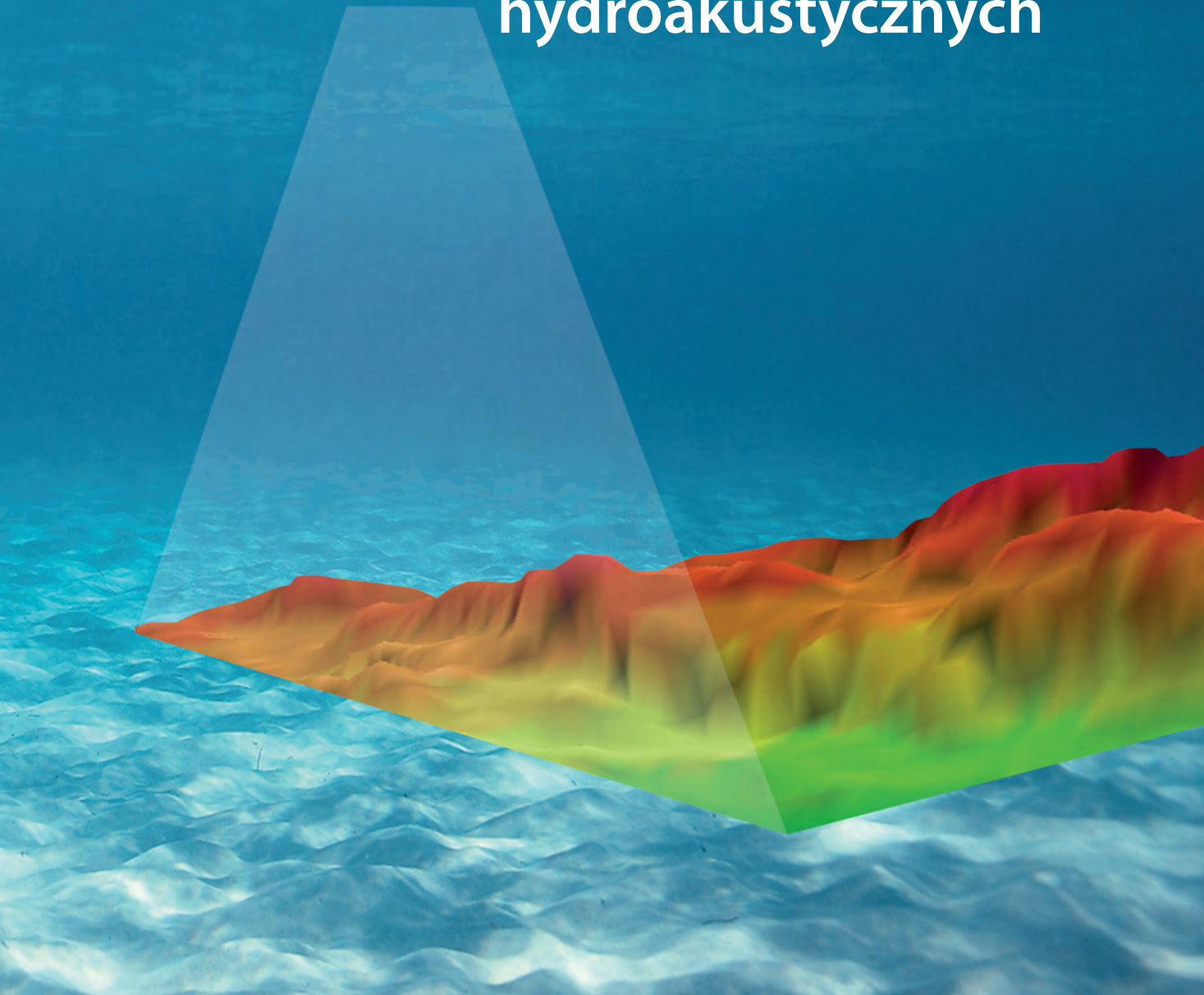


ANDRZEJ OSADCZUK

# Badania osadów dennych akwenów śródlądowych z zastosowaniem metod hydroakustycznych



**BADANIA OSADÓW DENNYCH AKWENÓW ŚRÓDLĄDOWYCH  
Z ZASTOSOWANIEM METOD HYDROAKUSTYCZNYCH**

UNIWERSYTET SZCZECIŃSKI  
ROZPRAWY I STUDIA T. (MXXXVIII) 964

Andrzej Osadczuk

**BADANIA OSADÓW DENNYCH  
AKWENÓW ŚRÓDLĄDOWYCH  
Z ZASTOSOWANIEM METOD HYDROAKUSTYCZNYCH**

Szczecin 2017

## **Rada Wydawnicza**

Tomasz Bernat, Anna Cedro, Urszula Chęcińska, Beata Kędzia-Klebeko  
Małgorzata Makiewicz, Małgorzata Ofiarska, Aleksander Panasiuk  
Małgorzata Puc, Karol Sroka, Renata Urban, Grzegorz Wejman  
Marek Górski – przewodniczący Rady Wydawniczej  
Elżbieta Zarzycka – dyrektor Wydawnictwa Naukowego

## **Recenzenci**

prof. dr hab. Mirosław Błaszkiwicz  
dr hab. Jarosław Tęgowski, prof. UG

## **Redakcja**

Izabela Krupa

## **Korekta**

Paulina Kaczyńska-Domagalska

## **Skład**

Joanna Dubois-Mosora

## **Projekt okładki**

Andrzej Osadczyk

Andrzej Osadczyk ORCID 0000-0002-5276-2053

## **Fotografie**

Andrzej Osadczyk (fot. 1.31A, B, C, E; 2.2, 2.18; 2.19)

Krystyna Osadczyk (fot. 1.31D; 2.4)

Marzena Hmielewicz (fot. 1.31F)



Wersja elektroniczna publikacji dostępna na licencji CC BY-SA 4.0

© Copyright by Uniwersytet Szczeciński, Szczecin 2017

DOI 10.18276/978-83-7972-810-7

ISBN 978-83-7972-810-7 (online)

ISBN 978-83-7972-112-2 (print)

ISSN 0860-2751

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIWERSYTETU SZCZECIŃSKIEGO

Wydanie I. Ark. wyd. 19,5. Ark. druk. 14. Format 194 x 245.

# SPIS TREŚCI

Wstęp .....	9	3.2. Badania z wykorzystaniem sonaru bocznego .....	90
<b>1. Metodyka badań hydroakustycznych</b> .....	13	3.3. Rozpoznanie wglębnej budowy dna metodą sejsmiki wysokiej rozdzielczości.....	95
1.1. Wprowadzenie do hydroakustyki .....	13	<b>4. Wyniki badań dna jeziora Miedwie</b> .....	105
1.2. Podstawowe metody hydroakustyczne stosowane w badaniach den akwenów.....	18	4.1. Morfologia dna jeziora w świetle profilowań echosondażowych i sonarowych.....	105
1.2.1. Echosondy jednowiązkowe .....	18	4.2. Osady denne jeziora .....	109
1.2.2. Sonary i echosondy wielowiązkowe.....	22	4.3. Zróżnicowanie kompleksu osadów jeziornych na podstawie profilowań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości.....	112
1.2.3. Echosondy niskoczęstotliwościowe i parametryczne .....	25	<b>5. Wyniki badań dna Zalewu Szczecińskiego</b> .....	117
1.2.4. Systemy sejsmoakustyczne (sejsmiki wysokiej rozdzielczości) .....	26	5.1. Charakterystyka obszaru ujściowego Odry....	117
1.3. Metody akustycznego rozpoznawania osadów.....	35	5.2. Wyniki badań morfologii dna oraz zmienności osadów z wykorzystaniem systemu RoxAnn.....	118
1.4. Metody i techniki zastosowane w badaniach własnych.....	43	5.3. Paleogeograficzna rekonstrukcja ewolucji akwenu w świetle wyników profilowań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości oraz danych z rdzeni osadów .....	126
<b>2. Wyniki badań dna jeziora Wigry</b> .....	51	<b>6. Wyniki badań dna innych akwenów</b> .....	135
2.1. Morfologia dna jeziora w świetle szczegółowych badań echosondażowych .....	51	6.1. Badania sejsmiczne dna jeziora Szurpiły.....	135
2.2. Zróżnicowanie osadów dennych i roślinności zanurzonej na podstawie rozpoznania przez system RoxAnn .....	62	6.2. Badania sejsmiczne dna Sucharów Wigierskich.....	136
2.3. Facje osadów jeziornych oraz morfologia ich podłoża w świetle profilowań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości .....	68	6.3. Badania sejsmiczne dna jezior Pojezierza Iławskiego na potrzeby archeologii podwodnej.....	139
<b>3. Wyniki badań dna jeziora Drawsko</b> .....	79		
3.1. Morfologia dna oraz zróżnicowanie wierzchniej warstwy osadów w świetle badań z zastosowaniem systemu RoxAnn .....	80		

6.4. Badania echosondażowe i sejsmiczne w rejonie dawnego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej .....	149	7.1. Uwagi ogólne odnoszące się do prac echosondażowych .....	163
6.4.1. Wyniki prac echosondażowych.....	151	7.2. Uwagi dotyczące metod akustycznego rozpoznawania osadów .....	166
6.4.2. Wyniki profilowań sejsmicznych .....	152	7.3. Uwagi dotyczące prac sonarowych.....	171
6.5. Badania hydroakustyczne dna Wisły w poszukiwaniu zatopionych artefaktów .....	157	7.4. Uwagi dotyczące badań sejsmicznych.....	177
<b>7. Możliwości, korzyści i ograniczenia w stosowaniu metod hydroakustycznych w geologicznych badaniach akwenów.....</b>	<b>163</b>	<b>Wnioski końcowe .....</b>	<b>191</b>
		<b>Bibliografia .....</b>	<b>197</b>
		<b>Abstract.....</b>	<b>223</b>

# CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	9	<b>3. Results of the investigations of the Lake Drawsko bottom</b> .....	79
<b>1. Methodology of hydroacoustic surveys</b> .....	13	3.1 Morphology and differentiation of the bottom surface based on the indications of the RoxAnn system.....	80
1.1. An introduction to hydroacoustics.....	13	3.2 Surveys with side scan sonar .....	90
1.2. Basic hydroacoustic methods used in the investigations of basins bottom.....	18	3.3 Identification of the sub-bottom structure using high-resolution seismic profiling .....	95
1.2.1. Single beam echosounders .....	18	<b>4. Results of the investigations of the Lake Miedwie bottom</b> .....	105
1.2.2. Sonars and multibeam echosounders.....	22	4.1 Morphology of the lake bottom in the light of echosounder profiling and side-scan sonar scanning.....	105
1.2.3. Low-frequency and parametric echosounders .....	25	4.2 Bottom sediments of the lake.....	109
1.2.4. Seismoacoustic systems (high resolution seismic).....	26	4.3 Differentiation of sedimentary complex in the light of high-resolution seismic profiling ...	112
1.3. Methods for acoustic identification of sediments.....	35	<b>5. Results of the investigations of the Szczecin Lagoon bottom</b> .....	117
1.4. Methods and techniques used in own studies.....	43	5.1 Characteristics of the Odra river mouth .....	117
<b>2. Results of the investigations of the Lake Wigry bottom</b> .....	51	5.2 Variability of the bottom morphology and sediments based on the indications of the RoxAnn system .....	118
2.1 orphology of the bottom lake in the light of detailed echo sounding profiling.....	51	5.3 Palaeogeographic reconstruction of the Szczecin lagoon development in the light of results of high-resolution seismic profiling and data from sediment cores.....	126
2.2 Differentiation of sediments and submerged vegetation based on the indications of the RoxAnn system .....	62		
2.3 Facies of lacustrine sediments and the morphology of the top of substrate in the light of high-resolution seismic profiling .....	68		

<b>6. Results of the investigations of other inland basins .....</b>	<b>135</b>	<b>7. Capabilities, benefits and limitations on the use of hydroacoustic methods in geological investigations of bottom of water bodies.....</b>	<b>163</b>
6.1 Seismic survey in the Lake Szurpiły.....	135	7.1 General comments on the echosounding profilings .....	163
6.2 Seismic survey in the Suchary Wigierskie.....	136	7.2 Comments on the methods of acoustic classification of sediments .....	166
6.3 Seismic survey in lakes of the Iława Lakeland for the purpose of underwater archeology .....	139	7.3 Comments on the sonar surveys .....	171
6.4 Echosounding and seismic survey in the former mouth of the Vistula River (Gulf of Gdansk) .....	149	7.4 Comments on the seismic profilings .....	177
6.4.1 Results of echosounder profiling .....	151	<b>Conclusions .....</b>	<b>191</b>
6.4.2 Results of high-resolution seismic profiling .....	152	<b>Bibliography .....</b>	<b>197</b>
6.5 Hydroacoustic exploration of the Vistula River bed in search of sunken artifacts .....	157	<b>Abstract.....</b>	<b>223</b>



# WSTĘP

---

Metody hydroakustyczne zaczęto stosować w badaniach morskich już w latach pięćdziesiątych ubiegłego wieku (Luskin i in. 1954; Knott i Hersey 1956; Heezen i in. 1959). Początkowo były one wykorzystywane do sondowań nawigacyjnych, w celu określenia głębokości akwenów (echosondy), później w marynarce wojennej do rozpoznawania różnych obiektów oraz w rybołówstwie do rozpoznawania ławic ryb (sonary). Wraz z szybkim rozwojem techniki w ostatnim trzydziestoleciu metody akustyczne stały się powszechnie stosowanym narzędziem badań dna morskiego, także w aspekcie geologicznym. Wynikało to z faktu, że tylko niektóre zdalne metody mogą być z powodzeniem stosowane w badaniach den zbiorników wodnych. Fale elektromagnetyczne, ze względu na ich duże tłumienie w wodzie praktycznie w całym swym spektrum nie nadają się do badań den zbiorników wodnych. W szczególnych przypadkach, gdy mamy bardzo płytkie akwenu o dużej przezroczystości wody, mogą być stosowane mikrofały oraz fały widzialne i podczerwone.

Najlepszym środkiem penetracji środowiska wodnego są fały akustyczne, gdyż są stosunkowo słabo tłumione przez wodę. Dzięki temu mogą być dobrym nośnikiem informacji o strukturze dna zbiorników wodnych. Poprzez analizę procesu rozpraszania fal akustycznych można uzyskać informację zarówno o powierzchni dna, jak i jego budowie wewnętrznej (Hampton 1973; Orłowski 1980; Urick 1983; Coates 1990; Hamilton 2001; Stepnowski 2001; Briggs 2002; Wille 2005; Tęgowski 2006; Jackson i Richardson 2007; Lurton 2010).

Zaletą metod akustycznych jest ciągłość zapisu oraz dużo większa szybkość zbierania informacji w porównaniu z klasycznymi metodami monitoringu *in situ*, które stosowane są w badaniach śro-

dowiska wodnego. Co więcej, metody akustyczne dają możliwość zarówno automatyzacji akwizycji danych, jak i ich szybkiego przetwarzania i interaktywnej wizualizacji.

Podstawowymi rodzajami urządzeń akustycznych, a właściwie hydroakustycznych, które wykorzystuje się w badaniach den akwenów, są: echosondy (*echosounder*), echosondy wielowiązkowe (*multibeam echosounder*), sonary boczne (*side-scan sonar*), profilografy osadów (*sub-bottom profiler*).

Różnego rodzaju metody akustyczne, które od lat są używane z powodzeniem w badaniach środowiska morskiego, jak dotąd nie znajdowały powszechnego zastosowania w badaniach zbiorników śródlądowych. Przyczyn takiego stanu rzeczy można upatrywać w trzech elementach: wysokiej cenie aparatury badawczej, stosunkowo dużych gabarytach tych urządzeń oraz fakcie, że mała głębokość wielu zbiorników śródlądowych generalnie nie sprzyja metodom bazującym na rejestracji fal dźwiękowych odbitych od dna. Postęp techniki w ostatnich latach spowodował, że coraz lepsze parametry urządzeń akustycznych, jak również ich malejące gabaryty, umożliwiają instalowanie tych urządzeń na niewielkich jednostkach pływających, a tym samym wkroczenie z badaniami na stosunkowo płytkie i zamknięte akwenu. Teraz jest to tym łatwiejsze, że coraz powszechniej produkuje się urządzenia w wersji przenośnej, o przystępnej cenie.

Badacze mają obecnie duży wybór technik geofizycznych, które można wykorzystać w badaniach akwenów słodkowodnych. Jednak nadal, szczególnie w Polsce, są one bardzo rzadko stosowane. W dużej mierze wynika to z braku wystarczającej wiedzy na temat możliwości wykorzystania poszczególnych metod i właściwej interpretacji uzyskanych

wyników. Każda z metod geofizycznych ma zarówno zalety, jak i ograniczenia w ich stosowaniu. Dotyczy to również metod akustycznych (Haeni 1986; Parker i in. 2010).

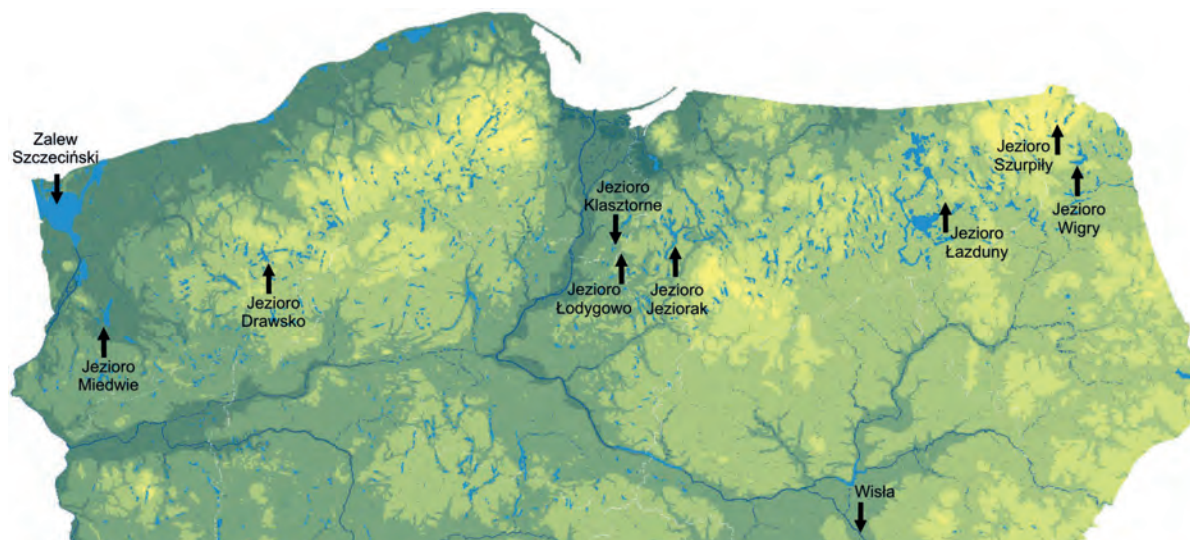
Mając tego świadomość, autor chciałby zapoznać potencjalnych zainteresowanych z możliwościami różnych metod hydroakustycznych. Praca jest adresowana do wszystkich, których prace badawcze dotyczą zbiorników wodnych – w szczególności tych, których prace związane są z badaniem dna różnych akwenów śródlądowych, takich jak jeziora, zbiorniki zaporowe, rzeki. Autor kieruje ją przede wszystkim do przedstawicieli nauk przyrodniczych reprezentujących różne dyscypliny naukowe, np. geologię, geomorfologię, geografę fizyczną czy hydrobiologię. Przedstawione w książce informacje mogą być przydatne także dla archeologów, których badania dotyczą jezior i innych akwenów śródlądowych.

Zasadniczym celem niniejszej rozprawy było przedstawienie szerokiemu gronu czytelników informacji pozwalających z jednej strony zrozumieć istotę metod hydroakustycznych oraz poznać korzyści, jakie daje ich wykorzystanie, a z drugiej

strony zapoznać się z ograniczeniami tych metod w różnych zastosowaniach.

Zebrane w książce informacje są wynikiem zarówno przeglądu fachowej literatury naukowej, jak i doświadczenia zebranego w trakcie badań kilku polskich akwenów śródlądowych. Badania te były prowadzone, między innymi, pod kątem oceny użyteczności wybranych metod hydroakustycznych w rozpoznaniu dna takich akwenów. Chodziło przede wszystkim o określenie, na ile metody, które wykorzystują fale akustyczne jako nośnik informacji, mogą być przydatne w badaniach geologicznych i paleogeograficznych rekonstrukcjach akwenów śródlądowych. Dysponując kilkoma rodzajami różnych urządzeń hydroakustycznych, zbadano ich użyteczność w rozpoznawaniu morfologii dna, jego wewnętrznej struktury oraz rodzaju osadów w różnego typu śródlądowych zbiornikach wodnych.

Pracami badawczymi objęto kilka akwenów różnego typu. Były to zarówno duże i głębokie jeziora rynnowe, jak i płytkie jeziora północnej Polski. Badania prowadzono także w niewielkich, dystroficznych jeziorach śródleśnych (tzw. sucharach), w du-



Rycina 1. Lokalizacja badanych akwenów

Figure 1. Location map of research areas

zym i płytkim zbiorniku o charakterze lagunowym, jakim jest Zalew Szczeciński, oraz w cieśninie Świny i we fragmencie koryta Wisły w rejonie Warszawy (ryc. 1). W badaniach korzystano z kilku urządzeń hydroakustycznych, którymi były: echosonda wysoko- i niskoczęstotliwościowa, system akustyczny-go rozpoznawania typu dna i rodzaju osadów, sonar boczny oraz system ciągłego profilowania sejsmicznego wysokiej rozdzielczości.

W kolejnych rozdziałach książki przedstawiono podstawowe informacje na temat hydroakustyki i stosowanych metod hydroakustycznych (rozdz. 1) oraz charakterystykę zastosowanych technik badawczych wraz z przykładami ich wykorzystania w badaniach własnych (rozdz. 2–6). W rozdziale podsumowującym dokonano oceny użyteczności poszczególnych metod hydroakustycznych w badaniach paleogeograficznych, sedymentologicznych i archeologicznych różnego typu zbiorników śródlądowych, ze zwróceniem uwagi zarówno na korzyści, jak i ograniczenia w stosowaniu tych metod. W rozdziale tym przedstawiono także kilka porad i praktycznych wskazówek, które zaleca się wziąć pod uwagę podczas prowadzonych badań akwenów śródlądowych z wykorzystaniem metod hydroakustycznych.

Wyniki badań przedstawionych w niniejszej pracy zostały uzyskane przez autora w trakcie realizacji zadań badawczych w następujących projektach:

- „Zastosowania metod akustycznych i sejsmoakustycznych w badaniach sedymentologicznych dna zbiorników jeziornych i lagunowych” – projekt badawczy finansowany przez KBN; kier. dr inż. Andrzej Osadczyk, Uniwersytet Szczeciński, 2003–2005.
- „Holocenijskie zmiany paleohydrologiczne w Zalewie Szczecińskim w świetle badań sekwencji pokryw osadów dennych” – projekt badawczy finansowany przez KBN; kier. prof. dr hab. Ryszard K. Borówka, Uniwersytet Szczeciński, 1999–2002.
- „Litogeneza i geochemia osadów dna i strefy brzegowej Zalewu Szczecińskiego” – projekt badawczy zamawiany przez Departament Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska, finansowany przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej; kier. prof. dr hab. Andrzej Witkowski, Uniwersytet Szczeciński, 2007–2009.
- „NORPOLAR (Northern Polish Lake Research)” – wspólny projekt badawczy Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego oraz Deutsche Forschungsgemeinschaft, dotyczący badań osadów laminowanych północnej Polski; kier. dr Wojciech Tylmann (Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego) oraz prof. Bernd Zolitschka (GEOPOLAR Uniwersytet w Bremie), 2007–2010.
- „Ochrona jeziora Wigry ze szczególnym uwzględnieniem gatunków i siedlisk objętych siecią Natura 2000” – projekt współfinansowany ze środków Unii Europejskiej w ramach Programu Infrastruktura i Środowisko oraz Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, realizowany przez Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda” przy współdziałaniu Wigierskiego Parku Narodowego; kier. dr Lech Krzysztofiak; zadanie: „Przeprowadzenie inwentaryzacji roślinności zanurzonej, w tym łąk ramienicowych” – dr inż. Andrzej Osadczyk, 2009–2011.
- „Wisła 1655–1906–2009 – Interdyscyplinarne badania dna rzeki” – projekt współfinansowany przez miasto stołeczne Warszawę, Wydział Historyczny oraz Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego; kier. dr Hubert Kowalski, Instytut Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego, 2009–2011.
- „Inwentaryzacja wraków w rejonie wejścia do Portu Gdańskiego” – projekt finansowany przez Ministra Kultury i Dziedzictwa Narodowego ze środków Funduszy Promocji Kultury; kier. dr Waldemar Ossowski, Centralne Muzeum Morskie w Gdańsku; zadanie: „Profilowania sejsmoakustyczne pięciu wraków w rejonie Westerplatte” – dr inż. Andrzej Osadczyk, 2011.

- „Niedestrukcyjne kompleksowe rozpoznanie zasobów archeologicznych dna jezior i strefy brzegowej w wybranych akwenach Pojezierza Iławskiego w ramach podwodnego AZP, realizowanego przez Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie” – projekt finansowany przez Ministerstwo Kultury i Dziedzictwa Narodowego; kier. dr hab. Andrzej Pydyn, Zakład Archeologii Podwodnej, Instytut Archeologii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, 2012–2013.

W tym miejscu autor chciałby podziękować osobom kierującym wymienionymi wyżej projektami badawczymi za umożliwienie zebrania materiału badawczego, który stał się podstawą do napisania

niniejszej książki. Podziękowania należą się także tym osobom zaangażowanym w realizację projektów, których pomoc była niezbędna podczas terenowych prac badawczych prowadzonych na różnych akwenach. Szczególnie gorąco autor pragnie podziękować obu recenzentom książki: **prof. dr. hab. Mirosławowi Błaszkiwiczowi** z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk oraz **dr. hab. Jarosławowi Tęgowskiemu** z Zakładu Geologii Morza, Wydziału Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego. Ich cenne spostrzeżenia, uwagi oraz sugestie zmian wpłynęły na poprawę treści zawartych w książce, znacząco przyczyniając się do podniesienia jej jakości.

# 1. METODYKA BADAŃ HYDROAKUSTYCZNYCH

## 1.1. Wprowadzenie do hydroakustyki

Fale akustyczne są mechanicznymi zaburzeniami ośrodka, w którym się rozchodzą. Zaburzenia te polegają na przenoszeniu energii mechanicznej przez drgające cząstki ośrodka bez zmiany ich średniego położenia, co oznacza, że w regularnych odstępach czasu następuje lokalne zagęszczenie, a następnie rozrzedzenie ośrodka. Aby takie zaburzenia mogły się przemieszczać, ośrodek musi być materialny i sprężysty, a więc nie mogą one zachodzić w próżni. Fale akustyczne są zatem sprężystymi zmianami gęstości ośrodka, powtarzającymi się z określoną częstotliwością. Fale akustyczne przenoszą energię bez przenoszenia materii, a energia fal jest proporcjonalna do wielkości lokalnego zaburzenia ośrodka. Im większe jest zaburzenie ośrodka, tym większa jest przekazywana energia.

W cieczech i gazach fala akustyczna jest falą podłużną, tzn. drgania cząstek ośrodka, w którym rozchodzi się fala, mają kierunek oscylacji zgodny z kierunkiem ruchu fali. Natomiast w ciałach stałych generowane są i propagowane zarówno fale podłużne, jak i poprzeczne.

Każda fala akustyczna charakteryzuje się określoną **długością, częstotliwością, amplitudą oraz natężeniem**. Ze względu na częstotliwość fale akustyczne dzielimy na: infradźwięki ( $f < 16$  Hz); dźwięki słyszalne ( $16 \text{ Hz} < f < 20 \text{ kHz}$ ); ultradźwięki ( $f > 20 \text{ kHz}$ ); hiperdźwięki ( $f > 1 \text{ GHz}$ ). W hydroakustyce stosowane są zazwyczaj częstotliwości w zakresie 1–400 kHz (tab. 1.1). **Natężenie fali akustycznej** jest równe średniej wartości strumienia energii akustycznej przepływającego w czasie 1 sekundy przez prostopadłe do kierunku rozchodzenia się dźwięku jednostkowe pole powierzchni ( $1 \text{ m}^2$ ). Natężenie fal

akustycznych maleje z kwadratem wzrostu odległości dla propagacji dookólnej (bezkierunkowej).

Tabela 1.1. Zależność długości fali akustycznej od częstotliwości najczęściej stosowanych\* w hydroakustyce, przy założeniu, że fala rozchodzi się z prędkością  $1500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

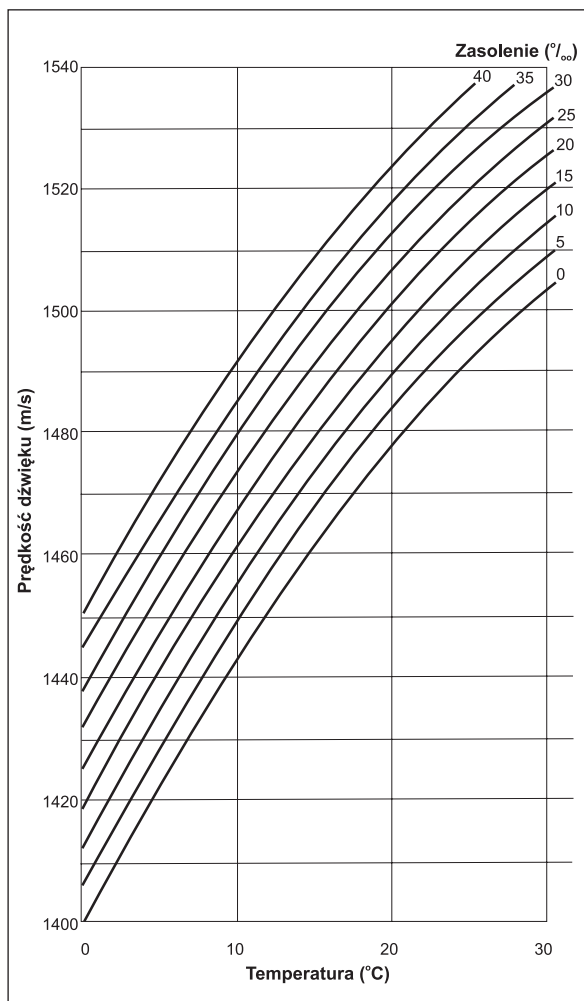
Table 1.2. The relationship between wavelengths and frequencies that are commonly used in hydroacoustics, assuming that the waves propagate at a velocity of  $1500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

Częstotliwość (kHz)	400	200	100	50	25	15	10	5	1
Długość fali (cm)	0,375	0,75	1,5	3	6	10	15	30	150

\* Obecnie firmy produkujące sonary boczne stosują częstotliwości do 1 MHz i więcej, np. PuLSAR – Side-Scan Sonar firmy Kongsberg (<https://www.km.kongsberg.com>). W urządzeniach ADCP (*Acoustic Doppler Current Profile*) stosuje się częstotliwości sięgające nawet 3 MHz (Mueller i Wagner 2009).

Prędkość rozchodzenia się fal akustycznych zależy od tempa przekazywania energii drgań cząstek ośrodka kolejnym cząsteczkom. Im bardziej gęsty ośrodek, tym większa jest prędkość rozchodzenia się w nim dźwięku. W suchym powietrzu o temperaturze  $25^\circ\text{C}$  dźwięk rozchodzi się z prędkością  $346,1 \text{ m/s}$ , natomiast w bardziej gęstym ośrodku, jakim jest woda, jego prędkość wzrasta przeszło 4,5 razy. W czystej wodzie słodkiej o temperaturze  $25^\circ\text{C}$  prędkość rozchodzenia się dźwięku wynosi  $1497 \text{ m/s}$ , a w przypadku słonej wody oceanicznej  $1560 \text{ m/s}$ . Prędkość dźwięku w wodzie jest funkcją jej gęstości, która w przyrodzie zależy głównie od zasolenia, temperatury i ciśnienia hydrostatycznego (ryc. 1.1).

Energia fal akustycznych ulega rozproszeniu i absorpcji na niejednorodnościach ośrodka wodnego, które mogą być wywołane dużymi różnicami zasolenia, temperatury, zawartości zawiesiny, planktonu



Rycina 1.1. Zmienność prędkości dźwięku w wodzie w zależności od zasolenia i temperatury (wg Kowalika i in. 1965)

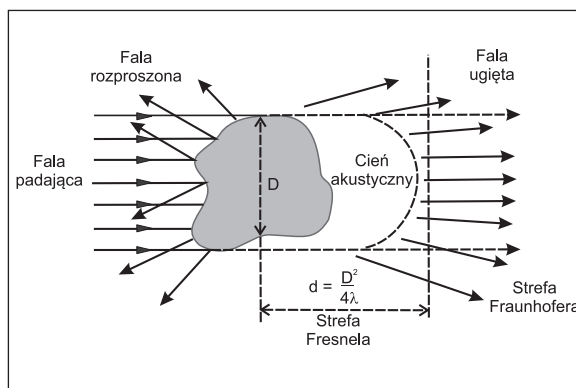
Figure 1.1. Dependence of sound velocity on salinity and temperature of water (after Kowalik et al. 1965)

czy pęcherzyków gazowych. Każda niejednorodność ośrodka stanowi lokalną przeszkodę dla propagacji fali. Jej oddziaływanie z falą pierwotną powoduje, że pojawiają się wtórne fale odbite i rozproszone w różnych kierunkach (ryc. 1.2). Nałożenie się fal rozproszonych na falę pierwotną może powodować zmianę jej natężenia, a także dyfrakcję. W hydroakustyce szczególnie ważne jest rozpraszanie wsteczne (do

tyłu względem fali padającej), jako że niesie ono z sobą informację o obiekcie rozpraszającym w środowisku wodnym (Śliwiński 2001).

Parametrem określającym akustyczne własności odbijające obiektu jest tzw. siła celu (TS – target strength). Zdefiniowany jest on jako miara logarytmiczna stosunku natężenia fali akustycznej wstecznie rozpraszanej przez obiekt do natężenia fali padającej, mierzonych w tym samym punkcie, w odległości jednostkowej od środka obiektu:  $TS = 10 \log I_s/I_i$  (Stepnowski 2001).

Charakter rozpraszania fal akustycznych zależy od rozmiarów obiektów rozpraszających, a ściślej od stosunku rozmiarów obiektu  $D$  do długości fali padającej  $\lambda$ , która jest odwrotnie proporcjonalna do częstotliwości. Charakter rozpraszania jest zupełnie inny, gdy:  $D \ll \lambda$ ,  $D \approx \lambda$  lub  $D \gg \lambda$  (Śliwiński 2001). Szczególny rodzaj rozpraszania obserwuje się, gdy wielkość pęcherzyków lub cząstek zawiesiny w wodzie jest zbliżona do długości fali akustycznej. Możemy mieć wtedy do czynienia z efektem rezonansowego rozpraszania dźwięku, polegającego na tym, że pęcherzyki stają się wtórnym źródłem dźwięku i mogą zagłuszać sygnały podstawowe. W ośrodku wodnym mogą występować także inne źródła



Rycina 1.2. Rozpraszanie i dyfrakcja fali akustycznej na przeszkodzie (wg Śliwińskiego 2001)

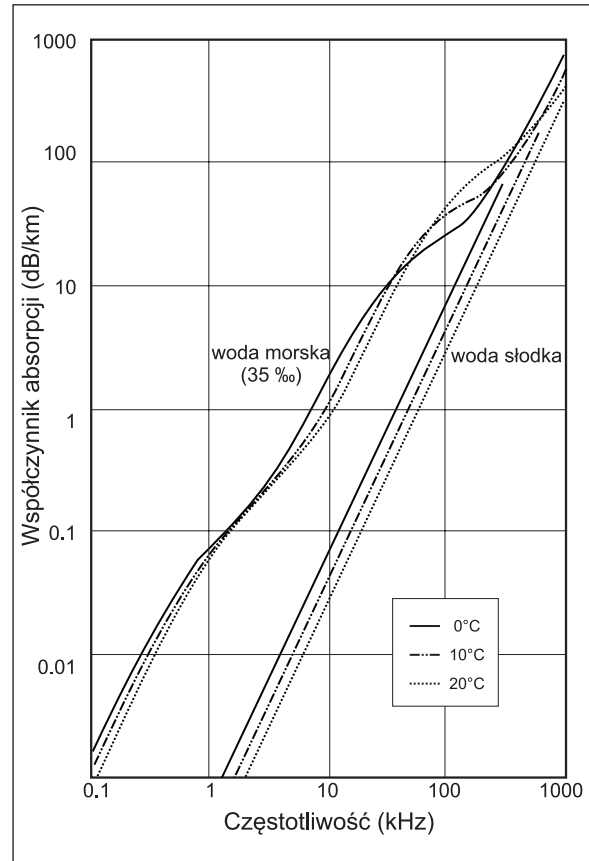
Figure 1.2. Scattering and diffraction of acoustic waves on obstacles (after Śliwiński 2001)

dźwięków, które są związane z falowaniem wiatrowym, opadami deszczu, migracją ławic ryb, ruchem statków itp. Tego typu niepożądane dźwięki, zwane szumami, zakłócają odbiór pomiarowych sygnałów akustycznych (Wenz 1962; Kowalik 1965; Wilkens i Richardson 1998; Klusek 2002, 2011; Wahlberg i Westerberg 2003; Tęgowski 2006; Listewnik 2010).

Podstawowymi parametrami wpływającymi na propagację fali akustycznej zarówno w wodzie, jak i w osadzie są: **częstotliwość**, **impedancja akustyczna** oraz **tłumienie** (Tęgowski 2006). Przez **impedancję akustyczną** rozumie się wielkość charakteryzującą opór, jaki musi pokonać fala akustyczna rozchodząca się w danym ośrodku. Impedancja akustyczna jest ściśle skorelowana z gęstością ośrodka, w którym fala się rozchodzi. Można to przedstawić za pomocą zależności:  $Z = \rho c$ , gdzie  $Z$  jest impedancją akustyczną,  $\rho$  gęstością objętościową ośrodka (np. osadu), a  $c$  prędkością fal podłużnych.

Pomiędzy wodą a miękkimi, mocno zawodnionymi osadami, jakimi są osady mineralno-organiczne, np. muły sapropelowe, występuje niewielka różnica w impedancji akustycznej. Tego typu sytuacja stwarza istotny problem w interpretacji echogramów (Kowalik 1965; Orłowski 1980).

**Tłumienie** związane jest z pochłanianiem i rozpraszaniem fal akustycznych w ośrodku, w którym się one rozchodzą. Tłumienie zależne jest od częstotliwości fali akustycznej (ryc. 1.3). Dlatego dla zapewnienia niezbyt dużych strat energii musi być odpowiednio dobrana częstotliwość pracy aparatury hydroakustycznej. Zakres częstotliwości pracy różnych urządzeń hydroakustycznych jest jednak kompromisem pomiędzy jak najdokładniejszym określeniem charakteru obiektu a zminimalizowaniem tłumienia sygnału akustycznego. Duża dokładność wymaga stosowania wysokich częstotliwości. Jednak pociąga to za sobą wzrost tłumienia, ponieważ im większa częstotliwość ultradźwięków, tym większe ich tłumienie. Z kolei niskie częstotliwości dźwięku umożliwiają akustyczną penetrację osadów nawet na znaczne głębokości (tab. 1.2).



Rycina 1.3. Stopień absorpcji dźwięku o różnej częstotliwości w wodzie słodkiej i morskiej w zależności od temperatury (wg Francois i Garrisona 1982)

Figure 1.3. The degree of sound absorption of different frequencies in fresh and salt water depending on the temperature (after Francois and Garrison 1982)

Tabela 1.2. Zasięg propagacji fali akustycznej w powietrzu i wodzie przy tłumieniu jej ciśnienia początkowego o 50%

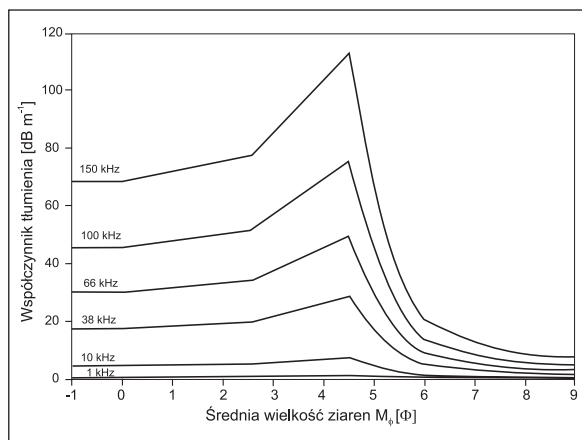
Table 1.2. Range of acoustic waves propagation in air and water after suppression of the initial pressure by 50%

Częstotliwość dźwięku (kHz)	0,5	1	5	10	50	100
Powietrze (m)	375	180	40	18	3,8	1,2
Woda (m)	330 000	130 000	20 000	7 000	330	160

Źródło: Massa (2012).

Wielkość tłumienia energii fali akustycznej zależy także od charakteru ośrodka, w którym fala się rozchodzi. W przypadku osadów maksymalne war-

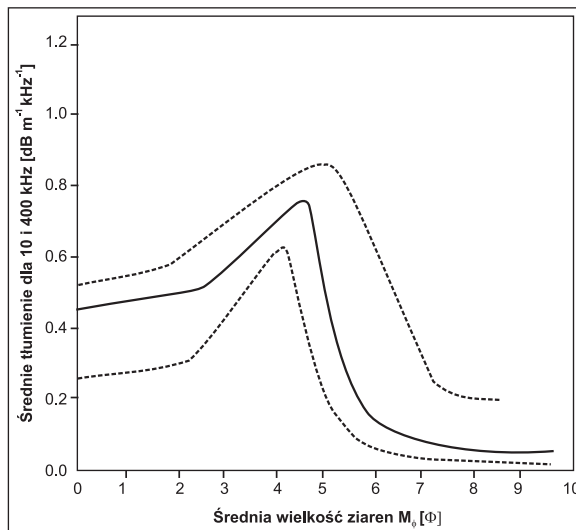
tości współczynnika tłumienia przypadają na takie, dla których średnia wielkość ziaren wynosi około  $4,5 \phi$  (Hamilton 1972; Tęgowski 2006). Oznacza to, że największe tłumienie wykazują osady mułkowe o rozmiarach ziaren w granicach  $30\text{--}60 \mu\text{m}$ . Z przedstawionych na rycinach 1.4 i 1.5 zależności wynika, że niezależnie od stosowanej częstotliwości właśnie ten typ osadów klastycznych najbardziej tłumią fale akustyczne.



Rycina 1.4. Zależność stopnia tłumienia fal dźwiękowych o różnych częstotliwościach od uziarnienia osadów (parametr MZ) (wg Tęgowskiego 2006, zmodyfikowano)

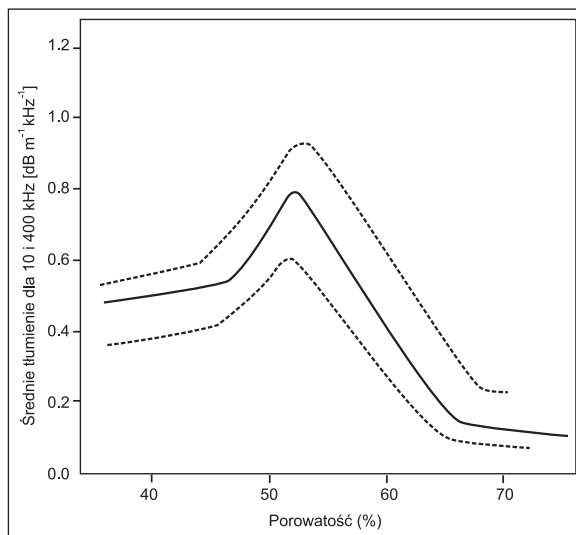
Figure 1.4. The dependence of the attenuation of sound waves of different frequencies on sediment grain size (parametr MZ) (after Tęgowski 2006, modified)

Badania wykazały, że oprócz uziarnienia istotnym parametrem osadów wpływającym na ich właściwości akustyczne jest także **porowatość**. Powszechnie przyjmuje się, że współczynnik odbicia fali akustycznej jest odwrotnie proporcjonalny do porowatości osadów. Zazwyczaj obserwuje się spadek właściwości odbijających osadów w miarę wzrostu ich porowatości. Jednak, jak przedstawiono na wykresie (ryc. 1.6), ta zależność nie jest jednoznaczna. W przypadku drobnodispersyjnych osadów mineralno-organiczných istotne znaczenie ma również ich skład chemiczno-mineralny (Hamilton 1972; Orłowski 1980; Brandes 2001; Gorgas i in. 2002).



Rycina 1.5. Zależność stopnia tłumienia fal akustycznych od uziarnienia osadów przy częstotliwości 10 kHz i 400 kHz (wg Hamiltona 1972, zmodyfikowano)

Figure 1.5. The dependence of the attenuation of sound waves on sediment grain size, for two frequencies: 10 kHz and 400 kHz (after Hamilton 1972, modified)



Rycina 1.6. Zależność tłumienia fal akustycznych od porowatości przy częstotliwości 10 kHz i 400 kHz (wg Hamiltona 1972, zmodyfikowano)

Figure 1.6. The dependence of the attenuation of sound waves on sediment porosity, for two frequencies: 10 kHz and 400 kHz (after Hamilton 1972, modified)

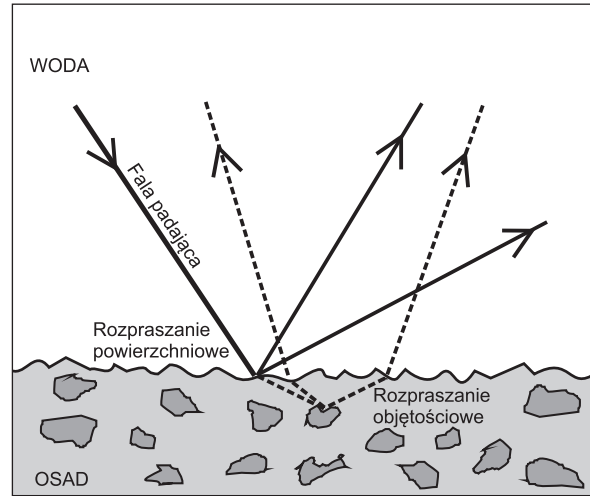
Istotny wpływ na właściwości akustyczne osadów mają również pęcherzyki gazowe. Wpływają one na zmianę współczynnika odbicia, zmianę impedan-



cji akustycznej osadów oraz prędkość propagacji fal akustycznych (Anderson i Hampton 1980; Wilkens i Richardson 1998; Gardner i Sills 2001; Naudts i in. 2009). Więcej informacji na temat wpływu gazów na właściwości akustyczne osadów znajdzie czytelnik w podrozdziale 1.3 (*Metody akustycznego rozpoznawania osadów*).

Rozpraszanie fal akustycznych jest bardzo złożonym procesem fizycznym. Może ono zachodzić zarówno na powierzchni, jak i wewnątrz osadów (ryc. 1.7). Fale wnikaące do warstwy osadów mogą ulegać wielokrotnym rozproszeniom na niejednorodnościach objętościowych. Można w związku z tym mówić o rozpraszaniu powierzchniowym (*surface scattering*) oraz o rozpraszaniu objętościowym (*volume backscattering*) (Jackson i Briggs 1992; Briggs 1994; Jackson i Richardson 2007). W konsekwencji rozproszenia fal akustycznych do odbiornika hydroakustycznego dociera wiele dodatkowych sygnałów akustycznych, co skutkuje powstaniem tzw. rewerberacji (*reverberation*). Podobnie jak szumy otoczenia rewerberacja jest zazwyczaj niepożądana, ponieważ maskuje właściwe echo (Facada 1987; Gensane 1993). W płytkowodnych akwenach może stanowić jedno z najważniejszych ograniczeń stosowania urządzeń hydroakustycznych (Bouchage i Lepage 2002). W odróżnieniu od akustycznych szumów zewnętrznych rewerberacja jest zakłóceniem ściśle związanym z sygnałem nadawanym. Dlatego znacznie trudniej niż szumy zewnętrzne wyeliminować ją z sygnału odebranego (Stepnowski 2001).

Podstawową wielkością charakteryzującą energetyczne własności odbijające osadów jest **współczynnik rozpraszania**, będący funkcją parametrów opisujących nierówności powierzchni i niejednorodności osadów, częstotliwości fali padającej, kątów padania i rozpraszania. Współczynnik rozpraszania jest równy mocy fali akustycznej rozproszonej przez jednostkową powierzchnię do jednostkowego kąta bryłowego, podzielonej przez natężenie fali padającej (Tęgowski 2006).



Rycina 1.7. Rozpraszanie fal akustycznych na nierównościach powierzchni oraz niejednorodnościach wewnątrz osadów

Figure 1.7. Scattering of acoustic waves on the surface roughness on sediment inhomogeneities

Na temat rozpraszania fal akustycznych w osadach powstało wiele prac (Hamilton 1972, 1980; Bachman 1985; Jackson i Briggs 1992; Gensane 1993; Stoll i in. 1994; Richardson i Briggs 1996; Stanton i in. 2000; Brandes 2001; Williams i in. 2002; Tęgowski 2006; Jackson i Richardson 2007). Próbowano w nich określić najważniejsze parametry geofizyczne oraz uwarunkowania środowiskowe wpływające na to zjawisko. Okazuje się, że uwzględnienie wszystkich czynników jest praktycznie niemożliwe. Większość parametrów geoakustycznych jest silnie skorelowana ze sobą, ale część z nich ma niewielki wpływ na rozpraszanie fal akustycznych. Dlatego niezależnie od podejścia metodycznego konieczne jest stosowanie pewnych uproszczeń i branie pod uwagę tylko tych czynników, które mają największy wpływ na rozpraszanie fal akustycznych. Najistotniejsze są te, które opisują nierównomierności powierzchni dna oraz cechy fizyczne osadów, takie jak gęstość objętościowa, średnia wielkość ziaren, porowatość. Ponadto istotną rolę odgrywają: względna i bezwzględna prędkość fali podłużnej w osadzie, współczynnik odbicia oraz współczynnik tłumienia fali.

Fale akustyczne ulegają **odbiciu, rozpraszaniu, dyfrakcji, refrakcji i interferencji**. Własności te w powiązaniu z faktem, że energia fal akustycznych jest względnie słabo tłumiona przez wodę, powodują, że są one coraz powszechniej wykorzystywane w różnych aspektach badań środowiska wodnego. Przy zastosowaniu odpowiednich urządzeń fale akustyczne mogą być wykorzystywane do wielu celów (Caruthers 1977; Urick 1983; Stepnowski 2001; Klusek 2002; Wille 2005; Salamon 2006; Tęgowski 2006; Lurton 2010), w tym przede wszystkim do takich zadań, jak:

- pomiary głębokości akwenów;
- rozpoznawanie ukształtowania powierzchni dna akwenów;
- rozpoznawanie rodzajów osadów dennych;
- identyfikacja emisji gazowych na dnie zbiorników wodnych;
- poszukiwanie złóż surowców mineralnych na dnie zbiorników wodnych;
- poszukiwanie różnych obiektów leżących na dnie lub pogrzebanych w osadzie;
- wykrywanie obecności i wędrówek ławic ryb;
- identyfikacja i szacowanie zasobów biologicznych;
- pomiary temperatury wody (tomografia akustyczna);
- pomiary wielkości opadów atmosferycznych (na podstawie szumów morza);
- detekcja pęcherzyków gazowych w toni wodnej i osadach dennych;
- komunikacja podwodna między nurkami, przyrządami pomiarowymi itp.

## 1.2. Podstawowe metody hydroakustyczne stosowane w badaniach den akwenów

W zdalnych badaniach den akwenów wykorzystywane są różne typy urządzeń hydroakustycznych. Rodzaj urządzenia hydroakustycznego jest ściśle związany z parametrami charakteryzującymi zjawisko rozchodzenia się fal akustycznych w środowisku wodnym. Wybór urządzenia zależy przede wszystkim

kim od celu, który chcemy osiągnąć. Gdy interesuje nas bardzo dokładny pomiar głębokości akwenu, najlepszym rozwiązaniem jest zastosowanie takiego urządzenia, które emituje sygnały akustyczne o wysokiej częstotliwości i o bardzo małym kącie rozwarcia wiązki fal akustycznych. Należy jednak mieć na uwadze, że im wyższa częstotliwość, tym jest większe tłumienie energii fali akustycznej. Tak więc urządzenia emitujące fale o wysokiej częstotliwości (powyżej 200 kHz) mogą być z powodzeniem stosowane jedynie w akwenach o niezbyt dużych głębokościach. Nie jest możliwe stosowanie fal o wysokiej częstotliwości w bardzo głębokich akwenach, o ile urządzenie hydroakustyczne nie jest holowane w dużym zanurzeniu. Gdy odbiornik znajduje się przy powierzchni wody, strata energii takich fal w toni wodnej głębokiego akwenu jest na tyle duża, że sygnał akustyczny odbity od dna może być zbyt słaby, aby dokonać jego rejestracji. Należy pamiętać, że sygnały akustyczne mają do pokonania podwójną drogę – od przetwornika hydroakustycznego do dna i z powrotem. Dlatego aby w głębokim akwenu miały one wystarczająco dużą energię dla ich dobrej rejestracji, konieczne jest zastosowanie fal o niższych częstotliwościach (np. poniżej 50 kHz). Jeśli jesteśmy zainteresowani pozyskaniem informacji nie tylko z powierzchni dna, lecz także z głębszych partii osadów, to częstotliwość fal akustycznych musi być jeszcze mniejsza. W urządzeniach sejsmoakustycznych umożliwiających wglębną penetrację osadów nawet na głębokość kilkudziesięciu metrów stosowane są częstotliwości rzędu kilku kHz. Przy specjalnego typu urządzeniach, emitujących wysokoenergetyczne sygnały akustyczne o częstotliwości kilkudziesięciu Hz, możliwa jest akustyczna penetracja struktur dna do kilkuset metrów, a w szczególnych przypadkach nawet do dwóch kilometrów.

### 1.2.1. Echosondy jednowiązkowe

Jednym z najprostszych, ale bardzo przydatnych zastosowań fal akustycznych w środowisku wodnym

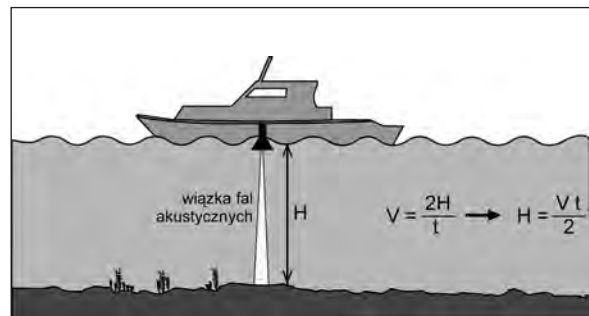
jest pomiar głębokości badanego akwenu. Takim urządzeniem hydroakustycznym, dzięki któremu możemy uzyskać informację o głębokości akwenu, jest echosonda.

Pierwsze pomysły i patenty na urządzenia akustyczne, które mogłyby być przydatne przy pomiarze głębokości wody, pojawiły się w 1912 roku po zatonięciu Titanica. Pierwotnym impulsem do stworzenia takiego urządzenia była potrzeba znalezienia sposobu na wykrywanie gór lodowych stwarzających zagrożenie dla statków. Później, wraz z wybuchem I wojny światowej, pojawiła się inspiracja militarna związana z potrzebą wykrywania okrętów podwodnych.

Jednym z pionierów urządzeń wykorzystujących fale akustyczne do pomiarów głębokości akwenów był Anglik Lewis F. Richardson, który w 1912 roku zgłosił patent o nazwie *echo ranging*. Jednak przełomowe rozwiązania pojawiły się niezależnie od siebie w dwóch innych ośrodkach. Pierwszy z nich w Kilonii, gdzie niemiecki fizyk Alexander Behm w 1913 roku opatentował „urządzenie do pomiaru głębokości oceanu, odległości i kierunki statków oraz przeszkód wykorzystujących odbicie fal dźwiękowych”<sup>1</sup>. Mniej więcej w tym samym czasie w Bostonie kanadyjski inżynier Reginald A. Fessenden, pracujący w Submarine Signal Company, opracował elektro-akustyczny przetwornik, operujący w zakresie częstotliwości 500–1000 Hz, który został później nazwany oscylatorem Fessendena. W 1914 roku odbyły się pierwsze techniczne próby z tym oscylatorem. Natomiast w 1917 roku francuski fizyk Paul Langevin, wykorzystując teorię piezoelektryczności Paul-Jacques’a Curie i Pierre’a Curie, zbudował przy współpracy z rosyjskim inżynierem Konstantinem Czilowskim piezoelektryczny generator ultradźwiękowy. Langevin zastosował jako generator i odbior-

nik ultradźwięków kryształ kwarcu umieszczony pomiędzy dwiema stalowymi płytami (Rolt 1994; Frost 2001; Wille 2005; Raichel 2006).

Istota pracy echosondy polega na emisji impulsów akustycznych o wysokiej częstotliwości (*ping*), czyli ultradźwięków. Impulsy akustyczne wyemitowane przez echosondę odbijają się od dna i powracają po określonym czasie, który zależy od głębokości i prędkości rozchodzenia się dźwięku w wodzie. Prędkość dźwięku zależy od gęstości wody, a więc m.in. jej temperatury i zasolenia (patrz ryc. 1.1). Gdy znana jest prędkość, wówczas dokonując pomiaru czasu powrotu sygnału akustycznego, można określić głębokość akwenu, wykorzystując prostą fizyczną zależność drogi od czasu (ryc. 1.8).



Rycina 1.8. Schemat ilustrujący istotę pracy echosondy: H – głębokość; V – prędkość dźwięku w wodzie; t – czas od emisji do odbioru impulsu

Figure 1.8. Diagram explaining the idea of echosounder work: H – depth; V – sound velocity in water; t – two-way travel time

Źródłem impulsów akustycznych we współczesnych echosondach są różnego rodzaju przetworniki, ale najpowszechniejsze to przetworniki piezoelektryczne i magnetostrykcyjne (Gucma i in. 2005). Zadaniem przetwornika jest konwersja sygnału elektrycznego na akustyczny lub akustycznego na elektryczny, jako że w klasycznych echosondach jednowiązkowych przetworniki pełnią podwójną funkcję: nadajnika oraz odbiornika ultradźwięków. Ich zadaniem jest zarówno emisja sygnału akustycznego, jak i odbiór sygnału odbitego od dna. Takie

<sup>1</sup> Patent für „Einrichtung zur Messung von Meerestiefen und Entfernungen und Richtungen von Schiffen oder Hindernissen mit Hilfe reflektierter Schallwellen” (Basis Schallstärke) Nr. 282009 vom 22.7.1913.

nadawczo-odbiorcze przetworniki montowane są na stałe pod dnem statku lub za pomocą specjalnych wysięgników na burcie statku bądź łodzi. Często stosuje się przetworniki emitujące impulsy akustyczne o częstotliwościach od 30 do 50 kHz i kącie rozwarcia wiązki akustycznej od 10° do 20°. W echosondach przeznaczonych do pracy w głębokich akwenach korzysta się zazwyczaj z przetworników emitujących wąskie wiązki fal akustycznych (3° do 6°) o częstotliwości od 15 do 30 kHz (Le Tirant 1979). W echosondach, których podstawowym przeznaczeniem jest dostarczenie jak najdokładniejszej informacji o głębokości, stosuje się przeważnie częstotliwości w zakresie od 50 do 200 kHz.

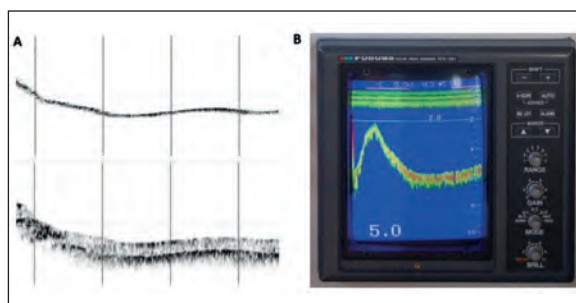
Powszechnie uważa się, że im wyższa częstotliwość, tym większa jest rozdzielczość echosondy, a tym samym dokładność pomiaru głębokości. W rzeczywistości dla sygnałów impulsowych, jakie są stosowane w echosondach jednowiązkowych, rozdzielczość zależy przede wszystkim od długości impulsu akustycznego. Natomiast różnice w częstotliwości wyrażają się odmienną charakterystyką powstającego echa (ryc. 1.9A).

Echosonda może dostarczać informację nie tylko o głębokości akwenu. Przy ciągłej rejestracji możemy śledzić, jak zmienia się ukształtowanie dna. W echosondach starego typu zapis echa dna w postaci echogramu powstawał na specjalnej termicznej taśmie papierowej. Obecnie zmienność morfologii dna możemy obserwować bezpośrednio na monitorze echosondy lub dokonywać ich analizy później, gdy mamy możliwość cyfrowej rejestracji wyników pomiarów (ryc. 1.9B).

Jeśli echosonda ma możliwość rejestracji wyników pomiarów w pamięci masowej komputera, to zebrane dane można w prosty sposób wykorzystać do sporządzenia mapy batymetrycznej badanego akwenu. Dokładność takiej mapy będzie oczywiście zależała od gęstości wykonanych echosondaży. Mapa w postaci cyfrowej daje możliwość wykreślenia dowolnych przekrojów batymetrycznych, a przy wykorzy-

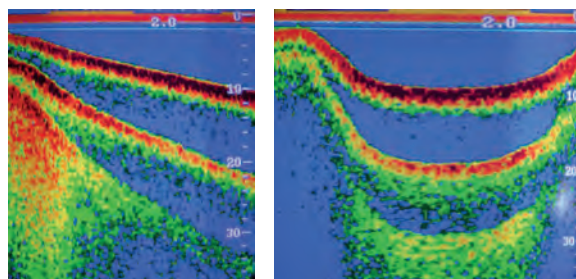
staniu odpowiedniego oprogramowania pozwala na przestrzenną wizualizację danych batymetrycznych.

Bardzo często na echogramach obserwuje się tzw. echo wtórne, które jest efektem odbicia fali akustycznej od dna, następnie od powierzchni wody i ponownego odbicia od powierzchni dna. Na echogramie przejawia się to obecnością drugiego echa na głębokości odpowiadającej w przybliżeniu dwukrotności odległości dna od powierzchni wody. Przy bardzo małych głębokościach czas powrotu sygnałów odbitych jest tak krótki, że można obserwować nie tylko echo wtórne, lecz także kolejne echa, będące rezultatem wielokrotnych odbić sygnałów od powierzchni wody i dna (ryc. 1.10). Takie pojawiające się na echogramie echa określa się mianem echa



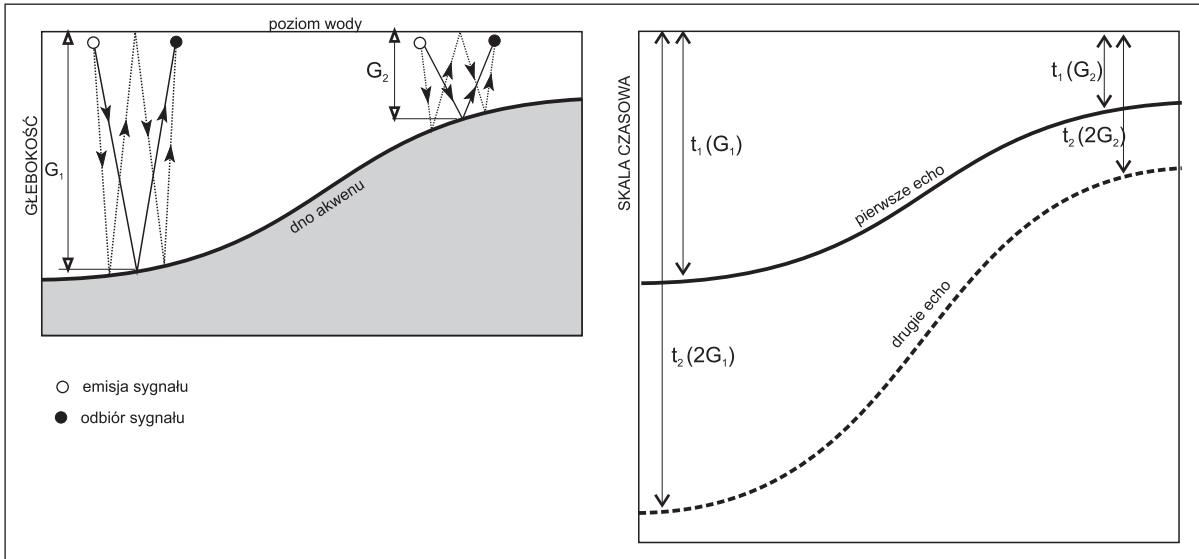
Rycina 1.9. A – różnice w wyglądzie echa w zależności od zastosowanej częstotliwości: 200 kHz (echo górne) i 24 kHz (echo dolne); B – przykładowy echogram na kolorowym monitorze echosondy 28 kHz

Figure 1.9. A – differences in the appearance of echoes depending on the applied frequency: 200 kHz (upper figure) and 24 kHz (lower figure); B – an example of 28 kHz echogram on the echosounder screen



Rycina 1.10. Echa wielokrotne na echogramach (28 kHz)

Figure 1.10. Multiple echoes 28 kHz echograms



Rycina 1.11. Schemat obrazujący mechanizm powstawania ech wielokrotnych  
 Figure 1.11. Diagram showing the mechanism of formation of multiple echoes

wielokrotnych (*multiple echoes*). Fizyczną istotę tego zjawiska przedstawiono na rycinie 1.11. Każde następne echo jest coraz bardziej zniekształcone w porównaniu z pierwszym echem. Obserwuje się zarówno wyraźne przewyższenie kształtu echa w odniesieniu do rzeczywistego kształtu dna, jak i osłabienie jego intensywności, które wynika z coraz większego tłumienia energii sygnałów akustycznych przy każdym pokonywaniu drogi pomiędzy dnem a powierzchnią wody.

Echosondy mogą czasami dostarczać błędnych informacji o głębokości. Wśród przyczyn wpływających na niedokładność pomiaru należy wymienić: błędny pomiar czasu przez aparaturę, nieodpowiednią charakterystykę przetwornika, odchylenie osi wiązki, przechyły podłużne i poprzeczne związane z falowaniem, duże nachylenie dna, zmienną gęstość wody (zmienną prędkość dźwięku) (Śliwiński 2001). Część tych zakłóceń może być kompensowana za pomocą dodatkowych urządzeń, np. w przypadku ruchów przetwornika związanych z falowaniem wyniki pomiarów mogą być korygowane przy pomocy tzw. kompensatora falowania.

Większość echosond uwzględnia wartość średnią prędkości dźwięku w wodzie, więc takie przybliżenie skutkuje o tym, że pomiary głębokości mogą być obciążone większym lub mniejszym błędem. Rozmiary tego błędu będą zależały przede wszystkim od gradientu pionowych zmian prędkości dźwięku oraz głębokości akwenu.

Wysyłane przez przetwornik echosondy impulsy ultradźwiękowe, nim dotrą do dna akwenu, ulegają rozpraszaniu w toni wodnej na różnych niejednorodnościach (pęcherzyki gazowe, zawiesina, plankton itp.). Ponadto część ich energii jest absorbowana przez składniki zawarte w wodzie. W efekcie do przetwornika, pełniącego tym razem funkcję odbiornika, docierają powrotne sygnały o dużo mniejszej energii niż te wyemitowane, tym bardziej że wcześniej ulegają także rozpraszaniu na niejednorodnościach osadu. W drodze powrotnej sygnały ponownie ulegają absorpcji i rozpraszaniu w wodzie. Im większa głębokość akwenu, tym bardziej tłumiona jest energia sygnałów akustycznych, gdyż dłuższa jest droga, jaką one pokonują. Oczywiście stopień tłumienia zależy także od częstotliwości emitowanego sygnału.

wanej fali akustycznej. Im jest ona większa, tym bardziej tłumiona jest ich energia, dlatego w przypadku głębokich akwenów nie można stosować systemów wysokoczęstotliwościowych. Straty energii są wtedy na tyle duże, że powracające sygnały są zbyt słabe, mimo stosowania wzmacniaczy, aby można było je wykorzystać do pozyskania informacji o dnie. Wzmacniacze sygnałów odbieranych muszą być stosowane także dlatego, że do przetwornika dociera i jest rejestrowana przez echosondę tylko część sygnałów rozproszonych. Ich ilość i natężenie zależą zarówno od ilości i właściwości obiektów rozpraszających, jak i od charakterystyki kierunkowej przetwornika, która określa kątową szerokość wiązki fal akustycznych. W zależności od wymagań i używanych częstotliwości w echosondach zwykle stosuje się przetworniki o kątach rozwarcia wiązki w zakresie od 1° do 30° (Śliwiński 2001).

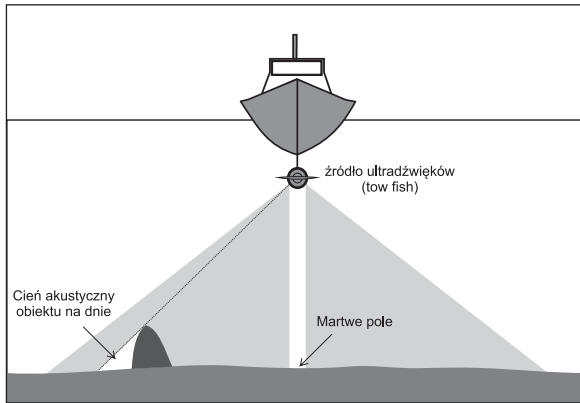
Ważnym elementem w pracy echosondy jest odpowiednie dobranie długości impulsu przy określonej częstotliwości fali akustycznej oraz częstotliwości repetycji poszczególnych pingów, czyli częstotliwości powtarzania impulsów, tak aby sygnały nadawane i odbierane nie nakładały się na siebie. Nowoczesne echosondy są wyposażone w układy elektroniczne, które pozwalają regulować te parametry i kontrolować cały proces pomiarowy. Ważnym elementem układu sterującego jest tzw. zasięgowa regulacja wzmocnienia (TVG – *time varied gain*). Układ TVG eliminuje efekt strat propagacyjnych sygnałów akustycznych rozprzestrzeniających się w wodzie. Te straty są spowodowane zarówno zmniejszaniem się energii impulsu ze wzrostem odległości, jak i tłumieniem przez środowisko wodne. Echa dobiegające z większej odległości (po dłuższym czasie) są bardziej wzmacniane niż echa dobiegające z małej odległości od nadajnika. Oprócz zasięgowej regulacji wzmocnienia w echosondach stosuje się także ręczną regulację, która daje operatorowi możliwość dokonywania płynnej lub skokowej zmiany wzmocnienia (Śliwiński 2001; Gucma i in. 2005; Bikonis 2007).

Najbardziej znanymi producentami echosond, a także innych systemów hydroakustycznych są takie firmy, jak Atlas Hydrographic GmbH (Niemcy), Kongsberg Maritime (Norwegia), L-3 ELAC Nautik (Niemcy), Knudsen Engineering Ltd (Kanada), Marine Sonic Technology Ltd (USA), Edge Tech (USA), R2Sonic (USA), Furuno Electric Co. (Japonia).

### 1.2.2. Sonary i echosondy wielowiązkowe

Innym typem powszechnie używanego urządzenia hydroakustycznego jest **sonar boczny**. Jego nazwa jest akronimem angielskiego terminu *sound navigation and ranging*. O ile w echosondzie szerokość wiązki akustycznej powinna być jak najmniejsza, o tyle w przypadku sonaru zależy nam na tym, aby jej szerokość była jak największa. Wiązka impulsów akustycznych emitowana jest przez element sonaru zwany *tow fish*, zawierający dwa przetworniki, który jest holowany w zanurzeniu. Element ten emituje dwie wiązki akustyczne o dużej częstotliwości (zwykle 200–500 kHz), które omiatają szeroko powierzchnię dna po obu stronach jednostki pływającej – stąd nazwa: sonar boczny. Bezpośrednio pod holowaną częścią sonaru jest „martwe pole”, gdzie sygnały akustyczne nie docierają. Nie docierają one także poza przeszkody na dnie. Mamy wtedy do czynienia z tzw. cieniem akustycznym, który można porównać do cienia, jaki powstaje w fotografii lotniczej powierzchni lądu, wykonanej pod pewnym kątem, gdy słońce jest nisko nad horyzontem (ryc. 1.12).

Gdy powierzchnia dna jest zróżnicowana litologicznie lub strukturalnie, uzyskujemy obraz sonarowy będący rezultatem zróżnicowanego odbicia ultradźwięków od dna. Dno muliste, miękkie akustycznie ze względu na małą impedancję akustyczną rozprasza wstecznie mniej energii niż np. dno piaszczyste czy żwirowe. Typowa rozdzielczość obrazu sonarowego wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, dzięki czemu sonary mogą być wykorzystywane przy rozpoznawaniu typu dna i jego form strukturalnych, jak np. ripplemarki, od-



Rycina 1.12. Idea sonarowego skanowania powierzchni dna  
Figure 1.12. The principle of the side-scan sonar scanning

sypy muszlowe, głazy itp. Sonary ułatwiają także poszukiwanie obiektów antropogenicznych, takich jak wraki statków, rurociągi lub inne artefakty (Bikonis 2007) (tab. 1.3).

Najczęściej stosowanym sposobem przetwarzania zapisów sygnałów z sonaru jest tworzenie dwuwymiarowych akustycznych obrazów, tzw. mozaik. Ostateczny obraz powstaje w wyniku złożenia obrazów poszczególnych rejestracji, odpowiadających kolejnym skanowaniom różnych fragmentów dna. Taka mozaika obrazów dzięki równoczesnemu rejestrowaniu pozycji pomiarów za pomocą GPS może być w prosty sposób zorientowana w układzie współrzędnych geograficznych (Stepnowski 2001).

Pewną wadą sonarowych obrazów dna jest ich zdeformowanie wynikające z nierównej rozdzielczości skanowania w kierunkach poprzecznych do ruchu statku i wzdłuż ruchu statku (Belderson i in. 1972). Dlatego jednym z warunków poprawnej ich interpretacji jest zastosowanie cyfrowej rejestracji sygnału z obu kanałów sonaru. Pozwala to na geometryczną korekcję sygnałów z ich georeferencją, dzięki czemu możliwe jest późniejsze mozaikowanie obrazu sonarowego (Fish i Carr 1990).

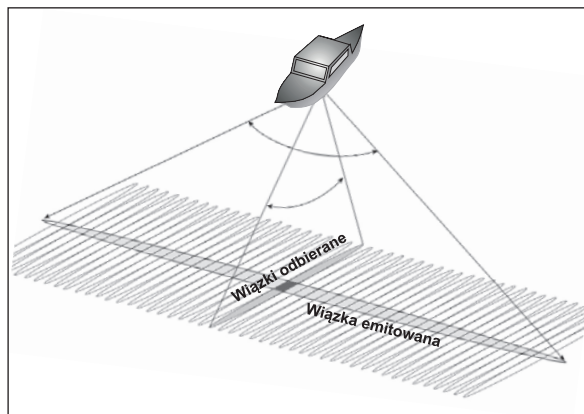
Dzięki klasycznym sonarom otrzymujemy akustyczny obraz powierzchni dna, ale nie uzyskujemy informacji o głębokościach, na których występują obiekty widoczne na obrazie sonarowym. Aby uzyskać taką informację, konieczne jest dodatkowe zastosowanie echosondy. Rozwiązaniem, które łączy w sobie zalety sonaru i echosondy, jest **echosonda wielowiązkowa** (*multibeam echosounder*). Urządzenie tego typu wysyła jedną lub dwie szerokie wiązki prostopadle do ruchu statku i wąskie w kierunku jego ruchu (ryc. 1.13). Odbiera natomiast sygnał za pomocą kilkuset wirtualnych wiązek tworzonych dzięki wykorzystaniu tzw. *beamformingu*, czyli techniki kształtowania wiązki, metody analogowego lub cyfrowego przetwarzania sygnałów umożliwiającą wzmocnienie sygnału pochodzącego z określonego kierunku i jednoczesne osłabianie poziomu sygnału dochodzącego z innego kierunku (Chybicki 2010; Moszyński i in. 2013). Przecięcie na dnie śla-

Tabela 1.3. Zastosowania systemów sonarowych w zależności od przyjętych ustawień

Table 1.3. Applications of sonar systems depending on the settings

Zakres nastawy [m]	Optymalna odległość sonaru od dna [m]	Rozdzielczość [m x piksel]	Główne zastosowania
Od kilku do 150	5–50	<1	Badania mikroskalowe: małych wraków, podwodnej infrastruktury, takiej jak np. rurociągi lub innych małych struktur
150–300	15–30	około 1	Badania makroskalowe: mapy dna przedstawiające różne jego cechy geomorfologiczne, sedimentologiczne, siedliskowe itp.
300–600	30–60	>1	Badania mezoskalowe dna akwenów

Źródło: opracowanie własne na podstawie Savini (2011).



Rycina 1.13. Ilustracja zasady działania echosondy wielowiązkowej  
Figure 1.13. The principle of multibeam echosounder operation

du wiązki emitowanej ze śladem każdej wiązki odbieranej daje pojedyncze pole śladu skanowania fragmentu dna, tzw. *footprint* (ciemne pole na ryc. 1.13). W ten sposób z jednego akustycznego sygnału uzyskuje się równocześnie informacje z różnych punktów dna. W efekcie praktycznie interaktywnie można uzyskiwać mapę rzeźby dna z informacjami o głębokościach.

W obrazowaniu dna morskiego coraz powszechniej stosowane są w ostatnich latach zintegrowane systemy określane jako MBSS (Multibeam Sonar System). Są one efektem integracji technologii

echosond wielowiązkowych nowej generacji, wielowymiarowego cyfrowego przetwarzania sygnałów oraz systemów informacji geograficznej GIS. Dzięki zastosowaniu nakładających się wielowiązkowych i wielokierunkowych obserwacji, przy jednoczesnej wysokiej rozdzielczości kątowej, możliwe jest nie tylko proste obrazowanie dna i uzyskanie mapy batymetrycznej, lecz także pozyskanie pewnych informacji ilościowych o geomorfologii, strukturze i teksturze powierzchni dna (Stepnowski 2001; Bikonis 2007; Chybicki 2010). Najbardziej znanymi producentami wielowiązkowych systemów sonarowych są firmy: Kongsberg Maritime, Reson, R2Sonic, L-3 ELAC Nautic i Atlas Hydrographic.

W ciągu ostatnich kilkunastu lat rozwinęły się nowe rozwiązania technologiczne, które zaowocowały opracowaniem tzw. sonaru interferometrycznego (PDBS – Phase Differencing Bathymetric Sonar). Jest on swoistą modyfikacją echosondy wielowiązkowej. Bardzo szeroki kąt pracy tego sonaru pozwala na jednoczesne zbieranie danych pionowych (jak typowa echosonda wielowiązkowa) oraz poziomych (jak sonar boczny). Dane o głębokości są uzyskiwane na podstawie pomiaru czasu powrotu fali akustycznej oraz na podstawie pomiaru różnicy faz fali hydroakustycznej docierającej do przetwornika (Gostnell i in. 2006; Stateczny i in. 2010; źródło intern. Bathyswath).

Tabela 1.4. Porównanie parametrów trzech płytkowodnych systemów wielowiązkowych

Table 1.4. Comparison of the features of the three shallow-water multi-beam systems

Producent (model)	Simrad Kongsberg (EM 3002)	RESON Inc. (SeaBat 8125)	L-3 Communications ELAC Nautik (SEA BEAM 1185)
Liczba wiązek	160/256	240	126
Częstotliwość [kHz]	297/300/303	455	180
Szerokość wiązki [°]	1,5	1,0	1,5
Zasięg [m]	200	120	300
Rozdzielczość pionowa [cm]	1	0,6	1

Źródło internetowe: Hydro International.

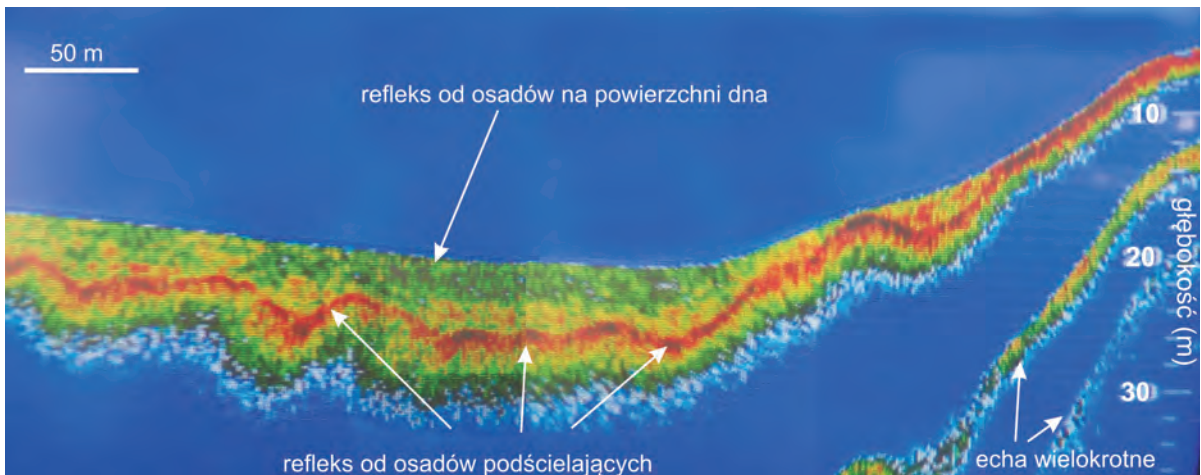


### 1.2.3. Echosondy niskoczęstotliwościowe i parametryczne

Klasykne echosondy jednowiązkowe, wielowiązkowe oraz sonary dostarczają informacji jedynie o powierzchni dna. Wyjątek stanowią jedynie echosondy niskoczęstotliwościowe, tzn. takie, które emitują sygnały akustyczne o częstotliwości mniejszej niż 30 kHz. Pozwalają one na akustyczną penetrację osadów tym większą, im niższa jest częstotliwość. Fale akustyczne o niskiej częstotliwości są na tyle słabo tłumione przez miękkie, słabo skonsolidowane osady, takie jak np. gytie, że mogą je przenikać i docierać do stropu podścielających je osadów o znacznie większej gęstości. Różnice w gęstości osadów, a tym samym znaczne różnice w ich twardości akustycznej, powodują, że powierzchnia graniczna pomiędzy takimi osadami staje się dobrym horyzontem refleksyjnym dla fal dźwiękowych. Na granicy osadów powstaje wyraźne echo ujawniające ukształtowanie stropu osadów podścielających. Dzięki temu na echogramie można obserwować, jak zmienia się morfologia stropu utworów stanowiących podłoże miękkich osadów organicznych (ryc. 1.14).

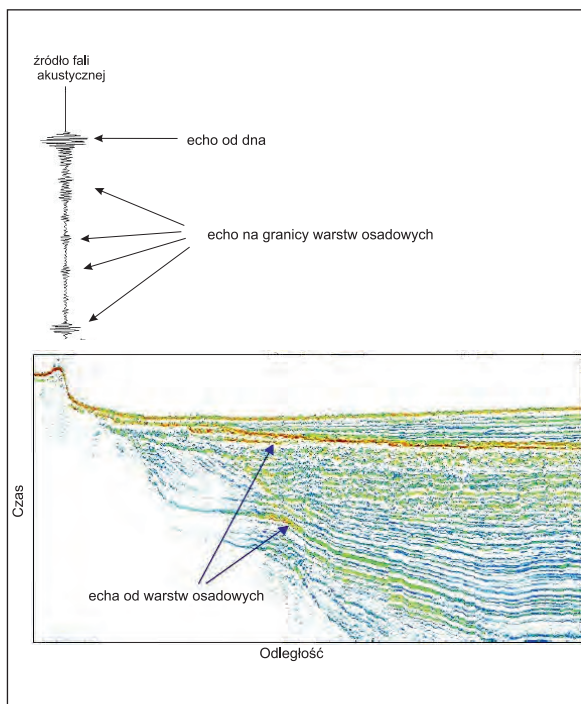
Szczególnym rodzajem są echosondy pracujące na podstawie tzw. efektu parametrycznego – technologii opracowanej przez Innomar Technologie GmbH. W tych urządzeniach emisja fal akustycznych pod wysokim ciśnieniem powoduje powstanie nieliniowości w propagacji dźwięku. Jeśli transmitowane są dwa sygnały akustyczne mało różniące się częstotliwością, to w wodzie następuje ich wzajemne oddziaływanie. Powstające fale są sumą i różnicą tych częstotliwości. Fale o wysokiej częstotliwości są wykorzystane do precyzyjnego określenia głębokości akwenu, podczas gdy powstające fale o niskiej częstotliwości różnicowej dają możliwość penetracji dna i uzyskiwania informacji o jego strukturze (ryc. 1.15).

Generowanie fali o częstotliwości różnicowej jest ograniczone właściwościami przetwornika oraz efektywnością efektu parametrycznego, która różnie wraz ze wzrostem różnicy częstotliwości transmitowanych sygnałów pierwotnych. Ograniczone pasmo przetwornika zmniejsza jednak efektywność systemu (Wunderlich i Müller 2003; Wunderlich i Wend 2004; Innomar 2009). System Innomar SES-96 wykorzystuje dwie pierwotne częstotliwości



Rycina 1.14. Przykład rejestracji z echosondy 28 kHz ukazujący dwa refleksy fal akustycznych: jeden od powierzchni dna, drugi od stropu warstwy osadów stanowiących podłoże osadów jeziornych

Figure 1.14. An example of the 28 kHz echosounder record with two echoes: one from the bottom surface, second from the substratum of lake sediment



Rycina 1.15. Przykład rejestracji z echosondy parametrycznej ukazujący refleksy fal akustycznych na granicy warstw różnych osadów (źródło: Inomar 2009)

Figure 1.15. An example of the parametric echosounder record with reflectors on boundaries of different sediment layers (source: Inomar 2009)

około 100 kHz do generowania częstotliwości różnicowych. Wykorzystując częstotliwość pierwotną 100 kHz, uzyskuje się wiązkę odpowiadającą spadkowi mocy o połowę i szerokości  $\pm 1,8^\circ$  dla wszystkich generowanych częstotliwości: 4, 5, 6, 8, 10 lub 12 kHz. Ta wiązka daje na dnie jednakowej szerokości ślad dla wszystkich częstotliwości. Przy głębokości 5 metrów ślad wiązki (*footprint*) ma rozmiary  $0,31 \times 0,31$  metrów. Wąska wiązka umożliwia uzyskanie większej rozdzielczości poziomej. Przy większej szerokości wiązki wzrastają rewerberacje i wówczas nie uzyskuje się wystarczająco czytelnych danych dotyczących struktury dna. Ponadto wąska wiązka o niskiej częstotliwości jest bardzo użyteczna, gdy nad dnem utrzymuje się gęsta zawiesina. Wtedy pomiar rzeczywistej głębokości przy zastosowaniu klasycznych echosond jest niemożliwy, nawet przy niskich częstotliwościach, ponieważ na cząstkach

zawiesziny następuje rozproszenie dźwięku i wzrasta tłumienie sygnału. Z tego powodu echosonda parametryczna lepiej nadaje się do badania takich obszarów dna, gdzie duży ruch statków czy systematyczne pogłębianie dna powoduje utrzymywanie się zawiesiny nad dnem, a więc np. w rejonie portów i torów żeglugowych (źródło intern. Escort 2007).

#### 1.2.4. Systemy sejsmoakustyczne (sejsmiki wysokiej rozdzielczości)

Zarówno zwykłe echosondy niskoczęstotliwościowe, jak i echosondy parametryczne mają ograniczone możliwości w śledzeniu wglębnej budowy dna akwenu. Znacznie lepsze rezultaty można uzyskać dzięki różnym odmianom metod sejsmoakustycznych (*seismo-acoustic*), określanym także mianem sejsmiki wysokiej rozdzielczości (*high resolution seismics*). Niektóre z tych metod pozwalają na akustyczną penetrację osadów nawet do głębokości kilkuset metrów.

Metody te narodziły się w końcu lat pięćdziesiątych ubiegłego wieku jako efekt połączenia akustycznego sondu batymetrycznego, czyli echosondaży, z profilowaniem sejsmicznym. Połączenie tych dwóch technik w jedną przypisuje się Haroldowi Edgertonowi z Massachusetts Institute of Technology (Edgerton i in. 1961; Edgerton 1963; Edgerton i Hayward 1964). Pierwotnie technikę tę określano mianem ciągłego profilowania sejsmicznego (*continuous seismic profiling*) (Chojnacki i Rossa 1981). Ponieważ jednak określenie to jest używane także w odniesieniu do lądowej sejsmiki refleksyjnej lub refrakcyjnej (Fajkiewicz 1972; Przedziecki 2001), dla metod aktualnie stosowanych w badaniach morskich stosowane są raczej takie terminy, jak *high resolution seismics*, *high resolution seismic reflection/refraction survey* lub *sub-bottom profiling*. W Polsce używany był kiedyś termin „mikrosejsmika” nawiązujący do uzyskiwanej wysokiej rozdzielczości (Rossa 1979), a obecnie najczęściej używany bywa termin „sejsmoakustyka” (Chojnac-

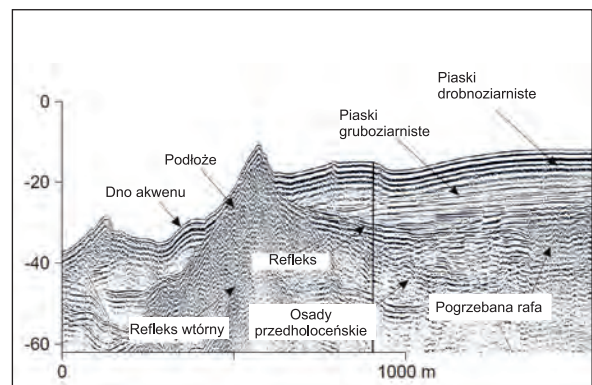
ki i Rossa 1981; Kramarska i in. 1983; Przeddziecki 1987; Przeddziecki i Kramarska 1987; Rudowski i Relisko 1999; Rudowski 2000; Osadczyk i Borówka 2001; Przeddziecki 2001; Rudowski i in. 2001; Giżejowski 2002a, 2002b; Osadczyk 2003; Dworniczak i Rudowski 2005; Kowalewski 2005; Król i in. 2005; Rudowski 2005; Rutkowski i in. 2005; Osadczyk i in. 2006; Osadczyk 2007; Osadczyk i Osadczyk 2007; Dworniczak 2008; Dworniczak i in. 2009; Rutkowski i in. 2009; Dworniczak i Fedorowicz 2010).

Termin „sejsmoakustyka” może być jednak nieco mylący, ponieważ stosowany jest również w górnictwie, gdzie przez sejsmoakustykę rozumie się jedną z metod stosowanych do oceny i prognozy wzbudzanego eksploatacją zagrożenia sejsmicznego. Polega ona na instalowaniu w górotworze odbiorników akustycznych (geofonów) ze wzmacniaczami w celu pomiaru tzw. emisji sejsmoakustycznej, czyli zjawiska generowania w skałach fal sprężystych, które są wynikiem naprężeń w ośrodku skalnym lub pewnych stanów niestabilnych i towarzyszą procesowi deformacji skał (Barański 1986; Kornowski i Kurzeja 2009; Takuska-Węgrzyn 2009). W celu uniknięcia nieporozumień w przypadku badań zbiorników wodnych z wykorzystaniem wysokoenergetycznych i niskoczęstotliwościowych sygnałów akustycznych korzystniej jest w miejsce terminu „sejsmoakustyka” stosować termin „sejsmika wysokiej rozdzielczości”. Tym bardziej, że w anglojęzycznej literaturze naukowej powszechnie używany jest termin *high resolution seismics*. Termin *seismoacoustics* jest stosowany niezwykle rzadko. Z tych względów w dalszej części publikacji autor będzie używał określenia „metody sejsmiczne wysokiej rozdzielczości” lub w skróconej formie „metody sejsmiczne”.

Metody sejsmiki wysokiej rozdzielczości zajmują pośrednie miejsce między klasycznym sondażem akustycznym a typowymi metodami sejsmicznym. Od typowych metod sejsmicznych, w których źródłem dźwięku niskiej częstotliwości jest eksplozja materiałów wybuchowych lub sprężonego powietrza, metody te różnią się niższą energią impulsu, a tym

samym mniejszym zasięgiem penetracji. Ale mają tę przewagę nad klasycznymi metodami sejsmicznymi, że charakteryzują się większą rozdzielczością pionową oraz dużo większą gęstością zbierania informacji wzdłuż linii profilu, związaną z krótkim czasem repetycji sygnału. W odróżnieniu od echosondy stosowana tu aparatura różni się przede wszystkim typem generowanych sygnałów akustycznych, które są emitowane w postaci pojedynczych impulsów. Ponadto generowane impulsy mają znacznie większą amplitudę i inną charakterystykę, ponieważ w tej metodzie dąży się do możliwie krótkiego, jednofazowego impulsu pozbawionego dalszych rewerberacji. Istotna jest stromość narastania sygnału, gdyż sygnał gwałtownie narastający zawiera wiele składowych wysokoczęstotliwościowych, co pozwala na uzyskanie dobrej rozdzielczości rejestracji (Przeddziecki 2001).

W metodach wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej, podobnie jak w klasycznych echosondach, wykorzystuje się również impulsy fal akustycznych, ale o niskiej częstotliwości i znacznie większej energii. Takie sygnały akustyczne są w stanie przenikać przez warstwy osadów. Na powierzchni granicznej pomiędzy poszczególnymi warstwami osadów sy-



Rycina 1.16. Przykładowa interpretacja fragmentu rejestracji profilowania za pomocą systemu Uniboom EG & GTM, 200 J, holowanego 0,3 m poniżej powierzchni wody z zestawem 8 hydrofonów (rejon wyspy Whitsunday, Great Barrier Reef) (źródło: Penrose i in. 2005)

Figure 1.16. Sample interpretation of the seismic record from Uniboom EG & GTM (200 J), towed 0.3 meters below the water surface with a set of 8 hydrophones (Whitsunday Islands, Great Barrier Reef) (source: Penrose et al. 2005)

gnały te mogą ulegać odbiciu, jeśli osady wyraźnie różnią się między sobą. Im większa jest różnica we właściwościach akustycznych pomiędzy sąsiednimi warstwami osadów przejawiająca się różnicami w ich impedancji akustycznej, tym wyraźniejsze jest echo (refleks) od powierzchni granicznej pomiędzy tymi warstwami. Uzyskiwane refleksy od powierzchni granicznych między warstwami (spąg/strop) pozwalają na śledzenie przestrzennej zmienności w budowie geologicznej dna badanego akwenu (ryc. 1.16).

Rozdzielczość systemów akustycznych jest definiowana jako ich zdolność do rozróżnienia obiektów znajdujących się blisko siebie lub w przypadku systemów sejsmicznych rozróżnienia odrębnych refleksów pochodzących od blisko położonych powierzchni odbijających. Zwykle uważa się, że tym większą rozdzielczość można uzyskać, im większa jest częstotliwość fal akustycznych, czyli im krótsza jest ich długość. Jest to prawdziwe, ale tylko w odniesieniu do profilowań sejsmicznych, w których emitowane są sygnały o bardzo niskiej częstotliwości i szerokim widmie. Natomiast dla sygnałów monotonicznych, impulsowych, jakie stosowane są w echosondach jednowiązkowych (także *subbottom profile-rach*), rozdzielczość pionowa zależy przede wszystkim do czasu trwania impulsu akustycznego. Oznacza to, że zmniejszając długość impulsu przy tej samej częstotliwości nadawanego sygnału, można zwiększyć rozdzielczość pionową. Zależność tę można przedstawić za pomocą wzoru  $\delta z = cT/2$ , gdzie  $c$  jest prędkością dźwięku, a  $T$  długością impulsu w sekundach. W przypadku modulowanych sygnałów akustycznych wzór przyjmuje postać  $\delta z = c/2B$ , gdzie  $B$  (*bandwidth*) oznacza zakres częstotliwościowy modulowanego sygnału (Lurton 2010).

