar rozwija się w czasie najszybszej transgresji morza lityrnowego (L1), gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosiła 47 mm/rok, przy całkowitym przemieszczeniu linii brzegowej w kierunku południowym o 88 km. Około 7900 lat temu, obszar rozwija się pod wpływem transgresji morza lityrnowego (L2), gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosiła 40 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wynosiło 45 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 14 km i obszaru klifowego 7 km. Około 7000 lat temu występuje transgresja morza lityrnowego (L3), gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosiła 17.5 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wynosiło 19 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 6 km i obszaru klifowego 3 km,
- okres późnego morza lityrnowego – około 6200 lat temu, obszar rozwija się w czasie transgresji morza lityrnowego (L4), gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosiła 11.1 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wynosiło 15 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 4.7 km i obszaru klifowego 2.3 km. Około 5800 lat temu występuje transgresja morza lityrnowego (L5), gdzie średnia prędkość transgresji wynosiła 10 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wyniosło 12 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 3.7 km i obszaru klifowego 1.8 km,
- okres wczesnego morza Limnaea – około 4200 lat temu, obszar rozwija się w czasie transgresji morza Limnaea (Lm2), gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosiła 19.6 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wynosiło 12.9 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 4 km i obszaru klifowego 2 km,
- okres późnego morza Limnaea – około 2600 lat temu, obszar rozwija się w czasie transgresji morza Limnaea (Lm5), gdzie średnia prędkość transgresji wynosiła 4.8 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wyniosło 6.4 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 2 km i obszaru klifowego 1 km,
- okres późnego morza Mya – około 800 lat temu, obszar rozwija się w czasie transgresji morza Mya (My3), gdzie średnia prędkość transgresji wynosiła 3.5 mm/rok, a średnie tempo erozji brzegów wyniosło 3.8 m/rok przy sumarycznej abrazji obszaru mierzejowego 1.2 km i obszaru klifowego 0.6 km.

W drugiej części rozdziału przeanalizowałem metody ochrony brzegów morskich Polski ze szczególnym uwzględnieniem wybrzeża zachodniego, podając przykłady technicznych rozwiązań tego zagadnienia (różnego rodzaju budowle i konstrukcje hydrotechniczne). Kolejnym osiągnięciem naukowym tego rozdziału, ale nie powiązanego z moim głównym obszarem badawczym było zdefiniowanie przeze mnie wskaźnika atrakcyjności turystycznej strefy brzegowej mórz i oceanów $I_{TA(CZ)}$, który składa się z trzech komponentów: przyrodniczego wskaźnika atrakcyjności turystycznej I_{NTA} , kulturowego wskaźnika atrakcyjności turystycznej I_{CTA} oraz techniczno-infrastrukturalnego wskaźnika atrakcyjności turystycznej I_{TI} . Tak zdefiniowany

wskaźnik atrakcyjności turystycznej wybrzeży świata pozwala na obliczenie ich wartości turystycznej i wzajemne porównywanie się, ważne dla gospodarzy określonych obszarów, a przede wszystkim dla powszechnie rozumianego ruchu turystycznego.

4.2.2c. Wykaz wybranego dorobku publikacyjnego związanego tematycznie z obszarem badawczym (badania geologiczne i sejsmoakustyczne dna Bałtyku)

1. B3 Kaszubowski L., 1989. Czwartorzęd Zatoki Koszalińskiej w świetle badań sejsmoakustycznych, *Studia i Materiały Oceanologiczne* nr 56, Wyd. KBM PAN, 115-126 - **lista B MNiSW**
2. B7 Kaszubowski L.J., 1997. Miąższość osadów czwartorzędowych Basenu Gdańskiego w świetle badań sejsmoakustycznych, *Inżynieria Morska i Geotechnika* nr 1, 65-72 - **lista B MNiSW**
3. B8 Kaszubowski L.J., 2000. Tektonika i czwartorzęd obszaru południowego Bałtyku, *Inżynieria Morska i Geotechnika* nr 3, 123-128 - **lista B MNiSW**
4. M10 Kaszubowski L.J., 2015. Badania sejsmiczne i geologiczne dna Basenu Bornholmskiego. (W:) Z. Meyer (red.) *Regionalne Problemy Inżynierii Środowiska*. Wyd. Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Szczecin, pp. 43-53 - **rozdział w monografii (M)**
5. K1 Kaszubowski L.J., 2016. Seismic profiling of the seabottoms for shallow geological and geotechnical investigations, Finkl C.W., and Makowski C. (eds.) *Seafloor mapping along continental shelves*, vol.13, Springer International Publishing Switzerland, Heidelberg New York Dordrecht London, pp.191-243 – **rozdział w książce (K)**

4.2.2d. Analiza wybranego dorobku publikacyjnego związanego tematycznie z obszarem badawczym (badania geologiczne i sejsmoakustyczne dna Bałtyku)

1. **B3 Kaszubowski L., 1989. Czwartorzęd Zatoki Koszalińskiej w świetle badań sejsmoakustycznych, *Studia i Materiały Oceanologiczne* nr 56, Wyd. KBM PAN, 115-126. Lista B MNiSW, liczba punktów 5; liczba cytowań wg. Google Scholar 6, wg. Web of Science – brak danych**

Badania sejsmoakustyczne, które zostały przeprowadzone w rejonie Zatoki Koszalińskiej [1] zostały zlecone przez Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza w Gdańsku, a ja jako pracownik naukowy tego Instytutu pełniłem funkcję kierownika wyprawy morskiej. Bezpośrednio badania te zostały wykonane przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo, Zakład „Geofizyka” w Toruniu. W badaniach morskich została zastosowana metoda ciągłego profilowania sejsmoakustycznego (CSP) opartą na systemie pomiarowym firmy EGG produkcji USA. Dla uzyskania jak najlepszej rozdzielczości obrazu falowego wykorzystano wysokoczęstotliwościowe źródło wzbudzania fal - boomer, gdzie zastosowano pasmo częstotliwościowe (1.4-7.0 kHz) oraz energię impulsu 200 J. Morskie badania sejsmoakustyczne na omawianym obszarze zostały wykonane wzdłuż zaplanowanej siatki profilowań. Osiągnięciem naukowym tych badań i tej publikacji było wyszczególnienie na podstawie zapisu sejsmicznego pozyskiwanych rejestracji następujących wydziałów litologiczno-genetycznych tworzących pokrywę osadów czwartorzędowych dna Zatoki Koszalińskiej:

- 1) piaski drobne i średnie akumulacji morskiej, wieku lityrnowego i polityrnowego (holocen),
- 2) gliny zwałowe zlodowacenia bałtyckiego (dzisiaj zlodowacenia Wisły, plejstocen),
- 3) gliny zwałowe zniszczonej strefy morenowo-czołowej zlodowacenia Wisły (plejstocen),
- 4) wschodnie osadów starszych jako osady mułowo-ilaste neogenu.

Wydzielenia te, które wyodrębniłem z zapisów sejsmicznych były również potwierdzone przez wykonane otwory wiertnicze. Rezultatem przeprowadzonych badań sejsmoakustycznych i prac interpretacyjnych była sporządzona przeze mnie mapa osadów powierzchniowych Zatoki Koszalińskiej. Kolejnym osiągnięciem było skorelowanie odkrytej na dnie Zatoki Koszalińskiej dawnej strefy morenowo-czołowej Zlodowacenia Wisły (obecnie zniszczonej) z taką samą strefą usytuowaną na lądzie w rejonie jeziora Kopań. Pod względem geotechnicznym występujące na obszarze badań piaski i żwiry genezy morskiej przeważnie średnio zagęszczone i zagęszczone o zróżnicowanej miąższości stanowią dobre podłoże dla budownictwa morskiego. Obszar dawnej strefy morenowo-czołowej zlodowacenia Wisły oraz płaskie dno morskie dawnej moreny dennej zbudowane z glin lodowcowych poza warstwą przydenną, która jest plastyczna lub miękkoplastyczna stanowi podłoże dostateczne dla budownictwa morskiego, gdzie występują gliny lodowcowe w stanie twardoplastycznym.