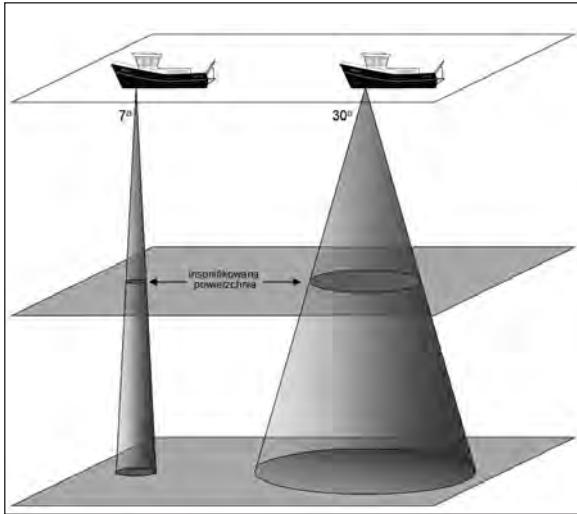
Należy także odróżnić rozdzielczość poziomą od pionowej. Rozdzielczość pozioma wynika z promienia strefy Fresnela, czyli obszaru na granicy odmiennych ośrodków, w którego obrębie fale ulegają odbiciu. Obiekty będą rozróżniane, gdy ich wymiar poziomy jest większy od maksymalnego promienia centralnej strefy Fresnela. Dla ośrodka jednorodnego

i niewielkich głębokości maksymalny promień strefy Fresnela  $F$  wynosi:  $F = v/4f$ , gdzie:  $v$  – prędkość fali,  $f$  – częstotliwość fali.

Przez rozdzielczość pionową w sejsmice rozumie się minimalną odległość między dwoma obiektami (np. stropem i spągciem warstwy), które będzie można wykryć w zapisie sejsmicznym przy określonym stosunku energii sygnału do zakłóceń. Przyjmuje się, że granice te mogą być rozróżnione, gdy odległość między nimi przekracza jedną czwartą długości fali (Kearey i in. 2002; Pilecki i in. 2007). Długość fali sejsmicznej  $\lambda$  obliczana jest z zależności:  $\lambda = v/f$ . Tak więc, jeśli stosowana jest częstotliwość np. 10 kHz (10 000 Hz), to dla serii osadowej, w której fale akustyczne rozchodzą się z prędkością około 2500 m/s (np. mułki ilaste), rozdzielczość pionowa będzie wynosiła około 6 centymetrów. Zwykle ze wzrostem głębokości zwiększa się prędkość fal akustycznych ze względu na większą kompaktę osadów, tym samym ich gęstość, a więc wzrasta długość fali, stąd zazwyczaj ze wzrostem głębokości zmniejsza się rozdzielczość rozpoznania.

O uzyskiwanej rozdzielczości decydują także: szerokość wiązki fal akustycznych docierającej do dna, głębokość akwenu, stosunek sygnału do szumów oraz elektroniczne przetwarzanie sygnału. Wielkość insonifikowanej powierzchni zależy z jednej strony od szerokości wiązki emitowanych sygnałów akustycznych (kąta jej rozwarcia), a z drugiej strony od głębokości, na jaką ta wiązka dociera. Przy określonej szerokości wiązki wyjściowej wielkość insonifikowanej powierzchni zwiększa się wraz z głębokością (ryc. 1.17). Wraz ze zwiększeniem szerokości wiązki powierzchnia insonifikowana jeszcze bardziej się zwiększy.

Należy także mieć na uwadze, że im większa jest częstotliwość sygnału akustycznego, tym silniejsze jest jego tłumienie w środowisku, w którym się one rozchodzą. Ma to istotne znaczenie przy oczekiwanej głębokości penetracji warstwy osadowej lub skalnej. Generalnie systemy sejsmiczne emitujące impulsy o niskich częstotliwościach pozwalają



Rycina 1.17. Wielkość insonifikowanej powierzchni dna w zależności od głębokości oraz szerokości wiązki fal akustycznych

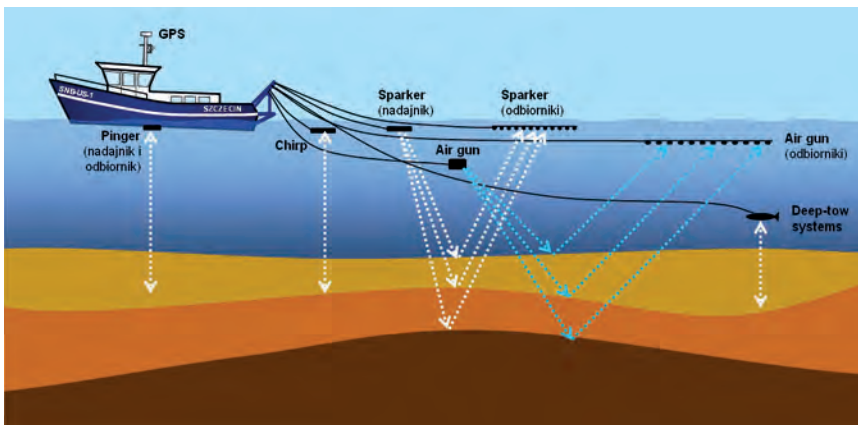
Figure 1.17. The size of the bottom surface depending on the depth and width of the acoustic wave beam

na znacznie głębszą penetrację osadów, ale uzyskujemy dzięki nim niższą rozdzielczość niż w przypadku systemów o wyższych częstotliwościach pracy. Powinno się brać pod uwagę również to, że głębokość akustycznej penetracji zależy także od rodzaju nadległych warstw osadów, ich litologii, gęstości oraz obecności w nich gazów (Davis i in. 2002). Obecność w osadach gazów takich jak np. metan może skutkować ujemną wartością współczynnika odbicia, który zależy od różnicy impedancji pomię-

dzy dwoma środowiskami, a więc np. dwoma warstwami osadów (patrz rozdz. 1.1). Gazy przenikające osady mogą znacząco zmienić impedancję akustyczną, a tym samym pogorszyć jakość odbieranych sygnałów akustycznych.

Dla tych systemów, które penetrują akustycznie dno akwenu niezbyt głęboko (do kilkudziesięciu metrów), stosuje się często termin *sub-bottom profiler* (SBP) (Saucier 1969). Do tej pory w polskiej literaturze naukowej nie znaleziono dobrego odpowiednika tego terminu. Stosowane określenia, takie jak echosonda sedimentacyjna, profilograf czy profilomierz osadów, nie oddają faktycznie jego istoty jako urządzenia do akustycznego penetrowania środowiska osadowego pod dnem akwenu.

W metodzie ciągłego profilowania sejsmicznego wysokiej rozdzielczości stosowane są różne źródła fal akustycznych. Generują one cyklicznie pojedyncze impulsy akustyczne w określonych przedziałach czasu. Przerwy między kolejnymi impulsami są czasem przeznaczonym na rejestrację powracającego sygnału. Stosowanych jest kilka typów generatorów impulsów akustycznych: przetwornik elektroiskrowy, tzw. *sparker*, przetwornik membranowy, tzw. *boomer* lub *uniboom*, przetwornik piezoelektryczny, tzw. *pinger* oraz przetwornik pneumatyczny, tzw. *airgun*. W zależności od rodzaju przetwornika oraz przestrzennej relacji pomiędzy nadajnikiem a odbiornikiem stosuje się różne odmiany systemów (ryc. 1.18).



Rycina 1.18. Schemat obrazujący różnice w rozlokowaniu różnych elementów systemów wysokorozdzielczej sejsmiki (na podst. Stoker i in. 1997; Penrose i in. 2005, zmodyfikowano)

Figure 1.18. Diagram showing the differences in the arrangement the various elements of high resolution seismic systems (based on Stoker et al. 1997; Penrose et al. 2005, modified)

*Pinger* jest urządzeniem, w którym źródłem dźwięku jest piezoelektryczny przetwornik emitujący niskoenergetyczne impulsy akustyczne o częstotliwości 1–12 kHz (zwykle 3,5 lub 5 kHz). Zastosowanie częstotliwości 3,5 kHz pozwala na penetrację osadów do 10–50 metrów (w zależności od rodzaju osadów) z rozdzielczością nawet 0,1 metra. W przypadku osadów drobnoziarnistych (muły, ility) głębokość penetracji wynosi zazwyczaj nie więcej niż 30–50 metrów, a dla osadów gruboziarnistych (piski, żwiry) najwyżej do 3 metrów (Damuth 1980; Reynolds 1990; McGee 1995).

*Sparker* (iskrownik) jest urządzeniem, w którym emisja sygnału akustycznego zostaje wzbudzona poprzez gwałtowne wyładowanie elektryczne w układzie elektrod kondensatora. Powstający łuk elektryczny, wywołując gwałtowne odparowanie porcji wody, powoduje powstanie pęcherza gazowego, którego implozja skutkuje emisją sygnału akustycznego o określonej energii i częstotliwości (Reynolds 1990; Buogo i Cannelli 1999). Zakres częstotliwości emitowanej fali waha się w zależności od typu urządzenia od 0,1 do 2 kHz. Najprostszy tego typu generator składa się co najmniej z dwóch (zwykle od kilku do kilkudziesięciu) elektrod rozstawionych liniowo i holowanych za statkiem na niewielkiej głębokości (około 0,5 m). Głębokość penetracji osadu waha się od 60 do przeszło 1000 metrów, przy rozdzielczości od 0,75 do 10 metrów (Reynolds 1990, 2011).

*Boomer* jest urządzeniem, w którym emisja sygnału akustycznego jest wywoływana poprzez wyładowania elektryczne wewnątrz cewki indukcyjnej. W przyciskanej do niej sprężyną płytce aluminiowej wzbudzone są podczas wyładowania prądy wirowe powodujące gwałtowne oddalenia płyty od cewki. Powstałe w ten sposób drgania płyty (*boomer plate*) są źródłem impulsów akustycznych. Niekorzystnym zjawiskiem towarzyszącym tym drganiom jest powstawanie lokalnego podciśnienia powodującego hałas kawitacyjny. Ograniczenia tego hałasu, poprzez ustawienie po stronie powstające-

go podciśnienia sprężystej membrany, dokonano w ulepszonej wersji urządzenia o nazwie *uniboom*, które montowane jest na małym katamaranie holowanym przez statek. W przypadku *boomera*, aby zmniejszyć wpływ kawitacji, konieczne jest holowanie go w głębszym zanurzeniu (wzrost ciśnienia hydrostatycznego podnosi próg kawitacji), tzw. *deep-tow*. Zakres częstotliwości emitowanych fal akustycznych waha się, w zależności od typu urządzenia i wielkości dostarczanej energii (500–1000 J), od 0,2 do 3 kHz dla *boomera*, a w przypadku *unibooma* od 0,5 do 10 kHz. Zdolność rozdzielcza *boomera* wynosi 0,5–5 metrów, a *unibooma* w granicach 0,3–0,4 metra. Dzięki tym urządzeniom można uzyskać głębokość penetracji osadów do kilkuset metrów (Reynolds 1990).

*Airgun* (działko powietrzne) to urządzenie, w którym impuls akustyczny jest uzyskiwany poprzez gwałtowne uwolnienie niewielkiej porcji powietrza znajdującego się pod wysokim ciśnieniem. Gwałtowne rozprężenie gazu wzbudza impuls akustyczny o wysokiej energii i niskiej częstotliwości (7 Hz – 2,5 kHz). Takie działko powietrzne pozwala na sejsmiczną penetrację osadów do głębokości kilkuset metrów. Zmodyfikowaną odmianą klasycznego działka powietrznego jest *GI gun*. Ten model został opracowany w celu lepszej kontroli impulsów generowanych przez pęcherzyki powietrza wytwarzane przez konwencjonalny *airgun*. Składa się on z dwu elementów: generatora i iniektora (stąd w nazwie *GI*). Generator wytwarza impuls podstawowy, natomiast iniektor kontroluje drgania pęcherzyka wytwarzanego przez generator. Jeszcze inną modyfikacją działka powietrznego jest działko wodne (*watergun*), w którym sprężone powietrze napędza tłok, a ten wyrzuca porcje wody zamiast powietrza. Energia akustyczna jest uwalniana w rezultacie zjawiska kawitacji spowodowanej wystrzelowanymi porcjami wody. Implozje powstających pęcherzyków powietrza generują impulsy akustyczne. W systemach *GI gun* zwykle stosowane są częstotliwości w zakresie 100–500 Hz. Urządzenia te pozwalają na

penetrację do głębokości 1000–4000 metrów, z pionową rozdzielczością 5–10 metrów.

W systemach wysokorozdzielczej sejsmiki stosowany jest także przetwornik, w którym wykorzystuje się modulację częstotliwościową sygnałów. Przetwornik *chirp* wysyła nie pojedyncze *pingi*, ale długie, świergotowe impulsy akustyczne w szerokim zakresie częstotliwości, najczęściej 1–10 kHz. Użytkuje się dzięki temu dużą głębokość penetracji, nawet przy takich osadach, jak piasek i żwir, osiągając jednocześnie wysoką rozdzielczość pionową, przy czym jej wielkość zależy od szerokości pasma emitowanych sygnałów. Najczęściej jest ona rzędu decymetrów (Schock i in. 1989; LeBlanc i in. 1992; McGee 1995; Quinn i in. 1998).

Podstawowe cechy poszczególnych systemów wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej, w tym ich rozdzielczości i głębokości penetracji, przedstawiono w tabeli 1.5, a w tabeli 1.6 porównanie parametrów kilku popularnych systemów. Natomiast na rysunku 1.19 przedstawiono porównanie czterech zapisów sejsmicznych wykonanych w tym samym obszarze dna za pomocą różnych systemów.

W systemach sejsmiki częstotliwość emitowanego sygnału akustycznego jest bardzo ważna z punktu widzenia ich zastosowania. Niskie częstotliwości pozwalają na głębszą penetrację osadów, ale nie pozwalają na uzyskanie dużej pionowej rozdzielczości. Z kolei wysokie częstotliwości mają mały zasięg głębokościowy, ale za to pozwalają na uzyskanie dużej

Tabela 1.5. Porównanie cech podstawowych systemów wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej

Table 1.5. Comparison of features of the main systems of the high-resolution reflection seismic

System	Typowa częstotliwość pracy	Źródło impulsu akustycznego	Odbiornik	Umieszczenie źródła impulsów	Rozdzielczość pionowa	Głębokość penetracji
<i>Pinger</i>	Dostrajana w zakresie 2–12 kHz (np. 3,5 kHz)	przetwornik piezoelektryczny	przetwornik piezoelektryczny	montowany w kadłubie statku	0,2 m	10–50 m
<i>Sparker</i>	50 Hz – 4 kHz	iskra elektryczna	zestaw holowanych hydrofonów	holowany zestaw	> 2 m	500 m
<i>Boomer</i>	300 Hz – 3 kHz	płyta boomer	zestaw holowanych hydrofonów	na holowanych saniach	0,5–2 m	< 200 m
<i>Chirp</i>	1–10 kHz modulowana	przetwornik piezoelektryczny	przetwornik piezoelektryczny	montowany w kadłubie lub holowany	0,05 m	< 100 m

Źródło: Penrose i in. (2005); Douglas (2011).

Tabela 1.6. Zestawienie porównawcze kilku popularnych systemów wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej

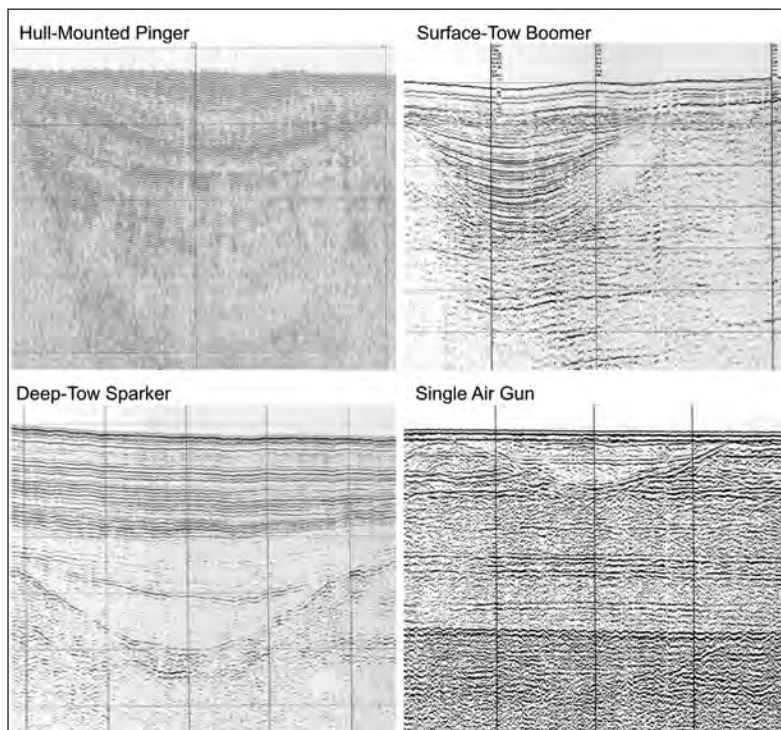
Table 1.6. Comparison of several popular systems of the high-resolution reflection seismic

Producent	Model	Rok	Typ	Częstotliwość	Rozdzielczość [cm]	Głębokość penetracji [m]
Applied Acoustics	CSP300P Boomer System	1996	Boomer	600 Hz – 6 kHz	15	30
Applied Acoustics	CSP2200 Sparker System	2000	Sparker	200 Hz – 3 kHz	20	500
EdgeTech	3100P Portable Sub-Bottom Profiling System	2005	Sub-bottom profiler	2–16 kHz	6–10	6/80
GeoAcoustics	GeoPulse Profiler	1980	Pinger	2–12 kHz	10	50
GeoAcoustics	GeoChirp 2	2000	Chirp profiler	2 kHz – 7kHz	6	100
INNOMAR GmbH	SES-2000 compact	2002	Parametric sub-bottom profiler	5, 6, 8, 10, 12, 15 kHz	5	40
Meridata Finland	MD DSS	1999	Sub-bottom profiler	0,5–40 kHz	3/6	20–60
SEABED BV	3010 Multi Purpose Transceiver	1994	Sub-bottom profiler	3–3,5–4–5–7– 10–12–14 kHz	5–20	15–20

Źródło: Hydro International, <http://www.hydro-international.com>.

Rycina 1.19. Porównanie zapisów profilowań wykonanych w tym samym obszarze przy zastosowaniu różnych systemów sejsmicznych (na podst. Douglas 2011, zmodyfikowano)

Figure 1.19. Comparison of the seismic profiling carried out in the same area using different seismic systems (based on Douglas 2011, modified)



rozdzielczości. Tę zależność można przedstawić następująco:

- (a) wysoka częstotliwość → mała energia → płytka penetracja → duża rozdzielczość;
- (b) niska częstotliwość → duża energia → głęboka penetracja → niska rozdzielczość.

Należy jednak zauważyć, że korelacja pomiędzy częstotliwością a głębokością penetracji akustycznej nie jest liniowa. Poniżej częstotliwości około 800 Hz głębokość penetracji gwałtownie spada.

Zwiększona moc wyjściowa sygnału akustycznego pozwala na większą penetrację dna. Jednak głębokość penetracji zależy w dużym stopniu także od rodzaju leżących na sobie warstw osadów. Gdy nadległymi osadami są żwiry lub silnie upakowane piaski, szczególnie w płytkich akwenach, towarzyszy temu powstanie wielokrotnych refleksów i innych zakłóceń, które utrudniają interpretację zapisu (McQuillan i in. 1984). Także obecność gazów w osadach będzie obniżać jakość sygnału, a tym samym możliwość większej penetracji. Ponadto w płytkich akwe-

nach, szczególnie przy większych prędkościach jednostek wykonujących profilowania (>10 węzłów), będą powstawały zakłócenia spowodowane wysokim stopniem hałasu tych jednostek oraz dużą turbulencją wody (Stoker i in. 1997).

Interpretując profile sejsmiczne, warto wesprzeć się specjalistycznym oprogramowaniem, które funkcjonuje na rynku w różnych wariantach: komercyjnych i ogólnodostępnych (*freeware, public domain*). Większość programów pozwala użytkownikom obsługiwać pliki danych zarówno w standardowym formacie SEG-y, jak i niektórych niestandardowych formatach (CODA, XTF, JSF, SES). Zwykle efekt końcowy analizowanych sekcji sejsmicznych można zapisać w postaci bitmapy, w popularnych plikach TIFF, JPG, BMP, a niekiedy także w formatach DXF, SHP, GeoTIFF. Poniżej wymieniono niektóre z takich programów komputerowych.

Kogeo Seismic Toolkit jest opracowanym przez Philippa Konerdinga z Uniwersytetu w Hamburgu niekomercyjnym programem, dzięki któremu moż-



na importować, eksportować, analizować i wizualizować 2D i 3D dane sejsmiczne pochodzące z różnych źródeł (<http://www.kogeo.de>).

Reflexw 2D-Quick (lub 3D) jest jednym z najbardziej popularnych programów wykorzystywanych do przetwarzania danych geofizycznych (oprócz sejsmicznych także georadarowych) (<http://www.sandmeier-geo.de>).

SeisPrho jest interaktywnym programem komputerowym dostępnym dla systemów operacyjnych Windows i Linux, który służy do przetwarzania i interpretacji wyników profilowań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości. Jest udostępniany w celach niekomercyjnych jako oprogramowanie *public domain* przez Istituto di Scienze Marine (Ismar-CNR) (<http://www.ismar.cnr.it/prodotti/software/seisprho>) (Gasperini i Stanghellini 2009).

Survey Engine Seismic+ firmy Coda Octopus to kompleksowy zestaw narzędzi do przetwarzania, interpretacji i mapowania danych sejsmicznych, także w obrazowaniu 3D. Jego wcześniejsza i uproszczona wersja była sprzedawana pod nazwą Coda GeoKit Seismic (<http://www.codaoctopus.com>) (Carsley i Simpson 2012).

SeisWare jest komercyjnym oprogramowaniem opracowanym przez kanadyjską firmę SeisWare International Inc. głównie na potrzeby sejsmiki lądowej, ale umożliwia także obróbkę danych z sejsmiki morskiej (<http://seisware.com/products/highlights>).

SB-Interpreter™ firmy Triton Imaging Inc. (<http://www.tritonimaginginc.com>) jest oprogramowaniem dedykowanym do przetwarzania i interpretacji danych z płytkich profilowań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości. Oferuje zestaw narzędzi do wzmocnienia obrazów, digitalizacji refleksów sejsmicznych oraz eksportowania rezultatów analizy do innych programów. Jest stosunkowo łatwym w konfiguracji i obsłudze narzędziem do szybkiego analizowania zarówno danych geologicznych, jak i pogrzebanych w osadach obiektów antropogenicznych.

MDPS fińskiej firmy Meridata (<http://www.meridata.fi>) to pakiet służący zintegrowanemu przetwa-

rzania i interpretacji morskich danych geofizycznych. Dane z profilowań batymetrycznych, sejsmicznych, sonaru bocznego i magnetometrycznych mogą być równolegle przetwarzane, wizualizowane i eksportowane do systemów GIS, CAD do dalszego modelowania. Interpretacja danych sejsmicznych jest wspierana przez wiele dodatkowych funkcji, jak np. integrowanie danych z przecinających się linii profilowych, wykorzystanie danych z rdzeni osadów, sprawdzania integralności interpretacji.

PaleoScan™ to kompleksowe oprogramowanie francuskiej firmy Eliis (<http://www.elis.fr>), zawierające dodatkowy moduł Sequence Stratigraphy wspomagający sekwencyjną analizę stratygraficzną.

Oprócz metod sejsmiki refleksyjnej w badaniach dna zbiorników wodnych stosowana jest również – choć znacznie rzadziej – metoda sejsmiki refrakcyjnej, która polega na rejestrowaniu fal załamanych na granicy warstw, co jest związane ze zmianą prędkości fal przy przechodzeniu do innego ośrodka. Istotnym ograniczeniem tej metody jest to, że refrakcja fal akustycznych może zachodzić jedynie wtedy, gdy prędkość rozchodzenia się fal wzrasta wraz z głębokością. Z drugiej strony inna geometria układu pomiarowego, związana m.in. z koniecznością holowania dużej liczby hydrofonów, czyli odbiorników załamanych fal, praktycznie ogranicza penetrację do głębokości 70 metrów. Ponadto sejsmika refrakcyjna często wymaga źródła akustycznego znacznie większego i silniejszego niż w przypadku sejsmiki refleksyjnej. Zastosowanie większego generatora impulsów akustycznych oraz długiego zestawu odbiorczego stwarza duży problem w niewielkich, zwłaszcza płytkich akwenach (Cha i in. 2003; Parker i in. 2010).

Metody wysokorozdzielczej sejsmiki, szczególnie sejsmiki refleksyjnej, są niezwykle pomocne przy rozpoznawaniu struktury dna morskiego, gdyż pozwalają na rejestrację ech od powierzchni granicznych między warstwami osadowymi będącymi dobrymi horyzontami refleksyjnymi dla impulsów fal akustycznych o określonej charakterystyce (patrz

ryc. 1.19). Stąd od wielu już lat metody sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości są z powodzeniem stosowane w badaniach geologicznych dna morskiego. W ostatnich kilkunastu latach coraz powszechniej korzysta się z nich także w Polsce, przede wszystkim w badaniach geologicznych dna południowego Bałtyku (Chojnacki i Rossa 1981; Rossa i Wypych 1981; Kramarska i in. 1983; Przedziecki 1987; Przedziecki i Kramarska 1987; Jankowska i in. 1992; Rudowski i Gajewski 1998; Rudowski i Relisko 1999; Przedziecki 2001, 2005; Rudowski 2005).

Do tej pory możliwości, jakie stwarzają metody sejsmiczne wysokiej rozdzielczości, tylko w niewielkim stopniu były wykorzystywane w badaniach dna polskich zbiorników śródlądowych. Pewne doświadczenia w zakresie badań dna zamkniętych akwenów zebrał zespół Instytutu Morskiego z Gdańska, wykonując w 1999 roku profilowanie osadów dennych zbiorników retencyjnych: Otmuchów, Nysa, Treśna i Solina (Rudowski 2000). Możliwości zastosowań metod sejsmicznych w podwodnych pracach archeologicznych w cieśninach Dziwny, Świny i Piany były badane przez Indruszewskiego i Gluzniewicza (1999) z zastosowaniem aparatury pracującej w trybie *chirp*. W trakcie tych badań nie osiągnięto jednak zadowalających rezultatów. Z nieco większym powodzeniem Giżejewski (2002a, 2002b) wykorzystywał metody sejsmiczne w badaniach jeziora Garbaś i Komorze. Pozytywnie ocenili możliwość zastosowań takich metod w badaniach osadów jeziornych Rudowski i in. (2001) oraz Rutkowski i in. (2002b, 2005), prowadzący badania na jeziorze Wigry. Zachęcające rezultaty profilowań osiągnięto także w trakcie badań dna Zalewu Szczecińskiego, gdy nawet przy typowych dla tego akwenu niewielkich głębokościach dna uzyskano wystarczająco czytelny zapis sejsmiczny, który był niezwykle pomocny przy wyborze miejsc poboru rdzeni osadów (Borówka i in. 2000; Osadczyk i Borówka 2001; Osadczyk 2003; Borówka i in. 2016).

W ostatnich latach, wykorzystując m.in. metody sejsmiczne wysokiej rozdzielczości, badano na-

stępujące jeziora w Polsce: Ostrowite (Kowalewski 2005), Raduńskie Górne (Dworniczak i Rudowski 2005; Dworniczak 2008; Dworniczak i Fedorowicz 2010), Drawsko (Osadczyk i in. 2006; Osadczyk i Osadczyk 2007), Miedwie (Osadczyk 2007; Osadczyk i Osadczyk 2007), Szurpiły (Dworniczak i in. 2009), Wigry (Rutkowski i in. 2009).

Metody sejsmiki wysokiej rozdzielczości są znacznie powszechniej stosowane poza granicami Polski. W latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku zaobserwowano wyraźny wzrost aplikacyjności tych metod nie tylko w badaniach morskich, lecz także w badaniach różnych akwenów śródlądowych. Zazwyczaj metody te stanowią jeden z elementów kompleksowych badań dotyczących zagadnień paleogeograficznych lub paleoklimatycznych, ale czasami są podstawową metodą badawczą. Można przytoczyć wiele przykładów, w których profilowania sejsmiczne były istotnym elementem metodyki badawczej zastosowanej w badaniach akwenów śródlądowych. Należą do nich m.in. badania przeprowadzone w takich jeziorach, jak Huron (Dobson i in. 1995), Miscanti na płaskowyżu Altiplano (Valero-Garcts i in. 1996), Melville na półwyspie Labrador (Syvitski i Lee 1997), Winnipeg (Todd i in. 1997; Moran i Jarrett 1998), Michigan (Safarudin i Moore 1999), alpejskie jezioro Le Bourget (van Rensbergen i in. 1999), Jezioro Czterech Kantonów (Lucerna) (Schnellmann i in. 2006), alpejskie jeziora: Como w Włoszech (Fanetti i in. 2008) i Brienz w Szwajcarii (Girardclos i in. 2007), jezioro Windermere w Wielkiej Brytanii (Vardy i in. 2010; Lowag i in. 2012), jezioro Yellowstone (Morgan i in. 2003), jeziora impaktowe: Bosumtwi w Ghanie (Karpa i in. 2002), Wanapitei w Kanadzie (Lazorek i in. 2006) oraz El'gygytgyn we wschodniej Syberii (Niessen i in. 2007).

Obecnie jednym z głównych zastosowań metod sejsmiki wysokiej rozdzielczości jest stosunkowo młoda dziedzina stratygrafii, określana mianem stratygrafii sekwencyjnej (*sequence stratigraphy*). Termin ten został wprowadzony do literatury przez Vaila i in. (1997) i odnosi się do metodyki, która roz-

winęła się na bazie stratygrafii sejsmicznej, realizowanej już od wielu lat na potrzeby poszukiwań węglowodorów.

Stratygrafia sekwencyjna porządkuje chronologicznie procesy powstawania osadów, ich architekturę i relacje geometryczne pomiędzy poszczególnymi facjami sedymentacyjnymi, zakładając, że są one ściśle związane, z procesami powodującymi zmiany położenia bazy erozyjnej, np. zmianami poziomu morza. Zadaniem stratygrafii sekwencyjnej jest wydzielanie sekwencji genetycznie powiązanych warstw osadowych, ograniczonych korelatywnymi powierzchniami warstwowania lub powierzchniami niezgodności. Podstawowym celem stratygrafii sekwencyjnej jest rozpoznanie następstwa warstw litologicznych na potrzeby rekonstrukcji paleogeograficznych (Mitchum i in. 1977; Van Wagoner i in. 1988; Porębski 1996; Mulholland 1998; Posamentier i Allen 1999; Catuneanu 2002, 2006; Miall 2010; Catuneanu i in. 2011).

Choć stratygrafia sejsmiczna jest dość powszechnie stosowana w badaniach morskich, coraz częściej zaczyna być także wykorzystywana w badaniach śródlądowych basenów sedymentacyjnych. Świadczą o tym coraz liczniejsze publikacje naukowe w tym zakresie, dotyczące m.in. takich akwenów, jak basen Waterton (Canada/USA) (Eyles i in. 2000), alpejskie jezioro Annecy (Beck i in. 2001), Devil Lake w Kanadzie (Gilbert 2003), wytopiskowe jezioro Lago di Tovel w północnych Włoszech (Kulbe i in. 2005), postglacjalne jezioro Flathead w stanie Montana, USA (Hofmann i in. 2006), jezioro Puyehue w Chile (Charlet i in. 2008), jezioro Simcoe w Kanadzie (Todd i in. 2008), Jezioro Genewskie (Fiore i in. 2001), jezioro Titicaca, Peru/Boliwia (D'Agostino i in. 2002), jeziora Tanganika i Challa we wschodniej Afryce (McGlue i in. 2008; Moernaut i in. 2010), jezioro Tana w Etiopii (Marshall i in. 2011), jezioro Erie na pograniczu USA i Kanady (Lewis i in. 2012), niewielkie jezioro Owasco w stanie New York, USA (Mullins i Halfman 2001), jezioro Van w Turcji (Cukur i in. 2012), rejon delty Selengi w jeziorze Baj-

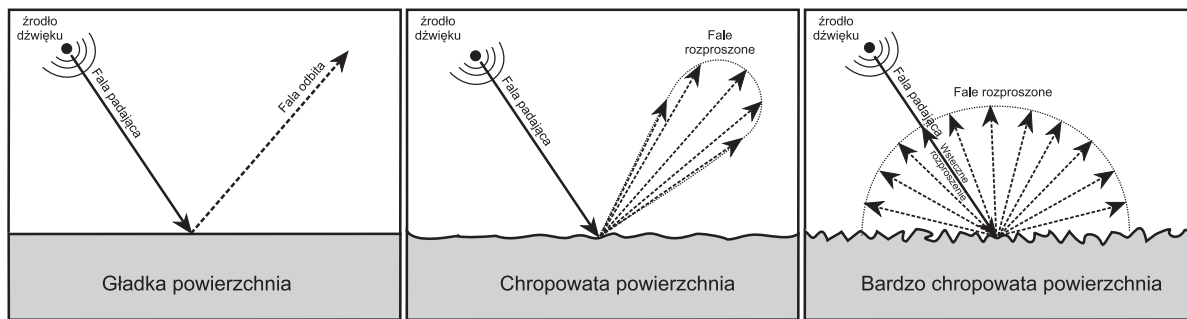
kał (Ceramicola i in. 2001; Urabi i in. 2004; Charlet i in. 2005).

### 1.3. Metody akustycznego rozpoznawania osadów

Obserwuje się ścisły związek pomiędzy charakterem uzyskiwanego echa a parametrami geoakustycznymi dna, dlatego przy zastosowaniu odpowiednich algorytmów do analizy otrzymanego echa możliwa jest akustyczna identyfikacja rodzaju dna. Fale akustyczne inaczej odbijają się od twardego dna, a inaczej od dna miękkiego. Ponadto jeśli powierzchnia osadu jest nierówna, chropowata, to dodatkowo następuje rozpraszanie energii fal akustycznych (ryc. 1.20). Rozpraszanie sygnałów akustycznych powodują różnego typu i wielkości nierówności powierzchni dna, takie jak np. ripplemarki. Ponieważ ripplemarki mogą mieć różne kształty, rozmiary i przebieg, rozpraszaniu mogą towarzyszyć efekty dyfrakcji i interferencji (Ivakin 1981; Stoll i Kan 1981; Briggs 1994; Pouliquen i in. 2000; Williams i in. 2002; Tęgowski 2006).

Energia fal akustycznych może ulegać rozpraszaniu oraz absorpcji także wewnątrz osadu, tzw. rozpraszanie objętościowe (patrz ryc. 1.7). Przy czym sygnał akustyczny po odbiciu od powierzchni nieciągłości nie zawsze musi zostać osłabiony. W zależności od charakteru tej powierzchni może wystąpić zjawisko interferencji fal odbitych z falami emitowanymi przez nadajnik. W rezultacie w pewnych miejscach możemy obserwować wzmocnienie sygnału akustycznego (Kowalik 1965).

Znaczącą zmianę właściwości akustycznych osadów powodują przenikające je gazy (Anderson i Hampton 1980; Wilkens i Richardson 1998; Gardner i Sills 2001; Roob i in. 2007; Naudts i in. 2009; Ostrovsky i Tęgowski 2010). W powierzchniowej warstwie osadów do powstawania pęcherzyków gazu przyczyniają się glony bentoniczne, które w procesie fotosyntezy produkują tlen (Bartoli i in. 2003; Tyler i in. 2003; Billerbeck i in. 2007). W trans-



Rycina 1.20. Odbicie i rozpraszanie fali akustycznej na powierzchni osadów (wg Haztky'ego 2009)

Figure 1.20. Reflection and scattering of the acoustic wave on the sediment surface (after Haztky 2009)

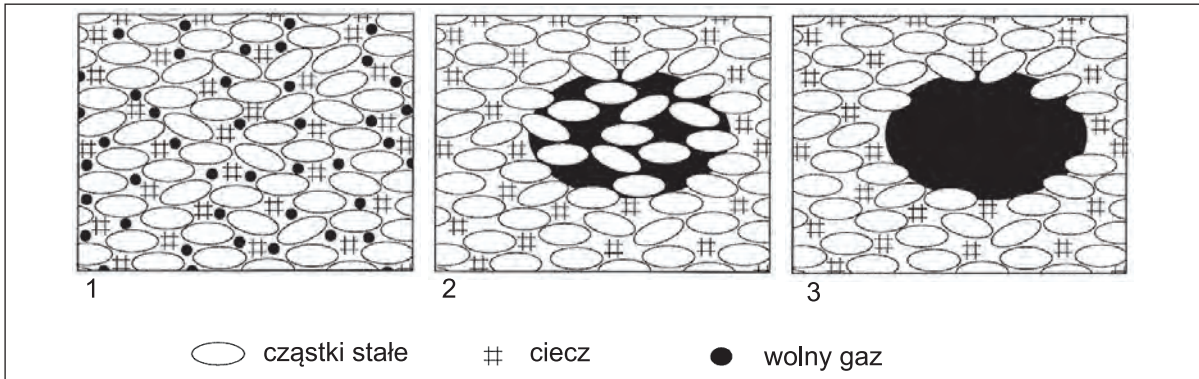
formacji obecnej w osadzie materii organicznej oraz innych związków chemicznych biorą udział liczne drobnoustroje. Dzięki działalności różnych rodzajów bakterii w osadach są produkowane i włączane bezpośrednio w obieg duże ilości składników gazowych, takich jak tlen ( $O_2$ ), azot ( $N_2$ ), dwutlenek węgla ( $CO_2$ ), siarkowodor ( $H_2S$ ), amoniak ( $NH_3$ ), metan ( $CH_4$ ) (Martens i Berner 1974; Waleńczak 1987; Mudryk 1994; Fleischer i in. 2001). Biogeniczne gazy zmieniające właściwości akustyczne osadów powstają w wyniku procesów denitryfikacji i utleniania przez bakterie anaerobowe (Gihring i in. 2010), bakteryjnej redukcji siarczanów oraz płytkiej metanogenezy (Chanton i in. 1989). Gazy pojawiające się w osadach mogą być także rezultatem procesów biogenicznych i termogenicznych zachodzących w głębszych warstwach osadów (Floodgate i Judd 1992).

Według Andersona i in. (1998) pęcherze gazowe mogą występować w osadach w trzech postaciach (ryc. 1.21). Typ pierwszy reprezentują pęcherzyki o rozmiarach mniejszych niż przestrzeń pomiędzy cząstkami osadu. Drugi typ to stosunkowo duże pęcherze gazowe, obejmujące kilka przestrzeni porowych, ale niezmienną strukturę osadu. Trzeci typ reprezentują pęcherze, które lokalnie wypierają cząstki osadu, powodując pewne deformacje jego struktury. Fale akustyczne, padając na pęcherzyki gazowe, pobudzają je do rezonansowych drgań

z określoną częstotliwością (Gardner i Sills 2001; Tęgowski 2006). Wykazano nawet, że małe pęcherzyki gazowe w porowatych ośrodkach mają dwie częstotliwości rezonansowe (Kargl i in. 1998).

Pęcherzyki gazowe wpływają na zmianę współczynnika odbicia oraz prędkości propagacji fal akustycznych, powodując także zmianę impedancji akustycznej osadów, wpływając tym samym na wielkość tłumienia fal akustycznych w osadzie. Zmieniając znacząco parametry sprężyste osadów, pęcherzyki gazowe ograniczają penetrację osadów przez fale akustyczne. Gazy występujące w osadach mogą tworzyć barierę uniemożliwiającą przenikanie fal akustycznych do głębszych partii osadów, nawet dla fal o dużej mocy i niskiej częstotliwości (Tęgowski 2006). Utrudniają w ten sposób akustyczną charakterystykę osadów poniżej horyzontu nasyconego gazami, ponieważ maskowane są części echa odpowiadające osadom niżej ległym. W zależności od rodzaju osadów i stopnia ich nasycenia gazami może się to przejawiać na echogramach różnymi efektami: wzmocnieniem (*acoustic enhancement*), zmętnieniem (*acoustic turbidity*) lub wygaszeniem echa (*acoustic blanking*), czasami z przerwaniem ciągłości lub przesunięciami echa (Wilkens i Richardson 1998; Naudts i in. 2009). Przykłady takich efektów podano na rycinie 1.22.

Własności rozpraszające dna zmienia też obecność fauny i flory bentonicznej. Duże nagromadze-



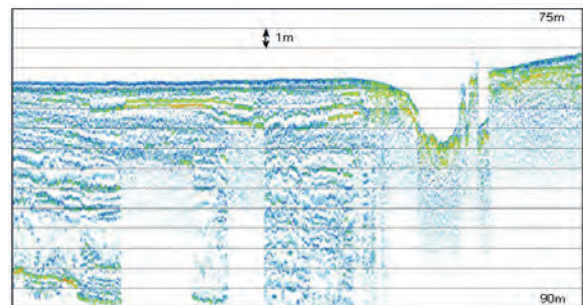
Rycina 1.21. Rodzaje pęcherzyków gazowych w osadach (wg Andersona i in. 1998): 1 – pęcherzyki interstycjalne; 2 – pęcherzyki zbiornikowe; 3 – pęcherzyki wypierające cząstki osadu

Figure 1.21. Types of gas bubbles in the sediments (after Anderson et al. 1998): 1 – interstitial bubbles; 2 – reservoir bubbles; 3 – sediment-displacing bubbles.

nia muszli mięczaków żyjących w osadzie mogą powodować dyfrakcję fali padającej, przez co zmienia się obraz rozproszonego pola akustycznego. Okazuje się, że nawet przy niewielkim pokryciu przez muszle powierzchni dna zwiększa się ilość energii akustycznej wstecznie rozpraszanej (Stanic i in. 1989; Stanton 2000; Stanton i Chu 2004). Dodatkowe rozpraszanie mogą powodować także skorupiaki i ryby żerujące przy dnie (Smith i Hamilton 1983; Stanton i in. 2000; Tęgowski 2006). Działalność życiowa fauny bentonicznej powodującej liczne bioturbacje może diametralnie zmieniać właściwości akustyczne osadów (Briggs i Richardson 1997; Wright i in. 1997; Briggs i in. 2002; Richardson i in. 2002). Także roślinność porastająca dno wpływa na sposób rozpraszania fal akustycznych (Sabol i Burczynski 1998; Sabol i in. 2002; Komatsu 2003; Tęgowski i in. 2003; Riegl i in. 2005; Noel i in. 2006; Preston i in. 2006; Zhu i in. 2007; Monpert i in. 2012). Natomiast w toni wodnej rozpraszanie fal akustycznych na dużą skalę mogą powodować: zooplankton (Holliday i Pieper 1980), larwy owadów (Knudsen i in. 2006; Bezerra-Neto i in. 2012) oraz pęcherzyki gazów (Ostrovsky i in. 2008).

Zjawisko odbicia i rozpraszania fal akustycznych zostało wykorzystane do opracowywania specjal-

nych systemów hydroakustycznych, których zadaniem jest identyfikacja typu dna i pokrywających je osadów. Podstawy teoretyczne dla metod akustycznego rozpoznawania typu dna dostarczyły badania prowadzone w latach siedemdziesiątych przez Orłowskiego (1979, 1980, 1984), zainspirowanego m.in. wcześniejszymi pracami Jagodzińskiego (1960). Badania te były związane z poszukiwaniem tych parametrów osadów, które w istotny sposób wpływają na straty odbicia od dna. Zdaniem Orłowskiego (1980), współczynnik odbicia dźwięku jest odwrotnie proporcjonalny do porowatości osadów, co oznacza,



Rycina 1.22. Zanik refleksów w głębszych partiach osadów, którego przyczyną są gazy przenikające osady (źródło: Inomar 2009)

Figure 1.22. Blanking of reflectors in the deeper parts of the sediments caused by gases (source: Inomar 2009)

że im drobniejsze cząstki tworzą osad, tym słabsze są jego właściwości odbijające. Własność ta została wykorzystana w opracowanej przez niego metodzie akustycznego rozpoznawania typu dna z zastosowaniem pomiaru energii ech wielokrotnych (Orłowski 1984). Jej praktyczne rozwinięcie to metoda opracowana przez Chiversa i in. (1990), której wymiernym efektem było powstanie systemu RoxAnn.

Z badań Orłowskiego (1980) wynikało ponadto, że straty odbicia od dna, określone poprzez pomiarowy współczynnik odbicia, zależą nie tylko od właściwości odbijających i rozpraszających dna, lecz także od charakterystyki kierunkowej systemu hydroakustycznego. Uniezależnienie się od tej charakterystyki może nastąpić jedynie, gdy będzie ona na tyle szeroka, że obejmie wszystkie fale rozproszone na osadzie dennym. Tak więc dla odpowiednio szerokich charakterystyk odbiorczych systemu hydroakustycznego pomiarowy współczynnik odbicia będzie zbliżony do współczynnika odbicia od płaskiej powierzchni. Wtedy dodatkowo wzrost średniego kąta nachylenia nierówności dna będzie miał niewielki wpływ na spadek pomiarowego współczynnika względem współczynnika odpowiadającego odbiciu fali od płaskiej powierzchni. Zatem nawet przy dużym urozmaiceniu rzeźby dna rzeczywisty, pomierzony współczynnik odbicia będzie bliski współczynnikowi odbicia od płaskiego dna, dzięki czemu może być korelowany z fizycznymi właściwościami osadów. Dlatego w akustycznych systemach identyfikacji osadów wykorzystuje się echosondy emitujące szerokie wiązki fal akustycznych, zwykle o kątach 12–55° (Hamilton 2001).

Zarówno teoretyczne, jak i eksperymentalne rozważania na temat klasyfikowania osadów na podstawie analizy stopnia rozproszenia ultradźwięków w górnej części osadów dennych kontynuowało wielu badaczy. Celem tych prac było znalezienie metody, która dawałaby jak najlepsze efekty w rozpoznawaniu typów dna i rodzaju osadów (Hines 1990; Pouliquen i Lurton 1992; Bjorno i in. 1994; Briggs 1994, 1998; Bakiera i Stepnowski 1996; Heald i Pace 1996;

Buckingham 1997; Łubniewski i Stepnowski 1997; Skelton i James 1998; Heald i in. 1999; Łubniewski i in. 2000; Tęgowski i Łubniewski 2000, 2002; Łubniewski 2002).

Procesy i zjawiska związane z odbiciem i rozpraszaniem fal akustycznych na dnie akwenów były także przedmiotem licznych badań modelowych zarówno teoretycznych, jak i empirycznych. Odnosiły się one do rozkładu pola rozproszonego, natężenia i kształtu echa, wartości współczynnika rozpraszania lub siły rozpraszania wstecznego jako funkcji parametrów geoakustycznych, częstotliwości fal padających, nierównomierności powierzchni dna oraz niejednorodności osadów (McDaniel i Gorman 1983; Jackson i in. 1986; Ogilvy 1988, 1991; Caruthers i Novarini 1993; Matsumoto i in. 1993; Etter 1996; Michalopoulou i Alexandrou 1996; Calder i in. 1997; Feuillade i Meredith 1997; Orsi i in. 1997; Briggs 1998; Ivakin 1998; Bergem i in. 1999; Berntsen 1999; Pouliquen i in. 1999; Łubniewski i in. 2000; Mulhearn 2000; Etter 2001; Blondel i in. 2002; Bouchage i Lepage 2002; Łubniewski 2002; Tęgowski 2006). Według Hollanda i Brunsona (1988) modele geoakustyczne mogą być tworzone na jeden z trzech sposobów: 1) empirycznie, odnosząc się do geoakustycznych i geofizycznych właściwości osadów (np. Hamilton 1980); 2) wykorzystując tzw. model Biota-Stolla do powiązania geoakustycznych i geofizycznych właściwości osadów na bazie praw fizycznych; 3) używając metody inwersji do wygenerowania geofizycznych parametrów osadów z pomiarów strat (np. McCammon 1991; Hovem i in. 1991). Muller i in. (2002) pokazują, w jaki sposób można na podstawie sygnałów powracających przejść do parametrów geoakustycznych, takich jak gęstość osadu, tłumienie, prędkość dźwięku w osadzie oraz parametry rozpraszania.

W opinii Tęgowskiego (2006) praktycznie wszystkie metody rozpoznawania typu dna i osadów metodami akustycznymi bazują na założeniu, że istnieje ścisły związek między parametrami echa a parametrami fizycznymi dna. Jego zdaniem wyróż-

niki stosowanych metod można ująć w trzy grupy: 1) typ zastosowanego urządzenia hydroakustycznego (echosonda jednowiązkowa, echosonda wielowiązkowa, sonar boczny); 2) rodzaj i liczba parametrów echa (parametry energetyczne, widmowe, falkowe, fraktalne, statystyczne, ech wielokrotnych itp.); 3) algorytm klasyfikacji (porównanie sygnałów echa i ich parametrów z wynikami modeli, klasyfikatory maksymalnego podobieństwa, sieci neuronowe, systemy ekspertowe, logika rozmyta, algorytmy genetyczne itp.).

W ostatnich latach intensywnie rozwijane są metody inwersji geoakustycznej, które ogólnie polegają na dopasowaniu kształtu echa otrzymanego z modelu do sygnału odbitego od dna. Większość metod inwersji geoakustycznej najczęściej odnosi się do hydroakustycznych systemów niskoczęstotliwościowych, a więc tych, które pozwalają uzyskiwać informacje także o wglębnej strukturze osadów dennych (Tolstoy 2000; Muller i in. 2002; Larsen i Hovem 2007; Yang i in. 2007; Rajan i in. 2008; Li i Zhang 2012; Yang i in. 2012).

Efektom badań było pojawienie się kilku systemów akustycznego rozpoznawania typu dna i pokrywających je osadów (Orłowski 1984; Pace i Gao 1988; Chivers i in. 1990; Lurton i Pouliquen 1992; Richardson i Briggs 1993; Schlagentweit 1993; Murphy i in. 1995; Heald i Pace 1996; Stepnowski i in. 1996; Greenstreet i in. 1997; Tęgowski i Klusek 1999; Hamilton 2001, 2005; Stepnowski 2001; Sternlicht i Moustier 2003; Penrose i in. 2005; Van Walree i in. 2005; Tęgowski 2005, 2006). W ostatnich latach takie systemy zaczęły być coraz powszechniej wykorzystywane także w kartowaniu siedlisk różnych organizmów bentonicznych. Analizę postępu w zastosowaniu technik akustycznych w tym kierunku przeprowadzili Brown i in. (2011).

Systemy rozpoznawania typu dna i rodzaju osadów różnią się od siebie przede wszystkim typem wykorzystanych urządzeń hydroakustycznych (echosonda jednowiązkowa, sonar, echosonda wielowiązkowa), rodzajem i liczbą parametrów echa,

które są brane pod uwagę, oraz zastosowanymi algorytmami klasyfikacji (Hamilton 2001; Stepnowski 2001; Penrose i in. 2005; Tęgowski 2006).

Niezależnie od przyjętej metody każda akustyczna klasyfikacja osadów wiąże się zazwyczaj z serią kolejnych kroków, z których każdy jest uwarunkowany poprzednim. Simard i Stepnowski (2007) ujmują to w następujący schemat:

cel(e) → dane akustyczne + weryfikujące opróbowanie dna → edycja i obróbka → wychwytywanie cech → klasyfikacja → mapa klasyfikacyjna.

W zależności od przyjętych założeń teoretycznych i rozwiązań technicznych oraz zastosowanych algorytmów analizy echa, metody akustycznej klasyfikacji osadów można podzielić na trzy podstawowe grupy (Tęgowski 2006):

- metody bazujące na estymacji energii ech wielokrotnych,
- metody bazujące na estymacji parametrów pierwszego echa,
- metody bazujące na sygnałach z sonarów bocznych i echosond wielowiązkowych.

Wśród metod bazujących na estymacji energii ech wielokrotnych można wyróżnić dwie ich odmiany: 1) estymacji współczynnika odbicia na podstawie sygnału pierwszego i drugiego echa (Orłowski 1980, 1984) oraz 2) wykorzystujące całą energię pierwszego echa i część energii drugiego echa (Chivers i in. 1990; Heald i Pace 1996; Greenstreet i in. 1997).

Do grupy metod bazujących na estymacji parametrów wyłącznie pierwszego echa można zaliczyć: 1) wykorzystujące rozdzielanie pierwszego echa na dwie części: jedną związaną z odbiciem i rozpraszaniem na nierównościach dna i drugą, która jest związana z rozpraszaniem objętościowym (Bakiera i Stepnowski 1996); 2) metody inwersji akustycznej poprzez porównanie skumulowanych obwiednie ech z modelami teoretycznymi (Pouliquen i Lurton 1994a, 1994b; Pouliquen i in. 1999; Sternlicht i de Moustier 2003a, 2003b); 3) wykorzystujące źródło parametryczne i sieć neuronową (Gensane i Tarayre 1992); 4) wykorzystujące statystyczną analizę sku-

pień do zbioru parametrów fizycznych osadów i parametrów obwiedni echa (Tęgowski i Klusek 1995); 5) wykorzystujące klasyfikatory z sieciami neuronowo-rozmytymi (Stepnowski i in. 1999; Dung i Stepnowski 2000). Znana jest też metoda wykorzystująca impulsy akustyczne o modulowanej częstotliwości (LeBlanc i in. 1992; Schock 2004).

Trzecią grupę metod identyfikacji osadów stanowią te, które bazują na sygnałach akustycznych pochodzących z sonarów bocznych i echosond wielowiązkowych. W obu przypadkach surowe dane muszą być poddane procedurze przetworzenia wstępnego, gdyż inaczej niż w przypadku zwykłych echosond jednowiązkowych mają one szerokokątą geometrię obserwacji dna, tzn. obejmują jednocześnie zasięgiem dużą powierzchnię dna. Procedura ta musi obejmować przede wszystkim określenie poziomu rewerberacji ech dla poszczególnych fragmentów dna (lub kątów padania fali akustycznej), a także uwzględnić niekorzystny wpływ wielu zjawisk towarzyszących akwizycji danych akustycznych. Procedura postprocesingu dla sonaru bocznego różni się nieco od tej, która jest stosowana dla echosondy wielowiązkowej, dlatego że w pierwszym przypadku odbierany jest pojedynczy sygnał echa, a w drugim przypadku duża ilość niezależnych sygnałów echa, każdy związany z określonym kątem padania i odbicia fali i odpowiadający innemu fragmentowi dna (Stepnowski 2001).

W klasyfikacji dna na podstawie obrazu sonarowego można wykorzystać różne metody. Najbardziej klasyczna jest metoda bazująca na tzw. analizie tekstur, podobna do tej, która jest stosowana m.in. w teledetekcji satelitarnej i lotniczej (Haralick i in. 1973; Pratt 1991; Hudak i Wessman 1997; Blondel i in. 1998; Huvenne i in. 2002). Analizowany jest cały obraz, a nie pojedyncze echa, w tym przypadku tzw. mozaika sonarowa, w celu określenia cech teksturalnych obrazu na bazie poziomów szarości poszczególnych pikseli. Do ekstrakcji cech teksturalnych obrazu wykorzystuje się wiele technik. Najczęściej wykorzystywane są metody statystyczne po-

legające na analizie histogramu poziomów szarości, macierzy gradientów, macierzy współwystępowania (co-occurrence matrices) (Haralick i in. 1973) lub macierzy jednorodnych ciągów pikseli (run-length matrices) (Galloway 1975). Interesującą z praktycznego punktu widzenia metodę analizy obrazu sonarowego przedstawili Blondel i in. (1998). Wykorzystano w niej tylko dwa parametry opisujące teksturę: homogeniczność obrazu oraz entropię jako miarę nieuporządkowania pikseli. Oprócz analizy tekstur w identyfikowaniu charakteru powierzchni dna na podstawie mozaiki sonarowej stosuje się też metody bazujące na różnych przekształceniach obrazu (transformacja Fouriera, transformacja falkowa) (Pace i Gao 1988; Atallah i Probert Smith 2002) oraz wykorzystujące modele lub operacje matematycznej morfologii.

Coraz częstsze wykorzystywanie w pomiarach batymetrycznych systemów wielowiązkowych przyczynia się do tego, że rozwijane są metody pozwalające wykorzystać także te urządzenia do identyfikacji i klasyfikacji dna (Stepnowski 2001; Tęgowski 2006; Łubniewski i Chybicki 2009; Chybicki 2010). Prawidłowa ocena charakteru powierzchni dna za pomocą echosondy wielowiązkowej wymaga jednak uwzględnienia wielu elementów. Między innymi musi być określony rzeczywisty kąt padania każdej z wiązek fal akustycznych, a więc uwzględniający nachylenia dna. Wymaga to bardzo precyzyjnej lokalizacji wszystkich próbek sygnałów echa. Jednym z pierwszych rozwiązań w tym zakresie była metoda zaproponowana przez de Moustiera i Matsumoto (1993), rozwinięta później przez Hughesa Clarka i in. (1996). Ogromne ilości danych z echosondy wielowiązkowej zawierają zazwyczaj wiele błędnych punktów pomiarowych, odstających od pozostałych, które wymagają odfiltrowania. W tym celu muszą być wykorzystane, z pomocą specjalnych algorytmów, techniki automatycznego usuwania tych danych. Jedną z takich metod, która bazuje na tzw. statystyce odpornościowej (*robust statistical estimation*), zaproponowali Debese i in. (2012).



Wśród nowszych rozwiązań odnoszących się do klasyfikacji dna warto wymienić koncepcję polegającą na zintegrowaniu trzech różnych technik (Łubniewski 2011; Łubniewski i Stepnowski 2012). W każdej z nich zestaw deskryptorów stosowanych w procedurze klasyfikacyjnej jest określony na podstawie rodzaju danych uzyskanych dzięki systemowi echosondy wielowiązkowej. Pierwszym elementem tego zintegrowanego systemu jest zestaw parametrów uzyskiwanych z obrazu sonarowego w odcieniach szarości. Drugim elementem jest model 3D powierzchni dna, skonstruowany na bazie punktów batymetrycznych ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ), otrzymanych z każdej wiązki akustycznej. Trzecim elementem systemu klasyfikacyjnego jest zestaw obwiedni echa otrzymywanych z kolejnych wiązek akustycznych poddawanych złożonej analizie głównych składowych i kanonicznej analizie dyskryminacyjnej.

Metod akustycznej klasyfikacji dna jest wiele, ale tylko kilka z nich znalazło szersze praktyczne zastosowanie. Wśród systemów bazujących na echosondzie jednowiązkowej należy wymienić cztery systemy komercyjne, które aktualnie dominują na rynku:

- RoxAnn – Sonavision Ltd, Scotland, wcześniej Marine Micro Systems Ltd. ([www.sonavision.co.uk](http://www.sonavision.co.uk));
- ECHOplus – SEA, United Kingdom ([www.sea.co.uk](http://www.sea.co.uk));
- QTC View (plus QTC Impact) – Quester Tangent Corporation, Canada ([www.seabedclassification.com](http://www.seabedclassification.com));
- VBT-Bottom Classifier – BioSonics Inc. USA ([www.biosonicsinc.com](http://www.biosonicsinc.com)).

Wszystkie powyższe systemy w celu pozyskania informacji na temat właściwości refleksyjnych dna wykorzystują echosondy jednowiązkowe. Zwykle stosowane są echosondy emitujące impulsy fal akustycznych o częstotliwościach między 30 kHz a 200 kHz. Przy czym systemy RoxAnn, ECHOplus i VBT-Bottom Classifier bazują na analizie pierwszego i drugiego echa, natomiast system QTC View na analizie głównych składowych cech pierwszego echa

(Caruthers i Fisher 2002; Penrose i in. 2005; Tęgowski 2006).

### System RoxAnn

Klasyfikacja osadów w tym systemie polega na analizie właściwości pierwszego i drugiego echa. Na podstawie części energii pierwszego echa obliczany jest parametr E1 będący miarą nierównomierności powierzchni dna (*roughness*), a z energii drugiego echa obliczany jest parametr E2, będący miarą twardości akustycznej dna (*acoustic hardness*) (Chivers i in. 1990). Więcej informacji na temat procedury klasyfikacji osadów wykorzystywanej w systemie RoxAnn przedstawiono w następnym podrozdziale.

Aktualnie firma Sonavision Ltd oferuje następujące wersje systemu RoxAnn:

- RoxAnn GD-Z Stereo – system dwukanałowy pozwalający na prace z dwoma echosondami;
- RoxAnn GD-X Groundmaster – w pełni przenośny dwuczęstotliwościowy system z przetwornikiem na wysięgniku, z monitorem monochromatycznym (lub GD-X2 kolorowym);
- Roxann GD-A Survey and Scientific – system zoptymalizowany do tworzenia w czasie realnym map osadów (2D i 3D);
- RoxAnn GD-S Swath – system siedmiowiązkowy do stosowania w zakresie głębokości 2–40 metrów;
- RoxAnn GD Fishing – system zoptymalizowany dla komercyjnego rybołówstwa.

Praktyczne możliwości zastosowań systemu RoxAnn w różnych aspektach badań osadów dennych były prezentowane w wielu pracach (Voulgaris i Collins 1990; Schlagintweit 1993; Magorrian i in. 1995; Dyer i in. 1997; Greenstreet i in. 1997; Rukavina 1997; Sotheran i in. 1997; Hull i Nunny 1998; MacDougall i Black 1999; Hamilton 1999, 2001; Hamilton i in. 1999; Cholwek i in. 2000; Siwabessy i in. 2000; Foster-Smith 2001, 2003; Pinn i Robertson 2001; Reid i Maravelias 2001; Siwabessy 2001; Caruthers i Fisher 2002; Wilding i in. 2003; Humborstad i in. 2004; Brown i in. 2005; Osadczyk 2005;

Osadczyk i in. 2005; Penrose i in. 2005; Le Gac i in. 2006; Anderson 2007; Serpetti i in. 2011).

### System ECHOplus

ECHOplus to cyfrowa wersja analogowego systemu RoxAnn produkowana przez SEA (Advanced Products) Ltd. System dokonuje pomiaru amplitudy i długości impulsów akustycznych, dokonując odpowiedniego skalowania i kompensacji przy każdej transmisji takich parametrów, jak wahania częstotliwości, strata mocy sygnału, długość impulsów. Dzięki temu system może być używany z dowolną echosondą pracująca w zakresie częstotliwości od 20 do 230 kHz, z możliwością pracy na dwóch częstotliwościach jednocześnie (Bates i Whitehead 2001). Potencjalną wadą systemu, istotną w zastosowaniach naukowych, jest to, że różne nieświadomie kompensacje mogą wpływać na rzeczywiste, mierzone parametry (Hamilton 2001). Zastosowania systemu ECHOplus zaprezentowano w następujących publikacjach: Bates i in. (2004), Riegl i in. (2005, 2007), Boyd i in. (2006), Walker i in. (2008).

### System QTC View (oraz QTC Impact)

Klasyfikacja osadów w systemie QTC View oparta jest na analizie wyłącznie pierwszego echa, przy czym po odebraniu echa, jego spróbkowaniu i wstępnym przetworzeniu obliczanych jest 166 parametrów obwiedni ech, które opisują zarówno spektralne, jak i energetyczne jego cechy. Parametry te są poddawane dalszej analizie. Dzięki statystycznej analizie głównych składowych (*principal component analysis*), ekstrahowane są trzy parametry (Q1, Q2, Q3), których skumulowana wartość wariancji osiąga 90%. Dalsza klasyfikacja osadów odbywa się w przestrzeni trójwymiarowej określonej przez te trzy składowe, z wykorzystaniem analizy skupień (*cluster analysis*) (Caughey i in. 1994; Collins i in. 1996; Collins i Lacroix 1997; Hamilton 2001; Penrose i in. 2005). W systemie QTC View możliwa jest klasyfikacja nadzorowana oraz nienadzorowana. Pierwsza polega na porównaniu skupień tych składowych

z obszarami dna o znanym rodzaju osadów, rozpoznanych wcześniej poprzez opróbowanie dna. Klasyfikacja nienadzorowana polega na grupowaniu w klasy zbioru sygnatur przetwarzanych ech, tak aby były one jak najbardziej do siebie podobne, a echa z różnych klas jak najbardziej się różniły (Stepnowski 2001; Tęgowski 2006).

Chociaż system QTC View, podobnie jak i inne systemy akustycznej klasyfikacji osadów, poddawany jest krytyce, wciąż znajduje zastosowanie w wielu pracach aplikacyjnych. Wskazują na to m.in. takie publikacje, jak Prager i in. (1995), Galloway i Collins (1998), Collins (1999), Hamilton i in. (1999), Preston i Collins (2000), Foster-Smith i in. (2001), Morrison i in. (2001), Schneider i in. (2001), Ellingsen i in. (2002), Preston i in. (2002, 2004, 2006), Dunn (2007) oraz Petersen (2007).

Rozwinięciem systemu QTC View jest QTC Impact, zintegrowany zestaw softwarowych narzędzi do przetwarzania, klasyfikowania i mapowania zapisów ech z różnych źródeł. System QTC Impact stosuje do klasyfikacji procedury podobne do tych, których używa QTC View. Daje on jednak użytkownikowi większe możliwości kontroli nad klasyfikacją, m.in. poprzez większą ilość dostępnych filtrów, a cała procedura przetwarzania odbywa się już po przeprowadzonych pomiarach (QTC 2004).

### System VBT (Visual Bottom Typer)

Zasadniczym elementem systemu VBT jest pakiet oprogramowania Seabed Classifier pracujący w środowisku operacyjnym Microsoft Windows. Jego zadaniem jest przetwarzanie, wizualizacja i analiza danych hydroakustycznych na potrzeby rozpoznania typu dna. Danymi wejściowymi są cyfrowe zapisy ech hydroakustycznych uzyskanych za pomocą echosond. Możliwy jest też import danych zapisanych w plikach ASCII. Szczególną cechą systemu VBT jest to, że umożliwia klasyfikację osadów na podstawie zaimplementowanych algorytmów czterech różnych metod (Burczynski 1999; Hamilton 2001; Stepnowski 2001). Pierwszą z nich jest metoda

polegająca na porównaniu skumulowanych obwiedni ech z modelami teoretycznymi, bazująca na rozwiązaniu proponowanym przez Pouliquena i Lurtona (1994a, 1994b). Oprócz wbudowanych w system kilku zestawów krzywych wzorcowych jest możliwość definiowania własnych wzorców. Druga metoda wykorzystuje rozwiązanie przyjęte w systemie RoxAnn, tzn. bazuje na analizie pierwszego i drugiego echa, z których energii obliczane są dwa parametry charakteryzujące nierówność oraz twardość dna. (Orłowski 1984; Chivers i in. 1990). W trzeciej metodzie wykorzystany jest algorytm uwzględniający podział pierwszego echa na dwie części. To wynik założenia potwierzonego badaniami eksperymentalnymi (Bakiera i Stepnowski 1996; Stepnowski i in. 1996), że pierwsza, narastająca część sygnału echa jest związana z odbiciem i rozpraszaniem na nierównościach dna, a druga, opadająca część sygnału echa jest związana z rozpraszaniem objętościowym. Ostatnia z możliwych do zastosowania metod wykorzystuje w procedurze klasyfikacji dna wymiar fraktalny (samopodobieństwa) (Łubniewski i Stepnowski 1997; Łubniewski i in. 2000; Tęgowski i Łubniewski 2000). Dla trzech ostatnich metod możliwa jest dodatkowa procedura, która poddaje analizie zbiór obliczonych par parametrów ech widocznych na zobrażowaniu prostokątnym. Wykorzystana jest w tym celu analiza skupień realizowana z pomocą tzw. rozmytego algorytmu analizy skupień (*Fuzzy C-Means Clustering*) (Łubniewski 2001; Stepnowski 2001). Producent systemu VBT, firma Bio-Sonics Inc., oferuje aktualnie trzy jego wersje:

DT-X Portable Echosounder (system dedykowany do rybołówstwa dla oceny stanu zasobów, szacowania biomasy i mapowania siedlisk);

DT-X SUB Echosounder (system autonomiczny, bez kabli, przygotowany do współpracy ze zdalnie sterowanymi pojazdami podwodnymi, dedykowany do monitorowania i szacowania zasobów ryb, zooplanktonu i innych organizmów);

MX Aquatic Habitat Echosounder (lekki, przenośny system, umieszczony w trwałej walizeczce

z miejsca do przechowywania przetwornika, dedykowany do rozpoznawania podwodnej roślinności i osadów).

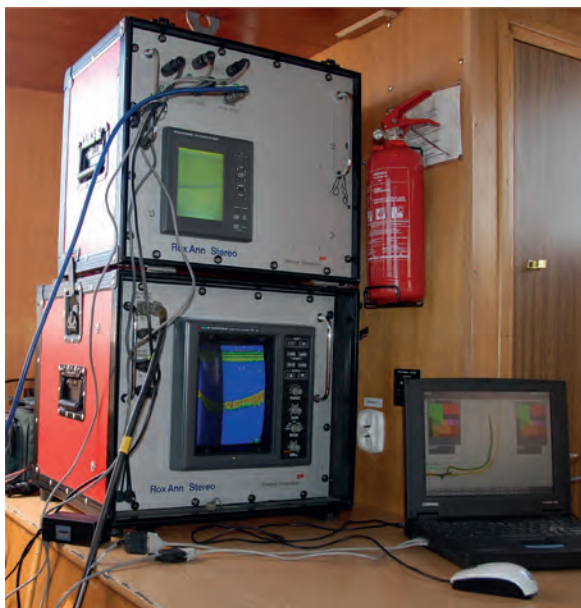
Praktyczne możliwości zastosowań systemu VBT zostały przedstawione w następujących pracach: Bakiera i Stepnowski (1996), Łubniewski i Stepnowski (1997), Stepnowski i in. (1997), Burczynski (1999), Stepnowski (2001), Hoffman i in. (2002).

#### 1.4. Metody i techniki zastosowane w badaniach własnych

Podstawowymi urządzeniami, które zostały zastosowane w prowadzonych badaniach, były: system akustycznego klasyfikowania typu dna RoxAnn Groundmaster Stereo, system ciągłego profilowania sejsmicznego wysokiej rozdzielczości Oretch Seabed 3010-S oraz sonar boczny DF-1000 EdgeTech.

W skład systemu RoxAnn Groundmaster Stereo System brytyjskiej firmy Stenmar Sonavision Ltd wchodzi: dwie echosondy (28 kHz i 200 kHz), wzmacniacz zasięgowej regulacji wzmocnienia (TVG), zespół filtrów, układ detekcji i lokalizacji ech oraz procesor przetwarzający odbierane sygnały na dwa parametry E1 i E2, pozwalające na identyfikację rodzaju dna (ryc. 1.23). Aparatura zamontowana jest w dwóch łatwych do przenoszenia skrzynkach. Po zdjęciu ze skrzynek pokryw i podłączeniu kabli aparatura jest w ciągu kilkunastu minut gotowa do użycia na dowolnej jednostce pływającej. Jedyne problemy to konieczność dopasowania i zamontowania na burcie motorówki odpowiedniego wysięgnika z uchwytem do przetworników akustycznych. Aparatura jest zasilana prądem stałym o napięciu 24V. Całość systemu uzupełniają przenośny komputer z oprogramowaniem do akwizycji i przetwarzania danych oraz system pozycjonowania GPS.

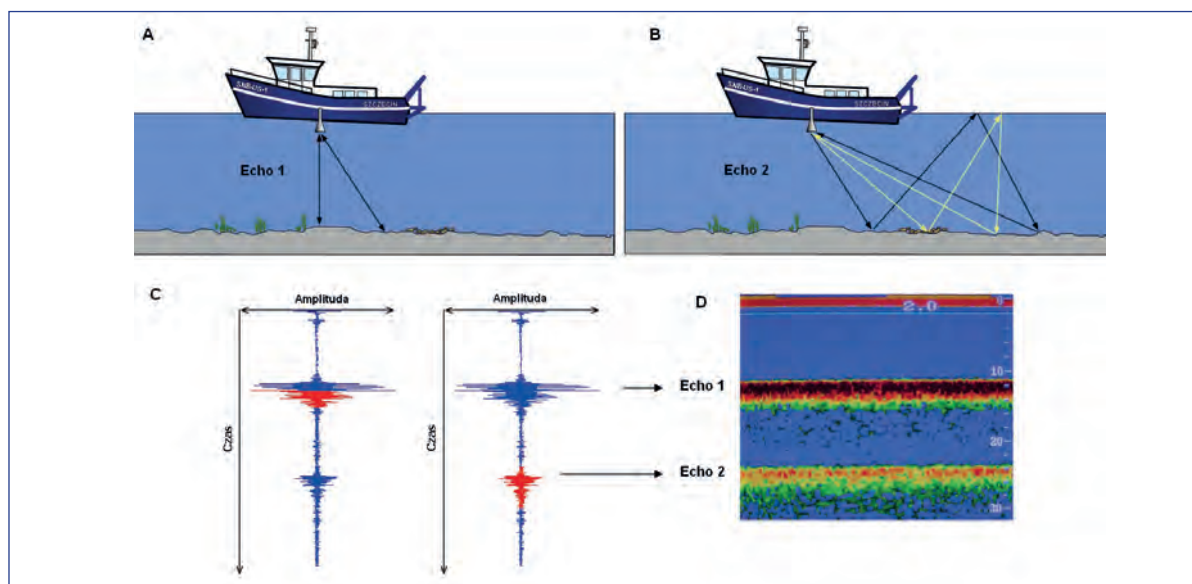
W systemie RoxAnn została zaimplementowana metoda Chiversa i in. (1990), która stanowi modyfikację idei przedstawionej przez Orłowskiego (1984). Istota tego rozwiązania polega na wykorzystaniu zjawiska odbić wielokrotnych, które powstają, gdy fale



Rycina 1.23. RoxAnn Groundmaster Stereo System firmy Stenmar Sonavision Ltd służący do akustycznego rozpoznawania typu dna  
 Figure 1.23. RoxAnn Groundmaster Stereo System (Stenmar Sonavision Ltd) for acoustic identification of the bottom type

akustyczne emitowane przez echosondę w kierunku dna odbijają się od powierzchni dna i powierzchni wody. Analizie poddawane są właściwości pierwszego i drugiego z powstających ech, gdzie drugie echo pochodzi od tych fal, które odbijają się od dna, następnie od powierzchni wody i ponownie od powierzchni dna (ryc. 1.24). Analizowane są energia opadającej części pierwszego echa oraz energia całego drugiego echa, w myśl założenia, że energia opadającej części pierwszego echa jest tym większa, im bardziej nierównomierne jest dno, a energia drugiego echa jest tym większa, im większa jest twardość dna. Narastająca część pierwszego echa wiąże się z początkowym odbiciem od powierzchni dna.

Do dalszych obliczeń z pierwszego echa wyodrębniana jest jego część, która wiąże się z rozpraszaniem objętościowym w osadzie (początek ogona rewerberacyjnego) i rozpraszaniem na nierównościach powierzchni dna (druga część ogona). Z energii wyodrębnianej w ten sposób z części pierwszego echa obli-



Rycina 1.24. Idea identyfikacji rodzaju dna na podstawie analizy pierwszego i drugiego echa; na rysunkach górnych pokazano mechanizm powstawania pierwszego (A) i drugiego echa (B); na rysunkach dolnych przedstawiono rezultat podwójnego odbicia (C) (na czerwono zaznaczono te części ech, które są uwzględniane w analizie) oraz fragment echogramu z pierwszym i drugim echem (D)

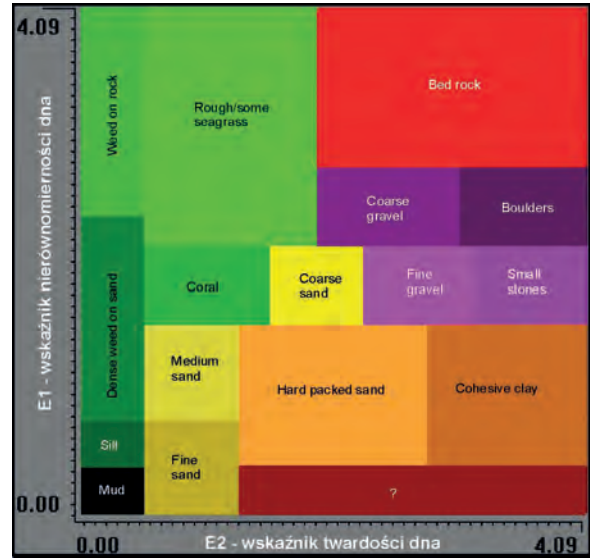
Figure 1.24. The concept of identify the type of the bottom based on an analysis of the first and second echo; the upper figures explain the mechanism of formation of the first echo (A) and second echo (B); the lower figures show the result of a double reflection (these parts of the echoes that are included in the analysis are marked in red, C); the first and second echo on the echosounder screen (D)

czany jest parametr E1, będący miarą nierówności (szorstkości) dna. Natomiast z całej energii drugiego echa system oblicza parametr E2, będący miarą twardości dna. Wzajemna relacja tych dwóch parametrów charakteryzujących energię pierwszego i drugiego echa pozwala na określenie rodzaju dna.

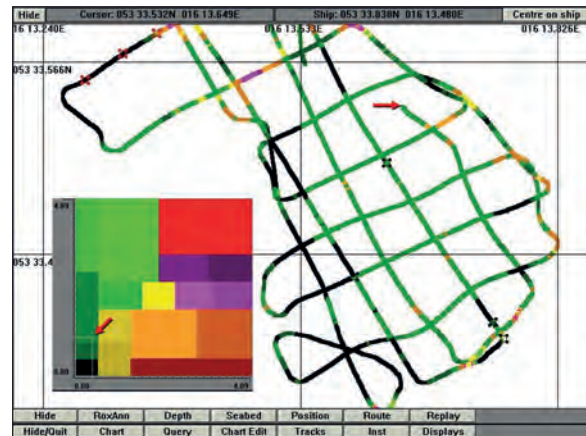
Dla identyfikacji rodzaju dna system RoxAnn wykorzystuje specjalny diagram klasyfikacyjny (oryg. *RoxAnn Square*). Diagram skonstruowany jest na bazie klasycznego, prostokątnego układu kartezjańskiego, w którym do osi X przypisano wskaźnik twardości dna (parametr E2), a do osi Y wskaźnik nierówności dna (parametr E1). Wynik pojedynczego impulsu akustycznego sondowania dna nanoszony jest na diagram jako punkt o współrzędnych E1 i E2. Poszczególne punkty pomiarowe lokują się w różnych częściach diagramu jako rezultat wzajemnej zależności rejestrowanych w danym punkcie dna parametrów E1 i E2 (ryc. 1.25). Cały obszar diagramu podzielony jest na prostokątne pola określone przez zakresy zmienności parametrów E1 i E2. Zakresy te zostały wyznaczone eksperymentalnie poprzez odniesienie pomierzonych wartości E1 i E2 do najbardziej typowych rodzajów dna. Dzięki temu każde z tak wyznaczonych pól odpowiada określonemu rodzajowi dna (osadów).

Przetworzone przez system RoxAnn dane transmitowane są do komputera wraz z danymi głębokościowymi oraz lokalizacyjnymi uzyskanymi za pomocą systemu nawigacji satelitarnej GPS. Wynik rozpoznania typu dna prezentowany jest w czasie rzeczywistym na ekranie monitora w postaci graficznej, zarówno w postaci diagramu klasyfikacyjnego (tzw. *RoxAnn Square*), jak i mapy z trasą profilowania, na której kolorami znaczone są typy rozpoznawanych osadów odpowiadające odpowiednim polom w diagramie klasyfikacyjnym (ryc. 1.26).

W badaniach korzystano z systemu wyposażonego w dwie echosondy: wysokoczęstotliwościową 200 kHz i niskoczęstotliwościową 28 kHz. Dzięki temu możliwe było pozyskiwanie informacji o rodzaju dna z obu kanałów akustycznych równocze-



Rycina 1.25. Diagram klasyfikacyjny systemu RoxAnn  
Figure 1.25. Classification square of the RoxAnn system



Rycina 1.26. Zrzut ekranu komputera przedstawiający interaktywną mapę systemu RoxAnn ze śladami profilowań, których kolorystyka odpowiada polom diagramu klasyfikacyjnego osadów (czerwone strzałki wskazują lokalizację bieżącego pomiaru)

Figure 1.26. A screenshot of a computer showing an interactive map of the RoxAnn system with traces of profiling, which corresponds to the color fields of the classification square of sediments (red arrows indicate the location of the current measurement)

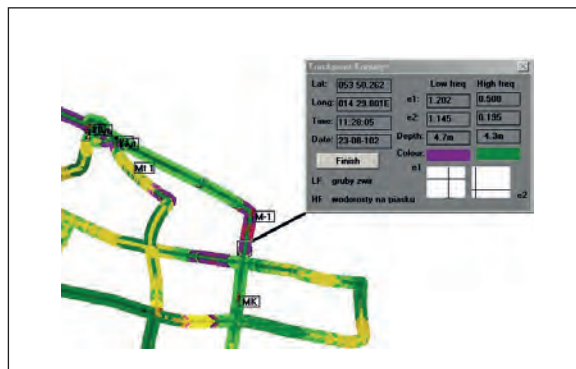
śnie. W takim przypadku rezultaty rozpoznania typu dna zwykle różnią się między sobą. Wynika to z faktu, że impulsy akustyczne niskiej częstotliwości

wnikają znacznie głębiej w osady. Ulegają w związku z tym znacznie większemu rozproszeniu na niejednorodnościach ich wewnętrznej struktury. W efekcie parametry E1 i E2 rejestrowane przez echosondę 200 kHz różnią się zwykle od tych, które rejestruje echosonda 28 kHz. Duże różnice pojawiają się szczególnie wtedy, kiedy w miękkich osadach mulistych są zagrzebane muszle mięczaków, detrytus roślinny, patyki itp., powodujące duże rozpraszanie fal akustycznych. Jednak użycie odpowiednio skomponowanych diagramów RoxAnn, odrębnych dla niskiej i wysokiej częstotliwości, może dostarczyć pełniejszej informacji o strukturze dna niż przy zastosowaniu tylko jednej częstotliwości. Tym bardziej, że informacje z obu kanałów RoxAnn mogą być pokazywane równocześnie na interaktywnej mapie profilowań (ryc. 1.27).

Oprócz badań z wykorzystaniem systemu akustycznego rozpoznawania osadów RoxAnn na wybranych akwenach prowadzono także badania z wykorzystaniem sonaru bocznego oraz metod sejsmiki wysokiej rozdzielczości (*high-resolution seismic*).

W badaniach jezior Drawsko i Miedwie wykorzystano z dwuczęstotliwościowego cyfrowego sonaru DF 1000 firmy EdgeTech (ryc. 1.28). Rejestracja powrotnych sygnałów sonarowych z czterech kanałów (100 i 450 kHz) odbywała się za pomocą cyfrowego systemu akwizycji danych CODA DA50. Rejestracje sonarowe wykonywano najczęściej przy następujących parametrach systemu: 1) zakres pojedynczego kanału 400 m; 2) prędkość holowania 1,5 m/s; 3) częstotliwość wysyłania impulsu sondującego 2 Hz; 4) liczba próbek 2683; 5) częstotliwość próbkowania 24 000 Hz.

W zależności od głębokości skanowanych fragmentów dna stosowano różny zasięg wiązki akustycznej: 50, 150 lub 400 metrów, uzyskując dzięki temu różną rozdzielczość uzyskanego obrazu. Zebrane dane pozwoliły na opracowanie sonarowej mapy dna, potocznie zwanej mozaiką. Różni się ona od surowego zapisu sonarowego tym, że po przeprowadzeniu geometrycznej korekcji sygnału i weryfikacji pliku na-



Ryc.1.27. Zrzut ekranu komputera z fragmentem interaktywnej mapy profilowań RoxAnn wykonanych z wykorzystaniem wysokiej i niskiej częstotliwości; kolorystyka śladów odpowiada barwom pól w diagramie klasyfikacyjnym osadów; wąskie ślady wewnętrzne pokazują klasyfikację wg wskazań echosondy wysokiej częstotliwości HF (200 kHz), a ślady zewnętrzne wg echosondy niskiej częstotliwości LF (28 kHz); w górnym rogu etykieta wybranego punktu pomiarowego

Figure 1.27. A screenshot of a computer with a fragment of the interactive map of the RoxAnn profiling performed using both high and low frequency signals; traces colors correspond to colors of the fields in the classification square; the narrow, internal traces show the classification based on indications of high-frequency echosounder (200 kHz), and external traces show the classification of low-frequency echosounder (28 kHz); at the upper corner, the label of the selected measuring point was shown



Rycina 1.28. Sonar boczny DF 1000 firmy EdgeTech używany podczas badań jezior Drawsko i Miedwie

Figure 1.28. DF 1000 EdgeTech side-scan sonar which was used during the survey of the Drawsko Lake and the Miedwie Lake

wigacyjnego każdy z pikseli rastru mapy ma przyporządkowane ściśle współrzędne. Na podstawie analizy sygnału odbitego od dna uzyskano dodatkowe informacje o rzeźbie dna jeziora i zróżnicowaniu osadów powierzchniowych. Badania sonarowe były wykonane przy współpracy z Zakładem Oceanografii Operacyjnej Instytutu Morskiego w Gdańsku.

W wybranych akwenach zastosowano profilowanie sejsmoakustyczne (sejsmika wysokiej rozdzielczości). Korzystano z aparatury typu *sub-bottom profiler* firmy SEABED (modele Pipeliner Oretech 3010-S oraz 3010-MP) (ryc. 1.29), stosując częstotliwości 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz. W obu przypadkach przetworniki były umieszczone na wysięgniku mocowanym na burcie jednostek pływających. Profilowania na jeziorach Miedwie i Drawsko były prowadzone przy współpracy z Zakładem Oceanografii Operacyjnej Instytutu Morskiego w Gdańsku z wykorzystaniem Pipeliner Oretech 3010-S. Na Zalewie Szczecińskim, na jeziorach Wigry i Szurpiły oraz na Wiśle korzystano z modelu Pipeliner Oretech 3010-MP.

Profilowanie wykonywano przy następujących parametrach systemu: repetycja 10 impulsów na sekundę, amplituda rejestracji sygnału  $\pm 5$  V lub 10 V, czasowy zakres rejestracji od 34 do 45 ms. Rejestracja sygnału analogowego profilomierza prowadzona była w systemie cyfrowej akwizycji danych CODA DA200 lub DA50. Sygnał próbkowany był z częstotliwością 51 200 Hz. Wyniki profilowania rejestrowano na taśmie typu DAT lub dysku komputera pracującego w systemie operacyjnym Linux. Przy analizie zapisów korzystano m.in. z oprogramowania CODA Octopus GeoKit Seismic, pracującego w systemie operacyjnym Windows XP.

Pracom akustycznym towarzyszyło pobieranie prób z powierzchniowej warstwy osadów. Korzystano w tym celu z dwóch rodzajów próbników: czerpakowego typu VanVeen oraz próbnika rurowego pozwalającego pobierać krótkie, trzydziestocentymetrowe rdzenie osadów. Przy analizie rejestracji sejsmoakustycznych z Zalewu Szczecińskiego korzystano także z wyników badań trzy-cztero-



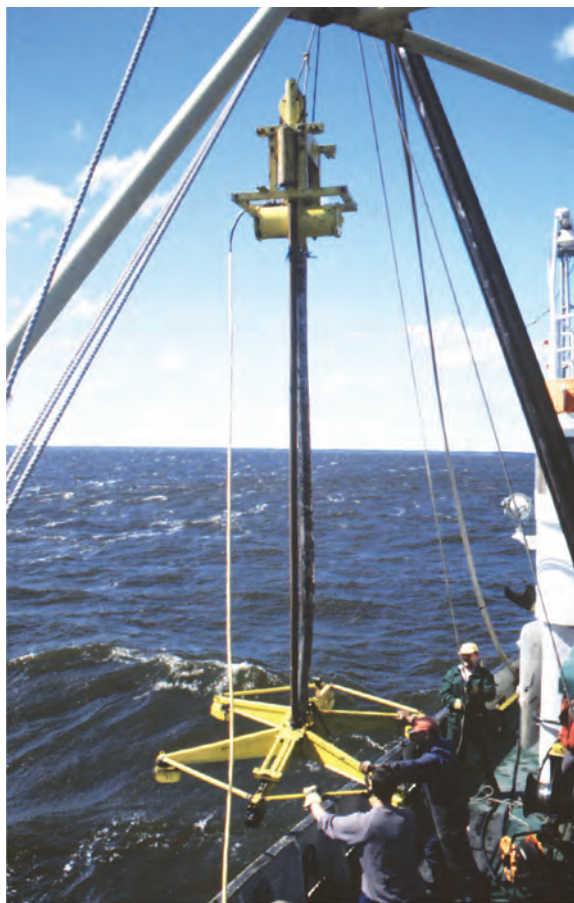
Rycina 1.29. System sejsmoakustyczny typu sub-bottom profiler firmy Seabed BV (Oretech Pipeliner 3010-MP)

Figure 1.29. Sub-bottom profiler Oretech Pipeliner 3010-MP from Seabed BV

metrowych rdzeni osadów pobranych za pomocą sondy wibracyjnej (wibrosonda VKG-3 o średnicy 9,1 cm) (ryc. 1.30). Miejsca poboru rdzeni wytypowano na podstawie wstępnej analizy zapisu sejsmoakustycznego.

Podczas prac terenowych korzystano z różnych jednostek pływających (ryc. 1.31). Na Zalewie Szczecińskim i w cieśninie Świny korzystano z kutra badawczego Uniwersytetu Szczecińskiego SNB-US-1. Na jeziorach oraz na Wiśle prace były prowadzone z wykorzystaniem łodzi motorowych. Na jeziorze Drawsko korzystano z łodzi motorowej „Europa”

należącej do Powiatowego Ośrodka Sportów Wodnych w Czaplunku. Na jeziorze Wigry korzystano z motorówki Wigierskiego Parku Narodowego, a do prac badawczych na jeziorze Miedwie wykorzystano prywatną łódź żaglowo-motorową. Badania sejsmoakustyczne oraz sonarowe jezior Miedwie i Drawsko były prowadzone z wykorzystaniem specjalnie wyposażonego hybrydowego pontonu należącego do Instytutu Morskiego w Gdańsku. Badania sejsmoakustyczne dna polskiej części Zalewu Szczecińskiego zostały przeprowadzone z pokładu statku „Doktor Lubecki” będącego własnością Instytutu Morskiego w Gdańsku.



Rycina 1.30. Pobór rdzeni osadów z dna Zalewu Szczecińskiego za pomocą wibrosondy VKG-3

Figure 1.30. Pulling out of the sediment core from the Szczecin Lagoon by use VKG-3 vibrocorer





Rycina 1.31. Jednostki pływające, które były używane w trakcie prac badawczych na różnych akwenach: A – Zalew Szczeciński; B – jezioro Miedwie; C – jezioro Drawsko; D – jezioro Szurpiły; E – jezioro Wigry; F – Wisła

Figure 1.31. Motor boats, which were used during surveys of various inland basins: A – Szczecin Lagoon; B – Miedwie Lake; C – Drawsko Lake; D – Szurpiły Lake; E – Wigry Lake; F – Vistula River



## 2. WYNIKI BADAŃ DNA JEZIORA WIGRY

---

Jezioro Wigry jest jednym z większych polskich jezior i lokuje się na dziesiątym miejscu pod względem powierzchni, która wynosi nieco ponad 21 km<sup>2</sup> – 21,18 km<sup>2</sup> według Jańczaka (1996) lub 21,63 km<sup>2</sup> według Górniaka i Krzysztofiaka (2006). Według obliczeń własnych autora wynosi ona 21,09 km<sup>2</sup>. Różnice te wynikają z przyjętej do obliczeń linii brzegowej jeziora, która jest zależna od aktualnego stanu wody. W tym ostatnim przypadku linia brzegowa jeziora została wyznaczona na podstawie wektoryzacji ortofotomapy. Największa głębokość, jaką stwierdzono za pomocą echosondy, wynosiła 73 metry (Osadcuk i in. 2011).

Według Bera (2009a) jezioro Wigry pod względem genetycznym jest jeziorem wytopiskowym, którego trzy główne części (płosa): południowa, środkowa i północna powstały częściowo w wyniku egzaracji lodowcowej uwarunkowanej strukturami tektonicznymi podłoża. Misa jeziora jest otoczona przez moreny czołowe spiętrzone, moreny martwego lodu, terasy kemowe, kemy i inne formy tworzące tzw. glacielewacje. W świetle szczegółowych danych przedstawionych przez Bera (2009b) należy przyjąć, że jezioro ma charakter poligenetyczny i powstało w wyniku nałożenia się procesów egzaracji glacialnej i erozji subglacialnych wód roztopowych, a oba te procesy miały silne uwarunkowania tektoniczne.

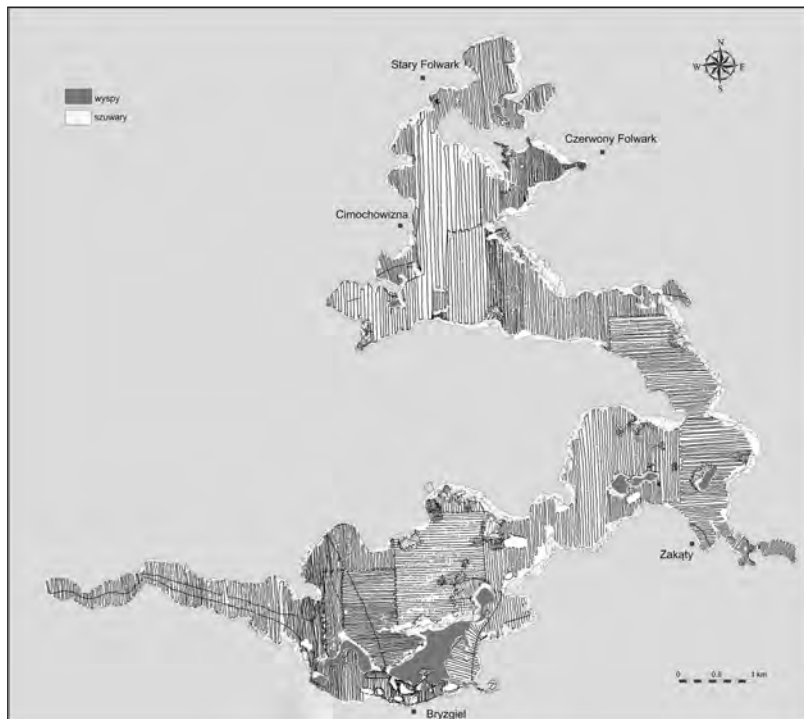
Południową część jeziora stanowią: Zatoka Wigierki z Zatoką Uklei oraz Płoso Bryzglowskie (z Zatoką Słupiańską i Przewłokową). Część środkową stanowi Płoso Zakątowskie z Zatoką Krzyżańską oraz płoso Szyja. Do części północnej należą: Płoso Wigierskie (z Zatoką Hańczańską i Wschodnią) oraz zatoka Zadworze. Zdaniem Bera (2009b), Płoso Bryzglowskie i Płoso Zakątowskie stanowią ge-

netycznie glaciepresje uwarunkowane tektonicznie (bloki o tendencjach obniżających), przekształcone w okresie recesji lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły w niecki wytopiskowe, które okalają formy martwego lodu oraz osady piaszczysto-żwirowe sandru suwalsko-augustowskiego. Północne Płoso Wigierskie wraz z płosem Szyja mają genezę egzarycyjno-wytopiskową. Płoso to, podobnie jak wysunięta najbardziej na zachód Zatoka Wigierki, ma charakter rynien subglacialnych (Ber 2009b; Rutkowski i in. 2009a).

### 2.1. Morfologia dna jeziora w świetle szczegółowych badań echosondażowych

W badaniach ukształtowania dna jeziora Wigry oraz rodzaju osadów dennych wykorzystany został system hydroakustyczny RoxAnn Groundmaster Stereo wyposażony w dwie echosondy: wysokoczęstotliwościową (200 kHz) i niskoczęstotliwościową (28 kHz). W systemie linii profilowych oddalonych od siebie o 15–20 metrów wykonano łącznie 1484 kilometry profilowań, pokrywając całą dostępną dla echosondaży powierzchnię jeziora. Tak duża liczba profilowań wynikała z założeń realizowanego projektu, którego jednym z zadań było opracowanie bardzo dokładnej mapy batymetrycznej jeziora, mapy osadów i mapy podwodnych łąk ramienicowych (Osadcuk i in. 2011). Dzięki echosondażom otrzymano 193 730 punktów pomiarowych, uzyskując średnie zagęszczenie 8860 punktów na 1 km<sup>2</sup> powierzchni (ryc. 2.1).

Każdy z punktów uzyskanych w trakcie echosondaży miał przypisane georeferencje, zawierał informacje o głębokości oraz wartości wskaźników E1 i E2, które w systemie RoxAnn wykorzystywane są



Rycina 2.1. Mapa obrazująca siatkę profilowań echosondażowych wykonanych na jeziorze Wigry  
Figure 2.1. Map depicting the grid of echosounding profiles in the Wigry Lake

do klasyfikacji dna. Ponieważ system RoxAnn pracował w trybie dwóch echosond (200 kHz i 28 kHz), uzyskano podwójny zestaw danych pomiarowych. Dane te uzupełniały się wzajemnie, dostarczając dodatkowych informacji o strukturze dna jeziora.