2. B7 Kaszubowski L.J., 1997. Miąższość osadów czwartorzędowych Basenu Gdańskiego w świetle badań sejsmoakustycznych, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 1, 65-72. Lista B MNiSW, liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar 6, wg. Web of Science – brak danych

Badania sejsmoakustyczne, które zostały przeprowadzone na obszarze Basenu Gdańskiego [2] zostały zlecone przez Zakład Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni w którym wcześniej pracowałem w ramach tematu MR-I-15, a wykonane przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo, Zakład „Geofizyka” w Toruniu. W morskich badaniach sejsmoakustycznych stosowano źródło wysokoczęstotliwościowe wzbudzania fal – boomer w zakresie częstotliwości roboczych w przedziale od 1-2 kHz, a energia pojedynczego impulsu wynosiła od 150-300 J oraz źródło niskoczęstotliwościowe – sparker w zakresie częstotliwości roboczych od 0.2-0.6 kHz z energią pojedynczego impulsu 500 J. Badania zostały przeprowadzone wzdłuż gęsto zaprojektowanej siatki profilowań sejsmicznych z wykorzystaniem w czasie nawigacji systemu fazo lokacyjnego AD-2. Wykonano w tym czasie ponad 2000 km bieżących profili sejsmicznych metodą ciągłego profilowania sejsmoakustycznego. Osiągnięciem naukowym tej publikacji było sporządzenie przeze mnie mapy ukształtowania podłoża podczwartorzędowego i mapy miąższości osadów czwartorzędowych Basenu Gdańskiego. Pod względem ukształtowania powierzchni podłoża podczwartorzędowego, obszar Basenu Gdańskiego podzieliłem na trzy części:

- obszar północny, gdzie powierzchnia podczwartorzędowa położona jest najgłębiej (130-156 m p.p.m.), gdzie rzeźba analizowanego obszaru jest wynikiem intensywnej egzaracji lodowcowej oraz określonej budowy geologicznej tego podłoża związanego z utworami jury,
- obszar środkowy o znacznych rozmiarach przestrzennych i najbardziej wyrównanej rzeźbie ze względu na znaczną odporność skał górnej kredy na niszczenie, gdzie powierzchnia podczwartorzędowa występuje na głębokości od 104-130 m p.p.m.,
- obszar południowy z bardzo dużym urozmaiceniem rzeźby podczwartorzędowej wynikającej z mniej odpornych na niszczenie skał paleogenu i neogenu (dawnego trzeciorzędu), gdzie powierzchnia podczwartorzędowa występuje na głębokości od 26-100 m p.p.m.

Sporządzona przeze mnie mapa miąższości osadów czwartorzędowych również dzieli obszar Basenu Gdańskiego na trzy części. W obszarze północnym stosunkowo jednorodnym, miąższość osadów waha się od 24-42 m, a w obszarze środkowym zmienność miąższości jest najmniejsza i wynosi od 18-30 m. Największa różnorodność osadów i największa zmienność miąższościowa występuje na obszarze południowym, gdzie wartości te wahają się od 20-80 m, a w rejonie Mierzei Wiślanej osiągają wartość nawet 100 m. Chciałbym dodać, że sporządzone przeze mnie te dwie mapy wynikowe dla Basenu Gdańskiego były w tamtym okresie prekursorskie i do dzisiaj mają dużą wartość ze względu na ich dużą dokładność.

3. B8 Kaszubowski L.J., 2000. Tektonika i czwartorzęd obszaru południowego Bałtyku, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 3, 123-128. Lista B MNiSW, liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar 6, wg. Web of Science – brak danych

Licznie wykonane badania sejsmoakustyczne przez były Zakład Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni na obszarze polskiego Morza Bałtyckiego i analiza ich wyników [3] były postawą do scharakteryzowania przeze mnie struktury osadów czwartorzędowych spoczywających na dnie południowego Bałtyku. W pierwszej części artykułu na podstawie analizy literatury naukowej omówiłem charakterystykę tektoniczną obszaru południowobałtyckiego. Można powiedzieć, że pod względem tektonicznym i geologicznym Morze Bałtyckie jest morzem wewnętrznym (intrakontynentalnym) charakteryzującym się tym, że budowa geologiczna pod dnem morskim jest ściśle powiązana z budową przyległych obszarów lądowych. Polski obszar dna Bałtyku dzieli się na dwie części: część wschodnią i zachodnią. Część wschodnia polskiego Bałtyku należy do sztywnego, archaiczno-proterozoicznego kratonu Platformy Wschodnioeuropejskiej. Natomiast część zachodnia przynależna jest to mobilnej paleozoicznej Platformy Zachodnioeuropejskiej. Na obszarze tych dwóch dużych jednostek tektonicznych można wyróżnić mniejsze jednostki w postaci następujących bloków: blok Wolina, blok Gryfic, blok Kołobrzegu, blok Darłowa, blok Słupska, blok Żarnowca, blok Łeby, blok Kurlandii i blok Gdańska. Osiągnięciem naukowym tego artykułu jest dokonana przeze mnie pewna synteza związana z podsumowaniem dotychczasowych wyników badań sejsmoakustycznych i geologicznych nad budową geologiczną czwartorzędu polskiego dna Morza Bałtyckiego. W związku z tym analizując dotychczasowy dorobek naukowy w tym zakresie mogłem wyprowadzić następujące wnioski:

- miąższość osadów czwartorzędu jest zróżnicowana i waha się od 1-300 m. Najmniejsze wartości miąższości osadów czwartorzędowych występują na obszarze basenów głębokowodnych, gdzie w czasie plejstocenu dominowały procesy egzaracji lodowcowej. Nieduże miąższości występują w rejonie dna i południowych zboczy Rynny Słupskiej oraz w południowej części Basenu Gotlandzkiego. Natomiast dość znaczne miąższości występują w rejonie strefy płytkowodnej oraz na obszarze strefy brzegowej,
- osady plejstocenu zostały najdokładniej rozpoznane w rejonie basenów głębokowodnych. W rejonie dna Rynny Słupskiej oraz na jej zboczach południowych występuje tylko jeden poziom glin lodowcowych. Z kolei na północnych zboczach Rynny Słupskiej, na obszarze Basenu Bornholmskiego i Basenu Gdańskiego występują dwa poziomy glaciegeniczne. Na obszarze dna Bałtyku położonego w pobliżu Mierzei Dziwnowskiej występują dwa poziomy glin lodowcowych stwierdzone przeze mnie podczas badań mikrosejsmicznych i datowań TL, gdzie zostały wydzielone gliny lodowcowe zlodowacenia

Wisły i gliny lodowcowe zlodowacenia Warty. Podobny układ glin lodowcowych został stwierdzony w badaniach strefy brzegowej okolic Niechorza. Na glinach lodowcowych w rejonie basenów głębokowodnych występują ropy i muły warwowe lub mikrowarwowe Bałtyckiego Jeziora Lodowego kończącego sedymentację późnego plejstocenu. W strefach płytkowodnych osady plejstocenu są bardziej zróżnicowane, gdzie występuje kilka poziomów glin lodowcowych, osady glacyfluwialne, osady glacylimniczne, osady deltowe i biogeniczne,

- osady holocenu na obszarze polskiego Bałtyku sejsmicznie są dwudzielne i w rejonie basenów głębokowodnych dolny poziom reprezentują muły i ropy morza Yoldii oraz muły i ropy Jeziora Ancylusowego, gdzie występowała sedymentacja wczesnego holocenu. Poziom górny jest zbudowany z ropy, mułów i namułów organicznych morza litorynowego i politorynowego, gdzie sedymentacja morska przypadła na okres środkowego i późnego holocenu. Na obszarze płytkowodnym dolny holocen budują osady limniczne, deltowe i lagunowe, a górny holocen osady piaszczysto-zwirowe morza litorynowego i politorynowego.

4. M10 Kaszubowski L.J., 2015. Badania sejsmiczne i geologiczne dna Basenu Bornholmskiego. (W:) Z. Meyer (red.) Regionalne Problemy Inżynierii Środowiska. Wyd. Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Szczecin, pp. 43-53. Rozdział w monografii (M), liczba punktów 4; liczba cytowań wg. Google Scholar – brak danych, wg. Web of Science – brak danych

Badania sejsmoakustyczne [4], które zostały przeprowadzone przez były Zakład Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni na obszarze dna Basenu Bornholmskiego były postawą do scharakteryzowania przede wszystkim budowy geologicznej podłoża podczwartorzędowego i struktury osadów czwartorzędowych spoczywających na dnie w tym rejonie Bałtyku. W badaniach sejsmoakustycznych wykorzystano system E.G.G produkcji USA oraz źródło wysokoczęstotliwościowe wzbudzania fal – boomer w zakresie częstotliwości roboczych w przedziale od 1-2 kHz, a energia pojedynczego impulsu wynosiła wówczas od 150-300 J. W trakcie badań wykorzystywano metodę fal odbitych. Badania zostały wykonane wzdłuż gęsto zaprojektowanej siatki profilowań sejsmicznych. Osiągnięciem naukowym tych badań i tej publikacji było dobre rozpoznanie budowy geologicznej podłoża osadów czwartorzędu oraz struktury osadów plejstocenu i holocenu.

Przeprowadzona przeze mnie szczegółowa analiza dolnych partii zapisów sejsmoakustycznych pozwoliła stwierdzić, że we wschodniej części Basenu Bornholmskiego podłoże jest zbudowane ze skał syluru, które są reprezentowane przez łupki ilaste z graptolitami. Stwierdziłem, że powierzchnia podczwartorzędowa znajduje się tutaj na głębokości od 100-101 m p.p.m. W zachodniej części analizowanego obszaru występuje wyraźny kontakt osadów kredy z osadami syluru. Badania, które zostały przeprowadzone w rejonie Basenu Bornholmskiego dowiodły, że kreda górna jest zbudowana z mułowców warstwowych w obrębie których występują bardzo wyraźne refleksy sejsmoakustyczne. W obrazie falowym można zaobserwować, że osady górnej kredy w tym rejonie są sfałdowane, które znajdują się w kontakcie tektonicznym z osadami syluru. W zapisie sejsmicznym można było zauważyć, że w zagłębieniach osadów kredy górnej występują osady paleogenu prawdopodobnie reprezentowane przez piaskowce, mułowce i piaski kwarcowo-glaukonitowe o równoległym warstwowaniu, które wskazują na wyraźny kontrast akustyczny z osadami ich podłoża.