W strefie brzegowej jeziora oraz otoczeniu wysp niemożliwe było wykonanie echosondaży ze względu na zbyt małe głębokości lub występującą tam zwartą roślinność wodną (trzciny, sitowie, pałka, oczeret, grąźel) (ryc. 2.2). W tych miejscach wyko-



Rycina 2.2. Roślinność wodna utrudniająca wykonywanie profilowań echosondażowych w strefie brzegowej jeziora oraz otoczeniu wysp – w tych miejscach wykonano uzupełniające sondowania ręczne, używając wyskalowanych tyczek

Figure 2.2. Aquatic vegetation, which have created serious problems during echosoundings in the coastal zone and vicinity of islets – in such places supplementary probing has been done with the assistance of scaled poles

nano uzupełniające sondowania ręczne. Sondowania wykonywano z kajaków, używając wyskalowanych dwuipółmetrowych tyczek, rejestrując współrzędne punktów pomiarowych za pomocą ręcznego odbiornika GPS. Otrzymano w ten sposób dodatkowych 8800 punktów pomiarowych.

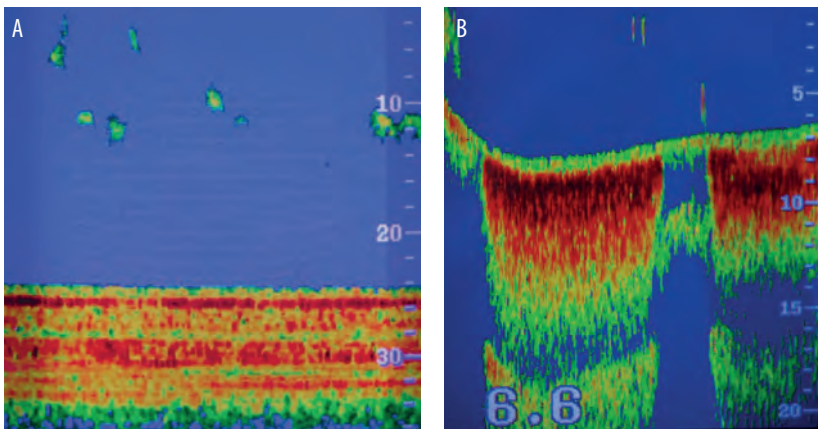
Dane pomiarowe uzyskane za pomocą systemu RoxAnn wymagały weryfikacji. W pierwszej kolejności usunięto wszystkie pomiary, co do których była pewność, że są błędne (ponad 3800 pkt). Błąd pomiarów mógł wynikać z kilku przyczyn: zakłóceń w detekcji impulsów akustycznych spowodowanych pracą silnika motorówki lub zawirowaniami powstającymi przy zwrotach motorówki, zbyt małymi głębokościami, przepływającymi w obrębie wiązki akustycznej ławicami ryb lub unoszącymi się w toni wodnej oderwanymi od dna roślinami (ryc. 2.3A). W niektórych miejscach przyczyną błędnych pomiarów mogła być emisja gazów z głębszych partii osadów lub wypływ wód podziemnych (ryc. 2.3B). Po eliminacji błędnych wskazań całkowita ilość danych z echosondaży RoxAnn wyniosła 189 930 pomiarów.

Kolejna weryfikacja miała za zadanie odniesienie wyników uzyskanych za pomocą systemu RoxAnn do rzeczywistego charakteru dna w miejscach pomiarów. W tym celu dokonano opróbowania dna jeziora w miejscach wytypowanych na podstawie wstępnej analizy danych pomiarowych z systemu.

Przy poborze prób osadów korzystano z próbnika szczękowego typu Van Veen, natomiast do poboru prób roślinności podwodnej wykorzystano niewielką kotwiczkę zawieszoną na linie (ryc. 2.4).

Do stworzenia dokładnej mapy batymetrycznej jeziora wykorzystano zweryfikowane dane pomiarowe z echosondaży, sondowań ręcznych oraz zdigitalizowanych punktów brzegowych. Potrzebną do opracowania mapy linię brzegową uzyskano w wyniku wektoryzacji ortofotomapy. Punktom węzłowym wektora linii brzegowej (6745 pkt) przypisano zerową wartość głębokości i włączono do zbioru danych. Do interpolacji danych wykorzystano program komputerowy SURFER® v. 9.2 firmy Golden Software Inc. Mapa batymetryczna została opracowana w układzie odniesienia WGS84 (World Geodetic System 1984) z metrycznym odwzorowaniem UTM (Universal Transverse Mercator).

Interpolacja wszystkich danych głębokościowych została przeprowadzona z zastosowaniem krigingu, jednej z metod geostatystycznych, których istota polega na interpolowaniu wartości w danym punkcie, przy założeniu, że wynik interpolacji opiera się na modelu kowariancji i nie zależy jedynie od odległości między szacowanym punktem a punktem próbki (pomiarowym) (Zawadzki 2011). Taką analizę geostatystyczną rozpoczyna się od obliczania wariogramów (semiwariogramów) empirycznych – funkcji opisującej zależność między średnim



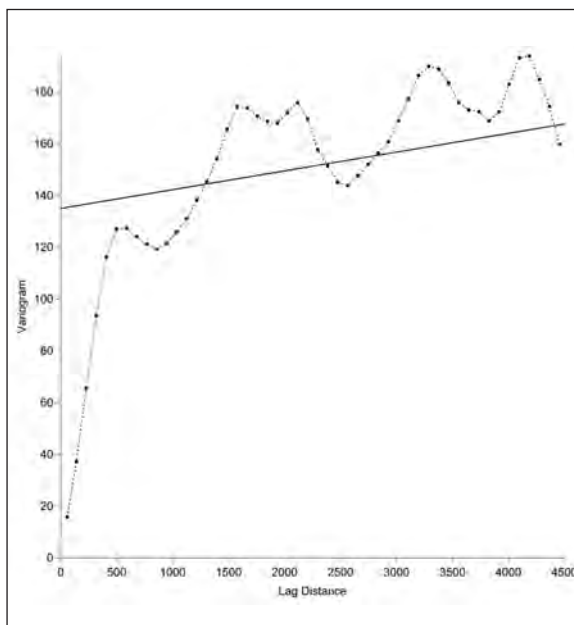
Rycina 2.3. Przykłady zakłóceń echa od dna: A – spowodowane przez obiekty zawieszone w toni wodnej (np. ławice ryb); B – spowodowane emisją gazów z głębszych partii osadów  
Figure 2.3. Examples of disturbance of the echo caused by: A – objects suspended in the water column (eg. schools of fish); B – emission of gases from the deeper parts of the sediments



Rycina 2.4. Pobór prób osadów oraz roślin wodnych z dna jeziora Wigry za pomocą próbnika czerpakowego typu Van Veen oraz kotwiczki  
 Figure 2.4. Sampling of sediment and aquatic plants from the bottom of the Wigry Lake using Van Veen grab and grapnel

zróznicowaniem wartości parametru a odległością między miejscami pomiaru tych wartości. Metoda kriginu wykorzystuje opisane wariogramem informacje o zmienności przestrzennej wartości badanego parametru. Pozwala to modelować poziom niepewności wynikający z różnic między szacunkami a prawdziwymi, lecz nieznanymi wartościami występującymi w tych punktach. Zazwyczaj wartości danych pomiarowych dla punktów położonych blisko siebie mniej się różnią niż dane uzyskane z punktów położonych daleko od siebie (ryc. 2.5).

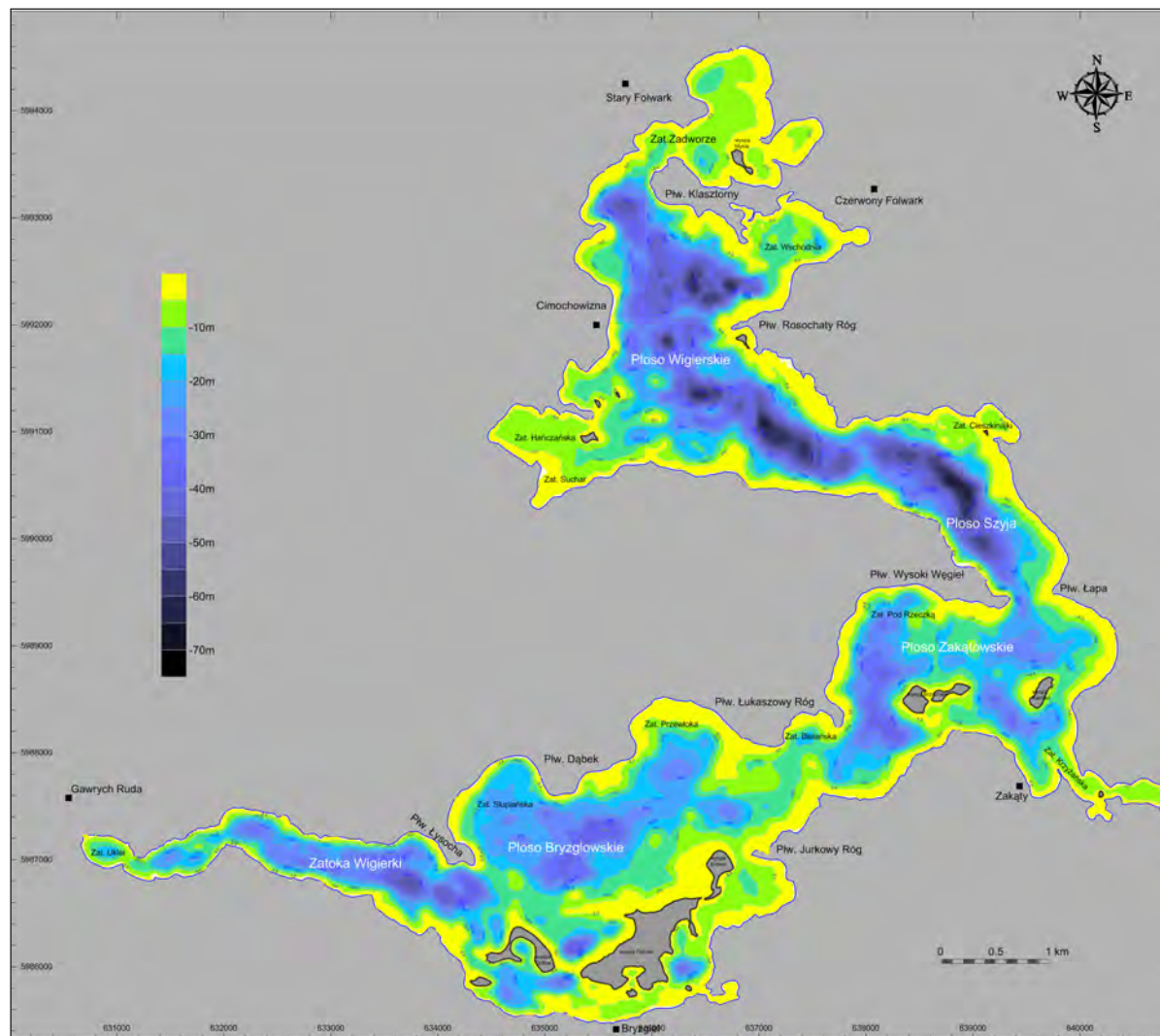
Dzięki interpolacji danych głębokościowych metodą kriginu otrzymano szczegółowy plan baty-



Rycina 2.5. Wariogram pomiarów głębokościowych w jeziorze Wigry  
 Figure 2.5. Variogram of the depth measurements in the Wigry Lake

metryczny jeziora w wersji numerycznej (ryc. 2.6), a więc takiej, która pozwala na wygenerowanie nie tylko dowolnie skalowanej wektorowej mapy batymetrycznej, lecz także Numerycznego Modelu Terenu (DTM – Digital Terrain Model). Uzyskano w ten sposób narzędzie do lepszej wizualizacji i analizy ukształtowania dna jeziora. Wykorzystując odpowiednie oprogramowanie, można dzięki NMT pre-

czyźnie i stosunkowo szybko dokonywać wielu pomiarów morfometrycznych dotyczących ukształtowania dna jeziora. Numeryczny Model Terenu daje także możliwość tworzenia w łatwy i szybki sposób przekrojów morfologicznych, jak również obliczania objętości form rzeźby dna. W powiązaniu z danymi dotyczącymi rodzaju warstw osadowych, ich miąższości czy informacjami na temat horyzontów



Rycina 2.6. Miniaturowa wersja mapy batymetrycznej eksponująca głębokowodne i płytkowodne obszary dna jeziora Wigry

Figure 2.6. A miniature version of the bathymetric map exposing deeper and shallower areas of the Wigry Lake

wód podziemnych NMT rozszerza możliwości interpretacyjne i staje się narzędziem ułatwiającym analizę przestrzennego rozmieszczenia utworów geologicznych w zestawieniu z morfologią jeziora.

Mając do dyspozycji szczegółowe dane o morfologii dna jeziora w postaci Numerycznego Modelu Terenu, można otrzymać informacje o wielkości powierzchni dna w dowolnie wybranych przedziałach głębokości. Można także obliczyć objętość wody wypełniającej poszczególne poziomy głębokości, a tym samym uzyskać informację o objętości wody wypełniającej misę jeziorną przy różnych stanach wody. Przykładowe obliczenia przedstawiono w tabelach 2.1 i 2.2 oraz na wykresie słupkowym (ryc. 2.7).

Tabela 2.1. Rezultaty analizy morfometrycznej pokazujące wielkość powierzchni dna oraz objętość misy jeziora Wigry w różnych interwałach głębokości

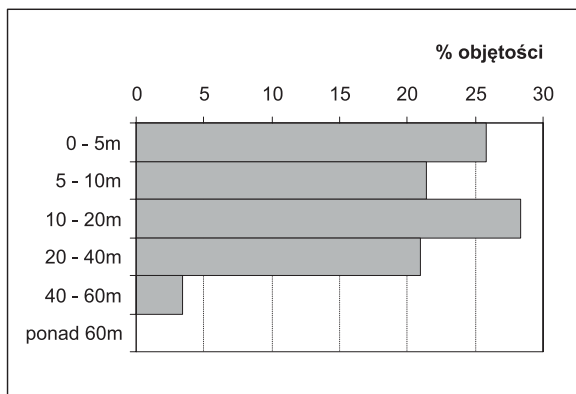
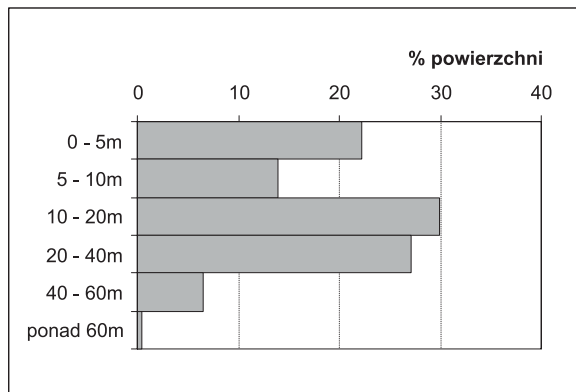
Table 2.1. Results of morphometric analysis showing the bottom surface area and the volume of the lake Wigry at different depth intervals

Interwały głębokości	Powierzchnia dna		Σ powierzchni	Objętość		Σ objętości
	[m <sup>2</sup> ]	[%]	[%]	[m <sup>3</sup> ]	[%]	[%]
0-5	4 744 905	22,17	22,17	90 802 733	25,79	25,79
5-10	2 964 862	13,85	36,03	75 198 154	21,35	47,14
10-20	6 393 691	29,88	65,90	99 665 268	28,30	75,44
20-40	5 812 000	27,16	93,06	73 922 665	20,99	96,43
40-60	1 382 442	6,46	99,52	12 203 715	3,47	99,90
> 60	103 255	0,48	100,00	353 303	0,10	100,00

Tabela 2.2. Rezultaty analizy morfometrycznej pokazujące wielkość powierzchni dna oraz objętość misy jeziora Wigry poniżej określonych głębokości

Table 2.2. Results of morphometric analysis showing the bottom surface area and the volume of the lake Wigry below specified depth

Interwały głębokości	Powierzchnia dna		Objętość	
	[m <sup>2</sup> ]	[%]	[m <sup>3</sup> ]	[%]
0 > max	21 401 155	100,00	352 145 838	100,00
5 > max	16 656 250	77,83	261 343 105	74,21
10 > max	13 691 388	63,97	186 144 951	52,86
20 > max	7 297 697	34,10	86 479 683	24,56
40 > max	1 485 697	6,94	12 557 018	3,57
60 > max	103 255	0,48	353 303	0,10

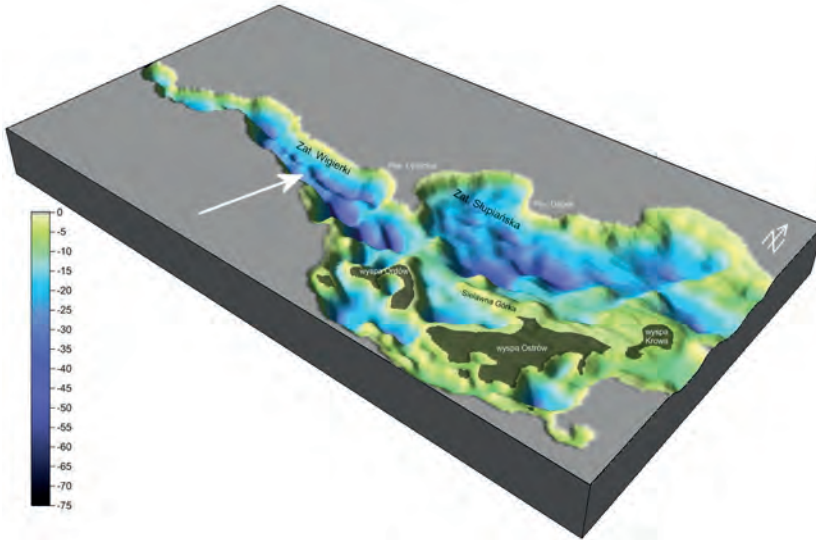


Rycina 2.7. Wykresy obrazujące procentowy udział powierzchni dna oraz objętości misy jeziornej Wigier w różnych przedziałach głębokości

Figure 2.7. Graphs showing the percentage of the bottom surface and volume of the Wigry Lake basin at different depth intervals

Numeryczny Model Terenu umożliwia przestrzenną wizualizację morfologii misy jeziornej, co ułatwia zobrazowanie charakterystycznych form dna, np. takich, które są relikami dawnych struktur geologicznych. Przykład wizualizacji ukazującej ukształtowanie dna w najbardziej zachodniej części jeziora zwanej Zatoką Wigierki przedstawiono na rycinie 2.8. Dostrzega się wyraźne wyniesienie dna w osiowej części tej zatoki. Ma ono charakter podwodnego grzbietu biegnącego zgodnie z wydłużeniem zatoki. Mając na uwadze genezę jeziora, można z dużym podobieństwem przyjąć, że jest to pozostałość ozu, formy glacyjfluwalnej, o której wspominali w publikacjach Ber (2009b) oraz Rutkowski i in. (2009a).





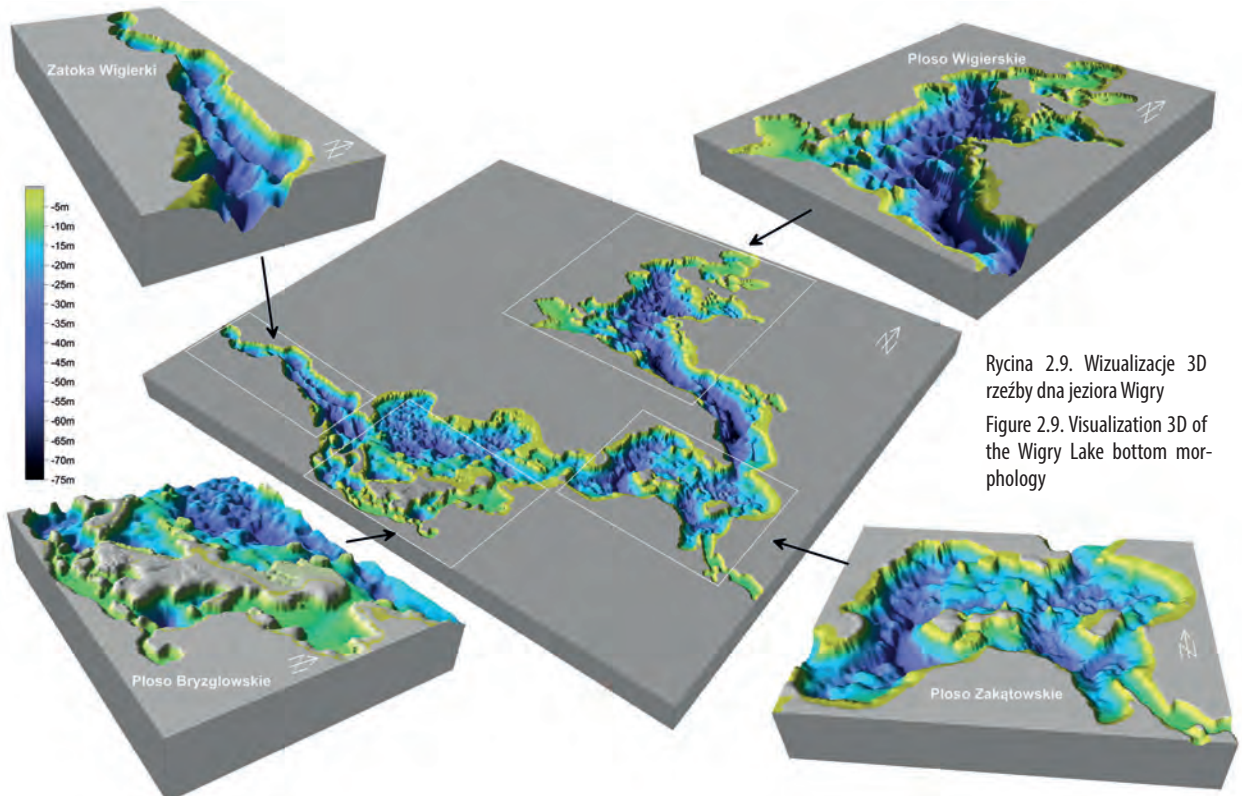
Rycina 2.8. Rzeźba dna południowej części jeziora Wigry – strzałką wskazano relikt formy polodowcowej typu ozu w Zatoce Wigierki

Figure 2.8. Relief of the southern part of the Wigry Lake bottom – the arrow indicates the remnant of the esker in Wigierki Cove

Wizualizacja 3D dna całego jeziora Wigry pozwala dostrzec zróżnicowany charakter genetyczny poszczególnych części jeziora. Wyraźnie widać te części jeziora, które mają charakter typowo rynnowy (ryny egzaracyjne lub subglacjalne) oraz takie, które zostały przemodelowane przez procesy związane z wytapianiem się brył martwego lodu (ryc. 2.9

i 2.10). Rynnowy charakter mają Zatoka Wigierki, Zatoka Krzyżańska oraz pleso Szyja, natomiast duże części plos: Wigierskiego, Zakątowskiego i Bryzglowskiego, wykazują charakter wytopiskowy.

W wielu miejscach dostrzega się znaczne zróżnicowanie morfologii na stosunkowo małym obszarze dna. Pokazuje to mapa batymetryczna fragmen-

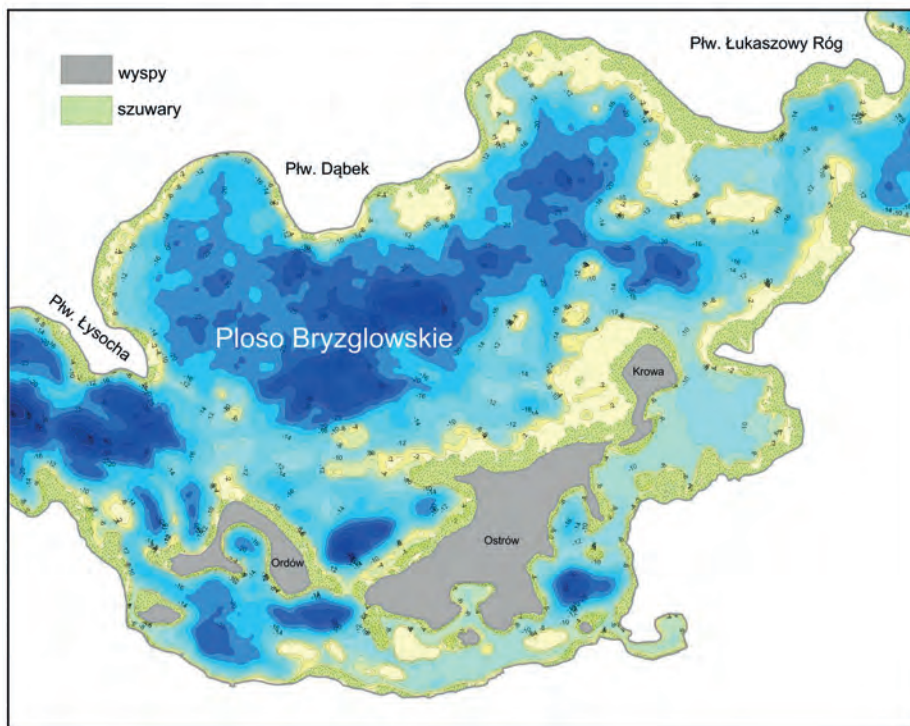
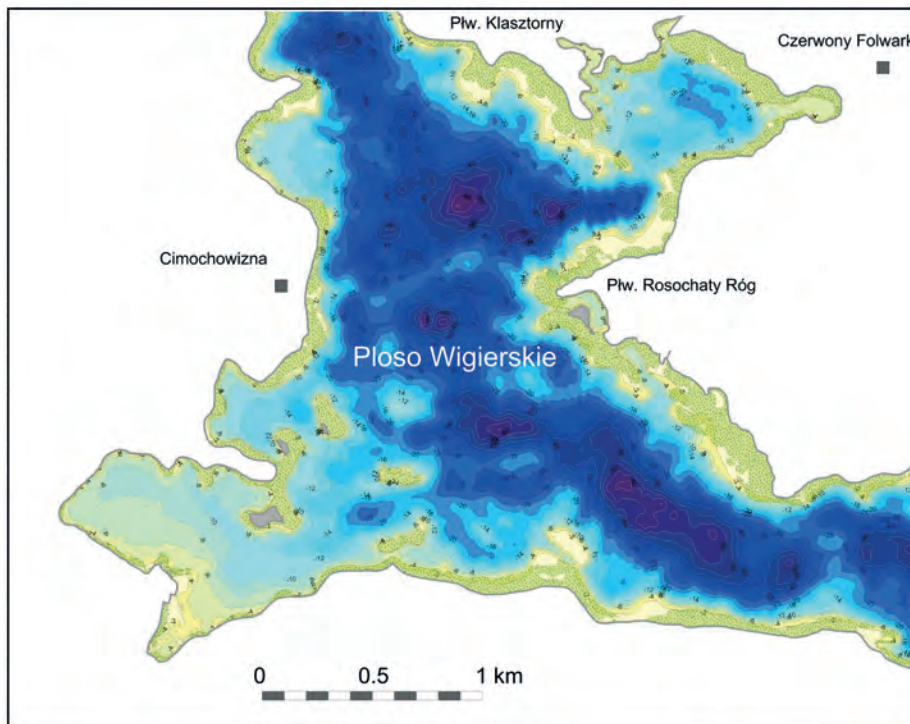


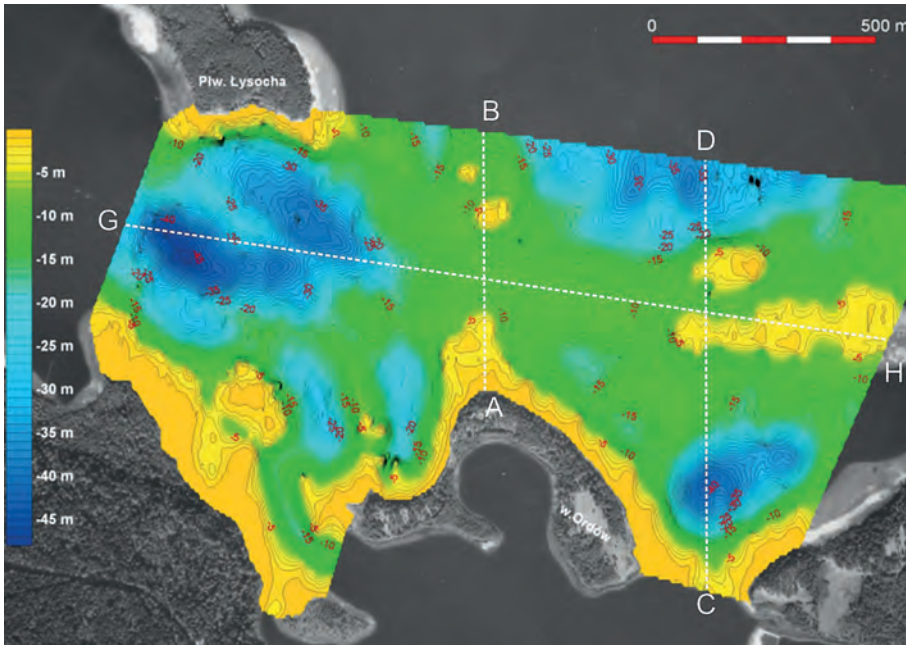
Rycina 2.9. Wizualizacje 3D rzeźby dna jeziora Wigry

Figure 2.9. Visualization 3D of the Wigry Lake bottom morphology

Rycina 2.10. Dwa fragmenty szczegółowej mapy batymetrycznej jeziora Wigry: A – część północna (Płoso Wigierskie); B – część południowa (Płoso Bryzglowskie)

Figure 2.10. Two fragments of a detailed bathymetric map of the Wigry Lake: A – northern part (Płoso Wigierskie); B – southern part (Płoso Bryzglowskie)



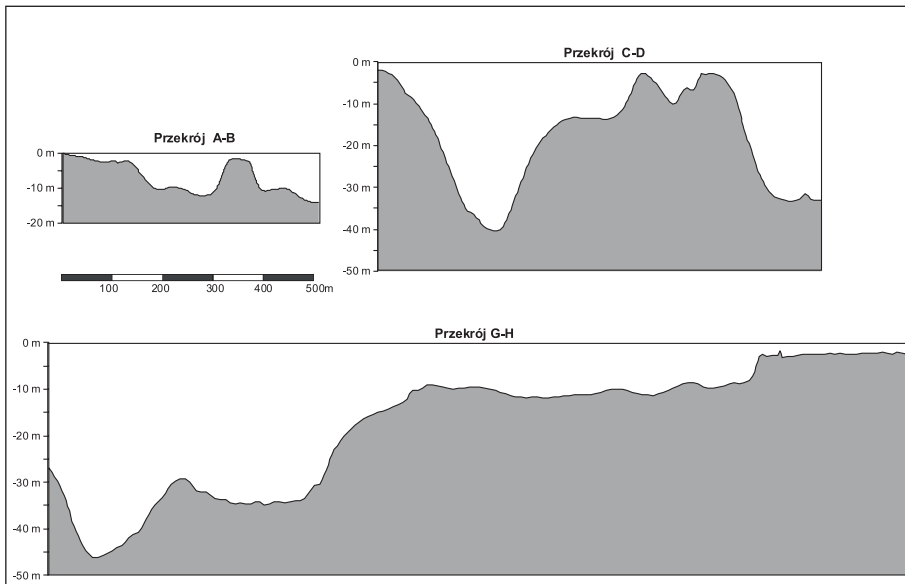


Rycina 2.11. Mapa batymetryczna fragmentu dna południowej części jeziora Wigry na tle zdjęcia lotniczego (białymi przerywanymi liniami zaznaczono lokalizację przekrojów morfologicznych przedstawionych na ryc. 2.12)

Figure 2.11. Bathymetric map in combination with aerial photo of the southern part of the Wigry Lake (white dashed lines represent the location of morphological cross-sections shown in Figure 2.12)

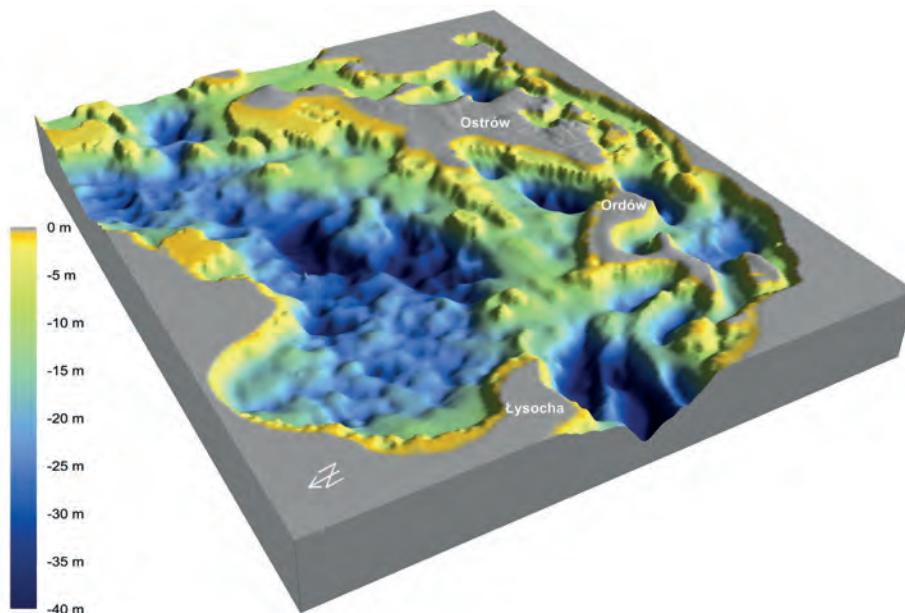
tu powierzchni dna w południowej części jeziora Wigry (Płoso Bryzglowskie) i wykonane na jej podstawie przekroje morfologiczne (ryc. 2.11 i 2.12). W bliskim sąsiedztwie obserwuje się występowanie zarówno dwu-trzymetrowych płycizn, jak i zagłębień dna do przeszło 40 metrów. Charakterystycz-

nym elementem morfologii dna jest rozległa płycizna znajdująca się na głębokości około 10 metrów, rozciągająca się pomiędzy półwyspem Łysocha i wyspą Ordów. W niektórych miejscach wyniesienia tej płycizny schowane są zaledwie 2 metry pod lustrem wody. Wszystko wskazuje na to, że obser-



Rycina 2.12. Przekroje morfologiczne przez dno jeziora Wigry (lokalizacja profili na rycinie 2.11)

Figure 2.12. Morphological cross-sections through the Wigry Lake bottom (see location in Figure 2.11)



Rycina 2.13. Rzeźba fragmentu dna południowej części jeziora Wigry uzyskana dzięki danym z echosondaży

Figure 2.13. Morphology of the southern part of the Wigry Lake bottom, which was generated based on the measurement data from echosounder

wowane wyniesienia dna są relikdami wału zbudowanego z osadów lodowcowych, który pierwotnie oddzielał Zatokę Wigierki od Płosa Bryzglowskiego. Po obu stronach płycizny dno jeziora schodzi stromym stokiem do głębokości poniżej 30 metrów. Izolowane od siebie wyraźne zagłębienia są innym charakterystycznym elementem dna w tym obszarze jeziora, szczególnie dobrze widocznym na cieniowanej mapie rzeźby dna (ryc. 2.13). Ukształtowanie tych zagłębienia oraz ich wzajemna relacja przestrzenna wydają się wskazywać na ich wytopiskową genezę. Według Bera (2009b) całe Płoso Bryzglowskie stanowi glaciepresję o założeniach tektonicznych, przekształconą w okresie recesji lądolodu fazy pomorskiej w nieckę wytopiskową, którą okalają formy marginalne i martwego lodu oraz osady piaszczysto-żwirowe sandru suwalsko-augustowskiego. Po południowej stronie tego płosa przebiega linia maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia Wisły. Według cytowanego autora obszary trzech innych płos: Wigierskiego, Zakątowskiego oraz płosa Szyja mają genezę egzaracyjno-wytopiskową z uwa-

runkowaniami tektonicznymi. To ostatnie powstało, jego zdaniem, dzięki egzaracji w okresie transgresji lądolodu, by w okresie recesji przekształcić się w zagłębienie wytopiskowe, które okalają obecnie zespoły form martwego lodu. U schyłku plejstoenu, w końcowym etapie deglacjacji w miejscach zalegania brył martwego lodu powstały główne płosa Wigier oraz jeziora w ich obrzeżeniu: Pierty, Długie, Okrągłe, Muliczne, Białe, Mulaczysko, a także zatoki: Słupiańska, Przewłokowa, Wygorzel.

W świetle tego, co podaje Ber (2009a, 2009b), a także inni autorzy (Więckowski 1988, 2009; Rutkowski i in. 2007, 2009a), Wigry należałoby zaliczyć do jezior poligenetycznych, o złożonej i wieloetapowej genezie. Zdaniem Błaszkiwicza (2007), większość jezior powstałych w obrębie obniżenia obszarów młodoglacjalnych ma poligenetyczny charakter. Zwykle trudno jest wyróżnić jeden czynnik morfotwórczy, gdyż wzajemny udział odmiennych mechanizmów w tworzeniu się form rynnowych zależy od wielu elementów, m.in. ciśnienia wód subglacjalnych, nadkładu lodu, lokalnej morfologii podłoża oraz jego charakteru litologicznego i ciśnienia wód

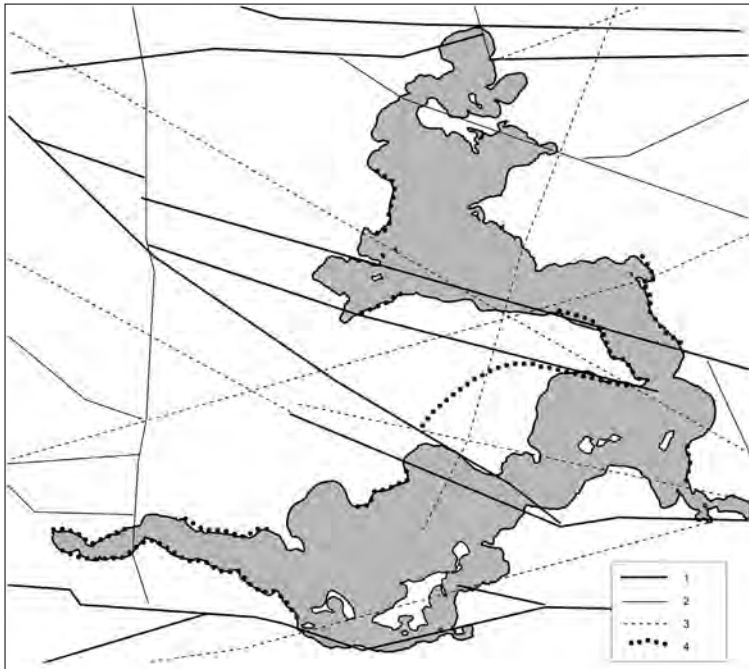
porowych. Jak zauważa powyższy autor, w przypadku genezy rynien subglacialnych coraz powszechniej akceptowane są koncepcje Boultona i Hindmarscha (1987) o współdziałaniu procesów egzaracji lodowcowej i subglacialnej erozji wodnej w połączeniu z deformacjami osadów podłoża oraz koncepcja reprodukcji rzeźby preglacialnej (Ludwig 1992).

Wykonana przez Bera (2009b) szczegółowa analiza kartograficznych materiałów geologicznych i geomorfologicznych (Ber 1998, 1999, 2000) oraz map fundamentu krystalicznego (Kubicki i Ryka 1982) i map grawimetrycznych, jak również ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (Ber 1998) i przebiegu fotolineamentów (Doktór i in. 1990; Graniczny 1998) pozwoliła na powiązanie niektórych elementów współczesnej powierzchni ze strukturami tektonicznymi głębszego podłoża (ryc. 2.14). Na tej podstawie autor ten wykazał, że płosa jeziora Wigry i łączące je rynny przebiegiem nawiązują do struktur tektonicznych podłoża krystalicznego.

Obserwując szczegółową mapę batymetryczną jeziora, można w niektórych miejscach dostrzec za-

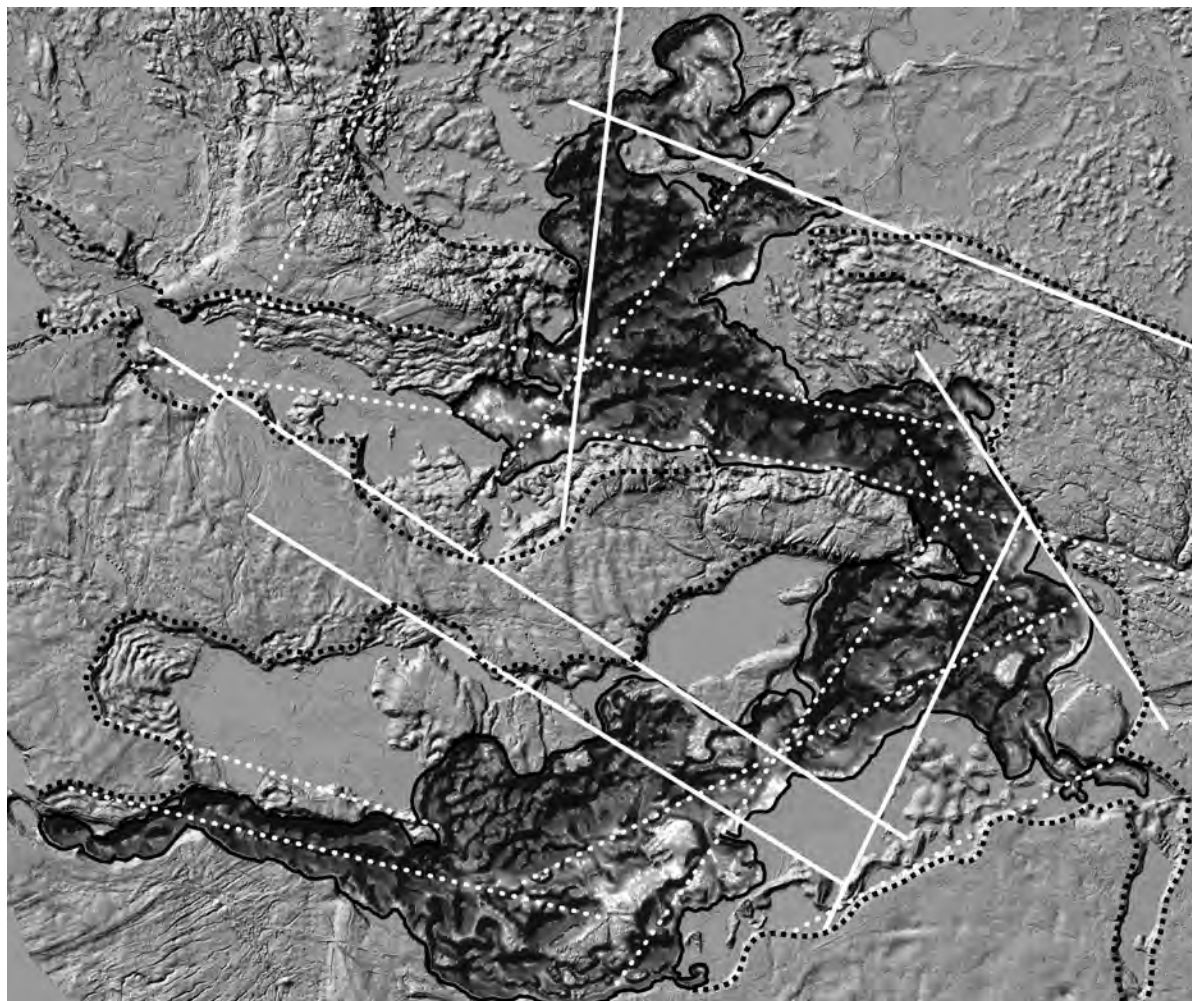
gęszczenie izobat, szczególnie gdy zastosuje się cięcie 1 lub 2 metrów. Takie zagęszczenie izobat przyjmuje czasami liniowy charakter, co może wskazywać na morfolineamenty będące efektem nieciągłości tektonicznych. O takiej możliwości interpretacji rysunku zagęszczonych poziomic pisali w analizach neotektonicznych m.in. Ostaficzuk (1975) oraz Badura i Przybylski (1999).

Wyjątkowo czytelny obraz struktur liniowych udało się uzyskać, łącząc cieniową mapę rzeźby dna jeziora Wigry powstałą na bazie profilowań echosondażowych ze zdjęciem lidarowym terenu otaczającego jezioro udostępnionym autorowi przez Pracownię Naukową Wigierskiego Parku Narodowego. Taki kompletny obraz morfologii całego terenu wraz z zaznaczonymi morfolineamentami przedstawiono na rycinie 2.15. W wielu miejscach dostrzega się w rzeźbie terenu liniowe elementy morfostrukturalne obejmujące zarówno dno jeziora, jak i jego zlewnię bezpośrednią. Dobrze widoczne są także podniesione terasy jeziorne, których powstanie ma najprawdopodobniej ścisły związek z lokalnymi proce-



Rycina 2.14. Morfolineamenty otoczenia jeziora Wigry; 1 – morfolineamenty główne (pierwszego rzędu) wyróżnione przez Bera (2009); 2 – fotolineamenty wyróżnione przez Doktora i in. (1990); 3 – morfolineamenty drugiego rzędu wyróżnione przez Bera (2009); 4 – brzegi jeziora podniesione neotektonicznie

Figure 2.14. Morpholineaments of the Wigry Lake area; 1 – major lineaments (first-order) distinguished by Ber (2009); 2 – photolineaments distinguished by Doktor et al. (1990); 3 – minor lineaments (second-order) distinguished by Ber (2009); 4 – neo-tectonically raised the lake's shores



Rycina 2.15. Morfolineamenty wyróżnione przez autora (ciągłe i przerywane białe linie) na mapie rzeźby terenu uzyskanej z połączenia zdjęcia lidarowego otoczenia jeziora Wigry z cieniową mapą ukształtowania dna jeziora powstałą na bazie profilowań echosondażowych; czarną przerywaną linią zaznaczono prawdopodobny zasięg późnoplejstoceńskiego zbiornika zastoiskowego pra-Wigier (zdjęcie lidarowe udostępnione przez Pracownię Naukową Wigierskiego Parku Narodowego)

Figure 2.15. Morpholineaments distinguished by the author (continuous and dashed white lines) on the shadow relief map of the Wigry Lake bottom, combined with LIDAR map; black dashed lines indicate the likely extent of Late Pleistocene marginal lake (LIDAR map was provided by the Research Laboratory of the Wigry National Park)

sami neotektonicznymi, co sugerowali już Rutkowski i Król (2000b). Z tymi młodymi ruchami tektonicznymi można wiązać powstanie kilku dużych podwodnych osuwisk, które zostały stwierdzone na dnie jeziora (Król i in. 2005; Rutkowski i in. 2009c).

Obraz lidarowy pozwala dostrzec także obszar późnoplejstoceńskiego zastoiska, którego jezioro Wigry jest pozostałością. Zastoisko to, określane często jako pra-Wigry (Więckowski 1988), obejmowa-

ło obszar o około 50% większy, niż dziś zajmuje jezioro (Rutkowski i in. 2009). Zdaniem Stangenberga (1936) poziom wody w ówczesnym zastoisku był co najmniej o 2 metry wyższy niż obecnie. Z kolei Więckowski (2009) uważa, że poziom wód nigdy nie był ponad 1 metr wyższy od współczesnego. Oprócz jeziora Wigry zastoisko obejmowało także jeziora: Czarne k. Gawrych Rudy, Długie Wigierskie, Okrągłe, Muliczne, Rzepiskowe, Suchar Rzepiskowy, Bia-

łe Wigierskie, Czarne k. Bryzgła, Mulaczysko, Krusz-  
nik, Klonek, Suchar Dembowski, Suchar Zachod-  
ni, Suchar Wschodni, Leszczewek oraz Postaw. Za-  
sięg zastoiska wigierskiego został określony przez  
Bera (2009b) na podstawie analizy topografii tere-  
nu oraz danych geologicznych. Dokładna analiza  
zdjęcia lidarowego umożliwiła obecnie precyzyjniej-  
sze określenie zasięgu tego zastoiska, a pierwszą taką  
próbę przedstawiono na rycinie 2.15.

## 2.2. Zróżnicowanie osadów dennych i roślinności zanurzonej na podstawie rozpoznania przez system RoxAnn

Wykonanie echosondaży dna jeziora Wigry z zasto-  
sowaniem systemu RoxAnn pozwoliło nie tylko na  
opracowanie bardzo dokładnej mapy batymetrycz-

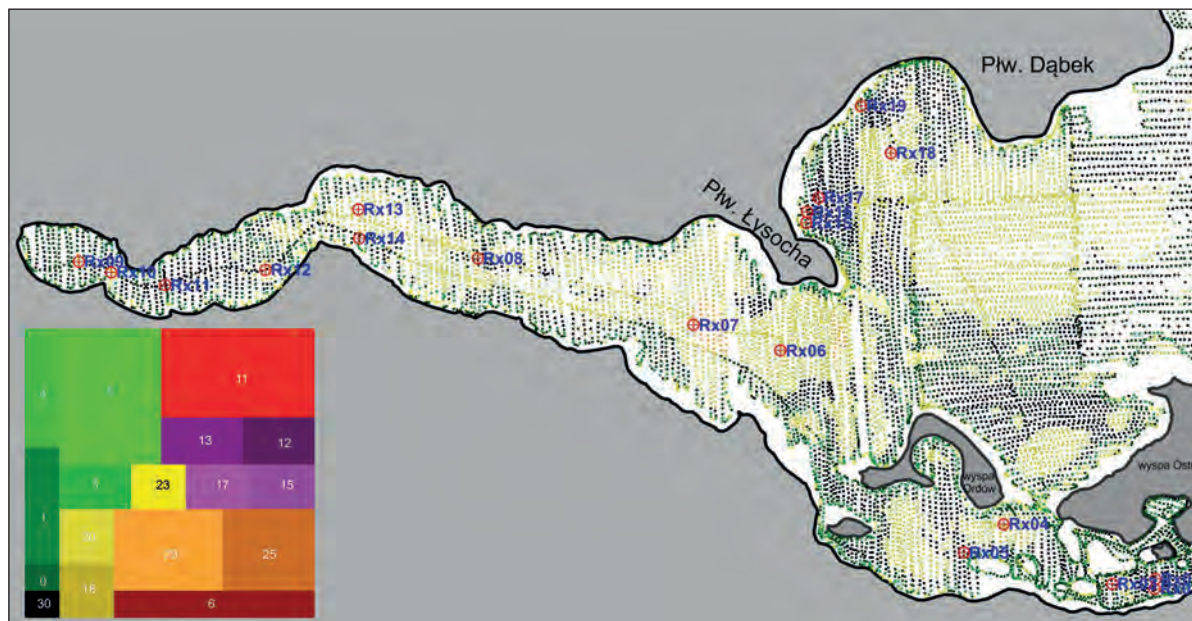
nej, lecz także na pozyskanie dodatkowych informa-  
cji na temat charakteru dna jeziora. Dane z echoson-  
daży RoxAnn zawierały informacje z obu stosowa-  
nych częstotliwości (200 kHz i 28 kHz) odnośnie do  
współrzędnych każdego punktu pomiarowego, głę-  
bokości, wartości wskaźników E1 i E2 oraz kodów  
klasyfikacyjnych rodzaju dna (tab. 2.3).

O zastosowaniu systemu RoxAnn do rozpozna-  
nia charakteru dna jeziora Wigry zadecydowały za-  
chęcające wyniki wcześniejszych badań pilotażo-  
wych (Osadczyk i in. 2005) oraz dane literaturo-  
we (patrz rozdz. 1) wskazujące, że zarówno metoda  
RoxAnn, jak i inne podobne metody mogą być po-  
mocne w rozpoznawaniu habitatów bentonicznych  
(siedlisk organizmów wodnych), w tym m.in. pod-  
wodnych łąk glonowych i skupisk malakofauny.

Tabela 2.3. Fragment zestawu danych zapisywanych przez system RoxAnn. Oznaczenia: E1 i E2 – wskaźniki RoxAnn; LF – echosonda o niskiej częstotliwości (28 kHz); HF – echosonda o wysokiej częstotliwości (200 kHz).

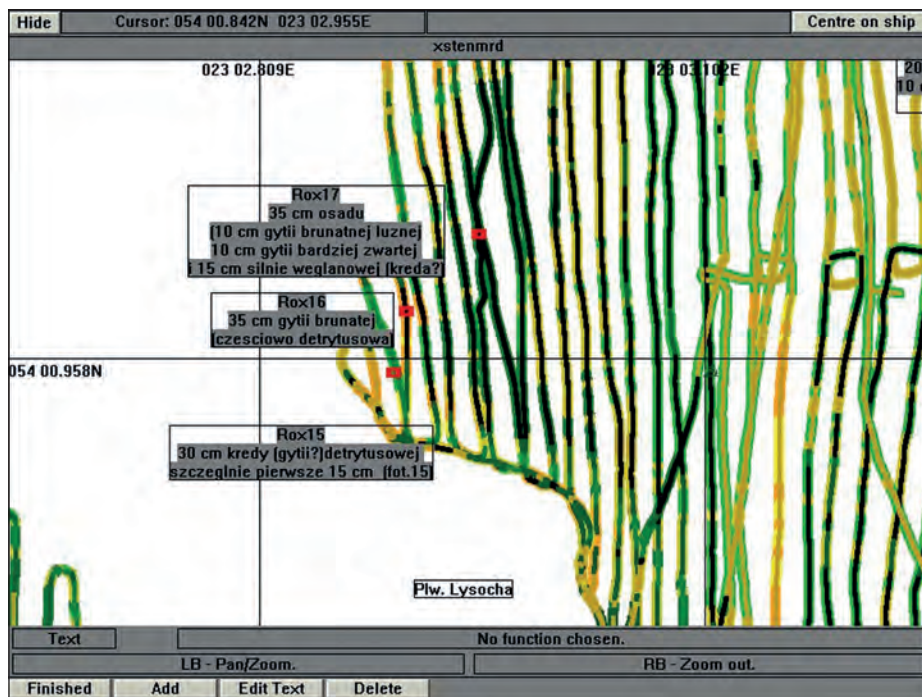
Table 2.3. An example segment of recorded data from RoxAnn system. E1 and E2 - RoxAnn indexes; LF - low frequency echosounder (28 kHz); HF - high frequency echosounder (200 kHz).

X (geo)	Y (geo)	X (UTM)	Y (UTM)	Rzędna LF	E1-LF	E2-LF	Rzędna HF	E1-HF	E2-HF	Kod LF	Kod HF	Czas	Data
23,10880	54,06493	638006,11763	5992802,20603	-2,22	1,271	1,397	-9,35	1,571	1,957	20	29	11:01:22	20-10-09
23,10880	54,06492	638006,03392	5992801,27943	-2,31	1,296	1,532	-8,38	1,186	1,546	20	20	11:01:23	20-10-09
23,10879	54,06491	638005,64616	5992799,78709	-2,22	1,231	1,308	-5,49	0,622	0,851	20	20	11:01:25	20-10-09
23,10878	54,06489	638005,13532	5992798,46921	-2,22	1,021	1,112	-32,47	1,332	2,878	20	29	11:01:27	20-10-09
23,10878	54,06488	638004,63102	5992797,15153	-2,31	0,826	0,968	-37,67	1,753	4,095	20	29	11:01:29	20-10-09
23,10877	54,06487	638004,01516	5992795,84166	-2,31	0,964	1,036	-72,55	2,886	4,095	20	23	11:01:31	20-10-09
23,10875	54,06485	638002,88405	5992793,58120	-2,22	1,482	1,512	-19,17	3,003	4,095	20	23	11:01:33	20-10-09
23,10873	54,06484	638001,94134	5992792,25045	-2,22	1,675	1,800	-16,28	1,623	2,771	20	29	11:01:35	20-10-09
23,10871	54,06482	638000,78710	5992790,54598	-2,22	1,233	1,841	-75,35	2,974	3,574	29	23	11:01:38	20-10-09
23,10871	54,06482	638000,16683	5992789,60339	-2,22	1,216	2,049	-73,81	4,022	4,095	29	23	11:01:39	20-10-09
23,10869	54,06480	637999,12416	5992787,89111	-2,22	1,504	2,187	-72,36	4,095	4,095	29	23	11:01:41	20-10-09
23,10867	54,06478	637998,09210	5992785,82287	-2,22	1,650	2,297	-74,19	4,095	4,095	29	23	11:01:43	20-10-09
23,10865	54,06476	637996,95535	5992783,75151	-2,31	1,768	2,230	-54,15	4,095	4,095	29	23	11:01:45	20-10-09
23,10863	54,06474	637995,71299	5992781,48773	-2,22	1,434	2,127	-51,26	4,095	4,095	29	23	11:01:47	20-10-09
23,10861	54,06473	637994,24376	5992779,58460	-2,31	1,408	2,146	-76,89	4,095	4,095	29	23	11:01:49	20-10-09
23,10858	54,06471	637992,42423	5992778,22772	-2,31	1,503	1,921	-74,19	4,095	4,095	29	23	11:01:51	20-10-09
23,10855	54,06471	637990,58870	5992777,62745	-2,31	1,306	2,257	-75,16	4,095	4,095	29	23	11:01:53	20-10-09
23,10853	54,06471	637988,94190	5992777,94577	-2,22	1,106	2,182	-73,71	4,095	4,095	29	23	11:01:55	20-10-09
23,10850	54,06473	637987,15602	5992779,19517	-2,70	1,805	2,272	-6,26	3,947	4,095	29	23	11:01:58	20-10-09
23,10850	54,06473	637986,91820	5992779,92291	-3,08	2,238	2,318	-3,76	2,708	2,933	29	23	11:01:59	20-10-09
23,10849	54,06475	637986,65129	5992781,40687	-3,57	2,420	2,731	-3,66	1,702	1,768	23	29	11:02:01	20-10-09
23,10850	54,06476	637986,71842	5992782,88965	-3,95	2,861	3,729	-3,85	1,228	1,019	23	20	11:02:03	20-10-09



Rycina 2.16. Robocza mapa obrazująca wyróżnione w systemie RoxAnn klasy rodzajów dna oraz lokalizację miejsc poboru prób testowych z dna Zatoki Wigierki i Płosa Bryzglowskiego

Figure 2.16. The operating map depicting the types of sediments distinguished by RoxAnn system including location of test samples from the bottom lake of the Wigierki Cove and Płosa Bryzglowskie



Rycina 2.17. Przykładowy fragment interaktywnego zapisu RoxAnn z notatkami dotyczącymi pobranych prób testowych

Figure 2.17. An example of an interactive record of RoxAnn system with personal notes regarding test samples



Niezależnie od wcześniejszej weryfikacji danych głębokościowych dla stworzenia mapy osadów dennych konieczne było skorygowanie wyników automatycznej klasyfikacji dokonanej przez system RoxAnn, bazującej na obliczonych wskaźnikach E1 (miara nierównomierności dna) i E2 (miara twardości dna). Po odrzuceniu ewidentnie błędnych pomiarów właściwa interpretacja wyników polegała na przypisaniu odpowiednim zakresom zmienności wartości obu wskaźników konkretnych typów dna. Pomocne w tym były informacje pochodzące z bezpośredniego opróbowania dna oraz z danych archiwalnych odnoszących się do rodzaju osadów i roślinności pokrywającej dno jeziora (Rutkowski 2004; Rutkowski i in. 2005; Rutkowski i in. 2009b). Przy interpretacji zapisów pod kątem identyfikacji rodzaju materiału pokrywającego dno konieczne było uwzględnienie głębokości oraz powiązanie zróżnicowania charakteru dna jeziora ze zmianami jego morfologii.

System RoxAnn wyróżnił w całym jeziorze osiem klas rodzaju dna z siedemnastu, które obejmuje diagram klasyfikacyjny. Do klasy [30] (pole czarne na diagramie i mapie) reprezentującej dno charakteryzujące się najmniejszą twardością oraz najmniejszą nierównomiernością zostało zakwalifikowanych 16,3% wszystkich pomiarów. Do sąsiednich klas [0] i [18] zakwalifikowano łącznie 50,3% pomiarów. Udziały pozostałych klas były następujące: [1] – 8,8%; [3] – 0,5%; [20] – 3,2%; [23] – 0,4%; [29] – 20,4%. Wyróżnienia dokonane przez system RoxAnn były weryfikowane poprzez pobór prób testowych z wybranych miejsc dna, przykład dla południowej części jeziora przedstawiono na rycinach 2.16 i 2.17 oraz w tabeli 2.4. Dane uzyskane dzięki opróbowaniu dna pozwoliły powiązać klasy RoxAnn z odpowiednimi typami osadów.

Po skorelowaniu wyników wyróżnień systemu RoxAnn z wynikami opróbowania testowego można było przystąpić do konstruowania mapy wydzieleni typów dna. Na potrzeby mapy wyróżniono obszary dna pokryte czterema odmianami osadów typu

gytii: dwie odmiany w strefie głębokowodnej (profundalnej) i dwie odmiany w strefie bardziej płytkowodnej (przejściowej) występującej głównie na skłonach. Te odmiany gytii są różnicowane w zapisie RoxAnn, gdyż różnią się gęstością (konsystencją) oraz ilością domieszek detrytusu roślinnego lub muszlowego (ryc. 2.18). Wyróżniono także obszary dna z osadami kredy jeziornej, które obejmują przede wszystkim strefę litoralną.

W wielu miejscach powierzchnię osadów porastają wodorosty (ryc. 2.18). Często pokrycie powierzchni osadów wodorostami było na tyle gęste, że system RoxAnn identyfikował w tych miejscach zupełnie inny typ dna. Taką sytuację obserwowano m.in. w Zatoce Wschodniej, Zatoce Cieszkinajki oraz w kilku miejscach w Plosie Zakątkowskim. Tę właściwość wykorzystano podczas realizacji jednego z zadań w projekcie badawczym dotyczącym ekosystemu jeziora Wigry. Zadanie polegało na dokonaniu inwentaryzacji roślinności zanurzonej, a w szczególności rozmieszczenia łąk ramienicowych. W identyfikacji podwodnych łąk ramienicowych niezbędny okazał się otrzymany wcześniej dokładny obraz morfologii dna jeziora. Dzięki dokładnej mapie batymetrycznej możliwe było powiązanie miejsc występowania łąk ramienicowych z odpowiednimi strefami głębokościowymi jeziora.

Profilowania RoxAnn umożliwiły wyznaczenie zasięgów występowania na powierzchni osadów zwartej pokrywy roślinności podwodnej. Natomiast różnice w zapisie wskaźników E1 i E2 pozwoliły na wyróżnienie odmiennego wykształcenia takich pokryw. Po pobraniu próbek roślinności z tych miejsc można było zidentyfikować kilka typów podwodnych łąk glonowych. Niestety, w wielu miejscach zwarta pokrywa roślinności podwodnej występowała na tyle płytko, że nie zawsze było możliwe wykorzystanie systemu RoxAnn do jej zdalnego rozpoznania. Wtedy była identyfikowana na podstawie obserwacji bezpośrednich z pobraniem próbek roślin do szczegółowego rozpoznania występujących gatunków. W ramach realizacji wspomnianego pro-

Tabela 2.4. Opis testowych prób osadów pobranych z dna Zatoki Wigierki i Płosa Bryzglowskiego (lokalizacja na ryc. 2.16)

Table 2.4. Description of sediment samples collected from the bottom of the Wigierki Bay and Płosa Bryzglowskie (location in Fig. 2.16)

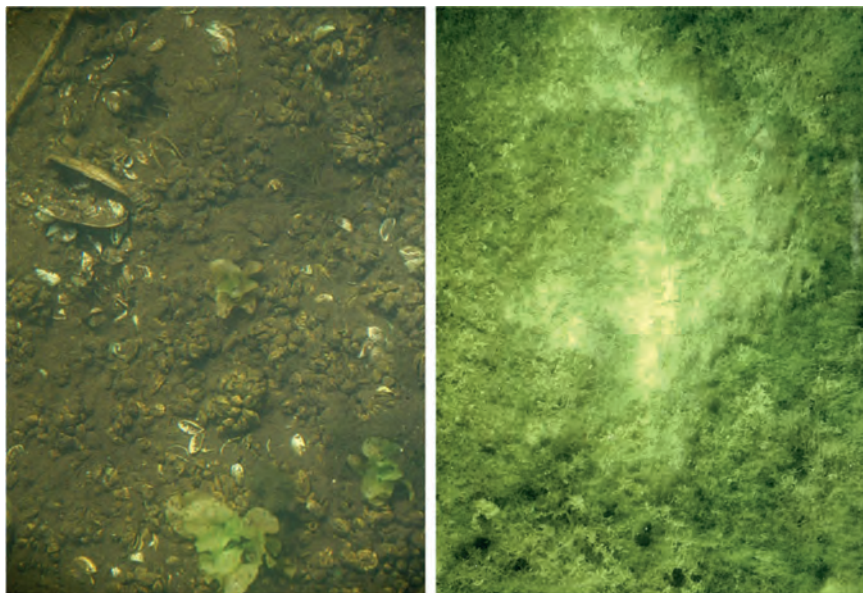
Numer próby	Głębokość [m]	Charakterystyka osadu
Rx01	8,3	Jasna (beżowo-szara) gytia węglanowa (kreda jeziorna?) o luźnej konsystencji, pobrana w strefie prawdopodobnego wypływu wód podziemnych
Rx02	9,1	Rdzeń 40 cm; 0–30 cm – warstwa węglanowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji; 30–40 cm – warstwa nieco bardziej zwartej gytii
Rx03	9,4	Rdzeń 20 cm: 0–5 cm – warstwa węglanowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji; 5–20 cm – warstwa nieco bardziej zwartej gytii
Rx04	31,1	0–10 cm – warstwa węglanowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji, brunatnej (na powierzchni ciemna, silnie organiczna)
Rx05	12,3	Rdzeń 40 cm: 0–30 cm – warstwa brunatnej węglanowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji; 30–40 cm – warstwa bardziej zwartej kredy jeziornej o barwie jasnoszarej
Rx06	44,0	0–10 cm – warstwa brunatnej węglanowej gytii glonowej o luźnej konsystencji
Rx07	48,0	0–10 cm – warstwa brunatnej gytii węglanowej o luźnej konsystencji, poniżej kreda
Rx08	20,6	0–8 cm – warstwa brunatnej gytii węglanowej o luźnej konsystencji, poniżej kreda
Rx09	22,2	Rdzeń 40 cm: 0–10 cm – warstwa gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji, oliwkowo-brunatna; 20–40 cm – gytia ciemnobrunatna o luźnej konsystencji
Rx10	5,0	Twarde dno – próbnik rurowy nie wbijał się
Rx11	17,7	Rdzeń 43 cm: 0–10 cm – warstwa gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji, ciemnooliwkowa; 10–20 cm – gytia o mniej luźnej konsystencji, ciemniejsza; 30–43 cm – gytia jw., ale z jaśniejszymi przebarwieniami
Rx12	22,3	Rdzeń 35 cm: 0–10 cm – warstwa ciemnooliwkowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji; 10–20 cm – gytia glonowa bardzo ciemna (organiczna); 20–35 cm – przewarstwienia ciemnej gytii i jasnej kredy
Rx13	30,0	0–10 cm – warstwa ciemnooliwkowej węglanowej gytii glonowej o bardzo luźnej konsystencji; 10–20 cm – warstwa gytii o większej gęstości i ciemniejszej barwie; 20–30 cm jasna i gęsta gytia węglanowa (kreda?)
Rx14	15,0	10-centymetrowa warstwa o bardzo luźnej konsystencji gytii brunatno-oliwkowej, niżej gytia bardziej gęsta; poniżej 20 cm jasnoszary osad kredowy
Rx15	7,6	0–15 cm – warstwa gytii detrytusowej, brunatno-szarej; 15–20 cm gytia z drobniejszym detrytusem; 20–35 – szara gytia detrytusowa z muszelnymi mięczakami
Rx16	11,3	0–10 cm – warstwa gytii detrytusowej o luźnej konsystencji, brunatno-szarej; 10–30 cm ciemnobrunatna gytia o bardziej zwartej konsystencji
Rx17	13,0	0–10 cm – warstwa jasnej (barwa piaskowa) gytii o luźnej konsystencji; 10–20 cm – warstwa ciemnobrunatnej i bardziej zwartej gytii; 20–30 cm – warstwa gęstej, jasnoszarej gytii silnie wapiennej (kreda?)
Rx18	22,0	0–20 cm – warstwa gytii jasnobrunatnej; 20–30 cm – warstwa przejściowa do kredy; 30–40 cm – gęsta kreda jeziorna

jektu oznaczeń gatunków roślin dokonał dr Jacek Urbaniak z Katedry Botaniki i Ekologii Roślin Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Z przeprowadzonych przez niego obserwacji wynika, że w jeziorze Wigry dominują dwa gatunki ramienic: przeciwstawna (*Chara contraria*) i omszona (*Chara tomentosa*) (Urbaniak 2002). W mniejszej ilości występuje krynicznicza tępa (*Nitellopsidetum obtusae*).

Łącznie w strefie litoralnej jeziora Wigry zidentyfikowano 30 podwodnych łąk (ryc. 2.19). Wyróżniono w sumie 47 zbiorowisk roślinności ramienicowej, w tym 31 takich, w których występuje niemal wyłącznie gatunek *Chara contraria*, sześć zbiorowisk zdominowanych przez *Chara tomentosa* oraz trzy

zbiorowiska zdominowane przez gatunek *Nitellopsidetum obtusae*. Ponadto wyróżniono siedem zbiorowisk mieszanych, w których występują dwa lub trzy gatunki ramienic.

W rezultacie prac echosondażowych, analitycznych i kartograficznych powstała kompleksowa mapa obrazująca zróżnicowanie typologiczne dna, ze szczególnym uwzględnieniem występowania zwartych pokryw roślinności zanurzonej w powiązaniu z wyróżnionymi rodzajami osadów dennych. Przestrzenny obraz tego zróżnicowania przedstawiono na rycinie 2.20 w postaci miniatury oryginalnej mapy powstałej w dużej skali.



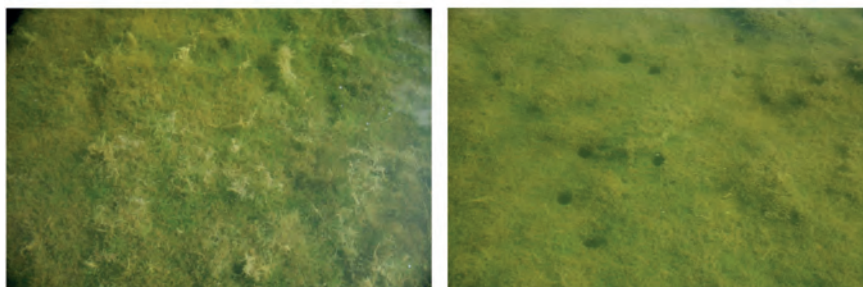
Rycina 2.18. Liczne muszle małży na powierzchni dna oraz kreda jeziorna z pokrywą wodorostów

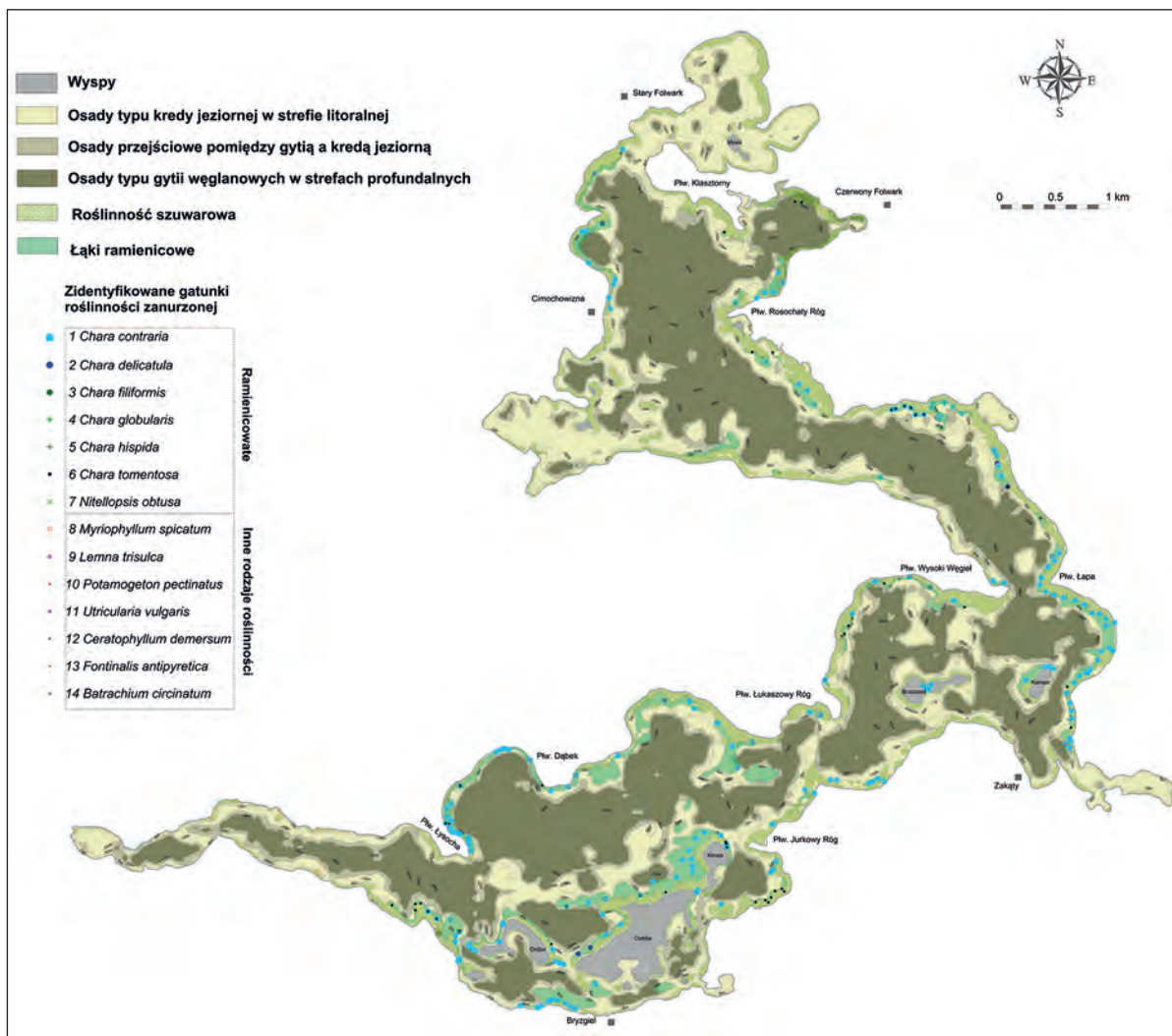
Figure 2.18. Accumulation of mussel shells on the bottom surface and lacustrine chalk with seaweed cover



Rycina 2.19. Łąki ramienicowe w jeziorze Wigry

Figure 2.19. Chara meadows in the Wigry Lake





Rycina 2.20. Miniatura oryginalnej wielkoskalowej mapy (1 : 5000) obrazującej rozmieszczenie łąk ramienicowych na tle zróżnicowania osadów dennych jeziora Wigry  
 Figure 2.20. A miniature version of the original large-scale map (1 : 5000) showing the distribution of underwater meadows on the background of bottom sediments of the Wigry Lake

### 2.3. Facje osadów jeziornych oraz morfologia ich podłoża w świetle profilowań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości

Profilowania sejsmiczne wykonane w jeziorze Wigry w latach 1999–2001 ujawniły obecność kilku odmiennych facji osadów jeziornych, które charakteryzowały się różną strukturą refleksów sejsmicznych (Rudowski i in. 2001; Rutkowski i in. 2002a,

2002b, 2005a, 2005b; Król i in. 2005). Autorzy wymienionych publikacji wyróżnili cztery podstawowe facje, przypisując im symbole: A, B, C i D. Dodatkowe profilowania sejsmiczne wykonane przez autora niniejszej publikacji w latach 2006–2013 w różnych miejscach jeziora (ryc. 2.21) w dużej mierze potwierdziły te spostrzeżenia. Facja określona jako A jest charakterystyczna dla głębokowodnych części jeziora. Wykazuje ona wiele refleksów sejsmicznych

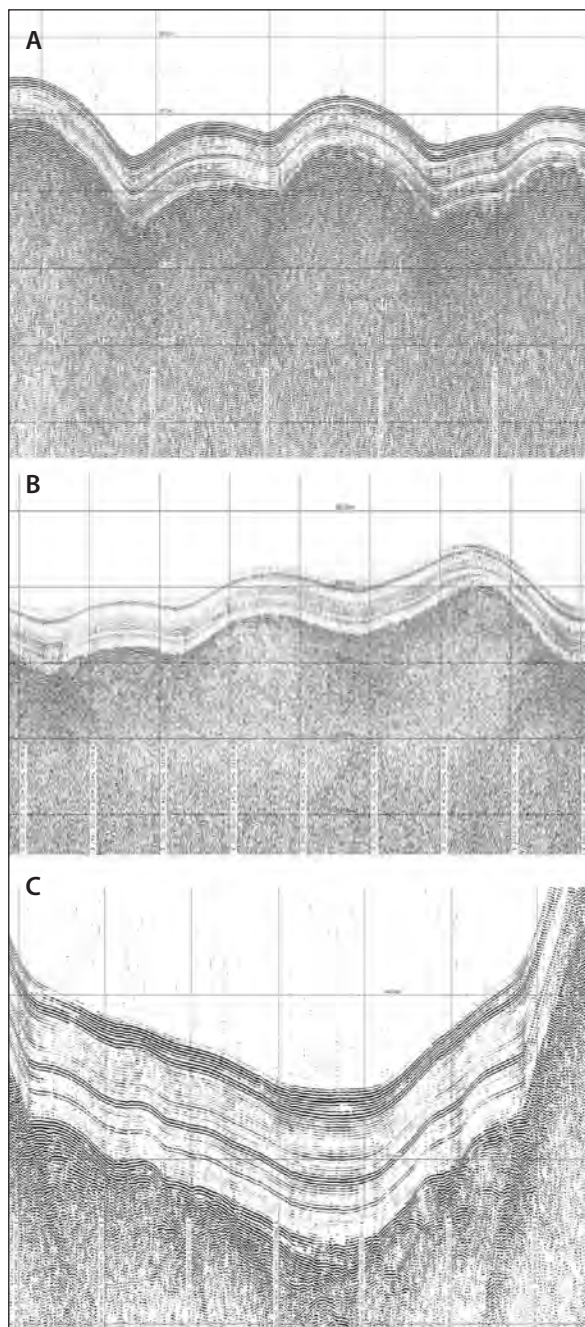
o równoległym do siebie przebiegu. Zazwyczaj refleksy są także równoległe do podłoża i zachowują ciągłość na znacznych przestrzeniach, co wskazuje na serię osadów warstwowanych (ryc. 2.22). W wyraźnych i niezakłóconych zapisach układ refleksów pozwala wyróżnić w obrębie tej facji cztery poziomy. W części stropowej obserwuje się zespół silnych refleksów, zwykle rozdzielonych refleksem słab-

szym. Poniżej obserwuje się strefę refleksów słabych, pod nią znowu refleksy silne, a jeszcze niżej ponownie pakiet refleksów słabych. Wyraźne refleksy sejsmiczne tej facji można traktować jako horyzonty korelacji stratygraficznych.

Przebieg refleksów wykazuje, że reprezentowana przez fację A seria osadowa pokrywa zazwyczaj jednolitym płaszczem osadów o zbliżonej miąższości



Rycina 2.21. Mapa profilowań sejsmicznych wykonanych w jeziorze Wigry wraz z lokalizacją miejsc, dla których sejsmogramy przedstawiono na kolejnych rycinach Figure 2.21. Map of seismic profiling carried out in the Wigry Lake with location of those areas, for which seismograms are shown on the next figures



Rycina 2.22. Obraz facji sejsmicznej A z wyraźnymi refleksami wskazującymi na warstwowanie równoległe, w trzech różnych częściach jeziora Wigry: A – Ploso Bryzglowskie; B – ploso Szyja; C – Ploso Zakątowskie; profilowania sejsmiczne wysokiej rozdzielczości 5 kHz (Seabed Orectech Pipeliner); pionowa skala czasowa w milisekundach (TWTT – czas podwójnego przebiegu fali dźwiękowej)

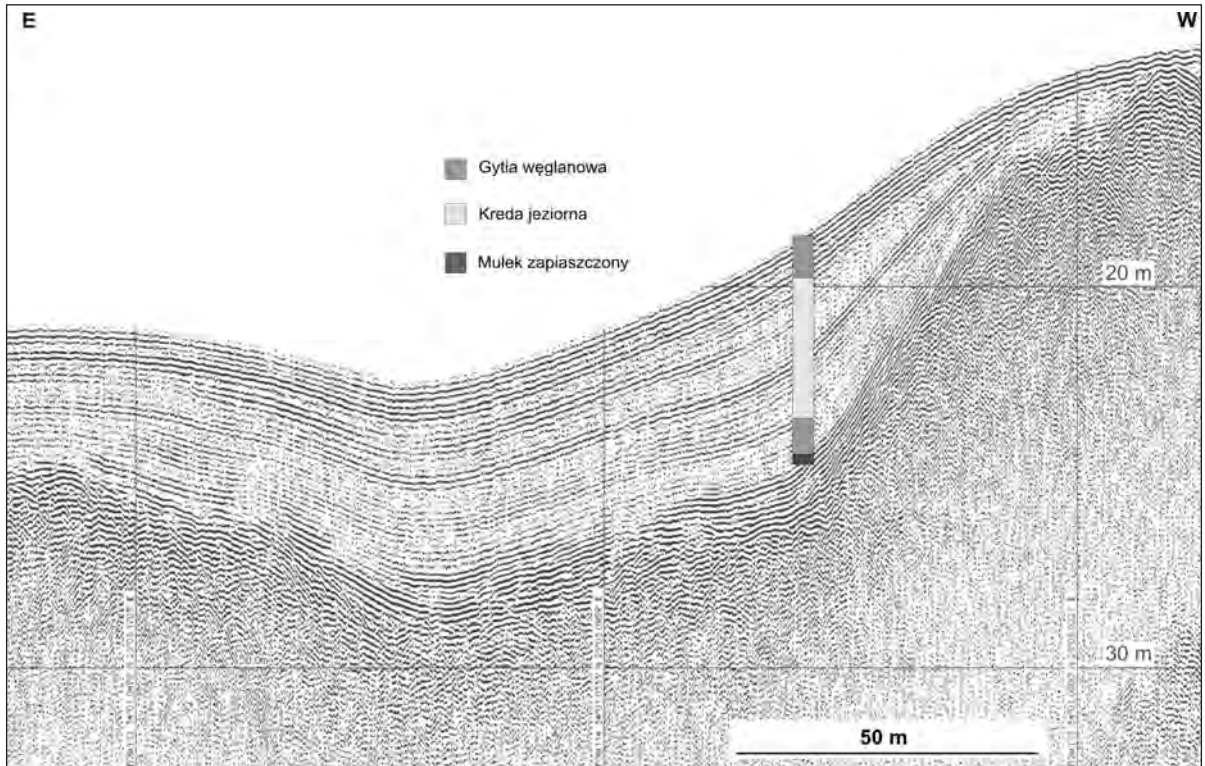
Figure 2.22. Seismic cross-section of facies A from 3 different part of the Wigry Lake, with distinct reflectors indicating the parallel stratification: A – Ploso Bryzglowskie; B – Ploso Szyja; C – Ploso Zakątowskie; 5 kHz high-resolution seismic profiling (Seabed Orectech Pipeliner); vertical time scale in milliseconds (TWTT – two-way travel time)

ganiczno-węglanowego (gytia węglanowa), który tworzy tę serię osadową. Osady tej facji wyrównują także wszelkie nierówności podłoża. Obserwuje się wtedy w peryferycznych częściach tej serii osadowej niezgodność kątową. Można określić to zaleganie jako przekraczające (transgresywne) (*onlap*) (ryc. 2.22–2.24). Miąższość facji A wynosi zazwyczaj około 4–6 metrów. W przegłębieniach dna może dochodzić do 10 metrów. Osady tej facji wyklinowują się na wyniesieniach podłoża.

Wyniki badań rdzenia osadów o długości 5,26 metra pobranego w obrębie facji A (Rutkowski i Król 2005; Rutkowski i in. 2006, 2009b) pozwalają powiązać refleksy sejsmiczne z cechami litologicznymi osadów. Zespół silnych refleksów w części stropowej (poziom 0–0,86 m) odpowiada osadom gytii węglanowej o małej gęstości objętościowej (1,1–1,35 g/cm<sup>3</sup>). Niżej występuje seria osadów kredy jeziornej (0,86–4,20 m) o większej gęstości objętościowej (1,35–1,5 g/cm<sup>3</sup>). W środkowej części tej serii osadowej dostrzega się dość silny refleks sejsmiczny rozdzielający serię na dwie niemal równe części. Należy go powiązać z występowaniem na tym właśnie poziomie (około 2,5 m) kilkunastocentymetrowego przewarstwienia kredy o najwyższej gęstości (około 1,5 g/cm<sup>3</sup>).

Druga z wyróżnionych facji sejsmicznych, facja B, charakteryzuje się brakiem wyrazistych refleksów wewnętrznych (ryc. 2.25). Brak takich refleksów wskazuje, że osady tej serii osadowej nie mają struktury warstwowanej. Jedynie czasami w ich stropowej części obserwuje się słabe refleksy wewnętrzne. Fa-

zarówno wyniesienia, jak i obniżenia podłoża. Takie zaleganie, które Rutkowski i in. (2005a, 2009c) określają jako oblekające, wydaje się wskazywać na spokojną sedymentację pelagiczną materiału or-



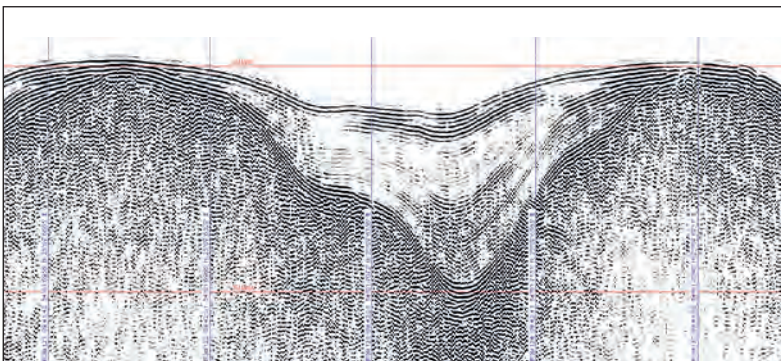
Rycina 2.23. Facja sejsmiczna A w zestawieniu z litologią osadów ujawnioną w wierceniu WZS-03 wykonanym w Zatoce Słupiańskiej przez Rutkowskiego i in. (2009); skala pionowa w metrach (przeliczona ze skali czasowej dla prędkości dźwięku 1600 m/s)

Figure 2.23. Seismic cross-section of facies A in conjunction with the lithology of sediment core WZS-03 taken by Rutkowski et al. (2009) in Słupiańska Cove; vertical scale in meters (converted to the time-scale for the sound velocity of 1600 m/s)

cja B występuje na płycznach i odpowiadają jej osady gruboziarnistej kredy jeziornej (Rutkowski i in. 2009b, 2009c).

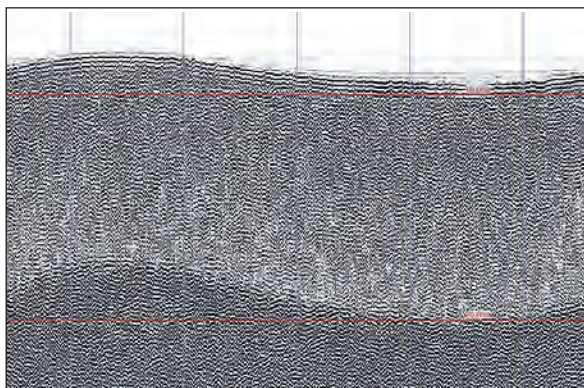
Wyróżniona przez wymienionych wyżej autorów facja C, która również nie wykazuje wyraźnych re-

fleksów wewnętrznych, wydaje się rezultatem pewnych deformacji facji A jako np. rezultat większego upłynnienia osadów. Przemawiałby za tym fakt, że w wielu miejscach obserwuje się przechodzenie jednej facji w drugą (ryc. 2.26). Podobnie jak w przypad-



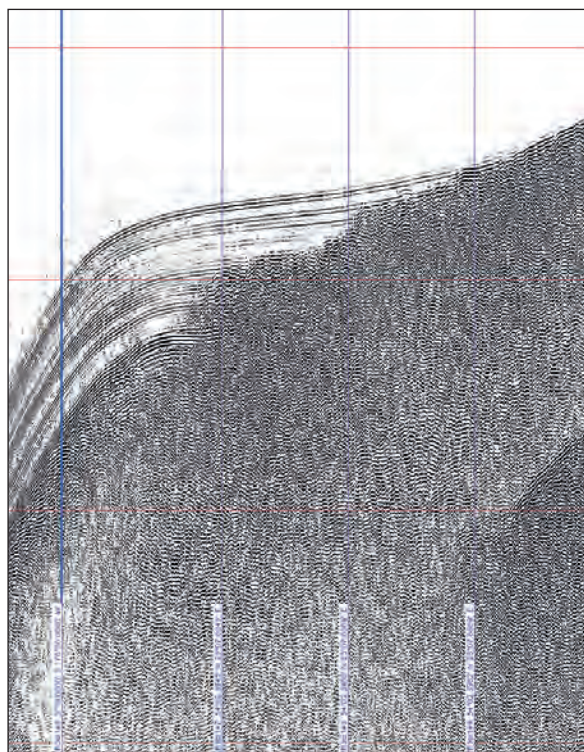
Rycina 2.24. Obraz sejsmiczny wypełnień zagłębienia pierwotnego dna jeziora przez osady reprezentujące fację sejsmiczną A; na brzegach widać wyraźną niezgodność kątową w obrębie facji A; pionowa skala czasowa w milisekundach (TWTT)

Figure 2.24. Seismic cross-section of depression of the former lake bottom filled with sediments representing the seismic facies A; vertical time scale in milliseconds (TWTT)



Rycina 2.25. Obraz sejsmiczny facji B występującej na płycznach; pionowa skala czasowa w milisekundach (TWTT)

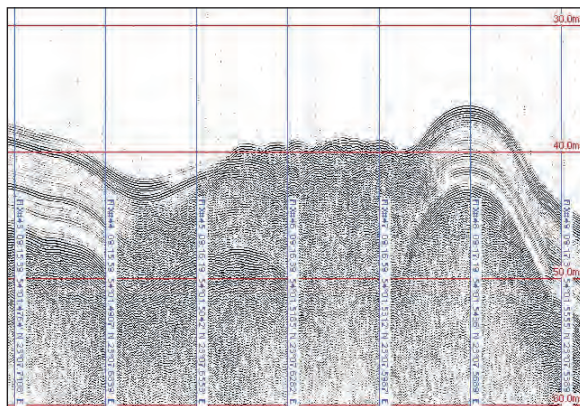
Figure 2.25. Seismic cross-section of facies B from shallow parts of lake; vertical time scale in milliseconds (TWTT)



Rycina 2.26. Obraz sejsmiczny facji A przechodzącej w fację C; pionowa skala czasowa w milisekundach (TWTT)

Figure 2.26. Seismic cross-section depicting the transformation of facies A into facies C; vertical time scale in milliseconds (TWTT)

ku facji B jedynie w stropowej części facji C można niekiedy zaobserwować kilka wyraźniejszych reflek-



Rycina 2.27. Obraz sejsmiczny facji D związanej z zaburzeniami osadów wywołanymi ruchami masowymi; pionowa skala czasowa w milisekundach (TWTT – czas podwójnego przebiegu fali dźwiękowej)

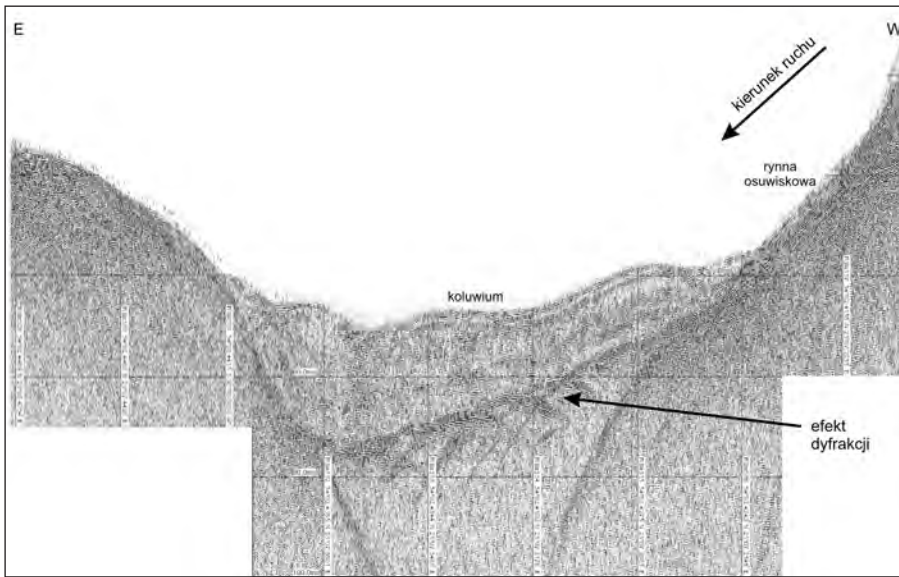
Figure 2.27. Seismic cross-section of facies D associated with sediment disturbances caused by underwater mass movements; vertical time scale in milliseconds (TWTT)

sów wewnętrznych. Pod względem litologicznym facja ta reprezentowana jest przez drobnoziarniste gytie węglanowe, które ku spągowi przechodzą w kredę jeziorną. Ta odmiana facjalna występuje zwykle w płytszych obszarach jeziora, na głębokościach do kilkunastu metrów.

Czwartą z wyróżnionych facji sejsmicznych, fację D (ryc. 2.27), można wiązać z podwodnymi osuwiskami. Reprezentuje ona koluwium osuwisk, które rozwinęły się w osadach facji A (ryc. 2.29–2.33). Fację D charakteryzuje zanik wewnętrznych refleksów, typowych dla facji A. Spowodowane jest to zaburzeniem wewnętrznej struktury osadów koluwalnych. Jedynie czasami we fragmentach niektórych osuwisk (np. w Zatoce Wigierki i plosie Szyja) dostrzega się w obrazie sejsmicznym relikty pierwotnej struktury warstwowej. Na dużych głębokościach, u podnóża stromo nachylonego dna najprawdopodobniej na skutek częściowego upłynnienia osady koluwalne są zazwyczaj w dużym stopniu zhomogenizowane i nie wykazują obecności pierwotnych struktur (Król i in. 2005; Rutkowski i in. 2009c).

Brak wewnętrznych refleksów sejsmicznych może być także spowodowany emisją gazów z głębszych





Rycina 2.28. Seismiczny obraz podwodnego osuwiska w płosie Szyja, którego lokalizację przedstawiono na rycinie 2.29; pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

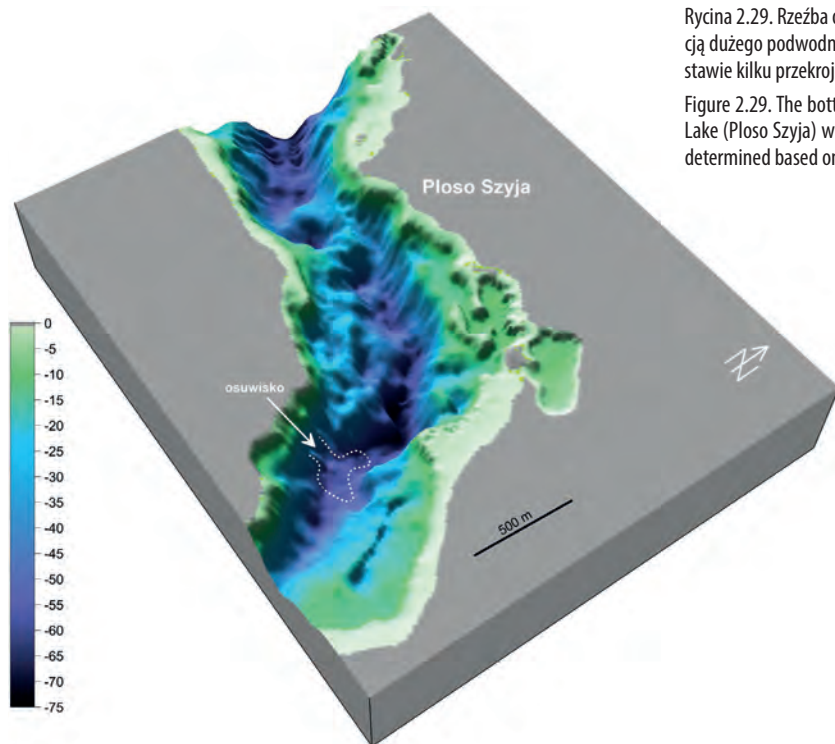
Figure 2.28. Seismic cross-section of underwater landslide (Płoso Szyja) whose location is shown in Figure 2.29; vertical time scale in milliseconds (TWTT)

partii osadów. W jeziorze Wigry obecność gazów uwalniających się z osadów jest dość powszechna. Badania próbek osadów pochodzących z tego jeziora oraz trzech sąsiednich niewielkich jezior (Rzepiskowe, Pietronajcie i Suchar III) przeprowadzone przez Kotarbę (2003) wykazały, że głównym składnikiem uwalnianych z osadów gazów są: metan (68,4–90,0% obj.), azot (7,4–29,7% obj.), dwutlenek węgla (1,2–8,4% obj.) i w niewielkich ilościach argon (0,2–0,7% obj.). Z kolei Paprocka i Leśniak (2008), prowadząc badania CO<sub>2</sub> w wodzie i osadach jeziora Wigry, w wielu miejscach stwierdzili bardzo duże stężenia tego gazu w warstwie przydennej, niekiedy przekraczające 300 µmol/l.