Analizując zapisy badań sejsmoakustycznych stwierdziłem, że w dolnych partiach profilu osadów czwartorzędowych dna Basenu Bornholmskiego występują czasem dwa poziomy glin lodowcowych, ale w

wielu przypadkach tylko jeden poziom glacialny z powodu późniejszych intensywnych procesów erozji. Dolny poziom lodowcowy utworzony w plejstocenie należy do osadów zlodowacenia Warty i osiąga miąższość 6.5 m. Natomiast miąższość górnych glin lodowcowych, które należą do osadów zlodowacenia Wisły nie jest duża i wynosi zwykle 4 m. Na obszarze dawnych stref morenowo-czołowych dna Basenu Bornholmskiego miąższości górnych glin lodowcowych wyraźnie wzrastają i osiągają miąższość do 20 m. Z mojego doświadczenia naukowego wynikało, że podobnie jak na innych obszarach dna Bałtyku, tutaj również poziomy glin lodowcowych na rejestracjach sejsmoakustycznych zaznaczają się jako warstwy bezstrukturalne o bezładnej wewnętrznej budowie i bardzo zróżnicowanym zapisie akustycznym (różnorodne refleksy) w zależności od składu granulometrycznego i stopnia plastyczności. Tekstura zapisu sejsmicznego jest również wyraźnie ciemniejsza, która jest związana z licznymi silnymi odbiciami fali sejsmicznej od niejednorodnego materiału lodowcowego. Z analizy zapisu sejsmoakustycznego wynikało, że na górnych glinach lodowcowych zalega horyzontalnie poziom osadów zastoiskowych utworzony w późnym plejstocenie reprezentowany przez muły i ły, czasem przez piaski drobne i muliste o miąższości dochodzącej do 4 m. Podobnie jak na innych obszarach dna Morza Bałtyckiego w zapisie sejsmoakustycznym poziom ten jest bezstrukturalny (bardzo słabo refleksyjny), gdzie tekstura obrazu falowego jest bardzo rozjaśniona z powodu występowania tam bardzo drobnych osadów mało skonsolidowanych pochłaniających w znacznym stopniu przechodzące fale sejsmiczne. Strop osadów plejstocenu tworzą ły warwowe utworzone u schyłku plejstocenu podczas trwania Bałtyckiego Jeziora Lodowego o miąższości od 4–7 m. Na zapisach sejsmoakustycznych, poziom ten wyróżnia wyraźny horyzont równoległych silnie odbitych refleksów akustycznych od twardych warstewek monosiarczków żelaza. Dobrym potwierdzeniem występowania tutaj warstwy iłów warwowych jest pobrany w tych rejonach rdzeń wiertniczy 30R13 w którym warstwa ta zalega na głębokości od 1.4-1.8 m poniżej dna morskiego.

Wczesny holocen jest reprezentowany przez muły i ły morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego. Osady tego poziomu osiągają miąższość od 1.5-3 m, a na obszarze morenowo-czołowym tylko 1.5 m. Na zapisach sejsmoakustycznych wyróżnione poziomy nie są rozdzielone akustycznie ze względu na duże podobieństwo w składzie litologicznym osadów. W obrazie falowym da się zauważyć, że osady te są równoległe warstwowane, gdzie występują wyraźne refleksy związane z laminami siarczków żelaza. We fragmentach zapisu, gdzie muły są bardzo nasycone wodą, struktura obrazu falowego jest przezroczysta akustycznie o wybielonej teksturze.

Osady środkowego holocenu zostały utworzone przez transgresje morza Mastogloii i morza litorynowego jako następne etapy rozwojowe Morza Bałtyckiego, które są reprezentowane przez osady mułów i iłów o zabarwieniu jasno-szarym i szarym z odcieniem oliwkowym. Górne partie holocenu stanowią osady późnego holocenu są reprezentowane przez transgresje morza Limnaea i morza Mya, gdzie na obszarze basenów głębokowodnych występuje nadal sedimentacja mułów i iłów szarych i jasno-szarych w stanie półpłynnym i znaczną zawartością materii organicznej. Na rejestracjach sejsmoakustycznych wyszczególnione poziomy środkowego i późnego holocenu nie są rozdzielone akustycznie ze względu na duże podobieństwo w charakterze litologicznym osadów. W zapisie sejsmicznym można zauważyć, że osady te są równoległe warstwowane. W stosunku do osadów wczesnego holocenu części spągowe zalegają niezgodnie w kontakcie z powierzchnią erozyjną.

5. K1 Kaszubowski L.J., 2016. Seismic profiling of the seabottoms for shallow geological and geotechnical investigations, Finkl C.W., and Makowski C. (eds.) Seafloor mapping along continental shelves, vol.13, Springer International Publishing Switzerland, Heidelberg New York Dordrecht London, pp.191-243. Rozdział w książce (K), 6.7 ark.wyd., wg. kwantyfikacji WBiA ZUT liczba punktów 25; liczba cytowań wg. Google Scholar 3, wg. Web of Science – 2

W wyniku propozycji prof. Finkla z Atlantic University of Florida, z USA, redaktora naczelnego serii wydawniczej Springer International pod nazwą „Coastal Research Library” o przygotowanie rozdziału w książce pt. „Seafloor Mapping along Continental Shelves”, przygotowałem i opublikowałem mój rozdział [5] związany z badaniami sejsmicznymi dna morskiego wykorzystywanymi w płytkich badaniach geologicznych i geotechnicznych. Rozdział ten posiada charakter monograficzny i dotyczy całokształtu morskich badań sejsmicznych przeprowadzanych w obrębie dna Bałtyku ze szczególnym uwzględnieniem polskiego dna Morza Bałtyckiego. W pierwszej części przedstawiłem metodologię morskich badań sejsmicznych z podziałem na badania głębokie i badania płytkie zwane popularnie badaniami sejsmoakustycznymi. W części dotyczącej głębokich badań sejsmicznych wymieniłem i opisałem ważniejsze źródła wzbudzania fal i urządzenia rejestrujące, a także proces obróbki danych i techniki interpretacyjne. Głębokie badania sejsmiczne są przeważnie wykonywane w celu poszukiwania ropy naftowej i gazu ziemnego, gdzie na obszarze polskiego Bałtyku zadania te wykonywało Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo, Zakład „Geofizyka” w Toruniu. W części dotyczącej badań sejsmoakustycznych również wymieniłem i opisałem ważniejsze źródła wzbudzania fal oraz hydrofony rejestrujące odbite fale sejsmiczne, a także systemy pomiarowe firmy Huntec produkcji kanadyjskiej i firmy EGG produkcji USA. Chciałbym dodać, że system pomiarowy firmy Huntec został zakupiony przez Zakład Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni, gdzie w latach 70-tych i 80-tych XX w., był jedynym wykonawcą w Polsce badań sejsmoakustycznych na obszarze polskiego Bałtyku. Później w latach 90-tych i 2000-nych wykorzystywano system firmy EGG, a wykonawcą tych badań był Zakład „Geofizyka” w Toruniu. W dalszej części mojego rozdziału przedstawiłem sposoby interpretacji pozyskanych materiałów sejsmoakustycznych z obszaru dna polskiego Bałtyku. Szczegółowo przeanalizowałem interpretację badań sejsmoakustycznych przeprowadzonych z użyciem systemu firmy Huntec w rejonie Ławicy Odrzanej (Wajda 1982), gdzie w zapisie sejsmicznym wyraźnie oddzielono plejstocenijskie podłoże glacialne od pokrywy piaszczysto-żwirowej sedymentacji morskiej. Miejscami, wyraźnie refleksyjny zapis obrazu falowego pokrywy piaszczysto-żwirowej pozwalał na wydzielenie mniejszych jednostek sejsmostrytygraficznych morskiego holocenu. Przedstawiłem również sposoby interpretacji badań sejsmoakustycznych wykonanych systemem firmy EGG w rejonie Basenu Bornholmskiego. W zapisach sejsmicznych wydzielono tutaj starsze podłoże zbudowane z mułów piaszczystych kredy, a w pokrywie czwartorzędowej wydzielono warstwę glin lodowcowych, ilów Bałtyckiego Jeziora Lodowego, ilów morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego, a w stropie piaski morza litorynowego i politorynowego (Uścińowicz 2003). Bardzo ciekawa sytuacja występuje w podłożu czwartorzędu w rejonie Rynny Słupskiej, gdzie w obrazie falowym występują wysokorefleksyjne łupki ilaste syluru z widocznymi strukturami fałdowymi. Można tam zauważyć kontakt tych osadów z utworami rzecznyymi dolnego permu (Rossa & Wypych 1981). Na ściętej powierzchni podłoża czwartorzędu zalegają plastyczne ropy plejstocenu, a partie stropowe wypełniają półpłynne namuły holocenu. W dalszej części mojego rozdziału przedstawiłem udział badań sejsmicznych, a w tym i sejsmoakustycznych w rozpoznaniu głębszej i płytszej