Według Fannina (1980) już nawet jednoprocenowa objętość gazów w osadach może powodować takie zaburzenia, przy czym zaburzenia struktury osadu zachodzą dopiero wtedy, kiedy pęcherzyki gazu stworzą lokalnie takie zagęszczenie, że będą w stanie wypierać cząstki osadu (Anderson i in. 1998). W zależności od rodzaju osadów i stopnia ich nasycenia gazami w zapisie sejsmicznym może się to przejawiać różnymi efektami: zamazywaniem lub wygaszeniem, zmętnieniem lub jasnymi plamami, ewentualnie przerwaniem ciągłości lub przesunięciami

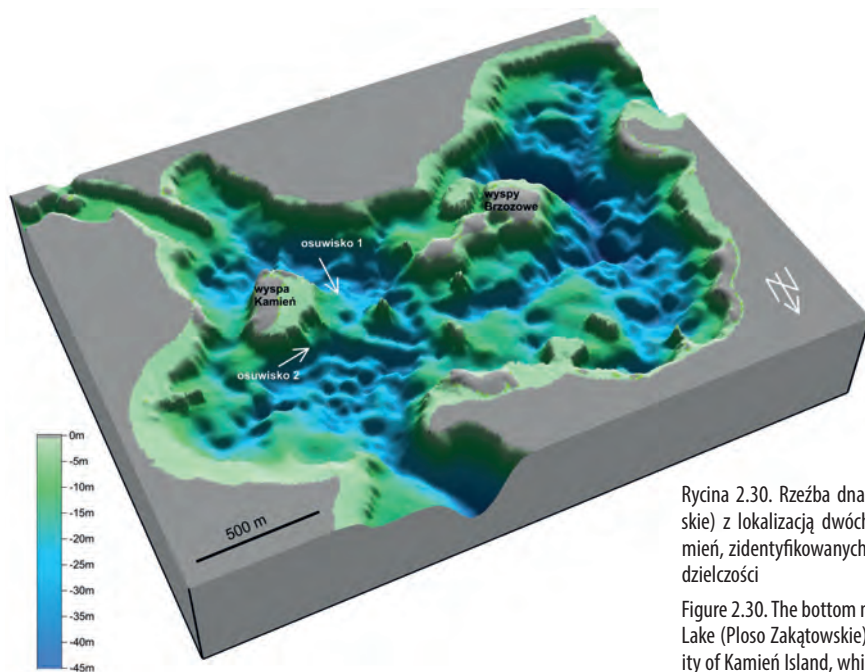
echa (Wilkins i Richardson 1998). W pewnych przypadkach gazy mogą wywołać efekt wzmocnienia refleksów sejsmicznych. Tego typu efekt może powstać, gdy określona ilość pęcherzyków gazowych zgromadzi się bezpośrednio pod stropem lub spągami warstwy osadowej. Duarte i in. (2007), prowadząc badania dna laguny Aveiro z wykorzystaniem technik sejsmicznych typu *boomer* i *chip*, stwierdzili pojawienie się w zapisach zarówno efektów zmętnienia lub wygaszenia, jak i efektów wzmocnienia refleksów sejsmicznych. Co ciekawe, zauważono, że strefom wygaszenia refleksów często towarzyszą strefy wzmocnienia refleksów sejsmicznych.

Przesycenie osadów gazami może być czynnikiem sprzyjającym wystąpieniu grawitacyjnych, podwodnych ruchów masowych (Whelan i in. 1977; Sills i in. 1991; Grozic i in. 1999; Best i in. 2003; Grozic 2003). Spowodowane gazami większe upłynnienie osadów sprzyja zainicjowaniu ich ruchu na nachylonej powierzchni dna. W jeziorze Wigry nachylenie dna w wielu miejscach jest wyjątkowo duże. Bardzo często w fundamentalnych częściach wynosi kilkanaście stopni, czasami przekraczając nawet 20°. Tak duże nachylenie dna sprzyja uruchomieniu słabo skonsolidowanych osadów. Choć duże nachylenie



Rycina 2.29. Rzeźba dna rynnowej części jeziora (płoso Szyja) z lokalizacją dużego podwodnego osuwiska, którego zasięg wyznaczono na podstawie kilku przekrojów sejsmicznych wysokiej rozdzielczości

Figure 2.29. The bottom morphology of the grooved part of the Wigry Lake (Płoso Szyja) with large underwater landslide, whose extent was determined based on several high resolution seismic profiles



Rycina 2.30. Rzeźba dna wytopiskowej części jeziora (Płoso Zakątowskie) z lokalizacją dwóch podwodnych osuwisk w rejonie wyspy Kamień, zidentyfikowanych dzięki przekrojom sejsmicznym wysokiej rozdzielczości

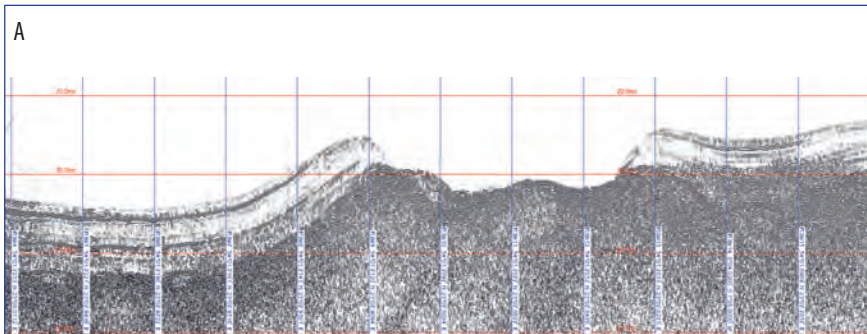
Figure 2.30. The bottom morphology of the ice-kettle part of the Wigry Lake (Płoso Zakątowskie) with two underwater landslides in the vicinity of Kamień Island, which were discovered by high resolution seismic profiling

dna nie zawsze musi skutkować powstaniem osuwisk (Gradziński i in. 1976; Locat i Lee 2005; Mason 2006), w przypadku jeziora Wigry, na którego dnie spoczywają głównie osady typu gytii i kredy jeziornej, a więc osady słabo skonsolidowane, ten czynnik odgrywa dużą rolę. Jeśli ponadto osady są przesycone gazami, a ich miąższość jest znaczna, bo dochodząca do 10 metrów, to ich stabilność na nachylnym skłonie dna jeziora jest niewielka. W takiej sytuacji jakiś dodatkowy impuls może skutkować naruszeniem tego stanu równowagi chwiejnej. Takim impulsem może być nawet niezbyt silny wstrząs tektoniczny lub wywołany działalnością człowieka (np. wybuchy bomb w czasie wojny). Może nim być także zwiększona w krótkim czasie dostawa materiału osadowego do jeziora w wyniku ulewnych deszczy czy lokalny silny prąd przydenny.

Dzięki profilowaniom sejsmicznym udało się odkryć w różnych częściach jeziora Wigry kilka dużych podwodnych osuwisk (lokalizacja patrz ryc. 2.21). Jednym z większych jest osuwisko powstałe w rynkowej części jeziora określanej jako płosa Szyja, łą-

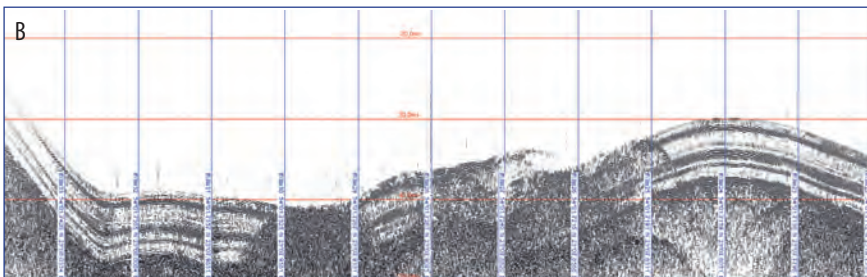
czącej północną i południową część jeziora. Osuwisko powstało na zachodnim skłonie dna tego płosa. Sejsmiczny obraz osuwiska przedstawiono na rycinie 2.28. Osuwisko obejmuje obszar dna o powierzchni 5,5 hektara. Nisza osuwiskowa ma szerokość ponad 100 metrów, a jezior u podstawy osuwiska osiąga szerokość około 400 metrów. Jezioro tego osuwiska jest dwudzielny. Jego północne skrzydło dotarło do najgłębszej partii jeziora, oddalonej od brzegu zaledwie o 250 metrów, gdzie głębokości przekraczają 60 metrów (ryc. 2.29). Z kolei skrzydło południowe jeziora spowodowało przemieszczenie osadów aż na przeciwny, wschodni skłon dna tego płosa. Tam też doszło do największego spiętrzenia osadów koluwalnych, które osiągnęło w niektórych miejscach miąższość 14 metrów.

Dwa kolejne osuwiska stwierdzono w Płosie Zakątowskim, w sąsiedztwie wyspy Kamień. Większe z nich, o powierzchni 3,1 hektara, powstało po południowo-zachodniej stronie wyspy, w odległości 150 metrów od jej brzegów, a drugie mniejsze (1,1 ha) około 100 metrów od północnego brzegu wyspy



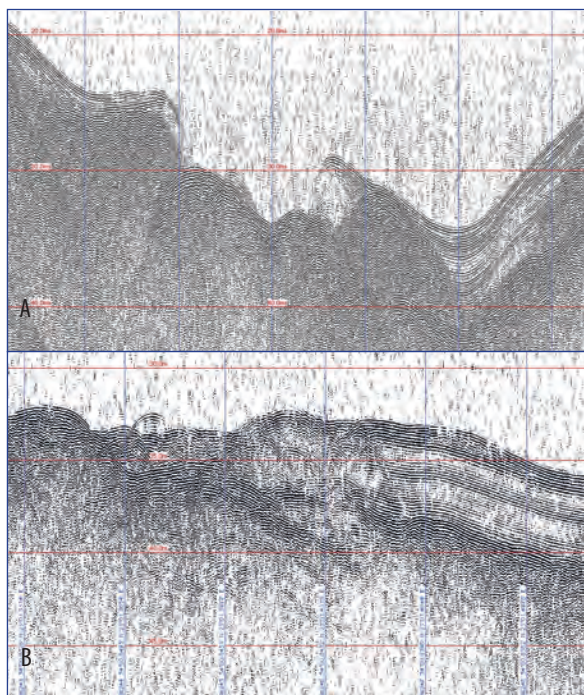
Rycina 2.31. Poprzeczny przekrój sejsmiczny przez niszę podwodnego osuwiska w rejonie wyspy Kamień (patrz lokalizacja na ryc. 2.30); pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.31. Transverse seismic cross-section of underwater landslide scar in the vicinity of Kamień Island (see location in Figure 2.30); vertical time scale (TWTT) in milliseconds



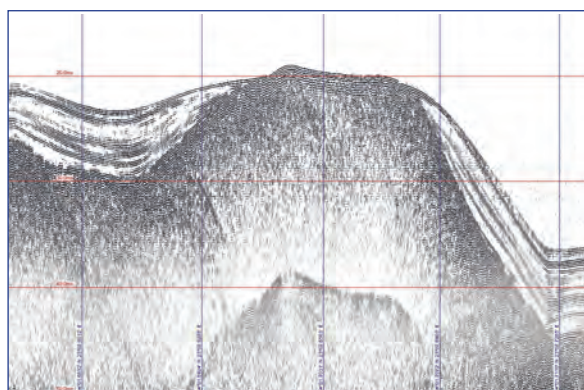
Rycina 2.32. Poprzeczny przekrój sejsmiczny przez koluwium podwodnego osuwiska w rejonie wyspy Kamień (patrz lokalizacja na ryc. 2.30); pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.32. Transverse seismic cross-section of underwater landslide colluvium in the vicinity of Kamień Island (see location in Figure 2.30); vertical time scale (TWTT) in milliseconds



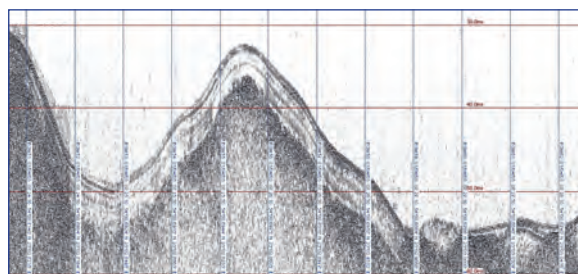
Rycina 2.33. Obraz sejsmiczny dwóch osuwisk w Zatoce Wigierki: A – przekrój podłużny przez osuwisko w rejonie półwyspu Łysocha; B – przekrój poprzeczny przez osuwisko w zachodniej części zatoki (lokalizacje na ryc. 2.30); pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.33. Seismic cross-sections of two underwater landslides in Wigierki Cove: A – longitudinal cross-section through landslide in the vicinity of Łysocha Peninsula; B – transverse cross-section through landslide in western part of cove (see location in Figure 2.30); vertical time scale (TWTT) in milliseconds



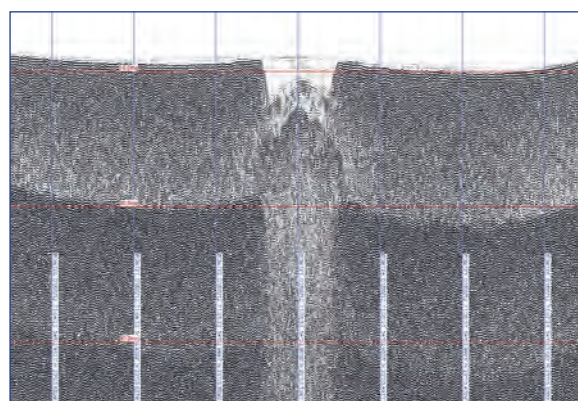
Rycina 2.34. Wychodnia utworów podłoża osadów jeziornych w Płosie Zakątkowskim; przekrój sejsmiczny 5 kHz; pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.34. Outcrop of lacustrine sediments substratum in Płoso Zakątkowskie; 5 kHz seismic cross-section; vertical time scale (TWTT) in milliseconds



Rycina 2.35. Obraz sejsmiczny ozu w Zatoce Wigierki; przekrój sejsmiczny 5 kHz; pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.35. Seismic cross-sections through esker in Wigierki Cove; 5 kHz seismic cross-section; vertical time scale (TWTT) in milliseconds



Rycina 2.36. Zaburzenia struktury osadów spowodowane najprawdopodobniej wysiękami wód podziemnych; Zatoka Hańczańska (płn. część jeziora Wigry); przekrój sejsmiczny 5 kHz; pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.36. Bottom sediment disturbance most likely caused by leakage of groundwater; Hańczańska Cove (northern part of the Wigry Lake); 5 kHz seismic cross-section; vertical time scale (TWTT) in milliseconds

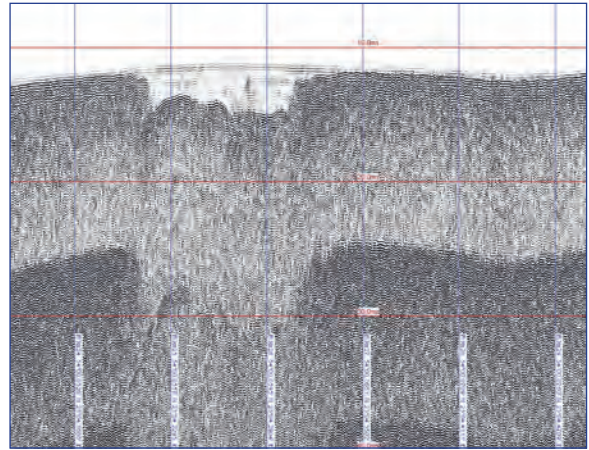
(ryc. 2.30). Sumaryczna długość rynny osuwiskowej i jezora pierwszego osuwiska wynosi około 300 metrów, a szerokość zaburzonego obszaru waha się od 50 metrów w części górnej do 120 metrów u podstawy. Dwa przekroje sejsmiczne poprzeczne do kierunku ruchu tego osuwiska przedstawiono na rycinach 2.31 i 2.32. Pierwszy pokazuje przekrój sejsmiczny przez niszę osuwiskową, a drugi przekrój przez część koluwalną tego osuwiska. W obu przypadkach widać zaburzenia, jakim uległy osady reprezentujące fację sejsmiczną A, mające w tym rejonie miąższość około 6 metrów.

Dwa osuwiska stwierdzono także w rejonie Zatoki Wigierki, w południowej części jeziora. Jedno z nich o powierzchni 1,8 hektara powstało u podnóża półwyspu Łysocha znajdującego się pomiędzy zatokami Wigierki i Słupiańską. Jego sejsmiczny obraz w przekroju podłużnym przedstawiono na rycinie 2.33A. Drugie, niemal dwukrotnie większe, bo o powierzchni 3,3 hektara, zlokalizowane jest w zachodniej, wąskiej części Zatoki Wigierki. Poprzeczny przekrój sejsmiczny przez środkową część jeziora osuwiskowego ilustrujący zaburzenia osadów należących do facji sejsmicznej A przedstawiono na rycinie 2.33B.

Profilowania sejsmiczne ujawniły także wychodnie utworów glacialnych stanowiące podłoże osadów jeziornych. Sejsmiczny obraz jednego z takich miejsc przedstawiono na rycinie 2.34. Znajduje się ono około 250 metrów na północny zachód od wyspy Kamień. Wychodnia ta jest najprawdopodobniej częścią tej samej formy polodowcowej, do której należy wyspa, a która zdaniem Bera (2009b) oraz Rychel i in. (2010) jest moreną martwego lodu. Z kolei profilowania wykonane w południowo-zachodniej części jeziora (Zatoka Wigierki) ujawniły obecność podłużnego garbu rozciągającego się wzdłuż osiowej części zatoki na dystansie blisko 2 kilometrów. Ukształtowanie tej formy oraz jej obraz sejsmiczny wskazują, że jest to nieco przemodelowany i ukryty pod osadami jeziornymi relikty struktury glacyfluwialnej typu ozu (ryc. 2.35, porównaj ryc. 2.8).

Profilowania sejsmiczne wykonane w dwóch płaszczyznach jeziora: Wigierskim i Bryzglowskim, ujawniły dwie strefy z bardzo wyraźnymi zaburzeniami struktury osadów niezwiązanych z podwodnymi ruchami masowymi typu osuwisk. Jedna z tych stref występuje w centralnej części Zatoki Hańczańskiej (północno-zachodnia część jeziora), a druga w najbardziej południowej części jeziora, w obszarze pomiędzy wyspą Ostrów a południowym brzegiem jeziora (ryc. 2.21). W pierwszej z tych stref zaburzenia dotyczą osadów gytii węglanowej spoczywającej na głębokości około 8 metrów (ryc. 2.36). Charakter zapi-

su sejsmicznego wskazuje, że prawdopodobną przyczyną zaburzenia osadów jest przenikanie przez nie roztworu gazowo-wodnego wydostającego się z niżej położonych warstw. Z przestrzennej analizy profiliowań sejsmicznych i echosondaży RoxAnn wynika, że strefa tego typu zaburzeń rozciąga się w Zatoce Hańczańskiej na dystansie około 200 metrów i ma szerokość od 30 do 80 metrów. W drugiej strefie, położonej w południowej części jeziora (Płoso Bryzglowskie) między wyspą Ostrów i brzegiem jeziora, zaburzenia dotyczą osadów znajdujących się na głębokości około 10 metrów. Strefa zaburzeń osadów rozciąga się na dystansie 300 metrów, a jej szerokość wynosi około 100 metrów (ryc. 2.37).



Rycina 2.37. Zaburzenia struktury osadów spowodowane najprawdopodobniej wyciekami wód podziemnych; Płoso Bryzglowskie (płd. część jeziora Wigry); przekrój sejsmiczny 5 kHz; pionowa skala czasowa (TWTT) w milisekundach

Figure 2.37. Bottom sediment disturbance most likely caused by leakage of groundwater; Płoso Bryzglowskie (southern part of the Wigry Lake); 5 kHz seismic cross-section; vertical time scale (TWTT) in milliseconds

Często przy obecności dużych ilości gazów w osadach na profilach sejsmicznych dostrzega się efekt wzmocnienia refleksów (*enhanced reflectors*), który przejawia się pojawieniem silniejszego refleksu ponad strefą akustycznego wygaszania (*acoustic blanking*). Efekt ten związany jest dużą zmianą impedancji akustycznej osadów nasyconych gazami

(Judd i Hovland 1992; Schroot i in. 2005; Gay i in. 2007; Naudts i in. 2009). Takiego efektu wzmocnionego refleksu nie dostrzeżono na sejsmogramach z obu wyżej wspomnianych stref jeziora Wigry. Nie można jednak wykluczyć, że gazy nie gromadzą się w stropowej partii występujących tu gytii, tylko powodują tak duże ich rozrzedzenie i upłynnienie, że nie wywołują efektu wzmocnienia refleksów, jedynie ich rozmycia.

Obraz prezentowanych zaburzeń sejsmicznych może także wskazywać na duże wysięki wód podziemnych. Jak pokazują wyniki badań (Canals i in. 1990; Casamitjana i Roget 1993), skoncentrowany napływ wód gruntowych do misy jeziornej może powodować lokalną resuspensję i fluidyzację osadów, co powinno znaleźć odzwierciedlenie w zapisie akustycznym. W przypadku jeziora Wigry dopływ wód podziemnych odgrywa istotną rolę w ogólnym bilansie wody. Według Bajkiewicz-Grabowskiej

(2012) strumień podziemnej wymiany wody, czyli udział dopływu i odpływu podziemnego w całkowitej ilości wody krążącej rocznie w jeziorze, wynosi od 30 do 44%. Szacuje się, że roczny dopływ podziemny do jeziora, z drenowanych przez jego misę poziomów wodonośnych stanowi około 5,9 mln m<sup>3</sup> (Bajkiewicz-Grabowska i Dąbrowski 2009).

Jednoznaczne rozstrzygnięcie kwestii, co jest rzeczywistą przyczyną takich zapisów: wzmożona emisja gazów czy wypływ wód podziemnych, wymaga przeprowadzenia szczegółowych badań hydrochemicznych w obu strefach oraz porównania ich wyników z wynikami badań w typowych miejscach dna z podobnym rodzajem osadów. Gdyby potwierdziły się przypuszczenie o wysiękach wód podziemnych w stwierdzonych miejscach, to profilowania sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości mogłyby okazać się bardzo dobrym narzędziem do lokalizacji miejsc dopływu wód podziemnych do jezior.

### 3. WYNIKI BADAŃ DNA JEZIORA DRAWSKO

---

Jezioro Drawsko znajduje się na Pojezierzu Drawskim stanowiącym część makroregionu Pojezierza Zachodniopomorskiego. Jest ono największym i najgłębszym akwenem wodnym Pojezierza Drawskiego i drugim pod względem głębokości jeziorem w Polsce. Według *Atlasu jezior Polski* (Jańczak 1996) jego powierzchnia wynosi 1781,5 hektara, a maksymalna głębokość 79,7 metra. Jezioro ma silnie rozwinętą linię brzegową o długości 74,35 kilometra, pełną zatok, cypli i półwyspów. Morfologia dna jeziora Drawsko jest typowa dla jezior wykorzystujących rynny subglacjalne.

Pod względem geologicznym jezioro położone jest w obrębie permsko-mezozoicznej jednostki strukturalnej określanej mianem wału pomorskiego. Obszar jeziora znajduje się w środkowej, najsilniej wydźwigniętej części wału zwanej blokiem tektonicznym Czaplinka. Charakterystyczną cechą bloku Czaplinka jest silne sfałdowanie utworów mezozoicznych tworzących szereg form antyklinalnych i synklinalnych ciągnących się równolegle do osi wału, które przecinają poprzeczne do osi uskoki: półczyński i złocieniecki. W obszarze tym występują także liczne poduszki solne. Bezpośrednie podłoże czwartorzędu stanowią osady oligocenu i miocenu maskujące starsze struktury (Dobrcka i Piotrowski 2002).

Jezioro Drawsko jest ulokowane w obrębie dwóch krzyżujących się rynien glacialno-fluwioglacialnych o orientacji ENE–WSW i NNW–SSE. Pierwsza z nich jest częścią większego systemu rynnowego, którego elementami są jeziora: Pile, Strzeszyn, Brody, Komorze, Żerdno, Wilczkowo. Zdaniem Bartkowskiego (1972) i Marsza (1973), jest to system subglacjalnych rynien marginalnych bezpośrednio przedpola lądolodu fazy pomorskiej. Kwestionują to Jania i Bukowska-Jania (1997), zgadzając

się z Karczewskim (1997), który uważa, że rynny te są pozostałością po wytopionych trzonach lodowo-morenowych. Zdaniem Dobrackiej i Lewandowskiego (2002) rynny są elementami kopalnej doliny marginalnej, konserwowanej przez martwy lód i odnawiającej się po kolejnych zlodowaceniach. W jeziorze Drawsko do tego systemu rynnowego należą zatoki: Rzepowska, Henrykowska oraz Drahimska, o rozciągłościach zbliżonych do NE–SW. Ich przedłużeniem jest przylegające do jeziora Drawsko od wschodu jezioro Żerdno. Koncepcja rynien marginalnych jest, zdaniem Jania i Bukowskiej-Jania (1997), mało przekonująca, gdyż analiza batymetrii na równoleżnikowej linii tych jezior nie wskazuje na istnienie spadku w jakimś zdecydowanym kierunku.

Druga rynna o przebiegu NNW–SSE bierze początek na południowym skłonie garbu pojeziernego, natomiast jej wylot znajduje się w części proksymalnej sandru Drawy. Zarówno relacja tej rynny do zasięgu fazy pomorskiej, jak i jej geneza jest problematyczna (Włodarski 1998). Przyjmuje się, że jest to rynna glacialna będąca efektem egzaracji lodowcowej (Dobrcka i Lewandowski 2002).

Powierzchnię dna jeziora pokrywają przede wszystkim gytie silnie węglanowe i stosunkowo ubogie w materię organiczną. Większość z nich zawiera ponad 40% CaCO<sub>3</sub> i od 15 do 20% materii organicznej wyrażonej jako strata prażenia. Najsilniej węglanowe gytie (ponad 50% CaCO<sub>3</sub>) występują w południowej części jeziora, na wschód od linii Zatoka Ptasia–Zatoka Chmielewska oraz w rejonie Zatoki Rzepowskiej i po zachodniej stronie wyspy Bielawa. Pierwszy z tych obszarów w dużym stopniu pokrywa się z obszarem występowania osadów najbardziej drobnoziarnistych ( $M_z > 6\phi$ ) (Osadczyk 2006).

### 3.1. Morfologia dna oraz zróżnicowanie wierzchniej warstwy osadów w świetle badań z zastosowaniem systemu RoxAnn

W jeziorze Drawsko wykonano sumarycznie 160 kilometrów profilowań echosondażowych, koncentrując je w głównej rynnie jeziora oraz w kilku wybranych zatokach (ryc. 3.1). Zagęszczenie profili w głównej rynnie jeziora było na tyle duże, że uzyskane pomiary umożliwiły stworzenie względnie dokładnej mapy batymetrycznej dla tej części jeziora. Do stworzenia mapy wykorzystano przeszło 52 tys. danych głębokościowych zarejestrowanych przez echosondę. Wcześniej usunięto wszystkie dane pomiarowe, które odnosiły się do obiektów zawieszonych w toni wodnej (np. ławic ryb) lub były rezultatem zakłóceń w rejestracji. Do interpolacji danych metodą krigingu i stworzenia cyfrowych map wykorzystano program komputerowy Surfer 8 Golden Software. Stworzono cyfrowe mapy w wersji dwuwymiarowej oraz trójwymiarowej, które przedstawiają urozmaiconą morfologię dna głównej części jeziora (ryc. 3.2).

W celu porównania wyników rozpoznania akustycznego RoxAnn z faktycznym zróżnicowaniem litologicznym osadów analizie poddano 44 próbki osadów pobranych z dna jeziora (tab. 3.1). Wyniki analizy granulometrycznej zawartości materii organicznej i zawartości węgla wapnia w osadach pozwoliły na opracowanie map przestrzennej zmienności tych cech osadów (ryc. 3.5 i 3.6).

Badania laboratoryjne wykazały, że dominującym materiałem zakumulowanym na dnie jeziora są osady o charakterze gytii węglanowej wykształconej zazwyczaj jako gytia glonowa lub glonowo-detrytusowa. W niektórych próbach spotykano znaczne domieszki materiału okruszowego, przeważnie o wielkościach odpowiadających frakcji piaskowej. Często były to drobno pokruszone fragmenty muszli mięczaków. W strefie litoralnej jeziora występują głównie osady klastyczne, którymi są przede wszystkim piaski o różnych frakcjach ziarnowych – od bardzo

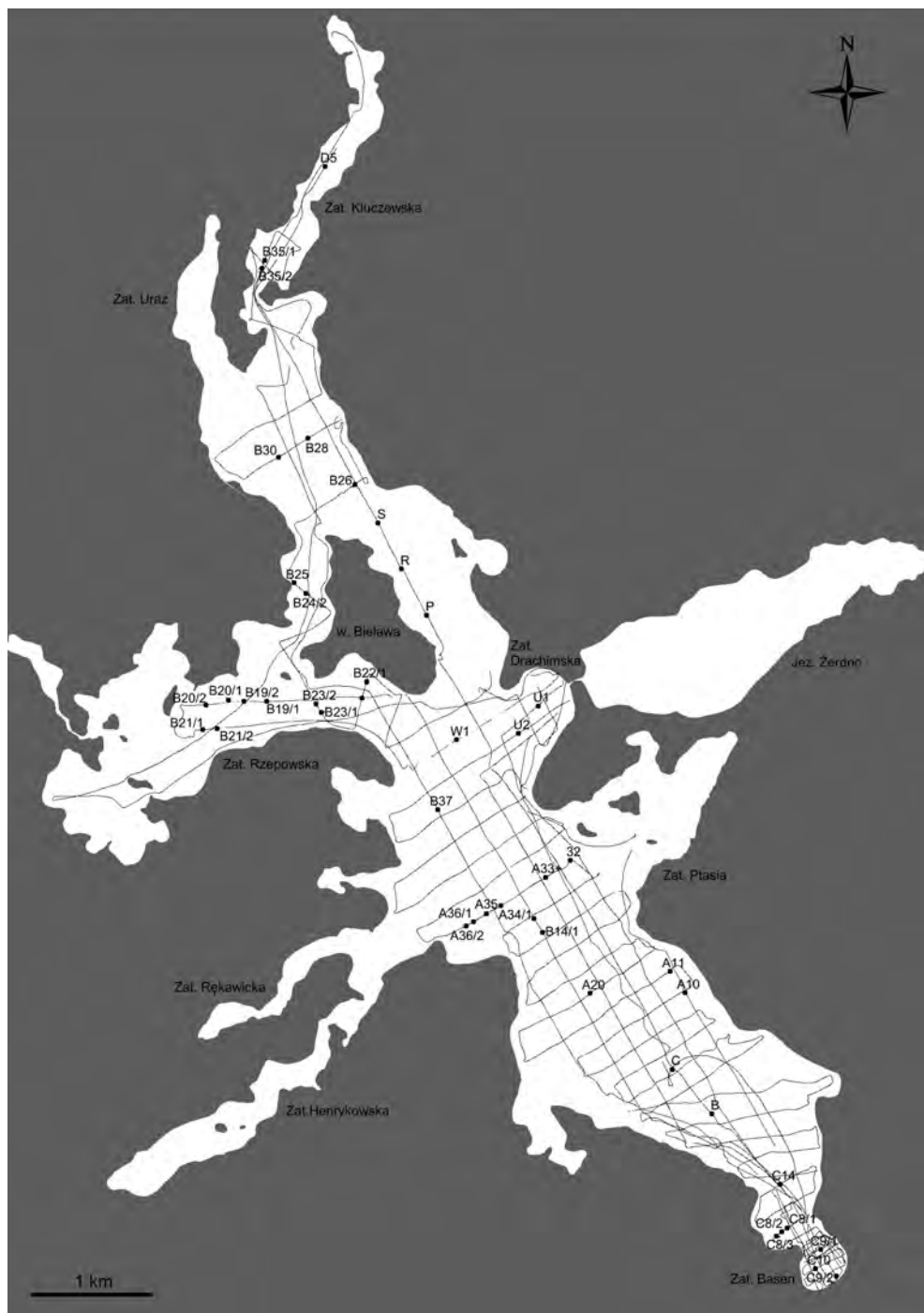
drobnoziarnistej do gruboziarnistej. Występowanie piasków w tej strefie jest głównie wynikiem erozji brzegów jeziora. Pewne ilości materiału klastycznego wnosi także rzeka Drawa.

Analizując zależność uziarnienia od głębokości, wykazano, że do głębokości 10 m dominują piaski. Na głębokościach od 10 do 20 m zakumulowane są zarówno osady o frakcji mułkowej, jak i piaszczyste. Do głębokości 50 m p.p.m. dominują pyły, gdzie-niedzie występują piaski. Na głębokościach mniejszych niż 50 m zakumulowane są osady o frakcji pyłu drobnoziarnistego. Wraz ze wzrostem głębokości maleje średnica ziaren budujących osad.

Analiza zawartości węgla wapnia wykazała, że największe jego ilości występują w osadach najgłębszych partii jeziora – przede wszystkim w jego południowej i środkowej części. Znaczne ilości węgla wapnia charakterystyczne są również dla osadów zalegających na dnie na zachód od wyspy Bielawy (Osadczyk 2006; Zawalna 2006).

Analiza zarejestrowanych przez system RoxAnn wartości wskaźników charakteryzujących własności akustyczne osadów: E1 (nierównomierność) i E2 (twardość), ujawniła stosunkowo duży ich rozrzut zarówno w odniesieniu do wskaźnika E1, jak i wskaźnika E2 (ryc. 3.3). Wyjątkowo duży rozrzut wartości tych wskaźników obserwuje się na diagramie klasyfikacyjnym przedstawiającym wyniki z echosondy niskoczęstotliwościowej (LF). Jest to tyle zaskakujące, że przy wstępnym makroskopowym opisie prób osadów pobranych z dna jeziora nie dostrzegało się znaczących różnic pomiędzy nimi. Najczęściej były to gytie glonowe o galaretowatej konsystencji. Dokładniejsze obserwacje wsparte badaniami laboratoryjnymi cech litologicznych osadów ujawniły przyczyny zróżnicowania właściwości akustycznych osadów. Okazało się, że osady te różnią się uziarnieniem, gęstością, zawartością materii organicznej i zawartością węgla wapnia. Ponadto niektóre próby osadów zawierały znaczne ilości różnego rodzaju domieszek detrytycznych, którymi były całe lub pokruszone muszle mięczaków,



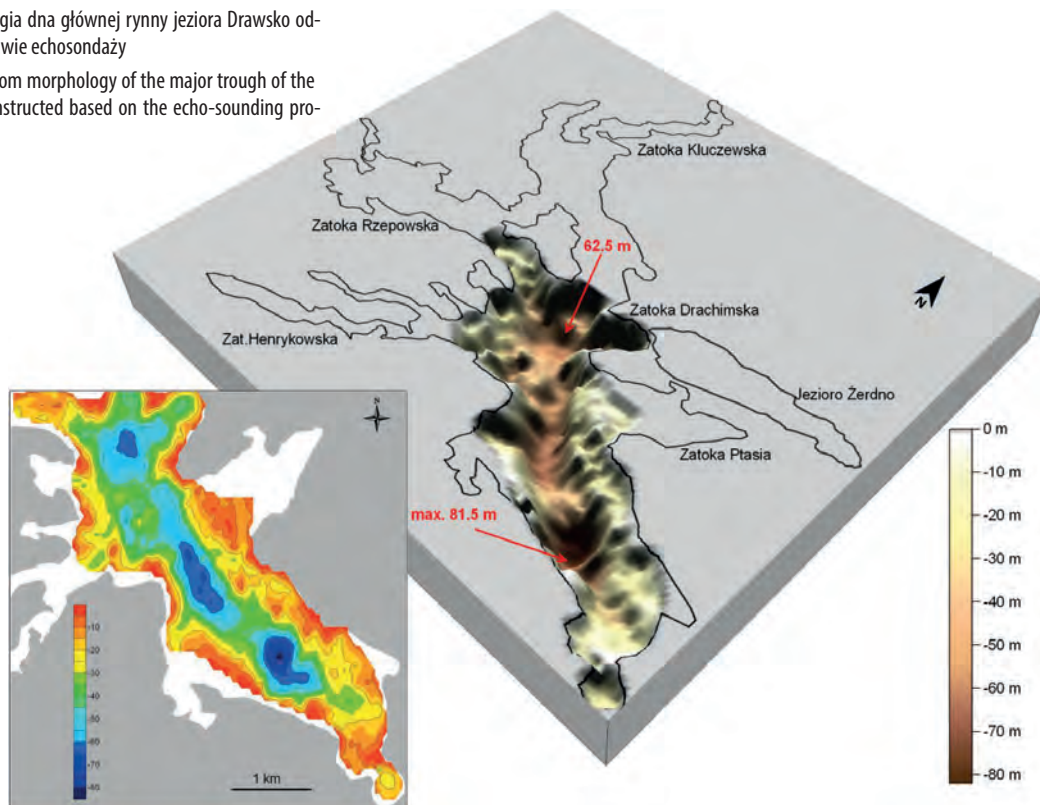


Rycina 3.1. Mapa lokalizacyjna echosondaży i miejsc poboru próbek osadów z dna jeziora Drawsko

Figure 3.1. Location map of echo-sounding profiles and sampling sites of bottom sediments of the Drawsko Lake

Rycina 3.2. Morfologia dna głównej rynny jeziora Drawsko odtworzona na podstawie echosondaży

Figure 3.2. The bottom morphology of the major trough of the Drawsko Lake reconstructed based on the echo-sounding profiles

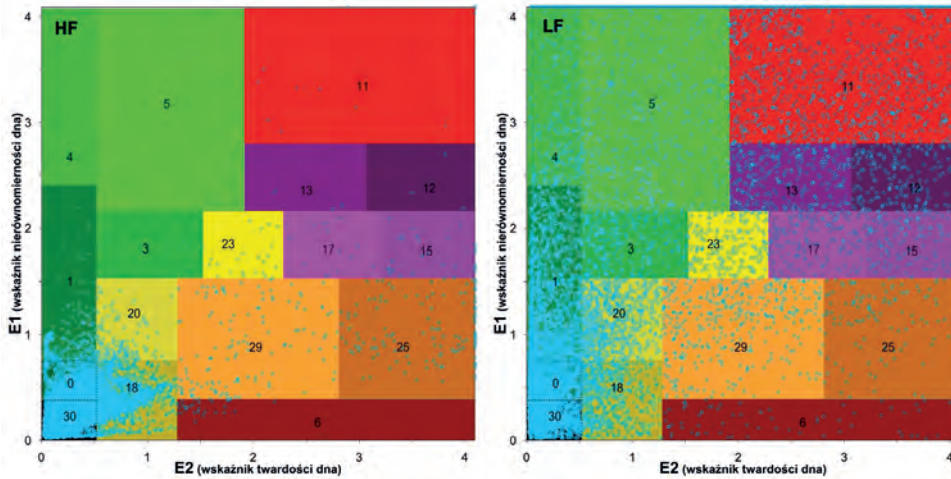


detrytus roślinny, gałązki. Niekiedy na powierzchni osadów występują obfite nagromadzenia muszli mięczaków w formie odsypów lub kolonii żywych małży, najczęściej z rodzaju *Dreissena polymorpha*, mogące dość skutecznie maskować osady, na których muszle spoczywają. Na przykład próbę B24/1 stanowił zlepek muszlowy, kolonia małży racicznica zmienna (*Dreissena polymorpha*) z wodorostami. Podobnie było w przypadku próby C9/3 (muszle racicznicy zmiennej, szczeżui oraz gałązki). Z kolei próba A23 zawierała odsyp muszli racicznicy na osadach piaszczystych z dodatkiem otoczków żwiru o wielkości do 1,5 centymetra.

Zauważono ponadto, że czasami muszle zagrzebane są nieco głębiej w osadzie, co niewątpliwie w istotny sposób wpływało na zmianę stopnia rozpraszania i pochłaniania energii akustycznej, szczególnie w przypadku niskiej częstotliwości. Inny typ osadu na powierzchni i inny kilkanaście lub kilkadziesiąt centymetrów poniżej był najprawdopodobniej przy-

czyną bardzo dużego rozrzutu wartości wskaźników E1 i E2, jaki został zarejestrowany przez system RoxAnn przy częstotliwości 28 kHz (ryc. 3.3).

Przestrzenny obraz zmienności osadów na podstawie wysokoczęstotliwościowych (200 kHz) wskazań RoxAnn przedstawiono na rycinie 3.4. Wyniki wskazują na siedem grup osadów, które odpowiadają następującym polom w diagramie RoxAnn: [0] [1] [6] [18] [20] [29] [30], przy czym zdecydowanie dominują trzy grupy (ponad 97% wszystkich rejestracji): [30] – 68,9%; [0] – 14,7% oraz [18] – 13,5%. W oryginalnym diagramie klasyfikacyjnym RoxAnn pole [30] odpowiada osadom mułkowo-ilastym (*mud*), pole [0] mułkom (*silt*), a pole [18] piaskom drobnoziarnistym (*fine sand*). Pozostałe pola odpowiadają: [20] – piaskom średnioziarnistym (*medium sand*), [29] – piaskom silnie upakowanym (*hard packed sand*), [1] – wodorostom na piasku (*weed on sand*) (pole [6] jest niezdefiniowane).



Rycina 3.3. Rozrzut zarejestrowanych przez system RoxAnn wartości wskaźników E1 i E2 charakteryzujących własności akustyczne osadów jeziora Drawsko; HF – wysoka częstotliwość (200 kHz), LF – niska częstotliwość (28 kHz); numery pól oznaczają: 0 – mułki; 1 – roślinność podwodna na piaskach; 3 – korale; 4 – roślinność podwodna na skale; 5 – wodorosty; 6 – niezdefiniowane; 11 – dno skaliste; 12 – głazy; 13 – żwir gruboziarnisty; 15 – małe kamienie; 17 – żwir drobnoziarnisty; 18 – piasek drobnoziarnisty; 20 – piasek średnioziarnisty; 23 – piasek gruboziarnisty; 25 – spoiste iły/gliny; 29 – mocno upakowany piasek; 30 – osad mułkowo-ilasty/organiczny

Figure 3.3. Scatter plot of E1 and E2 parameters of the RoxAnn system which characterize the acoustic properties of the Drawsko Lake sediments; HF – high frequency (200 kHz), LF – low frequency (28 kHz); field numbers represent: 0 – silt; 1 – dense weed on sand; 3 – coral; 4 – weed on rock; 5 – rough/some seagrass; 6 – unnamed; 11 – bed rock; 12 – boulders; 13 – coarse gravel; 15 – small stones; 17 – fine gravel; 18 – fine sand; 20 – medium sand; 23 – coarse sand; 25 – cohesive clay; 29 – hard packed sand, 30 – mud

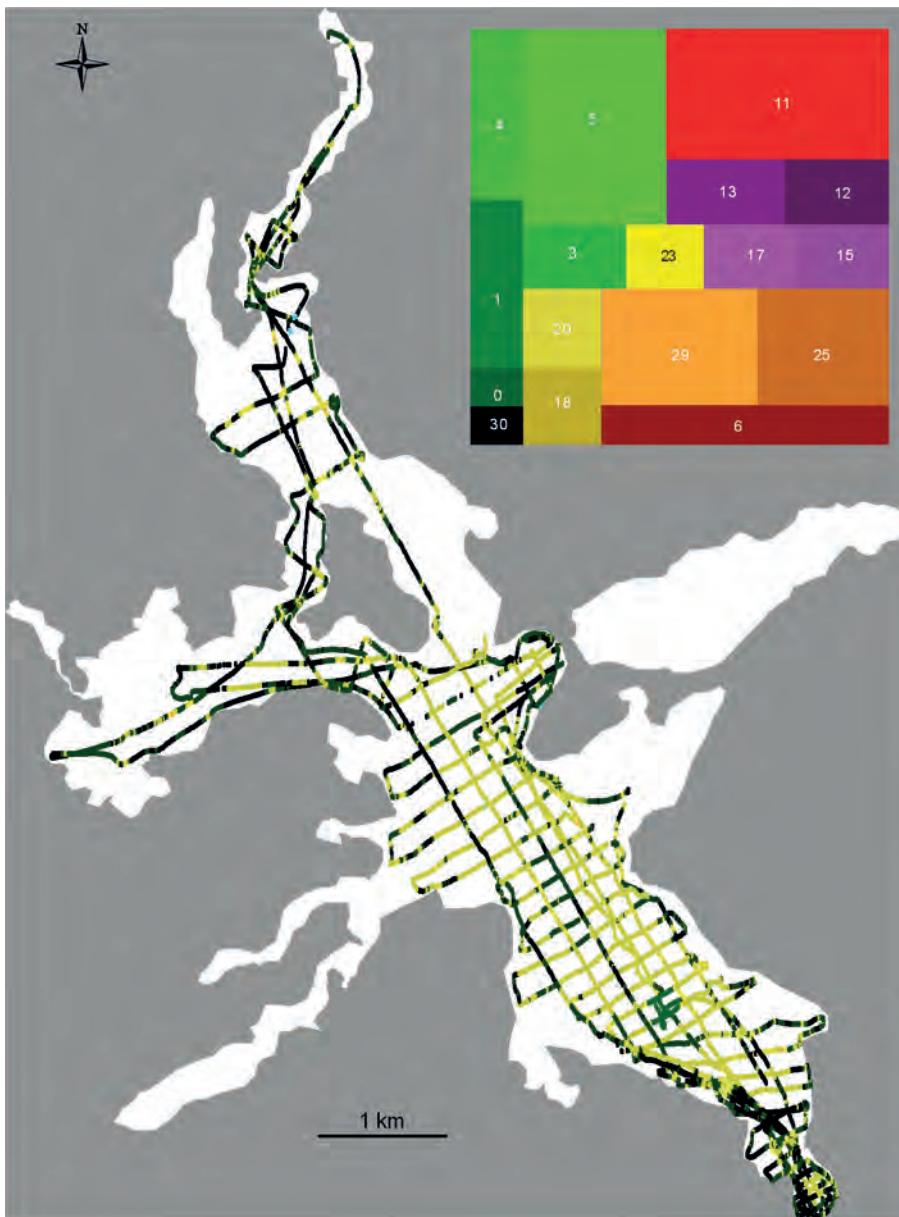
Uzyskane obrazy przestrzennego zróżnicowania osadów są niejednoznaczne. Pozornie nie widać ścisłej korelacji pomiędzy klasyfikacją RoxAnn a zróżnicowaniem litologicznym osadów. Jednak dzięki dokładniejszej analizie polegającej na odniesieniu wskazań RoxAnn do miejsc poboru prób osadów można dostrzec pewne prawidłowości. Ilustruje to diagram zależności klas wyróżnionych przez RoxAnn od typów litologicznych osadów (ryc. 3.7). Gytie, a więc osady reprezentujące miękkie i zazwyczaj wyrównane dno, lokują się w diagramie RoxAnn najczęściej w czarnym polu [30] (*mud*), szczególnie gdy są to gytie o małej gęstości (półpłynna konsystencja). Gytie o większej gęstości i bardziej zwartej konsystencji lokują się zazwyczaj w polu ciemnozielonym [0] (*silt*). Natomiast kiedy mamy do czynienia z twardszym piaszczystym dnem, system RoxAnn rejestruje parametry E1 i E2 odpowiadające najczęściej polu ciemnożółtemu [18] (*fine sand*).

Analizy te w połączeniu z makroskopowymi obserwacjami próbek pozwoliły na sklasyfikowanie osadów na powierzchni dna jeziora Drawsko (ryc. 3.6). Przeważającą część pokrywają gytie glonowo-węglanowe o konsystencji rzadkiej galarety. Jeśli tego typu gytie nie zawierają detrytycznych domieszek, to system RoxAnn przypisuje je do pola [30], odpowiadającego najbardziej miękkiemu i wyrównanemu dnu. Gdy gytie zawierają znaczące domieszki piasku, drobnych okruchów muszli lub detrytusu roślinnego, wówczas system przypisuje je najczęściej do pól [0] lub [18], odpowiadającym w oryginalnym diagramie RoxAnn osadom mułkowym i drobnoziarnistym piaskom. Niezbyt jasne są wskazania RoxAnn w przypadku twardego dna. Dotyczy to osadów piaszczystych i dna pokrytego warstwą muszli mięczaków. Najczęściej system RoxAnn przypisywał tego typu osady do pola [18], czyli piasków drobnoziarnistych. Jednak w kilku przypadkach system ułokował je w polu [0] (osadów mułkowych), a raz nawet w polu [30].

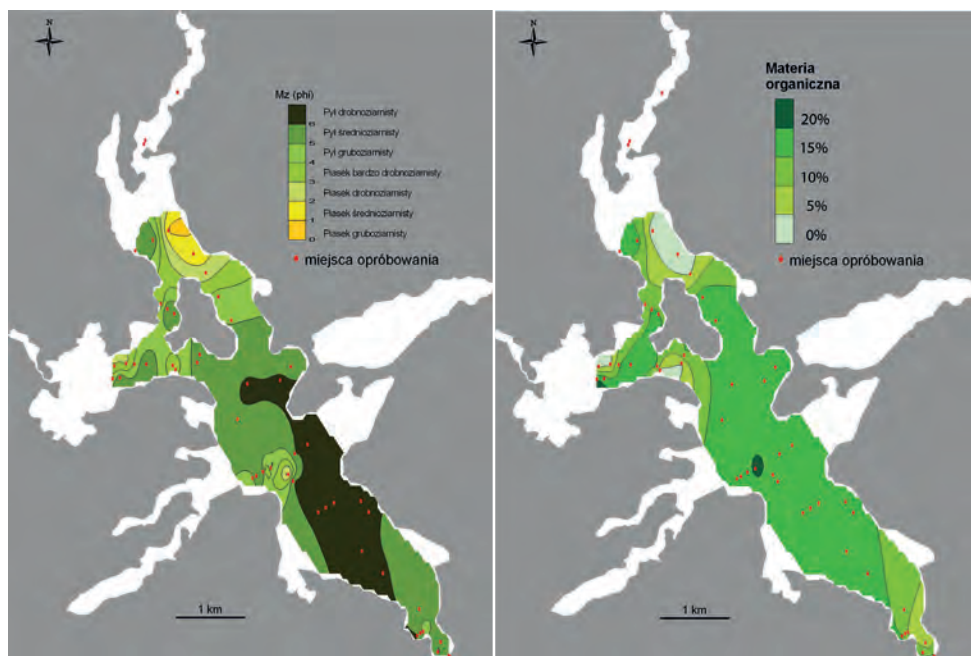
Tabela 3.1. Charakterystyka wybranych punktów dna Jeziora Drawsko na podstawie analizy próbek osadów i zapisu RoxAnn  
 Table 3.1. Characteristics of selected places of the Drawsko Lake bottom based on analysis of sediment samples and the RoxAnn record

Numer próby	Głębokość		Mat. org.	CaCO <sub>3</sub>	M <sub>t</sub>	Frakcje ziarnowe						Parametry RoxAnn		Typ dna według diagramu RoxAnn	Rodzaj osadów
	[m]	[pht]				ponad 2 mm	2-1 mm	1-0,25 mm	0,25-0,063 mm	0,063-0,002 mm	poniżej 0,002 mm	E1 (HF)	E2 (HF)		
			[%]	[%]	[pht]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]			
1	2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
A10	-18,5		16,34	54,83	6,06	0,0	0,0	0,2	5,9	91,4	2,5	0,261	0,263	30	Gyția glonowa (galaretowata), brunatno-oliwkowa
A11	-24,5		15,16	49,7	6,27	0,0	0,0	0,1	3,5	92,0	4,4	0,825	0,576	0	Gyția glonowa (galaretowata), brunatno-oliwkowa
A20	-63,5		17,24	54,65	6,14	0,0	0,0	0,0	0,8	97,9	1,3	0,643	0,342	0	Gyția glonowa (galaretowata), czarna
A21	-35,7					2,5	20,3	53,5	23,7	0,0	0,0	0,707	0,920	18	Piaszek średnioziarnisty, z domieszką grubego, a nawet zwiiru (na powierzchni kilkumilimetrowa warstwa gyții brunatnej)
A23	-10,7					28,4	23,6	30,3	16,6	1,1	0,0	0,678	0,751	18	Odsypy muszli Dreissena polymorpha na piasku z kamykami 1,5 cm
A32	-10,5		0,84	0,75	1,68	0,0	20,4	39,0	40,0	0,6	0,0	0,680	0,633	0	Piaszek średnioziarnisty (z domieszką grubego i drobnego zwiirku), żółto-brunatny, z odsypami Dreissena polymorpha
A33	-42,0		18,09	48,3	5,95	0,0	0,0	0,2	9,0	88,2	2,6	0,512	0,732	18	Gyția glonowa (galaretowata), ciemnobrunatno-oliwkowa
A34/1	-44,8		21,06	20,76	5,45	0,0	0,0	0,0	11,6	87,7	0,7	0,469	0,695	30	Gyția glonowa (galaretowata), ciemnobrunatno-oliwkowa
A35	-43,0		18,06	48,12	6,34	0,0	0,0	0,0	1,7	95,5	2,8	0,490	0,707	30	Gyția glonowa (galaretowata), ciemnobrunatno-oliwkowa
A36/1	-37,0		18,96	36,9	5,8	0,0	0,0	0,0	6,2	92,8	1,0	0,394	0,601	30	Gyția glonowa (galaretowata), ciemnobrunatno-oliwkowa
A36/2	-33,0		16,99	11,42	4,61	0,0	1,5	6,9	29,5	61,6	0,5	0,439	0,581	30	Gyția glonowa (gęsta galareta), ciemnobrunatno-oliwkowa
B	-56,4		16,81	52,64	6,05	0,0	0,0	0,5	6,4	91,9	1,3	0,635	0,655	30	Gyția glonowo (gęsta galareta), czarna
B14/1	-63,0		17,87	43,67	6,10	0,0	0,0	0,0	1,6	97,1	1,3	0,795	0,585	0	Gyția glonowa (galareta), oliwkowo-czarna
B14/2	-47,0		0,68	0	1,16	5,9	31,5	43,6	17,0	2,0	0,0	0,699	1,077	18	Piaszek gruboziarnisty ze zwiirkami + kawałki szarego itu (20-30 cm poniżej warstwy piasku)
B19/1	-27,5		17,96	53,19	6,04	0,0	0,0	0,2	2,3	96,5	1,0	0,411	0,632	30	Gyția glonowa (dość rzadka galareta), brunatno-oliwkowa
B19/2	-20,0		14,54	51,59	5,73	0,0	0,0	0,2	13,4	85,1	1,3	0,362	0,122	30	Gyția glonowo-węglanowa (rzadka galareta), brunatno-oliwkowa
B20/1	-17,5		3,17	47,14	2,63	0,0	11,9	15,8	55,7	16,6	0,0	0,179	0,385	30	Gyția glonowo-węglanowa (rzadka galareta), brunatno-oliwkowa
B20/2	-8,4		2,98	7,49	2,99	0,0	10,3	17,8	46,2	25,6	0,1	0,548	1,158	18	Piaszek gruboziarnisty ze zwiirem i muszlami Dreissena polymorpha, szary, przykryty 2 cm gyții, a pod nim szaroniebieski ił
B21/1	-10,7		21,02	17,4	4,42	0,0	0,0	0,0	40,5	59,0	0,5	0,667	0,469	0	Gyția glonowa (dość gęsta galareta, nieco muszli), ciemnobrunatno-oliwkowa
B21/2	-17,0		17,62	47,64	5,80	0,0	0,0	0,0	10,4	87,6	2,0	0,161	0,305	30	Gyția glonowo-węglanowa (galareta), jasnoszaro-oliwkowa, z kamieniem 15 cm
B22/1	-20,2		14,63	44,45	5,35	0,0	0,0	0,2	19,9	79,1	0,9	0,472	0,445	30	Gyția glonowa (galareta), ciemnooliwkowa
B22/2	-7,7		4,46	52,96	5,54	0,0	0,0	0,0	13,9	85,4	0,6	0,804	0,778	20	Kreda jeziorna przykryta 2 cm warstwą gyții piaszczystej z muszlami Dreissena polymorpha i kamykami

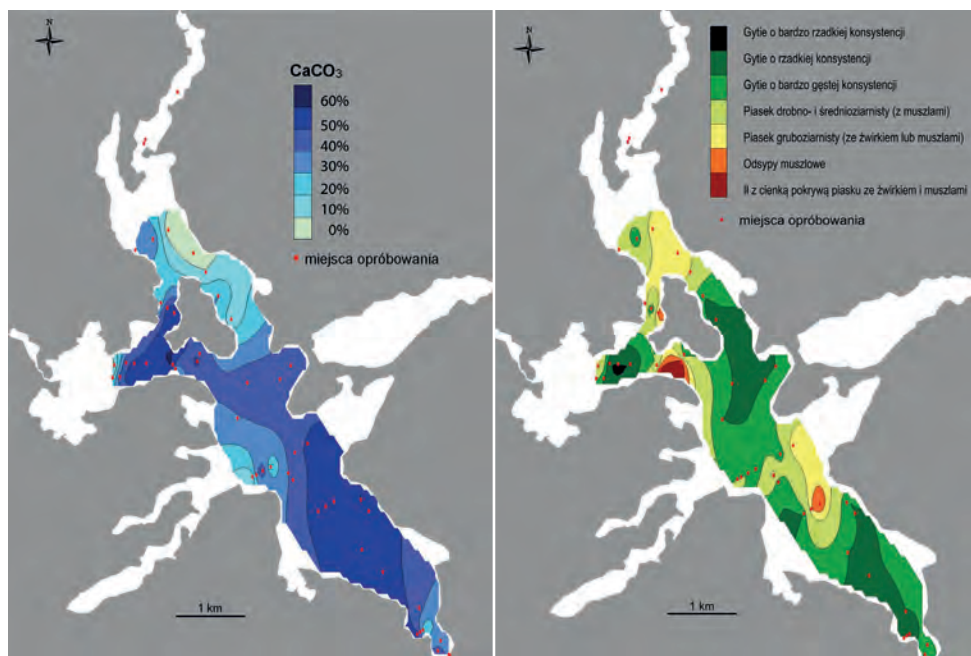
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
B23/1	-13,7	2,61	31,23	3,60	0,0	6,2	12,2	43,1	38,3	0,2	0,745	0,613	0	0
B23/2	-17,5	16,04	62,32	3,19	0,0	0,0	3,5	77,3	18,4	0,8	0,305	0,363	30	Gyția węglanowo-glonowa (gęsta galareta), szaro-brunatna
B24/1	-4,2										0,658	0,536	18	Kolonia Dreissena polymorpha (brak osadu), są też wodorosty
B24/2	-18,9	15,83	56,73	6,06	0,0	0,0	0,2	2,7	96,1	1,1	0,281	0,362	30	Gyția glonowa (dość rzadka galareta), brunatno-oliwkowa
B25	-4,5	9,79	19,49	3,20	0,0	9,8	22,6	34,3	33,0	0,2	0,522	0,527	30	Piaszek z dużą ilością muszli Dreissena polymorpha i kamykami (na powierzchni gyția piaszczysta)
B26	-13,8	1,36	2,94	1,28	11,3	25,6	29,0	30,7	3,4	0,0	0,812	0,843	20	Piaszek żółto-brunatny z kamykami i odsypami muszli Dreissena polymorpha
B28	-11,2	1,64	1,86	0,81	15,1	31,1	33,4	18,6	1,7	0,0	0,797	0,758	18	Piaszek z odsypami Dreissena polymorpha, żwiru i kamyków (kilka cm) (trudno pobrać osad)
B30	-25,0	17,80	40,89	6,07	0,0	0,0	0,2	3,2	95,0	1,6	0,313	0,457	30	Gyția glonowa (średnio gęsta galareta), oliwkowo-czarna
B31	-7,2				0,0	5,3	15,9	70,5	8,3	0,1	0,767	0,397	0	Piaszek brunatno-czarny (gyția piaszczysta?) z muszlami Dreissena polymorpha
B35/1	-8,2	20,38	38,86	3,64	0,0	0,0	4,0	57,7	37,8	0,5	0,257	0,182	30	Gyția glonowa (średnio gęsta galareta), brunatno-oliwkowa
B35/2	-8,5	19,23	25,99	5,47	0,0	0,0	0,0	13,2	86,0	0,8	0,226	0,856	18	Gyția glonowa (gęsta galareta), oliwkowo-czarna, dużo muszli Dreissena polymorpha
B37	-42,0	17,95	39,28	5,91	0,0	0,0	0,0	5,5	93,0	1,5	0,308	0,456	30	Gyția glonowa (galareta), oliwkowo-czarna
C	-81,3	15,46	54,31	6,04	0,0	0,0	0,0	0,8	98,4	0,8	0,855	0,217	1	Gyția glonowa (galaretowata), czarna
C10	-14,8	14,78	42,43	6,03	0,0	0,0	0,1	7,3	90,4	2,2	0,333	0,336	30	Gyția glonowa (bardzo gęsta galareta), czarna
C14	-12,5	12,60	44,99	5,61	0,0	0,0	0,3	14,9	82,8	2,0	0,219	0,224	30	Gyția glonowa (galaretowata), brunatno-oliwkowa
C8/1	-12,0	8,95	21,90	4,33	0,0	0,0	0,0	47,9	51,7	0,4	0,607	0,447	30	Gyția glonowa (bardzo rzadka! – gęsta zawiesina, trudno pobrać osad)
C8/2	-14,8	15,38	51,52	5,98	0,0	0,0	0,1	6,5	92,1	1,3	0,155	0,228	30	Gyția glonowa (rzadka, o konsystencji kisielu)
C8/3	-14,2	14,72	50,99	6,01	0,0	0,0	0,1	4,7	94,0	1,2	0,205	0,219	30	Gyția glonowo-węglanowa (rzadka galareta), jasnobrunatna
C9/1	-23,8	5,62	37,40	6,05	0,0	0,0	0,1	4,3	94,4	1,2	0,292	0,540	30	Gyția glonowa (bardzo gęsta galareta), czarna
C9/2	-13,0	16,02	38,96	5,60	0,0	1,6	3,7	10,5	83,4	0,8	0,339	0,202	30	Gyția glonowa (średnio gęsta galareta), oliwkowo-czarna
C9/3	-2,5										0,621	0,510	0	Kolonie Dreissena polymorpha i osobniki Anodonta, kawałki smoły, patyki
D5	-12,2	22,41	30,64	5,85	0,0	0,0	0,0	4,1	95,0	0,9	0,510	0,369	30	Gyția glonowa (galareta), brunatno-czarna
P	-15,6	17,73	13,65	4,90	0,0	0,0	0,0	28,8	70,6	0,5	0,765	0,738	0	Gyția glonowa (galareta), ciemnooliwkowa, sporadyczne muszle
R	-16,4	18,47	30,82	4,44	0,0	1,8	8,8	33,5	55,2	0,8	0,500	0,404	30	Gyția glonowa (galareta), niewielka domieszka piasku, ciemnooliwkowa, sporadyczne muszle
S	-24,5	4,56	10,71	2,43	0,0	5,5	31,2	48,1	14,7	0,4	0,631	0,550	0	Piaszek bardzo drobnoziarnisty jasnooliwkowy na powierzchni 2–3 cm gyția piaszczystej, nieco muszli i patyków
U1	-43,0	16,53	45,09	5,84	0,0	0,0	0,2	3,9	95,2	0,7	0,550	0,853	18	Gyția glonowa (galareta), ciemnooliwkowa
U2	-46,3	16,96	47,01	6,08	0,0	0,0	0,2	3,1	95,4	1,3	0,420	0,573	30	Gyția glonowa (galareta), ciemnooliwkowa
W1	-61,0	18,03	47,50	6,07	0,0	0,0	0,0	1,3	97,3	1,4	0,615	0,439	30	Gyția glonowa (galareta), oliwkowo-czarna



Rycina 3.4. Przestrzenne zróżnicowanie osadów jeziora Drawsko w świetle rozpoznania metodą RoxAnn (HF 200 kHz)  
Figure 3.4. Spatial variability of the Drawsko Lake sediments in the light of recognition by RoxAnn system (HF 200 kHz)

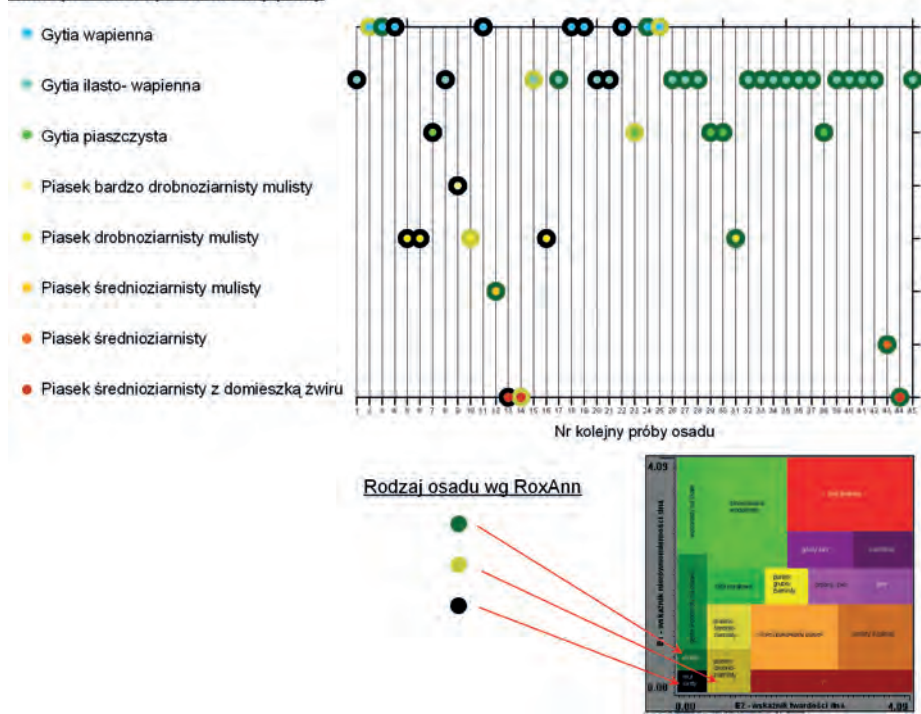


Rycina 3.5. Zmienność uziarnienia i zawartości materii organicznej w osadach jeziora Drawsko w świetle wyników analiz próbek osadów  
 Figure 3.5. Spatial variability of grain size distribution and organic matter content in the Drawsko Lake sediments based on analysis of sediment samples



Rycina 3.6. Zmienność zawartości węgla wapnia w osadach jeziora Drawsko i różnicowanie typów litologicznych osadów  
 Figure 3.6. Spatial variability of calcium carbonate content and lithological types of sediments in the Drawsko Lake

Rodzaj osadu na podst. analizy próby



Rycina 3.7. Zestawienie porównawcze typów litologicznych osadów i rodzaju dna rozpoznanego przez system RoxAnn w miejscach poboru prób na jeziorze Drawsko

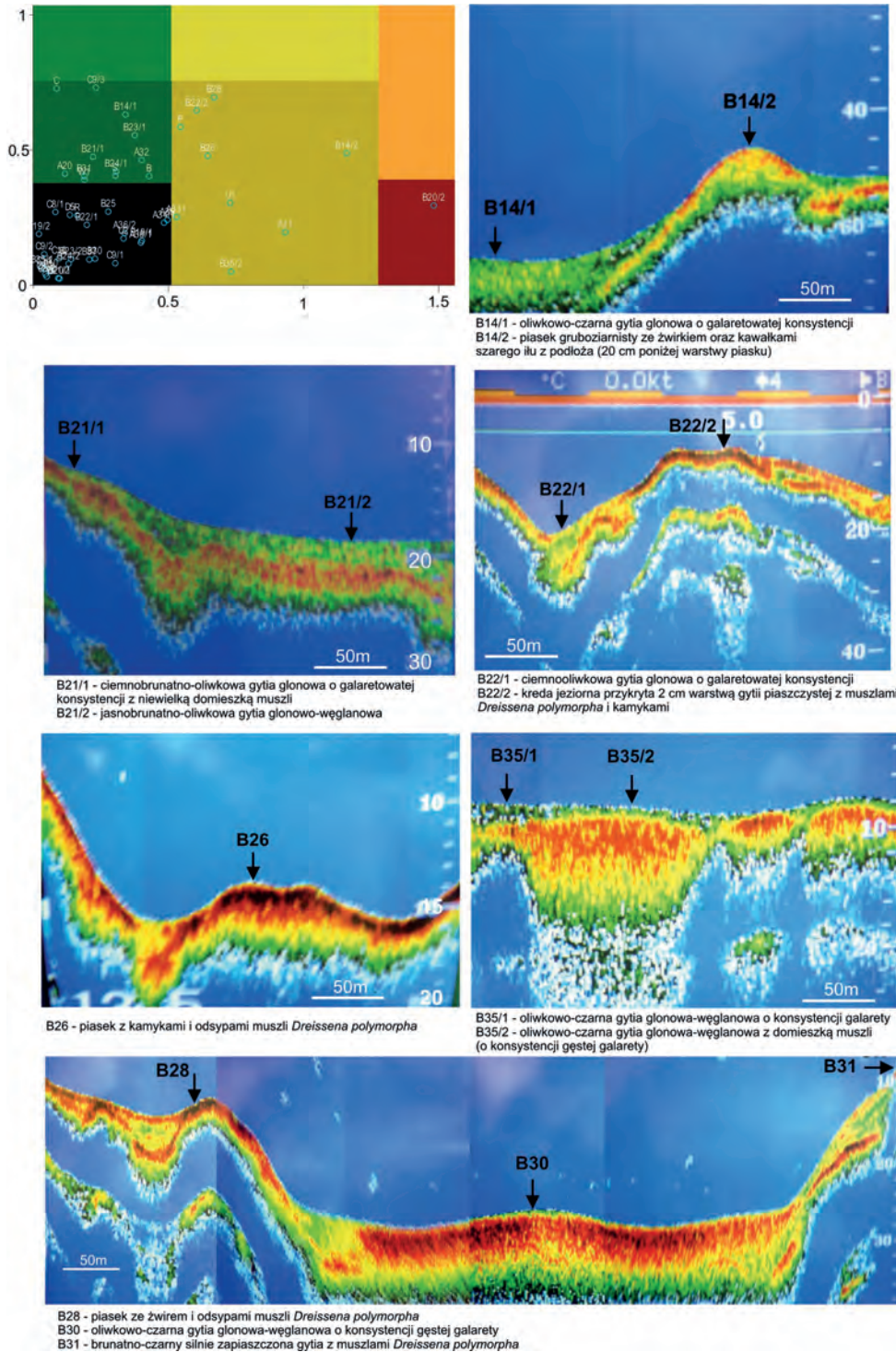
Figure 3.7. Comparison of lithological types of sediments of the Drawsko Lake and bottom type recognized by RoxAnn system in sampling sites

Można jedynie przypuszczać, że system nie rozpoznaje dna właściwie, gdy jest ono pokryte odsypami muszlowymi lub zasiedlone przez kolonie małży na obszarze mniejszym niż obszar dna objęty pojedynczą wiązką fali akustycznej. Najprawdopodobniej ma to także związek z głębokością, gdyż obszar dna omiatany pojedynczą wiązką fali jest tym większy, im większa jest głębokość w badanym miejscu. Jezioro Drawsko jest jeziorem głębokim, o dużych nachyleniach dna, stąd ten aspekt ma istotne znaczenie.

Niezależnie od klasyfikacji według wskaźników E1 i E2 RoxAnn rodzaj dna w miejscu sondowania można oceniać w uproszczony sposób na podstawie wizualnej oceny charakteru echa. Wygląd echa i jego kolorystyka wskazują na intensywność odbicia sygnału akustycznego od dna. Ilustrują to zdjęcia echogramów (ryc. 3.8). Widoczne na zdjęciach barwy echa wskazują na intensywność odbicia fali akustycznej od osadów. Im twardsze jest dno, tym intensywniejsze odbicie, co przy przyjętej skali barw-

nej na echogramie przejawia się barwami w czerwonych odcieniach. Im silniejsze jest odbicie, tym ciemniejsza czerwona barwa pojawia się na echogramie. Barwy zielone reprezentują dno o najmniejszym współczynniku odbicia, przy czym im jaśniejszy odcień zieleni, tym słabsze odbicie. Takie echo wskazuje na miękkie dno. Barwy żółte wskazują na pośredni typ dna. Najlepiej te różnice widać na pierwszym echogramie. Szerokie, rozmyte echo o zielonej barwie pochodzi od osadów o małej gęstości – gytii glonowej o galaretowatej konsystencji (próba nr B14/1). Bardziej wyraziste echo, o barwie czerwonej powstało w wyniku odbicia fal akustycznych od twardszego osadu, jakim w tym przypadku jest piasek gruboziarnisty (próba B14/2). Wygląd echa może być cennym uzupełnieniem informacji o dnie akwenu, szczególnie w takich sytuacjach gdy rozpoznanie osadów przez system RoxAnn jest niepewne. Taki dodatkowy obraz może wspomagać interpretację.



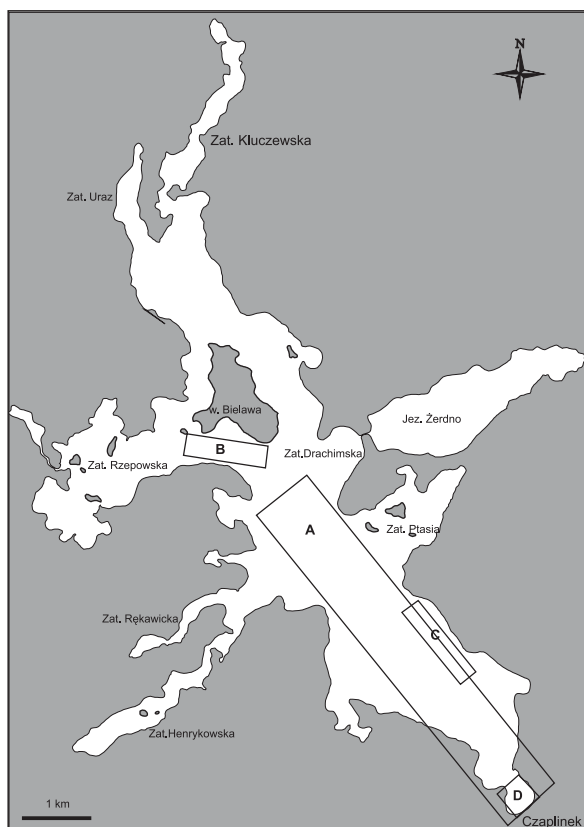


Rycina 3.8. Fragment diagramu klasyfikacyjnego RoxAnn z naniesionymi próbkami osadów z dna jeziora Drawsko oraz echogramy 28 kHz obrazujące charakter echa w zależności od litologii osadów wraz z lokalizacją i numerami pobranych prób osadów

Figure 3.8. Fragment of RoxAnn classification square with samples of bottom sediments of the Drawsko Lake and 28 kHz echograms showing features of echo depending on the sediment lithology with location of sediment samples

### 3.2. Badania z wykorzystaniem sonaru bocznego

Badania sonarowe objęły kilka obszarów dna jeziora Drawsko (ryc. 3.9). W zależności od badanego fragmentu dna zastosowano różny zasięg sonaru. W obszarze oznaczonym jako A zastosowano zasięg 400 metrów. Pozwoliło to na uzyskanie jednolitego, pogładowego obrazu sonarowego dna dla pasa o szerokości 800 metrów, który objął niemal całą szerokość głównej części misy jeziornej (ryc. 3.10).



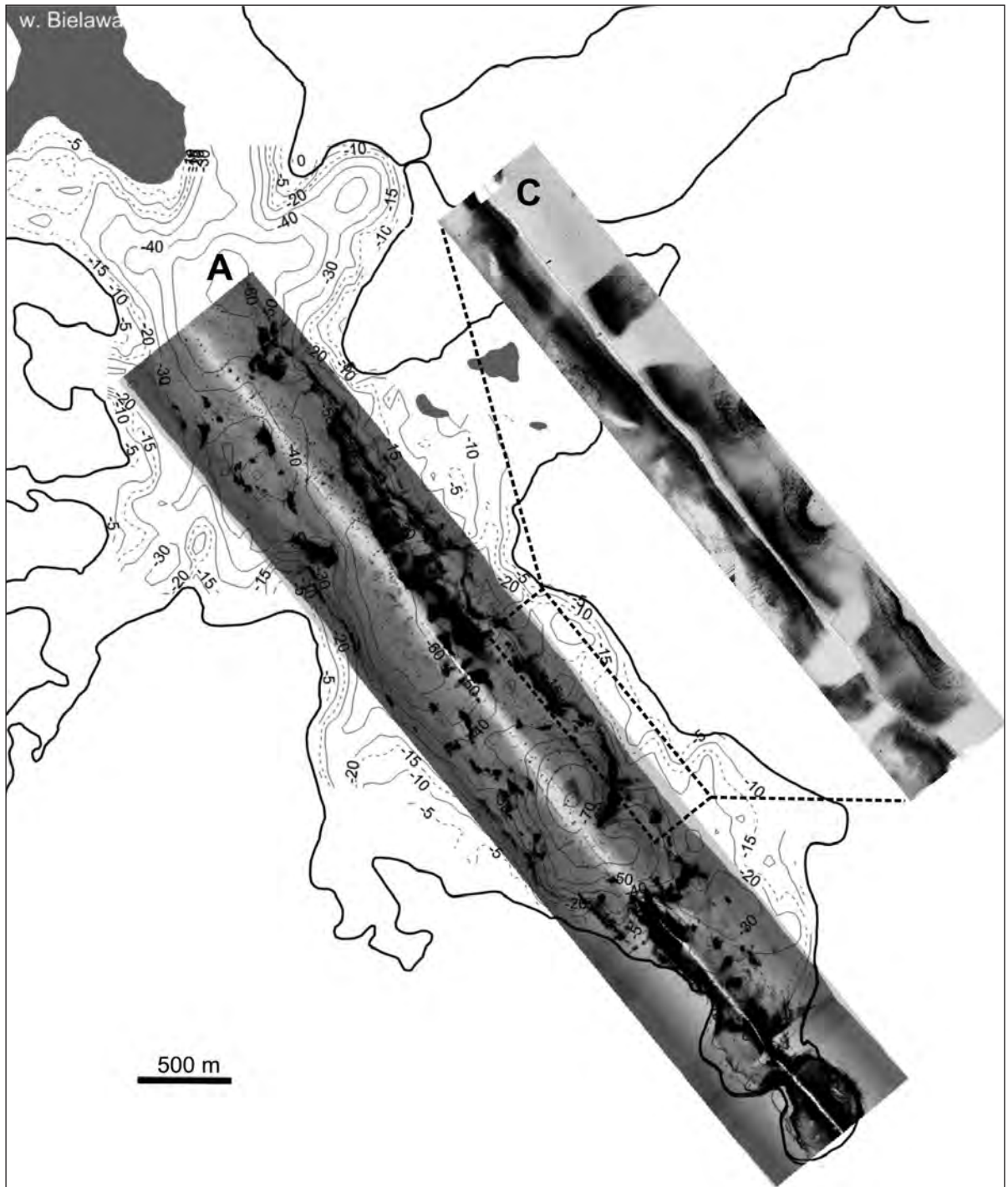
Rycina 3.9. Obszary jeziora Drawsko objęte badaniami sonarowymi; dla poszczególnych fragmentów dna zastosowano różny zasięg sonaru, a tym samym różną rozdzielczość: A – 400 m (× 2); B – 150 m (× 2); C – 150 m (× 2); D – 50 m (× 2)

Figure 3.9. Areas of the Drawsko Lake bottom covered by side-scan sonar scanning with different range and resolution: A – 400 m (× 2); B – 150 m (× 2); C – 150 m (× 2); D – 50 m (× 2)

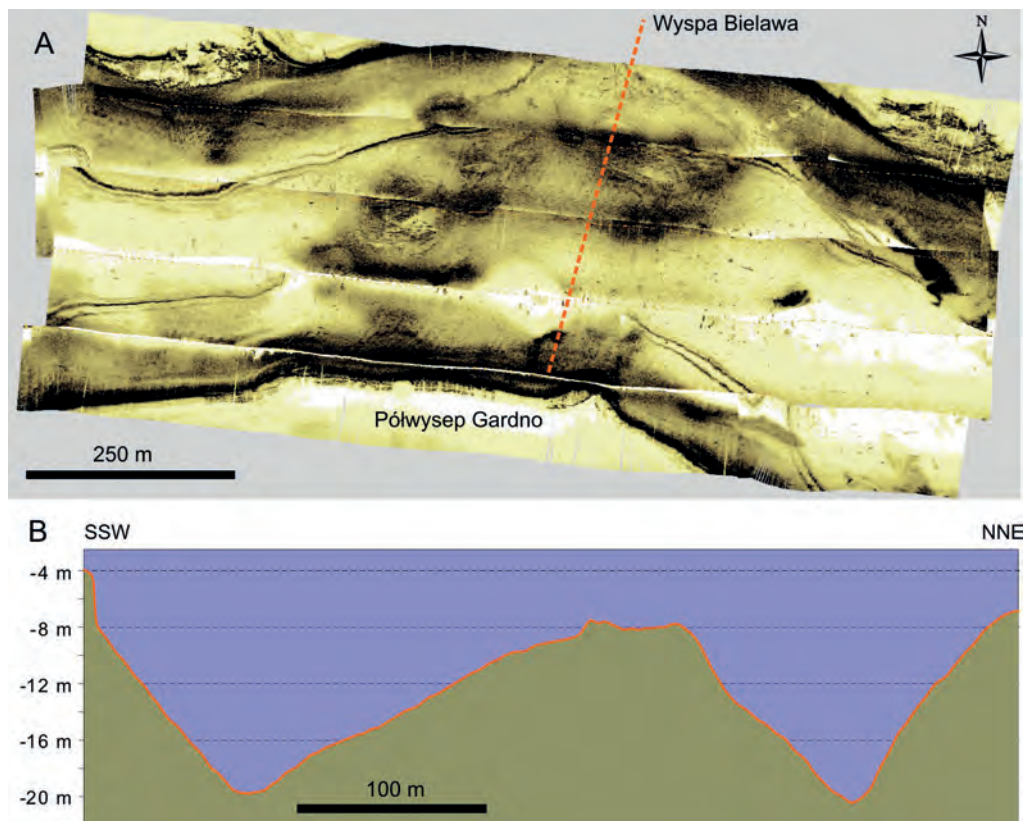
Z większą rozdzielczością wykonano sonarowe skanowanie dna w trzech wybranych obszarach jeziora. Pierwszym z nich było przegłębienie dna pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno, gdzie zastosowano stu pięćdziesięciometrowy zasięg sonaru (obszar B). Taką samą rozdzielczość zastosowano dla obszaru dna wzdłuż południowo-wschodniego brzegu jeziora (obszar C). W najbardziej południowej części jeziora nazywanej zatoką Basen (obszar D) zastosowano pięćdziesięciometrowy zasięg sonaru.

Najmniej czytelny, a tym samym dostarczający najmniej informacji o teksturze powierzchni dna, okazał się sonogram z południowo-wschodniej strefy brzegowej jeziora. Wydaje się, że podstawową przyczyną jest duże nachylenie dna w tym rejonie jeziora. Ten fragment dna znajduje się obok najgłębszego miejsca w całym jeziorze (81,5 m). Odtąd do brzegu jest około 550 metrów, a więc średni spadek dna wynosi około 15%.

Znacznie czytelniejszy obraz sonarowy dna uzyskano z obszaru znajdującego się pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno (obszar B na ryc. 3.9). W centralnej części stosunkowo wąskiej rynny o głębokościach do 20 metrów dostrzega się wyraźne wzniesienia różniące się od pozostałego obszaru dna także teksturą powierzchni dna, która może wskazywać na inny charakter osadów w tych miejscach (ryc. 3.11). Wyniki sondowań RoxAnn oraz opróbowania dna wskazują na znaczne zróżnicowanie osadów na tym obszarze. W otoczeniu wzniesień dno jeziora pokryte jest gytiami węglanowymi. Natomiast w obrębie samych wzniesień występują wychodnie utworów plejstocénskich. Są to jasnoszare ily pokryte zaledwie kilkucentymetrową warstwą osadu mułkowego z muszlami i pojedynczymi otoczkami frakcji żwirowej. Tego typu osad ma inne właściwości akustyczne niż gytia, inaczej odbija i pochłania fale akustyczne, wobec czego różnice ujawniają się dobrze zarówno w obrazie echosondy, jak i sonaru. Dodatkowe ilustracje obrazujące tę sytuację przedstawiono w rozdziale siódmym (ryc. 7.8 i 7.9).



Rycina 3.10. Sonogramy dna z obszaru A i z obszaru C  
Figure 3.10. Sonar images of the bottom areas A and C



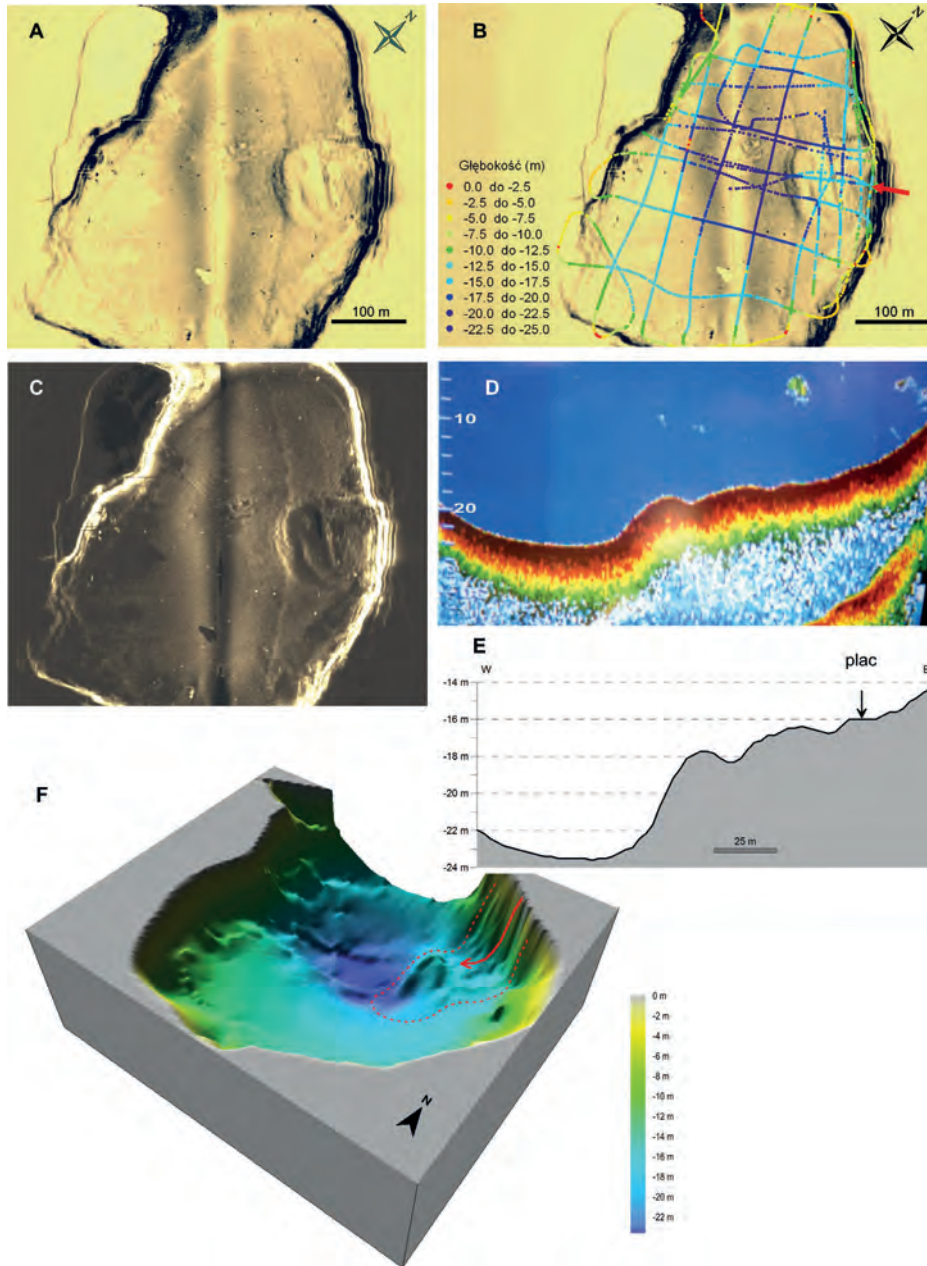
Rycina 3.11. A – obraz sonarowy obszaru dna jeziora Drawsko pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno (obszar B na ryc. 3.9 – czerwoną przerywaną linią zaznaczono profil echosondażowy); B – przekrój morfologiczny dna w miejscu wykonania echosondażu

Figure 3.11. A – sonar image of the lake bottom between the Bielawa Island and the Gardno Peninsula (area B at Figure 3.9 – red dashed line marks the profile line); B – morphological cross-section along profile line

Szczególnie owocne okazały się badania sonarowe w małej zatoczce jeziora Drawsko w rejonie Czaplinka, zwanej zatoką Basen lub Zatoką Manewrową. Zastosowano tu pięćdziesięciometrowy zasięg sonaru, co pozwoliło na uzyskanie obrazu sonarowego o dużej rozdzielczości. Obraz sonarowy ujawnił duże deformacje powierzchni osadów po wschodniej stronie zatoki (ryc. 3.12). Deformacje powierzchni osadów przybierają wygląd rozchodzących się wachlarzowato nabrzmień u podnóża stromego w tym miejscu stoku. Obraz przestrzenny tych deformacji nasunął przypuszczenie, że mogą być one rezultatem dużego podwodnego osuwiska. Na sonogramie dostrzeżono ponadto zarysy prostokątnego obiektu o rozmia-

rach  $80 \times 60$  metrów, który dłuższym bokiem niemal przylega do brzegu jeziora.

Kierując się obrazem sonarowym, wykonano w zatoce wiele profilowań echosondażowych, zagęszczając je w rejonie domniemanego osuwiska (ryc. 3.12B). Echosondaże potwierdziły przypuszczenie o osuwiskowym charakterze deformacji dna. Prostopadły do linii brzegowej profil dna wykonany na podstawie danych z echosondy 200 kHz systemu RoxAnn (ryc. 3.12E), jak również oryginalny echogram (ryc. 3.12D) ujawniają dwa wyraźne wybrzuszenia dna: jedno na głębokości 16,5 metra, a drugie na głębokości 18 metrów. Powyżej, na głębokości 16 metrów widać wyjątkowo płaską



Rycina 3.12. Podwodne osuwisko w zatoce Basen w rejonie Czaplinka: A – sonogram dna zatoki; B – sonogram zatoki z naniesionymi liniami profilowań echosondażowych (czerwona strzałka wskazuje profil przedstawiony na rycinie D); C – negatywy sonogramu; D – echogram 28 kHz z rejonu osuwiska; E – profil morfologiczny wykreślony na podstawie danych głębokościowych (strzałka wskazuje lokalizację osuniętego na dno jeziora wojskowego placu ćwiczeń); F – trójwymiarowy obraz dna zatoki z zaznaczonym zasięgiem osuwiska

Figure 3.12. Underwater landslide in Basen Cove in the vicinity of town of Czaplinka: A – sonar image of the cove bottom; B – sonogram with echo sounding lines (red arrow indicates location of echosounder profile from figure D); C – negative image of original sonogram; D – 28 kHz echogram from landslide area; E – morphological profile plotted on the basis of depth data (arrow indicates the location of the military training ground which slipped to the lake bottom); F – 3D shaded relief of the cove bottom (landslide range is marked by dotted line)

powierzchnię dna rozciągającą się na dystansie kilkunastu metrów. Jest mało prawdopodobne, aby była to naturalna powierzchnia dna. Wydaje się, że mamy tu do czynienia z jakimś obiektem antropogenicznym pogrzebanym na dnie jeziora. Prawdopodobnie bliższa brzegu część tego obiektu została przysypana osadami w trakcie dalszego osuwania się materiału osadowego budującego strefę brzegową, stąd na sonogramie prostokątny zarys obiektu jest częściowo zatarty. Wszystko wskazuje na to, że mamy tu do czynienia z osunięciem się na dno jeziora fragmentu terenu nadbrzeżnego. Wyjątkowo płaski fragment dna spoczywający obecnie na głębokości 16 metrów wydaje się świadczyć, że na dno jeziora osunął się jakiś fragment obszaru nadbrzeżnego ukształtowanego przez człowieka. Oznacza to, że osuwisko mogło powstać w czasach historycznych.

Autorowi nie udało się do tej pory dotrzeć do wiarygodnych źródeł historycznych, które opisywałyby to wydarzenie. W popularnym wydawnictwie (Todys 2000, s. 120) trafił jedynie na krótką wzmiankę o pewnym wydarzeniu, które miało miejsce ponad dwieście lat wcześniej: „W XVIII wieku, aż do 1795 w Czaplunku stacjonował 8 Pułk Huzarów. Jego likwidacja miała związek z niecodziennym wydarzeniem. Pewnej nocy, zapadł się z głuchym łoskotem w wodach Jeziora Drawskiego, wojskowy plac ćwiczebny o powierzchni 1,5 ha. W wyniku osunięcia się gruntu, powstała nowa południowa część jeziora, gdzie głębokość dochodzi do 24 metrów. Zjawisko to, tłumaczy się występowaniem podwodnych pieczar, wyźłobionych w skale kredowej, które wówczas zapadły się”.

Autor powyższego cytatu nie powołuje się niestety na żadne opracowanie historyczne. Także autor informacji zawartych na stronie internetowej (Pack 2005) nie odwołuje się do żadnych źródeł historycznych. W podanej krótkiej historii Pomorza umieszcza jako jedno z ważniejszych wydarzeń obniżenie się do jeziora Drawsko w 1790 roku gruntu o powierzchni 6 morgów wraz z wojskowym placem ćwiczeń. Podana tu powierzchnia odpowiada-

łaby w przybliżeniu wynikom pomiarów osuwiska wykonanych na sonogramie. Już po badaniach sonarowych próbowano miejsce osuwiska spenetrować przy pomocy nurków, niestety, bez powodzenia. Nie znaleziono żadnych artefaktów, które można by wiązać z wydarzeniem z końca XVIII wieku. Pozostałości domniemanego placu przykrywa warstwa osadów mulistych, a każda próba ich penetracji powodowała wzniesienie się gęstej zawiesiny, która mocno ograniczała i tak słabą widoczność na dużej głębokości.

Przyczyna powstania osuwiska nie jest znana. Nie ma żadnych dowodów, które mogłyby potwierdzać hipotezę, że jego przyczyną było zapadnięcie się kredowego podłoża jeziora. Dotychczasowe profilowania sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości nie ujawniły istnienia pustych przestrzeni w podłożu osadów jeziornych, co nie oznacza, że nie mogą one występować. Jezioro Drawsko znajduje się w obrębie osiowej części struktury geologicznej określanej jako wał kujawsko-pomorski, będącej tektonicznym wypiętrzeniem kompleksu skał starszego podłoża. W obrębie tego kompleksu znajdują się utwory mezozoiczne, wśród których występują także skały węglanowe podatne na chemiczną erozję, a tym samym procesy krasowienia. Na tym obszarze występują one stosunkowo płytko pod pokrywą kenozoiczną. Dobracka i Piotrowski (2003) podają, że położenie stropu osadów triasowych stwierdzono w otworze badawczym w Toporzyku na głębokości 40,7 m p.p.m., a w otworach Czaplunek 2 i Czaplunek 3 na głębokościach 64,8 i 85,5 m p.p.m. Osady jury dolnej stwierdzono w otworze Połczyn IG-1 na głębokości 96,6 m p.p.m.

Występowanie pod dnem jeziora pustych przestrzeni krasowych mogłoby wyjaśniać drastyczne obniżenie się poziomu wód jeziora Drawsko w drugiej połowie XVIII wieku i w połowie XIX wieku. We wspomnianym wyżej źródle internetowym (Pack 2005) natrafiono na informację, że na przełomie 1787 i 1788 roku nastąpiło obniżenie lustra jeziora Drawsko o 5 stóp, a w 1856 roku o kolejne

2 metry. Oczywiście przyczyny tak dużego obniżenia się poziomu wody w jeziorze mogły być także inne, związane zarówno z procesami neotektonicznymi, jak i prowadzoną na tym terenie działalnością człowieka. Jak podaje Januszaniec (2009), obniżenie poziomu wód jeziora Drawsko w 1856 roku mogło mieć związek z likwidacją młyna wodnego na rzece Drawie w Rzepowie. W sąsiedztwie jeziora uzyskano w ten sposób 1057 mórg dodatkowych gruntów na potrzeby miejscowego rolnictwa. Nie można wykluczyć, że także wcześniejsze zmiany poziomu jeziora miały związek z pozyskiwaniem nowych terenów pod uprawę.

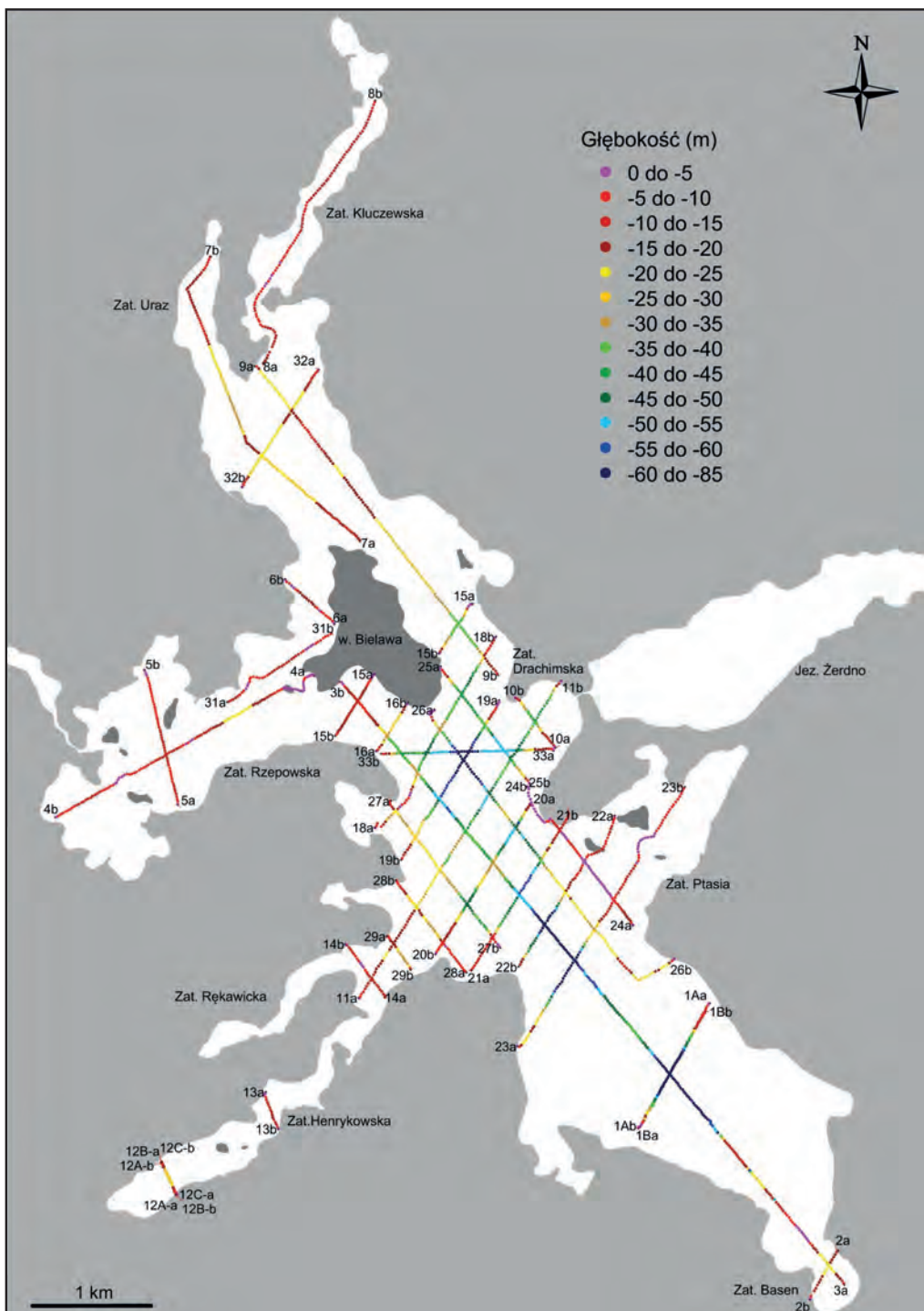
### 3.3. Rozpoznanie wgłębnej budowy dna metodą sejsmiki wysokiej rozdzielczości

W jeziorze Drawsko wykonano łącznie około 50 kilometrów profilowań sejsmicznych, przy czym sieć profilowań została zagęszczona w centralnej części jeziora, w obszarze krzyżowania się rynien subglacjalnych. Wykonano wiele profili o przebiegu podłużnym i poprzecznym w stosunku do osi rynien. W pozostałych częściach jeziora wykonano pojedyncze profilowania (ryc. 3.13). Analiza zapisów sejsmicznych pozwoliła na rozpoznanie niektórych struktur geologicznych dna oraz prześledzenie paleoreżby mineralnego podłoża osadów jeziornych.

Analiza morfologii dna jeziora Drawsko w miejscu krzyżowania się dwóch systemów rynnowych wydaje się wskazywać, że subglacjalne przegłębienie o południkowym przebiegu jego osi jest młodsze od systemu „rynien marginalnych” o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Jania i Bukowska-Jania (1997) zwracają uwagę, że w niektórych miejscach rynnom tym towarzyszą wyraźnie młodsze ozy lub wąskie doliny o charakterystycznym niewyrównanym profilu podłużnym, będące rezultatem tunelowej erozji podlodowcowej. Karczewski (1997) sugeruje, że najgłębsze miejsca leżące w osi rynny są pozostałością po morenach z jądrem lodowym.

Zapisy sejsmiczne z miejsca krzyżowania się rynien nie wykluczają takiej możliwości. Przekrój sejsmiczny wzdłuż „rynny marginalnej” (nr 11 Zatoka Henrykowska – Zatoka Drahimska) (ryc. 3.14) ujawnia stosunkowo duże urozmaicenie paleomorfologii dna rynny w obszarze jej krzyżowania się z „rynną subglacjalną”. Dno współczesnego jeziora jest w tym miejscu wyraźnie przegłębione (do 55 m), a rzeźba podłoża osadów jeziornych urozmaicona. Na odcinku 400 metrów deniwelacje stropu utworów plejstocenijskich sięgają nawet 30 metrów. Miąższość pokrywy osadowej maskującej rzeźbę połudnową zmienia się w dużym zakresie. W zagłębieniach dna jeziora miąższości osadów jeziornych przekraczają lokalnie 15 metrów. U wylotu Zatoki Drahimskiej w rozległym zagłębieniu dna na skrzyżowaniu dwóch rynien miąższości tych osadów wahają się od 3 do 11 metrów. W rejonach elewacji plejstocenijskiego podłoża miąższość osadów jeziornych wynosi zwykle 3–6 metrów. Jednak są takie miejsca, gdzie miąższości osadów jeziornych są mniejsze od 1 metra, a nawet obserwuje się ich brak. Z takim przypadkiem mamy do czynienia u wylotu Zatoki Henrykowskiej, gdzie na głębokości 10 metrów pojawia się wychodnia utworów plejstocenijskich.

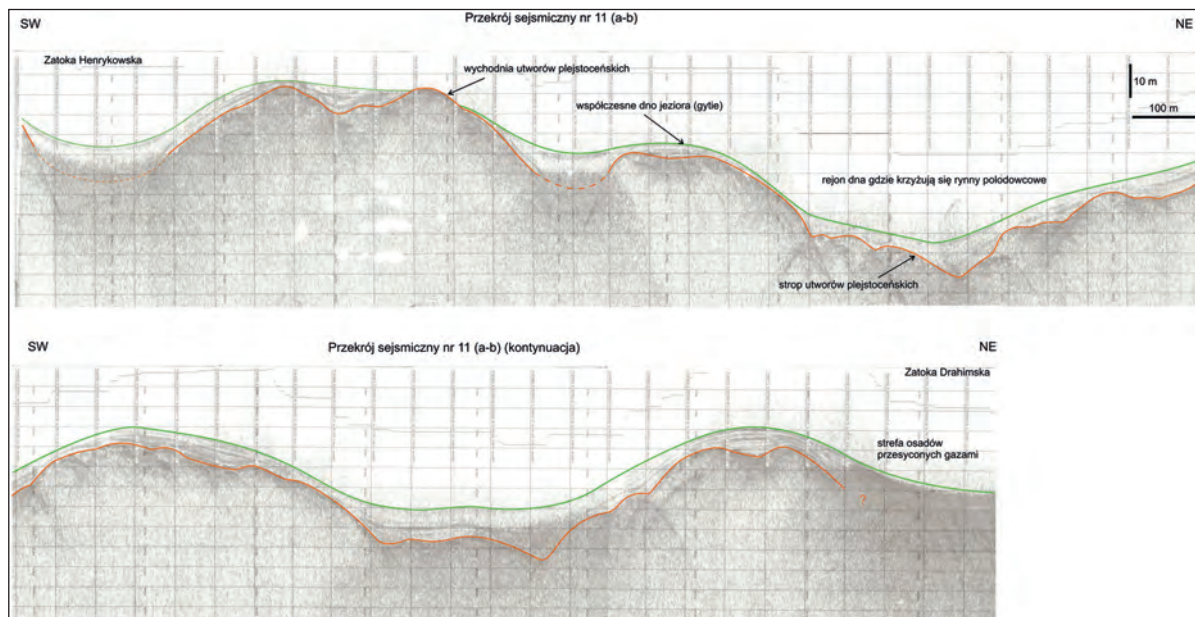
Na rycinie 3.15 przedstawiono przekrój sejsmoakustyczny (nr 26) poprzeczny do osi rynny Zatoka Rzepowska–Zatoka Drahimska, a równocześnie równoległy do osi głównej rynny jeziora Drawsko. Uwidocznia on na przecięciu osi tych rynien rozległe zagłębienie o głębokościach do 65 metrów. Zagłębienie wypełniają gytie o miąższości ponad 12 metrów. Dokładne określenie miąższości gytii oraz położenia stropu utworów plejstocenijskich nie jest możliwe ze względu na silne nasycenie osadów gazami ekranującymi głębsze warstwy osadów. Na południowo-wschodnim skłonie tego obniżenia widać wyraźny poziom terasowy w obrębie utworów plejstocenijskich. Jego szerokość wynosi 150 metrów i jest całkowicie zamaskowany zwartą pokrywą osadów jeziornych. Poziom ten nie zaznacza się w za-



Rycina 3.13. Mapa lokalizacyjna profilowań sejsmicznych wykonanych w jeziorze Drowosko

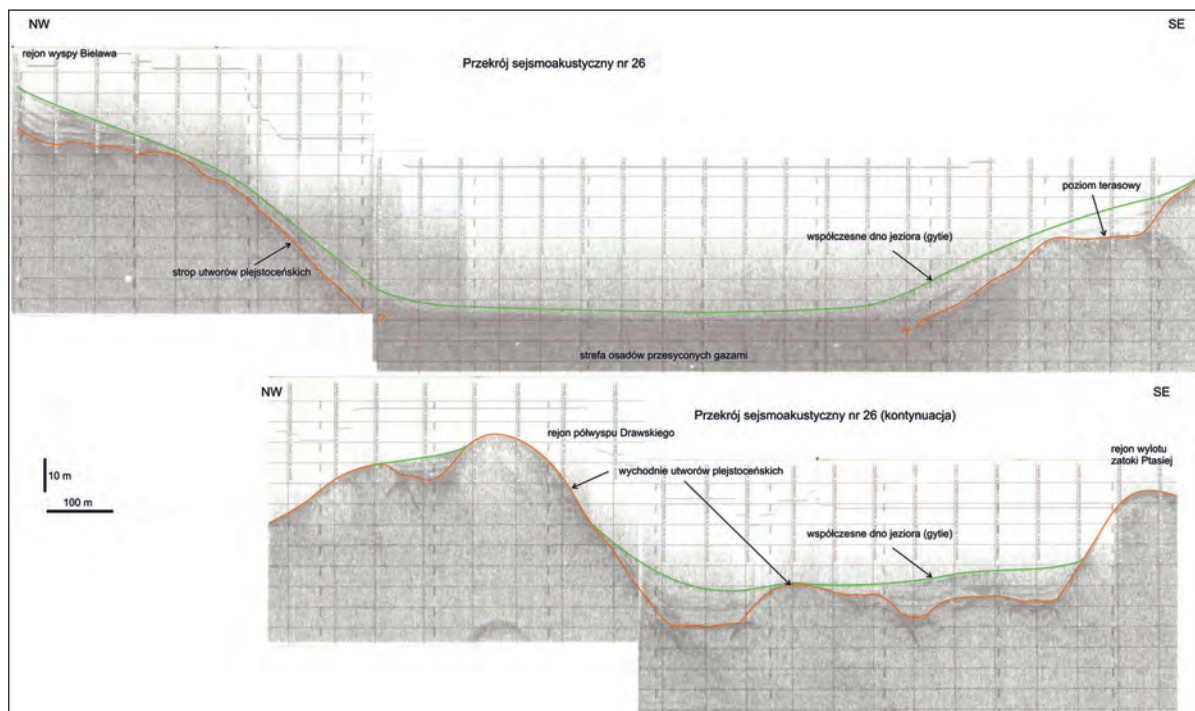
Figure 3.13. Location map of seismic profiling carried out in the Drowosko Lake





Rycina 3.14. Przekrój sejsmiczny 5 kHz od Zatoki Henrykowskiej do Zatoki Drahimskiej (profil 11a–11b na ryc. 3.13)

Figure 3.14. The 5 kHz seismic cross-section from Henrykowska Cove to Drahimska Cove (profile 11a–11b in Figure 3.13)



Rycina 3.15. Przekrój sejsmiczny 5 kHz od wyspy Bielawy do Zatoki Ptasiej (profil 26a–26b na ryc. 3.13)

Figure 3.15. The 5 kHz seismic cross-section from Bielawa Island to Ptasia Cove (profile 11a–11b in Figure 3.13)

den sposób w morfologii współczesnego dna jeziora. Znamienne, że znajduje się dokładnie w osi rynny Zatoka Henrykowska–Zatoka Drahimska.

Około 700 metrów od poziomu terasowego w kierunku południowo-wschodnim obserwuje się kolejne zagłębienie w dnie jeziora, oddzielone od poprzedniego wyraźnym progiem, z utworami plejstoceniowymi występującymi bezpośrednio na powierzchni dna. Wychodnie utworów plejstoceniowych pojawiają się także w centralnej części tego zagłębienia. W pozostałych jego częściach osady plejstoceniowe przykrywa warstwa gytii o miąższości od kilku do 12 metrów.

W głównej misie jeziora Drawsko dostrzega się kilka innych zagłębień, które są oddzielone od siebie wyraźnymi progami, co zilustrowano na przekroju morfologicznym wzdłuż osi głównej misy jeziora (ryc. 3.16) oraz mapach batymetrycznych zamieszczonych w poprzednim podrozdziale (ryc. 3.2). W jednym z takich miejsc powierzchnia dna jeziora znajduje się na głębokości 81,5 metra, co jest maksymalną głębokością, jaką zarejestrowano za pomocą echosondy w jeziorze Drawsko.

Tak nierówny profil dna wydaje się wskazywać, że główną misę jeziora Drawsko uformowały wody subglacjalne pod ciśnieniem hydrostatycznym. Zapis sejsmoakustyczny wykonany wzdłuż tego samego profilu zdaje się potwierdzać taką właśnie genezę tej części jeziora. Widoczne na zapisie refleksy ujawniające rzeźbę pierwotnej powierzchni dna wskazują na jeszcze większe deniwelacje niż te, które obserwujemy na współczesnym dnie. W wielu miejscach

sedymentacja osadów jeziornych nieco wyrównała tę pierwotną rzeźbę dna.

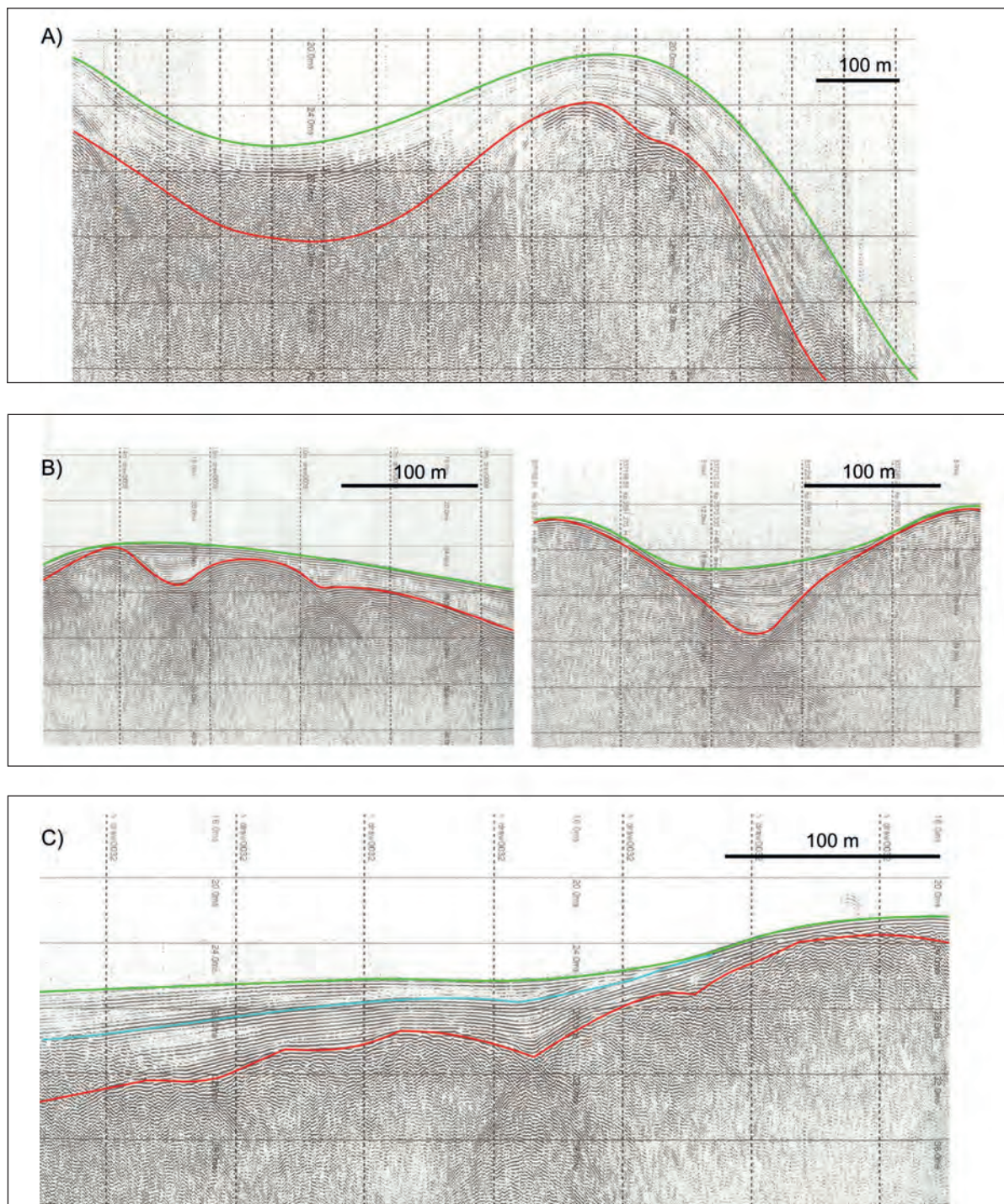
W obrębie pokrywy holoceniowej można wyróżnić trzy typy facji sejsmicznych charakteryzujących się odmiennym sposobem zalegania osadów holoceniowych na utworach plejstoceniowych. Najczęściej jest to zaleganie oblekające, które najmniej zmienia morfologię pierwotnego dna. W tym przypadku warstwa osadów wykazuje względnie stałą miąższość, a ukształtowanie jej stropu odzwierciedla w dużym stopniu rzeźbę mineralnego podłoża (ryc. 3.17A). W wielu miejscach dostrzega się zaleganie o charakterze wypełniającym. Obserwuje się je zwykle w tych miejscach, gdzie w bliskim sąsiedztwie występują strome wyniesienia dna. W ten sposób osady jeziorne, wypełniając obniżenia pomiędzy wyniesieniami dna, wyrównują pierwotną morfologię dna (ryc. 3.17B). Trzeci typ reprezentuje facja sejsmiczna, w której refleksy wykazują niezgodność kątową o charakterze regresywnym (typu *offlap*) (ryc. 3.17C). W obrębie tej facji dostrzega się często silny refleks wskazujący na dwudzielność tej serii osadowej.

Osadami, które pokrywają większą część dna jeziora Drawsko, są gytie. Jak wykazały wyniki opróbowania oraz badania z zastosowaniem systemu RoxAnn, gytie w jeziorze Drawsko różnią się między sobą konsystencją, gęstością i zawartością różnych domieszek. Dlatego intensywność refleksów związanych z tymi osadami jest różna. Gdy powierzchnię dna pokrywają gytie o bardzo luźnej konsystencji, w warstwie powierzchniowej mające



Rycina 3.16. Przekrój morfologiczny dna wzdłuż osi głównej misy jeziora Drawsko

Figure 3.16 Morphological cross-section along the main axis of the Drawsko Lake



Rycina 3.17. Facje sejsmiczne osadów jeziora Drawsko: A – zaleganie obiekające; B – zaleganie o charakterze wypełniającego; C – zaleganie regresywne  
 Figure 3.17. Seismic facies of sediments in the Drawsko Lake: A – parallel overlapping layers; B – infilled depression; C – regressive sequence (offlap)

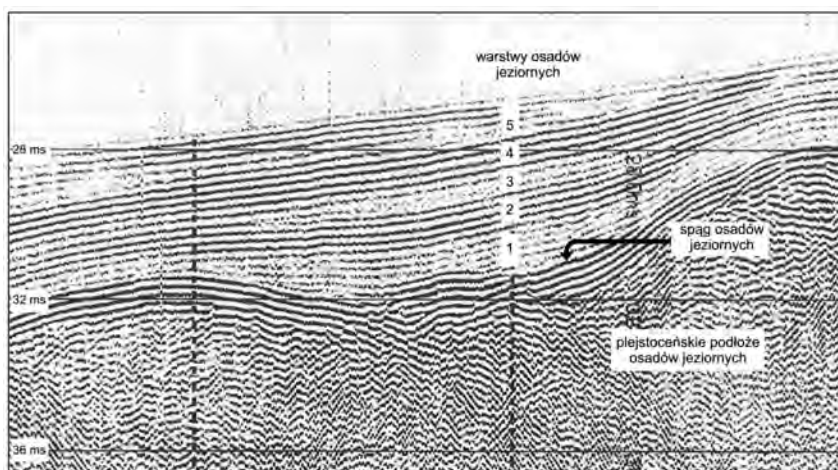
wręcz charakter pelogenu, refleks od dna jest bardzo słaby. Gdy gytie pokrywające dno mają bardziej zwartą konsystencję lub zawierają znaczące ilości klastycznych domieszek, refleks jest wyraźniejszy. Zazwyczaj obserwuje się mniej lub bardziej wyraźne refleksy także wewnątrz osadów jeziornych. Są one równoległe do siebie, co wskazuje na warstwową strukturę tego kompleksu osadowego. Układ refleksów sejsmicznych pozwala niekiedy wydzielić w nim pięć warstw osadowych (ryc. 3.18).

W jeziorze Drawsko jeden z profili został wykonany trzykrotnie. Profilowania sejsmiczne wykonano przy trzech różnych częstotliwościach: 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz. Zamierzano w ten sposób sprawdzić jakość informacji pozyskiwanych przy różnych częstotliwościach dźwięku, mając na uwadze, że wyższa częstotliwość sprzyja uzyskiwaniu większej rozdzielczości, a niższa większej głębokości penetracji dna. Test przeprowadzono w poprzek bardzo wąskiej zatoki jeziora zwanej Henrykowską, gdzie stwierdzono największe głębokości (do 33 m) (profil 12 na ryc. 3.13). Na poszczególnych sejsmogramach nie zaobserwowano znaczących różnic w zapisie (ryc. 3.19). Dno zatoki w tym miejscu pokryte jest wyjątkowo cienką warstwą gytii, których bezpośrednim podłożem są utwory plejstocenijskie dają-

ce silne refleksy na wszystkich sejsmogramach. Na południowym skłonie zatoki w zapisie sejsmicznym ujawniają się zaburzenia struktury osadów wywołane niewielkim osuwiskiem. Osuwisko najwyraźniej eksponuje się na sejsmogramie 7 kHz.

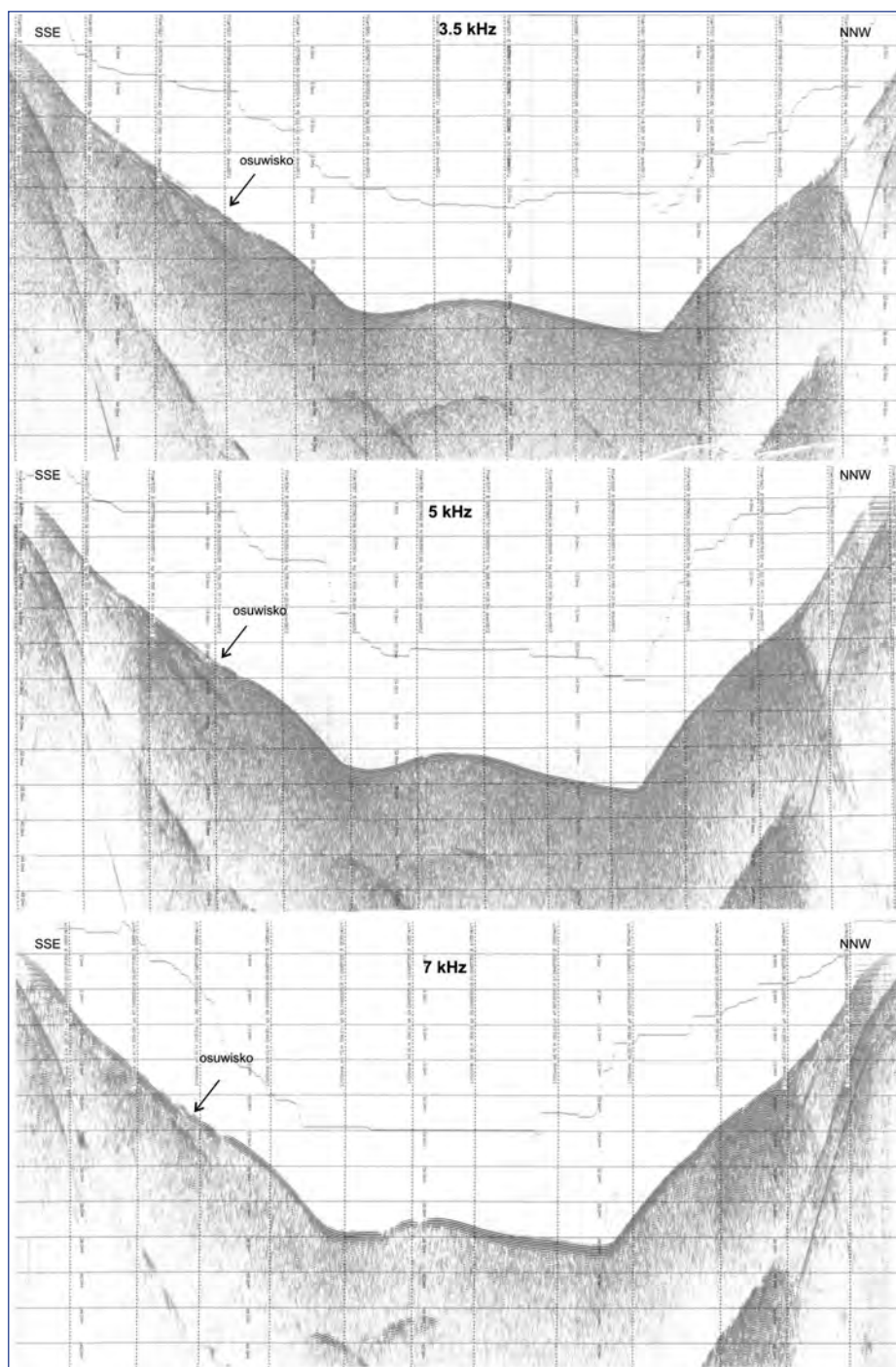
W jeziorze Drawsko nie zaobserwowano zbyt wielu współczesnych osuwisk pomimo występowania licznych stromych skłónów dna. Oprócz osuwiska w Zatoce Henrykowskiej duże osuwisko odkryto na południowym krańcu jeziora w rejonie Czaplinka, w akwenu zwanym zatoką Basen. Ze względu na szczególny charakter osuwiska zostało ono opisane w poprzednim podrozdziale.

Zapisy z kilku sejsmogramów ujawniły natomiast kilka starych osuwisk, które przykryte są warstwą gytii, czasami kilkumetrowej miąższości. Jedno z takich paleosuwisk stwierdzono w profilu sejsmicznym 21 biegnącym w poprzek centralnej części misy jeziora, od Półwyspu Drawskiego w kierunku brzegu południowo-zachodniego (ryc. 3.20). Strefa osuwiska ma szerokość około 200 metrów, a dawne kolumium przykrywa warstwa gytii o miąższości dochodzącej w niektórych miejscach do 8 metrów. Podwodny stok, na którym rozwinęło się osuwisko, jest bardzo stromy, jego nachylenie wynosi około 35°.

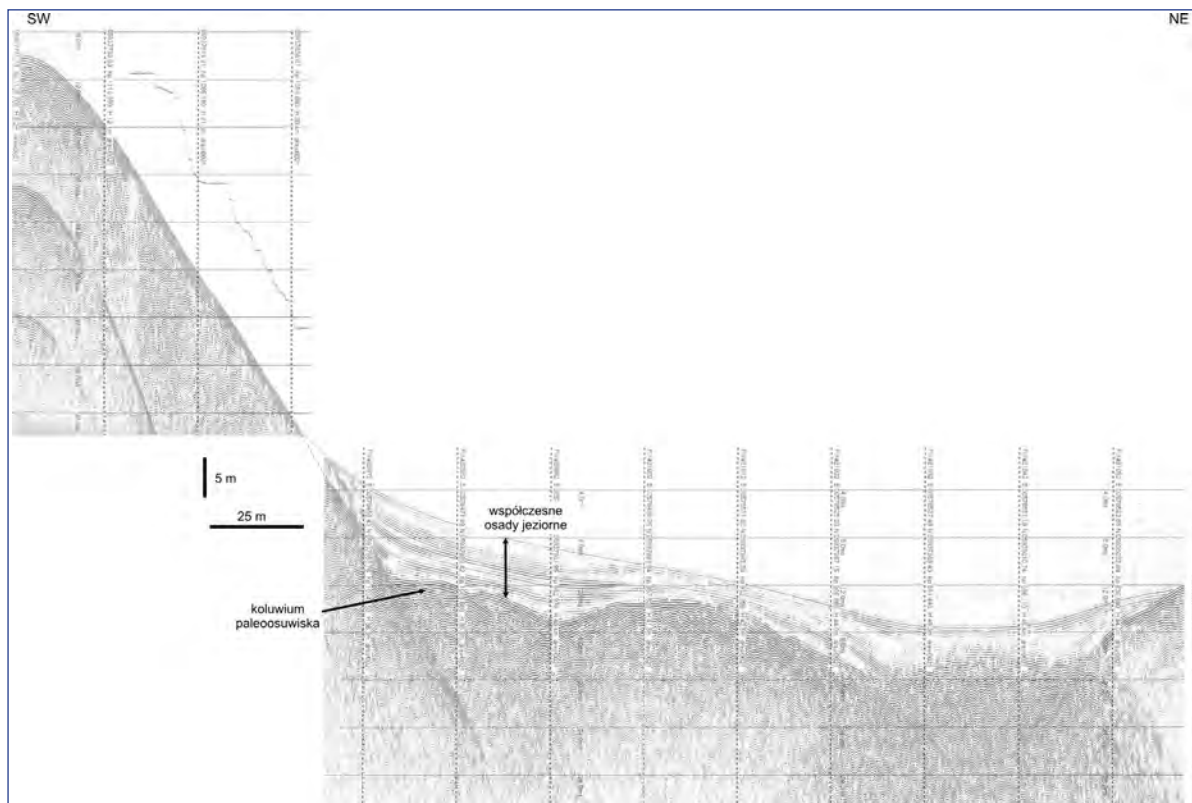


Rycina 3.18. Refleksy wewnętrzne w obrębie osadów jeziornych (profil sejsmiczny 5 kHz)

Figure 3.18. Internal reflectors within the lacustrine sediments (5 kHz seismic profile)

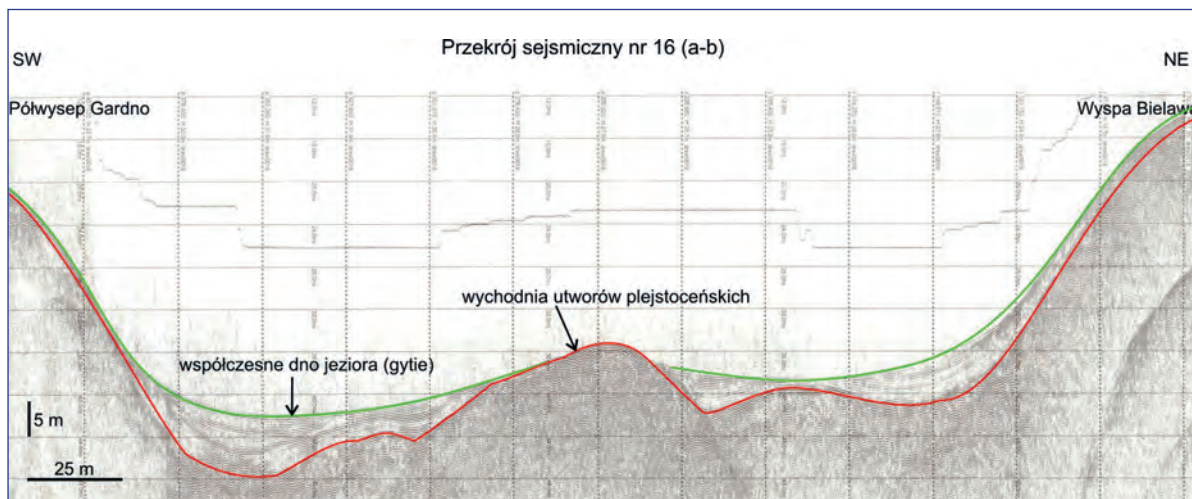


Rycina 3.19. Poprzeczne przekroje sejsmiczne przez Zatokę Henrykowską (profil 12 na ryc. 3.13) wykonane przy trzech różnych częstotliwościach: 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz  
Figure 3.19. Transverse seismic cross-sections through Henrykowska Cove (profile 12 in Figure 3.13), which were made at three different frequencies: 3.5 kHz, 5 kHz and 7 kHz



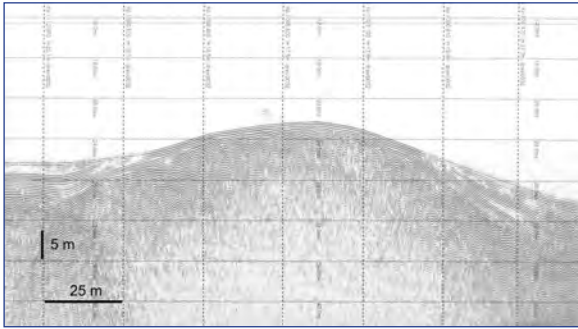
Rycina 3.20. Obraz sejsmiczny 5 kHz paleosuwiwiska ukrytego pod warstwą osadów gytii (profil 21 na ryc. 3.13)

Figure 3.20. The 5 kHz seismic image of paleo-landslide hidden under lacustrine gyttja (profile 21 in Figure 3.13)



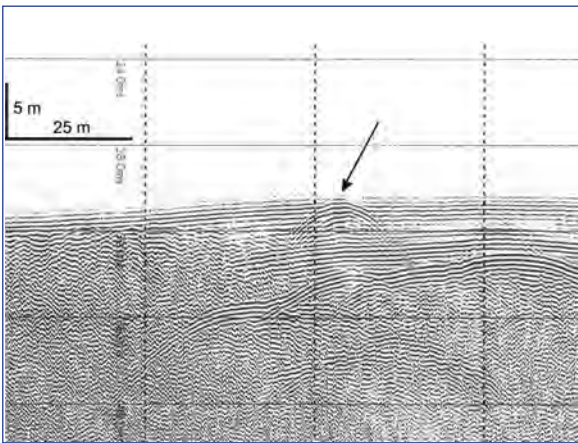
Rycina 3.21. Obraz sejsmiczny 5 kHz wychodni utworów plejstocenijskich tworzącej podwodny garb w osiowej części rynnowego zagłębienia pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno (profil 16 na ryc. 3.13)

Figure 3.21. The 5 kHz seismic image of outcrop of Pleistocene deposits that form underwater ridge in the axial part of the trough-shaped depressions between Bielawa Island and the Gardno Peninsula (profile 16 in Figure 3.13)



Rycina 3.22. Podwodna część ozu tworzącego półwysp Uraz w północnej części jeziora (profil 32 na ryc. 3.13).

Figure 3.22. The underwater part of esker that is component of the Uraz Peninsula located in the northern part of lake (profile 32 in Figure 3.13).



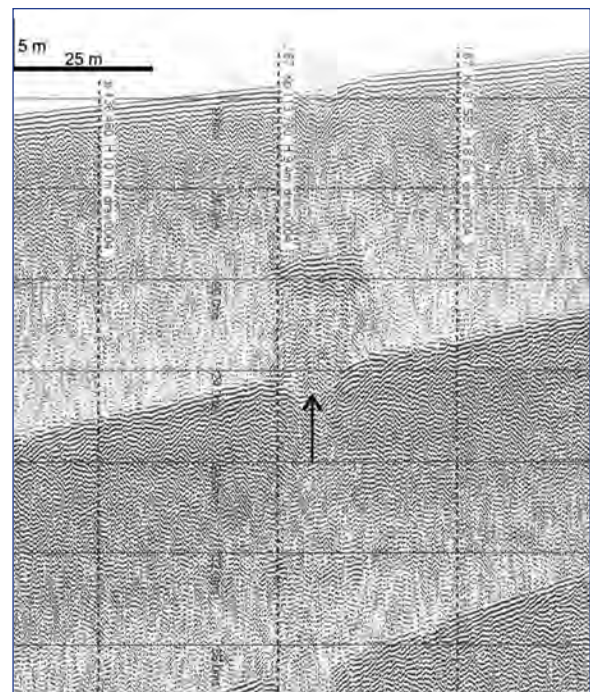
Rycina 3.23. Hiperboliczny efekt na obrazie sejsmicznym górnej partii osadów jeziornych (profil 32 na ryc. 3.13)

Figure 3.23. Hyperbolic effect on the seismic image of the upper part of lake sediments (profile 32 in Figure 3.13)

Interesująco przedstawia się zapis sejsmiczny z profilu 16 u wlotu do Zatoki Rzepowskiej. W osiowej części zagłębienia pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno, gdzie głębokość przekracza 30 metrów, obserwuje się wychodnie utworów plejstoceniowych tworzących duży garb pomiędzy przeciwległymi stromymi skłonami dna (ryc. 3.21). Dno pomiędzy skłonami a tym garbem pokrywa kompleks gytii z wyraźnym wewnętrznym warstwowaniem. W niektórych miejscach miąższość tych osadów wynosi ponad 5 metrów.

Z kolei zapis sejsmiczny z profilu 32 ujawnia podwodną część wału piaszczystego będącego elementem ozu tworzącego półwysp Uraz w północnej części jeziora (ryc. 3.22). W tym samym profilu zaobserwowano hiperboliczny efekt, który wskazuje na obecność jakiegoś obiektu o twardości znacznie większej niż otaczające go osady. Można przypuszczać, że efekt ten wywołał tkwiący w osadach dość duży eratyk (ryc. 3.23).

Na wielu profilach obserwuje się w zapisie sejsmoakustycznym efekty będące rezultatem emisji gazów, które przenikając przez osady, powodują lokalne ekranowanie horyzontów refleksyjnych. Uwalniające się gazy tworzą w osadach rodzaj kominu, a u jego wylotu na powierzchni dna obserwuje się zaburzenia osadów o charakterze „minikrate-ru” (*pockmark*) (ryc. 3.24). Nie można wykluczyć, że tego typu efekty ekranowania, także w tym przypadku, mogą być spowodowane wpływem bogatych w gazy wód podziemnych.



Rycina 3.24. Efekt przenikania gazów przez osady (profil sejsmiczny 4 z ryc. 3.13)

Figure 3.24. The effect of permeation of gases through sediments (seismic profile 4 in Figure 3.13)





## 4. WYNIKI BADAŃ DNA JEZIORA MIEDWIE

Jezioro Miedwie należy do największych jezior Polski. Pod względem powierzchni (35,3 km<sup>2</sup>) zajmuje piąte miejsce, a pod względem objętości (ponad 681 mld m<sup>3</sup>) drugie miejsce w kraju. Linia brzegowa jeziora jest słabo rozwinięta (wskaźnik rozwinięcia 1,84), a jego maksymalna głębokość wynosi 43,8 metra (Jańczak 1996). Badania przeprowadzone przez Siedlika (2014) wykazały, że linia brzegowa jeziora ulegała dość dużym zmianom w czasach historycznych. Były one związane z wahaniami poziomu wody w jeziorze wywołanymi zarówno procesami naturalnymi powodowanymi zmianami klimatu, jak i działalnością człowieka (budowa młynów i melioracje w otoczeniu jeziora). Jeszcze w połowie XVIII wieku poziom jeziora był o około 3 metry większy niż obecnie.

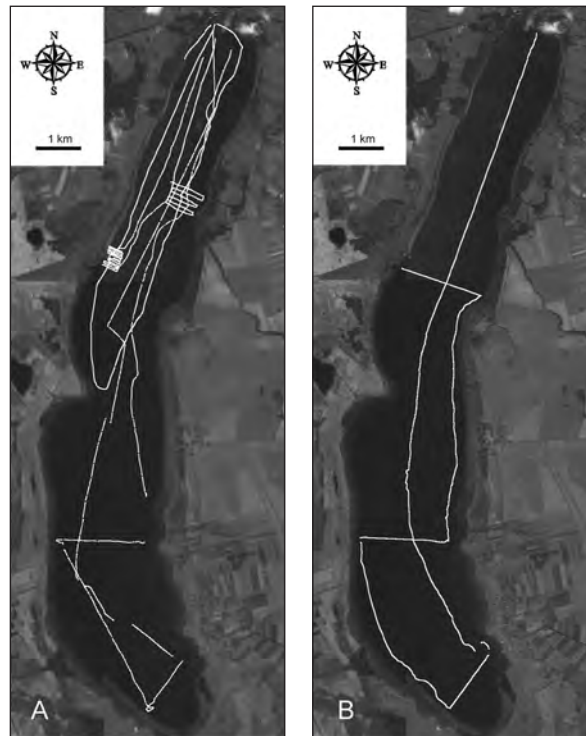
Jezioro Miedwie leży w obrębie Niziny Szczecińskiej i stanowi rynnowe zagłębienie pomiędzy Równiną Odrzańsko-Zalewową a Równiną Pyrzycko-Stargardzką. Powszechnie przyjmuje się, że geneza jeziora Miedwie wiąże się z funkcjonowaniem dużego limnoglacialnego zastoiska na przedpolu zanikającego lądolodu fazy szczecińskiej (Karczewski 1965, 1968). Niektóre z zagłębień terenu wokół lądolodu były konserwowane przez bryły martwego lodu. Jednym z takich miejsc było obniżenie zajmowane dziś przez jezioro Miedwie. Wraz z wytapianiem się brył martwego lodu w otaczającym go zastoisku gromadziły się osady ilasto-mułowe i piasków drobnoziarnistych, tworzące zdaniem Karczewskiego (1968), kilka poziomów terasowych tzw. zastoiska pyrzyckiego.

Budowa geologiczna dna jeziora Miedwie, podobnie jak i wielu innych polskich jezior, nie została jak dotąd rozpoznana. Jest kilka przyczyn tego stanu rzeczy. Wiele z polodowcowych jezior ma dużą głębokość, przez co bezpośredni dostęp do dna jest

utrudniony. Duże głębokości stwarzają problemy natury technicznej i finansowej, szczególnie gdy dla rozpoznania budowy geologicznej dna konieczny jest pobór rdzeni osadów.

### 4.1. Morfologia dna jeziora w świetle profilowań echosondażowych i sonarowych

Łączna długość wszystkich profili echosondażowych wykonanych w jeziorze Miedwie wyniosła 62 kilometry (ryc. 4.1). Sieć profilowań zagęszczono

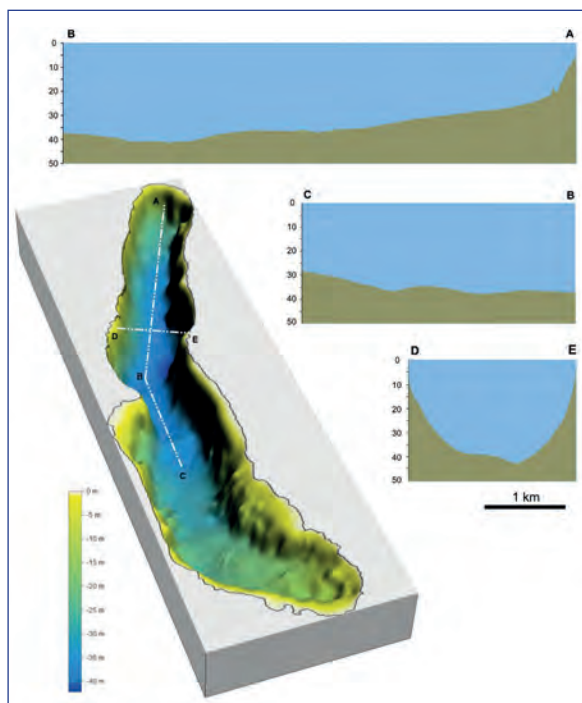


Rycina 4.1. Lokalizacja profilowań echosondażowych RoxAnn (A) i profilowań sejsmicznych (B) w jeziorze Miedwie

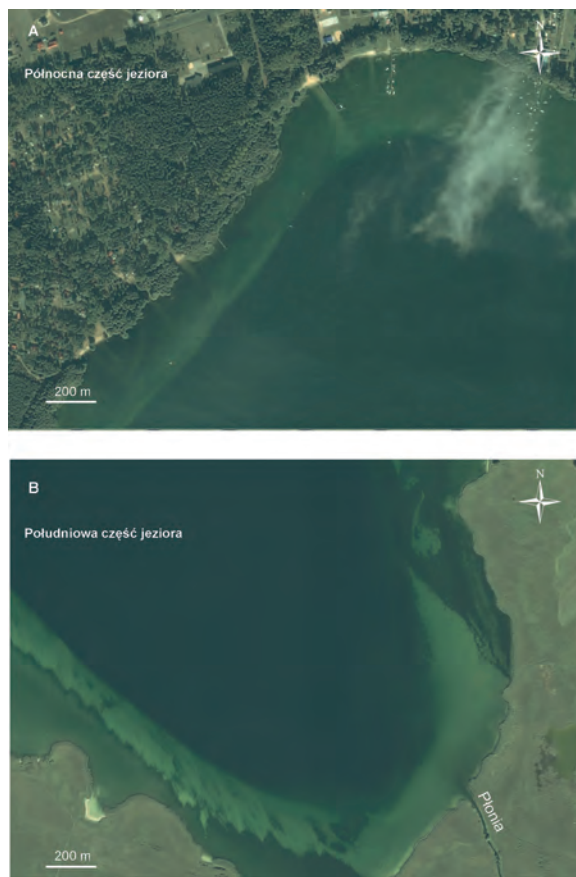
Figure 4.1. Location map of echo-sounding (A) and seismic profiles (B) in the Miedwie Lake

w dwóch obszarach: północno-wschodniej części jeziora, na wysokości miejscowości Wierzchład, oraz w części zachodniej, w rejonie miejscowości Żelewo, w pobliżu pozostałości dawnej torpedowni. Dla porównania wyników rozpoznania akustycznego RoxAnn z faktycznym zróżnicowaniem litologicznym osadów z dna jeziora pobierano próbki za pomocą próbnika czerpakowego typu VanVeen.

Uzupełnieniem badań z wykorzystaniem systemu RoxAnn były badania sonarowe. Wykorzystano w tym celu dwuczęstotliwościowy sonar boczny DF 1000 (parametry pracy: zakres pojedynczego kanału 400 m, prędkość holowania 1,5 m/s, częstotliwość wysyłania impulsu sondującego 2 Hz, liczba próbek 2683, częstotliwość próbkowania 24 000 Hz). Rejestracja powrotnych sygnałów sonarowych z czterech kanałów (100 i 450 kHz) odbywała się za pomocą cyfrowego systemu akwizycji danych CODA DA50. Sonarowe skanowanie dna z zasięgiem 400 metrów



Rycina 4.2. Rzeźba dna jeziora Miedwie  
Figure 4.2. Morphology of the Miedwie Lake bottom

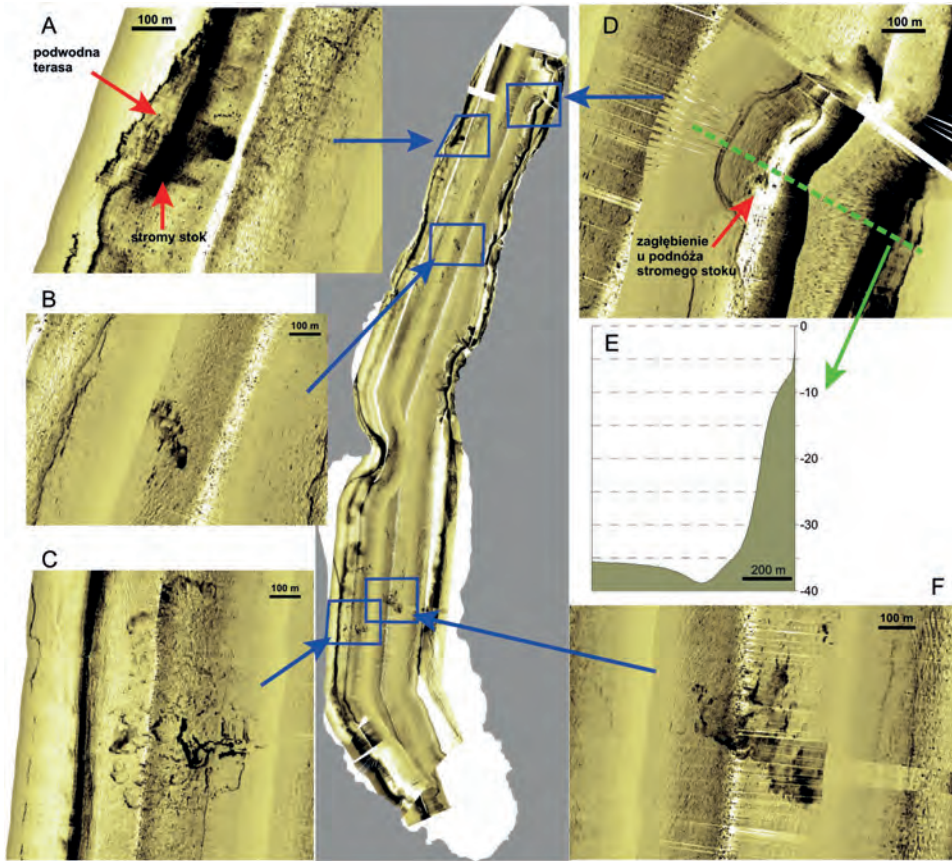


Rycina 4.3. Zdjęcia lotnicze przybrzeżnych płycizn  
Figure 4.3. Air photos of coastal shoals

Źródło: ortofotomapy udostępnione przez Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej, Warszawa.

pozwoili uzyskać przy trzech przejazdach sonarową mapę dna niemal całego jeziora. Otrzymano dzięki temu dodatkowe informacje o morfologii powierzchni dna jeziora.

W porównaniu z innymi znanymi z Nizy Europejskiego jeziorami polodowcowymi typu rynnowego Miedwie charakteryzuje się wyjątkowo monotonnym ukształtowaniem zarówno dna, jak i linii brzegowej. Misa jeziora ma charakter długiej na 16 kilometrów rynny, o szerokości od 1,5 do 3 kilometrów i głębokościach dochodzących do 44 metrów. Nie dostrzega się charakterystycznych dla większości jezior rynnowych przegłębień i rozdzielających je pod-



Rycina 4.4. Obrazy sonarowe dna jeziora Miedwie  
Figure 4.4. Sonar images of the Miedwie Lake bottom

wodnych wyniesień dna. Deniwelacje powierzchni dna w strefie profundalnej są niewielkie (ryc. 4.2).

Z rozkładu głębokości wynika, że ponad 27% powierzchni dna obejmują głębokości większe niż 30 metrów. Na te głębokości przypada prawie 50% objętości misy jeziornej. Z kolei na głębokości mniejsze niż 5 metrów przypada niespełna 19% ogólnej powierzchni dna oraz 2,9% objętości misy jeziornej (Osadczyk 2007).

Strefa litoralna jeziora jest stosunkowo wąska. Jej charakterystyczny element to przybrzeżny szelf – podwodna terasa jeziorna o zmiennej szerokości. Największą szerokość (około 400 m) ma w północnej i południowej części jeziora; najmniejszą (około 35 m) po wschodniej stronie jeziora w rejonie Żelewa oraz po zachodniej stronie, na odcinku brzegu pomiędzy miejscowościami Koszewko

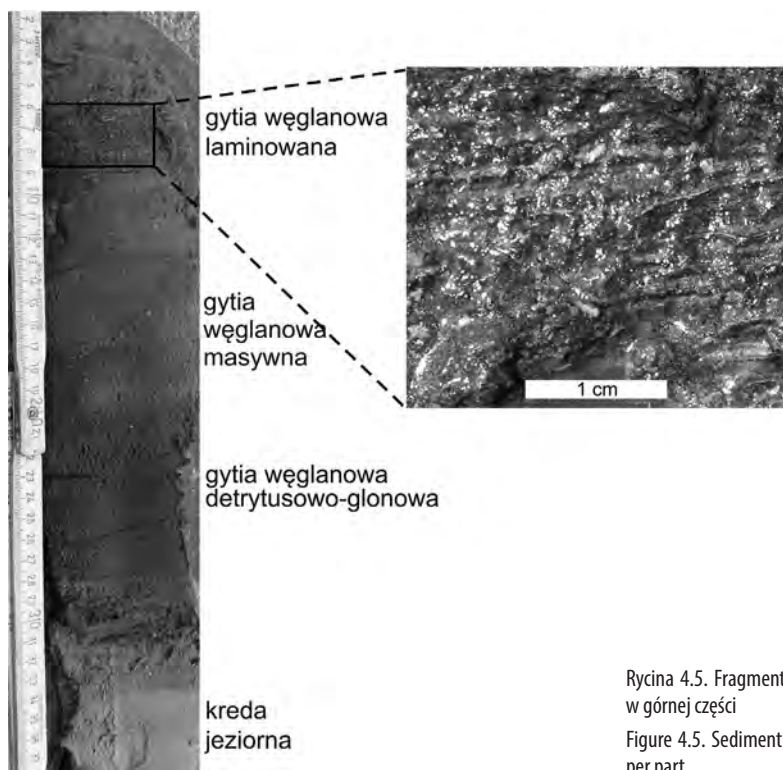
i Wierzchład. Terasa kończy się wyraźną krawędzią na głębokości około 2–3 metrów, poniżej której dno jeziora schodzi stromym stokiem do głębokości rzędu 20 metrów. Ta przybrzeżna płycizna jest dobrze widoczna zarówno na zdjęciach lotniczych (ryc. 4.3), jak i w obrazie sonarowym (ryc. 4.4A). Na zdjęciu lotniczym południowej części jeziora widać na powierzchni przybrzeżnej płycizny wyraźne wały uformowane najprawdopodobniej pod wpływem prądów związanych z falowaniem. W niektórych miejscach, szczególnie po wschodniej stronie jeziora, dostrzega się głazy spoczywające na powierzchni przybrzeżnej płycizny. Może to wskazywać na abrazyjny charakter strefy litoralnej tej części jeziora. Niewykluczone, że zarówno podwodna terasa jeziorna, jak i wały brzegowe mają związek z zachodzącymi w czasach historycznych

dużymi zmianami poziomu wody w jeziorze, o których donosił Siedlik (2014). Jak zauważa Nowaczyk (1998), proces tworzenia się teras jeziornych przebiega w czasie obniżania się poziomu wody w jeziorze oraz w czasie jego podnoszenia się. W obu przypadkach mogą powstawać podobne formy, takie jak mikroklify, platformy abrazyjno-akumulacyjne oraz wały brzegowe.

Po wschodniej stronie jeziora badania sonarowe oraz profilowania echosondażowe ujawniły nietypowe zagłębienie dna u podstawy stromego stołu (ryc. 4.4D i E). Zagłębienie ciągnie się równoległe do linii brzegowej na dystansie kilku kilometrów. Nie jest znana przyczyna powstania takiego nietypowego zagłębienia. Być może jest to ślad ostatniego etapu wytapiania bryły martwego lodu, który konserwował miś jeziorną u schyłku plejstocenu, choć jak zauważają Marks (1996) oraz Błaszkiwicz (2005, 2008), nie należy przeceniać roli bryły martwego lodu w kształtowaniu rynien polodowcowych. Nie moż-

na wykluczyć, że do powstania tego zagłębienia przyczyniły się procesy neotektoniczne. Obraz sonarowy tej strefy dna wydaje się wskazywać na zapadlisko - wy charakter tego zagłębienia. Jednak rozstrzygnięcie tej kwestii wymaga dodatkowych badań.

W kilku miejscach centralnej części jeziora dostrzeżę się na sonogramie ciemne plamy o nieregularnych kształtach (ryc. 4.4B, C, F). Profilowania echosondażowe RoxAnn nie wykazują w takich miejscach wyraźnych deniwelacji dna ani odmiennych typów osadów. Zapis sejsmoakustyczny z profilu, który biegnie przez jedną z takich plam, pokazuje, że jest to miejsce silnego ekranowania maskującego wszystkie refleksy poniżej powierzchni dna (ryc. 4.9). Przyczyną tego ekranowania jest najprawdopodobniej wzmożona emisja gazów z głębszych partii osadów. Widoczne na obrazie sonarowym ciemne plamy mogą być miejscami wydostawania się gazów na powierzchnię. Również to zagadnienie na obecnym etapie badań pozostaje nierozstrzygnięte.



Rycina 4.5. Fragment rdzenia osadów jeziora Miedwie z widoczną laminacją w górnej części

Figure 4.5. Sediment core from the Miedwie Lake with lamination in the upper part

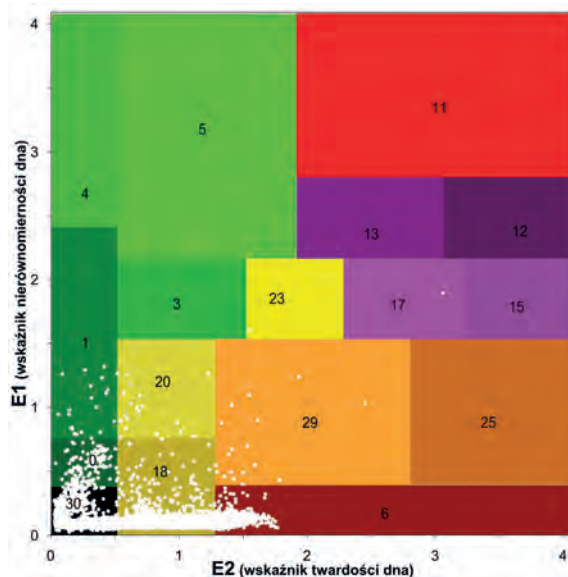
## 4.2. Osady denne jeziora

Jak wynika z obserwacji poczynionych w trakcie opróbowania, przeważającą część dna jeziora pokrywają gytie oraz kreda jeziorna. Jedynie w bardzo wąskiej strefie brzegowej występują osady piaszczyste. Gytie występujące w jeziorze Miedwie są ciemnoszarym osadem mineralno-organicznym o galaretowatej konsystencji. Są bogate w węglan wapnia, a wiele z nich wykazuje bardzo wyraźną laminację. Jasne laminy węglanowe i ciemne organiczne, widoczne w stropowej części rdzenia osadów, wskazują na sezonowe zmiany charakteru współczesnej sedymentacji (ryc. 4.5). Na podstawie analogii do tego typu osadów znanych z innych jezior Polski (Więckowski 1991; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998; Tylmann i in. 2006; Tylmann 2011) można sądzić, że jasne laminy wskazują na akumulację kryształków kalcytu w sezonach wiosenno-letnich, gdy obfity w tym czasie fitoplankton pobiera z wody znaczne ilości dwutlenku węgla, co sprzyja procesowi wytrącania węglanu wapnia. Natomiast ciemne laminy organiczne tworzyły się zapewne w sezonach jesienno-zimowych, gdy po jesiennej miksji odbywało się powolne osiadanie na dnie obumarłych szczątków organizmów planktonowych. Zachowanie się takiej sezonowej laminacji w osadach dennych jeziora świadczy o okresowo słabym natlenieniu wód przydennych. Tylko bowiem w takich warunkach ustaje działalność organizmów mułozernych, przerabiających świeżo złożone osady (O'Sullivan 1983; Petterson i in. 1993).

Gytie występujące w jeziorze Miedwie wykazują zmienne proporcje pomiędzy składnikami mineralnymi i materią organiczną. Zawartość substancji organicznych wyrażona poprzez stratę masy podczas spalania próbki wynosi 20–30%. Istotnymi składnikami osadów są węglanowe elementy organizmów planktonicznych żyjących w jeziorze oraz okruchy skorup mięczaków. Zawartość węglanu wapnia często przekracza 60%. Gdy wartość ta przekracza 80%, taki osad uważany jest za kredę jeziorną (Rzepecki 1983).

Z taką sytuacją mamy do czynienia w całej południowej części jeziora, gdzie osadem dominującym jest kreda jeziorna, natomiast w centralnej i północnej części jeziora występują gytie wapienne (Osadczyk 2007). W rdzeniu osadów o długości 3 metrów, pobranym z dna jeziora na głębokości 5 metrów (550 m od południowo-wschodniego brzegu, rejon wsi Wierzbnio), stwierdzono kredę jeziorną przykrytą gytiami węglanową o miąższości zaledwie 40 centymetrów. Zawartość węglanu wapnia w osadach kredy waha się od 81 do 94% (Dobosz i in. 2007). Datowania muszli ślimaka pochodzącej ze spągowej części rdzenia wykazały radiowęglowy wiek kalibrowany 2025  $\pm$  30 lat BP (Dobosz 2008). Oznacza to, że tempo akumulacji tych osadów przy uwzględnieniu kompaktacji wynosi około 1,5 mm/rok.

Profilowania RoxAnn dostarczyły około 15 400 punktów pomiarowych z informacją o głębokości oraz wskaźnikach E1 i E2 identyfikujących typ dna. Większość punktów pomiarowych lokuje się w diagramie klasyfikacyjnym głównie w polach nr: 30



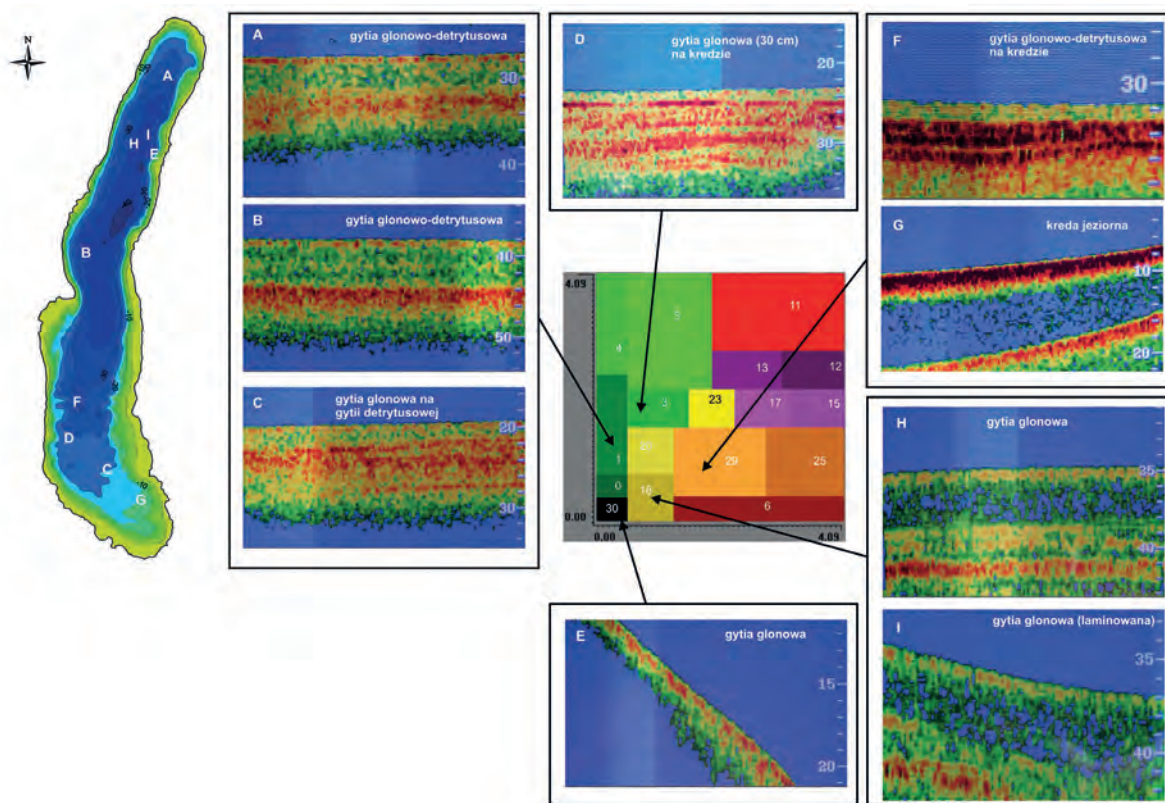
Rycina 4.6. Rozrzut zarejestrowanych przez system RoxAnn (200 kHz) wartości parametrów charakteryzujących własności akustyczne osadów jeziora Miedwie

Figure 4.6. Scatter plot of parameters discriminated by the RoxAnn system (200 kHz) which characterize the acoustic properties of the Miedwie Lake sediments

[*mud*], 0 [*silt*] i 18 [*fine sand*] (ryc. 4.6). Przy interpretacji wyników klasyfikacji dokonanej przez system RoxAnn pomocne okazały się pobrane z dna jeziora próby osadów oraz echogramy 28 kHz. Takie echogramy dostarczały dodatkowych informacji o charakterze osadów dennych. Dzięki niskiej częstotliwości na echogramach można było dostrzec pewne cechy wewnętrznej struktury osadów, ujawnione poprzez echa od powierzchni granicznych między warstwami osadów (ryc. 4.7). Próbkę osadów wraz z obrazem echa w miejscu ich pobrania ułatwiały rozpoznanie przyczyn klasyfikacji dokonanej przez system RoxAnn. Pozwoliło to na lepszą

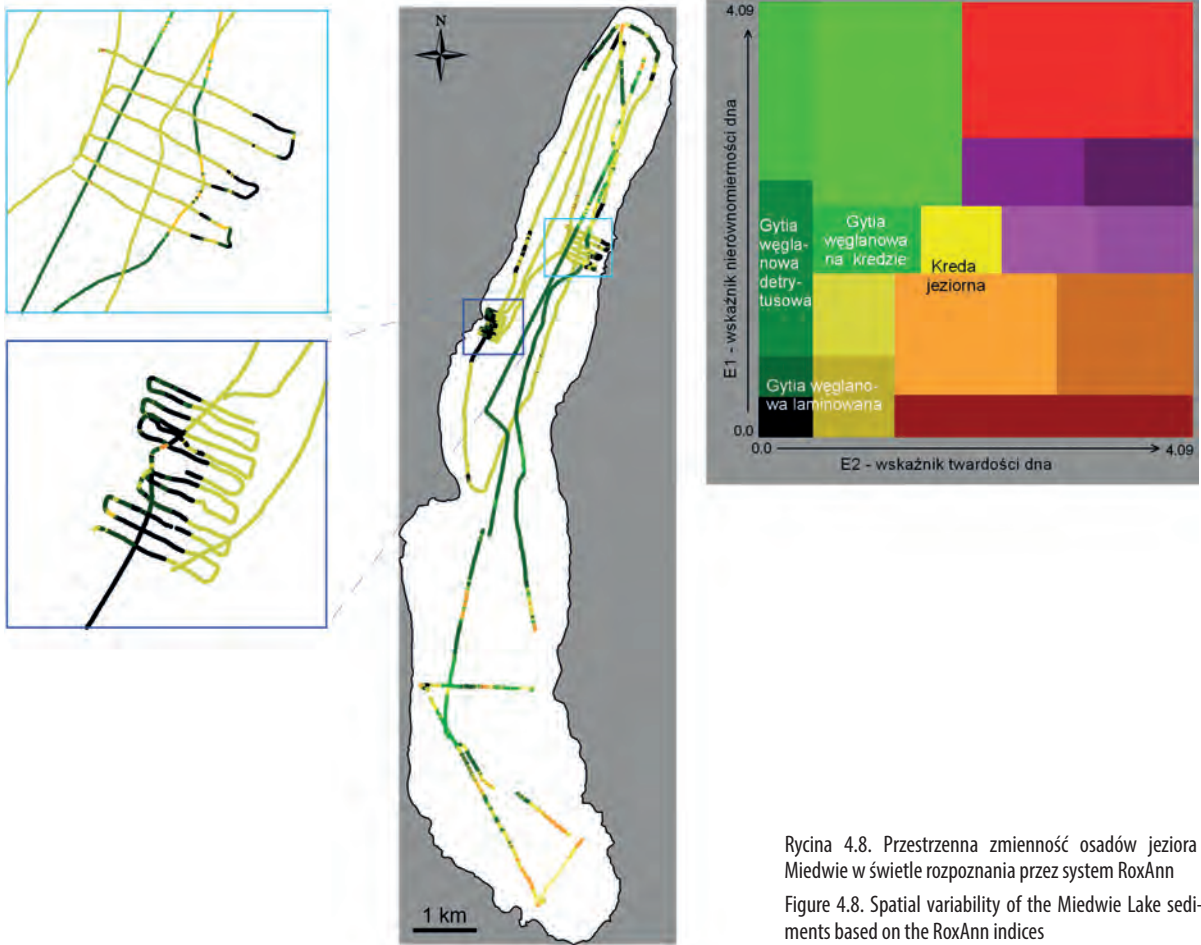
interpretację rezultatów tej klasyfikacji i przypisanie polom diagramu klasyfikacyjnego RoxAnn konkretnych typów osadów występujących w jeziorze Miedwie.

Jak pokazały pobrane próbki osadów, gytie występujące na dnie jeziora są różnie wykształcone. Ogólnie są to gytie węglanowe, zazwyczaj glonowe lub glonowo-detrytusowe, ale różniące się gęstością, a tym samym konsystencją oraz ilością i rodzajem domieszek. Najczęściej występują gytie o bardzo małej gęstości i konsystencji rzadkiej galarety lub gytie o nieco większej zwartości, wykazujące bardzo wyraźną laminację. Tego typu osady system RoxAnn lokował



Rycina 4.7. Porównanie wyników rozpoznania RoxAnn z obrazem echogramów (28 kHz) w miejscu pobrania testowych prób osadów z dna jeziora Miedwie; litery, którymi oznaczono poszczególne echogramy, odpowiadają pokazanej na mapie lokalizacji miejsc poboru prób osadów; strzałki wskazują te pole na diagramie klasyfikacyjnym, do których system RoxAnn przypisał próbki osadów pobrane w miejscach wskazanych na mapie

Figure 4.7. Comparison of the RoxAnn results and images from 28 kHz echosounder in ground-truthing sites on the Miedwie Lake bottom; the letters on the echograms correspond to the location of sampling sites on the map; arrows indicate the fields on the classification square to which the system has assigned sediment samples taken at locations shown on the map



Rycina 4.8. Przestrzenna zmienność osadów jeziora Miedwie w świetle rozpoznania przez system RoxAnn

Figure 4.8. Spatial variability of the Miedwie Lake sediments based on the RoxAnn indices

w polach o numerach: 30, 18 lub 0 (ryc. 4.7E, H, I). Kiedy gytie zawierały duże ilości detrytusu roślinnego, rejestracje z obszaru dna pokrytego takimi osadami lokowały się w polu nr 1, o wyższej wartości wskaźnika E1 wskazującego na większą nierównomierność dna (ryc. 4.7A, B, C). W miejscach, gdzie osady gytii mają małą miąższość, rzędu kilkudziesięciu centymetrów, i leżą bezpośrednio na kredzie jeziornej, rejestracje RoxAnn lokowały się w polu nr 3 diagramu RoxAnn o nieco większych wartościach zarówno parametru E1, jak i E2 (ryc. 4.7D). W niektórych miejscach, głównie w południowej części jeziora, kreda jeziorna występuje bezpośrednio

na powierzchni dna i jest bardziej grubodetrytusowa niż w pozostałych miejscach. System RoxAnn identyfikuje tego typu osady jako odpowiadające polu nr 29 lub 23, co wskazuje na wyraźniej twardsze dno niż w przypadku gytii (ryc. 4.7G i F). Przestrzenną zmienność osadów jeziora Miedwie w świetle rozpoznania przez system RoxAnn przedstawiono na rycinie 4.8, uwzględniając modyfikację diagramu RoxAnn odpowiadającą lokalnym uwarunkowaniom. Jak pokazują powiększenia obrazu z dwóch obszarów, w których zagęszczono profilowania RoxAnn, nawet na niewielkim obszarze dna występuje pewna zmienność rodzaju

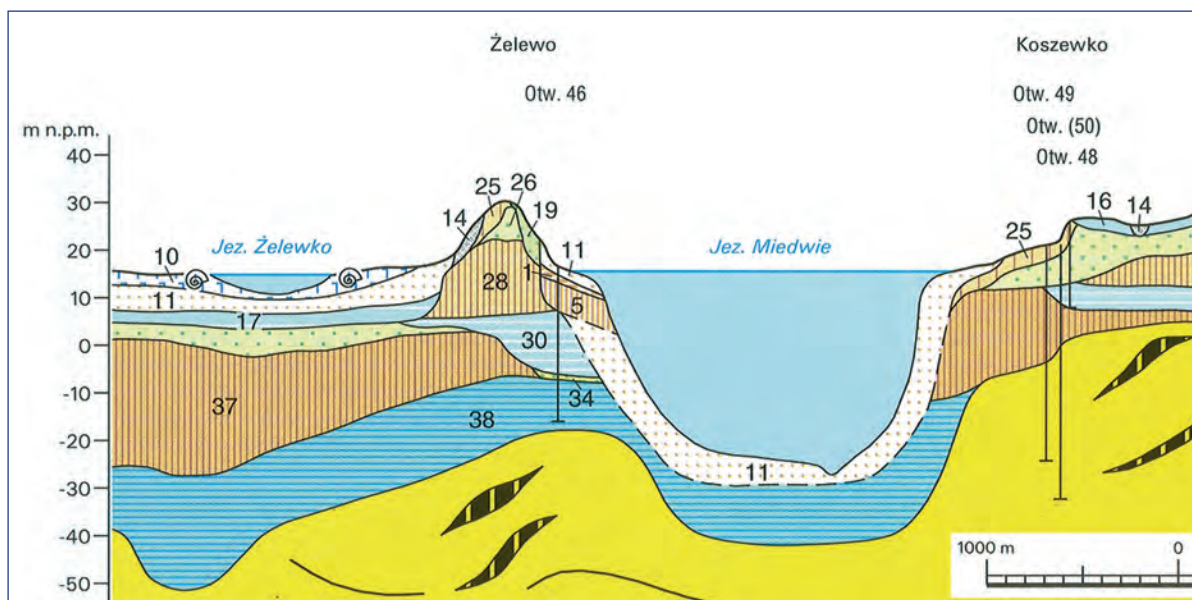
osadów. Choć próby osadów z tych miejsc nie wykazują makroskopowo widocznych zmian, wskazania RoxAnn różnicują te osady.

### 4.3. Zróznicowanie kompleksu osadów jeziornych na podstawie profilowań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości

Dla pozyskania informacji o wglębnej budowie dna jeziora Miedwie zastosowano metodę ciągłego profilowania sejsmicznego o wysokiej rozdzielczości, wykorzystując aparaturę typu *sub-bottom profiler* o nazwie Pipliner Oretch 3010 i częstotliwości pracy: 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz. Profilowanie wykonywano przy następujących parametrach systemu: repetycja 10 impulsów na sekundę, amplituda rejestracji

sygnału  $\pm 5V$ , czasowy zakres rejestracji 45 ms. Rejestracja sygnału analogowego profilomierza była prowadzona w systemie cyfrowej akwizycji danych CODA DA200. Sygnał digitalizowano z częstotliwością 51 200 Hz.

W jeziorze wykonano osiem profili sejsmoakustycznych o sumarycznej długości 30 kilometrów. Jeden z profili wykonano wzdłuż całego jeziora, prowadząc go w osi rynny subglacialnej na dystansie 14 kilometrów. Ponadto wykonano dwa profile wzdłuż brzegów jeziora: jeden w części środkowej – wzdłuż brzegu wschodniego, drugi w części południowej – wzdłuż brzegu zachodniego, oraz trzy profile poprzeczne (ryc. 4.1). Profilowania sejsmoakustyczne i sonarowe zostały wykonane we współpracy z Za-



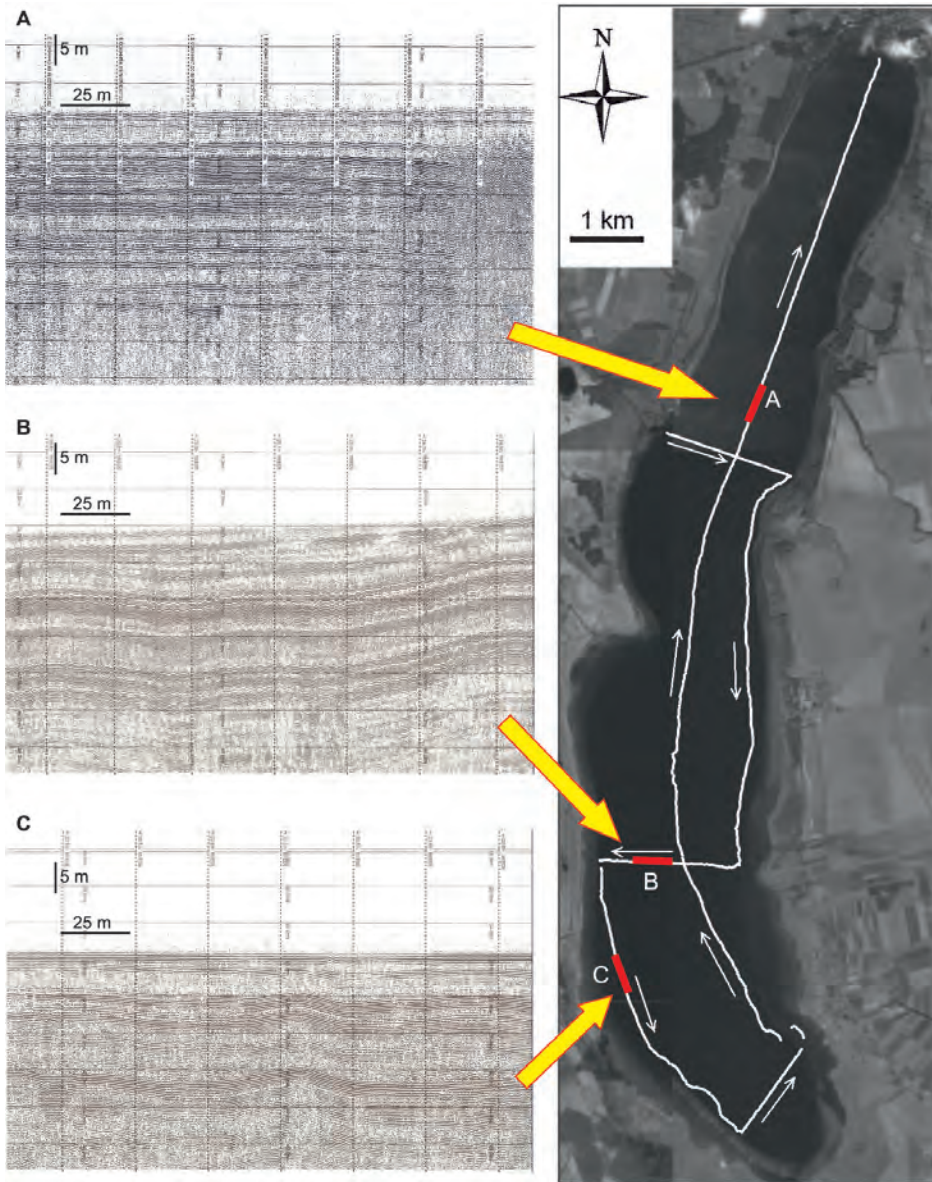
Rycina 4.9. Budowa geologiczna rejonu jeziora Miedwie (wg Ruszała 1999)

Objaśnienia: 1 – torfy; 5 – namuły torfiaste; 10 – kreda jeziorna; 11 – piaski, mułki i ropy jeziorne; 14 – piaski i gliny deluwialne; 16 – mułki ilaste i ropy zastoiskowe; 17 – piaski, mułki i ropy zastoiskowe; 19 – piaski rzeczne; 25 – gliny zwałowe; 26 – piaski wodnolodowcowe; 28 – gliny zwałowe; 30 – ropy i mułki zastoiskowe; 34 – piaski i żwirny wodnolodowcowe; 37 – gliny zwałowe; 38 – mułki, ropy i piaski zastoiskowe; 48 – mułki, ropy i piaski z wkładkami węgla brunatnego

Figure 4.9. Geological structure of the area surrounding the Miedwie Lake (after Ruszała 1999)

Explanation: 1 – peat; 5 – peaty silts; 10 – lacustrine chalk; 11 – lacustrine sands, silts and clays; 14 – deluvial sand and clay; 16 – clayey silts and clays; 17 – sands, silts and clays; 19 – river sands; 25 – glacial till; 26 – glaciofluvial sands; 28 – glacial till; 30 – clays and silts dammed; 34 – glaciofluvial sands and gravels; 37 – glacial till; 38 – silts, clays and sands; 48 – silts, clays and sands with inserts of brown coal



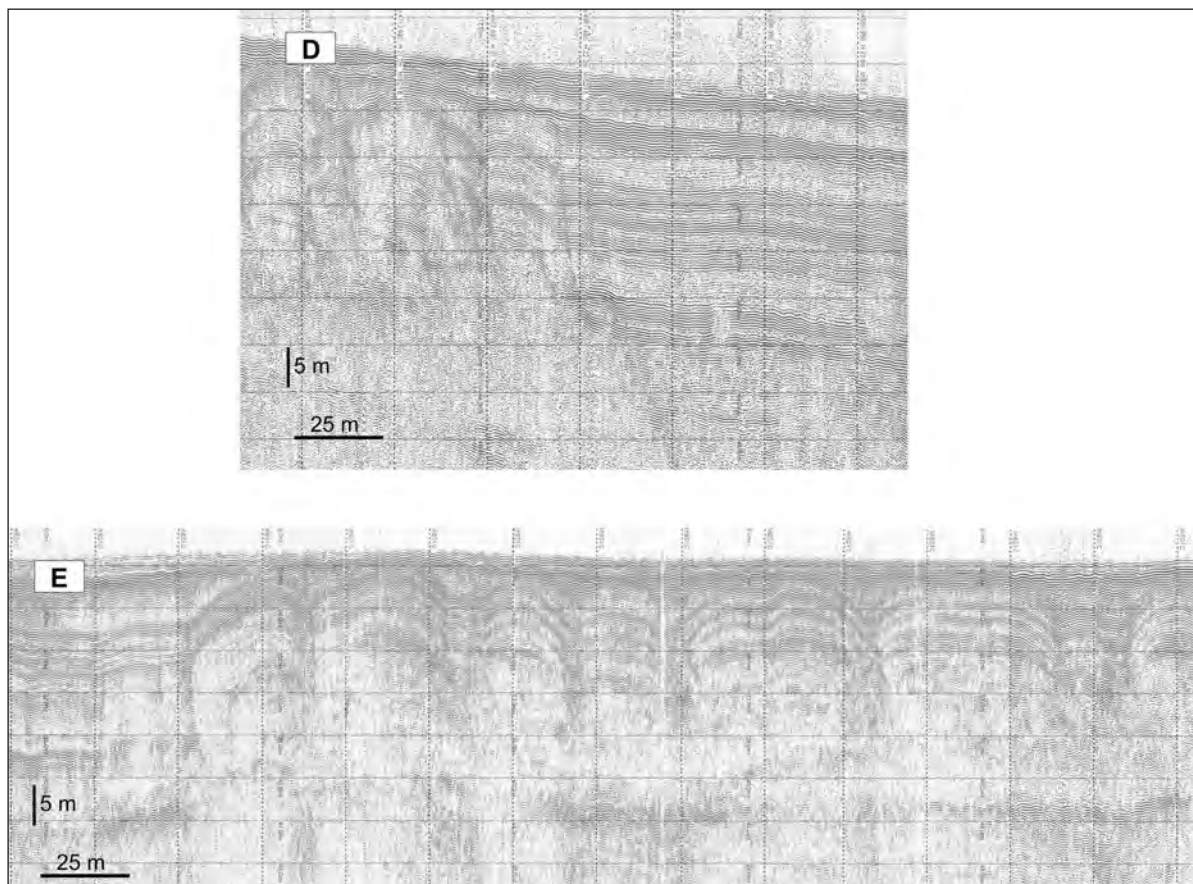


Rycina 4.10. Fragmenty profili sejsmicznych z jeziora Miedwie  
 Figure 4.10. Seismic profiles from the Miedwie Lake

kładem Oceanografii Operacyjnej z Instytutu Morskiego w Gdańsku.

Badania sejsmoakustyczne wykazały, że dno jeziora pokrywa kompleks osadów z wyraźnie zaznaczającymi się w zapisie wewnętrznymi refleksami, najczęściej o poziomym przebiegu, wskazującymi na obecność wielu równoległych warstw o miąższości kilku metrów. Całkowita miąższość kompleksu war-

stwianych osadów jeziornych przekracza niekiedy 30 metrów. Wyniki dotychczasowych badań nie pozwalają na określenie głębokości występowania stropu utworów plejstocentrycznych. W zapisach sejsmoakustycznych nie zaobserwowano refleksu, który można by jednoznacznie uznać za refleks pochodzący od stropu mineralnego podłoża osadów jeziornych. Przyczyną braku takiego refleksu jest najprawdo-



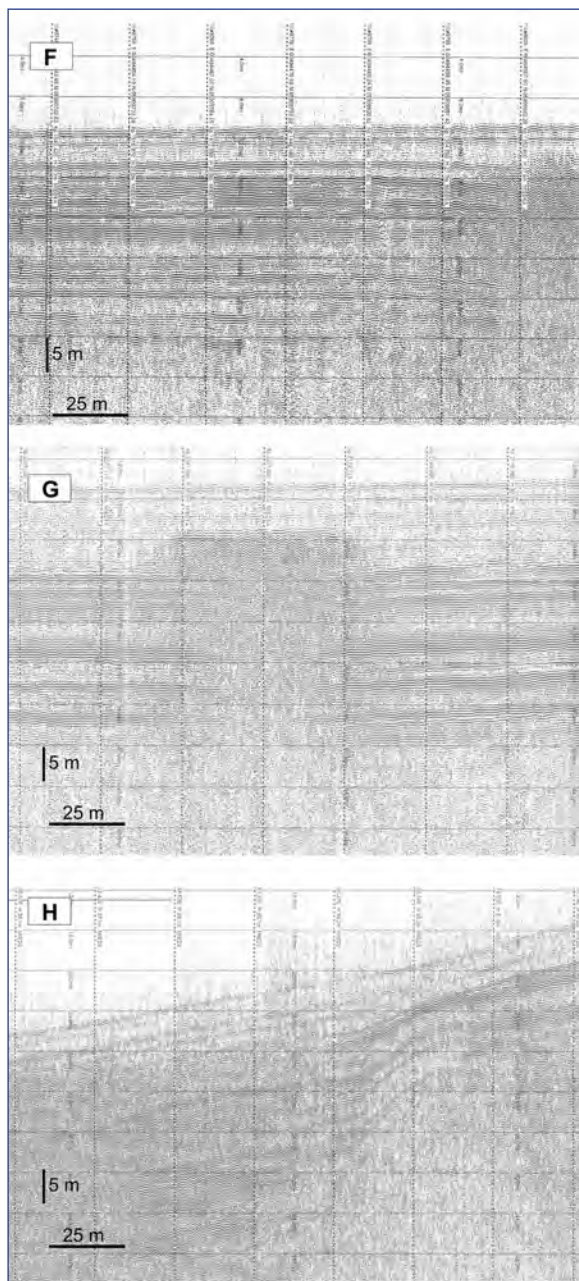
Rycina 4.11. Przekroje sejsmiczne ujawniające zaburzenia osadów jeziora Miedwie (lokalizacja na ryc. 4.12)

Figure 4.11. Seismic cross-sections revealing the disturbances of sediment from the Miedwie Lake (location in Figure 4.13)

podobnie duża miąższość kompleksu osadów jeziornych. Duża miąższość kompleksu osadowego oraz jego warstwowa struktura pozwalają przypuszczać, że w jego skład mogą wchodzić, oprócz współczesnych osadów jeziornych, także osady związane z funkcjonowaniem zastoiska pyrzyckiego, którego reliktem jest jezioro Miedwie. Badania otoczenia jeziora Miedwie wykonane przez Państwowy Instytut Geologiczny wykazały, że osady jeziorne są podcięte przez piaszczysto-mułkowo-ilaste osady zastoiskowe (Ruszała 1995) (ryc. 4.9).

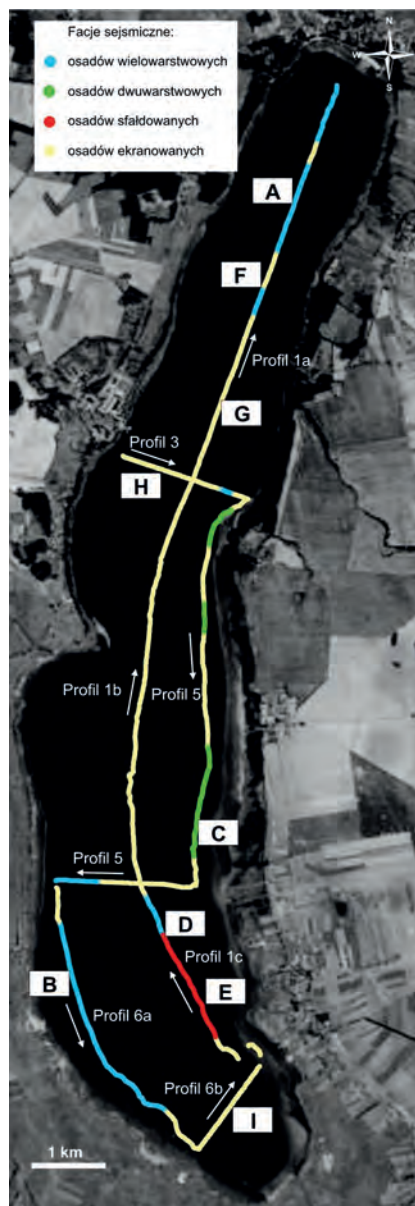
Dokładna analiza zapisów ze wszystkich profili pozwoliła na wyróżnienie kilku facji sejsmicznych charakteryzujących się odmiennym układem

refleksów. Dla dużej części jeziora charakterystyczny jest kompleks osadów warstwowych. Ta seria osadowa odznacza się występowaniem wielu równoległych do siebie refleksów (ryc. 4.10A i B). Często miąższość tej serii przekracza 20 metrów. Czasami jednak w zapisie sejsmoakustycznym ujawnia się tylko górna część tej facji, z refleksami widocznymi jedynie do głębokości około 10 metrów poniżej powierzchni dna. Niekiedy w zapisie obserwujemy tylko dwa silne refleksy, co wskazuje, że mamy do czynienia z serią osadową, w której są dwie podstawowe warstwy (ryc. 4.10C). Ta facja sejsmiczna jest charakterystyczna dla płytszych części jeziora w pobliżu wschodnich jego brzegów. Z kolei dla połu-



Rycina 4.12. Przekroje sejsmiczne ukazujące zaniki horyzontów refleksyjnych (lokalizacja na ryc. 4.12)

Figure 4.12. Seismic cross-sections showing the disappearance of reflective horizons (see location in Figure 4.13)



Rycina 4.13. Facje sejsmiczne wyróżnione w obrębie dna jeziora Miedwie (literami oznaczono lokalizacje przekrojów sejsmicznych przedstawionych na ryc. 4.11 i 4.12)

Figure 4.13. Seismic facies distinguished within the Miedwie Lake bottom (the letters indicate the location of seismic cross-sections shown in Figures 4.11 and 4.12)

dniowo-wschodniej części jeziora charakterystyczna jest facja osadów z widocznymi zaburzeniami w układzie refleksów sejsmicznych. Przejawia się to deformacjami przyjmującymi postać zafałdowań (ryc. 4.11). Dotychczas nie udało się ustalić genezy tych deformacji warstw.

Na wielu przekrojach sejsmicznych obserwuje się zanik horyzontów refleksyjnych. Taką sytuację możemy zaobserwować na fragmencie przekroju sejsmicznego przedstawionego na rycinie 4.12. Po prawej stronie przekroju widać wyraźny efekt zanikania wszystkich refleksów. Spowodowane jest to prawdopodobnie obecnością w tych osadach dużych ilości gazów, które ekranują wszystkie horyzonty refleksyjne. Taki efekt ekranowania obserwuje się w różnych częściach jeziora (ryc. 4.13). Wskazywać to może, że emisja gazów dotyczy dużego obszaru dna jeziora Miedwie.

Dla południowej części jeziora charakterystyczna jest facja sejsmiczna, która również wykazuje brak wewnętrznych refleksów (pole I na ryc. 4.13). W tym przypadku ekranowanie nie jest spowodowane gazami, lecz występowaniem bezpośrednio na powierzchni dna jeziora osadu grubodetrytusowego, bardziej zwartego i o większej gęstości.

Zastosowana w profilowaniach częstotliwość 5 kHz, przy dużej miąższości osadów jeziornych, nie pozwoliła na określenie rzędnej występowania stropu utworów plejstocenijskich. Dla zwiększenia głębokości penetracji niezbędne będzie zastosowanie urządzeń o wyższej energii i niższej częstotliwości. Dalszych badań będzie wymagało także wyjaśnienie przyczyn ekranowania horyzontów sejsmicznych na dużych obszarach dna jeziora Miedwie.

## 5. WYNIKI BADAŃ DNA ZALEWU SZCZECIŃSKIEGO

### 5.1. Charakterystyka obszaru ujściowego Odry

Zalew Szczeciński znajduje się w transgranicznym obszarze Rzeczypospolitej Polskiej i Republiki Federalnej Niemiec, obejmującym fragment polskiego Pomorza Zachodniego i niemieckiego Vorpommern. Pod względem geograficznym obszar ten leży na Nizinie Szczecińskiej i Pobrzeżu Szczecińskim. Zlewisko Zalewu Szczecińskiego obejmuje dorzecze Odry oraz zlewnie kilku mniejszych rzek wpadających bezpośrednio do Zalewu. Po stronie niemieckiej są to Ücker (Wkra), Randow (Rędowa) i Zarow, a po stronie polskiej – Gunica, Gowienica, Krępa i Karpina.

Zalew Szczeciński odgrywa kluczową rolę w systemie ujściowym Odry, który oprócz niego tworzą: Międzyodrze Szczecińskie (obszar położony między Odrą Zachodnią i Odrą Wschodnią zwaną Regalicą), przepływowe jezioro Dąbie, Domięża wraz z Roztoką Odrzańską, cieśnina Świna, cieśnina Dziwna z Zalewem Kamieńskim i Jeziorem Wrzosowskim oraz cieśnina Piana (niem. Peenestrom) z zatokami Achterwasser i Krumminer Wiek (ryc. 5.1).