budowy geologicznej dna Morza Bałtyckiego. Charakterystyczne jest to, że w części północnej i północno-wschodniej Bałtyku, podłoże krystaliczne archaiczno-proterozoiczne zbudowane ze skał magmowych i metamorficznych występuje płytko, albo bezpośrednio na dnie morskim i prawie w całości odbija fale sejsmiczne tworząc obraz zupełnie bezrefleksyjny. Następnie przedstawiłem sytuację związaną z budową geologiczną osadów paleozoiczno-mezozoicznych, w których występują niekiedy charakterystyczne wysokorefleksyjne zapisy sejsmiczne związane z dużym zróżnicowaniem warunków sedymentacyjnych w określonych okresach, czy epokach geologicznych obszaru bałtyckiego. W tym zakresie przedstawiłem także na podstawie szczegółowej analizy nowych materiałów sejsmoakustycznych byłego Zakładu Geomorfologii i Geologii Morza IMGW w Gdyni budowę podłoża czwartorzędu i osadów czwartorzędowych w rejonie Zatoki Gdańskiej, Basenu Gdańskiego i Basenu Bornholmskiego. Analiza zapisu sejsmicznego pozwoliła mi na wydzielenie w rejonie Zatoki Gdańskiej i Basenu Gdańskiego osadów górnej kredy, które od północy kontaktowały się z osadami jury górnej w wyniku istniejącej tam wyraźnej strefy uskokowej. W pokrywie osadów czwartorzędowych na podstawie analizy obrazu falowego wyszczególniłem poziom dolny i poziom górny glin lodowcowych, słabo refleksyjny poziom mułów i ilów zastoiskowych późnego plejstocenu, charakterystycznie refleksyjny poziom ilów warwowych Bałtyckiego Jeziora Lodowego (późny plejstocen), słabo refleksyjny poziom ilów i mułów morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego (wczesny holocen), a w partiach stropowych muły i namuły organiczne, miejscami w południowej części Zatoki Gdańskiej piaski i żwiru morza litorynowego i politorynowego (środkowy i późny holocen). Analiza zapisu sejsmicznego w rejonie Basenu Bornholmskiego, a także wykonane wiercenia geologiczne w ramach sporządzanej mapy geologicznej dna Bałtyku w skali 1 : 200 000, pozwoliły mi na wydzielenie tam w podłożu podczwartorzędowym osadów górnej kredy, które w części północnej-wschodniej kontaktują się ze słabo refleksyjnym silnie zwietrzałym poziomem łupków ilastych syluru. W pokrywie osadów czwartorzędowych podobnie, jak w rejonie Basenu Gdańskiego z zapisu sejsmicznego wydzieliłem poziom dolny i poziom górny glin lodowcowych, poziom ilów zastoiskowych późnego plejstocenu, ily warwowe Bałtyckiego Jeziora Lodowego (późny plejstocen), ily i muły morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego (wczesny holocen), muły i namuły organiczne morza litorynowego i politorynowego (środkowy i późny holocen), które w wielu miejscach posiadają mniejsze miąższości w porównaniu z obszarem Gdańskim. Następnie w oparciu o gęstą siatkę profilowań sejsmicznych na obszarze Basenu Gdańskiego przeanalizowałem wykonaną przeze mnie mapę ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu, na której przedstawiłem granice zasięgowe górnej jury, górnej kredy i osadów paleogeńsko-neogeńskich. Znaczenie naukowe ma też sporządzona przeze mnie mapa miąższości osadów czwartorzędowych pokazująca zmienność tego zjawiska na obszarze Basenu Gdańskiego, aż po brzegi Zatoki Gdańskiej. W ostatniej części mojego rozdziału przedstawiłem możliwości wykorzystania badań sejsmoakustycznych w rozpoznawaniu warunków geotechnicznych podłoża dna morskiego, gdzie stwierdziłem, że ich rola jest bardzo duża, bowiem w sposób wielkoobszarowy i z założoną dokładnością potrafią wyznaczyć granice zalegania określonych rodzajów gruntów, które posiadają specyficzne właściwości fizyczne i mechaniczne. Oprócz tego określenie prędkości przebiegu fal sejsmoakustycznych w określonych warstwach geologicznych wskazuje na ich gęstość objętościową jako jednego z ważnych parametrów geotechnicznych gruntów. Istotnym aspektem jest także określenie miąższości warstw geologicznych, czy też określenia ich ułożenia w sposób horyzontalny,

monoklinalny czy też fałdowy, co również wpływa na ocenę warunków geotechnicznych analizowanego dna morskiego. Istotnym aspektem naukowym było przedstawienie w tej części rozdziału sporządzonych przeze mnie w opracowaniach współautorskich kolorowych map geotechnicznych dna polskiego Bałtyku oraz podłoża gruntowego występującego na głębokości 10 i 20 m poniżej dna morskiego. Na podstawie szczegółowych analiz map geologicznych dna Bałtyku, licznie przeprowadzonych badań sejsmoakustycznych, czy też bezpośrednich badań geotechnicznych wybranych fragmentów dna w rejonie przebudowy portów w Gdańsku i Kołobrzegu, biorąc pod uwagę takie czynniki geologiczne jak, rodzaj gruntów, geneza i wiek oraz takie parametry geotechniczne traktowane tutaj jako wartości przybliżone (przedziałowe) jak, stopień zagęszczenia (I_D), stopień plastyczności (I_L), kąt tarcia wewnętrznego (Φ), spójność (c), wytrzymałość na ścinanie (τ_f), wytrzymałość na ściskanie (R_c) oraz edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej (M_0) mogłem wyszczególnić następujące typy podłoża gruntowego:

- podłoże bardzo dobre dla budownictwa morskiego ($R_c > 1000$ kPa) - nie dotyczy bezpośredniego dna polskiego Bałtyku, ponieważ nie ma tam wychodni gruntów skalistych. W podłożu na głębokości 10 i 20 m występują łupki ilaste syluru, wapienie dewonu, piaskowce permu, mułowce i iłowce triasu, wapienie jury, mułowce, iłowce i wapienie kredy,
- podłoże dobre dla budownictwa morskiego (τ_f 300-1000 kPa) – na dnie zbudowane z piasków i żwirów morskich interglacjalu eemskiego, z piasków i żwirów glaci-fluwialnych, z piasków i żwirów fluwialnych późnego plejstocenu i wczesnego holocenu oraz z piasków i żwirów morza litorynowego i morza politorynowego środkowego i późnego holocenu. W podłożu na głębokości 10 m dochodzi jeszcze warstwa piasków neogenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje już tylko warstwa piasków rzecznych neogenu, warstwa piasków i żwirów morza eemskiego oraz warstwa piasków i żwirów późnego plejstocenu i wczesnego holocenu,
- podłoże dostateczne dla budownictwa morskiego (τ_f 100-300 kPa) – na dnie zbudowane z glin lodowcowych zlodowacenia Warty i zlodowacenia Wisły plejstocenu. W podłożu na głębokości 10 m występuje dodatkowo warstwa mułów i iłó jeziornych neogenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje tylko warstwa mułów i iłó jeziornych neogenu i glin lodowcowych zlodowacenia Warty,
- podłoże złe dla budownictwa morskiego (τ_f 50-100 kPa) – na dnie zbudowane z mułów i iłó zastoiskowych późnego plejstocenu, z mułów i iłó różnych etapów Bałtyku późnego plejstocenu i wczesnego holocenu, z piasków eolicznych Bałtyckiego Jeziora Lodowego późnego plejstocenu, z mułów jeziornych i piasków pylastych wczesnego holocenu, piasków mierzejowych późnego holocenu. W podłożu na głębokości 10 m występuje tylko warstwa piasków mierzejowych późnego holocenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje tylko warstwa mułów i iłó różnych etapów Bałtyku późnego plejstocenu i wczesnego holocenu,
- podłoże bardzo złe dla budownictwa morskiego ($\tau_f < 50$ kPa) – na dnie i w podłożu na głębokości 10 m zbudowane z iłó, mułów, namułów i namułów organicznych morza litorynowego i politorynowego środkowego i późnego holocenu. W podłożu na głębokości 20 m, grunty tego typu nie występują.

4.2.2e. Publikacje cytowane w analizie dorobku naukowego

1. Dobracki R., Zachowicz J., 1998. Mapa geodynamiczna polskiej strefy Bałtyku. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Oddziału Pomorskiego, Szczecin
2. B6 Kaszubowski L.J., 1995. Transgressive cycles of the Baltic Sea, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego CXLIX*, 122-125
3. F17 Kaszubowski L.J., Coufal R., 2010. Budowa geologiczna mierzei jeziora Kopań. (W:) Z. Meyer (red.) *Regionalne Problemy Inżynierii Środowiska*, Szczecin, pp. 45-51
4. F18 Kaszubowski L.J., Coufal R., 2012. Struktury geologiczne mierzei jeziora Wicko. (W:) Z. Meyer (red.) *Regionalne Problemy Inżynierii Środowiska*, Szczecin, pp. 69-75
5. Miotk G., Bogaczewicz-Adamczak B., 1987. Marine transgressions on the basis of investigations of subfossil biogenic sediments in the Sarbsk Bar, Southern Baltic. *Quaternary Studies in Poland*, Warszawa-Poznań, 66-72
6. Rossa W., Wypych K., 1981. Sejsmostratygrafia dna Bałtyku Południowego. (W:) Subotowicz W (ed.) *Geologiczno-inżynierskie badania wybrzeża I dna Bałtyku Południowego*, Gdańsk, 48p
7. Uścińowicz Sz., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Pol Geol Inst Sp Papers 10*, Warszawa, p 80
8. Wajda W., 1982. Banka Odry po rezultatach nowych geologicznych i sejsmicznych badań (Recent geological investigations of the Odra Bank, Eng Summ). *Peribalticum II*, 171-183
9. Williams G.E., 1986. The solar cycle in Precambrian time. *Scientific American*, 255, 2, 88-96

4.2.3. Podsumowanie

Jako osiągnięcie naukowe stanowiące znaczny wkład w rozwój specjalności geologia morza w dyscyplinie nauki o Ziemi i środowisku przedstawiłem analizę wybranego mojego dorobku naukowego związanego z obszarem badawczym pt. "Badania geologiczne i sejsmiczne Morza Bałtyckiego". W pierwszej części przeanalizowałem wybrany dorobek naukowy związany z moimi badaniami geologicznymi i sejsmicznymi strefy brzegowej Morza Bałtyckiego. Badając strefę brzegową miałem świadomość, że badam historię geologiczną Bałtyku przypadającą na okres środkowego i późnego holocenu. Najważniejsze wydarzenia geologiczne (przemiany ewolucyjne) związane ze zbiornikiem morskim zostały zapisane w bardzo złożonych strukturach akumulacyjnych i sedymentacyjnych mierzei południowobałtyckich. Przeprowadzone przeze mnie badania geologiczne i sejsmiczne tego obszaru pozwoliły na zrozumienie skomplikowanego mechanizmu procesów transgresji i regresji morskich Morza Bałtyckiego. Osiągnięciem naukowym moich badań było to, że pierwotnie wydzielane i opisywane przez wielu badaczy fazy transgresyjne i regresyjne Bałtyku o nieregularnym okresie czasu trwania, wykazałem i uznałem je za procesy cykliczne o regularnym okresie 300 lat. Po raz pierwszy w publikacjach (A1 Kaszubowski, 1992; B6 Kaszubowski, 1995) wydzieliłem cykle transgresyjne Morza Bałtyckiego, które miały miejsce w późnym holocenie wzdłuż środkowego wybrzeża Polski. Chcę zaznaczyć, że w badaniach starych osadów jeziornych wieku prekambryjskiego na obszarze Australii wykryto regularny cykl klimatyczny o okresie 314 lat (Williams, 1986), co może być jednym z faktów naukowych potwierdzających uznawanych przeze mnie przemian cyklicznych Morza Bałtyckiego. Późniejsze badania polskiej strefy brzegowej Bałtyku upewniły mnie, że nie tylko transgresje i regresje morskie późnego

holocenu, ale również transgresje i regresje morskie środkowego holocenu miały także charakter cykliczny. Szczegółowa analiza cykli transgresyjnych i regresyjnych Morza Bałtyckiego w ciągu ostatnich 8500 lat pozwoliła stwierdzić, że środkowy holocen jest tym okresem w historii rozwoju obszaru południowobałtyckiego w którym dokonują się największe przeobrażenia morfologiczne obszaru badań. Spowodowane one były wielką transgresją litorynową Bałtyku, która przebiegała w pięciu cyklach transgresyjnych z których trzy pierwsze L₁, L₂ i L₃ przypadały na okres wczesnolitorynowy, a dwa ostatnie L₄ i L₅ na okres późnolitorynowy.

W okresie wczesnolitorynowym zbiornik morski transgredował bardzo szybko w kierunku południowym osiągając największą prędkość podnoszenia się wód morskich w całej historii środkowego i późnego holocenu Morza Bałtyckiego (47 mm/rok; L₁). Chcę dodać, że prędkość transgresji (cyklu transgresyjnego) obliczałem biorąc pod uwagę położenie dawnych platform abrazyjnych w czasie maksimum transgresji uwzględniając wielkość ruchów izostatycznych (K2 Kaszubowski, 2018) i w ten sposób ustalona różnica w położeniu dawnych poziomów morskich była podstawą do wyznaczenia tempa podnoszenia się wód zbiornika morskiego. Średnia prędkość podnoszenia się wód morskich w cyklu transgresyjnym L₂ wyniosła 40 mm/rok, a w cyklu L₃ 17.5 mm/rok. Średnie tempo erozji brzegów morskich wynosiło wówczas od 24-9 m/rok, a sumaryczna abrazja lądu w rejonie wysoczyzn plejstocenijskich wahała się od 7-3 km. Szczególnie ważna dla obecnych rejonów mierzejowych obszaru południowobałtyckiego jest regresja wczesnolitorynowa z cyklu L₂. W czasie powolnego cofania się morza i przesuwania jego linii brzegowej w kierunku północnym, powstaje dość duży obszar wydm brunatnych wczesnoatlantyckich o szerokości ok. 2 km, a w niektórych miejscach nawet więcej i znacznych wysokościach względnych. Wydmy te stanowią podstawowy cokół obecnego obszaru mierzejowego. Pod względem litologicznym wydmy brunatne odróżniają się bardzo wyraźnie od innych rodzajów wydm, co stanowiło bardzo dobrą metodę rozpoznawczą pośród analizowanych w profilach wiertniczych osadów eolicznych. Przede wszystkim wydmy brunatne są z reguły słabiej wysortowane (umiarkowane wysortowanie) i mają ujemną skośność (rozkład uziarnienia nieznacznie skośny ujemnie). Świadczy to o bardziej radykalnych warunkach środowiska akumulacyjnego w tym czasie (większa siła transportowa wiatru, a w tym i większa dynamika procesów osadotwórczych). Może to mieć również związek ze słabiej wysortowanym materiałem źródłowym, szczególnie w przypadku tworzenia się wydm brunatnych starszych (wczesnolitorynowych). Wzdłuż słabo jeszcze wyrównanego brzegu morskiego zachodziło przemieszczanie materiału brzegowego w płytkiej części podbrzeża ówczesnej strefy brzegowej.

W okresie późnolitorynowym transgresje morskie przebiegają już wolniej. Transgresja morza litorynowego w cyklu L₄ przebiegała ze średnią prędkością 11.1 mm/rok, a w cyklu L₅ 10 mm/rok. Średnie tempo erozji brzegów morskich wynosiło wówczas od 5.5-5.0 m/rok, a sumaryczna abrazja lądu w rejonie wysoczyzn plejstocenijskich wahała się od 1.7-1.5 km. Podczas regresji morskich powstaje kompleks wydm brunatnych późnoatlantyckich (późnolitorynowych), który jest dobudowywany do zniszczonych uprzednio starszych struktur mierzejowych. W czasie regresji z L₅, która nieco później łączy się z wielką regresją wczesnosubborealną powstaje szeroka mierzeja wydm brunatnych późnoatlantyckich i wczesnosubborealnych wzdłuż całego wybrzeża Polski. Na obszarze Bramy Świny zachowane struktury mierzejowe wydm brunatnych mają szerokość ok. 2 km. W porównaniu z wydmami brunatnymi wczesnoatlantyckimi, te osady są lepiej wysortowane. Przypuszczalnie może to mieć związek z materiałem wyjściowym, który w tym czasie jest już

zdecydowanie lepiej wyselekcjonowany, niż miało to miejsce wcześniej. W tym czasie na terenie środkowego i zachodniego wybrzeża Polski istnieją zbiorniki lagunowe i jeziora przybrzeżne.