Zalew Szczeciński oddzielają od otwartego morza dwie mierzejowo-morenowe wyspy: Wolin i Uznam. Niższa, mierzejowa część obu wysp określana jest jako Brama Świny. Jej istotnym elementem jest delta wsteczna Świny. Przecinająca Bramę Świny cieśnina jest główną drogą wymiany wód pomiędzy zalewem a Morzem Bałtyckim. Wymiana wody z morzem odbywa się także przez cieśniny: Pianę i Dziwnę. W drugiej połowie XIX wieku cieśnina Świna została zmodyfikowana w wyniku przekopania sztucznego kanału (niem. Die Kaiserfahrt, obecnie Kanał Piastowski). Kanał ten skrócił szlak żeglugowy Świ-

noujście–Szczecin, a także zmienił układ hydrograficzny ujścia Odry.

Historycznie Zalew Szczeciński dzieli się na dwa akweny: Wielki Zalew (niem. Grosses Haff) i Mały Zalew (niem. Kleines Haff). Strefa podziału znajduje się w przewężeniu utworzonym przez dwie piaszczyste ławice: Osiecką i Repziner Haken. Pomiędzy tymi ławicami znajduje się wąska rynna o największych naturalnych głębokościach w całym Zalewie, przekraczających 8 metrów. Największa szerokość



Rycina 5.1. Szkic sytuacyjny obszaru ujściowego Odry  
Figure 5.1. Situational sketch of the Odra River mouth

Małego Zalewu wynosi około 15 kilometrów, a Wielkiego Zalewu około 22 kilometrów. Rozciągłość Zalewu pomiędzy początkiem cieśniny Piany a początkiem cieśniny Dziwny (Zatoka Skoszewska) wynosi 50 kilometrów (Osadcuk 2004).

Przebieg linii brzegowej Zalewu Szczecińskiego wiąże się z budową geologiczną jego brzegów oraz historią rozwoju tego obszaru od schyłku plejstocenu. Obserwuje się tu kilka głęboko wciętych zatok: Skoszewską (na wschodzie), Nowowarpieńską (na południu, tzw. Jezioro Nowowarpieńskie), Wicko (na północy, tzw. jezioro Wicko) i Usedomer See (na północnym zachodzie). Najbardziej urozmaicona jest linia brzegowa w rejonie delty wstecznej Świny. Występuje tam wiele wysepek, z których największa to Wielki Krzek. W południowej części zalewu znajdują się trzy wyspy: Riether Werder i Łysa Wyspa w zatoce zwanej Jezioro Nowowarpieńskim oraz leżąca między Roztoką Odrzańską a zalewem sztuczna porefulacyjna wyspa Chełminek.

Cechy fizjograficzne Zalewu Szczecińskiego – jego morfologia i hydrodynamika, jak również charakter sedymentacji wyraźnie wskazują, że należy uważać go za zbiornik lagunowy. Akwen wykazuje więcej cech charakterystycznych dla przybrzeżnej laguny niż dla estuarium, za jakie bywa często uważany. O lagunowym charakterze Zalewu Szczecińskiego świadczą takie jego cechy, jak istnienie bariery mierzejowej odgradzającej akwen od otwartego morza, typowa dla lagun niewielka głębokość, połączenie z morzem trzema cieśninami (pełniącymi w okresach spiętrzeń sztormowych podobną funkcję, jaką pełnią przesmyki pływowe w lagunach morskich), istnienie delty wstecznej na zapleczu bariery (odpowiednik wewnętrznej delty przypływu w klasycznych lagunach), brak charakterystycznej dla estuariów stratyfikacji gęstościowej wód, dominujący wpływ wiatru na kształtowanie cyrkulacji wód, charakterystyczna dla zbiorników lagunowych wysoka produkcja organiczna, a w konsekwencji sedymentacja bogatych w materię organiczną mułów sapropelowych (Osadcuk 1999a, 1999b, 2004).

Na lagunowy charakter Zalewu Szczecińskiego wskazuje także jego geologiczna historia. Jak wykazują wyniki najnowszych badań, akwen ten utworzył się około 3,5 tys. lat  $^{14}\text{C}$  BP w wyniku stopniowego zamykania barierą mierzejowo-wydmową zatoki morskiej powstałej w okresie transgresji lityrnowej, która rozpoczęła się na tym obszarze 7,3 tys. lat cal. BP. Izolowanie akwenu od bezpośrednich wpływów morskich powodowało zmianę charakteru sedymentacji z morskiej na lagunową. W akumulowanych osadach wzrastał udział materii organicznej, a malakofauna morska oraz flora okrzemkowa była zastępowana gatunkami brakicznymi i słodkowodnymi (Borówka i in. 2002; 2005, 2016; Woziński i in. 2003; Witkowski i in. 2004).

## 5.2. Wyniki badań morfologii dna oraz zmienności osadów z wykorzystaniem systemu RoxAnn

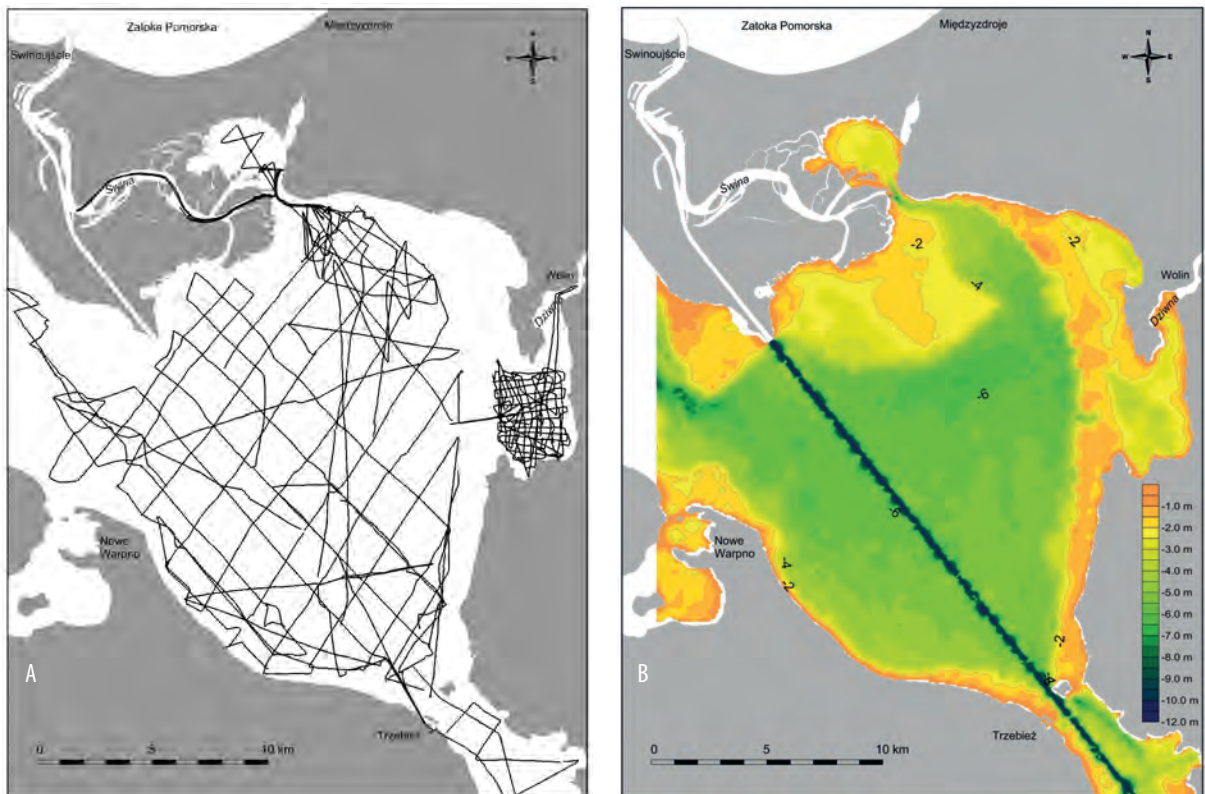
Echosondaże obejmujące całą polską część Zalewu Szczecińskiego (tzw. Zalew Wielki) zostały wykonane w ramach dwóch projektów wymienionych w części wstępnej rozprawy. Pomimo że sieć profili echosondażowych była wcześniej zaplanowana, w trakcie ich wykonywania plan musiał być wielokrotnie modyfikowany. Główną przyczyną było występowanie na obszarze zalewu licznych zestawów sieci rybackich, typu „żaki” i „wontony”. Niektóre obszary dna zalewu były niedostępne do echosondaży ze względu na zbyt małe głębokości (< 2m). Dotyczyło to stosunkowo dużej powierzchni dna, gdyż około 25% powierzchni Zalewu Szczecińskiego ma głębokości mniejsze niż 2 metry (Osadcuk 2004). Dlatego wyniki pomiarów echosondażowych zostały uzupełnione o dane ze stanowisk poboru prób osadów oraz ze zdigitalizowanych punktów pomiarowych z mapy nawigacyjnej.

Łącznie wykonano 750 kilometrów profilowań echosondażowych (ryc. 5.2A). Wyniki pomiarów były zapisywane na dysku komputera. Wraz z informacjami o głębokości zapisywano dane z GPS

(współrzędne geograficzne punktów pomiarowych) oraz wskaźniki E1 i E2 systemu RoxAnn. Zarejestrowano dane ze 106140 punktów pomiarowych. Pomiarzy były wykonywane podczas różnego poziomu wody w zalewie. W trakcie kolejnych dni pomiarowych poziom ten wahał się w zakresie od 489 do 518 centymetrów względem tzw. zera amsterdamskiego (NAP). Dlatego wszystkie wyniki pomiarów echosondażowych zostały skorygowane i odniesione do poziomu 500 centymetrów. Po odfiltrowaniu wszystkich błędnych odczytów lub tych, dla których brakowało współrzędnych, do dalszej analizy wykorzystano 101 490 punktów pomiarowych. Na bazie tych punktów, danych głębokościowych z punktów poboru prób oraz punktów z morskiej mapy na-

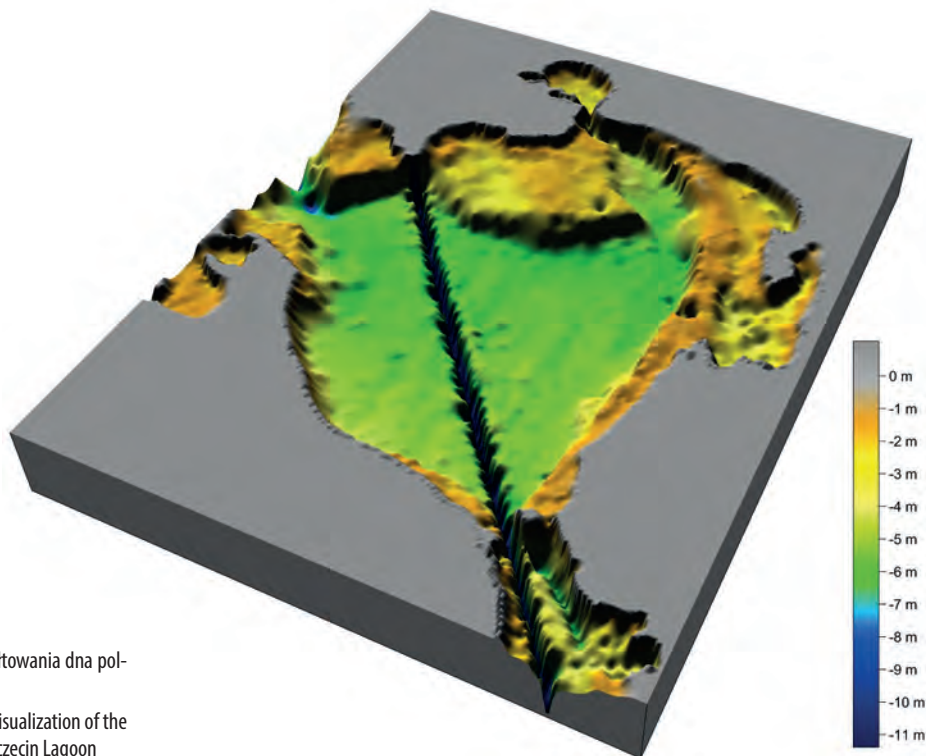
wigacyjnej stworzono mapy obrazujące ukształtowanie dna polskiej części zalewu (ryc. 5.2B i 5.3). Otrzymana cyfrowa mapa batymetryczna pozwoliła na dokonanie analizy morfometrycznej dna badanego akwenu. Obliczono całkowitą powierzchnię dna (z uwzględnieniem wszelkich jego nierówności), powierzchnię dna w różnych interwałach głębokości, całkowitą objętość misy zalewu oraz objętości misy w różnych interwałach głębokości. Przeprowadzone obliczenia powierzchni wykazały m.in., że:

- całkowita powierzchnia dna polskiej części zalewu wynosi 384,2 km<sup>2</sup>;
- płycizny do 2 metrów głębokości zajmują jedną czwartą powierzchni dna (25,4%);



Rycina 5.2. Mapa lokalizacyjna profilowań echosondażowych wykonanych w polskiej części Zalewu Szczecińskiego (A) oraz wykonana na ich podstawie mapa batymetryczna (B)

Figure 5.2. Location map of echo-sounding profiles (A) and bathymetric map (B) of the Polish part of the Szczecin Lagoon

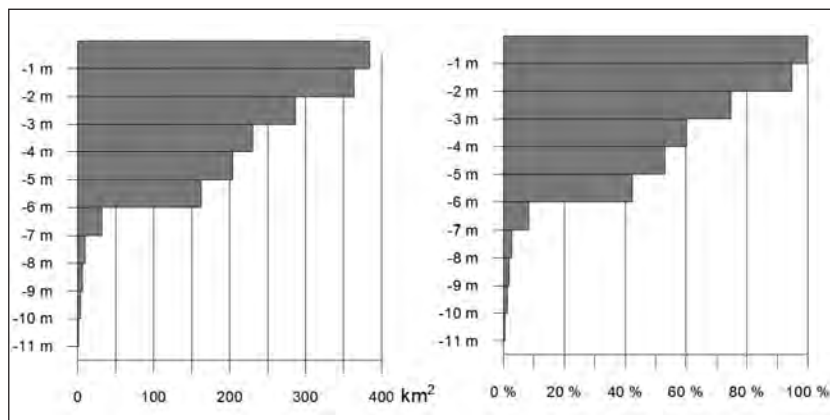


Rycina 5.3. Wizualizacja 3D ukształtowania dna polskiej części Zalewu Szczecińskiego

Figure 5.3. A computer-based 3D visualization of the bottom of the Polish part of the Szczecin Lagoon

- na głębokości w przedziale 0–4 metry przypada blisko połowa powierzchni dna (47%);
- głębokości w przedziale 4–6 metrów zajmują jedną trzecią powierzchni dna (34%);
- na głębokości większe niż 6 metrów przypada zaledwie 8,2% powierzchni dna (ryc. 5.4).

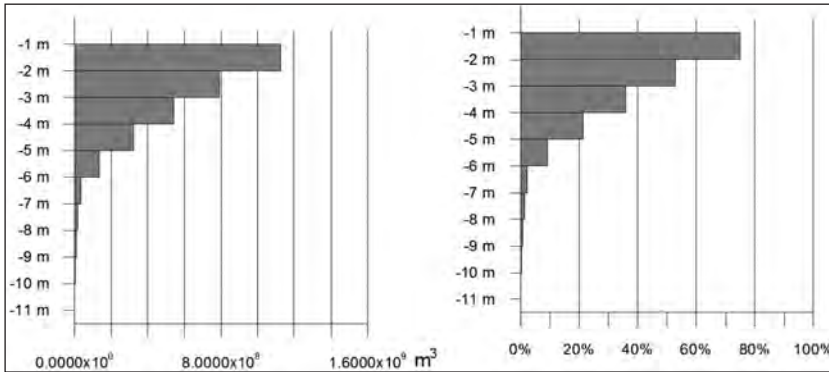
Przeważająca część polskiej części zalewu wykazuje płaskie dno w zakresie głębokości 4,5–6,5 metra, przy czym naturalne dno akwenu jest rozcięte wąską rynną toru żeglugowego do głębokości około 11 metrów. Największym urozmaicheniem w ukształtowaniu dna odznacza się północna część zalewu,



Rycina 5.4. Powierzchnia dna polskiej części Zalewu Szczecińskiego w poszczególnych przedziałach głębokości: A – w kilometrach kwadratowych; B – udział procentowy

Figure 5.4. The surface of the Polish part of Szczecin Lagoon bottom in various depth intervals: A – in square kilometers; B – percentage





Rycina 5.5. Objętość polskiej części Zalewu Szczecińskiego w poszczególnych przedziałach głębokości

Figure 5.5. The volume of Polish part of Szczecin Lagoon in various depth intervals

gdzie pomiędzy rozległymi piaszczystymi płycznami, z głębokościami mniejszymi niż 2 metry, występują partie dna o głębokościach 4–6,5 metra. Pomiedzy wysuwającymi się na kilka kilometrów płycznami (Wyskok Krzecki, Mielizna Wolińska) występuje rodzaj rynnowego połączenia zalewu z jego północną zatoką zwaną jezioro Wicko.

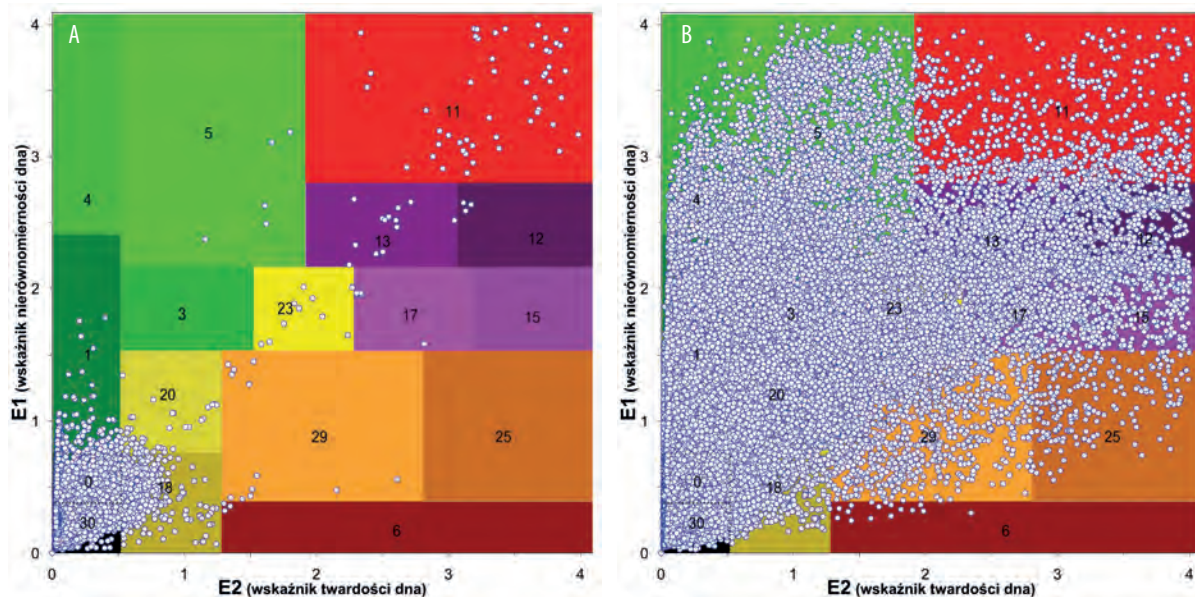
Szerokość przybrzeżnych płyczn (poniżej 2 m) jest zróżnicowana dla poszczególnych partii strefy brzegowej. Ogólnie w części wschodniej i północnej zalewu płyczn są szerokie. Wyskok Krzecki ma około 5 kilometrów szerokości, a Mielizna Pomorska i Mielizna Wolińska od 1 do 2,5 kilometra szerokości. Szerokie piaszczyste ławice (2–4 km) występują także pomiędzy niemiecką a polską częścią zalewu. W części południowej Wielkiego Zalewu szerokość płytkiego podbrzeża jest najmniejsza (od zaledwie 50 m w rejonie Brzózek do około 700 m w rejonie Trzebieży). Zazwyczaj krawędzie mielizn znajdują się na głębokości około 1 metra w części wschodniej zalewu i około 1,5–2 metrów w części południowej. Poniżej krawędzi dno schodzi na stosunkowo krótkim dystansie (100–200 m) do głębokości około 4 metrów.

Analiza morfometryczna pozwoliła także na obliczenia objętości misy tego akwenu. Całkowita objętość badanej polskiej części Zalewu Szczecińskiego wynosi 1 504 560 887 m<sup>3</sup>. Udziały objętości, jakie przypadają na poszczególne przedziały głębokości, przedstawiono na rycinie 5.5.

Zastosowanie w badaniach dna Zalewu Szczecińskiego systemu RoxAnn pozwoliło na zbadanie przestrzennej zmienności osadów dennych. Rejestrowano wyniki klasyfikacji osadów zarówno dla echosondy 200 kHz, jak i 28 kHz. Wyniki przedstawiono na diagramach klasyfikacyjnych (ryc. 5.6) oraz na mapie (ryc. 5.7).

Rejestracje bazujące na wskaźnikach E1 i E2 lokują się w wielu polach diagramu klasyfikacyjnego RoxAnn, przy czym dla echosondy HF (200 kHz) ponad 90% z nich lokuje się w czterech polach: [0] – 45,7%; [30] – 26,5%; [23] – 14,2%; [18] – 6,7% (ryc. 5.6A). Taki rozrzut wskazuje, że przeważającą część zalewu stanowi miękkie i wyrównane dno. Odpowiada to stanowi faktycznemu, gdyż większość dna pokrywają ciemne osady organiczno-mineralne o charakterze gytii, zawierające znaczne ilości amorficznej materii organicznej, głównie planktonowego pochodzenia. Jedynie w bezpośredniej bliskości brzegów oraz na płycznach, a więc w obszarach, gdzie echosondaże nie mogły być wykonane, występują osady piaszczyste.

Gytie pokrywające dno zalewu są zróżnicowane litologicznie. Przeważnie są to gytie glonowe, których głównym składnikiem organicznym jest opadający na dno fitoplankton. Konsystencja osadów jest galaretowata, a barwa zmienia się od oliwkowo-czarnej do czarnej. Zawartość materii organicznej wyrażona poprzez stratę prażenia może w nich dochodzić do 35%. Wśród składników mineralnych dominu-



Rycina 5.6. Rozproszenie punktów pomiarowych zarejestrowanych w Zalewie Szczecińskim przez RoxAnn: A – 200 kHz; B – 28 kHz

Figure 5.6. Scattering of the RoxAnn measurement points of deposits registered in the Szczecin Lagoon by RoxAnn: A – 200 kHz; B – 28 kHz

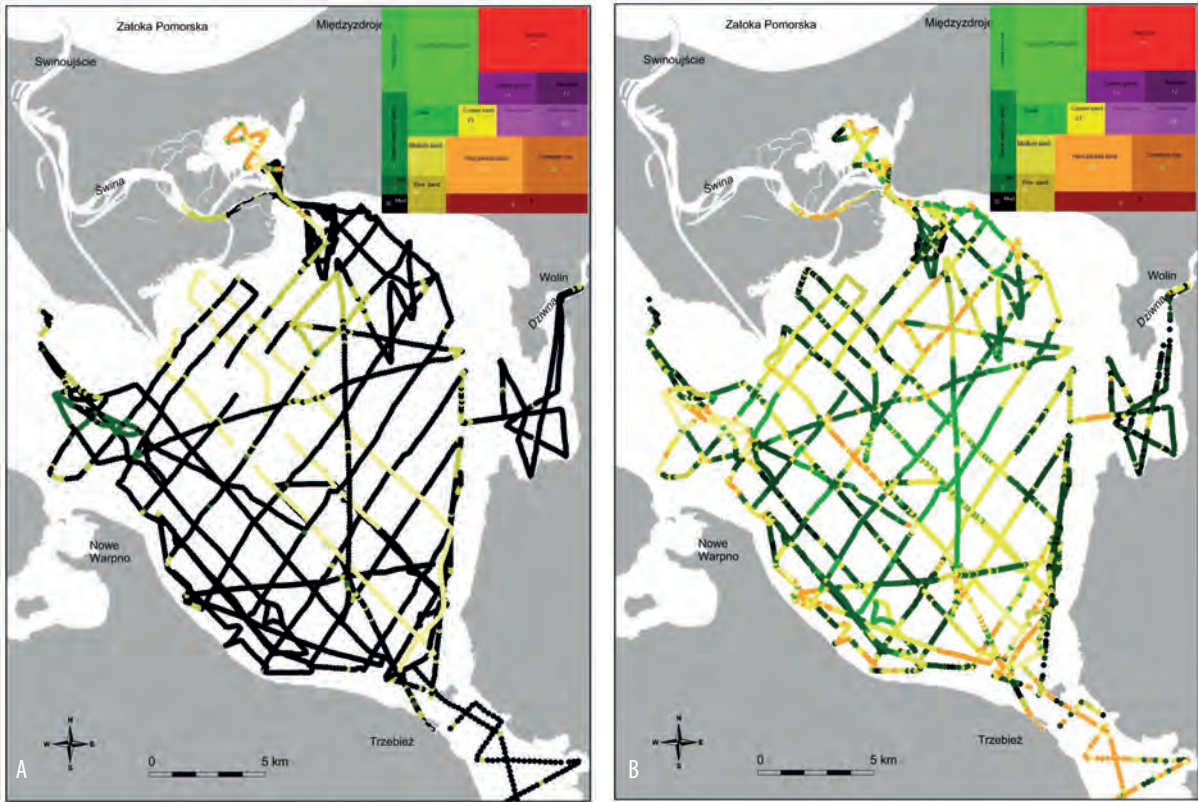
ją ziarna kwarcu frakcji pylastej. Jednak oprócz tych głównych składników gytie zawierają bardzo często różnego rodzaju domieszki. Istotnymi składnikami mineralnymi pochodzenia biogenicznego są okrzemki skorup mięczaków, małżoraczków i okrzemek, które dostarczają do osadu znacznych ilości węgla wapnia i krzemionki. Ponadto osady te zawierają znaczne ilości amorficznej materii organicznej, a często istotnym składnikiem organicznym gytii jest także detrytus roślinny (Osadcuk 2004).

Zróznicowanie gytii znajduje odzwierciedlenie w obrazie akustycznego rozpoznania dna. W wielu miejscach na powierzchni osadu występują duże nagromadzenia muszli mięczaków, głównie małży z gatunku *Dreissena polymorpha*. Bardzo często muszle mięczaków pogrzebane są także w osadzie. Duże nagromadzenie twardych muszli w miękkim osadzie powoduje, że przy niskiej częstotliwości (28 kHz) system RoxAnn klasyfikuje tego typu osad zupełnie inaczej niż wówczas, gdy nie zawiera on muszli. Należy przypuszczać, że jest to podstawowa

przyczyna bardzo dużego rozrzutu punktów klasyfikacyjnych w tym przypadku. Rejestracje 28 kHz lokują się praktycznie we wszystkich polach diagramu klasyfikacyjnego (ryc. 5.6B).

Nie można wykluczyć, że na taki rezultat akustycznej identyfikacji osadów pewien wpływ może mieć bardzo mała głębokość akwenu. Przy przetwornikach akustycznych zanurzonych na głębokość 1 metra pozostaje zbyt mały dystans pomiędzy głowicą przetwornika a płytko położonym dnem. Czas powrotu sygnałów odbijanych od dna jest wyjątkowo krótki. W efekcie system rejestruje wiele odbić zarówno od dna akwenu, jak i dna jednostki pływającej. W takiej sytuacji parametry ech mogą być niewłaściwie odczytane przez system. W konsekwencji wiele rejestracji może być obciążonych znacznym błędem.

Na wskazaną przyczynę akustycznej identyfikacji osadów wydają się wskazywać wyniki z Zatoki Skoszewskiej, płytkiego akwenu we wschodniej części Zalewu Szczecińskiego, w której ponad 80% po-



Rycina 5.7. Zróżnicowanie osadów Zalewu Szczecińskiego w świetle rozpoznania akustycznego RoxAnn: A – 200 kHz; B – 28 kHz

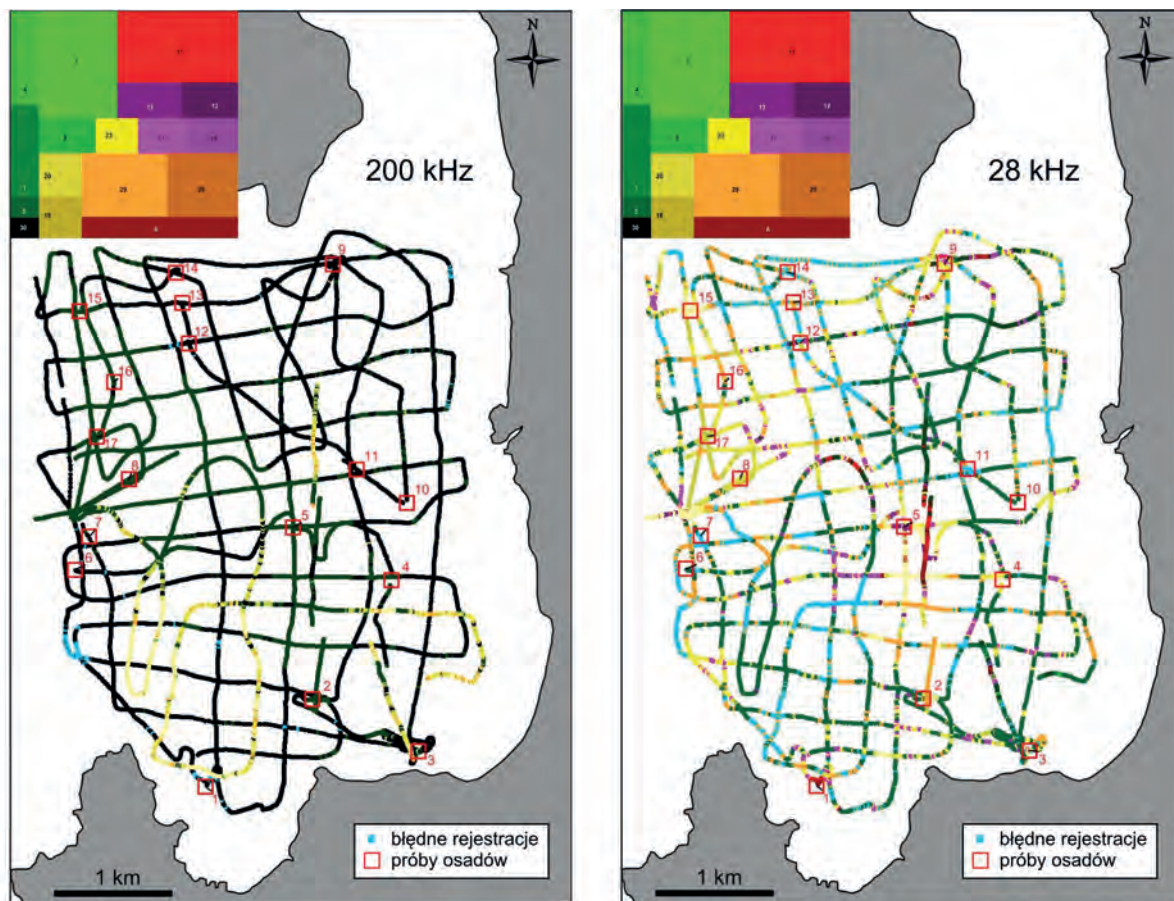
Figure 5.7. Differentiation of the Szczecin Lagoon sediment based on the acoustic discrimination by the RoxAnn system: A – 200 kHz; B – 28 kHz

wierzchni dna przypada na głębokości poniżej 2,5 metra. Wykonano tam echosondaże z dużym zagęszczeniem linii profilowych. Przy częstotliwości 200 kHz system RoxAnn wyróżnił praktycznie tylko dwa typy dna. Około 99% rejestracji przypada na pola klasyfikacyjne [0] i [30], wskazując na miękkie i wyrównane dno (ryc. 5.8).

Takie wyniki są o tyle zaskakujące, że pobrane z dna próby pokazują w wielu miejscach duże nagromadzenie muszli mięczaków na powierzchni osadów. W niektórych miejscach są to odsypy muszli obumarłych małży, a w innych zlepy muszlowe tworzone przez kolonie żywych małży. Czasami muszli jest tak dużo, że na powierzchni dna praktycznie brak jest luźnego osadu. Często w tego rodzaju

ju miejscach pojawia się błędna rejestracja – system nie identyfikuje żadnego typu osadów. Szczególnie dużo takich błędnych rejestracji zanotowano przy częstotliwości 28 kHz. Należy więc przypuszczać, że błędy zapisu oraz niewłaściwa identyfikacja były spowodowane w tym przypadku zbyt małą głębokością akwenu.

Ta płytka zatoka to wyjątkowy element Zalewu Szczecińskiego, gdyż jest ona jedyną częścią współczesnej misy tego akwenu, w której nie zapisał się morski epizod związany z transgresją litorynową. Jak wynika z przeprowadzonych analiz (Borówka i in. 2016), na początku transgresji poziom morza musiał być o około 4,5 metra niższy od obecnego, dlatego transgresja morska nie objęła wschodniej

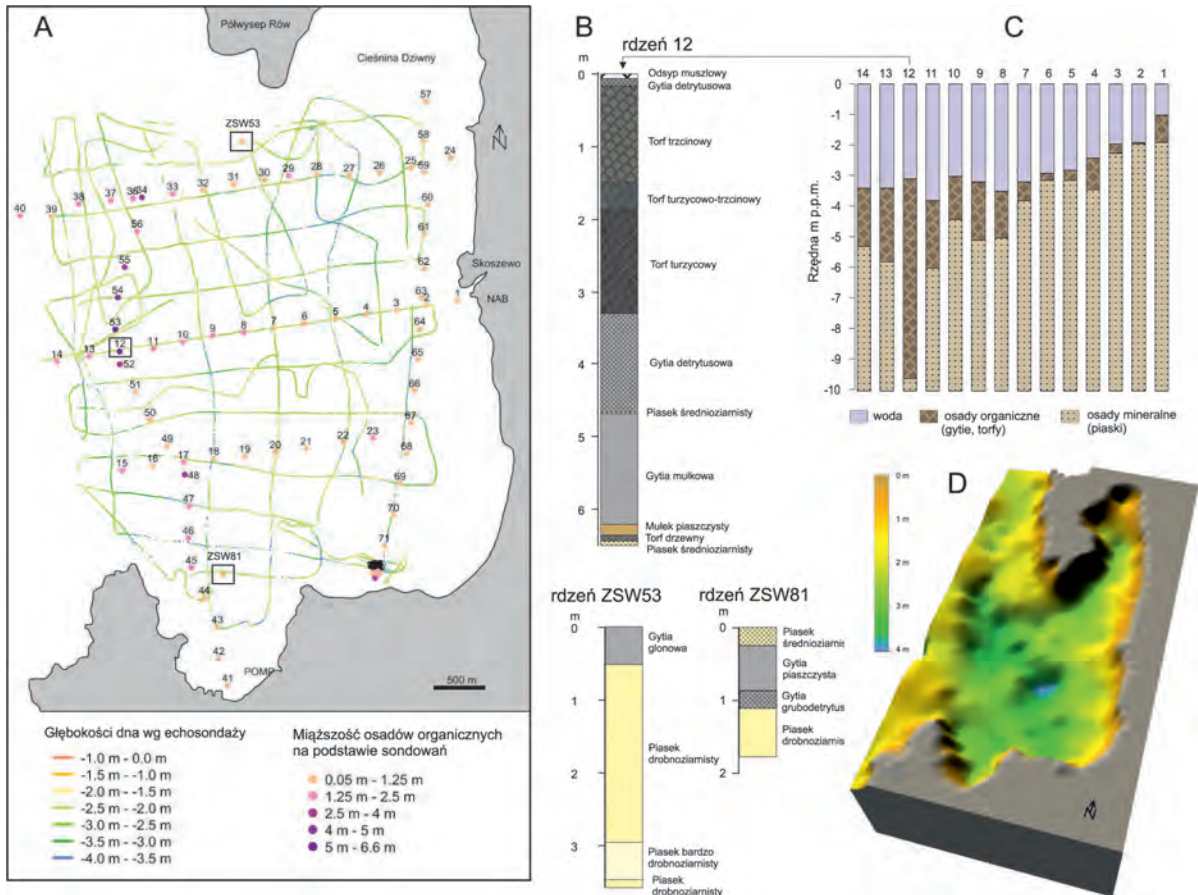


Rycina 5.8. Zróżnicowanie osadów Zatoki Skoszewskiej w świetle wyników rozpoznania akustycznego RoxAnn (200 kHz i 28 kHz)

Figure 5.8. Differentiation of the Skoszewskie Cove sediment based on the acoustic discrimination by the RoxAnn system (200 kHz and 28 kHz)

części zalewu, którą oddzielał od reszty akwenu piaszczysty wał (dziś rozległa podwodna płycizna). W efekcie w kompleksie osadów wypełniających Zatokę Skoszewską nie spotyka się osadów morskich. Mamy tu do czynienia tylko z osadami lagunowymi i bagienno-limnicznymi (gytie i torfy) oraz osadami fluwialnymi. Cechą charakterystyczną jest występowanie tu torfów o dużej miąższości, w niektórych miejscach przekraczającej 3 metry (ryc. 5.9). W obrębie tego kompleksu osadowego, na rzędnej około  $-3,5$  m p.p.m. stwierdzono pnie dębów, których datowania radiowęglowe świadczą,

że do ich obumarcia doszło około 6800–7000 lat cal. BP, najprawdopodobniej wskutek podniesienia się poziomu wód gruntowych związanego ze wzrostem poziomu morza (Borówka i in. 2010; Borówka i in. 2016). W północnej części Zatoki Skoszewskiej bierze początek cieśnina Dziwna, która jest elementem rynny subglacjalnej (Borówka i Latałowa 2007). Niewykluczone, że sama zatoka jest także reliktem tej formy polodowcowej. Może wskazywać na to zarówno morfologia zatoki, jak i ukształtowanie mineralnego podłoża osadów organicznych wypełniających jej współczesną misę.

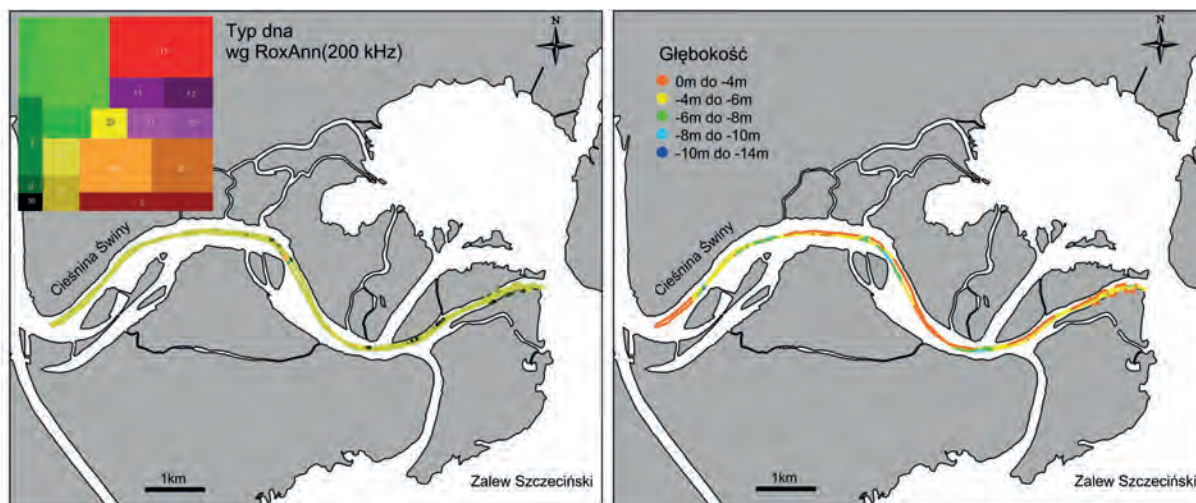


Rycina 5.9. Zatoka Skoszevska: A – mapa lokalizacyjna profili echosondażowych oraz sondowań osadów; B – litologia 3 rdzeni osadów; C – różnicowanie miąższości osadów organicznych wzdłuż profilu sondowań 1–14; D – ukształtowanie dna zatoki

Figure 5.9. Skoszewska Cove: A – location map of echo sounding profiles and ground probing; B – lithology of the 3 sediment cores; C – variability in thickness of organic deposits along the echo sounding profile 1–14; D – bottom morphology of cove

Akustyczne rozpoznanie osadów przeprowadzono także w cieśninie Świny łączącej Zalew Szczeciński z Morzem Bałtyckim. W cieśninie głębokości są na tyle duże, że system RoxAnn poradził sobie z właściwym rozpoznaniem rodzaju dna. Nie stwierdzono tu błędnych rejestracji. Echosondaże RoxAnn wykazały pięć typów dna w cieśninie Świny, przy czym 88% rejestracji mieści się w polu [18], które w diagramie klasyfikacyjnym RoxAnn odpowiada piaskom drobnoziarnistym (ryc. 5.10). Zarejestrowane zostały także wskaźniki E1 i E2 o wartościach, które

lokują pomiary w polu piasków średnioziarnistych [20] (3,1% rejestracji) i piasków silnie upakowanych [29] (2,8% rejestracji). Ponadto 5,7% rejestracji przypadło na pola osadów mułkowych [0] i [30]. Najgłębsze miejsca w korycie Świny (przekraczające niekiedy 10 m) system zidentyfikował jako dno pokryte silnie upakowanymi piaskami. Próby pobrane z tych miejsc wykazały, że na dnie spoczywa zaledwie kilkucentymetrowa warstwa piasków przykrywająca szaroniebieski, spoisty il – prawdopodobnie o genezie glacialnej.



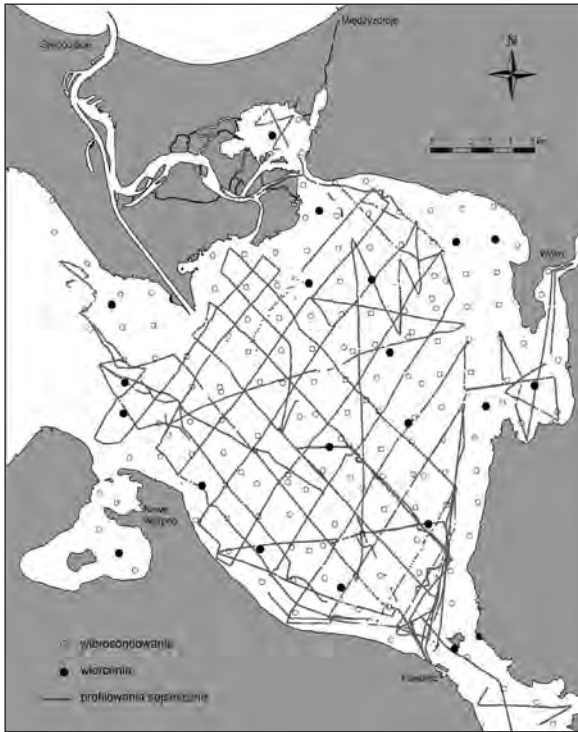
Rycina 5.10. Zróżnicowanie osadów i głębokości w cieśninie Świny w świetle echosondaży wykonanych z zastosowaniem systemu RoxAnn (200 kHz)  
 Figure 5.10. Differentiation of sediment and depth in Świna strait based on the RoxAnn echo sounding profile (200 kHz)

### 5.3. Paleogeograficzna rekonstrukcja ewolucji akwenu w świetle wyników profilowań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości oraz danych z rdzeni osadów

Badania sejsmiczne dna polskiej części Zalewu Szczecińskiego były prowadzone w dwóch terminach. W 1999 roku stanowiły jeden z elementów projektu badawczego KBN pt. „Holocenijskie zmiany paleohydrologiczne w Zalewie Szczecińskim w świetle badań sekwencji pokryw osadów dennych”. Profilowania sejsmiczne realizowane w ramach tego projektu zostały przeprowadzone z pokładu statku „Doktor Lubecki” Instytutu Morskiego w Gdańsku z wykorzystaniem profilomierza osadów Seabed Oretech 3010-S. W trakcie badań wstępnych testowano wszystkie trzy dostępne w urządzeniu częstotliwości fal akustycznych: 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz. Podczas prac testowych okazało się, że najlepsze rezultaty uzyskuje się przy częstotliwości 5 kHz, dlatego dalsze profilowania były prowadzone przy tej właśnie częstotliwości. Wykonano 18 profili o łącznej długości przeszło 200 kilometrów. Ze względu na zanurzenie statku profilowania mogły być wyko-

nane tylko w tej części akwenu, w której głębokości przekraczały 3,5 metra. Wstępna analiza zapisów sejsmicznych pozwoliła na wytypowanie miejsc poboru rdzeni osadów. Metodą wibrosondowań pobrano wtedy 23 rdzenie osadów o średnicy 9,1 centymetrów i długości od 3 do 4 metrów. Przeprowadzony w laboratorium szczegółowy opis litologiczny rdzeni był pomocny przy interpretacji zapisów sejsmicznych (Osadczyk i Borówka 2001).

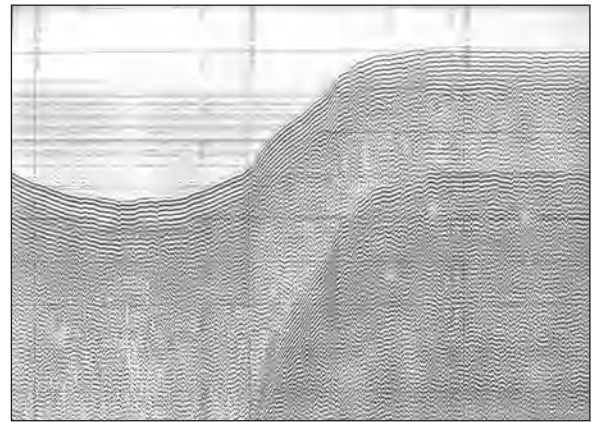
Drugi etap badań sejsmicznych miał miejsce w 2007 roku i był jednym z elementów dużego projektu badawczego pt. „Litogeneza i geochemia osadów dna i strefy brzegowej Zalewu Szczecińskiego”. W tym przypadku profilowania prowadzono z wykorzystaniem niewielkiego kutra badawczego Uniwersytetu Szczecińskiego, a niewielkie zanurzenie jednostki pozwalało na dokonanie profilowań do izobaty 2 metrów. Sumaryczna długość wykonanych profili wyniosła 611 kilometrów. Podobnie jak w przypadku echosondaży zaplanowany prostoliniowy przebieg linii profilowań często musiał być zmieniany ze względu na liczne zestawy sieci rybackich (ryc. 5.11).



Rycina 5.11. Lokalizacja profili sejsmicznych w Zalewie Szczecińskim  
Figure 5.11. Location map of sub-bottom profiling in Szczecin Lagoon

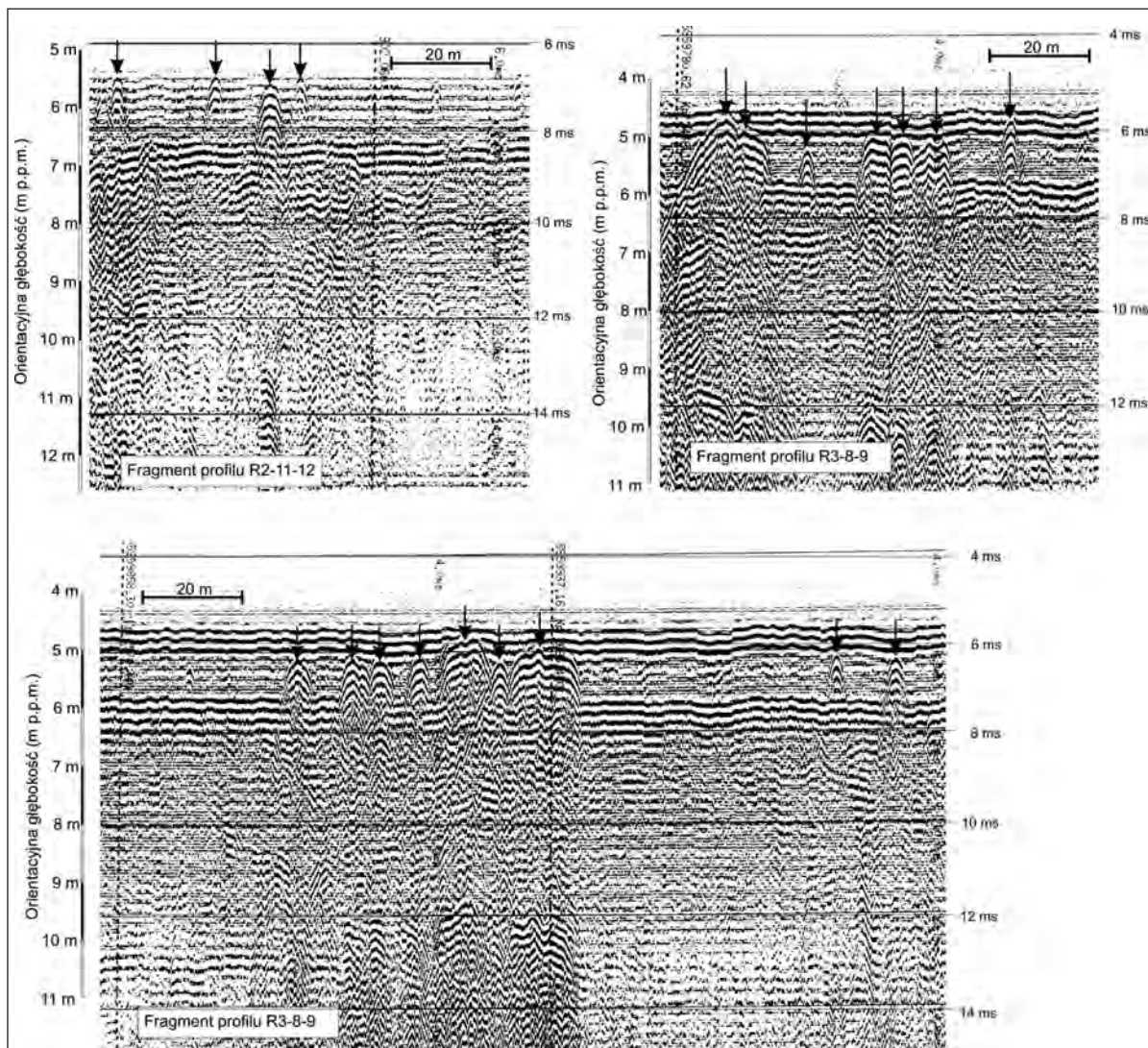
W ramach tego projektu wykonano w dnie zalewu 18 wierceń o głębokości od 14,5 do 30 metrów oraz 162 płytkie sondowania o długości od 0,8 do 3 metrów. Informacje pozyskane z tych wierceń i sondowań były bardzo przydatne przy interpretacji zapisów sejsmicznych. Interpretacja zapisów polegała na wyznaczeniu horyzontów refleksyjnych rozdzielających poszczególne jednostki litologiczne budujące dno akwenu. Niestety, często zapis sejsmoakustyczny nie był wystarczająco czytelny. Przyczyną były m.in. wielokrotne refleksy od dna akwenu, które maskowały refleksy pochodzące od rzeczywistych powierzchni granicznych między warstwami osadowymi. W tak płytkim akwenu, jakim jest Zalew Szczeciński, wtórne refleksy od dna pojawiają się w zapisie sejsmicznym bardzo blisko refleksu pierwotnego. Jak wykazały badania rdzeni osadów, strop

utworów podścielających osady serii lagunowej występuje zwykle na głębokości 3–4 metrów poniżej powierzchni dna akwenu. Przy dość powszechnych tu głębokościach akwenu wynoszących około 4 metrów wtórne refleksy od powierzchni dna pojawiają się w zapisie sejsmoakustycznym niemal w tym samym miejscu, co refleksy od powierzchni granicznej pomiędzy warstwami osadów. W efekcie refleksy wtórne bardzo często maskują refleksy pochodzące od stropu podłoża serii lagunowej, utrudniając tym samym poprawną interpretację zapisu (ryc. 5.12).



Rycina 5.12. Wtórny refleks, który może maskować rzeczywiste horyzonty refleksyjne (profilowanie 5 kHz)  
Figure 5.12. Multiple reflector that can hide the real reflective horizons (profiling 5 kHz)

Także obecność na powierzchni dna lub zagrzebanych w osadzie niewielkich obiektów o dużej twardości, które dają w zapisie hiperboliczne refleksy, może maskować horyzonty refleksyjne na granicy dwóch różniących się litologicznie warstw osadowych. Takie hiperboliczne refleksy obserwowano na wielu przekrojach sejsmicznych (ryc. 5.13). Nie jest do końca jasne, jakie obiekty są przyczyną pojawiania się tych refleksów, szczególnie jeśli weźmie się pod uwagę ich mnogość. Lagunowy charakter sedimentacji w Zalewie Szczecińskim, przejawiający się akumulacją przede wszystkim orga-



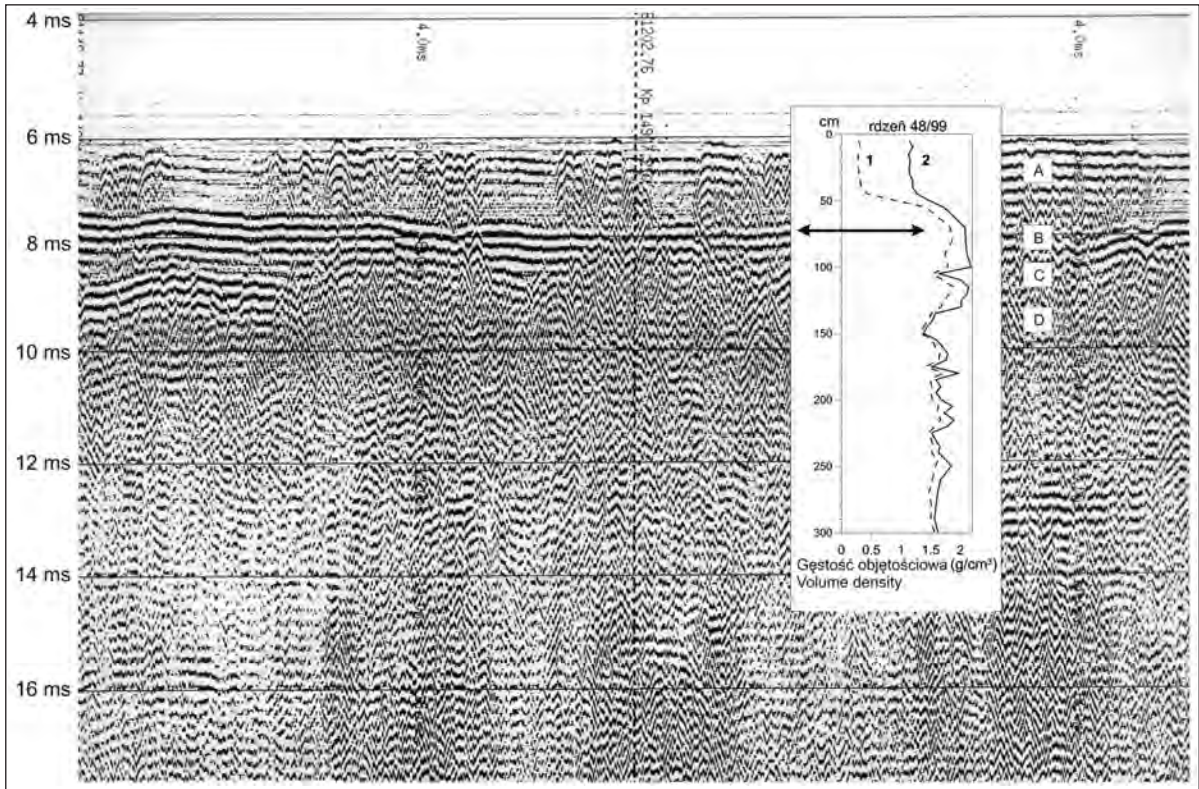
Rycina 5.13. Hiperboliczne refleksy, które powstają jako rezultat przemieszczania się stosunkowo szerokiej wiązki fal akustycznych nad niewielkimi twardymi obiektami zagrzebanymi w osadzie

Rycina 5.13. Hyperbolic reflectors that are formed as result of moving a relatively wide beam of acoustic waves over small objects buried in the sediment

niczno-mineralnych osadów o charakterze gytii, wyklucza możliwość występowania na dnie dużych otoczków, które mogłyby taki efekt wywoływać. Ze względu na dużą ilość hiperbolicznych refleksów jest także mało prawdopodobne, aby ich przyczyną były jakieś niewielkie obiekty antropogeniczne. Efekt taki najprawdopodobniej wywołują spoczy-

wające na powierzchni dna lub zagrzebane w osadach gytii skupiska muszli mięczaków. Wskazują na to obserwowane w wielu miejscach dna zalewu bardzo duże koncentracje małży z gatunku *Dreissena polymorpha* zarówno w formie kolonii żywych organizmów, jak i odsypów samych muszli. Tkwiące w miękkich osadach gytii skupiska tych muszli jawią





Rycina 5.14. Zapis sejsmiczny 5 kHz z wyraźnym horyzontem refleksyjnym na granicy skokowej zmiany gęstości objętościowej osadów. Krzywe zmian gęstości objętościowej: 1 – szkieletu ziarnowego; 2 – osadu naturalnego. Osady: A – gytia glonowa; B – piasek drobnoziarnisty; C – mułek; D – piasek drobnoziarnisty

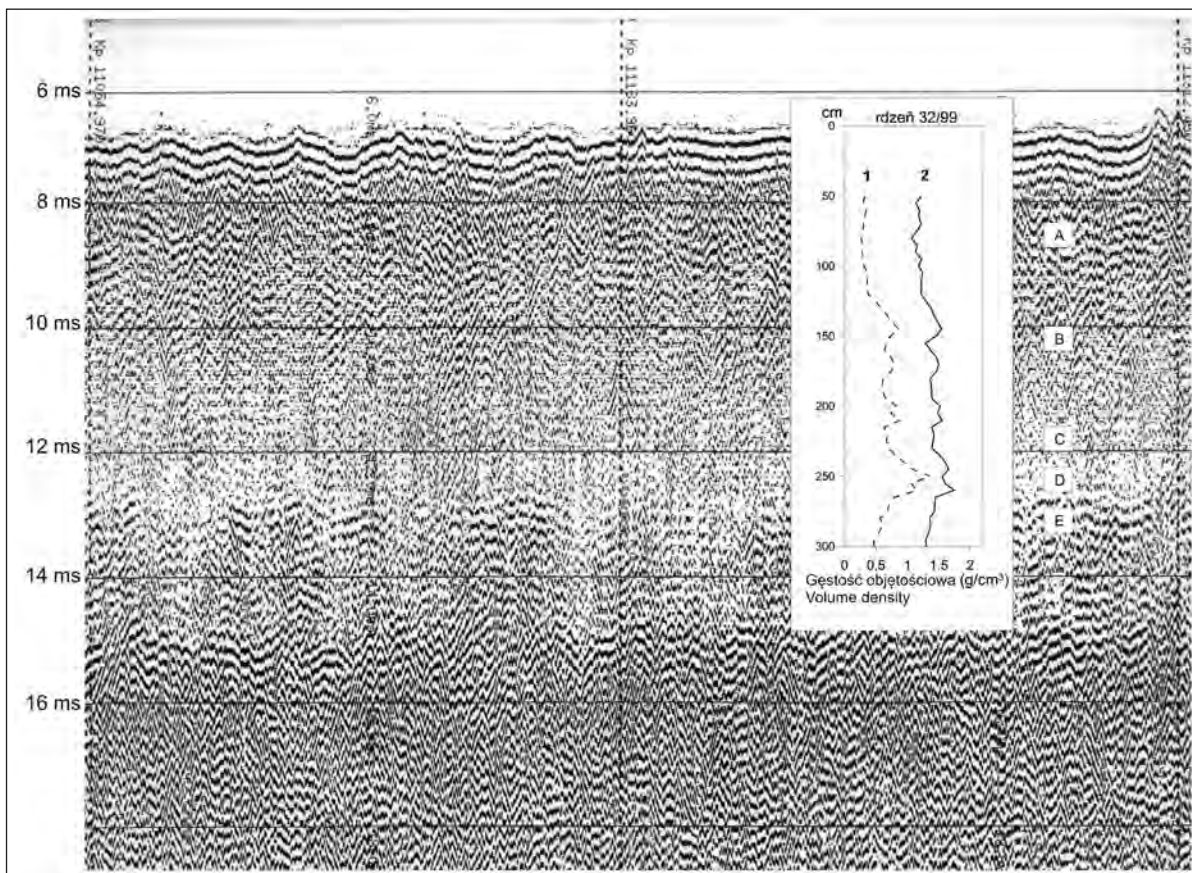
Figure 5.14. The 5 kHz seismic record with distinct reflectors at the boundary surface between sediments of different volume densities. Graph: 1 – bulk density of solid particles; 2 – bulk density of whole sediment. Sediments: A – algal gyttja; B – fine sand; C – silt; D – fine sand

się fali akustycznej jako obiekty o dużej twardości akustycznej. Gdy kilka takich obiektów znajduje się blisko siebie, nagromadzenie hiperbolicznych efektów może w znaczny sposób zakłócać czytelność zapisu (ryc. 5.13).

Gdy zróżnicowanie litologiczne osadów i związane z tym różnice w ich gęstości objętościowej były duże, granica pomiędzy odmiennymi osadami zaznaczała się w zapisie sejsmicznym wyraźnym refleksem. Tego typu sytuację możemy zaobserwować na fragmencie przekroju sejsmicznego przedstawionego na rycinie 5.14. W przypadku takiej wyraźnej zmiany charakteru osadów w profilu pionowym (np. gytie i piaski) refleks pojawiający się na granicy warstw osadowych umożliwił prześledzenie

zmienności ukształtowania stropu osadów piaszczystych podścielających utwory sedymentacji lagunowej, jak również określenie miąższości tych drugich.

Czasami jednak zmiana charakteru osadów nie była tak jednoznaczna. Gdy osady piaszczyste przechodziły stopniowo od piasków drobnoziarnistych poprzez piaski zawierające coraz więcej materii organicznej do silnie zapiaszczonych gytii i wyżej w typowe gytie, w zapisie sejsmicznym nie dostrzegano wyraźnego refleksu. Zmiany gęstości objętościowej osadów, a tym samym ich twardości akustycznej, są w tym przypadku zbyt małe, aby takie refleksy mogły się pojawić (ryc. 5.15). Na niektórych przekrojach obserwowano efekt ekranowania refleksów przez gazy uwalniające się z głębszych partii osadów



Rycina 5.15. Fragment zapisu sejsmoakustycznego 5 kHz, na którym nie dostrzega się refleksów związanych ze zmianą gęstości objętościowej osadów. Wykres pokazuje zmiany gęstości objętościowej: 1 – szkieletu ziarnowego; 2 – osadu naturalnego. Osady: A – gytia glonowa; B – gytia glonowa piaszczysta; C – gytia mułkowa; D – piasek drobnoziarnisty; E – gytia detrytusowa

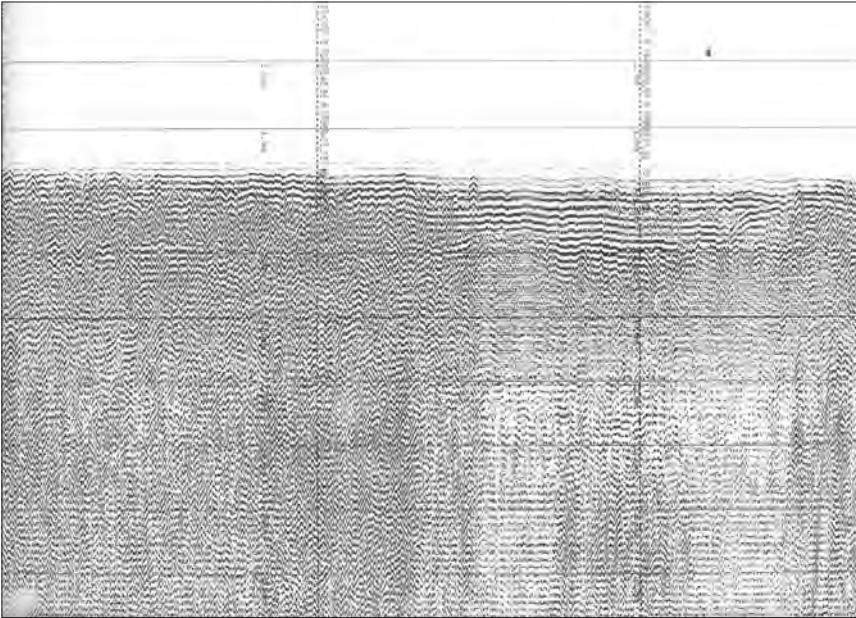
Figure 5.15. The 5 kHz seismic record without distinct reflectors at the boundary surface between sediments of different volume densities. Graph: 1 – bulk density of solid particles; 2 – bulk density of whole sediment. Sediments: A – algal gyttja; B – algal sandy gyttja; C – silty gyttja; D – fine sand; E – detritus gyttja

dennych. Tego typu efekt także ograniczał możliwości wykorzystania informacji pochodzących z profilowań sejsmicznych (ryc. 5.16).

Wspomniane wyżej problemy, na jakie napotkano, badając dno Zalewu Szczecińskiego, wprawdzie nieco utrudniły interpretację zapisów sejsmicznych, jednak nie uniemożliwiły pozyskania wielu cennych informacji o strukturze dna. Przede wszystkim dzięki wstępnej analizie zapisów sejsmicznych łatwiejsze było wyznaczenie miejsc do wierceń lub dodatkowych sondowań. Natomiast dogłębna analiza zapi-

sów w połączeniu z informacjami uzyskanymi z rdzeni osadów umożliwiła prześledzenie przestrzennej zmienności pokrywy osadowej dna Zalewu Szczecińskiego, ale tylko dla tych obszarów, w których ze względu na głębokości lub brak zestawów sieci rybackich profilowania mogły być wykonane.

Profilowania sejsmiczne okazały się szczególnie przydatne przy próbie odtworzenia ukształtowania stropu warstwy stanowiącej podłoże utworów lagunowych, którymi są osady fluwialne, morskie lub bagienno-limniczne (Borówka i in. 2002, 2005). Tam,



Rycina 5.16. Ekranowanie refleksów sejsmicznych wywołane wzmożoną lokalnie emisją gazów przenikających osady Zalewu Szczecińskiego

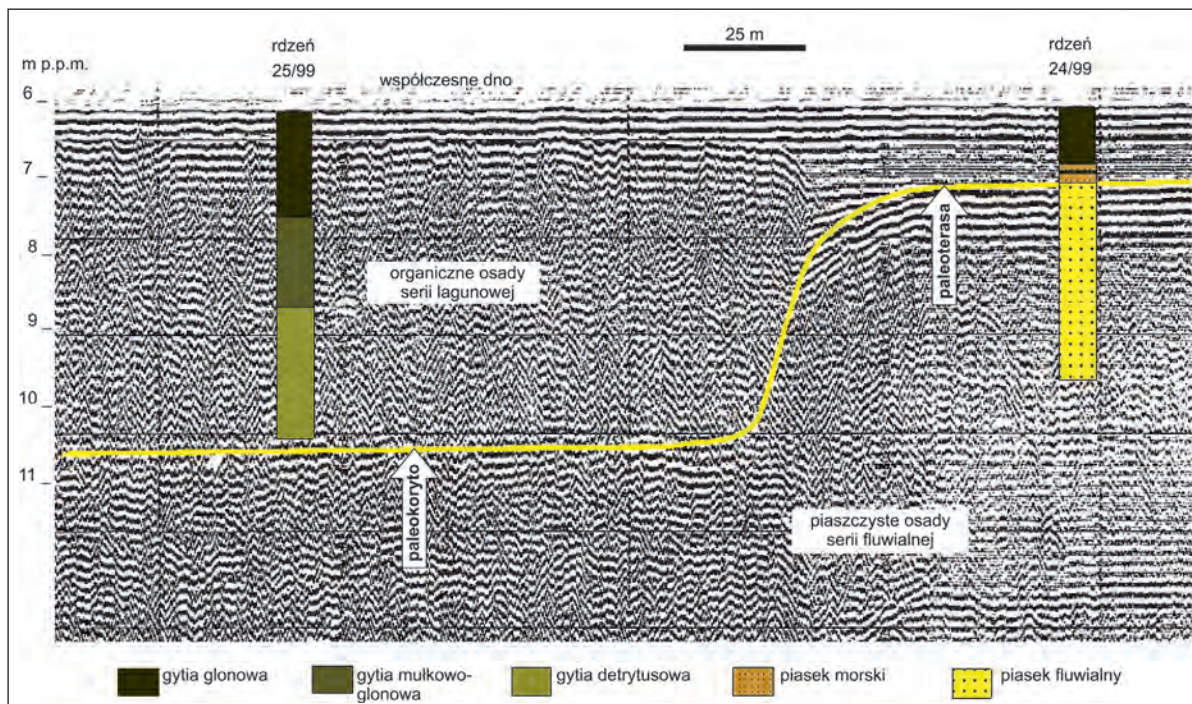
Figure 5.16. Blanking of seismic reflectors caused by release of gases from the Szczecin Lagoon sediments

gdzie zapis sejsmiczny był na tyle czytelny, że dostrzeżać się wyraźne horyzonty refleksyjne, możliwe było prześledzenie, jak zmienia się morfologia podłoża osadów serii lagunowej. Dzięki analizie zapisów sejsmicznych oraz informacjom z rdzeni osadów wyróżniono partie dna z elewacjami mineralnego podłoża osadów lagunowych oraz części dna, gdzie osady te występują w wyraźnych obniżeniach.

W wielu miejscach zapis sejsmiczny wskazuje na stosunkowo gwałtowną zmianę położenia stropu utworów podścielających osady lagunowe. Rzędna stropu tej warstwy zmienia się o 3–4 metry na dystansie mniejszym niż 25 metrów. W obniżeniach miąższość osadów lagunowych przekracza niekiedy 4 metry, podczas gdy w miejscach wyniesienia stropu osadów podścielających miąższość jest zredukowana niekiedy do kilkudziesięciu centymetrów. Fragment zapisu z jednej z takich stref przedstawiono na rycinie 5.17. Z danych uzyskanych na podstawie analizy rdzeni osadów wynika, że podłoże serii lagunowej najczęściej tworzą piaski fluwialne. Taki obraz sejsmiczny sugeruje, że refleksy mogą pochodzić od stropu osadów piaszczystych repre-

zentujących w pierwszym przypadku osady korytowe, a w drugim osady terasy dawnej doliny rzecznej.

Przestrzenna analiza wzajemnej relacji między tymi strefami umożliwiła naniesienie na mapę wszystkich stref z depresjami i elewacjami piaszczystego fluwialnego podłoża osadów lagunowych oraz miejsc z wyraźnymi granicami między tymi strefami (ryc. 5.18). Zarówno przestrzenna relacja pomiędzy tymi strefami, jak i charakter zapisu sejsmicznego w miejscach gwałtownego przejścia między nimi wskazują, że miejsca te mogą być relikdami krawędzi dawnej terasy zalewowej lub strefami podcięcia erozyjnego brzegów koryt dawnej rzeki. Układ ten wydaje się wskazywać na system rzeki wielokorytowej funkcjonującej na tym obszarze w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. Ślady roztokowego odpływu wód rzecznych u schyłku plejstocenu na obszarze zajmowanym dzisiaj przez Zalew Szczeciński zostały udokumentowane przez Borówkę i in. (2002, 2003, 2005). Jak pokazują wyniki badań rdzeni osadów, na początku holocenu w części północnej tego obszaru poziom dna doliny obniżył się co najmniej o około 2,5–3 metrów, co było spowodowane najprawdopodobniej wzmo-



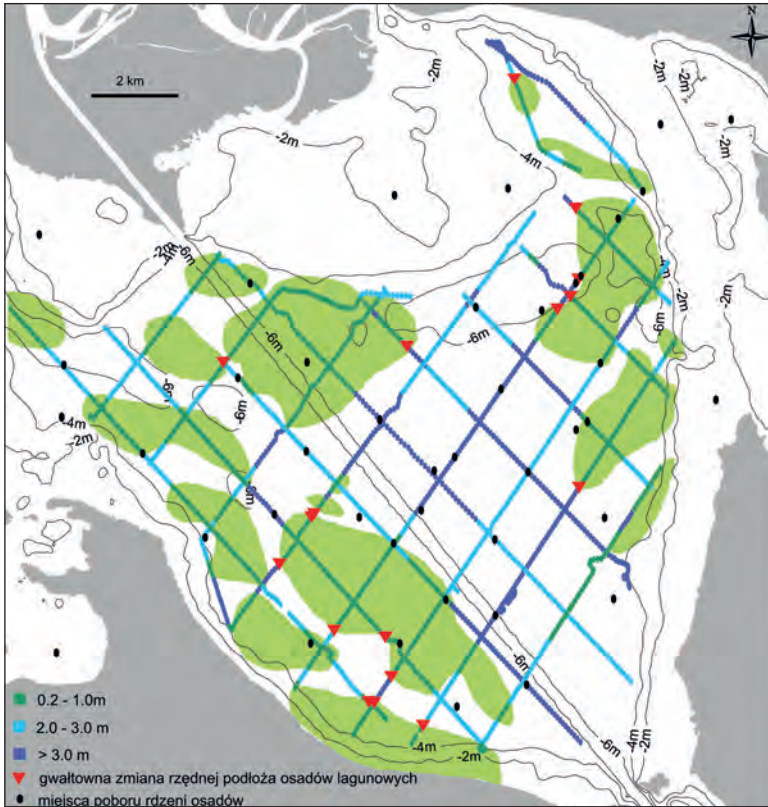
Rycina 5.17. Zapis sejsmoakustyczny ze strefy skokowej zmiany rzędnej stropu utworów podścielających osady serii lagunowej

Figure 5.17. Seismic record from the zone of abrupt change of depth of top of sediments underlying the lagoon series

zoną erozją w dolinie pra-Odry. Z czasem dawna rzeka roztokowa przekształciła się w rzekę meandrującą. Wskazywałyby na to stwierdzone w kilku rdzeniach osady bagienno-limniczne będące najpewniej wypełnieniem paleokoryt tej rzeki (Borówka i Osadcuk 2003; Borówka i in. 2005; Duda 2006; Duda i Borówka 2007).

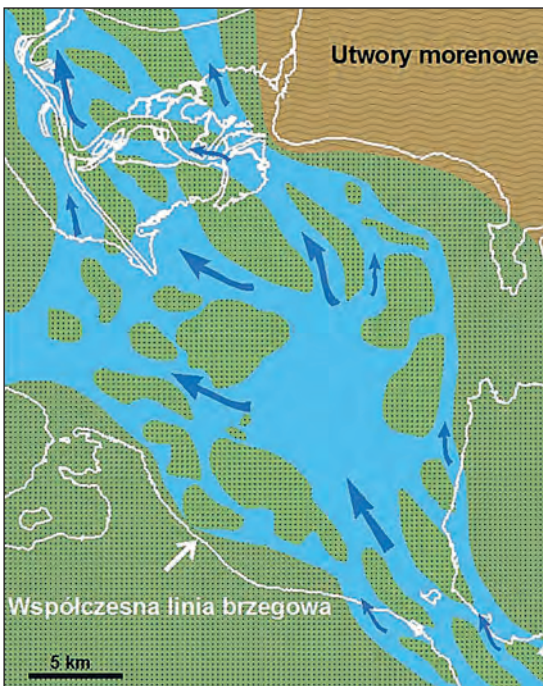
Prawdopodobnie stosunkowo szybko pra-Odra przekształciła się z jednokorytowej rzeki meandrującej w rzekę anastomozującą, płynącą wieloma korytami, pomiędzy którymi funkcjonowały wysepki z brzegami ustabilizowanymi przez roślinność. Obserwowane na sejsmogramach obniżenia byłyby pozostałością tych koryt, a wyniesienia byłyby relikami międzykorytowych wysepek lub fragmentami nadbudowanej równiny zalewowej. Pierwotny obraz został zapewne zatarty w dużym stopniu przez póź-

niejsze procesy geologiczne. Dotyczy to szczególnie morskiego epizodu w ewolucji tego terenu, kiedy na obszar ówczesnej doliny rzecznej wkroczyło morze w okresie transgresji lityrnowej około 7,3 tys. lat temu (Borówka i in. 2016). Procesy erozji i sedymentacji morskiej oraz późniejsze procesy związane z lagunowym etapem rozwoju tego obszaru niewątpliwie przeobraziły go w znacznym stopniu. Niemniej wyniki kompleksowych badań przeprowadzonych na tym obszarze wskazują, że ślady dawnych koryt pra-Odry zachowały się w paleomorfologii tego obszaru. Ukryte pod pokrywą osadową, często kilkumetrowej miąższości, relikty koryt dość dobrze ujawniają się w zapisie sejsmicznym (ryc. 5.18). Prawdopodobny układ koryt pra-Odry u schyłku plejstocenu na obszarze dzisiejszego Zalewu Szczecińskiego został przedstawiony na rycinie 5.19.



Rycina 5.18. Rezultat przestrzennej interpretacji wyników profilowań sejsmicznych; jasnozielonym kolorem zaznaczono obszary elewacji mineralnego podłoża osadów lagunowych; ciemnozielone, jasnoniebieskie i ciemnoniebieskie linie pokazują położenie stropu podłoża osadów lagunowych względem powierzchni współczesnego dna Zalewu Szczecińskiego

Figure 5.18. The result of the spatial interpretation of seismic profiling; light green color indicates the areas of the elevation of mineral substrate of the lagoon sediments; dark green, light blue and dark blue lines show the position of the top of lagoon sediments substrate in relation to the contemporary bottom surface of the Szczecin Lagoon



Rycina 5.19. Prawdopodobny układ koryt pra-Odry u schyłku plejstocenu w obszarze dzisiejszego Zalewu Szczecińskiego

Figure 5.19. The presumable system of the Odra River channels in the late Pleistocene in the area of today's Szczecin Lagoon



## 6. WYNIKI BADAŃ DNA INNYCH AKWENÓW

---

Badania z wykorzystaniem metod hydroakustycznych autor przeprowadził także w kilku innych zbiornikach wodnych, którymi było kilka jezior północno-wschodniej Polski, rejon dawnego portu w pobliżu starego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej oraz koryto Wisły w okolicach Warszawy.

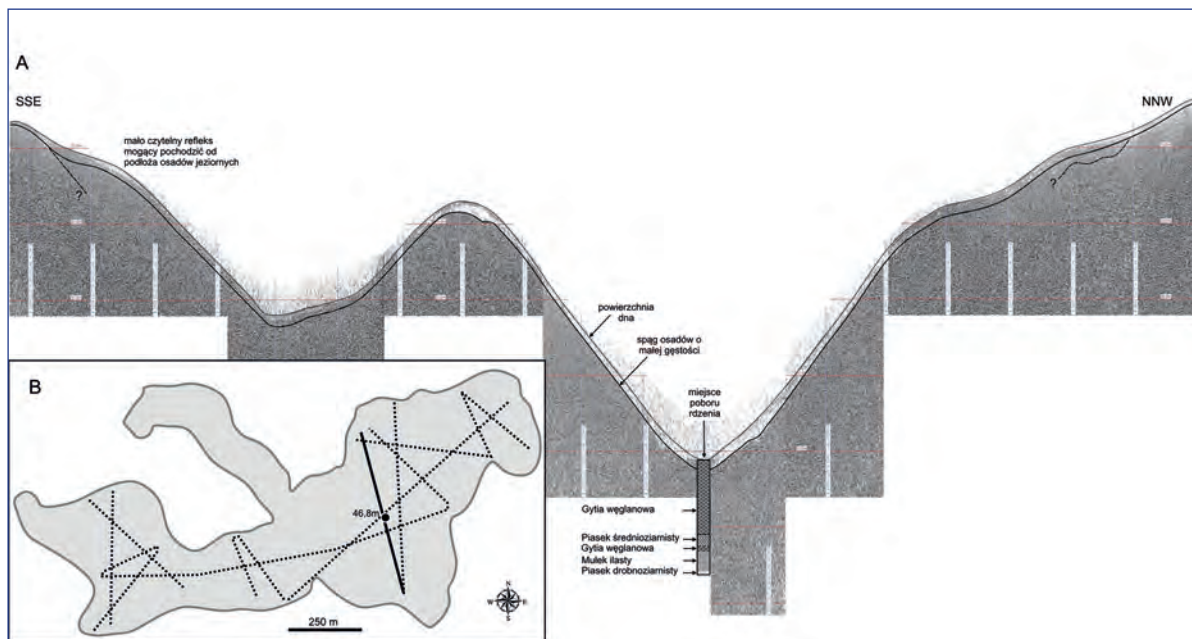
### 6.1. Badania sejsmiczne dna jeziora Szurpiły

Jezioro Szurpiły znajduje się w północno-wschodniej Polsce, w obrębie Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Jest jeziorem typu morenowego, zaporowo-wytopiskowego, powstałego w obrębie form marginalnych w wyniku wytopienia brył martwego lodu. Akwen jest głęboki – jego głębokość maksymalna wynosi 46,5 metra. Powierzchnia jeziora wynosi 80,9 hektara. Brzegi są na ogół dosyć strome, a strefa litoralna wąska. Jezioro ma dobrze rozwiniętą linię brzegową z dwoma płytkimi zatokami: zachodnią Targowisko i północno-zachodnią Jodel (Ber 1968; Kinder i in. 2008; Dworniczak i in. 2009).

W jeziorze Szurpiły wykonano łącznie 14 profili sejsmicznych o sumarycznej długości 5,6 kilometra, co dało 7 kilometrów profilu na 1 km<sup>2</sup>. Z racji niewielkiej powierzchni zbiornika wskaźnik ten jest stosunkowo duży. Uzyskany zapis sejsmiczny trudno zinterpretować. W płytszych partiach dna refleksy krotne praktycznie uniemożliwiają interpretację. Natomiast obraz sejsmiczny głębszych partii dna jest stosunkowo jednolity. Jeden z przekrojów sejsmicznych przedstawiono na rycinie 6.1. Przebiega on przez najgłębsze miejsce jeziora (46,8 m), w którym został pobrany rdzeń osadów. Praktycznie nie zauważa się refleksów, które pozwalałyby na określenie zmienności litologicznej serii jeziornej oraz głębokości zalegania mineralnego podłoża

osadów jeziornych. Dobitym tego przykładem jest porównanie zapisu sejsmicznego z litologią rdzenia osadów. Miąższość osadów jeziornych (głównie gytii węglanowej i organiczno-węglanowej, w spągu przechodzącej w utwory mułkowo-ilaste) w tym miejscu wynosi prawie 12 metrów, a ich podłoże stanowi piasek drobnoziarnisty. Na sejsmogramie nie dostrzega się refleksu pozwalającego na wyznaczenie granicy pomiędzy osadami jeziornymi i ich podłożem. Niewidoczna jest również warstwa piasku średnioziarnistego z przewarstwieniami gytii węglanowej o miąższości ponad 1 metra, rozdzielająca serię osadów jeziornych na głębokości 8,15–9,35 metra. Jedynie na niektórych obszarach o stosunkowo niewielkiej głębokości, w strefie brzegowej lub na wypłyceńiach oddzielających poszczególne płaszczyzny możliwe było wyznaczenie prawdopodobnej granicy pomiędzy mineralnym podłożem i serią osadów jeziornych. Te szczątkowe dane nie pozwalają na ekstrapolowanie tej granicy na pozostałe części jeziora. Dość dobrze w zapisie sejsmicznym uwiadczenia się tylko wierzchnia warstwa silnie zawodnionych osadów dennych o miąższości nieprzekraczającej 2 metrów.

Trudno o jednoznaczne określenie przyczyny braku refleksów pochodzących z głębszych partii osadów. Jest wysoce prawdopodobne, że powodem może być uwalnianie się znacznych ilości gazu z osadów jeziornych. Nadmierne przesylenie osadów gazami może skutkować silnym ekranowaniem sygnału sejsmicznego i w konsekwencji obraz uzyskany na sejsmogramach jest w dużej części nieczytelny. W jeziorze Szurpiły osady organiczne osiągały dużą miąższość, a rozkład materii organicznej prowadzi do tego, że produktem procesu są gazy, takie jak dwutlenek węgla, siarkowodór, metan.



Rycina 6.1. A – przekrój sejsmiczny przecinający najgłębszą partię jeziora Szurpiły; B – mapa profilowań sejsmicznych z zaznaczoną linią lokalizacją przedstawionego przekroju oraz miejscem pobrania rdzenia osadów

Figure 6.1. A – high-resolution seismic cross-section through the deepest part of the Szurpiły Lake; B – location map of seismic profiles with the line of presented cross-section and coring site

Uwalnianie się znacznych ilości gazu było obserwowane w trakcie poboru rdzeni z dna jeziora (Dworniczak i in. 2009). Zapis sejsmiczny z takich miejsc przypomina obraz facji sejsmicznej C, która została wyróżniona w obrębie osadów jeziora Wigry. W przypadku jeziora Szurpiły tego typu facja pokrywa znaczny obszar dna, głównie w głębszych partiach zbiornika.

## 6.2. Badania sejsmiczne dna Sucharów Wigierskich

W obrębie Wigierskiego Parku Narodowego, w bezpośrednim otoczeniu jeziora Wigry występuje kilkanaście śródlęśnych niewielkich jezior dystroficznych bogatych w związki humusowe (ryc. 6.2.1). W wodzie i osadach dennych tych zbiorników występują duże ilości kwasów humusowych spłukiwanych do jeziora z rozkładającej się materii organicznej igliwia, liści i ściółki leśnej. Substancje te nadają

wodzie specyficzne brunatne zabarwienie, zmniejszają jej przejrzystość i powodują zakwaszenie. Tego typu zbiorniki określane są mianem „sucharów”, które jest terminem regionalnym, właściwym dla Suwalszczyzny. Do piśmiennictwa naukowego nazwę tę wprowadził Alfred Lityński – znany badacz jezior wigierskich. Nazwa ma prawdopodobnie związek z występowaniem na brzegach tych zbiorników obumarłych, suchych drzew, aczkolwiek niektórzy wiążą ją z niską żyznością zakwaszonych wód. Nazwa „suchar” pochodziłaby od słowa suchy, które w tym przypadku oznaczałoby pusty, jałowy, bezrybny (Osewski 2001; Kamiński 2002). Docierające na dno jeziora substancje organiczne ulegają bardzo wolnemu rozkładowi i tworzą osady typu dy, o galaretowatej konsystencji, silnie uwodnione, uniemożliwiające osiedlanie się roślin szuwarowych. Dy są typowymi osadami dla tego rodzaju polihumusowych zbiorników, choć Drzymulska i in. (2014) zwracają uwagę, że należy bardzo ostrożnie posłu-



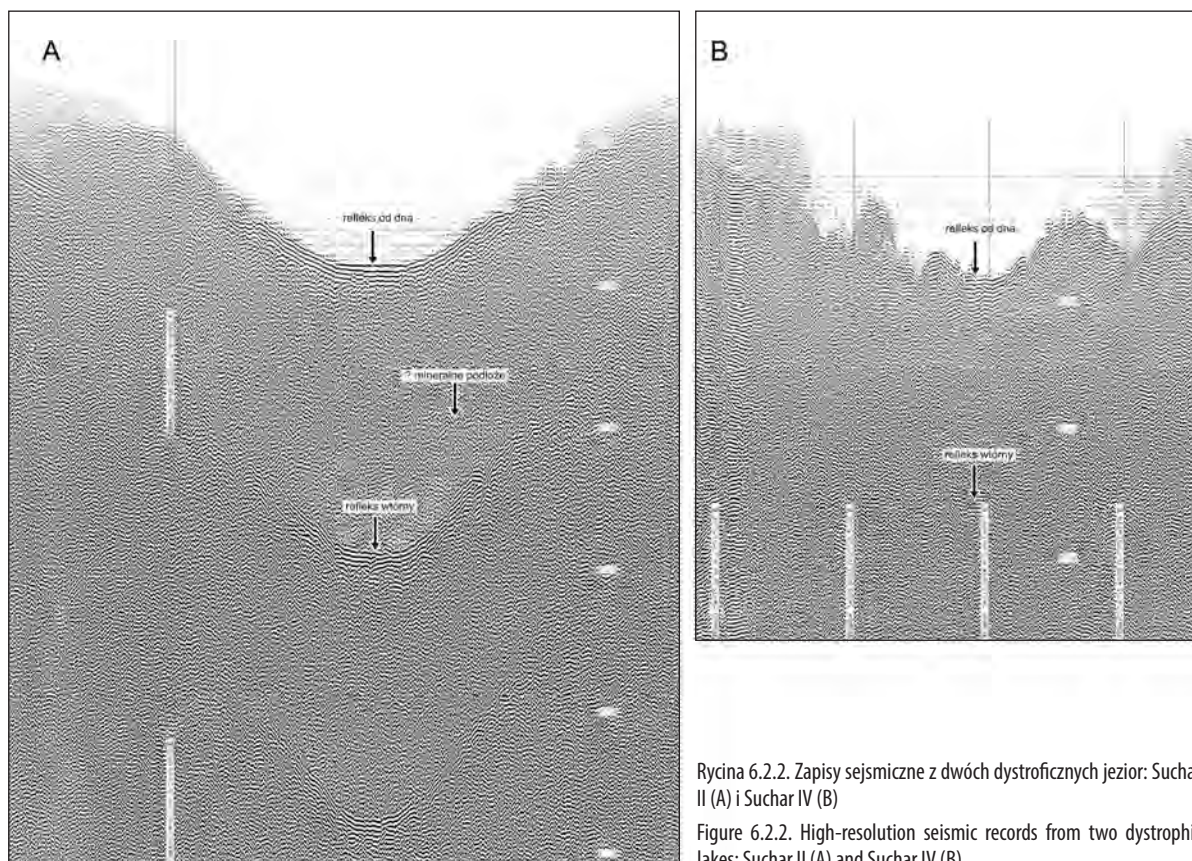


dno Suchara II jest wyrównane, o tyle w przypadku Suchara IV dostrzega się na dnie wiele nierówności. Zapisy sejsmiczne z obu Sucharów nie ujawniają żadnych czytelnych refleksów z głębszych partii osadów. Wskazuje to na ich znaczną homogeniczność. Zapisy nie dostarczają także informacji, które mogłyby określić jednoznacznie położenie mineralnego podłoża humusowych osadów organicznych (ryc. 6.2.2). Mało wyraźny refleks na rzędnej około 15 metrów można dostrzec na sejsmogramie z Suchara II. Może on pochodzić z powierzchni granicznej pomiędzy osadami organicznymi a mineralnymi. Wskazywałoby to, że miąższość osadów organicznych wypełniających misę Suchara II wynosi około 6 metrów. Odpowiadałoby to danym z rdzenia osadów pobranego z tego zbiornika, które zostały przedstawione przez Drzymulską i in. (2014)

oraz Fiłoc i in. (2014). W centralnej części zbiornika na głębokości 5,9 metra poniżej dna stwierdzono osady piaszczyste z muszlami mięczaków przykryte cienką warstwą torfu (0,2 m) oraz mułków (0,2 m), które stanowiły podłoże osadów typu dy. Wiercenia wykonane w peryferyjnej partii zbiornika wykazały prawie dwumetrową (1,7 m) miąższość osadów typu dy, które były podścielone gytą detrytusową i kredą jeziorną.

Obraz sejsmiczny dna Suchara IV jest jeszcze mniej czytelny niż Suchara II. Nawet wtórny refleks jest słabo widoczny. Uwidoczniają się natomiast na powierzchni dna hiperboliczne refleksy, które mogą być rezultatem dyfrakcji fal akustycznych na spoczywających na dnie kłodach powalonych drzew.

Na obecnym etapie badań trudno jest jednoznacznie wyjaśnić przyczynę braku refleksów od



Rycina 6.2.2. Zapisy sejsmiczne z dwóch dystroficznych jezior: Suchar II (A) i Suchar IV (B)

Figure 6.2.2. High-resolution seismic records from two dystrophic lakes: Suchar II (A) and Suchar IV (B)

mineralnego podłoża organicznych osadów tych zbiorników. Można jedynie przypuszczać, że powodem jest znaczna emisja gazów uwalniających się z osadów w trakcie procesów rozkładu substancji humusowych.

### 6.3. Badania sejsmiczne dna jezior Pojezierza Iławskiego na potrzeby archeologii podwodnej

Badania z wykorzystaniem metod sejsmiki wysokiej rozdzielczości zostały przeprowadzone w 2013 roku na kilku jeziorach Pojezierza Iławskiego na potrzeby realizacji projektu badawczego finansowanego przez Ministerstwo Kultury i Dziedzictwa Narodowego pt. „Niedestrukcyjne kompleksowe rozpoznanie zasobów archeologicznych dna jezior i strefy brzegowej w wybranych akwenach Pojezierza Iławskiego w ramach podwodnego AZP, realizowanego przez Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie”. Kierownikiem projektu był dr hab. Andrzej Pydyn z Zakładu Archeologii Podwodnej Instytutu Archeologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu.

Profilowania sejsmiczne zostały wykonane w strefie brzegowej kilku jezior Pojezierza Iławskiego. Ob-

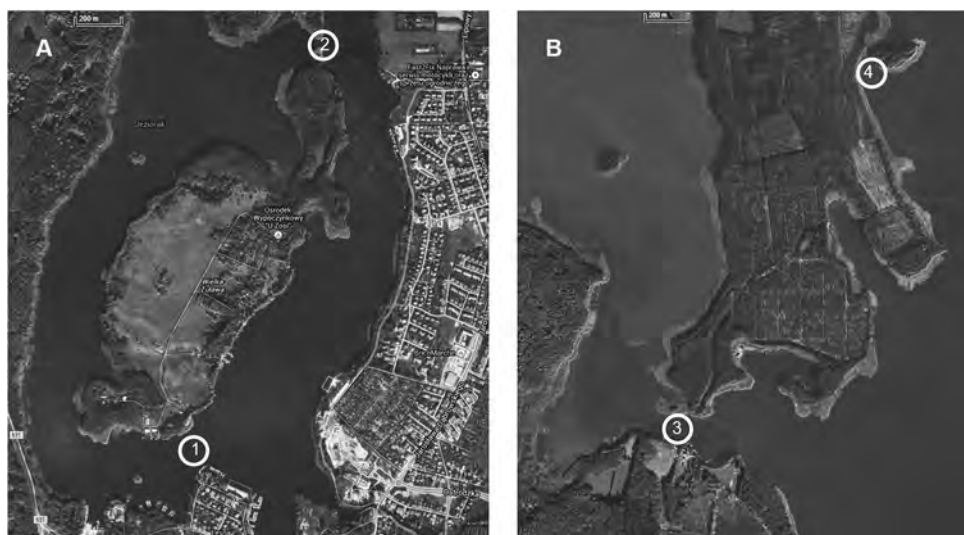
jęto nimi następujące akweny: jezioro Jeziorak (gmina Iława i gmina Zalewo), jezioro Łodygowo (gmina Kisielice), Jezioro Klasztorne (gmina Gardeja). Celem profilowań było zlokalizowanie pozostałości wczesnośredniowiecznych przepraw mostowych prowadzących ze stałego lądu na jeziorne wyspy.

W jeziorze Jeziorak do badań wytypowano cztery obszary (ryc. 6.3.1):

- 1) fragment południowej strefy brzegowej wyspy Wielka Żuława,
- 2) przesmyk północny między wyspą Wielka Żuława a brzegiem jeziora,
- 3) przesmyk między jeziorem Jeziorak a Jeziorem Płaskim,
- 4) przesmyk pomiędzy wyspą Kobięcy Ostrów i brzegiem jeziora.

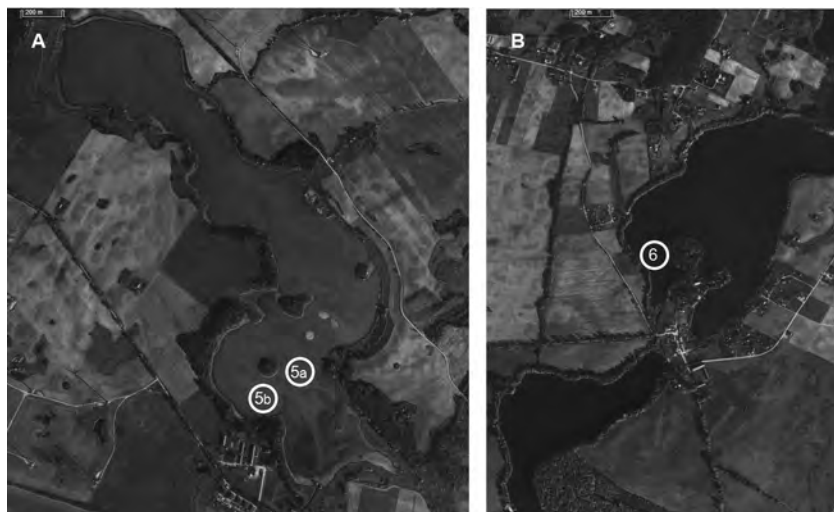
W jeziorze Łodygowo celem rozpoznania był fragment dna w południowej jego części (ryc. 6.3.2A). W Jeziorze Klasztornym badaniom poddano zatokę w południowo-zachodniej części akwenu (ryc. 6.3.2B). Łącznie we wszystkich jeziorach profilowaniami objęto obszar dna o powierzchni 1596 arów (Jeziorak – 1177 arów, Łodygowo – 315 arów, Klasztorne – 104 ary).