Późny holocen jest wyraźnie dwudzielny. W pierwszej części zwanej okresem subborealnym cykle transgresyjne przebiegają jeszcze z dość dużą prędkością. Przyczynę należy upatrywać w nieco większych niż obecnie lądolodów półkuli północnej i większych wahań lądolodu Antarktydy. W czasie transgresji morza Limnaea w cyklu Lm₁ wody morskie podnoszą się ze średnią prędkością 3.2 mm/rok. Natomiast największa transgresja w tym czasie przypada na cykl Lm₂, gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosi wówczas 19.6 mm/rok. Podczas transgresji Lm₃ i Lm₄ średnie tempo podnoszenia się wód morskich wynosiło 9.6 mm/rok. Z kolei transgresja Lm₅ przebiega ze średnią prędkością 4.8 mm/rok. W tym okresie średnie tempo erozji brzegów morskich wynosiło od 1.6-8.0 m/rok, a sumaryczna abrazja lądu w rejonie wysoczyzn plejstocenijskich wahała się od 0.5-2.5 km. Regresja morska z cyklu transgresyjnego Lm₂ powoduje tworzenie się mierzei wydm żółtych wyraźnie widocznych (duże wysokości bezwzględne) w obecnej rzeźbie obszaru południowobałtyckiego. Cechą charakterystyczną struktur mierzejowych wydm żółtych jest to, że są to osady o dobrym i bardzo dobrym wysortowaniu. Specyficzny jest tutaj wskaźnik M₃, który przyjmuje wartości dodatnie opisując rozkład uziarnienia jako nieznacznie skośny dodatnio. Można sądzić, że w czasie tworzenia się mierzei wydm żółtych panowały spokojniejsze warunki sedymentacyjne i akumulacyjne w ówczesnej strefie brzegowej, w porównaniu z tworzeniem się mierzei wydm brunatnych, gdzie wskaźnik M₃ przyjmował wartości ujemne. Natomiast w wyniku regresji morskiej z cyklu Lm₄ i Lm₅ tworzy się mierzeja wydm jasno-żółto-szarych późnosubborealnych, która jest dobudowywana do mierzei wydm żółtych. Mierzeja wydm jasno-żółto-szarych została stwierdzona zarówno na terenie środkowego, jak i zachodniego wybrzeża Polski. Wydmy jasno-żółto-szare są przeważnie dobrze wysortowane i co jest charakterystyczne dla tego kompleksu wiekowego osiągają ujemne wartości wskaźnika M₃ (rozkład uziarnienia jest nieznacznie skośny ujemnie). Należy przypuszczać, że w czasie regresji z cyklu Lm₄ i Lm₅ występowała większa dynamika środowiska sedymentacyjnego w ówczesnej strefie brzegowej, niż to miało miejsce podczas regresji Lm₂, gdzie tworzyły się wydmy żółte.

W drugiej części późnego holocenu tj. w okresie subatlantyckim zachodzą mniejsze wahania poziomów morskich Morza Bałtyckiego, które stopniowo zbliżają się do współczesnego położenia. Temu zjawisku odpowiadają także mniejsze prędkości poszczególnych cykli transgresyjnych. Większość przemian ewolucyjnych Bałtyku odbywa się w tym czasie na terenie dzisiejszego dna Morza Bałtyckiego. W czasie transgresji morza Mya w cyklu My₁ średnie tempo podnoszenia się wód morskich wynosiło wówczas 2.0 mm/rok. Natomiast transgresja My₂ przebiegała ze średnią prędkością 2.2 mm/rok. Najszybsza transgresja okresu subatlantyckiego przypada na cykl My₃, gdzie średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosi wówczas 3.5 mm/rok. Średnie tempo erozji brzegu morskiego wahało się wówczas od 1.0-1.7 m/rok, a sumaryczna abrazja lądu w rejonie wysoczyzn plejstocenijskich wyniosła od 0.3-0.5 km. Regresja morska z cyklu My₃ powoduje tworzenie się mierzei wydm szarych bardzo wyraźnie zaznaczających się w obecnej rzeźbie strefy brzegowej obszaru południowobałtyckiego. Mierzeja ta jest dobudowywana do mierzei wydm jasno-żółto-szarych. Wały wydm szarych (przedni wał wydm nadbrzeżnych) powszechnie występują w rejonie obecnej strefy brzegowej Morza Bałtyckiego. Wydmy szare są dobrze i bardzo dobrze wysortowane osiągają jednocześnie dodatni wskaźnik M₃ (rozkład uziarnienia nieznacznie skośny dodatnio). Wskaźnik M₃ wskazuje

na występowanie słabszej dynamiki procesów sedymentacyjnych w ówczesnej strefie brzegowej podobnie jak w przypadku tworzenia się mierzei wydmy żółtych. Należy wnioskować, że regresja morska w tym czasie jest stosunkowo wolna, świadczą o tym dość wysokie wały wydmy. Współczesna transgresja Morza Bałtyckiego jako cykl My_4 przejawia się we wzmożonej erozji brzegów morskich wzdłuż prawie całego wybrzeża Polski. Jeżeli założymy, że średnia prędkość podnoszenia się wód morskich wynosi 1.5 mm/rok, to średnia sumaryczna abrazja brzegów morskich powinna wynieść 0.2 km, a przy 2 mm/rok wartość ta wyniesie ok.0.3 km. Chciałbym jeszcze dodać, że znaczącym sukcesem naukowym mojego dorobku badawczego jest podpisana przeze mnie w marcu 2018 roku umowa z amerykańskim wydawnictwem naukowym CRC Press Taylor & Francis Group na opublikowanie książki pt. „, Geological History of the Baltic: Transgressions and Regressions Caused by Tectonic Movements and Cyclical Climate Change” (termin dostarczenia manuskryptu 15.06.2020), która ściśle pokrywa się z moim obszarem badań.

Wydarzeniem naukowym było pełne wdrożenie przeze mnie aparatury górniczej CS-5G-1 do rozpoznawania warunków geologicznych i geotechnicznych podłoża gruntowego jako czasomierza sejsmicznego, w szczególnie trudnych warunkach jakie stanowi złożona i miększa pokrywa osadów czwartorzędowych Polski północnej. Na podstawie pozyskanego bogatego doświadczenia naukowego poprzez licznie przeprowadzone przeze mnie badania sejsmiczne obszaru lądowego, a w szczególności strefy brzegowej Morza Bałtyckiego wielokrotnie weryfikowane otworami geologicznymi, mogłem opracować następujące wzorce interpretacyjne jako prekursorskie dla tej metody badań i dotyczące wyżej wymienionego obszaru, gdzie przedstawiłem zakres zmienności takich parametrów fali sejsmicznej jak; H – wysokość, A – amplituda i T – okres fali:

- piaski i żwiry rzeczne, luźne późnego holocenu o bardzo małej amplitudzie fali (H = 20-100 mV, A = 10-50 mV, T = 1-3 ms),
- piaski i żwiry morskie lądowego obszaru mierzejowego, luźne późnego holocenu o bardzo małej amplitudzie (H = 20-80 mV, A = 10-40 mV, T = 1-3 ms),
- piaski wydmy, luźne późnego holocenu o bardzo małej i mało zróżnicowanej amplitudzie (H = 50-80 mV, A = 25-40 mV, T = 1-2 ms),
- osady organiczne (torfy, namuły organiczne) późnego i środkowego holocenu, w zapisie sejsmicznym prawie bezamplitudowe,
- piaski i żwiry morskie, średnio zagęszczone środkowego holocenu o małej amplitudzie (H = 150-250 mV, A = 75-125 mV, T = 2-3 ms),
- piaski i żwiry rzeczne lub lodowcowowodne, średnio zagęszczone i zagęszczone późnego plejstocenu o średniej, czasem wysokiej amplitudzie (H = 300-450 mV, A = 150-225 mV, T = 2-5 ms),
- gliny lodowcowe zlodowacenia Wisły, plastyczne lub twaroplastyczne o średniej amplitudzie i znacznym okresie fali bez stropowej piaszczysto-żwirowej kulminacji zapisu sejsmicznego (początkowego skoku amplitudowego) (H = 300-400 mV, A = 150-200 mV, T = 10-12 ms),
- piaski i żwiry interglacjalne, średnio zagęszczone i zagęszczone plejstocenu o bardzo wysokiej amplitudzie i nieznacznym okresie fali (H = 500-900 mV, A = 250-450 mV, T = 0.5-2 ms),

- muły i ily lodowcowo-jeziorne plejstocenu, w zapisie sejsmicznym prawie bezamplitudowe,
- gliny lodowcowe zlodowacenia Warty, zwykle twaroplastyczne o średniej amplitudzie i znacznym okresie fali z charakterystycznym początkowym skokiem amplitudowym ($H = 180-300$ mV, $A = 90-150$ mV, $T = 5-10$ ms)
- gliny lodowcowe zlodowacenia Odry, twaroplastyczne o znacznej miąższości i małej amplitudzie bez początkowego skoku amplitudowego ($H = 100-200$ mV, $A = 50-100$ mV, $T = 5-10$ ms),
- gliny lodowcowe zlodowacenia Sanu II, twaroplastyczne o małej amplitudzie i początkowym skoku amplitudowym ($H = 100-200$ mV, $A = 50-100$ mV, $T = 5-10$ ms).