W pierwszym z badanych obszarów, którym była strefa brzegowa po południowej stronie wyspy Wiel-



Rycina 6.3.1. Lokalizacja obszarów badań na jeziorze Jeziorak (Pojezierze Iławskie): A – południowa część jeziora; B – północna część jeziora (podkład: Cnes/Spot Image, Digital-Globe, MGGP Aero ©2013 Google)

Figure 6.3.1. Location map of surveying areas in the Jeziorak Lake (Iława Lakeland): A – southern part of the lake; B – northern part of the lake (canvas map: Cnes/Spot Image, Digital-Globe, MGGP Aero ©2013 Google)



Rycina 6.3.2. Lokalizacja obszarów badań na jeziorach: Łodygowo (A) i Klasztorne (B) (Pojezierze Iławskie) (podkład: Cnes/Spot Image, DigitalGlobe, MGGP Aero ©2013 Google)

Figure 6.3.2. Location map of surveying areas in the Łodygowo Lake (A) and the Klasztorne Lake (B) (Hawa Lakeland) (canvas map: Cnes/Spot Image, DigitalGlobe, MGGP Aero ©2013 Google)

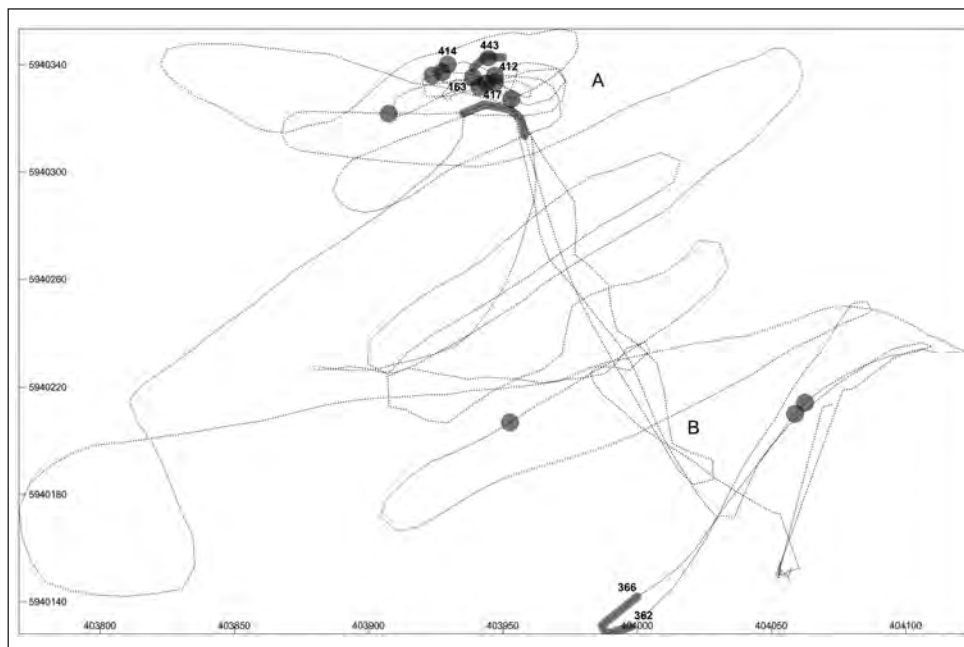
ka Żuława na Jezioraku (obszar nr 1), głębokości nie przekraczały 4 metrów. Profilowania sejsmiczne zostały przeprowadzone na obszarze o powierzchni około 79 425 m<sup>2</sup> (794 arów). Analizując przekroje sejsmiczne, stwierdzono 13 refleksów, które wskazywały na obecność obiektów znajdujących się bezpośrednio na dnie bądź zagrzebanych w osadach. Ich

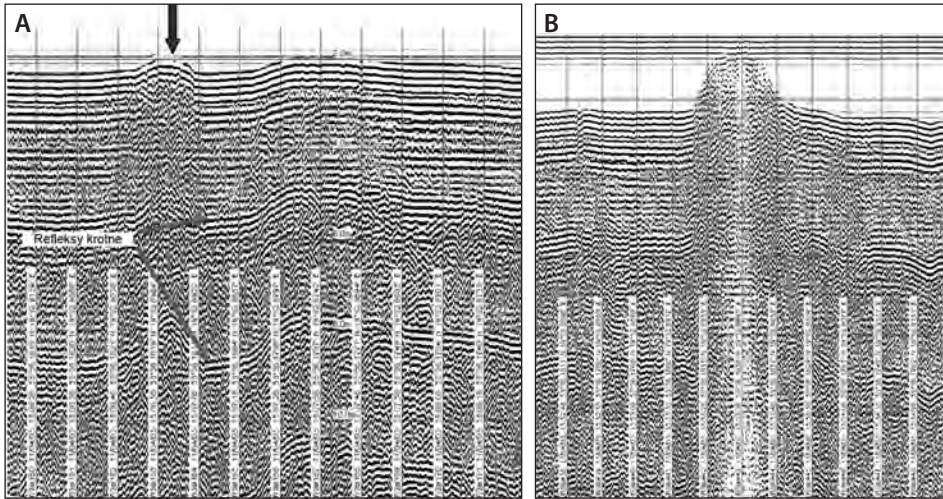
lokalizację oraz przebieg linii profilowań pokazano na rycinie 6.3.3. Numeracja obiektów jest powiązana z numerami znaczników rejestracji sejsmicznych.

Refleks pomiędzy fiksami 162 i 164 (ryc. 6.3.4A) wskazuje na stosunkowo duży obiekt znajdujący się bezpośrednio na powierzchni dna. Znajduje się blisko strefy dna pomiędzy fiksami 442–444 (ryc. 6.3.4B),

Rycina 6.3.3. Linie profilowań sejsmicznych wykonanych w obszarze nr 1 po południowej stronie wyspy Wielka Żuława wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych; numeracja obiektów powiązana jest z numerami znaczników rejestracji sejsmicznych (współrzędne w układzie metrycznym UTM, system odniesienia WGS84)

Figure 6.3.3. Lines of seismic profiles made in area No. 1, on the south side of the Wielka Żuława islet, with location of the objects revealed by seismic records. The numbering of the objects is associated with numbers of seismic record marks UTM coordinates with WGS84 datum)



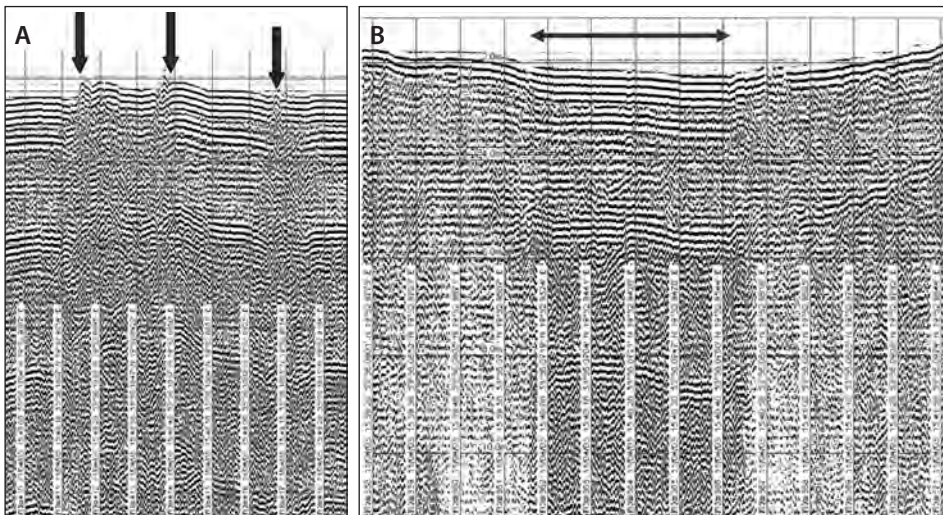


Rycina 6.3.4. Zapis sejsmiczny z okolic wyspy Wielka Żuława: A – rejon obiektu 163; B – rejon obiektu 443 (lokalizacja na ryc. 6.3.3)

Figure 6.3.4. High-resolution seismic records from the vicinity of the Wielka Żuława islet: A – around the object 163; B – around the object 443 (see location in Figure 6.3.3)

gdzie zarejestrowano podobny typ refleksu. Oba refleksy wydają się wskazywać na rodzaj jakiegoś nasypu. Z kolei zapis sejsmiczny z ryciny 6.3.6A wskazuje na obecność trzech niewielkich obiektów, które nieznacznie wystają ponad powierzchnię osadu. Natomiast na przekroju sejsmicznym na rycinie 6.3.5B,

w wąskiej strefie pomiędzy znacznikami 362–366 możemy zaobserwować układ refleksów odmienny od tego, który jest charakterystyczny dla obszaru dna w tym rejonie. Wskazuje to na strefę dna o nieco innej strukturze osadów. Przyczyną takiej lokalnej zmiany struktury dna może być jakiś rodzaj ak-

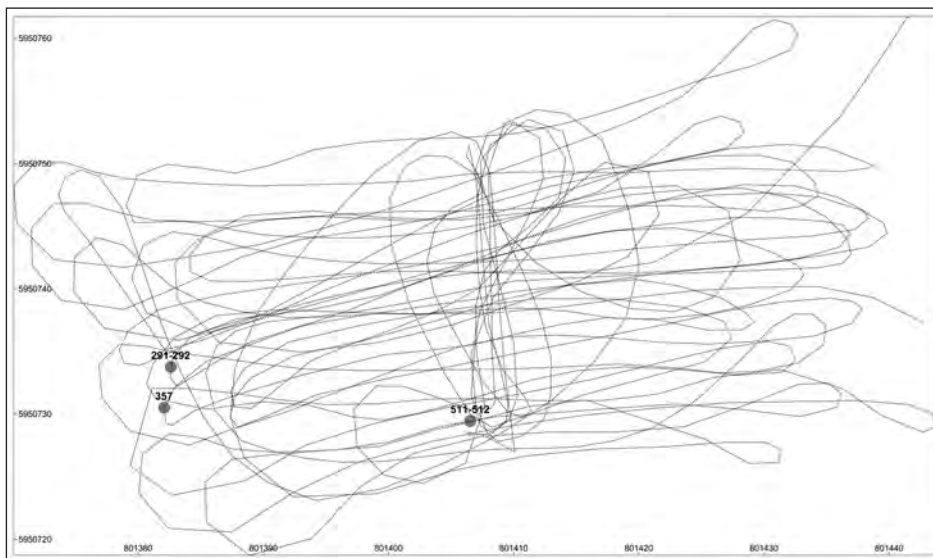


Rycina 6.3.5. Zapis sejsmiczny z okolic wyspy Wielka Żuława: A – refleksy sejsmiczne wskazujące na obecność trzech obiektów: 412, 414, 417, nieznacznie wystających nad powierzchnię dna; B – zapis wskazujący na odmienną strukturę dna w strefie pomiędzy znacznikami 362–366, co może być spowodowane ingerencją człowieka w naturalne dno jeziora (lokalizacja na ryc. 6.3.3)

Figure 6.3.5. High-resolution seismic records from the vicinity of the Wielka Żuława islet: A – seismic reflectors, which indicates the presence of three objects: 412, 414, 417, a slightly protruding above the bottom surface; B – seismic record showing the different structure of the bottom area bounded by marks 362–366; this may be due to human intervention in the natural lake bottom (see location in Figure 6.3.3)

Rycina 6.3.6. Linie profilowań sejsmicznych wykonanych po północnej stronie wyspy Wielka Żuława wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych (współrzędne w układzie metrycznym UTM, system odniesienia WGS84)

Figure 6.3.6. Lines of seismic profiling carried out on the north side of the Wielka Żuława islet and the location of objects revealed by seismic records (UTM coordinates with WGS84 datum)

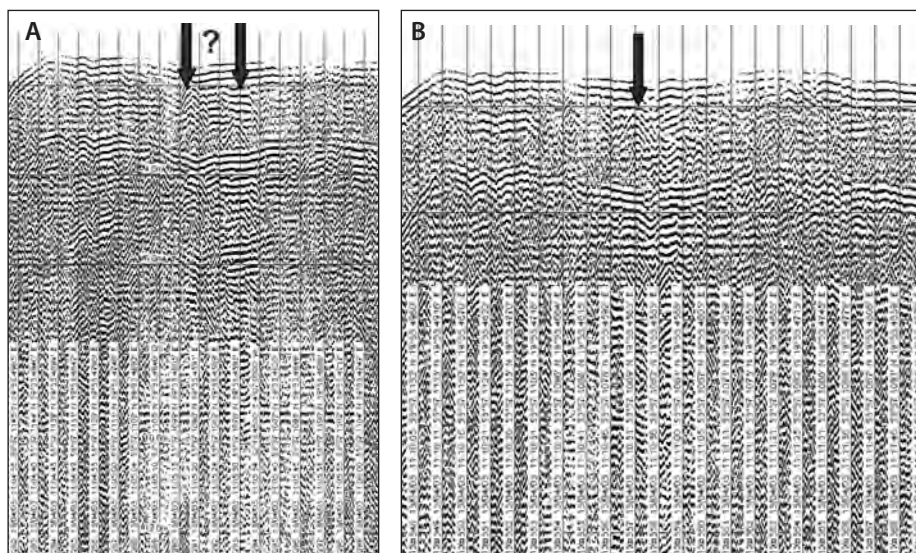


tywności człowieka prowadzonej w tym miejscu, polegający np. na wybraniu wierzchniej partii osadów. Na tę przyczynę może wskazywać także lekkie obniżenie dna w tej strefie.

Drugim badanym obszarem była płytka strefa przybrzeżna znajdująca się po północnej stronie wyspy Wielka Żuława. Powierzchnia objętego profilowaniami obszaru wynosiła około 3140 m<sup>2</sup> (31 arów) (ryc. 6.3.6). Analiza wykonanych w tym rejonie

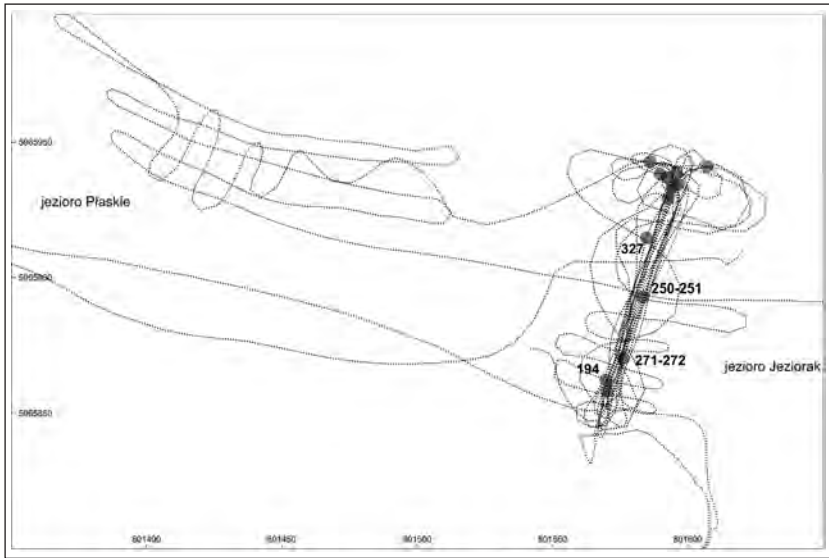
profilowań sejsmicznych ujawniła obecność tylko trzech refleksów, które mogłyby pochodzić od pozostałości przeprawy mostowej między wyspą a brzegiem jeziora. Dwa przekroje sejsmiczne z tego obszaru przedstawiono na rycinie 6.3.7.

Trzecim badanym obszarem dna był przesmyk między Jeziorakiem a Jeziorem Płaskim. Przebieg linii profilowych pokazano wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych



Rycina 6.3.7. Zapis sejsmiczny z rejonu wyspy Wielka Żuława: A – z rejonu obiektów 291–292; B – z rejonu obiektu 357 (lokalizacja na ryc. 6.3.6)

Figure 6.3.7. High-resolution seismic records from the vicinity of the Wielka Żuława islet: A – around the objects 291–292; B – around the object 357 (see location in Figure 6.3.6)



Rycina 6.3.8. Linie profilowań sejsmicznych wykonanych w przesmyku na Jezioro Płaskie wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych (współrzędne w układzie metrycznym UTM, system odniesienia WGS84)

Figure 6.3.8. Lines of seismic profiling carried out on the isthmus to the Płaskie Lake and the location of objects revealed by seismic records (UTM coordinates with WGS84 datum)

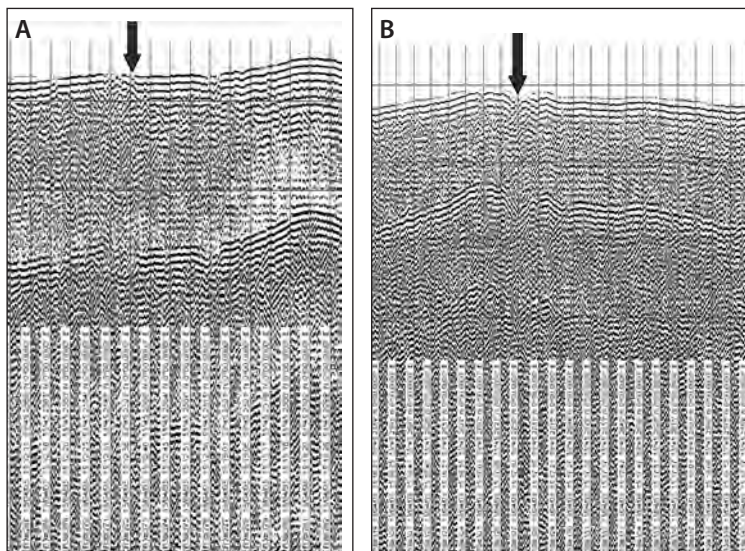
(ryc. 6.3.8). Refleksy sejsmiczne wskazują na istnienie jakichś obiektów o różnych rozmiarach, znajdujących się w przy powierzchniowej warstwie osadów (ryc. 6.3.9 i 6.3.10).

Profilowania sejsmiczne w przesmyku pomiędzy wyspą Kobięcy Ostrów i brzegiem jeziora nie dały zadawalających wyników. Zbyt małe głęboko-

ści w tym miejscu (1–2 m) powodowały, że zapis był nieczytelny, wobec czego zrezygnowano z kontynuowania profilowań na tym obszarze.

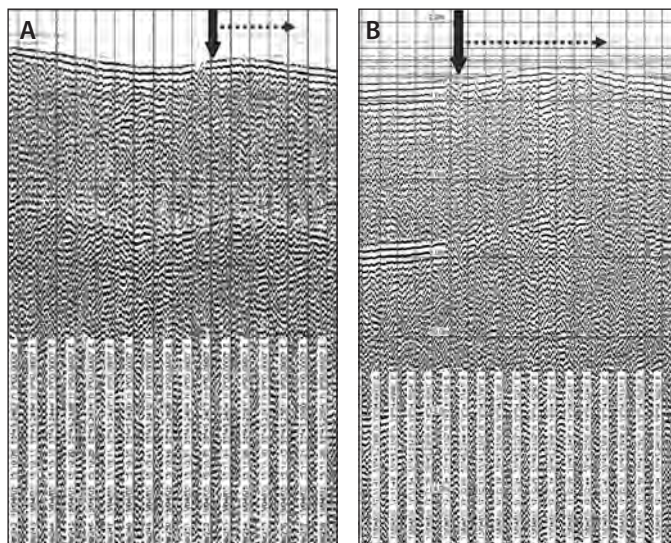
#### Jezioro Łodygowo (gmina Kisielice)

Profilowania sejsmiczne były prowadzone w południowej części tego jeziora, przy czym zostały skon-



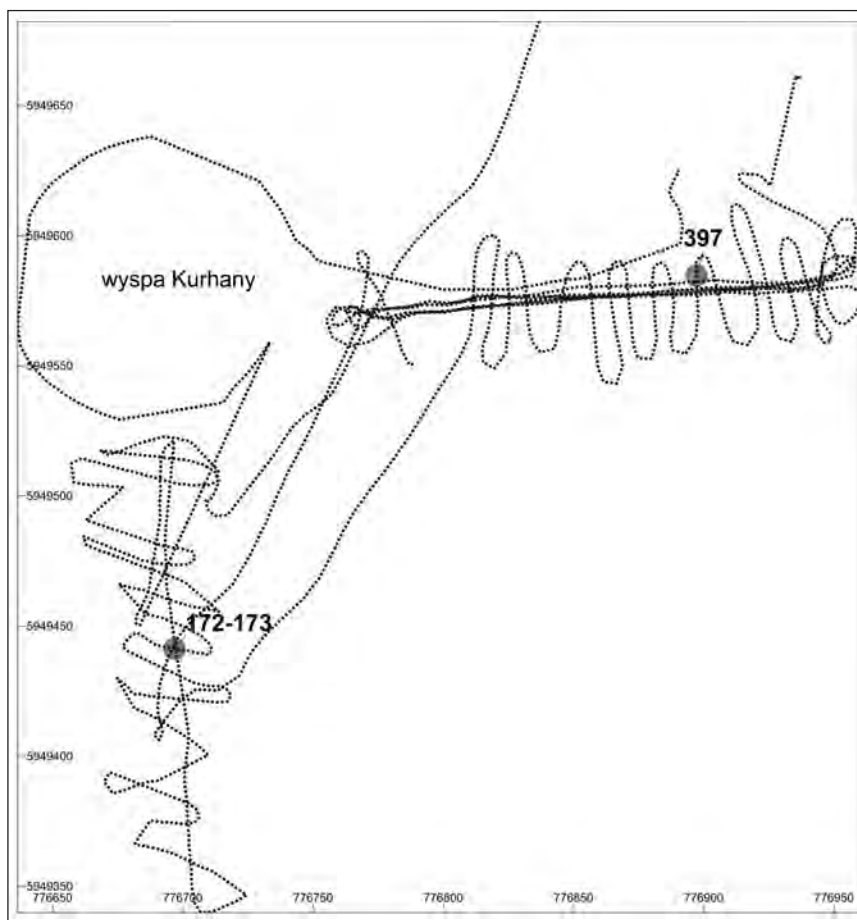
Rycina 6.3.9. Zapis sejsmiczny z rejonu przesmyku na Jezioro Płaskie: A – obiekty 271–272, z widocznymi zakłóceniami refleksów w wierzchniej warstwie osadów; B – pojedynczy obiekt 327 (lokalizacja na ryc. 6.3.7)

Figure 6.3.9. High-resolution seismic record from isthmus to the Płaskie Lake: A – around the objects number 271–272, with disturbance of reflectors at the top layer of sediment; B – around one object number 327 (see location in Figure 6.3.7)



Rycina 6.3.10. Zapis sejsmiczny z rejonu przesmyku na Jezioro Płaskie: A – obiekt 250–251; B – obiekt 194; strzałki wskazują na zaburzenia wierzchniej warstwy osadów, które mogą wynikać z obecności obiektów antropogenicznych

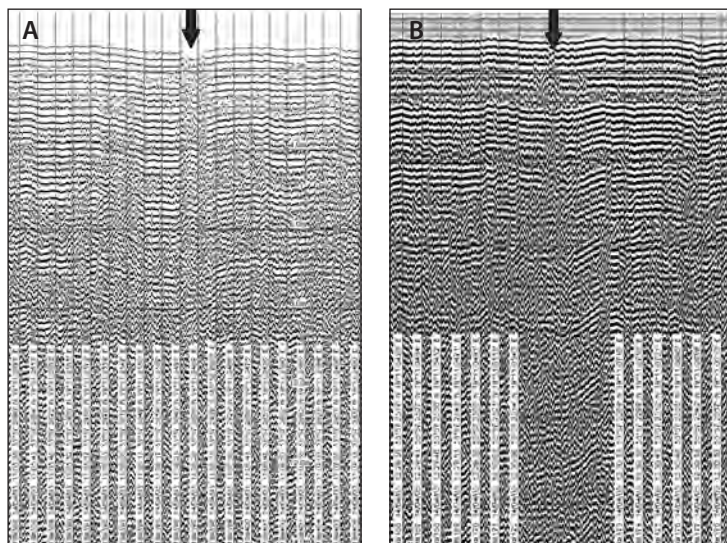
Figure 6.3.10. High-resolution seismic record from isthmus to the Płaskie Lake: A – around the object 271–272; B – around the object 194; arrows indicate disturbance of top layer of sediment, which may result from the existence of anthropogenic objects



Rycina 6.3.11. Linie profilowań sejsmicznych wykonanych w jeziorze Łodygowo wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych (współrzędne w układzie metrycznym UTM, system odniesienia WGS84)

Figure 6.3.11. Lines of seismic profiling carried out on in the Łodygowo Lake and the location of objects revealed by seismic records (UTM coordinates with WGS84 datum)





Rycina 6.3.12. Zapis sejsmiczny z jeziora Łodygowo: A – obiekt 397; strzałka wskazuje zakłócenie refleksu na powierzchni dna; B – obiekt 172–173; strzałka wskazuje refleks od niewielkiego obiektu ukrytego pod 20–30 cm warstwą osadów

Figure 6.3.12. High-resolution seismic record from the Łodygowo Lake: A – around the object 397; arrow indicates a disturbance of reflector at the bottom surface; B – around the object 172–173; arrow indicates a reflector coming from a small object that is hidden under 20–30 cm layer of sediment

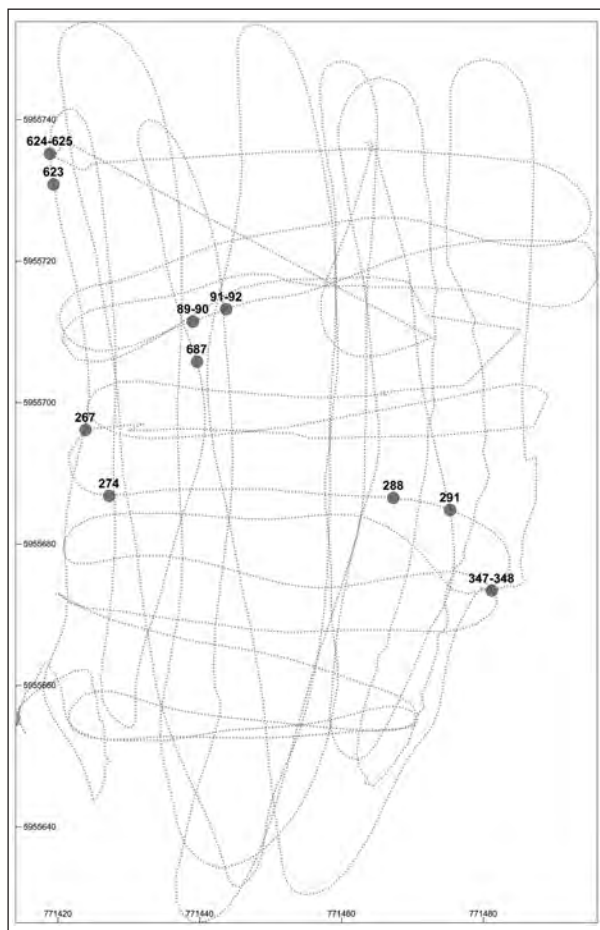
centrowane w dwóch obszarach: jeden po wschodniej, a drugi po południowej stronie wyspy Kurhany (ryc. 6.3.2A). Objęto nimi obszar dna o powierzchni około 315 arów (obszar A – 170 arów, B – 145 arów). Przebieg profili sejsmicznych wraz z lokalizacją dwóch obiektów, które ujawniły się w zapisach, przedstawiono na rycinie 6.3.11. Fragmenty przekrojów sejsmicznych z tych dwóch miejsc zaprezentowano na rycinie 6.3.12. W pierwszym przypadku (obiekt 397) w miejscu wskazanym przez strzałkę widoczne jest zakłócenie refleksu od powierzchni dna. Może ono wskazywać na zaburzenia struktury osadów spowodowane najprawdopodobniej działalnością człowieka. W przypadku obiektu 172–173 w zapisie sejsmicznym widać refleks, który wskazuje na obecność niewielkiego obiektu ukrytego pod dwudziesto–trzydziestocentymetrową warstwą osadów. Słabo czytelne refleksy na lewo od strzałki mogą wskazywać na kilka mniejszych obiektów ukrytych pod warstwą osadów o miąższości około 1 metra.

### Jezioro Klasztorne (gmina Gardeja)

Profilowania sejsmiczne były prowadzone w południowej części jeziora, w okolicach wsi Klasztorne (ryc. 6.3.2B). Objęto nimi obszar dna o powierzch-

ni 10 414 m<sup>2</sup> (104 arów). Przebieg profilowań wraz z zaznaczeniem miejsc, w których pojawiły się refleksy sejsmiczne mogące wskazywać na istnienie pewnych obiektów, pokazano na rycinie 6.3.13.

Zapis sejsmiczny z miejsc zaznaczonych na mapach numerami 89–90 i 90–92 ujawnił refleksy, które wskazują na dwa obiekty przykryte osadem o miąższości 30–50 centymetrów (ryc. 6.3.14A). Niezbyt czytelny refleks na prawo od nich może także wskazywać na obecność trzech niewielkich obiektów położonych bardzo blisko siebie. W miejscach oznaczonych na mapie numerami 267 i 274 zapis sejsmiczny ukazuje zaburzenie ciągłości refleksów mogące wskazywać na obecność dwóch obiektów pogrzebanych pod warstwą osadów o miąższości 60–70 centymetrów (ryc. 6.3.14B). Z kolei na rycinie 6.3.15 przedstawiono fragmenty dwóch przekrojów sejsmicznych z rejonu obiektów 288 i 291 oraz obiektów 347–348. W pierwszym przypadku hiperboliczne refleksy wskazują na dwa niewielkie obiekty, z których jeden przykryty jest warstwą osadu o miąższości 20–30 centymetrów, a drugi 60–70 centymetrów. W drugim przypadku hiperboliczny refleks wskazuje na stosunkowo niewielki obiekt ukryty pod warstwą osadu o miąższości 40–50 centymetrów.

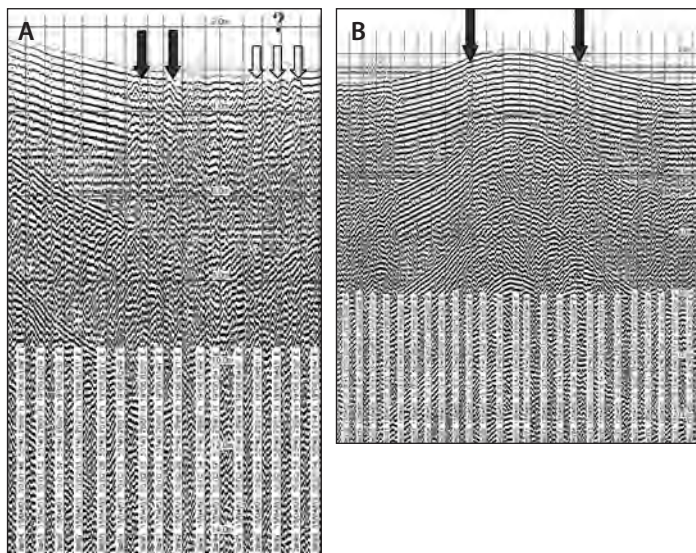


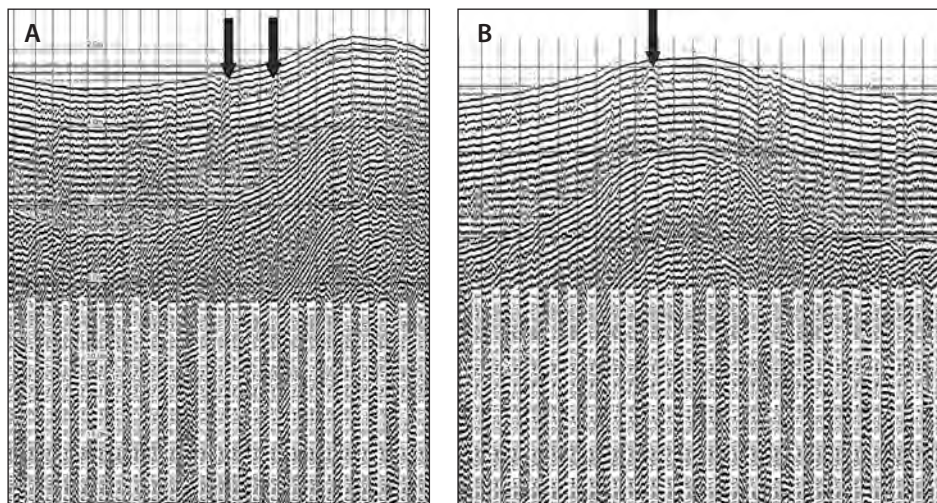
Rycina 6.3.13. Linie profiliowań sejsmicznych wykonanych w Jeziorze Klasztornym wraz z lokalizacją obiektów, które ujawniły się w zapisach sejsmicznych (współrzędne w układzie metrycznym UTM, system odniesienia WGS84)

Figure 6.3.13. Lines of seismic profiling carried out on in the Klasztorne Lake and the location of objects revealed by seismic records (UTM coordinates with WGS84 datum)

Rycina 6.3.14. Zapis sejsmiczny z Jeziora Klasztornego: A – obiekty 89–90 i 90–92; refleksy wskazują, że obiekty przykryte są osadami o miąższości 30–50 cm; mało czytelny refleks na prawo od nich może także wskazywać na obecność 3 niewielkich obiektów położonych bardzo blisko siebie; (B) – zapis sejsmiczny z rejonu obiektów 267 i 274; zaburzenie ciągłości refleksów wskazuje na obecność dwóch obiektów ukrytych pod warstwą osadów o miąższości 60–70 cm

Figure 6.3.14. High-resolution seismic record from the Klasztorne Lake: A – around the objects 89–90 and 90–91; reflectors indicate that the objects are covered by sediments layer with a thickness of 30–50 cm; hardly readable reflector right of them can also indicate the 3 small objects very close to each other; B – seismic record in the vicinity the objects 267 and 274; disruption of reflectors continuity seems to indicate two objects hidden under a layer of sediment with a thickness of 60–70 cm





Rycina 6.3.15. Zapis sejsmiczny z Jeziora Klasztorne: A – z rejonu obiektów 288 i 291; hiperboliczne refleksy wskazują na dwa niewielkie obiekty, z których jeden przykryty jest warstwą osadu o miąższości 20–30 cm, a drugi 60–70 cm; B – z rejonu obiektu 347–348; refleks wskazuje na stosunkowo niewielki obiekt ukryty pod warstwą osadu o miąższości 40–50 cm

Figure 6.3.15. High-resolution seismic record from the Klasztorne Lake: A – around the objects 288 and 291; hyperbolic reflectors indicate two small objects, one of which is covered by sediment with a thickness of 20–30 cm, and the second one by sediment with a thickness of 60–70 cm; B – around the object 347–348; reflector indicates a relatively small object hidden under a layer of sediment with a thickness of 40–50 cm

### Uwagi końcowe

Profilowania sejsmiczne w wybranych obszarach dna kilku jezior Pojezierza Iławskiego nie dały w pełni zadowalających rezultatów z punktu widzenia celu, jakim miały służyć, czyli rozpoznaniu zasobów archeologicznych tych jezior. Ponieważ szukanymi obiektami archeologicznymi były przede wszystkim wbite w dno niezbyt grube drewniane pale, będące pozostałością dawnych przepraw mostowych, prawdopodobieństwo trafienia w nie linowo wykonywanymi profilami było bardzo małe, nawet przy dużym zagęszczeniu linii profilowych.

Zdecydowana większość zapisów była trudna do jednoznacznej interpretacji. Przyczyn niepowodzenia można szukać w kilku elementach. Przede wszystkim w bardzo małej głębokości akwenów, w których prowadzono prace. W wielu przypadkach były to głębokości mniejsze niż 2,5 metra. Przy półmetrowym zanurzeniu przetwornika akustycznego oznacza to, że dystans, jaki pokonywały impulsy fali akustycznej, był mniejszy niż 2 metry. Mała głębokość to bardzo krótki czas powrotu sygnału odbite-

go. Przy głębokości 2 metrów czas powrotu wynosi 0,0013 sekundy. Może to wpływać na pojawianie się wielu zakłóceń spowodowanych m.in. wtórnymi odbiciami fali akustycznej od dna łodzi. Ponadto przy małej głębokości bardzo szybko pojawiają się refleksy krotne od dna akwenu, które mogą maskować refleksy pochodzące od obiektów pogrzebanych w osadach.

Pojawiające się na niektórych profilach refleksy o hiperbolicznym kształcie sugerują obecność niewielkich obiektów, które występują bezpośrednio na powierzchni dna lub są zagrzebane w osadach. Tego typu efekty powstają w trakcie wykonywania profilowania jako rezultat przemieszczania się szerokiej wiązki fal nad niewielkim punktowym obiektem o większej gęstości niż otaczający osad. Taki efekt mogą powodować zarówno dziesięcio- dwudziestocentymetrowej średnicy pale wbite w dno, jak i np. niewielkie głazy. Dotyczy to obiektów znajdujących się bezpośrednio na powierzchni osadów oraz tych, które ukryte są w osadach. Hiperboliczne refleksy nie przedstawiają rzeczywistej geometrii

obiektów, lecz jedynie obraz przebiegu fal akustycznych po najkrótszej drodze pomiędzy nadajnikiem, powierzchnią odbijającą i odbiornikiem. Nie można na tej podstawie jednoznacznie określić typu obiektów, od których te refleksy pochodzą. W związku z tym trudno o ich jednoznaczną identyfikację.

Pomimo wspomnianych wyżej trudności interpretacyjnych szczegółowa analiza zapisów wszystkich profilowań sejsmicznych pozwoliła na wskazanie wielu miejsc, w których zapisy ujawniają obecność jakichś obiektów na powierzchni dna lub w obrębie warstwy osadów. W niektórych przypadkach zarejestrowano pewne zaburzenia struktury osadów, które mogą być spowodowane ingerencją człowieka w naturalne dno. Wskazania te wymagają bezpośredniej weryfikacji przez nurków.

W świetle zgromadzonego materiału badawczego nasuwają się następujące wnioski ogólne, które należy wziąć pod uwagę przy pracach związanych z rozpoznaniem potencjalnych zasobów archeologicznych występujących w obrębie osadów dennych.

Po pierwsze, metody sejsmiczne mogą być w pełni przydatne w poszukiwaniach względnie dużych obiektów archeologicznych ukrytych w obrębie osadów dennych. Próby zdalnego zlokalizowania i zidentyfikowania niewielkich pojedynczych obiektów o rozmiarach mniejszych niż 30–40 centymetrów są raczej skazane na porażkę. Szansa na ich zlokalizowanie może pojawić się, gdy będą zgrupowane i położone blisko siebie, przy czym jeśli poszukujemy obiektów archeologicznych ukrytych w warstwie osadów, to istotny jest również rodzaj tych osadów. Zdecydowanie lepsze rezultaty można uzyskać, gdy są to osady mułkowe. W przypadku osadów piaszczystych efektywność poszukiwań będzie zdecydowanie gorsza. Wynika to z faktu, że refleksy od zagrzebanych w osadach obiektów są tym wyraźniejsze, im większa jest różnica w gęstości pomiędzy osadem a szukanym obiektem.

Po drugie, poszukiwania metodami sejsmicznymi z wykorzystaniem profilomierza osadów typu *sub-bottom profiler* mogą być nieskuteczne, gdy głębo-

kości akwenu są mniejsze niż 2 metry (przetwornik akustyczny typu *pinger*, który pełni funkcję zarówno generatora impulsów akustycznych, jak i odbiornika fal odbitych, powinien być zanurzony minimum 0,5 m poniżej lustra wody). Zastosowanie profilomierza tego typu może być skuteczne, gdy głębokości akwenu są większe niż 2–3 metry, a wielkości poszukiwanych obiektów są większe niż 0,5 metra. Zastosowanie innych metody sejsmiki o wysokiej rozdzielczości ze źródłami impulsów akustycznych typu *sparker*, *boomer* lub *airgun* byłoby jeszcze mniej korzystne przy badaniu tak płytkich akwenów.

Po trzecie, pewne nadzieje można wiązać z zastosowaniem w poszukiwaniach echosondy parametrycznej (np. SES-96 lub SES-2000). Jest to szczególny rodzaj echosondy pracującej na podstawie tzw. efektu parametrycznego. W tego typu urządzeniu emisja fal akustycznych pod wysokim ciśnieniem powoduje powstanie nieliniowości w propagacji dźwięku. Transmitowane są dwie mało różniące się częstotliwości, a w wodzie następuje ich wzajemne oddziaływanie. Powstają fale, które są sumą i różnicą tych częstotliwości. Fale o wysokiej częstotliwości mogą być wykorzystane do precyzyjnego określenia głębokości akwenu, natomiast powstające fale o niskiej częstotliwości różnicowej są zdolne do penetracji dna i uzyskiwania informacji o jego strukturze. Wąska wiązka fal akustycznych umożliwia uzyskanie dużej rozdzielczości, a małe objekty mogą być wykrywane szczególnie dobrze przy skośnie skierowanej wiązce fal akustycznych. Możliwości zastosowań tego typu techniki w badaniach archeologicznych zostały przedstawione m.in. w pracy Wunderlich i in. (2005):

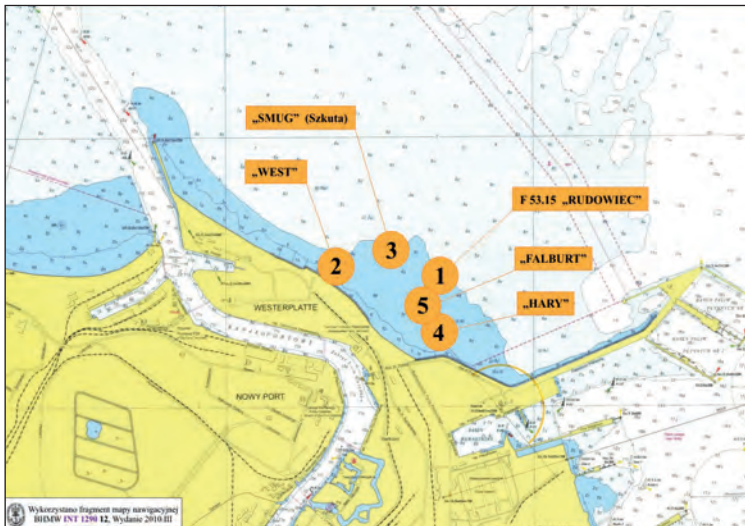
Po czwarte, innym sugerowanym rozwiązaniem, które zdaniem autora, może być bardziej skuteczne w płytkich akwenach niż techniki sejsmiczne, jest zastosowanie techniki radarowej GPR (Ground Penetrating Radar). Możliwe są tu dwa rozwiązania: a) profilowania na wodzie z wykorzystaniem georadaru umieszczonego np. na minikatamaranie; b) profilowania z powierzchni lodu.

#### 6.4. Badania echosondażowe i sejsmiczne w rejonie dawnego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej

Prace badawcze prowadzono na przedpolu dawnego portu w pobliżu Westerplatte w rejonie dawnego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej (ryc. 6.4.1). Były one jednym z etapów projektu realizowanego przez Centralne Muzeum Morskie w Gdańsku pt. „Inwentaryzacja wraków w rejonie wejścia do Portu Gdańskiego”. Ich celem było uzyskanie metodami bezinwazyjnymi informacji na temat zasięgu i głębokości zalegania w obrębie osadów pięciu wraków z XIV, XVI i XVII wieku.

W badaniach zastosowano metodę wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej. Korzystano z aparatury typu *sub-bottom profiler* Seabed Oretech 3010-MP. Urządzenie było zainstalowane na łodzi motorowej M/Y „Sztorm”. Przetwornik profilomierza umocowano na ramie przytwierdzonej do części dziobowej łodzi. Głowica przetwornika była zanurzona na głębokość 0,5 metra (ryc. 6.4.2).

W trakcie wstępnych prac przetestowano trzy dostępne w urządzeniu częstotliwości: 3,5 kHz, 5 kHz i 7 kHz. Dalsze profilowania były prowadzone z wykorzystaniem częstotliwości 5 kHz, przy następujących parametrach systemu: repetycja 10 impulsów



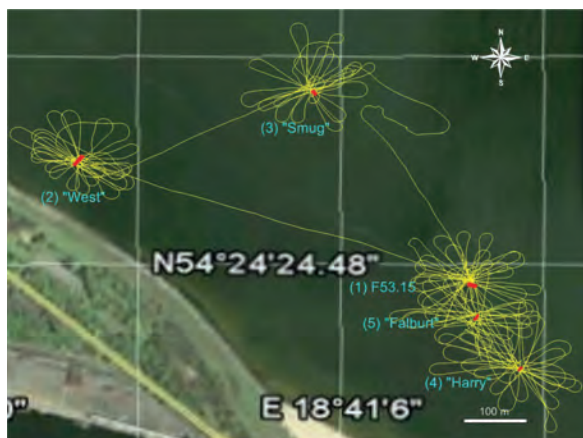
Rycina 6.4.1. Rejon badań hydroakustycznych z lokalizacją wraków (autor W. Ossowski)

Figure 6.4.1. Area of hydroacoustic surveys and location of shipwrecks (author W. Ossowski)



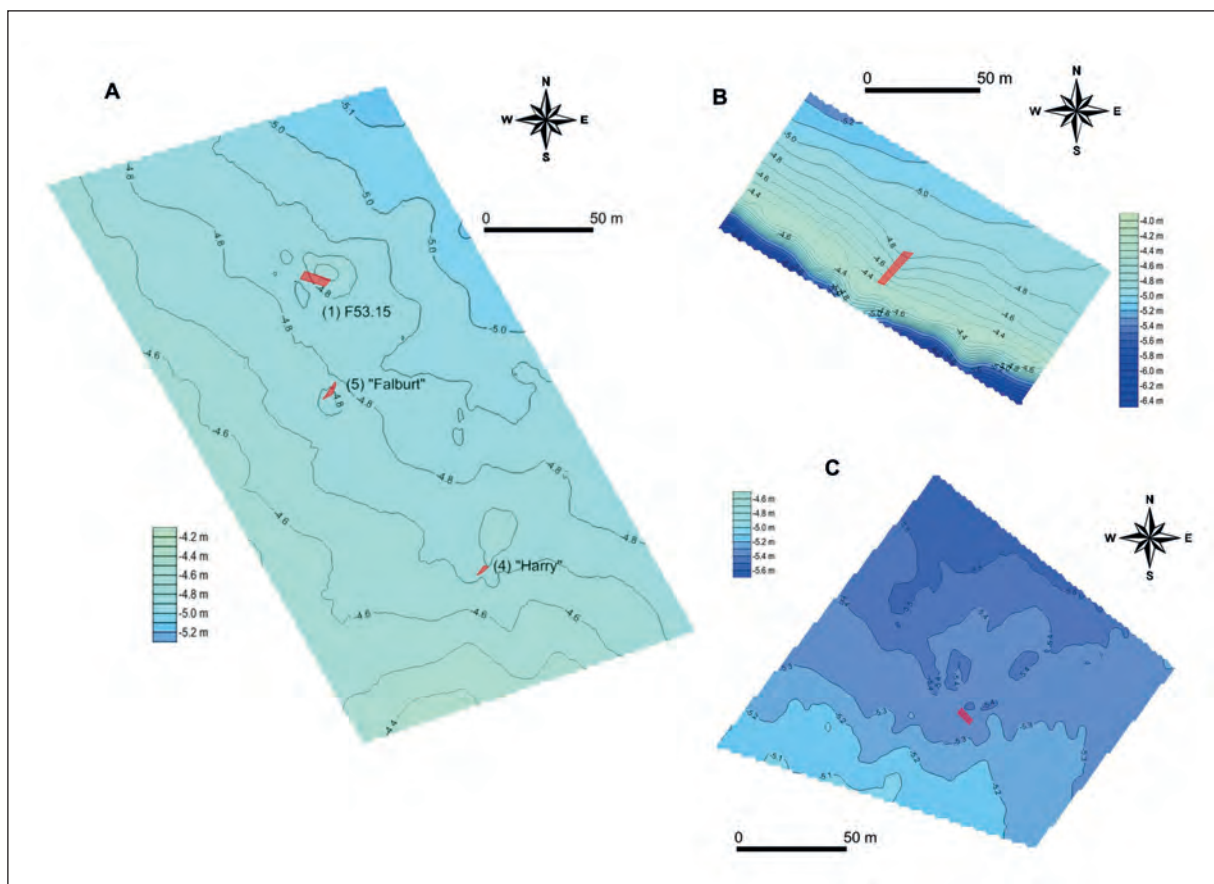
Rycina 6.4.2. Łódź motorowa wykorzystywana w trakcie profilowań sejsmoakustycznych

Figure 6.4.2. Motor boat, which was used for seismic profiling



Rycina 6.4.3. Lokalizacja profilowań RoxAnn i sejsmicznych wraz z lokalizacją wychodni wraków

Figure 6.4.3. Location map of the RoxAnn and seismic profilings together with location of protruding parts of shipwrecks



Rycina 6.4.4. Mapy batymetryczne obszarów dna z wrakami: A – nr 1 (F53.15), nr 4 (Harry), nr 5 (Falburt); B – nr 2 (West); C – nr 3 (Smug); mapa wykonana na podstawie echosondaży RoxAnn (odniesienie dla poziomu morza z 26.05.2011)

Figure 6.4.4. Bathymetric maps of the areas with location of shipwrecks: A – No. 1 (F53.15), No. 4 (Harry), No. 5 (Falburt); B – No. 2 (West); C – No. 3 (Smug); the map was made base on the RoxAnn echo sounding measurements (a reference to the sea level of 26.05.2011)

na sekundę, amplituda rejestracji sygnału  $\pm 5V$  lub  $\pm 10V$ , a czasowy zakres rejestracji 34–45 ms. Odebrane sygnały analogowe były rejestrowane w systemie cyfrowej akwizycji danych CODA DA50. Równocześnie z profilowaniami sejsmicznymi wykonano echosondaże z wykorzystaniem systemu RoxAnn Groundmaster do akustycznej klasyfikacji typu dna i rodzaju osadów.

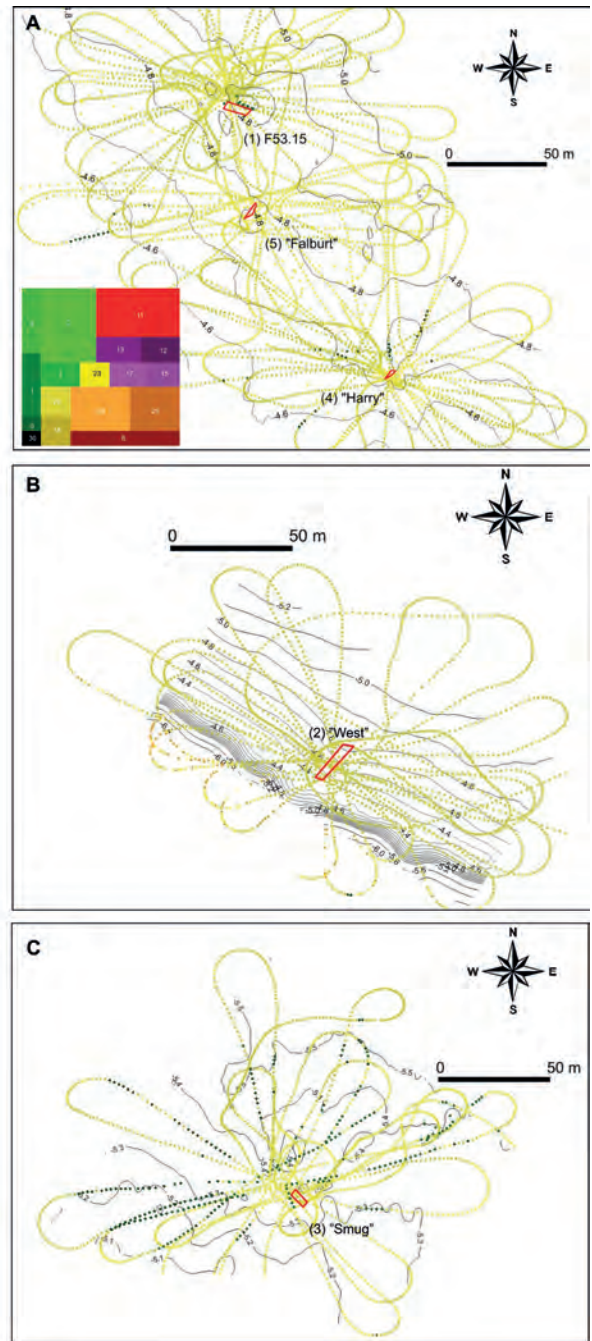
#### 6.4.1. Wyniki prac echosondażowych

Echosondaże RoxAnn wykonano w rejonie wszystkich badanych obiektów, zagęszczając je w bezpośrednim otoczeniu wraków (ryc. 6.4.3). Dzięki echosondażom uzyskano 11 920 punktów pomiarowych z informacją o głębokości oraz charakterze powierzchni dna, w tym 11 340 w bezpośrednim sąsiedztwie wraków.

Echosondaże pozwoliły na wykonanie dokładnych map batymetrycznych dla obszarów dna, w których znajdują się badane obiekty (ryc. 6.4.4). Z map wynika, że obiekt 1 (wrak F53.15) leży na głębokości 4,8 metra, obiekt 2 (wrak West) na głębokości 5,3 metra, obiekt 3 (wrak Smug) na lekko nachylonym skłonie na głębokości 4,4–4,8 metra, obiekt 4 (wrak Harry) na głębokości 4,7 metra, obiekt 5 (wrak Falburt) na głębokości 4,8 metra.

Na mapie obszaru z obiektami 1, 4 i 5 (ryc. 6.4.4A) widać, że leżące na dnie, częściowo zagrzebane w osadzie wraki powodują efekt erozji dna po stronie dobrzęgowej i efekt akumulacji po ich stronie odmorskiej. Takiego efektu nie widać w przypadku obiektów 2 i 3 (ryc. 6.4.4B i C). Co więcej, dostrzega się tam niewielką erozję dna po stronie odmorskiej wraków. Obiekt 2 (wrak West) znajduje się blisko brzegu, a układ izobat na mapie wskazuje, że leży on na grzbiecie rewy. Między rewą a linią brzegową zaznacza się wyraźne przegłębienie dna o głębokościach do 6 metrów.

W rejonie występowania obiektów 1, 4 i 5 (wraki: F53.15, Harry, Falburt) dno jest piaszczyste. W świetle rozpoznania RoxAnn są to piaski średnioziarniste [20], które pokrywają około 54% powierzchni



Rycina 6.4.5. Klasyfikacja RoxAnn powierzchni dna w rejonie występowania wraków

Figure 6.4.5. RoxAnn classification of the bottom surface in area of occurrence of shipwrecks

dna tego poligonu badawczego, oraz piaski drobnoziarniste [18] pokrywające 45% powierzchni. Około 1% powierzchni dna obszaru może być pokryty wodorostami [1] (ryc. 6.4.5A). W rejonie obiektu 2 (wrak West) dominuje piasek drobnoziarnisty [18], który pokrywa około 85% powierzchni poligonu badawczego. Dopiero nieco bliżej brzegu morskiego osady są reprezentowane przez piaski średnioziarniste [20] i gruboziarniste [23] (ryc. 6.4.5B). W rejonie występowania obiektu 3 (wrak Smug) dominują piaski średnioziarniste (około 58% powierzchni obszaru) oraz piaski drobnoziarniste [18] (30% powierzchni). Ze wskazań RoxAnn wynika, że niektóre partie dna na tym obszarze mogą być także pokryte wodorostami (ryc. 6.4.5C).

#### 6.4.2. Wyniki profilowań sejsmicznych

Profilowania sejsmiczne wykonano w tych samych miejscach co profilowania echosondażowe i skoncentrowano je w bezpośrednim sąsiedztwie pięciu obiektów (wraków) spoczywających na dnie morskim (ryc. 6.4.3). Celem tych badań było ocenienie stopnia zagrzebania wraków w osadzie, a tym samym określenie miąższości osadów pokrywających wraki.

Już wstępne informacje o typie osadów w miejscu występowania wraków, potwierdzone rezultatami rozpoznania przez system RoxAnn, wskazywały, że zadanie nie będzie łatwe. Wraki przykrywa warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych, a podstawowym materiałem budulcowym wraków jest drewno, prawdopodobnie mocno już zdegradowane. Różnice w impedancji akustycznej obu materiałów mogą być niewielkie. Ponadto osady piaszczyste dość silnie tłumią sygnały akustyczne, dlatego nie było pewności, czy w zapisie pojawią się na tyle czytelne refleksy od powierzchni wraków zagrzebanych w tych osadach, aby można było jednoznacznie określić grubość pokrywy osadowej. Obawy potwierdziły się podczas profilowań, gdyż ich rezultaty w wielu przypadkach okazały się niejednoznaczne.

#### Obiekt 1 – wrak F53.15

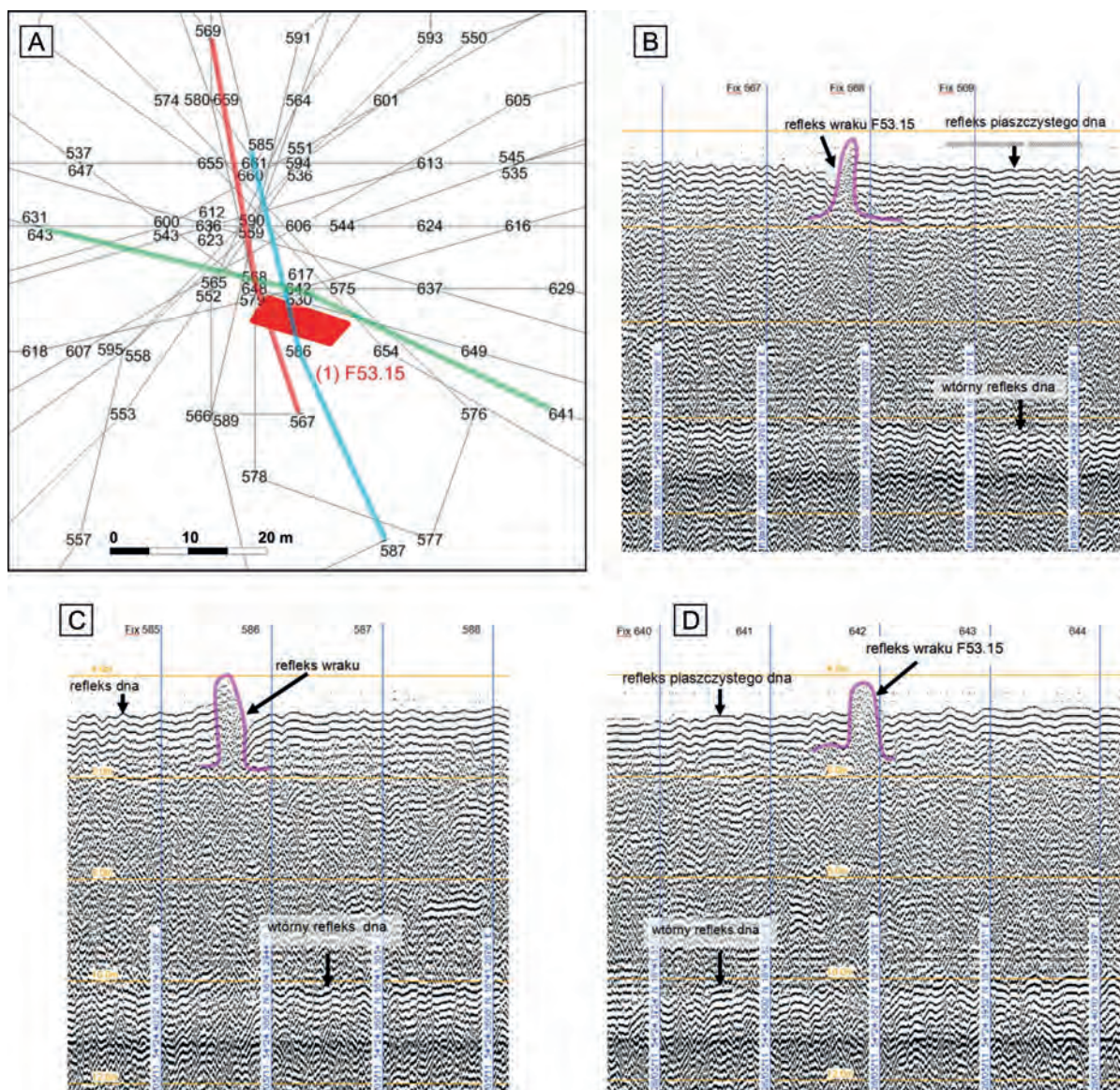
W otoczeniu obiektu wykonano wiele profilowań sejsmicznych, z których kilka przebiegało przez obszar dna bezpośrednio w miejscu spoczywania wraku. Ich lokalizację oraz przekroje sejsmiczne w bliskim sąsiedztwie wraku przedstawiono na rycinie 6.4.6.

Na wszystkich rejestracjach wyraźnie zaznaczają się refleksy od fragmentów wraku wystającego ponad powierzchnię osadów. Nie dostrzega się refleksów jednoznacznie wskazujących na te fragmenty wraku, które są pogrzebane w osadzie. Prawdopodobnie rozmiary wraku są na tyle niewielkie, że ukryte pod osadami fragmenty nie wychodzą poza zarys jego widocznej na powierzchni dna części lub wychodzą tylko w nieznacznym stopniu, aczkolwiek na seismogramach można dostrzec pewne refleksy na głębokościach między 5,6 a 6,0 metrów. Mogłoby to wskazywać, że pewne fragmenty wraku (lub jego ładunku) są przykryte warstwą osadów o miąższości 0,5–1,2 metra.

#### Obiekt 2 – wrak West

Lokalizację oraz przekroje sejsmiczne w bliskim sąsiedztwie obiektu 2 przedstawiono na rycinie 6.4.7. Wrak spoczywa w osadach piaszczystej rewy. Jego podłużna oś jest zgodna z nachyleniem powierzchni rewy. Profilowania wykonane prostopadłe do dłuższej osi wychodni wraku wydają się wskazywać, że obiekt jest częściowo zagrzebany w osadzie. Między znacznikami 452 i 453 przekroju sejsmicznego (ryc. 6.4.7.C) widać refleks wychodzący nieznacznie ponad powierzchnię osadów (głębokość 4,8 m), który schodzi do rzędnej około 6,3 metra. Z kolei na drugim przekroju między znacznikami 446 i 447 (ryc. 6.4.7.B) pojawia się refleks od wraku dopiero na głębokości około 1 metra poniżej powierzchni osadów. Wskazywałoby to, że pewne partie wraku chowają się pod warstwą osadu o miąższości 1,0–1,5 metra.



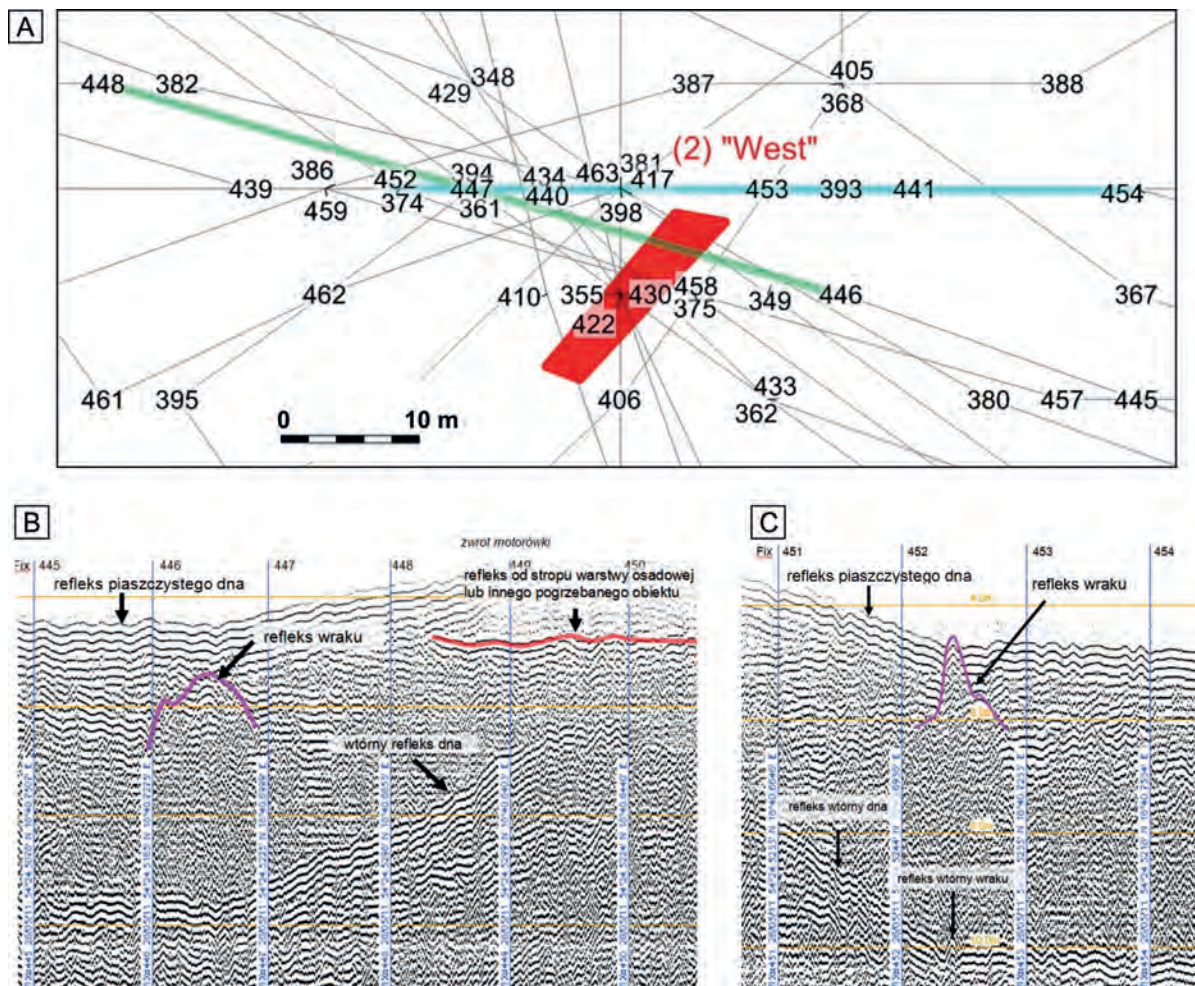


Rycina 6.4.6. A – lokalizacja profilowań sejsmicznych (z numerami znaczników) w rejonie obiektu nr 1 (F53.15); kolorowymi liniami zaznaczono profile w bezpośrednim sąsiedztwie wraków; B – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii czerwonej; C – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii niebieskiej; D – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii zielonej  
 Figure 6.4.6. A – location map of seismic profilings (with numbers of marks) in area of occurrence of object No. 1 (F53.15); color lines indicate the profiles in close vicinity of shipwreck; B – seismic cross-section along red line; C – seismic cross-section along blue line; D – seismic cross-section along green line

### Obiekt 3 – wrak Smug

W otoczeniu obiektu 3, którym jest wrak płaskodennej łodzi o długości niespełna 10 metrów, wykonano także kilkanaście profilowań sejsmicznych. Ponie-

waż obiekt jest stosunkowo niewielki, udało się znaleźć dwa profile przeciętne zarysu jego wychodni na dnie morskim. Cztery inne przebiegają w bliskiej odległości wraku. Niestety, na żadnym z przekrojów



Rycina 6.4.7. A – lokalizacja profilowań sejsmicznych (z numerami znaczników) w rejonie obiektu nr 2 (West); kolorowymi liniami zaznaczono profile biegnące w bezpośrednim sąsiedztwie wraków; B – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii zielonej; C – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii niebieskiej

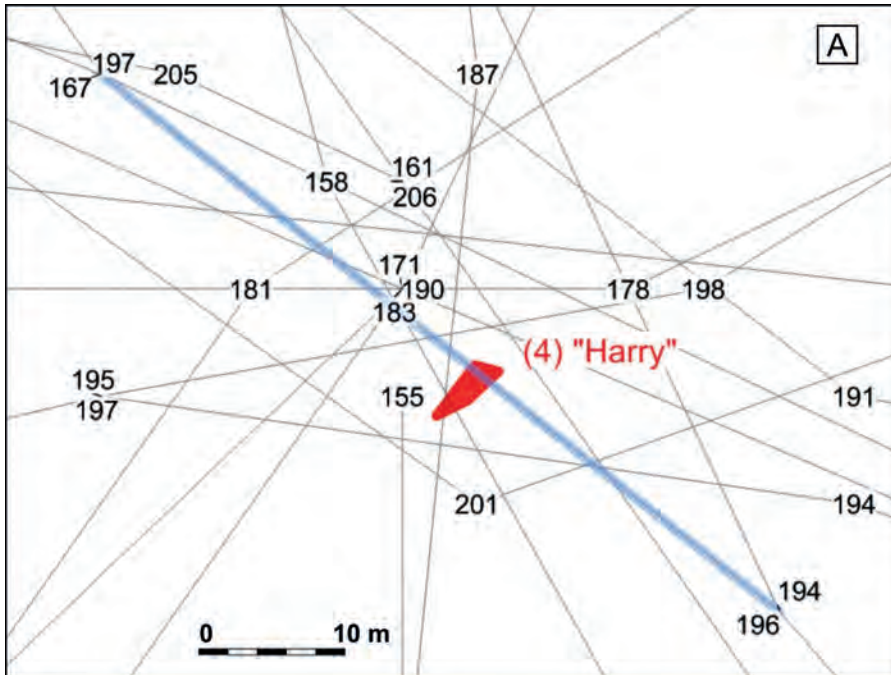
Figure 6.4.7. A – location map of seismic profilings (with numbers of marks) in area of occurrence of object No. 2 (West); color lines indicate the profiles in close vicinity of shipwreck; B – seismic cross-section along green line; C – seismic cross-section along blue line

sejsmicznych nie dostrzeżono refleksów pochodzących od tego wraku.

#### Obiekt 4 – wrak Harry

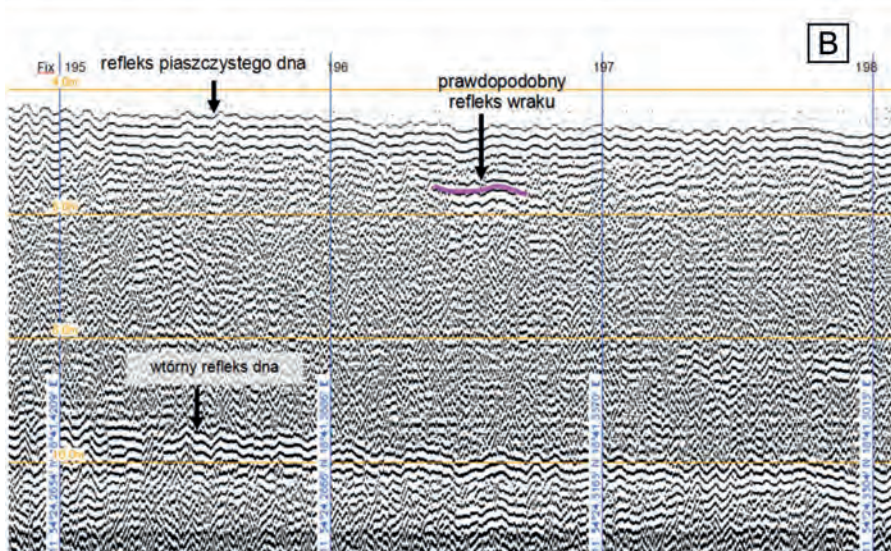
Kolejnym z badanych obiektów był najmniejszy z nich – wrak Harry. Długość wystającego z osadu fragmentu wynosi niespełna 7 metrów. W otoczeniu wraku wykonano około 30 profili sejsmicznych. Trzy z nich przecięły obszar dna w miejscu spoczy-

wania obiektu. Tylko na jednym z tych profili w zapisie sejsmicznym pojawia się refleks, który można interpretować jako refleks pochodzący od zagrzebanego w osadzie fragmentu wraku Harry (ryc. 6.4.8). Refleks znajduje się między znacznikami 196–197 na głębokości około 1 metra poniżej powierzchni dna. Na pozostałych dwóch profilach przecinających zarys wychodni wraku nie dostrzega się refleksów pochodzących od jego powierzchni. Niewyklu-



Rycina 6.4.8. A – lokalizacja profilowań sejsmicznych (z numerami znaczników) w rejonie obiektu nr 4 (Harry); niebieską linią zaznaczono profil przecinający miejsce wraku; B – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii niebieskiej

Figure 6.4.8. A – location map of seismic profilings (with numbers of object No. 3 (Harry); blue line indicate the profile crossing the shipwreck site; B – seismic cross-section along blue line

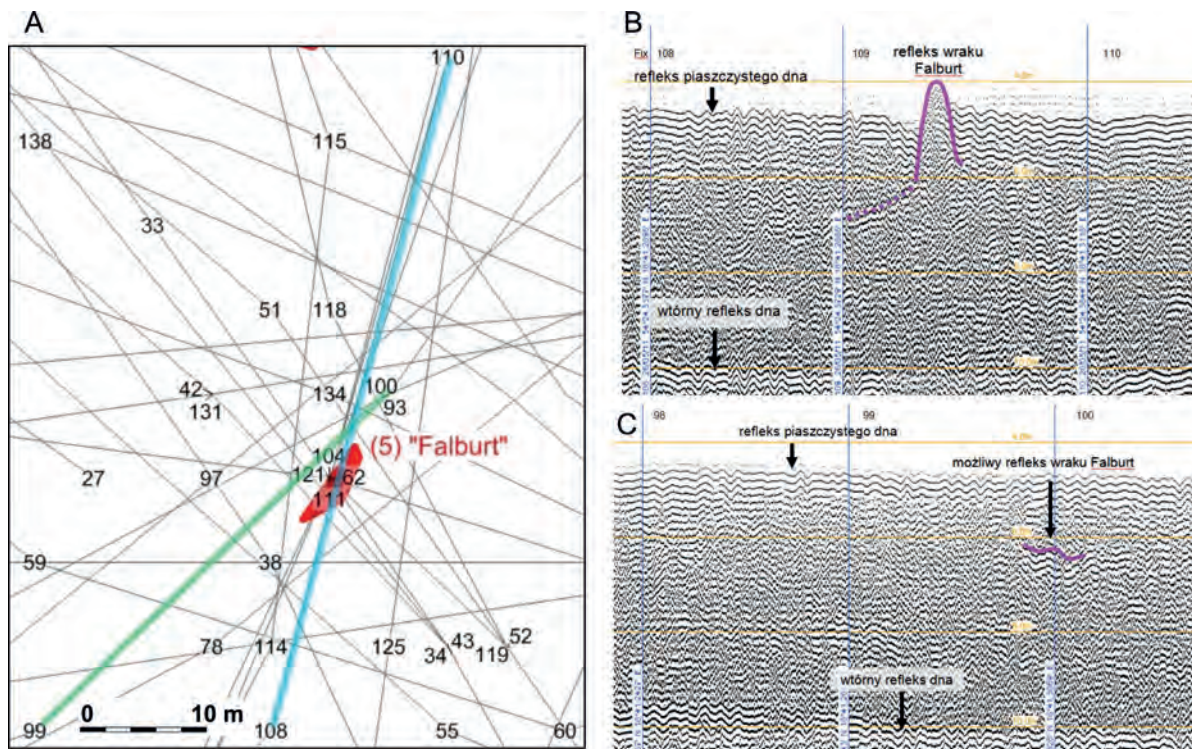


zione, że w tym przypadku przyczyną braku wyraźnych refleksów jest silne ekranowanie przez piaski, w których tkwi ten stosunkowo niewielki obiekt.

#### Obiekt 5 – wrak Falburt

Rozmiary kolejnego z badanych obiektów, którym jest wrak czternastowiecznego statku, są także sto-

sunkowo niewielkie. Według danych archeologów z CMM w Gdańsku długość widocznego na powierzchni dna wraku wynosi 11,2 metra, a szerokość 2,3 metra. W jego otoczeniu wykonano ponad 40 profilowań sejsmicznych. Ośmioma z nich udało się przeciąć powierzchniowy zarys wraku (ryc. 6.4.9A). Na sześciu przekrojach sejsmicznych, z których dwa



Rycina 6.4.9. A – lokalizacja profilowań sejsmicznych (z numerami znaczników) w rejonie obiektu nr 5 (Falburt); kolorowymi liniami zaznaczono profile w sąsiedztwie wraków; B – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii niebieskiej; C – przekrój sejsmiczny wzdłuż linii zielonej

Figure 6.4.9. A – location map of seismic profilings (with numbers of marks) in area of occurrence of object No 5 (Falburt); color lines indicate the profiles in close vicinity of shipwreck; B – seismic cross-section along blue line; C – seismic cross-section along green line

przedstawiono na rycinie 6.4.9B i C, widoczne są refleksy od fragmentu wraku wystającego ponad powierzchnię osadów. Dostrzega się również refleksy od tych powierzchni fragmentów wraku, które są zagrzebane w osadzie. Refleksy mają podobny przebieg w różnych profilach i są dość rozległe. Może to wskazywać, że pochodzą od ułożonej skośnie w osadzie powierzchni dna kadłuba. Powierzchnia ta jest nachylona w kierunku północno-wschodnim. Z sejsmogramu wynika, że jej dolna krawędź schodzi 2 metry poniżej powierzchni dna.

#### Uwagi końcowe

Rezultaty profilowań sejsmicznych, które zostały przeprowadzone w bezpośrednim sąsiedztwie pię-

ciu wraków spoczywających na dnie Zatoki Gdańskiej w rejonie Westerplatte, nie są zapewne w pełni satysfakcjonujące z punktu widzenia oczekiwania archeologów. Z kilku powodów nie było możliwe jednoznaczne określenie głębokości pogrzebienia niewidocznych na powierzchni fragmentów wraków.

Przed wszystkim wraki są zagrzebane w osadach tylko częściowo. Duże ich fragmenty spoczywają na powierzchni dna. Przepluwając w trakcie profilowań nad wrakami, uzyskano przede wszystkim refleksy sejsmiczne od tych fragmentów, które wystają ponad powierzchnię dna. Refleksy, które mogłyby pochodzić od fragmentów wraków zagrzebanych w osadzie, są najprawdopodobniej maskowane przez refleksy pochodzące od fragmentów wra-

ków znajdujących się na powierzchni dna. Dlatego pewne informacje o stopniu przykrycia wraków osadem można było uzyskać jedynie w przypadku, gdy profil przebiegał bardzo blisko wychodni wraków, ale ich nie przecinał. Ze względu na stosunkowo nieduże rozmiary badanych obiektów było to niezwykle trudne. Poza tym nawet gdy udało się uzyskać taki przebieg profilu, zapis sejsmiczny nie zawsze był jednoznaczny.

Przyczyn takiego stanu rzeczy należy upatrywać m.in. w tym, że wraki zagrzebane są w średnio- i drobnoziarnistych piaskach. Różnica w „twardości akustycznej” (impedancji) pomiędzy takimi osadami a drewnianym materiałem budulcowym wraków, prawdopodobnie mocno już zdegradowanym, jest przypuszczalnie zbyt mała, aby mogło to skutkować pojawieniem się wyraźnych refleksów akustycznych. Gdyby wraki były pogrzebane w osadach mułowych, rezultat byłby bez wątpienia dużo lepszy.

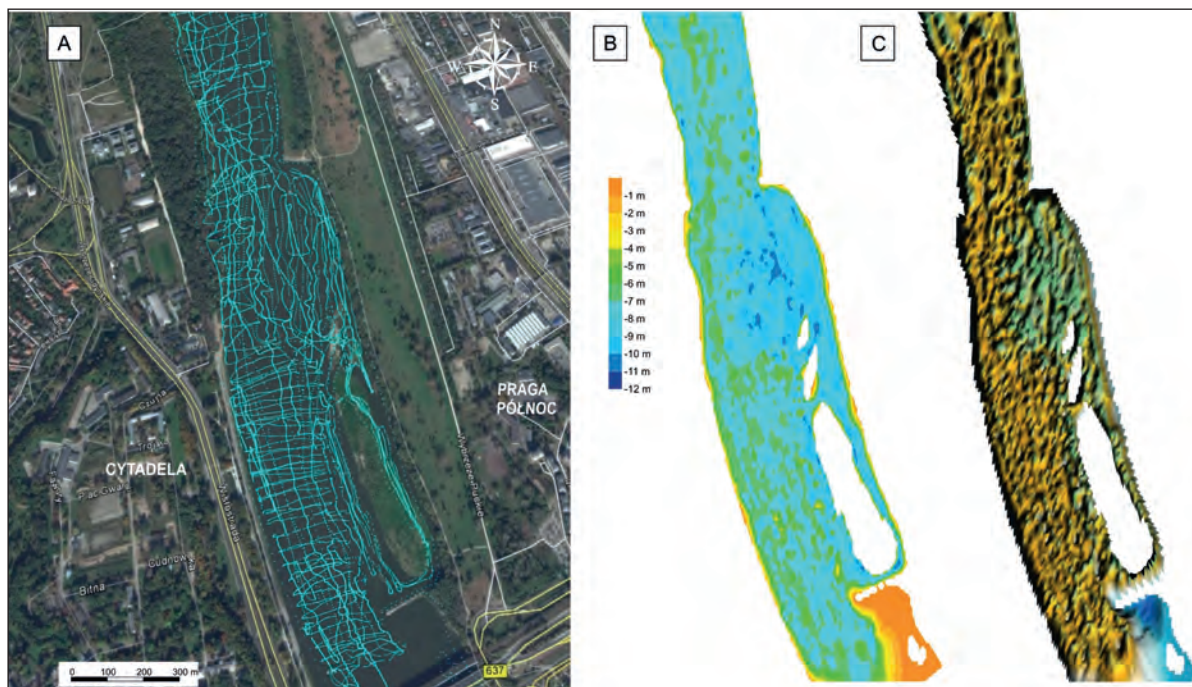
Poza tym należy mieć na uwadze fakt, że obszar dna, na którym znajdują się wraki, jest elementem delty Wisły – formy akumulacyjnej powstającej przez gromadzenie się piaszczystych osadów nanoszonych przez rzekę. Mechanizm powstawania takiej formy powoduje, że charakteryzuje się ona obecnością wielu zróżnicowanych litologicznie warstw tworzących się w różnych fazach rozwojowych. Przede wszystkim mogą się różnić uziarnieniem osadów, które wpływa na ich gęstość objętościową, a tym samym na właściwości geoakustyczne osadu. Dzięki temu powierzchnie graniczne pomiędzy takim warstwami mogą być dobrymi reflektorami dla fal akustycznych. Refleksy od tych powierzchni mogą utrudniać poszukiwania refleksów pochodzących od stosunkowo niewielkich obiektów, jakimi były badane wraki. Ponieważ wraki spoczywają w obszarze płytkowodnym, być może lepsze rezultaty można by uzyskać przy zastosowaniu profilowań georadarowych, w których wykorzystuje się jako nośnik informacji nie fale akustyczne, lecz fale elektromagnetyczne.

## 6.5. Badania hydroakustyczne dna Wisły w poszukiwaniu zatopionych artefaktów

Badania hydroakustyczne dna Wisły zostały przeprowadzone w ramach projektu „Wisła 1655–1906–2009 – Interdyscyplinarne badania dna rzeki”, kierowanego przez dr. Huberta Kowalskiego z Instytutu Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego. Celem projektu było zlokalizowanie i wydobywanie zabytków pochodzących z rezydencji królewskich siedemnastowiecznej Warszawy, którymi były różnego rodzaju marmurowe elementy dekoracji rzeźbiarskiej i architektonicznej. Zostały utopione w Wiśle w trakcie wywożenia ich na barkach przez szwedzkiego okupanta (Jamkowski 2009, 2011; Rogozińska 2011; Kowalski 2012).

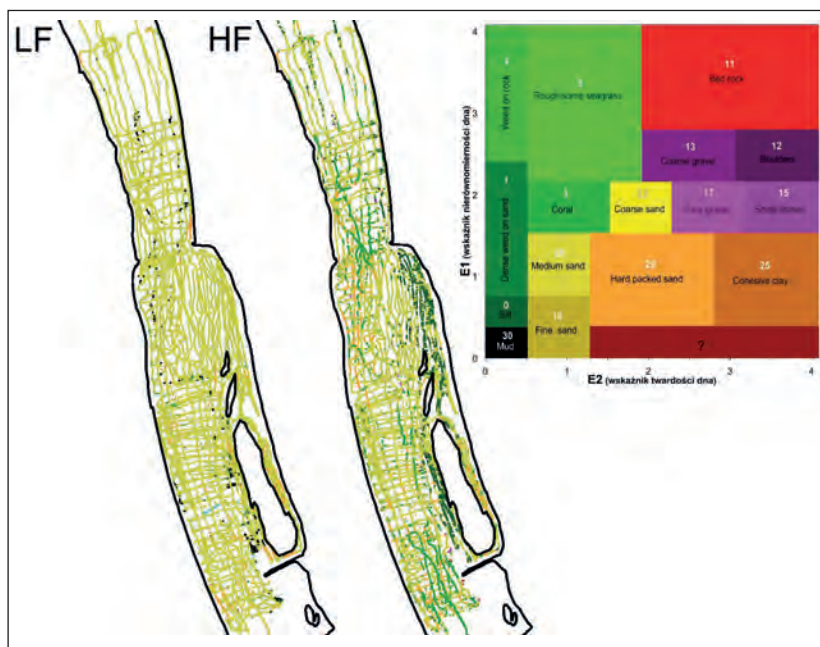
Po przeprowadzeniu przez dr. Huberta Kowalskiego kwerend w stołecznych archiwach i bibliotekach oraz przeanalizowaniu przez dr. Piotra Kuźniara z Politechniki Warszawskiej map obrazujących zmiany przebiegu koryta rzeki w ciągu ostatniego wieku wytypowany został obszar dna do szczegółowego zbadania. Obejmował on całe koryto Wisły pomiędzy mostem Gdańskim a mostem Generała Grota-Roweckiego. Na tym obszarze w 2010 roku przeprowadzono profilowania z wykorzystaniem systemu RoxAnn oraz systemu wysokorozdzielczej sejsmiki. Objęły one obszar około 68 hektarów. Profilowania zostały wykonane 26–28 czerwca 2009 roku przy bardzo wysokim poziomie wody w rzece. Z punktu widzenia zastosowanych metod hydroakustycznych było to bardzo korzystne, gdyż dokonano profilowań w miejscach, które przy niższym stanie wody byłyby niedostępne do tego typu badań. Dotyczy to zarówno strefy brzegowej, jak i śródkorytowych łąch. Z drugiej strony wysoki, powodziowy stan rzeki wpływał niekorzystnie na przezroczystość wody, co praktycznie uniemożliwiało przeprowadzenie skutecznych obserwacji przez nurków.

Zagęszczenie linii profilowych było na tyle duże, że na podstawie danych echosondażowych udało się zobrazować zróżnicowanie dna na badanym obsza-



Rycina 6.5.1. Obszar koryta Wisły w rejonie Warszawy, w którym były prowadzone badania: A – lokalizacja profilowań echosondażowych i sejsmicznych (niebieskie linie); B – mapa batymetryczna powstała na podstawie danych echosondażowych; C – cieniowany relief dna rzeki

Figure 6.5.1. The bottom area of the Vistula River, which have been surveyed: A – location map of echosounding and high-resolution seismic profiling (blue lines); B – bathymetric map based on echosounding data; C – shaded relief of the river bottom



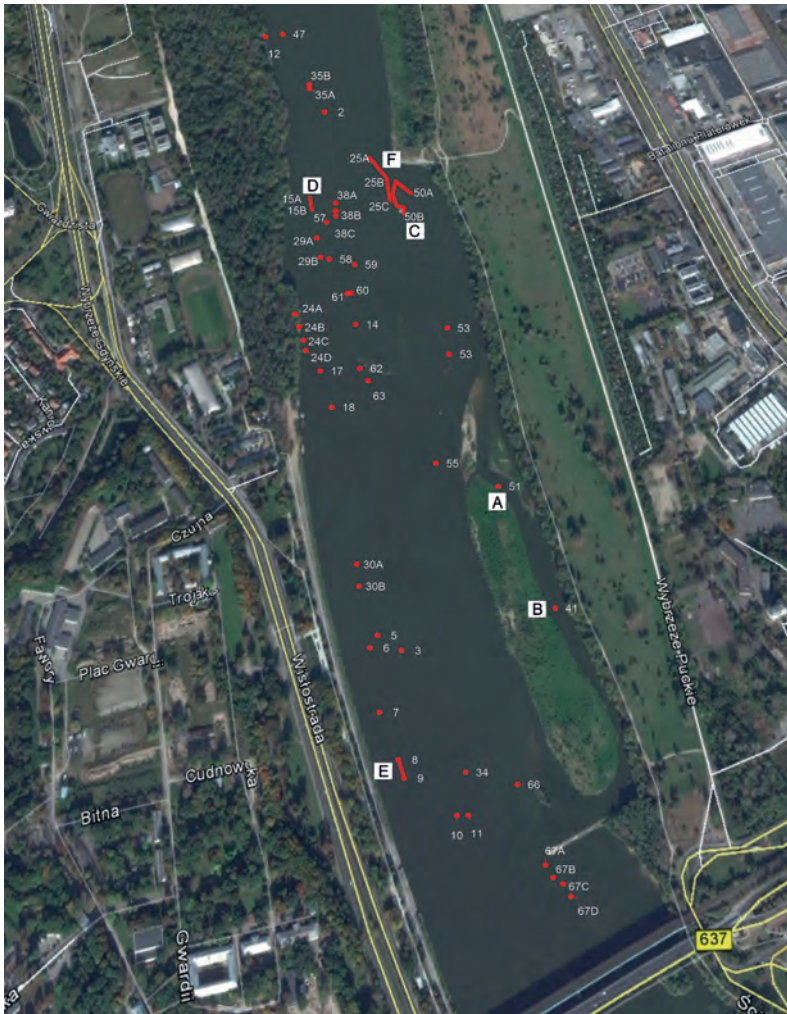
Rycina 6.5.2. Wynik klasyfikacji osadów dennych koryta Wisły przez system RoxAnn: LF = niska częstotliwość (28 kHz); HF = wysoka częstotliwość (200 kHz); numery pól oznaczają: 0 – mułki; 1 – roślinność podwodna na piaskach; 3 – korale; 4 – roślinność podwodna na skale; 5 – wodorosty; 6 – niezdefiniowane; 11 – dno skaliste; 12 – głazy; 13 – żwir gruboziarnisty; 15 – małe kamyczki; 17 – żwir drobnoziarnisty; 18 – piasek drobnoziarnisty; 20 – piasek średnioziarnisty; 23 – piasek gruboziarnisty; 25 – spoiście ility/gliny; 29 – mocno upakowany piasek; 30 – osad mułkowo-ilty/organiczny

Figure 6.5.2. The result of classification of bottom sediments of the Vistula River by use of RoxAnn system: LF = low frequency (28 kHz); HF = high frequency (200 kHz); field numbers represent: 0 – silt; 1 – dense weed on sand; – coral; 4 – weed on rock; 5 – rough/some seagrass; 6 – unnamed; 11 – bed rock; 12 – boulders; 13 – coarse gravel; 15 – small stones; 17 – fine gravel; 18 – fine sand; 20 – medium sand; 23 – coarse sand; 25 – cohesive clay; 29 – hard packed sand; 30 – mud

rze koryta rzecznego. Skonstruowano zarówno klasyczną mapę batymetryczną, jak i cieniową mapę obrazującą zmiany rzeźby dna rzeki (ryc. 6.5.1). Przy konstruowaniu map uwzględniono różnice poziomu wody w kolejnych dniach profilowań.

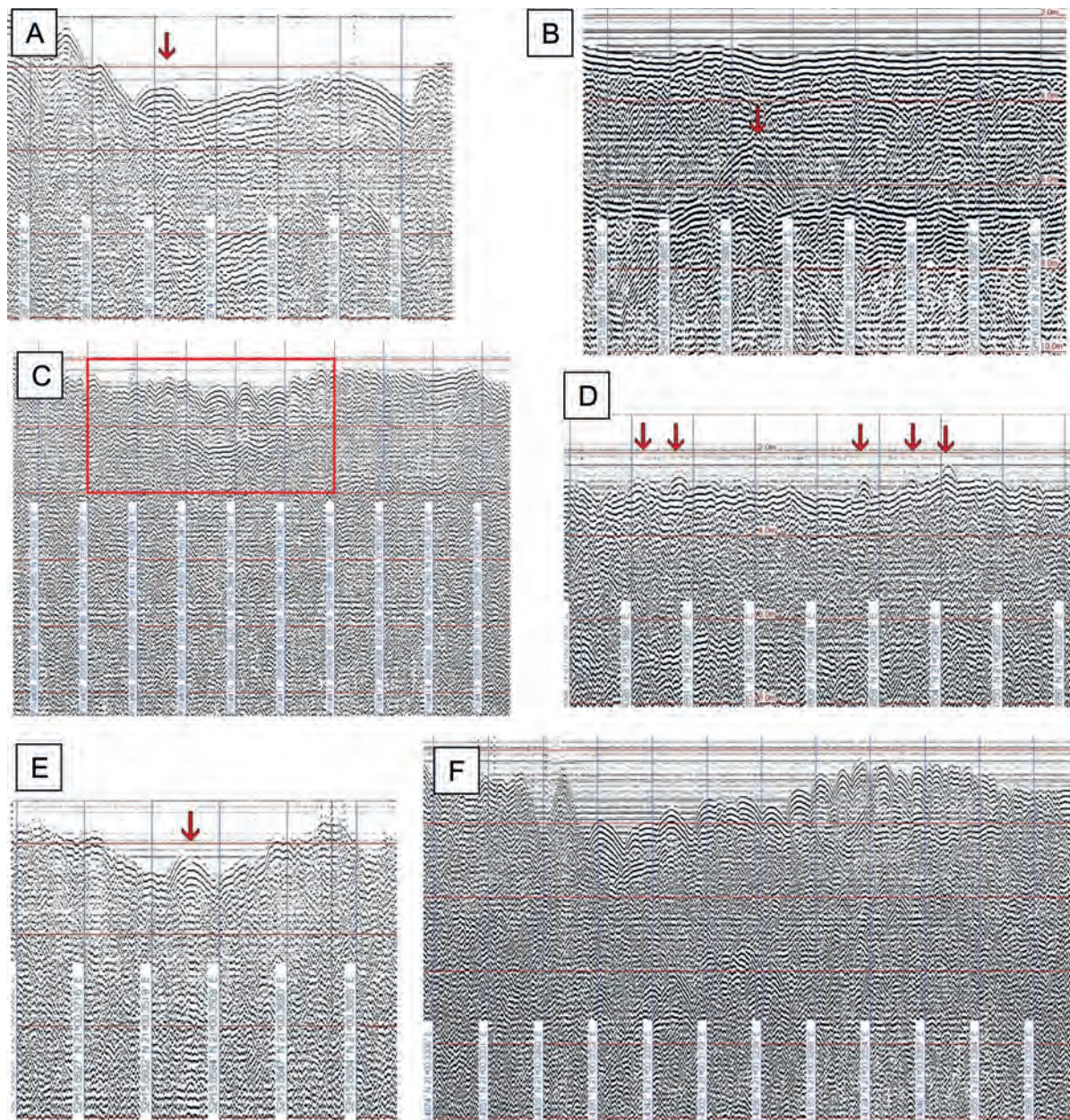
Z map wynika, że głębokość koryta rzecznego na badanym obszarze zmienia się zwykle w przedziale od 4 do 9 metrów, lokalnie dochodząc do 11 metrów, przy czym największe deniwelacje dna obserwujemy w środkowej części obszaru. Rezultaty rozpoznania rodzaju dna przez system RoxAnn pokazują, że dno rzeki na tym obszarze pokrywają przede wszystkim piaski średnioziarniste (ryc. 6.5.2).