Chciałbym dodać, że tak opracowane przeze mnie wzorce interpretacyjne badań sejsmicznych pozwalają na dobre rozpoznanie warunków geologicznych i geotechnicznych występujących w określonym podłożu gruntowym. Poprzez rozpoznanie rodzajów gruntów, ich genezy i wieku oraz wzajemne położenie tych warstw względem siebie daje nam odpowiedź dotyczącą występujących tam warunków geotechnicznych związanych na przykład ze stopniem zagęszczenia gruntów niespoistych, czy ze stopniem plastyczności gruntów spoistych. Osiągnięciem naukowym przeprowadzonych przeze mnie badań sejsmicznych na obszarze Polski północnej, a szczególnie w strefie brzegowej Bałtyku było odkrycie współczesnych stref ruchów pionowych podłoża powodujących tworzenie się niebezpiecznych stref rozgęszczania gruntów, w których dochodzi do zmian parametrów geotechnicznych mających istotny wpływ na współpracę podłoża – budowla. Badania sejsmiczne wykazały, że strefy rozgęszczania gruntów są niejednorodne, gdzie może występować kilka podstref o różnym tempie przemieszczania się gruntów. Zjawisko rozgęszczania gruntów jest procesem przeciwnym procesowi zagęszczania, które przebiega współcześnie pod wpływem pionowych ruchów podłoża, gdzie dochodzi do tzw. ich rozluźniania, co wiąże się następnie ze wzrostem ich porowatości. Omawiane strefy należą do struktur lokalnych w skali mikro o niedużych rozmiarach w płaszczyźnie poziomej (od 30-80 m), ale o znacznych rozmiarach w płaszczyźnie pionowej i mogą występować w wielu miejscach podłoża gruntowego.

W drugiej części przeanalizowałem wybrany dorobek naukowy związany z moimi badaniami geologicznymi i sejsmicznymi dna Bałtyku. Licznie przeanalizowane przeze mnie rejestracje sejsmoakustyczne związane z badaniem dna polskiego Bałtyku pozwoliły na opracowanie następujących wzorców interpretacyjnych pokrywy czwartorzędowej Morza Bałtyckiego:

- osady podłoża czwartorzędu w postaci wapieni, piaskowców, mułowców i iłowców przewarstwionych miejscami utworami węglanowymi stanowią zwykle w zapisie sejsmicznym bardzo wyraźny obraz refleksyjny, gdzie refleksy ułożone są niezgodnie kątowno z powierzchnią podczwartorzędową. Zwykle występuje bardzo wyraźny kontrast akustyczny pomiędzy spągami osadów czwartorzędu, a ich podłożem,
- osady plejstocenu w dolnych partiach pokrywy czwartorzędowej zbudowane są z jednego lub dwóch poziomów glin lodowcowych, gdzie z reguły dolny poziom należy do osadów zlodowacenia Warty, a górny do osadów zlodowacenia Wisły. Gliny lodowcowe (geotechnicznie jako gliny piaszczyste lub gliny) na rejestracjach sejsmoakustycznych są bezstrukturalne o bezładnej wewnętrznej budowie i bardzo zróżnicowanym zapisie akustycznym (różnorodne refleksy) w zależności od składu granulometrycznego i stopnia plastyczności, gdzie występuje ciemniejsza tekstura zapisu oraz obecność charakterystycznych fal dyfrakcyjnych,

- osady późnego plejstocenu w postaci iłów pylastych i iłów piaszczystych, czasem przewarstwionych piaskami bardzo drobnymi i mulistymi na rejestracjach sejsmoakustycznych przedstawiają charakterystyczny bezrefleksyjny zapis sejsmiczny o rozjaśnionej teksturze obrazu falowego wskutek występowania tam bardzo drobnych osadów mało skonsolidowanych pochłaniających w dużym stopniu przechodzące fale sejsmiczne. W niektórych miejscach występuje nieco przyciemniona tekstura zapisu sejsmicznego spowodowana większym zróżnicowaniem litologicznym osadów zastoiskowych. Wyżej położone ily warwowe utworzone w czasie trwania Bałtyckiego Jeziora Lodowego przedstawiają w zapisach sejsmicznych wyraźny poziom równoległych silnie odbitych refleksów akustycznych spowodowanych występowaniem tam twardych lamin mono-siarczków żelaza wyraźnie różniących się właściwościami akustycznymi,
- osady wczesnego holocenu środkowej części pokrywy czwartorzędowej reprezentowane przez ily i muły homogeniczne utworzone podczas sedimentacji morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego posiadają bezrefleksyjny zapis sejsmiczny świadczący o dużej przenikliwości fal sejsmoakustycznych, co powoduje bardzo duże rozjaśnienie tekstury zapisu obrazu falowego. Czasem da się zauważyć, że osady te są równoległe warstwowane, gdzie występują wyraźniejsze refleksy związane z laminami siarczków żelaza,
- osady środkowego i późnego holocenu zbudowane z iłów, mułów i namułów organicznych morza litorynowego i politorynowego tworzą górną część pokrywy czwartorzędowej, również sejsmicznie bezrefleksyjne, gdzie pod względem sejsmoakustycznym stanowią jeden poziom, który odróżnia się od osadów starszego holocenu poprzez niezgodne położenie. Niekiedy da się zauważyć równoległe warstwowanie, szczególnie tam gdzie swoją obecność zaznaczają osady piaszczyste.

Tak opracowane wzorce interpretacyjne badań sejsmoakustycznych pozwalają na dobre rozpoznanie warunków geologicznych występujących w podłożu dna Morza Bałtyckiego. Natomiast kolejnym osiągnięciem naukowym było sporządzenie przeze mnie map geotechnicznych polskiego dna Bałtyku, które pozwalają na wyszczególnienie następujących typów podłoża gruntowego scharakteryzowanych dla potrzeb budownictwa morskiego:

- podłoże bardzo dobre dla budownictwa morskiego ($R_c > 1000 \text{ kPa}$) - nie dotyczy bezpośredniego dna polskiego Bałtyku, ponieważ nie ma tam wychodni gruntów skalistych. W podłożu na głębokości 10 i 20 m występują łupki ilaste syluru, wapienie dewonu, piaskowce permu, mułowce i iłowce triasu, wapienie jury, mułowce, iłowce i wapienie kredy,
- podłoże dobre dla budownictwa morskiego (τ_f 300-1000 kPa; M_0 80-500 MPa) – na dnie zbudowane z piasków i żwirów morskich interglacjału eemskiego, z piasków i żwirów glacyfluwalnych, z piasków i żwirów fluwalnych późnego plejstocenu i wczesnego holocenu oraz z piasków i żwirów morza litorynowego i morza politorynowego środkowego i późnego holocenu. W podłożu na głębokości 10 m dochodzi jeszcze warstwa piasków neogenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje już tylko warstwa piasków rzecznych neogenu, warstwa piasków i żwirów morza eemskiego oraz warstwa piasków i żwirów późnego plejstocenu i wczesnego holocenu.
- podłoże dostateczne dla budownictwa morskiego (τ_f 100-300 kPa; M_0 40-80 MPa) – na dnie zbudowane z glin lodowcowych zlodowacenia Warty i zlodowacenia Wisły plejstocenu. W podłożu na głębokości 10 m występuje dodatkowo warstwa mułów i iłów jeziornych neogenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje tylko warstwa mułów i iłów jeziornych neogenu i glin lodowcowych zlodowacenia Warty.
- podłoże złe dla budownictwa morskiego (τ_f 50-100 kPa; M_0 5-10 MPa) – na dnie zbudowane z mułów i iłów zastoiskowych późnego plejstocenu, z mułów i iłów Bałtyckiego Jeziora Lodowego, morza Yoldii i

Jezióra Ancylusowego późnego plejstocenu i wczesnego holocenu, z piasków eolicznych Bałtyckiego Jeziora Lodowego późnego plejstocenu, z mułów jeziornych i piasków pylastych wczesnego holocenu, piasków mierzejowych późnego holocenu. W podłożu na głębokości 10 m występuje tylko warstwa piasków mierzejowych późnego holocenu. Natomiast w podłożu na głębokości 20 m występuje tylko warstwa mułów i ilów Bałtyckiego Jeziora Lodowego, morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego późnego plejstocenu i wczesnego holocenu,

- podłoże bardzo złe dla budownictwa morskiego ($\tau_f < 50$ kPa; $M_0 < 5$ MPa) – na dnie i w podłożu na głębokości 10 m zbudowane z ilów, mułów, namułów i namułów organicznych morza litorynowego i politorynowego środkowego i późnego holocenu. W podłożu na głębokości 20 m, grunty tego typu nie występują.

Chciałbym dodać, że pozostałe parametry geotechniczne, takie jak, I_D , I_L , ϕ , c i R_c , które brałem pod uwagę charakteryzując poszczególne rodzaje gruntów budujących dno morskie i jego podłoże podałem w ujęciach tabelarycznych i są to wartości szacunkowe. Sporządzone przeze mnie mapy geotechniczne dna polskiego Bałtyku, jako pierwsze na obszarze całego Morza Bałtyckiego mogą być wykorzystane przy projektowaniu wszelkiego rodzaju budowli i konstrukcji morskich (np. przy projektowaniu głębokich posadowień stałych platform poszukiwawczo-wydobywczych ropy naftowej i gazu ziemnego, budowie farm wiatrowych, czy też przy projektowaniu falochronów portowych, a także przy planowaniu trasy przejścia naftociągów i gazociągów oraz podmorskich kabli telekomunikacyjnych).

Zestawienie liczbowe i punktowe mojego dorobku naukowego

Typ publikacji	Przed doktoratem			Po doktoracie			Liczba publikacji	
	Liczba	Punkty IF	Punkty MNiSW	Liczba	Punkty IF	Punkty MNiSW	polskojęzyczne (współautorskie)	anglojęzyczne (współautorskie)
W czasopismach posiadających Impact Factor (baza JCR)	-	-	-	2	1.83	35	-	2
W czasopismach nieposiadających Impact Factor	2	-	8	20	-	90	15 (5)	2
W czasopismach polskich nieuwzględnionych w wykazie MNiSW	3	-	12	9	-	36	12	-
Autorstwo rozdziału w książce	-	-	-	2	-	45	-	2
Autorstwo rozdziału w monografii	-	-	-	14	-	51	9(3)	2
W recenzowanych zwartych wydawnictwach pokonferencyjnych	2	-	7	58	-	217	6(10)	31 (11)
Razem	7	-	27	104		474	42(18)	39(11)
	Sumaryczny Impact Factor – 1.83							
	Suma punktów KBN/MNiSW - 505							
	Łączna liczba publikacji - 114							
	Liczba cytowań wg. Google Scholar – 215; bez autocytowań 50							
	Liczba cytowań wg. Web of Science - 47							
	Liczba cytowań wg. Research Gate - 68							
	Index Hirsha wg. Google Scholar H = 7							
	Index Hirsha wg. Web of Science H = 10							

5. Pozostałe osiągnięcia naukowo-badawcze

5.1. Pozostały dorobek naukowy

Moja pozostała działalność naukowa poza wymienionym głównym obszarem badawczym dotyczyła problematyki związanej z badaniami geologiczno-inżynierskimi i geotechnicznymi podłoża gruntowego, gdzie liczne prace zostały opublikowane w czasopismach naukowych uwzględnianych w punktacji MNiSW oraz prace opublikowane w międzynarodowych i krajowych materiałach konferencyjnych.

5.2. Prace naukowo-badawcze o charakterze utylitarnym

Moja działalność naukowo-badawcza dotyczyła także działalności utylitarnej wykonywanej w ramach prac zleconych Katedrze Geotechniki dawnej Politechniki Szczecińskiej (obecnie Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie). Do ważniejszych opracowań można zaliczyć:

- Racinowski R., Machaliński E., Kaszubowski L.J., 1986. Techniczne badania podłoża gruntowego dotyczące przejazdu kolejowego w Chojnie. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Machaliński E., Kaszubowski L.J., 1986. Opinia geotechniczna dotycząca budynku jednorodzinnego w Moryniu przy Placu Wolności 2. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Machaliński E., Kaszubowski L.J., 1986. Opinia geotechniczna dotycząca modernizacji budynku jednorodzinnego w Mieszkowicach przy ul. Dąbrowszczaków 10. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Machaliński E., Kaszubowski L.J., 1986. Opinia geotechniczna dotycząca modernizacji budynku jednorodzinnego w Trzciesku Zdroju, Rynek 8. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Baraniecki J., Kaszubowski L.J., Grotowski A., 1986. Program kompleksowego zabezpieczenia brzegów Mierzei Dziwnowskiej, etap 1. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Baraniecki J., Kaszubowski L.J., Grotowski A., 1986. Program kompleksowego zabezpieczenia brzegów Mierzei Dziwnowskiej, etap 2. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Kaszubowski L.J., Seul C., 1987. Analiza możliwości zmienności składu materiału brzegowego wybrzeża zachodniopomorskiego. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Machaliński E., Kaszubowski L.J., Seul C., 1987. Program kompleksowego zabezpieczenia brzegów Mierzei Dziwnowskiej, etap 4. Archiwum ZUT
- Racinowski R., Kaszubowski L.J., Seul C., Baraniecki J., Meyer Z., 1987. Możliwość wykorzystania analizy wzdłuż brzegowej zmienności granulometrycznego i mineralnego składu materiału brzegowego wybrzeża zachodniopomorskiego. Archiwum ZUT
- Ponadto w ramach Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddziału Zachodniopomorskiego w Szczecinie wykonałem ponad 40 opracowań geologiczno-inżynierskich (dokumentacje i opinie)

5.3. Współpraca krajowa i międzynarodowa

Moja działalność również skupiała się na współpracy naukowej w kraju, przede wszystkim z Oddziałem Pomorskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Szczecinie oraz z Oddziałem Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego w Gdańsku. W ramach tej współpracy wykonałem na szeroką skalę badania sejsmiczne strefy brzegowej Morza Bałtyckiego począwszy od plaży w Świnoujściu na wybrzeżu zachodnim, aż do Krynicy Morskiej na wybrzeżu wschodnim, gdzie zostały po raz pierwszy wykonane badania naukowe tego typu. W ramach współpracy międzynarodowej jestem aktywnym członkiem amerykańskiego

stowarzyszenia naukowego o nazwie Coastal Education and Research Foundation mieszczącego się na Florydzie w USA. W latach od 1990-1995 reprezentowałem Polskę jako przewodniczący polskiej grupy roboczej w ramach programu międzynarodowego IGCP-274 Late Quaternary Coastal Records and Rapid Change. Od 1994 roku byłem członkiem Akademii Naukowej w Nowym Yorku, a obecnie jestem aktywnym członkiem International Union for Quaternary Research – Commission (Coastal & Marine Processes).

5.4. Staże naukowe

W ramach zdobywania dalszych kwalifikacji i doświadczenia naukowego odbyłem następujące staże naukowe:

- Staż naukowy w Oddziale Pomorskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Szczecinie
- Staż naukowy w Oddziale Szczecińskim Instytutu Morskiego
- Staż naukowy w Lund University, Engineering Geology Department w Szwecji

5.5. Wyróżnienia i nagrody

Za działalność naukową otrzymałem następujące nagrody:

- Nagroda Rektora Politechniki Szczecińskiej za twórcze osiągnięcia naukowe w 1992 roku
- Nagroda Rektora Politechniki Szczecińskiej za twórcze osiągnięcia naukowe w 1994 roku

6. Działalność dydaktyczna

W ramach działalności dydaktycznej opracowałem treść rozdziału nt. „Analiza geologiczno-inżynierska na podstawie szczegółowych map geologicznych” w następujących skryptach uczelnianych:

- Racinowski R., 1990. Geologia inżynierska z elementami petrografii i hydrogeologii. Wyd. Politechniki Szczecińskiej
- Racinowski R., Coufal R., 1999. Geologia inżynierska. Wyd. Politechniki Szczecińskiej

W ramach opieki nad studentami w 1992 roku byłem kierownikiem obozu naukowego związanego z badaniami sejsmicznymi Mierzei Dziwnowskiej. Na kierunku Inżynieria Środowiska, studia stacjonarne (S1) opracowałem treści programowe dla prowadzonych przeze mnie wykładów i ćwiczeń dla przedmiotu Podstawy Nauki o Ziemi. W ramach utworzonej nowo powstałej specjalności geotechnika na kierunku Budownictwo, studiach stacjonarnych drugiego stopnia (S2) opracowałem treści programowe (wykłady i ćwiczenia) dla następujących przedmiotów:

- Procesy geodynamiczne
- Litodynamika wybrzeża morskiego

- Dynamika gruntów (ćwiczenia audytoryjne)

Ponadto biorę czynny udział w działalności dydaktycznej prowadzonej na WBiA w ramach programu Erasmus plus, gdzie opracowałem w języku angielskim treści programowe dla prowadzonych przeze mnie wykładów i ćwiczeń dla następujących przedmiotów:

- Hydrogeology
- Fundamentals of Earth Science

Byłem także promotorem następujących prac dyplomowych na kierunku Budownictwo, studiach stacjonarnych pierwszego stopnia (S1):

- Adamczyk Franciszek 2013. Posadowienie budynku mieszkalnego wielorodzinnego przy ul. Bohaterów Warszawy 91 w Szczecinie przy uwzględnieniu warunków gruntowo-wodnych.
- Wojciechowski Abraham 2014. Sposób posadowienia budynku mieszkalnego wielorodzinnego przy ul. Inowrocławskiej w Szczecinie.
- Szulc Karol 2015. Sposób posadowienia budynku mieszkalnego wielorodzinnego przy ul. Zygmunta Chmielewskiego 18b w Szczecinie.

7. Działalność organizacyjna

Moim dorobkiem organizacyjnym było zorganizowanie przeze mnie na Wydziale Budownictwa i Architektury dawnej Politechniki Szczecińskiej następujących ogólnopolskich sympozjów naukowych:

- 1989 – I Pomorskie Geoforum nt. „Problemy badawcze i uylitarne geosfery Pomorza i Bałtyku Południowego”
- 1992 – II Sejmik Ekologiczny nt. „Zasady wprowadzania, organizacji i funkcjonowania metody klosza dla aglomeracji szczecińskiej”

Ponadto moja działalność organizacyjna uwidaczniała się także w aktywnej współpracy z organizacjami i stowarzyszeniami naukowymi na obszarze Polski, gdzie pełnię następujące funkcje:

- Prezes Oddziału Zachodniopomorskiego Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi w Szczecinie
- Członkostwo w Polskim Komitecie Geologii Inżynierskiej i Środowiska
- Członkostwo w Oddziale Szczecińskim Polskiego Towarzystwa Geologicznego
- Członkostwo w Komisji Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN
- Członkostwo w Komisji Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN

Leszek Woźniakowski