Podstawowym celem prowadzonych badań hydroakustycznych było zlokalizowanie na dnie rzeki wszystkich miejsc, w których potencjalnie mogły spoczywać szukane fragmenty zabytków architektonicznych. Zadanie nie było łatwe z kilku powodów. Przede wszystkim nie było wiadomo, czy te fragmenty spoczywają bezpośrednio na powierzchni dna, czy są ukryte pod warstwą osadów piaszczystych. Poza tym szukanymi obiektami były fragmenty kamienne, przede wszystkim marmurowe. W obrazie akustycznym takie artefakty trudno odróżnić od obiektów naturalnych, np. głazów, które również mogły znajdować się na dnie rzeki. Dlatego wnikliwa analiza



Rycina 6.5.3. Wyznaczone na podstawie profilowań sejsmicznych potencjalne miejsca występowania artefaktów na dnie Wisły, zaznaczone na czerwono wraz z numerami obiektów (literami zaznaczono lokalizację wybranych fragmentów rejestracji sejsmicznych przedstawionych na ryc. 6.5.4)

Figure 6.5.3. Possible locations of artifacts at the bottom of the Vistula River based on seismic profiling, marked in red with object number (letters indicate the location of selected seismic profiles, which are shown in Figure 6.5.4)



Rycina 6.5.4. Refleksy sejsmiczne wskazujące na obecność obiektów spoczywających na dnie lub pogrzebanych w osadzie: A – obiekt 51; B – obiekt 41; C – obiekt 50; D – obiekt 15; E – obiekt 8; F – obiekt 25 (lokalizację pokazano na ryc. 6.5.3)

Figure 6.5.4. Seismic reflectors that point to objects on the bottom or buried in sediment: A – object 51; B – object 41; C – objects 50; D – objects 15; E – the object 8; F – objects 25 (location is shown in Figure 6.5.3)





Rycina 6.5.5. Obrazy sonarowe z widocznymi artefaktami na dnie Wisły  
Figure 6.5.5. Sonar images with visible artifacts at the bottom of the Vistula River

wyników profilowań zarówno RoxAnn, jak i profilowań sejsmicznych polegała na wyróżnieniu na dnie rzeki wszystkich obiektów, które dawały nietypowe refleksy akustyczne. Wszystkie takie miejsca wymagały późniejszej weryfikacji przez nurków.

Na rycinie 6.5.3 przedstawiono lokalizację wszystkich miejsc, w których zarejestrowano refleksy pochodzące od pojedynczych obiektów spoczywających na dnie lub zagrzebanych w osadzie. Natomiast na rycinie 6.5.4 przedstawiono zapisy sejsmiczne z kilku takich miejsc. Dwa pierwsze (A i B) pokazują hiperboliczne refleksy pochodzące od pojedynczych obiektów znajdujących się po wschodniej stronie wyspy (obiekty 51 i 41). W pierwszym przypadku refleks pochodzi od obiektu leżącego na dnie, a w drugim od obiektu przysypanego warstwą osadu o miąższości około 2 metrów. Zapisy sejsmiczne z trzech innych miejsc ujawniają refleksy od kilku obiektów znajdujących się na dnie blisko siebie (ryc. 6.5.4C, D, F).

Jak wcześniej zaznaczono, takie hiperboliczne refleksy nie pozwalają na jednoznaczne określenie rodzaju obiektów, które je wywołały. Mogą one pochodzić zarówno od naturalnych, jak i antropogenicznych obiektów znajdujących się na dnie. Miejsca,

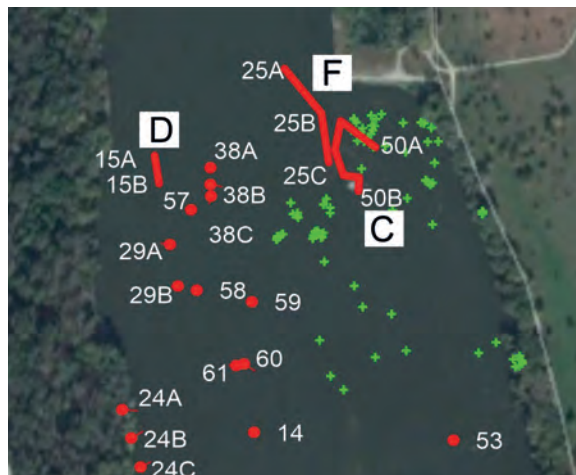
w których takie refleksy zostały zarejestrowane, wymagały bezpośredniego zweryfikowania przez nurków. Bardzo zła przezroczystość wody w Wiśle przy bardzo wysokim stanie wody w sezonie, podczas którego profilowania były wykonywane, taką weryfikację uniemożliwiła. Pewne dodatkowe informacje otrzymano natomiast dzięki badaniom sonarowym, które zostały przeprowadzone przy współpracy z Komisarzatem Rzecznym Policji w Warszawie, z wykorzystaniem sonaru należącego do Komendy Miejskiej Państwowej Straży Pożarnej m.st. Warszawy. Analiza otrzymanych sonogramów ujawniła obecność na dnie kilku obiektów. Ich sonarowy obraz pozwalał przypuszczać, że niektóre z nich mogą być poszukiwanymi artefaktami (ryc. 6.5.5).

Pełna weryfikacja wszystkich badań zdalnych była możliwa dopiero w 2011 roku. Przeszukując płycizny przy bardzo niskim stanie wody, nurkowie natknęli się na kilkadziesiąt fragmentów zabytków z marmuru i alabastru: kamienne łuki, futryny, parapety, nadproża, posadzki, płaskorzeźby i ozdobne dekoracje (Kowalski 2012). Obszar, w którym zostały znalezione fragmenty zabytków architektonicznych, przedstawiono na rycinie 6.5.6. Na czerwono zaznaczono miejsca wytypowane na podstawie profilowań sejs-

smicznych, na zielono – miejsca, w których zostały znalezione fragmenty zabytków architektonicznych.

Rok później poziom wody Wisły obniżył się do stanu niespotykanego od czasów, gdy zapisuje się jej poziom, czyli od około dwustu lat. Proces erozji dna w połączeniu z niskim stanem wody stworzył warunki sprzyjające pracy archeologów. Zabytki, które w czasie pomiarów hydroakustycznych leżały 3–5 metrów pod wodą, w niektórych miejscach wystawały ponad lustro wody. Udało się wydobyć z dna Wisły rzeźby i detale architektoniczne oraz militaria z połowy XVII wieku (Kowalski i in. 2013). Znalaziono fragmenty drewnianego wraku, być może barki, którą próbowano wywieźć z Polski zabytki. Około stu metrów od szczątków wraku, na płycznach natknięto się na „ławicę” marmurowych fragmentów: kawałki elewacji, arkady ogrodowej, podłóg i parapetów oraz siedmiusetkilogramowe zdobione nadproże, pomiędzy którymi były rozsypane kule armatnie. W pobliżu znaleziono też dwumetrowe kartusze herbowe, elementy balustrady, konsolę zwieńczającą kolumnę, rzeźbione marmurowe

wsporniki do ław ogrodowych, fragmenty schodów (Jamkowski 2012).



Rycina 6.5.6. Miejsca na dnie Wisły, gdzie zostały znalezione fragmenty zabytków architektonicznych (zaznaczone na zielono, na czerwono zaznaczono miejsca wytypowane na podstawie profilowań sejsmicznych)

Figure 6.5.6. Sites on the Vistula River bottom with architectural finds (green circles, red dots indicate the sites which have been pointed out on the basis of seismic profiling)

# 7. MOŻLIWOŚCI, KORZYŚCI I OGRANICZENIA W STOSOWANIU METOD HYDROAKUSTYCZNYCH W GEOLOGICZNYCH BADANIACH AKWENÓW

Jak każda z metod, również metody hydroakustyczne oprócz zalet i korzyści, jakie można dzięki nim uzyskać, mają słabe strony. W tym podsumującym rozdziale przedstawione zostaną zarówno plusy, jak i minusy różnego rodzaju metod hydroakustycznych. Choć autor koncentruje się na ocenie tych metod, których użyteczność miał okazję sprawdzić w swoich badaniach, zawarł tu także pewne informacje uzupełniające, wskazujące na dodatkowe możliwości wykorzystania metod hydroakustycznych. Oprócz uwag na temat prac echosondażowych, sonarowych czy sejsmicznych przedstawił także podstawowe informacje na temat stratygrafii sejsmicznej i stratygrafii sekwencyjnej, dwóch metod badań geologicznych, dla których profilowania sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości stanowią podstawowe narzędzie do pozyskiwania danych. Na zakończenie tytułem podsumowania autor proponuje tym wszystkim, którzy planują zastosowanie metod hydroakustycznych w swoich badaniach akwenów śródlądowych, rozważenie kilku praktycznych wskazówek.

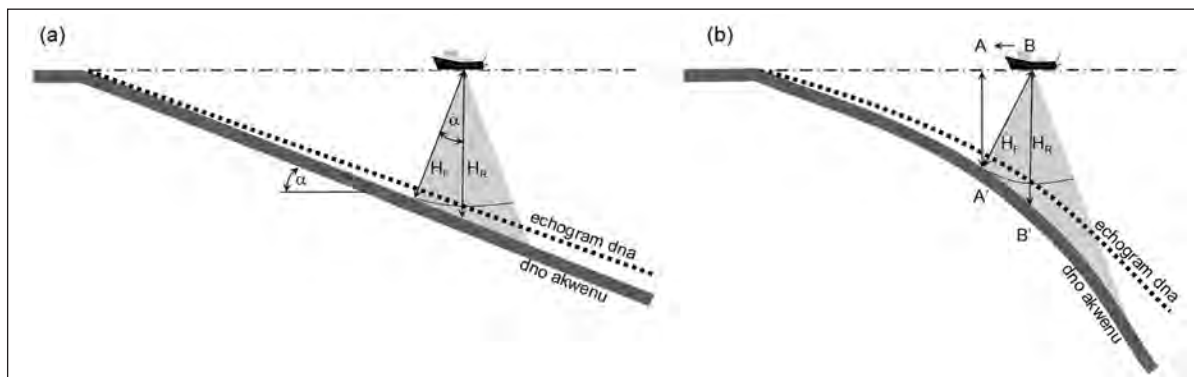
## 7.1. Uwagi ogólne odnoszące się do prac echosondażowych

Badając akweny śródlądowe za pomocą najprostszyc urządzeń hydroakustycznych, jakimi są echosondy jednowiązkowe, można uzyskać informacje nie tylko o głębokości badanego akwenu, lecz także zmienności w jego ukształtowaniu. Ze względu na zwykle niewielkie głębokości takich akwenów można stosować echosondy emitujące sygnały akustyczne o wysokiej częstotliwości (np. 200 kHz). Pozwala to na uzyskanie bardzo dużej dokładności pomiaru, rzędu nawet kilku centymetrów. Oczywiście ta

dokładność jest uzależniona od wielu innych czynników, jak np. szerokość wiązki fal akustycznych, gęstość wody, rodzaj dna oraz warunki pogodowe (wielkość falowania). Generalnie im bardziej wąska wiązka fal akustycznych, tym dokładniejszy jest pomiar, co wiąże się z kierunkową charakterystyką samego przetwornika. Poza tym uzyskiwana rozdzielczość zależy w dużej mierze od długości impulsu akustycznego.

Niedokładność wskazań echosondy może wynikać z błędnego pomiaru czasu propagacji sygnału akustycznego przez aparaturę oraz odchylenia wiązki akustycznej spowodowane podłużnymi i poprzecznymi przechyłami jednostki pływającej związanymi z falowaniem. Przy dużych przechyłach obliczenia drogi, jaką pokonują poszczególne sygnały akustyczne, mogą być obciążone bardzo dużym błędem. Nie jest wtedy mierzona najkrótsza droga pomiędzy dnem akwenu a przetwornikiem, lecz droga zgodna z osią wiązki fal akustycznych odchylanej w wyniku przechyłów jednostki pływającej. Wtedy, nawet gdy powierzchnia dna jest idealnie płaska, na ekranie echosondy obserwuje się efekt „falującego echa”. Dla skorygowania błędnych pomiarów wynikających z ruchów przetwornika wywołanych falowaniem konieczne jest zastosowanie dodatkowego urządzenia, jakim jest kompensator falowania.

Przy interpretacji echogramów zawsze należy mieć na uwadze, że pionowa skala jest tak naprawdę skalą czasową, dlatego echo nie odzwierciedla rzeczywistej geometrii dna. Wynika to z faktu, że dno jest insonifikowane nie pojedynczym promieniem, lecz wiązką promieni rozchodzących się pod różnym kątem. W konsekwencji najwcześniej jest odbierane echo od tego promienia wiązki, który pierwszy dotrze do powierzchni dna. Tak więc jeśli dno jest płą-



Rycina 7.1. Różnice pomiędzy rzeczywistym profilem dna a jego echogramem: A – dno płaskie nachylone pod stałym kątem  $\alpha$ ; B – dno wypukłe o zmiennym kącie nachylenia; HR – głębokość rzeczywista; HF – głębokość fałszywa

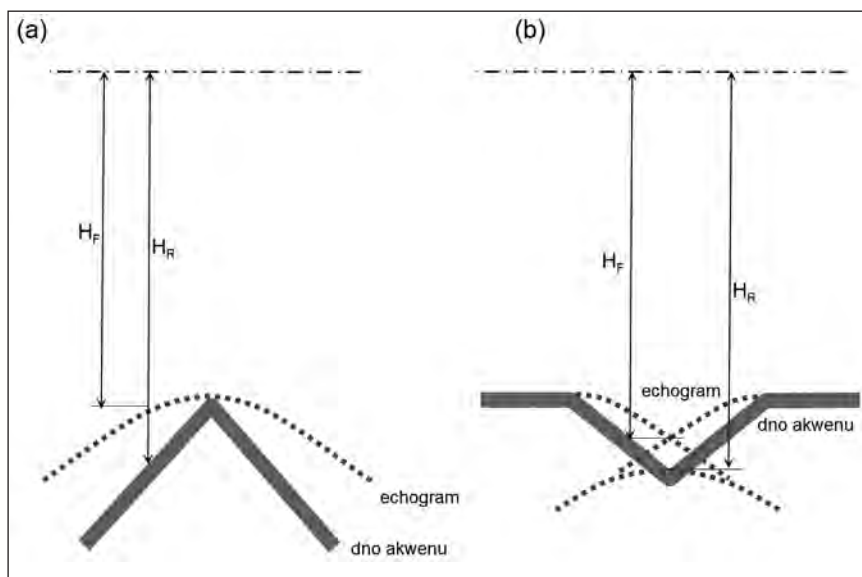
Figure 7.1. Difference between the real bottom profile and its echogram: A – flat bottom which is inclined at constant angle  $\alpha$ ; B – curved bottom which has a variable angle of inclination; HR – real depth; HF – false depth

skie i równoległe do lustra wody, to najwcześniej dotrze do dna promień biegnący wzdłuż osi wiązki fal akustycznych. Wtedy wskazana głębokość będzie odpowiadać rzeczywistej głębokości. Lecz jeśli płaska powierzchnia dna jest nachylona, to pomierzona głębokość będzie odbiegała od rzeczywistej. Tym większa będzie różnica, im większe jest nachylenie powierzchni dna. W przypadku nachylonej powierzchni dna najkrótszą drogę pokonuje promień prostopadły do tej powierzchni. Gdy jednostka pływająca będzie się przemieszczać wzdłuż pochyłości dna (ryc. 7.1A), za każdym razem echosonda będzie wskazywać fałszywą głębokość  $H_F$ , a nie głębokość rzeczywistą  $H_R$ , którą jest pionowa odległość pomiędzy przetwornikiem echosondy a dnem. Im większa będzie głębokość sondowania, tym większa będzie różnica pomiędzy  $H_R$  i  $H_F$ . W rezultacie otrzymamy echogram, którego kąt nachylenia będzie inny niż rzeczywiste nachylenie dna.

Płaskie dno występuje rzadko, najczęściej mamy do czynienia z dnem o nierównej powierzchni, z wyraźnie zaznaczającymi się wypukłościami lub wklęsłościami. Kiedy badany fragment dna jest wypukły (ryc. 7.1B), przy jednostce pływającej przemieszczającej się od punktu B w kierunku punktu A już w punkcie B pojawi się echo od dna w punkcie A,

jako że odcinek B–A' odpowiada najkrótszej drodze promienia wiązki fal akustycznych. Tak więc informację o rzeczywistej głębokości w punkcie A otrzymujemy już w punkcie B, a nie dopiero nad punktem A'. W rezultacie kształt otrzymanego echogramu dna wypukłego będzie odbiegał znacznie od jego rzeczywistej morfologii.

Szczególnie duże różnice pomiędzy kształtem echa a morfologią dna powstają, gdy zmiany głębokości następują gwałtownie. Z taką sytuacją możemy mieć do czynienia na przykład wówczas, gdy w miejscu wykonywania echosondażu pojawi się strome wzniesienie w kształcie stożka (ryc. 7.2A). Głębokość zmierzona  $H_F$  będzie równa rzeczywistej  $H_R$  tylko wtedy, kiedy przetwornik echosondy, a tym samym oś wiązki fal akustycznych, znajduje się bezpośrednio nad wierzchołkiem wzniesienia. Im bardziej oś wiązki będzie oddalona od tego wierzchołka, tym większa będzie różnica pomiędzy głębokością rzeczywistą a zmierzoną. Kształt echa, przyjmując postać hiperboli, odbiega wyraźnie od morfologii dna. Również gdy echosondaż wykonujemy nad stożkowym zagłębieniem dna, kształt echa nie odzwierciedla rzeczywistego profilu dna. W rezultacie ewentualnych dodatkowych odbić kształt echa może być jeszcze bardziej skomplikowany (ryc. 7.2B).



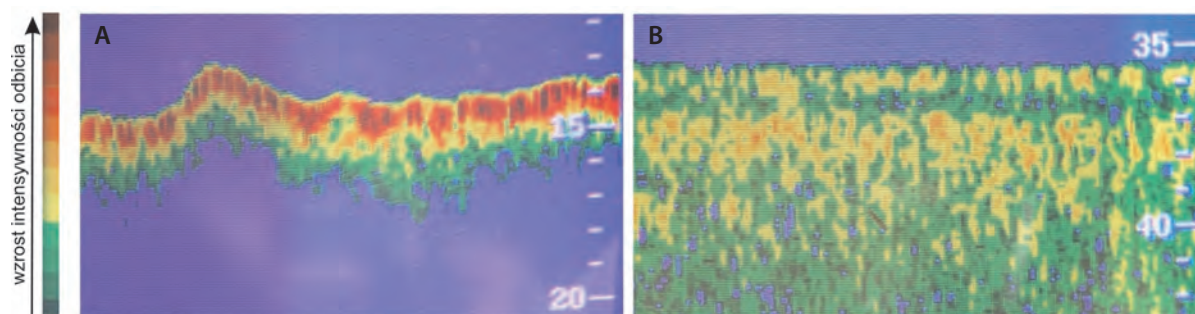
Rycina 7.2. Wpływ ukształtowania dna na wygląd echogramu: A – stożkowe wyniesienie dna; B – stożkowe zagłębienie dna; HR – głębokość rzeczywista; HF – głębokość fałszywa

Figure 7.2. An influence of the bottom morphology on features of echogram: A – conical elevation of the bottom; B – conical hollow in the bottom; HR – real depth; HF – false depth

Wygląd echa dostarcza informacji nie tylko o morfologii dna. Pewne charakterystyczne cechy echa często pozwalają na wstępne rozpoznanie rodzaju dna. Inny wygląd ma echo powstałe w wyniku odbić od dna piaszczystego, a inne, gdy fale akustyczne ulegają odbiciu od dna miękkiego, mulistego. Przyczyną jest przede wszystkim różnica w stopniu rozpraszania wstecznych fal akustycznych na tych osadach. Dno pokryte piaskami daje zwykle bardzo wyraźne i niezbyt szerokie echo, podczas gdy echo dna mulistego jest mniej wyraziste, bardziej rozmyte i zazwyczaj znacznie szersze (ryc. 7.3). Zanim powstały systemy akustycznego rozpoznawania osadów,

próbowano na tej podstawie identyfikować rodzaj dna. Takie próby skutkowały publikowaniem pewnych wzorców echa powstających w różnych środowiskach sedimentacyjnych (Damuth 1975, 1980; Flood 1980; Laine i in. 1986; Rollet i in. 2001; Cantanaro 2004). Jednak wszystkie nie dawały jednoznacznych i zadowalających rezultatów, gdyż zbyt wiele czynników miało wpływ na charakter pojawiających się echa, także takich, które zależały od lokalnych warunków geologicznych.

Większość stosowanych echosond uwzględnia zwykle wartość średnią prędkości dźwięku w wodzie. Przy zmiennej gęstości wody zmienia się także

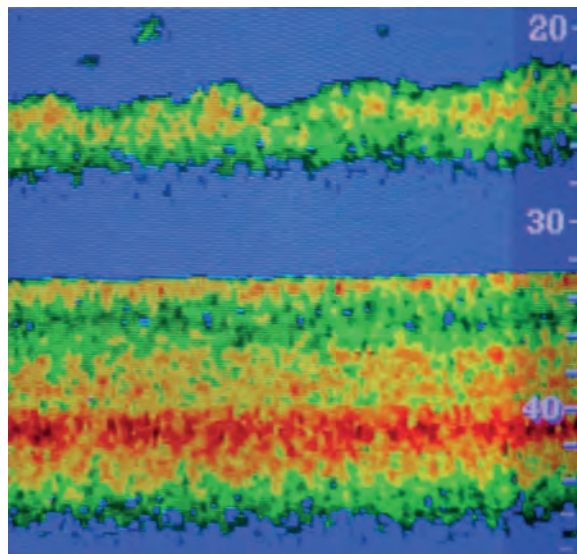


Rycina 7.3. Echogramy 28 kHz: A – wygląd echa twardego dna; B – wygląd echa miękkiego dna

Figure 7.3. The 28 kHz echogram: A – hard bottom echo; B – soft bottom echo

prędkość rozchodzenia się dźwięku. W przypadku dużych zmian gęstości wody pomiary głębokości mogą być obciążone pewnym błędem. Rozmiary błędów będą zależały przede wszystkim od gradientu pionowych zmian prędkości dźwięku oraz głębokości akwenu. W akwenach śródlądowych mamy do czynienia zwykle z wodami słodkimi, więc jeśli pojawiają się jakieś zmiany gęstości, to nie wynikają one ze wzrostu zasolenia. Jednak już w estuariowych ujściach rzek do morza takie zmiany powinny być uwzględnione, szczególnie gdy mamy do czynienia z typowymi estuariami, z wyraźnie zaznaczającym się klinem słonych wód morskich, podścielającym odpływające słodkie wody rzeczne. W takim miejscu obserwuje się nie tylko skokową zmianę zasolenia, lecz także zjawisko określane jako maksimum zmętnienia (*turbidity maximum*). Jest ono efektem powstania na kontakcie wód słodkich i słonych specyficznej cyrkulacji, zaznaczającej się m.in. konwergencją prądów, dzięki której następuje wzmożona koncentracja zawiesiny w tej strefie (Postma 1967; Mead 1972; Nichols i Allen 1981; Nichols i Biggs 1985).

W pewnych okolicznościach także w typowych akwenach śródlądowych może dochodzić do wzrostu gęstości wody, gdy zostanie ona silnie obciążona zawiesiną mineralną lub organiczną (np. fitoplanktonem w okresie letniego zakwitu). W trakcie badań dna jeziora Miedwie przypadkowo zarejestrowano na ekranie echosondy wyraźne echo około 10 metrów powyżej dna jeziora (ryc. 7.4). Ten utworzony w toni wodnej horyzont refleksyjny rozciągał się w jeziorze na przestrzeni kilkuset metrów. Najprawdopodobniej efekt został wywołany poprzez nagromadzenie na tej głębokości olbrzymiej ilości stopniowo obumierającego i opadającego fito- lub zooplanktonu. Niewykluczone, że warstwie planktonicznej towarzyszyły również ławice małych ryb żywiących się organizmami planktonicznymi. Hydroakustyczne rejestracje tego typu zjawiska z wykorzystaniem echosondy były stwierdzane w różnych akwenach (Northcote 1964; Mutlu 2003; źródła intern. Aymar 2015, NOAA 2015).



Rycina 7.4. Echogram 28 kHz z jeziora Miedwie ujawniający silne echo od zawieszonyj około 10 metrów nad dnem warstwy planktonu

Figure 7.4. The 28 kHz echogram from the Miedwie Lake revealing a strong echo from plankton layer suspended about 10 meters above the bottom

## 7.2. Uwagi dotyczące metod akustycznego rozpoznawania osadów

W rozdziale dotyczącym metodyki badań podkreślono ścisły związek pomiędzy charakterem uzyskiwanego echa a parametrami geoakustycznymi dna. Analiza otrzymanego echa z zastosowaniem odpowiednich algorytmów pozwala na wykorzystanie tej zależności do akustycznej identyfikacji rodzaju dna.

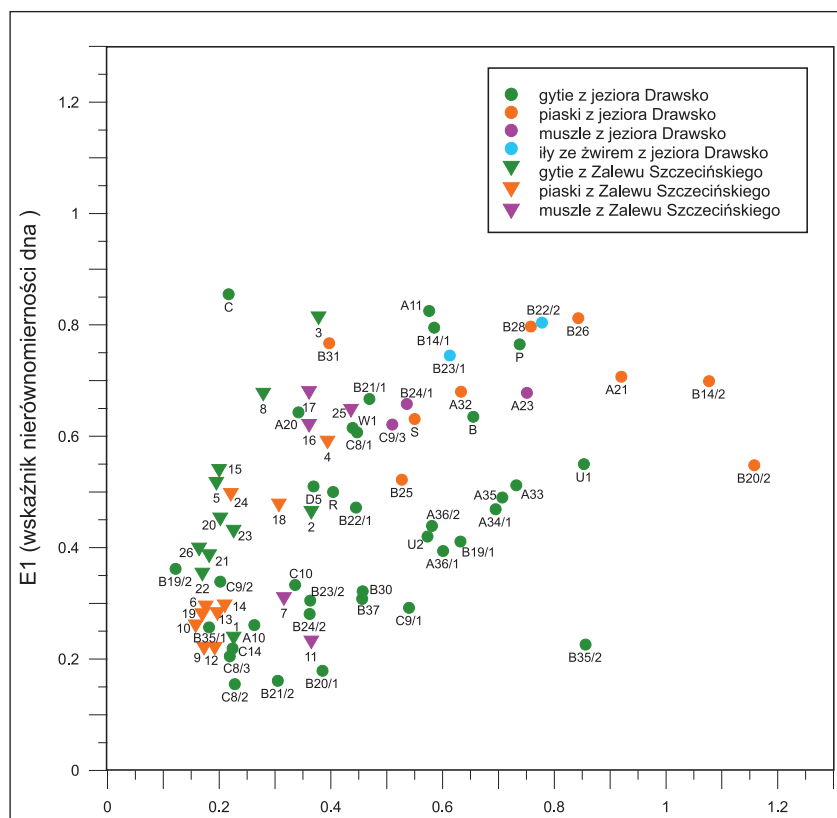
Jednym z kilku systemów stwarzających takie możliwości jest RoxAnn, który został wykorzystany przez autora w badaniach dna kilku różnych akwenów. Jednym z celów badań było sprawdzenie możliwości tego systemu w rozpoznawaniu charakteru dna i rodzaju osadów przy różnych uwarunkowaniach. Podstawowe zadanie polegało na zbadaniu dokładności i powtarzalności akustycznego klasyfikowania typu dna oraz precyzyjności rozpoznawania osadów. Istotnym elementem badań była również ocena możliwości stosowania tego urządzenia nie tylko w zdalnym określaniu charakteru rodzaju osadów, lecz także w rozpoznawaniu różnych obiektów

tów, takich jak np. wodorosty, odsypy muszli, kolonie żywych mięczaków czy obiekty antropogeniczne (hydrotechniczne, archeologiczne itp.).

Okazało się, że wyniki badań nie zawsze były jednoznaczne. Na przykład badania w jeziorach Drawsko i Miedwie oraz w Zalewie Szczecińskim ujawniły stosunkowo duży rozrzut rejestrowanych przez system RoxAnn wartości E1 i E2, które charakteryzują właściwości akustyczne osadów (ryc. 7.5). Dotyczy to zarówno wskaźnika nierównomierności dna (E1), jak i wskaźnika twardości dna (E2). Było to o tyle zaskakujące, że przy wstępnych obserwacjach próbek osadów pobranych z dna tych akwenów, wśród których dominowały próbki osadów o charakterze gytii, często nie dostrzegało się makroskopowo znaczących różnic pomiędzy nimi. Przyczyny zróżnicowania właściwości akustycznych osadów ujawniły się dopiero przy dokładniejszych

obserwacjach wspartych szczegółowymi badaniami cech fizycznych osadów, np. gęstości objętościowej. Okazało się, że próbki gytii były bardzo niejednorodne. Bardzo często obserwowano w nich muszle mięczaków, detrytus roślinny, gałązki. Czasami gytie zawierały także znaczące ilości frakcji piaszczystej. Niewielkie próbki takich osadów mogły nie zawierać tego rodzaju domieszek, dlatego do wykrycia domieszek niezbędne były stosunkowo duże objętościowo próby.

Wszystkie takie domieszki w osadach w istotny sposób wpływały na zmianę stopnia rozpraszania i pochłaniania energii akustycznej. Ponadto w niektórych miejscach na powierzchni osadów występowały obfite nagromadzenia muszli mięczaków w formie odsypów lub kolonii żywych małży, najczęściej z rodzaju *Dreissena polymorpha*. Odsypy zatem skutecznie maskowały akustyczne cechy osadów



Rycina 7.5. Porównanie parametrów akustycznych (E1 i E2) wskazanych przez system RoxAnn z cechami litologicznymi próbek osadów pobranych w punktach pomiarowych

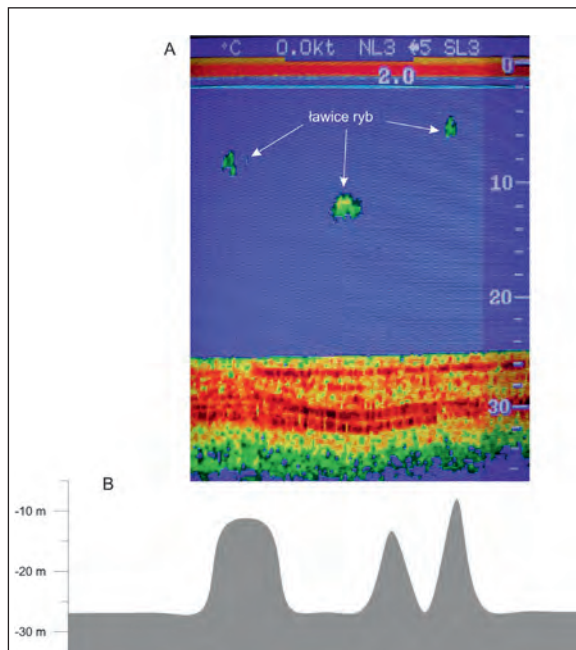
Figure 7.5. Comparison of acoustic parameters (E1 and E2) indicated by the system RoxAnn with the lithological features of sediment samples taken at the measuring points

dów, na których spoczywały. Tymi przyczynami należałoby tłumaczyć duży rozrzut zarejestrowanych przez system RoxAnn wskaźników E1 i E2.

W niektórych przypadkach nie można wykluczyć także błędnych pomiarów będących rezultatem różnego typu zakłóceń. Zaobserwowano na przykład, że wiele pomiarów systemu RoxAnn wykazuje duże głębokości w płytkich obszarach akwenu. Błędne pomiary powstawały najczęściej wtedy, kiedy głębokości były mniejsze niż 2 metry. Należy założyć, że w takich sytuacjach błędny był nie tylko pomiar głębokości, lecz także pomiary wskaźników E1 i E2. Często błędne pomiary powstawały także wówczas, gdy profilowania echosondażowe wykonywane były w kierunku brzegu. Przy stromym skłonie dna głębokość raptownie maleje. Konieczne jest wtedy dość gwałtowne zmniejszenie prędkości motorówki. Wsteczne obroty śruby powodują, że pod łódź dostają się strugi mocno napowietrzonej wody. Powstające pęcherzyki powietrza powodują zakłócenia w przebiegu fali dźwiękowej, a tym samym mogą dawać błędny pomiar głębokości i parametrów RoxAnn.

Przekłamanie systemu RoxAnn pojawiają się również, gdy na drodze wiązki fali akustycznej w toni wodnej znajdzie się jakiś obiekt, np. ławica ryb. Wtedy fala akustyczna nie dociera do dna, lecz ulega odbiciu od takiego obiektu, a zostaje zarejestrowana nie głębokość akwenu w danym miejscu, lecz głębokość zanurzenia takiego obiektu. Ponadto parametry E1 i E2 nie będą odnosiły się do dna, lecz do pływającego w wodzie obiektu. Otrzymujemy również fałszywą informację nie tylko o głębokości, lecz także o strukturze dna. Przykład takiej rejestracji przedstawiono na rycinie 7.6.

Wszystkie błędne pomiary zarejestrowane przez system RoxAnn muszą zostać zidentyfikowane i przed dalszą analizą odfiltrowane. Jest to zabieg czasochłonny, wymagający dużego doświadczenia w wyszukiwaniu wśród dziesiątków tysięcy danych wszystkich błędnych zapisów. Proces ten trudno zautomatyzować, gdyż wśród zbioru danych jest wiele



Rycina 7.6. Przykład błędnej rejestracji RoxAnn spowodowanej przez ławice ryb: A – obraz z ekranu echosondy 28 kHz; B – przekrój morfologiczny dna uzyskany na podstawie danych zarejestrowanych przez system RoxAnn

Figure 7.6. An example of wrong registration of echosounder caused by schools of fish: A – screen image 28 kHz sonar; B – morphological profile of the bottom obtained based on data recorded by the system RoxAnn

błędnych pojedynczych rejestracji, dla których nielato byłoby ustalić jednoznaczny algorytm eliminacji.

Dużym mankamentem systemów akustycznego rozpoznawania dna, zarówno systemu RoxAnn, jak i ECHOpus oraz QTC – na co zwracają uwagę m.in. Penrose i in. (2005), jest fakt, że nie uzyskujemy surowego, nieprzetworzonego zapisu przebiegu falowego odbitego sygnału. Obliczane wskaźniki E1 i E2 nie są w stanie zastąpić charakterystyki pełnego echogramu, a tym samym nie mogą być wykorzystane do identyfikacji błędnych pików, pochodzących np. od obiektów w toni wodnej.

Stopień właściwego rozpoznania dna jest uzależniony od jego stopnia nachylenia, wobec czego szczególnie mało wiarygodne są rezultaty profilowań w rejonie brzegów akwenów, dużych zagłębień w dnie czy wychodni skał. Ponadto wraz ze wzro-



stem głębokości maleje stosunek sygnału do szumu, co przy dużych zmianach głębokości w badanym obszarze może skutkować słabą klasyfikacją dna. Na takie mankamenty systemów akustycznej klasyfikacji dna zwrócił uwagę m.in. Hamilton (2001). Bardzo często ze względu na określoną szerokość wiązki fal akustycznych systemy akustycznej klasyfikacji mogą w tym samym czasie omiatać wiązką obszar dna na różnych głębokościach. Mogą więc dawać różne wyniki, nawet dla tych samych typów dna. Jak zauważa Rukavina (1997), gdy zmienność dna jest mniejsza niż wielkość śladu akustycznego na dnie (*footprint*), system RoxAnn nie jest w stanie odróżnić np. gliny z otoczkami od jednolitego żwiru, a należy mieć na uwadze, że wielkość śladu rośnie wraz z głębokością akwenu (porównaj ryc. 1.17).

Ten niekorzystny efekt może być spotęgowany przez spowodowane falowaniem kołysanie jednostki pływającej. Zarówno poprzeczne, jak i podłużne kołysanie kadłuba z przymocowanym do niego przetwornikiem akustycznym powoduje zmiany kąta padania wiązki fal. Skutkuje to nie tylko zmianami siły rozpraszania wstecznego, będącego zasadniczym elementem akustycznego rozpoznania dna, lecz także zmianami wielkości pola poddanego działaniu odchyłanej od pionu wiązki fal akustycznych. Tęgowski (2006) podaje przykłady, jak zmienia się wielkość insonifikowanej powierzchni dna przy odchyleniu od pionu wiązki fal akustycznych o kąt rozwarcia  $16^\circ$ . Przy odchyleniu wiązki o  $10^\circ$  powierzchnia ta zwiększa się o 4,6%, w stosunku do pola śladu, jaki powstaje przy prostopadłym do dna padaniu wiązki. Przy odchyleniu o  $20^\circ$  pole tej powierzchni zwiększa się o 21%. Generalnie nie jest więc wskazane stosowanie metod akustycznego rozpoznawania dna w ruchliwych akwenach portowych oraz w strefach łamania się fal. Ponadto zakłócenia związane z obecnością w toni wodnej pęcherzyków powietrza oraz zanieczyszczenia przetwornika mogą mieć istotny wpływ na niedokładność rozpoznania dna.

Hamilton (2001), porównując dwa systemy akustycznego rozpoznawania dna: QTC i RoxAnn, pokazuje zarówno ich słabe, jak i mocne strony. Jego zdaniem, system RoxAnn wykorzystuje dwa parametry zasadne pod względem fizycznym, ale wymaga skomplikowanych układów o dużym wzmocnieniu w celu wykrywania drugiego echa i usuwania jego szumów, szczególnie ponad stromymi stokami dna. Poza tym system RoxAnn ma tę zaletę, że jest w stanie wskazać różniące się akustycznie osady w czasie rzeczywistym, bez konieczności uprzedniego kalibrowania. Dzięki temu na podstawie uzyskanych wyników można później wybrać odpowiednie miejsca do opróbowania dna. Ma to jednak tę wadę, że późniejsza weryfikacja wymaga częstego opróbowania oraz dalszej interwencji i interpretacji przez użytkownika systemu, a ze względu na fakt, że w systemie RoxAnn istotną rolę odgrywa analiza drugiego echa, akustyczne rozpoznanie może być mało wiarygodne na stokach i nierównomiernym (chropowatym) dnie.

Bardziej odporny na efekt dużego nachylenia dna jest system QTC, ale system ten wymaga skomplikowanego przetwarzania danych, jako że wykorzystuje aż 166 parametrów opisujących zarówno spektralne własności obwiedni echa, jak i jego cech energetycznych (Stepnowski 2001). Zdaniem Hamiltona (2001), choć system QTC jest łatwy do kalibracji, używa arbitralnej i empirycznej metody klasyfikacji. Nie wskazuje jak system RoxAnn akustycznych właściwości dna, takich jak nierównomierność i twardość, a podaje tylko klasyfikację z określeniem stopnia ufności. System QTC nawet w nienadzorowanym post-processingu może automatycznie dostarczyć klasyfikację dna bez konieczności jego opróbowywania, ale wtedy wyróżnione klasy mogą być niejednoznacznie określone. Dopiero klasyfikacja nadzorowana zapewnia właściwe rozpoznanie typu dna i wyświetlanie rezultatu w czasie rzeczywistym. Wymaga to jednak uprzedniej kalibracji systemu poprzez utworzenie katalogu obiektów (typów dna) i przypisanie im określonych cech parametrów echa. Kiedy jednak

pojawi się nowy typ dna, który nie był wprowadzony do katalogu, rozpoznanie go przez system QTC może być obarczone dużym błędem.

Zdaniem Hamiltona (2001), mankamentem systemów akustycznej klasyfikacji dna jest także to, że zastosowane są w nich niejawne, chronione patentem algorytmy, przez co w przypadku potrzeby usprawnień i ulepszeń użytkownicy są uzależnieni od producentów tych urządzeń. Tymczasem większość systemów akustycznej klasyfikacji dna może pracować tylko przy wybranej jednej lub dwóch częstotliwościach, niekiedy wręcz dopasowanych do echosondy zainstalowanej na statku.

Mimo wielu zastrzeżeń krytycy systemów akustycznej klasyfikacji dna dostrzegają także korzyści, jakich dostarcza ich stosowanie szczególnie w pracach mających na celu szybkie uzyskanie obrazu zmienności dna (osadów) na dużym obszarze. Jednym z plusów tych systemów jest fakt, że są to zwykle urządzenia bardzo łatwe w instalacji i obsłudze, produkowane najczęściej jako urządzenia przenośne, z możliwością konfiguracji zgodnej z życzeniami przyszłego użytkownika. Koszt zakupu takich systemów jest obecnie względnie przystępny, choć zwykle dodatkowo wymagają one zakupu komputera z odpowiednim oprogramowaniem oraz źródła zewnętrznego zasilania prądem stałym lub zmiennym.

Wymierną korzyścią stosowania systemów do akustycznej klasyfikacji dna jest także to, że mogą one zapewnić zdalne zbieranie danych w czasie rzeczywistym, bez zakłócania rutynowej pracy jednostek pływających. Jednak należy mieć na uwadze, że profilowanie z wykorzystaniem takich systemów możliwe jest tylko przy określonej, stałej prędkości statku i gdy szumy własne oraz związane z pracą śruby napędowej nadmiernie nie zakłócają pracy echosondy.

Zastosowanie w pracach kartograficznych dotyczących dna akwenów systemów akustycznej klasyfikacji osadów znacznie redukuje ilość próbek osadów, które należałoby pobrać w celu uzyskania dokładnej mapy ich zmienności. Oczywiście nie jest

możliwe całkowite zrezygnowanie z opróbowania dna. Pewne próbki osadów muszą być pobrane w celu zweryfikowania wskazań systemu akustycznego. Szczególnie potrzebne jest to w tych obszarach akwenu, które wykazują się bardzo dużą zmiennością głębokości i ukształtowania dna, a także w obszarach dna poddanych działalności człowieka.

Hamilton (2001) na podstawie własnych obserwacji oraz innych wyników badań, w tym m.in. McKinney i Anderson (1964), Lurton i Pouliquen (1992), Rukavina (1997), Fox i in. (1998), Hull i Nunny (1998), Greenstreet i in. (1998), Hamilton i in. (1999), Urban (2001), Dommissie i Urban (2001), formułuje zalecenia, które powinny być uwzględniane zarówno w trakcie badań, jak i prac nad udoskonalaniem systemów akustycznego rozpoznawania typu dna i osadów. Ponieważ klasyfikacja jest w dużej mierze empiryczna, zalecane jest stosowanie dwóch lub więcej metod klasyfikacji jako rodzaju samokontroli w celu wyszukiwania podobieństw i anomalii. W pewnym stopniu takie możliwości stwarza system Biosonics VBT, w którym może być wykorzystane grupowanie wyników realizowane z pomocą jednej z metod analizy skupień, tzw. rozmytej klasteryzacji. Dobrym rozwiązaniem wydaje się także połączenie metod dwóch najczęściej stosowanych systemów: RoxAnn i QTC-View. Szczególną zaletą systemu RoxAnn jest to, że nie musi być wcześniej kalibrowany, tak więc również nieznaną obszar dna może być rozpoznawany bez wcześniejszych badań lub szczegółowej wiedzy o rodzaju dna badanego akwenu. Zaletą tego systemu jest także to, że wykorzystuje on określone parametry fizyczne dna, ponadto dostarcza wskazań różnych rodzajów dna w czasie rzeczywistym. Pozwala to na późniejsze zweryfikowanie rozpoznania poprzez pobór próbek we wskazanych miejscach, umożliwiając tym samym stworzenie odpowiedniego katalogu rodzajów dna, który może zostać zastosowany w systemie QTC-View.

Zdaniem Hamiltona (2001), gdy charakteryzujące dno parametry mają sens fizyczny, może zostać zastosowana dwu- lub trójparametryczna klasyfika-

cja na podstawie wyłącznie pierwszego echa. Można dzięki temu uniknąć ewentualnych komplikacji wynikających z interpretacji drugiego echa. Powinno się także dążyć do uzyskiwania lepszej wydajności systemów, m.in. poprzez otrzymywanie bardziej ilościowej oceny dna. Jednym ze sposobów do osiągnięcia tego celu może być zastosowanie techniki GIS w połączeniu ze zobrażowaniem sonarowym (Fox i in. 1998).

Zarówno w przypadku RoxAnn, jak i innych systemów nie jest określany ilościowo wpływ nachylenia stoku w powiązaniu z szerokością wiązki fal akustycznych. Badania wykonane przez Hamiltona (1999, 2001) w Sydney Harbour wskazują, że nawet niewielkie nachylenia stoków (wyrażone jako zmiany głębokości od punktu do punktu) stwarzają poważne trudności dla systemu RoxAnn. Voulgaris i Collins (1990), cytując Jagodzińskiego (1960), zauważają, że drugie echo może nie być odbierane, jeżeli nachylenie dna jest mniejsza niż połowa szerokości wiązki oscylatora odbiorczego. W efekcie drugie echo może nie być rejestrowane, gdy nachylenie zmienia się szybko po obu stronach form strukturalnych dna. Tak może być w przypadku dna skalistego lub takich form dna, jakimi są np. duże fale piaskowe. Dno skaliste lub koralowe dostarcza maksymalnych fluktuacji w odniesieniu do kształtu i energii echa (Lurton i Pouliquen 1992a, 1992b). McKinney i Anderson (1964) stwierdzili, że na rafach koralowych są to wahania powszechne i losowe. Oczywiście błędy klasyfikacji w trudnym terenie można kontrolować poprzez korelację głębokości.

Hamilton i in. (1999) stwierdzili, że uproszczona koncepcja kwadratów klasyfikacyjnych w diagramie RoxAnn powinna zostać zastąpiona przez koncepcję wielokątów klasyfikacyjnych w formie równoległoboków, dopasowaną do całkowitego zbioru danych. Dla bardzo różnych typów dna wyróżnione klasy mogą się częściowo pokrywać. W takich przypadkach może pomóc dodanie trzeciego parametru. Zastosowanie dla poszczególnych segmentów ścieżek profilowań parametru zmienności wskaźników

E1 i E2 (np. odchylenie standardowe) pozwoli na uzupełnienie systemu RoxAnn o trzeci i czwarty parametr. Może to przyczynić się do lepszych wskazań klasyfikacyjnych zarówno w odniesieniu do środowisk biologicznych, jak i geologicznych.

Dla sprawdzenia zależności wskaźników E1 i E2 od uziarnienia osadów Hamilton (2001) eksperymentował z nanoszeniem tych dwóch wskaźników na trójkątny wykres uziarnienia. Próbował także wykorzystać średnią wielkość ziaren obliczoną dla poszczególnych próbek osadów, nanosząc ją na diagram E1-E2, nie uzyskał jednak jednoznacznych zależności.

Bakiera i Stepnowski (1996) zaproponowali pewną modyfikację metody stosowanej w systemie RoxAnn, która polegała na wykorzystaniu tylko sygnału pierwszego echa z wyróżnieniem trzech faz: narastania, opadania, wybrzmiewania. Jako ocenę twardości dna wykorzystali energię narastającej części pierwszego echa zamiast energii drugiego echa, jak to przyjęto w oryginalnym systemie RoxAnn. Przeprowadzając testy porównawcze na Jeziorze Waszyngtona, doszli do wniosku, że oba rozwiązania dały podobne wyniki.

Hamilton i in. (1999), stosując w rejonie laguny Wielkiej Rafy Koralowej zarówno system RoxAnn, jak i QTC View, uznali wyniki systemu QTC za lepsze. Wyniki RoxAnn były zgodne z QTC tylko wtedy, kiedy profilowanie było wykonywane ze stałą prędkością. Jest to rozbieżne z informacjami podanymi przez producenta, że system może być stosowany przy każdej prędkości. Z kolei Smith i in. (2001) nie znaleźli zbyt dużej różnicy między QTC View i RoxAnn przy badaniach ławic ostryg. Oba systemy dały w tym wypadku wystarczająco dobre wyniki.

Ograniczone przykłady użycia systemu ECHOplus, zdaniem Penrose'a (2005), utrudniają dokładną ocenę wydajności tego systemu w akustycznej klasyfikacji dna, a tym samym porównanie go z innymi systemami, takimi jak RoxAnn i QTC. Chociaż, jak wynika z niewielu dostępnych przykładów, ECHOplus wydaje się zapewniać dobre rozróżnienie pomiędzy

znacząco odmiennymi typami dna, takimi jak np. algi, piasek, dno skaliste, w przypadku bardziej subtelnym różnic system nie jest w stanie ich wychwycić. Na przykład nie jest możliwe dokładne rozróżnienie pomiędzy dnem ze skąpą i gęstą pokrywą wodorostów. Ponadto podobnie jak w przypadku systemu RoxAnn błędna klasyfikacja może pojawić się przy większych głębokościach.

Według Penrose'a (2005) największym mankamentem systemu ECHOpus jest to, że podobnie jak w innych systemach nie jest zapisywany surowy przebieg powracającego sygnału akustycznego. Obliczone parametry nie są w stanie zastąpić informacji, jakie daje pełny echogram. Pełny zapis pozwala na wychwycenie wszystkich sygnałów, także tych nie pochodzących od dna akwenu. Poza tym umożliwia uzyskanie innych parametrów akustycznych dotyczących zarówno dna, jak i obiektów znajdujących się w toni wodnej. Wartościowe byłyby także badania wykorzystujące możliwość użycia dwu częstotliwości, co stanowi pewną zaletę systemu ECHOpus. Siwabessy (2001) wykazał, że gdy mamy do dyspozycji kilka częstotliwości, możemy dzięki temu zwiększyć możliwości precyzyjniejszego rozróżnienia dna.

Wielu użytkowników systemów akustycznej klasyfikacji dna uważa, że nie powinny być one stosowane jako samodzielne instrumenty służące rozpoznaniu rodzaju osadów lub siedlisk organizmów bentonicznych. Wymagają one wsparcia poprzez pobór próbek z dna lub zastosowania innych metod weryfikacji. Kalibracja systemów i późniejsza klasyfikacja są procesami empirycznymi, które powinny być funkcją odpowiedniej strategii opróbowania. Klasyfikacje obszaru dna przez użytkowników korzystających z różnych miejsc opróbowania mogą różnić się od siebie. Mogą również zależeć od potrzeb użytkownika, np. kartowanie siedlisk żerowania ryb może dawać inną klasyfikację niż kartowanie odnoszące się do uziarnienia osadów. Ponadto, jak zauważył Penrose (2005), pewne subtelne zmiany w środowisku dna, np. niezbyt gęste pokrywy dna przez algi, nie są

możliwe do rozpoznania przez systemy akustycznej identyfikacji dna.

Ze względu na efekt stromego stoku dna oraz wzrostu zakłóceń sygnału wraz z głębokością akwenu wydaje się, że stosowanie systemów klasyfikacji opartych na analizie wyłącznie pierwszego echa powinno dawać generalnie lepsze wyniki niż stosowanie systemów bazujących na echem wtórnych. Jakkolwiek zastosowanie tych drugich, np. systemu RoxAnn, może dawać bardzo dobre wyniki na obszarach dna o niewielkich zmianach głębokości. Ich plusem jest prosty algorytm klasyfikacji oraz brak konieczności uprzedniej kalibracji systemu.

Choć przeprowadzono już wiele skomplikowanych badań mających na celu określenie parametrów niezbędnych dla akustycznej klasyfikacji dna, nie należy oczekiwać, że którykolwiek z systemów pozwoli na bezbłędne rozpoznanie dna w każdych warunkach. Znaczne nachylenia dna, dodatkowo wzmocnione nieuniknionym kołysaniem jednostki pływającej, a tym samym odchyleniami wiązki fal akustycznych, mogą istotnie wpływać na kształt i energię echa, zwłaszcza echa wtórnego. Należy zdawać sobie sprawę z tego, że systemy akustycznej klasyfikacji dna są urządzeniami, które mogą dobrze pracować w pewnych określonych warunkach środowiskowych, a w niekorzystnych warunkach dawać błędne wyniki.

### 7.3. Uwagi dotyczące prac sonarowych

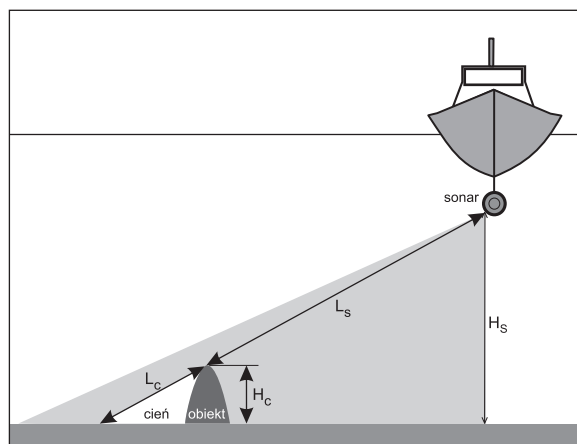
Niektóre problemy w badaniach z użyciem sonaru wynikają ze sposobu jego pracy. O ile w przypadku echosondy jej przetwornik akustyczny jest zainstalowany na sztywno na dnie lub na wysięgniku przy burcie jednostki pływającej, o tyle w przypadku sonaru jego odpowiednik jest holowany za rufą jednostki. W celu zminimalizowania strefy martwej konieczne jest holowanie urządzenia w niezbyt dużym oddaleniu od dna akwenu (kilka do kilkunastu metrów). Badając więc płytkie akweny, należy zwracać uwagę nie tylko na głębokość pod jednostką pływa-

jąca, lecz także pod holowanym w zanurzeniu sonarem, który znajduje się w pewnej odległości za rufą jednostki. Przy nawrocie trzeba uważać, aby sonar nie opadł na dno. Wymaga to zwiększenia szybkości jednostki albo podniesienia sonaru na mniejszą głębokość. Alternatywnym rozwiązaniem jest zataczanie bardzo dużych okręgów, co jednak znacznie komplikuje pracę przy gęstej siatce profili.

Holowanie sonaru za jednostką powoduje także problem z jego dokładną lokalizacją, która jest niezbędna przy poprawnym mozaikowaniu obrazu sonarowego. Dlatego najczęściej stosuje się metodę *laybacku*. Pozycjonowanie sonaru tą metodą polega na określeniu wartości offsetu, czyli odległości horizontalnej od punktu odniesienia na jednostce holującej (antena GPS) do środka przetwornika holowanego sonaru. Występujące prądy mogą zmieniać położenie holowanego urządzenia, powodując jego „myszkowanie”, a tym samym wpływać na dokładność pozycjonowania. Dokładniejsze pozycjonowanie sonaru daje zastosowanie kosztownego systemu nawigacji podwodnej, przy czym żadna z tych metod nie pozwala na określenie pozycji z dokładnością większą niż kilka metrów.

Rozdzielczość obrazu sonarowego zależy w głównej mierze od zastosowanej częstotliwości pracy urządzenia. Im wyższa jest częstotliwość sygnału akustycznego, tym większą można uzyskać rozdzielczość obrazu. Przy zastosowaniu sonarów pracujących w zakresie bardzo wysokich częstotliwości (600–1200 kHz) można uzyskać bardzo szczegółowy obraz sonarowy o rozdzielczości nawet kilku centymetrów. Zwykle jednak poziomy zasięg takich sonarów zmniejsza się do kilkudziesięciu metrów. Zasięg działania sonarów pracujących na częstotliwości 500 kHz może wynosić 75–150 metrów, a sonarów o częstotliwości 100 kHz nawet 300 metrów (Grządziel 2008; Kaberow i Szatan 2008). Tak więc w zależności od celu badań sonarowych należy przy ich planowaniu mieć na uwadze fakt, że zwiększenie zasięgu pociąga za sobą znaczne zmniejszenie rozdzielczości uzyskanego obrazu.

Interpretacja obrazu sonarowego, czyli sonogramu, w dużej mierze opiera się na analizie tzw. cienia akustycznego. Długość takiego cienia, który powstaje za oświetlonym obiektem będzie zależała od wysokości tego obiektu oraz od kąta, pod jakim wiązka fal akustycznych dociera do obiektu na dnie. Podobnie jest w przypadku cienia akustycznego, czyli miejsca za obiektem na dnie akwenu, gdzie nie dociera sygnał akustyczny z sonaru. Na podstawie długości cienia można określić wysokość takiego obiektu, korzystając z podobieństwa trójkątów i zależności:  $H_c / L_c = H_s / (L_s + L_c)$  (ryc. 7.7).



Rycina 7.7. Sposób obliczenia wysokości obiektu na dnie akwenu na podstawie jego sonarowego cienia akustycznego;  $H_c$  – wysokość cienia;  $H_s$  – wysokość położenia sonaru nad dnem akwenu;  $L_c$  – długość cienia na sonogramie;  $L_s$  – odległość sonaru od obiektu

Figure 7.7. Method of calculating the height of the object on the basin bottom based on sonar acoustic shadow;  $H_c$  – object height;  $H_s$  – sonar distance from the basin bottom;  $L_c$  – length of an acoustic shadow on the sonogram;  $L_s$  – sonar distance from the object

Dość precyzyjnie można obliczyć taką wysokość tylko wtedy, kiedy dno akwenu w otoczeniu obiektu jest w miarę wyrównane. Gdy dno jest bardzo nierówne, rzecz jasna, nie można korzystać z zasady podobieństwa trójkątów. Wtedy można uzyskać tylko orientacyjną informację o wysokości obiektu na dnie.

Kształt cienia jest także bardzo ważną wskazówką przy interpretacji sonogramów, ponieważ jest

on funkcją kąta i kierunku wiązki fal akustycznych. Wykonując zatem dwa lub więcej profilowań sonarowych w różnej odległości od badanego obiektu, można otrzymać zestaw sonogramów, na których cień tego samego obiektu będzie miał różny kształt. Ułatwi to znacznie poprawną identyfikację badanego obiektu.

Sonogram jest swego rodzaju mozaiką jasnych i ciemnych plam. Widoczne na sonogramie zaciemnione obszary wskazują na obiekty silnie odbijające energię akustyczną. Mogą być nimi zarówno obiekty antropogeniczne (metalowe, betonowe, drewniane), jak i naturalne obiekty przyrodnicze, takie jak wychodnie skał, rafy koralowe, głazy polodowcowe, duże struktury sedymentacyjne (np. duże ripplemarki, fale piaszkowe). Ale na sonogramach mogą zapisywać się także różnice w rodzaju osadów. I tak, osady piaszczysto-żwirowe będą dawały ciemniejsze echa na sonogramie niż osady mułkowo-ilaste. Wynika to z faktu, że osady muliste rozpraszają wstecznie mniej energii niż osady piaszczyste czy żwirowe. Obiekty o powierzchni chropowatej, nierównej lepiej odbijają falę dźwiękową, są przez to źródłem wyraźniejszych ech. Ponadto im powierzchnia odbijająca jest bardziej prostopadła do rozchodzącej się fali, tym odbity sygnał jest silniejszy, a obraz sonarowy bardziej kontrastowy (Jackson i in. 1986; Fish i Carr 1990; Blondel i Murton 1997; Huvenne i in. 2002; Grządziel 2004; Blondel 2009).

Jeśli dno akwenu jest zróżnicowane, na sonogramie ujawnia się to w postaci mozaiki ciemniejszych i jaśniejszych plam. Nie zawsze obraz jest jednoznaczny, dlatego właściwa jego interpretacja może stwarzać problemy, szczególnie mało doświadczonym operatorom systemów sonarowych. Istotnym wsparciem w interpretacji takich sonogramów może być tzw. analiza tekstur. Metoda ta polega na określaniu cech teksturalnych obrazu sonarowego na podstawie poziomów szarości poszczególnych pikseli tego obrazu. Celem jest określenie przestrzennego rozmieszczenia poszczególnych pikseli o określonym poziomie szarości i znalezienie ich ewentu-

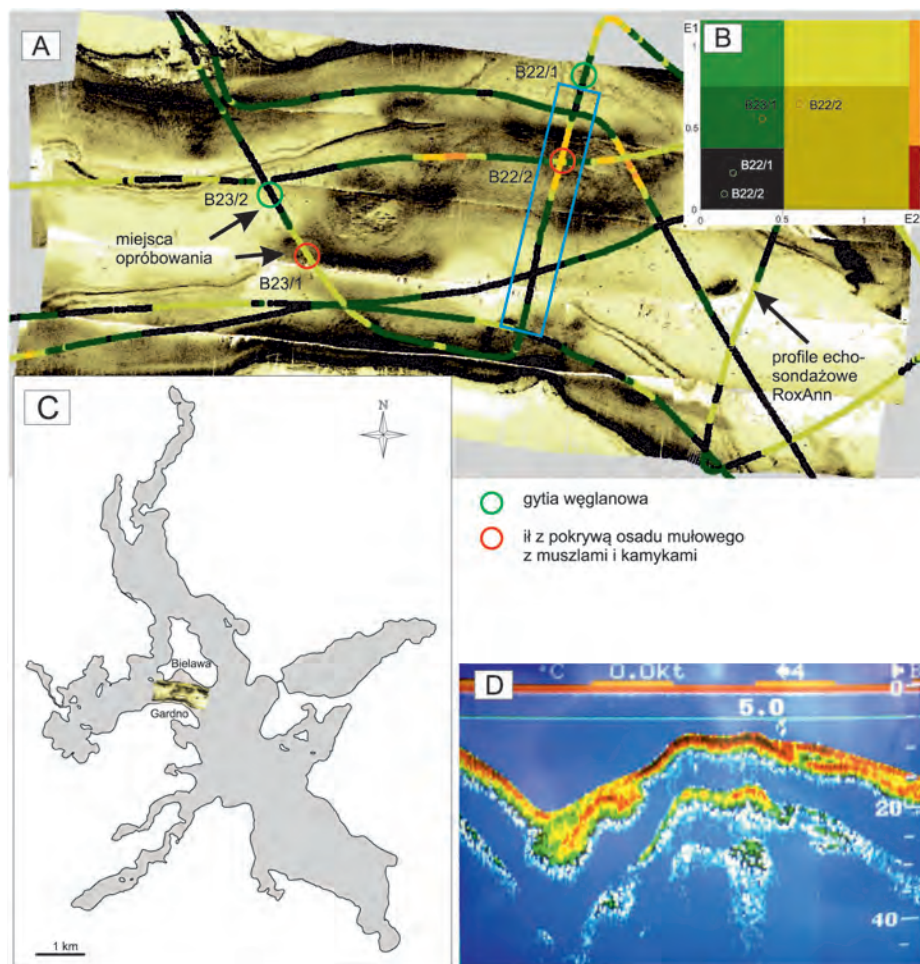
alnego uporządkowania, np. kierunkowego ułożenia. Dla zautomatyzowania procesu analizy obrazu sonarowego można stosować wiele technik bazujących na różnych metodach i modelach (statystycznych, macierzy, fraktalnych, transformacyjnych) (Haralick i in. 1973; Galloway 1975; Hudak i in. 1997; Blondel i in. 1998; Materka i Strzelecki 1998; Stepnowski 2001; Atallah i Probert Smith 2002; Huvenne i in. 2002; Tęgowski i in. 2007).

Zazwyczaj analiza obrazu sonarowego jest poprzedzona jego mozaikowaniem, czyli połączeniem wielu zapisów sonarowych w jeden spójny obraz badanego obszaru dna mający odniesienie geograficzne. Mozaika obrazów sonarowych tworzona jest zwykle dla niewielkich akwenów, dlatego najczęściej tworzy się ją w układzie współrzędnych kartezyjskich XY z odwzorowaniem UTM, odpowiednim dla danej strefy długości geograficznej. Utworzenie takiej mozaiki sonarowej wymaga zastosowania pewnych przekształceń danych oryginalnych, czyli tzw. postprocessingu. Zwykle niezbędna jest korekta wzmocnienia sygnału nadawanego przez sonar poprzez modyfikację zasięgowej regulacji wzmocnienia (TVG) sygnału odbitego od dna. Dla uzyskania jednolitości mozaiki sonarowej konieczna jest korekta zniekształceń geometrycznych obrazu sonarowego, podczas której redukuje się tzw. strefę martwą. Często stosuje się filtry wyostrzające krawędzie form na dnie obszaru oraz filtry wygładzające obraz (Kaberow i Szatan 2008; Pałczyński 2009; Stateczny i Wawrzyniak 2011; Chorzewska 2013). Do tworzenia mozaik sonarowych, z możliwością pewnej interpretacji, stosowane jest specjalistyczne oprogramowanie komputerowe (np. Coda GeoSurvey Mosaic, GeoAcoustic GeoTexture, Triton MosaicPro, DeepVision Sonar Software).

Efektom mozaikowania jest zbiorczy obraz rastrowy, który może być zapisany w jednym z popularnych plików graficznych (TIFF, JPG, BMP, PNG). Najkorzystniej jest zapisać taką mozaikę w formacie, który uwzględnia georeferencje, np. GeoTIFF, gdyż ułatwi to późniejsze jej użycie w ewentualnym wy-

korzystaniu w programach GIS czy tworzeniu kompleksowej mapy dna badanego akwenu. Szczególnie cennym elementem niektórych programów służących do postprocessingu obrazów sonarowych są moduły umożliwiające mozaikowanie w czasie rzeczywistym. Zaletą takiego rozwiązania jest możliwość podglądu rejestrowanych danych sonarowych i upewnienia się, czy uzyskano stuprocentowe pokrycie dna. Tego rodzaju możliwości dają m.in. opcjonalny moduł SS-MosaicRT w oprogramowaniu firmy Triton, a także oprogramowanie SonarWiz firmy Chesapeake Technology czy Underwater Survey Explorer™ Advanced firmy Coda Octopus.

Korzystnym rozwiązaniem, wspomagającym interpretację sonogramu może być uzupełnienie skanowania sonarowego przez profilowanie z wykorzystaniem któregoś z systemów akustycznej klasyfikacji osadów. Autor dokonał takich komplementarnych badań na dwóch akwenach: jeziorze Drawsko i jeziorze Miedwie. Na rycinie 7.8 przedstawiono fragment obrazu sonarowego dna jeziora Drawsko pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno z nałożonymi liniami profilowań RoxAnn. Kolorystyka linii profilowych pokazuje zróżnicowanie osadów, natomiast kolorowe okręgi wskazują miejsca poboru prób osadów. Na sonogramie wyraźne



Rycina 7.8. A – obraz sonarowy z naniesionymi profilami RoxAnn pokazującymi zróżnicowanie osadów oraz miejscami poboru prób osadów; B – fragment diagramu klasyfikacyjnego RoxAnn z zaznaczonymi próbnymi osadami; C – lokalizacja obszaru dna poddanego badaniom sonarowym; D – echogram z miejsca zaznaczonego niebieskim prostokątem na rycinie A

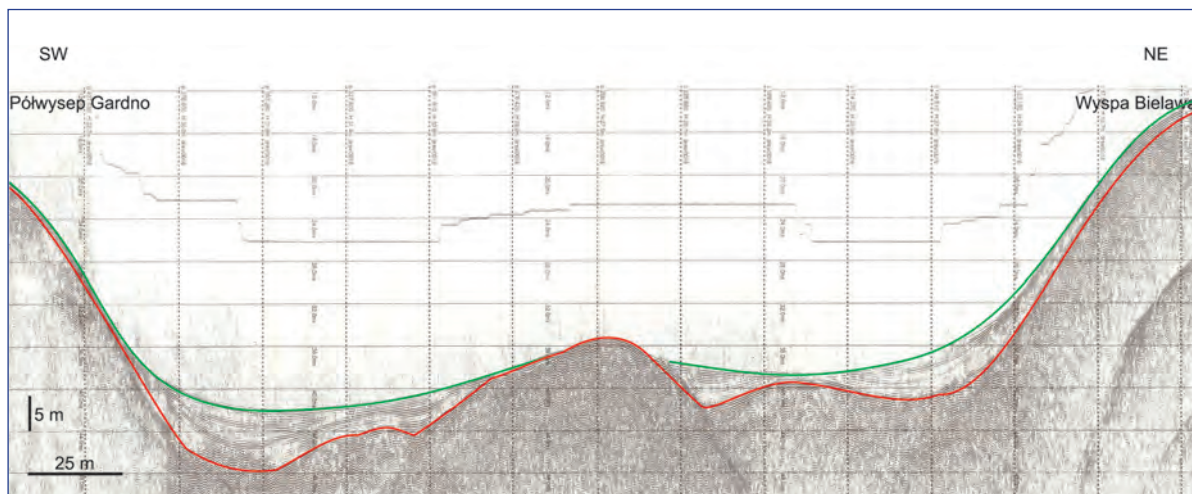
Figure 7.8. A – side-scan sonar image with the RoxAnn profiling lines and sampling sites showing the differentiation of sediments; B – RoxAnn classification square with sediment samples; C – location of the sonar surveyed area; D – echogram from the site marked by blue rectangle at the figure A

widać miejsca wychodni plejstocenijskiego podłoża na powierzchni współczesnego dna jeziora. Profilowania RoxAnn wykazują tu odmienny typ osadów niż w stosunkowo bliskim otoczeniu tych wychodni. Próby osadów pobrane z dna wykazały w miejscu wychodni utworów plejstocenijskich obecność ilów z bardzo cienką, kilkunastocentymetrową pokrywą osadów mułkowo-piaszczystych zawierających znaczne domieszki żwiru i muszli mięczaków. W otoczeniu wychodni dno jeziora pokrywa warstwa gytii węglanowej o miąższości dochodzącej nawet do 5 metrów. Sytuację tę obrazuje przekrój sejsmiczny wykonany w poprzek tej rynnowej części jeziora (ryc. 7.9).

Porównanie rezultatów skanowania sonarowego z wynikami profilowania RoxAnn przeprowadzili Collier i Brown (2005). Przedstawili metodę przetwarzania surowych danych z sonaru bocznego i wydobycia z niego informacji statystycznych potrzebnych do porównania z rozkładem uziarnienia osadów. Wyniki wykazały pozytywną korelację ( $r = 0,73$ ) pomiędzy intensywnością rozproszenia wstecznego a średnią wielkością ziaren. Badacze stwierdzili również

korelację ( $r = 0,59$ ) pomiędzy odchyleniem standardowym pikseli obrazu sonarowego a średnią wielkością ziaren. Bardziej niejednorodne osady dawały bardziej zmienne pomiary intensywności rozproszenia wstecznego. Istniała duża zgodność pomiędzy wynikami skanowania z pomocą sonaru bocznego a wynikami profilowania RoxAnn. W szczególności wskaźnik E1 RoxAnn wydawał się dobrze korelować z intensywnością sonarowego rozproszenia wstecznego. Największym źródłem błędów była, zdaniem cytowanych autorów, niedokładność pozycjonowania „ryby” sonaru. Autorzy tej pracy sugerują powiązanie skanowania sonarem bocznym z innymi metodami akustycznymi, takimi jak RoxAnn, co powinno sprzyjać zmniejszeniu stanowisk poboru próbek osadów, niezbędnych dla sprawdzenia prawdziwości rozpoznania dna.

W przeciwieństwie do liniowych profilowań echosondazowych i sejsmoakustycznych zapis sonarowy dostarcza przestrzennej informacji o powierzchni dna badanych akwenów, dzięki czemu można uzyskać dodatkowe informacje o teksturze dna akwe-



Rycina 7.9. Wychodnie utworów plejstocenijskich tworzące podwodny garb w osiowej części rynnowego zagłębienia pomiędzy wyspą Bielawą a półwyspem Gardno w jeziorze Drawsko

Figure 7.9. Outcrops of Pleistocene sediments that form underwater hump in the axial part of the trough-shaped depressions between the Bielawa Island and the Gardno Peninsula in the Drawsko Lake

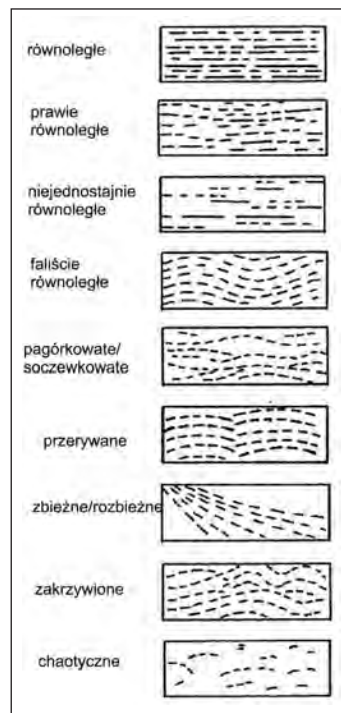


nów. W nieznanym akwenu korzystnie jest wykonać wstępne badania sonarowe w zmniejszonej rozdzielczości, aby pojedyncze profile obejmowały zasięgiem jak największy obszar. Uniknie się w ten sposób różnych niedogodności związanych ze scalaniem poszczególnych mozaik i z koniecznością korekty powstałych geometrycznych zniekształceń obrazu sonarowego. Pomimo wsparcia tych działań odpowiednim oprogramowaniem komputerowym zazwyczaj nie jest możliwe idealne dopasowanie do siebie poszczególnych segmentów sonogramów. Dysponując natomiast przeglądowym obrazem sonarowym dużego obszaru dna akwenu, można na jego podstawie wytypować mniejsze obszary do bardziej szczegółowych badań z większą rozdzielczością. W taki właśnie sposób na podstawie wstępnego profilowania sonarowego obejmującego zasięgiem jednolity pas dna o szerokości 400 metrów wytypowano pewne obszary dna jeziora Drawsko do bardziej szczegółowych badań. Dzięki skanowaniu z dużą rozdzielczością jednego z takich obszarów, w pasie o szerokości 50 metrów, możliwe było odkrycie bardzo dużego podwodnego osuwiska powstałego w czasach historycznych, które pochłonęło duży fragment strefy brzegowej wraz z placem ćwiczeń dawnych koszar pruskich w Czaplunku (patrz rozdz. 3, ryc. 3.12).

#### 7.4. Uwagi dotyczące badań sejsmicznych

Interpretacja rejestracji sejsmicznych polega na wyznaczeniu horyzontów refleksyjnych, które rozdzielają poszczególne jednostki litologiczne budujące dno akwenu. Im bardziej jednostki różnią się pod względem litologicznym, tym wyraźniejsze są na sejsmogramach refleksy powstające na granicy tych jednostek. Różnice w rodzaju osadów, gęstości, zawartości wody i stopnia ich skonsolidowania wpływają na właściwości odbijające warstw. Te właściwości wpływają na impedancję akustyczną osadów będącą miarą oporu, jaki stawia ośrodek rozchodzącej się w nim fali dźwiękowej. Gdy na granicy osadów

występuje skokowa zmiana ich gęstości objętościowej, na sejsmogramie przejawia się to powstaniem wyraźnego refleksu będącego rezultatem odbicia fal akustycznych od powierzchni granicznej pomiędzy osadami. Rodzaj powstających refleksów zależy od litologii i cech strukturalno-teksturalnych osadów, w tym przede wszystkim takich jak gęstość objętościowa, uziarnienie, porowatość, obecność roztworów porowych lub gazów (ryc. 7.10).



Rycina 7.10. Modelowe wzorce refleksów sejsmicznych (wg Stokera i in. 1997)  
Figure 7.10. Seismic reflectors patterns (after Stoker et al. 1997)

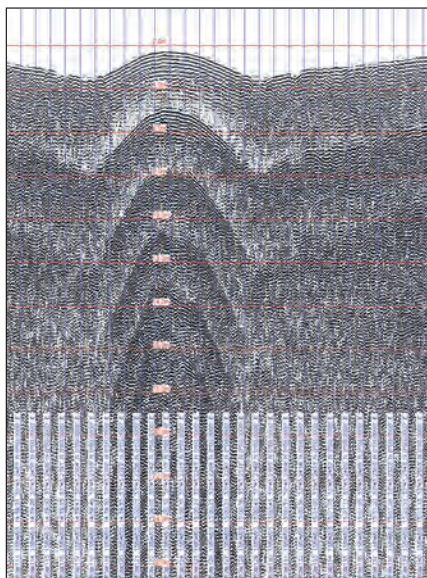
Interpretując sejsmogramy, należy jednak zdawać sobie sprawę z różnego rodzaju zakłóceń lub niekorzystnych efektów wynikających ze specyfiki rozchodzenia się dźwięku w wodzie i osadach. Mogą pojawiać się one w trakcie rejestracji i utrudniać późniejszą interpretację sejsmogramów. W konsekwencji nie wszystkie pojawiające się na sejsmogramach refleksy będą wprost odzwierciedlały budowę geologiczną dna akwenu.

Istnieje wiele czynników, które mogą wywoływać takie niekorzystne efekty. Część z nich związana jest ze środowiskiem wodnym, które przenosi falę akustyczną, a część wiąże się z odbiciem, rozpraszaniem i pochłanianiem fali akustycznej w osadach. Jednym z czynników wpływających na rejestrację jest falowanie powierzchni wody. W tym wypadku niekorzystny wpływ falowania można wyeliminować poprzez zastosowanie kompensatorów falowania. Natomiast różnego rodzaju szumy zewnętrzne oraz niezbyt dobrze dobrana geometria układu pomiarowego mogą znacznie pogorszyć czytelność sejsmogramów, a tym samym utrudnić lub wręcz uniemożliwić interpretację (Hampton 1973; Hamilton i Bachman 1982; Stoker i in. 1997; Briggs i in. 2002; Przedziecki 2005).

Jednym z niekorzystnych efektów wynikających z fizyki rozchodzenia się fal akustycznych są wielokrotne echa (refleksy) od dna akwenu. Obrazują one kilkakrotne odbicie fali akustycznej od dna i powierzchni wody. Na sejsmogramie przejawia się to obecnością kilku refleksów na głębokościach odpowiadających wielokrotnościom odległości dna od powierzchni wody. Refleksy te mogą nakładać się na refleksy obrazujące budowę geologiczną dna, utrudniając jej właściwą interpretację. Stwarza to problemy szczególnie w płytkich akwenach, gdyż refleksy krotne pojawiają się bardzo blisko refleksu pierwotnego. Mogą wtedy całkowicie maskować refleksy pochodzące od faktycznie istniejących granic geologicznych (ryc. 7.11).

Innym zjawiskiem, które może utrudniać interpretację zapisów, jest ekranowanie warstw niżej leżących przez silnie pochłaniające lub rozpraszające energię fali akustycznej warstwy wyżej leżące. W efekcie nie uzyskujemy refleksów od warstw leżących poniżej warstwy silnie ekranującej. Ekranowanie najczęściej powodują warstwy piaszczyste i żwirowe oraz osady przesycone gazami. W przypadku piasków, które silnie pochłaniają energię fali akustycznej, często obserwuje się rozjaśnienie zapisu poniżej. Z kolei silne odbijanie i rozpraszanie ener-

gii akustycznej przez osady żwirowe może przejawiać się pociemnieniem zapisu poniżej.



Rycina 7.11. Refleksy wielokrotne powierzchni dna (profilowanie sejsmiczne 5 kHz, dno jeziora Jeziorak)

Figure 7.11. Multiple reflectors from the bottom surface (5 kHz seismic profiling, the bottom of the Jeziorak Lake)

Często obserwuje się maskowanie refleksów sejsmicznych przez gazy, które zmieniają właściwości mechaniczne i akustyczne osadów poprzez zwiększone tłumienie dźwięku, rozpraszanie ich energii akustycznej oraz zmianę prędkość dźwięku. Okazuje się, że już małe stężenie gazu w przestrzeni porowej osadów (0,5% objętościowo) może prowadzić do powstania różnego rodzaju niekorzystnych efektów na sejsmogramach.

W zależności od rodzaju osadów i stopnia ich nasylenia gazami może się to przejawiać wzmocnieniem, zmętnieniem czy wręcz wygaszeniem refleksów, a także przerwaniem ich ciągłości lub przesunięciami. Jeśli osady nie są nadmiernie nasycone gazami, to pęcherzyki gazów, działając jak pojedyncze rezonatory, mogą wzmacniać efekt rozchodzenia się dźwięku. W przypadku osadów umiarkowanie nasyconych gazami na sejsmogramach można obser-

wować silne wzmocnienie słabych refleksów w górnej części warstwy i osłabienie lub wręcz zanik refleksów w dolnej części. Osady przesycone gazami mogą całkowicie pochłaniać energię akustyczną i wtedy na sejsmogramach nie będziemy obserwować refleksów.

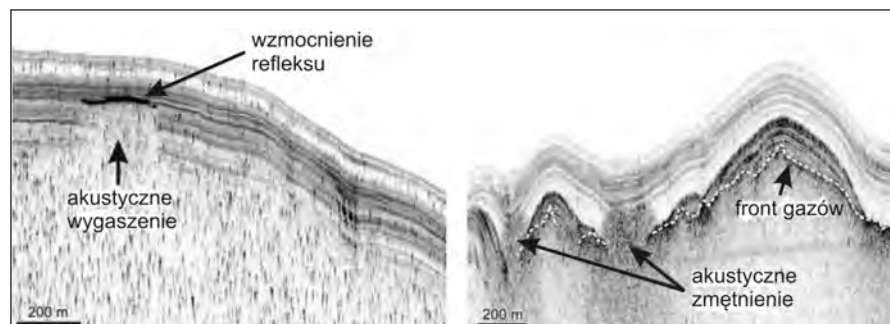
Nagromadzenie niewielkich ilości gazów poniżej pewnego horyzontu może skutkować fazowo odwróconym efektem odbicia, czego rezultatem może być wzmocnienie refleksów na sejsmogramach z profilowań wysokoczęstotliwościowych lub pojawienie się jasnych plam (*bright spots*) w profilowaniach niskoczęstotliwościowych. Są one rezultatem tłumienia (absorpcji i rozpraszania) energii akustycznej na pęcherzykach gazowych w osadzie. Tłumienie akustyczne jest największe, gdy częstotliwość akustyczna odpowiada częstotliwości rezonansowej pęcherzyków gazowych zależnej od ich wielkości.

Najczęstszymi typami zakłóceń związanych z obecnością gazów w osadach są wzmocnienia refleksów (*enhanced reflectors*) oraz akustyczne zmętnienia (*acoustic turbidity*). Oba efekty mogą występować w połączeniu z akustycznym wygaszaniem (*acoustic blanking*) (ryc. 7.12). Akustyczne zmętnienie przejawia się obecnością na sejsmogramach chaotycznych refleksów, najczęściej wyglądających jak ciemne rozmazania, które zazwyczaj maskują inne refleksy pochodzące od wewnętrznej stratyfikacji osadu. Czasami podobny efekt może być skutkiem punktowego rozpraszania fal akustycznych przez gruboziarniste składniki słabo wysortowanych osadów, np. żwir lub muszle mięczaków (Sweat 1997; Wilkens i Richard-

son 1998; Przedziecki 2001; Missiaen i in. 2002; Jackson i Richardson 2007; Judd i Hovland 2007; Naudts i in. 2009; Cukur i in. 2013).

Z drugiej strony tego typu właściwości gazów powodują, że refleksyjne profilowania sejsmiczne znakomicie nadają się do ich wykrywania w osadach. Gdy w górnej części strefy akustycznego zmętnienia pojawia się wzmocniony refleks, czasami określany mianem frontu gazowego (*gas front*), jest on interpretowany jako górna granica strefy wolnego gazu w osadzie. To dzięki profilowaniom sejsmicznym przeprowadzonym przez Naudtsa i in. (2006) w paleodelcie Dniepru wykazano, że dystrybucja i migracja gazu w tamtejszych osadach jest kontrolowana głównie przez czynniki sedymentacyjne i stratygraficzne, a nie przez uskoki, jak można się było spodziewać. Okazało się, że to różnice w uziarnieniu osadów i wynikające z tego zmiany przepuszczalności osadów wydają się głównymi czynnikami sterującymi migracją i akumulacją gazu w osadach tego obszaru.

Analizując zapisy sejsmiczne, należy mieć na uwadze, że nie przedstawiają one rzeczywistej geometrii struktur geologicznych, lecz jedynie obraz przebiegu fal akustycznych po najkrótszej drodze pomiędzy nadajnikiem, powierzchnią odbijającą i odbiornikiem. Pionowa skala na przekrojach sejsmicznych jest skalą czasową i odzwierciedla nie odległość pomiędzy źródłem fal akustycznych a obiektem, lecz czas potrzebny na pokonanie przez sygnał akustyczny drogi do obiektu i z powrotem do odbornika (TWTT – *two-way travel time*).



Rycina 7.12. Efekty wygaszania lub wzmocnienia refleksów na przekrojach sejsmicznych (na podst. Naudtsa i in. 2009)

Figure 7.12. Effects of blanking and enhancing of reflectors on seismic cross sections (based on Naudts et al. 2009)

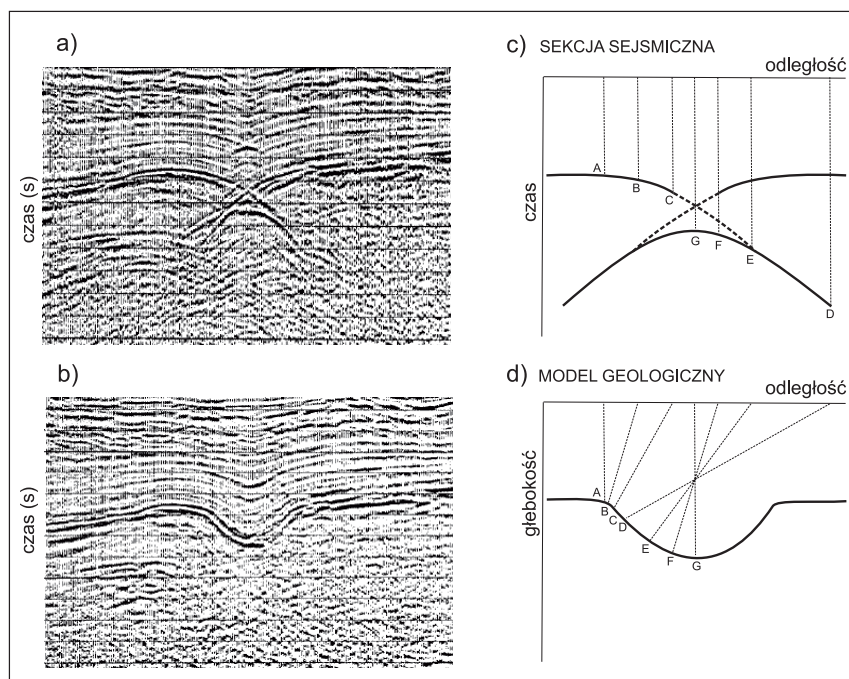
Należy pamiętać, że na granicach ośrodków, w których fale akustyczne się rozchodzą, mogą one ulec refrakcji, dyfrakcji oraz interferencji. W efekcie tych zjawisk geometria układu widocznych na sejsmogramie refleksów zazwyczaj bardzo odbiega od rzeczywistej geometrii granic geologicznych. Co więcej, efektem zjawisk dyfrakcji, refrakcji lub interferencji fal akustycznych jest pojawianie się różnych artefaktów niebędących właściwymi refleksami odzwierciedlającymi budowę geologiczną dna (Stoker i in. 1997; Sweat 1997; Kearey i in. 2002; Belknap i Kelley 2015).

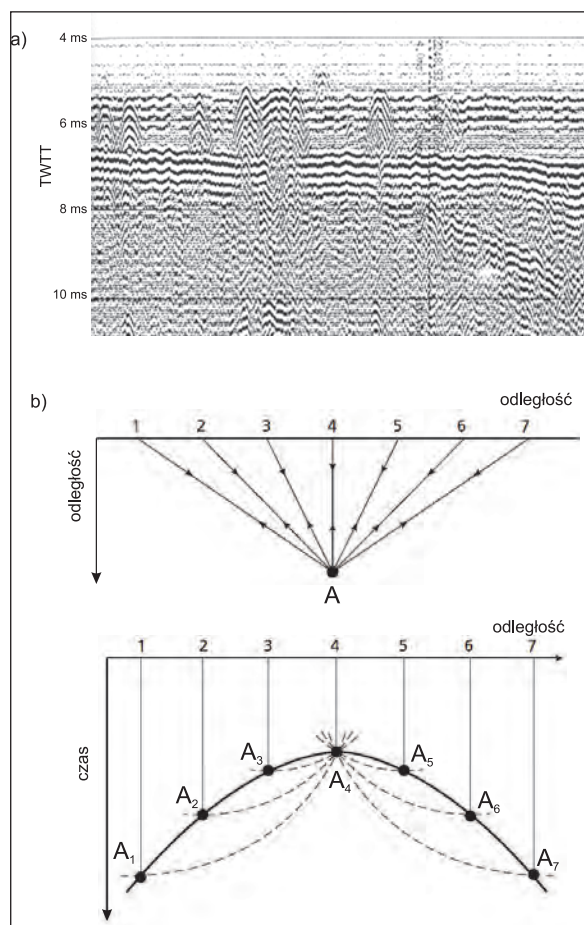
Szczególnie duże zniekształcenia rzeczywistych granic geologicznych występują przy stromo nachylnych warstwach. Duże zniekształcenia powstają także, gdy warstwy osadów przyjmują postać antyklinalną lub synklinalną. W pierwszym przypadku obserwujemy poziome rozszerzenie refleksu względem oryginalnej formy, w drugim przypadku jest odwrotnie (porównaj ryc. 7.1 i 7.2). Przy formach synklinalnych obserwujemy dodatkowo pojawienie się charakterystycznego „efektu kokardy” (*bow-tie* w literaturze anglojęzycznej) (ryc. 7.13).

Często obserwowanym efektem na sejsmogramach, a także na echogramach są hiperbolicznie zakrzywione refleksy (ryc. 7.14A). Hiperboliczne kształty tych refleksów nie mają nic wspólnego z kształtem obiektów, od których ulegają odbiciu fale akustyczne. Powstają, gdyż do dna akwenu dociera nie pojedynczy promień fali akustycznej, lecz ich wiązka rozchodząca się w określonym zakresie kątowym. Mechanizm powstania tego efektu wyjaśniono na rycinie 7.14B. Podczas przemieszczania jednostki pływającej, a wraz z nią przetwornika akustycznego do niewielkiego punkтового obiektu (np. kamienia na dnie) docierają poszczególne promienie wiązki fal pod różnym kątem. Odbijają się od tego obiektu w różnym czasie. Najszybciej dociera ten sygnał, którego wiązka znajdzie się dokładnie nad obiektem (punkt 4). Zostaje wtedy zmierzona najkrótsza, a zarazem rzeczywista odległość obiektu od powierzchni wody (odcinek 4–A<sub>4</sub>). Do tego samego obiektu docierają także sygnały akustyczne zarówno wcześniej (z punktów 1, 2, 3), jak i później (z punktów 5, 6, 7) niż wówczas, gdy przetwornik znajduje się

Rycina 7.13. A – „efekt kokardy” (*bow-tie*) na czasowym przekroju sejsmicznym; B – ten sam przekrój sejsmicznym po korekcie tzw. migracji czasowej (wg Keareya i in. 2002); C i D – schemat wyjaśniający zjawisko powstawania takiego efektu (na podst. Gadomskiego i in. 1983, zmodyfikowano)

Figure 7.13. A – bow-tie shape of the reflection event on the non-migrated seismic section; B – the same seismic section after the correction, so-called, time migration (after Kearey et al. 2002); C and D – scheme explaining a phenomenon of appearance of such an effect (based on Gadomski et al. 1983, modified)





Rycina 7.14. Hiperboliczne refleksy w zapisie sejsmicznym: (a) przykład z dna Zalewu Szczecińskiego; (b) schemat wyjaśniający zjawisko powstawania hiperbolicznych refleksów na sejsmogramach (wg Keareya i in. 2002; zmodyfikowano): A – punktowy obiekt wywołujący efekt hiperbolicznych refleksów; cyfry oznaczają kolejne położenia odbiornika sygnałów akustycznych; punkty od A1 do A7 oznaczają kolejne projekcje obiektu A; linie przerywane obrazują położenia czoła fali

Figure 7.14. Hyperbolic reflectors in the seismic record; (a) an example from Szczecin Lagoon bottom; (b) scheme explaining a phenomenon of appearance of hyperbolic reflectors on the seismograms (after Kearey et al. 2002, modified): A – a point object causing the effect of hyperbolic reflectors; digits represent the sequential position of the receiver of acoustic signals; points from A1 to A7 represent subsequent projections of object A; dashed lines illustrate the position of the wavefront

bezpośrednio nad obiektem. Im odleglejszy jest punkt, z którego dociera sygnał akustyczny (np. punkt 1), tym dłuższy jest czas powrotu sygnału po jego odbiciu od obiektu. Ten czas przełożony na

drogę, czyli głębokość, daje ją znacznie większą niż w punkcie 4. W rezultacie otrzymujemy hiperboliczny obraz wszystkich odbić od tego obiektu.

Takie hiperboliczne refleksy mogą pochodzić np. od tkwiących w osadach większych otoczków, fragmentów pni drzew itp. (Neave i in. 1981; Sweat 1997; Bell i in. 2013; Belknap i Kelley 2015). W trakcie badań własnych szczególnie dużo takich hiperbolicznych efektów autor zaobserwował na przekrojach sejsmicznych z Zalewu Szczecińskiego. Ich przyczynami były kolonie małży *Dreissena polymorpha* lub nagromadzenia odsypów muszlowych występujące zarówno na powierzchni dna, jak i zagrzebane w osadzie (Osadczyk 2003).

Mając na uwadze, że zapis sejsmiczny nie odzwierciedla rzeczywistej geometrii struktur dna, a jedynie jest obrazem przebiegu fal akustycznych po najkrótszej drodze, aby otrzymać względnie dokładne odwzorowanie struktury geologicznej dna akwenu, należy zapis sejsmiczny poddać specjalnej procedurze, którą określa się mianem migracji. Ta procedura pozwala m.in. na skorygowanie odbić od powierzchni nachylonych, aby uzyskać np. rzeczywisty upad warstw.

Profilowania sejsmiczne zapewniają szybki wgląd w strukturę dna, ale należy pamiętać, że wyróżnione refleksy sejsmiczne odzwierciedlają jedynie zmiany w impedancji akustycznej będącej iloczynem gęstości osadu i prędkości fali akustycznej. Dla poprawnej interpretacji geologicznej profili sejsmicznych kluczowe znaczenie ma nie tylko właściwe rozpoznanie horyzontów refleksyjnych, lecz także dokładne określenie głębokości tych horyzontów, do czego niezbędne jest przejście z sejsmicznej skali czasowej na skalę odległościową. Zadanie to nie jest łatwe, gdyż konwersja z TWTT (*two-way travel time*) do głębokości wymaga znajomości prędkości dźwięku dla wyróżnionych serii osadowych, a one są zazwyczaj nieznane i muszą być oszacowane. W tym celu konieczne jest uzyskanie dokładnej informacji o zmienności litologicznej osadów, gdyż na prędkość rozchodzenia się dźwięku wpływają ich właści-

wości fizykochemiczne. Takimi właściwościami są przede wszystkim: gęstość objętościowa, uziarnienie, porowatość, stopień nasycenia wodą, stopień nasycenia gazami. Ponadto na prędkość rozchodzenia się fal akustycznych wpływa także temperatura i ciśnienie, jakiemu podlegają osady (Hamilton 1970; Hamilton i Bachman 1982; Orsi i Dunn 1991; Brandes 2001; Gorgas i in. 2002; Liu i in. 2013; Mavko 2013). Niektóre z tych zależności przedstawiono na rycinach 7.15–7.17.

Dla dokładnego określenia miąższości poszczególnych jednostek litologicznych konieczna jest informacja o prędkości rozchodzenia się fal akustycznych w każdej z tych jednostek. Jak ważna jest ta informacja, pokazują dane dotyczące prędkości rozchodzenia się fal akustycznych w różnych ośrodkach. W tabeli 7.1 pokazano, że zakres zmienności tych prędkości jest znaczny. Na przykład jeśli dwie warstwy osadowe A i B wykazują w sejsmicznej skali czasowej takie same miąższości, a prędkość rozchodzenia się dźwięku w warstwie B jest dwukrotnie większa niż w warstwie A, to oznacza, że w tym samym czasie fala akustyczna pokonała w warstwie B

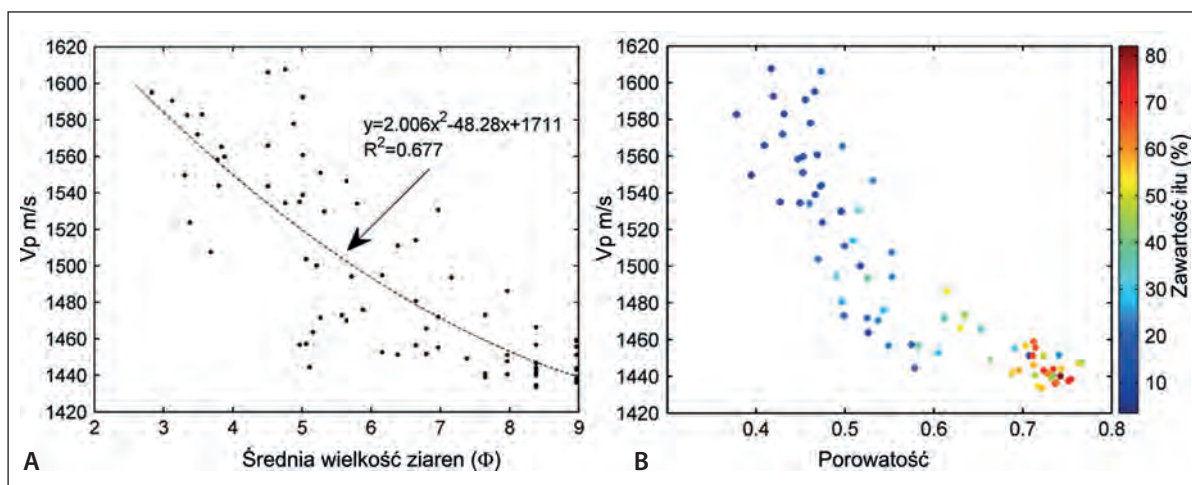
dwukrotnie większy dystans niż w warstwie A, czyli w rzeczywistości warstwa B ma dwukrotnie większą miąższość.

Tabela 7.1. Prędkości rozchodzenia się dźwięku w różnych ośrodkach

Table 7.1. Speed of sound in various natural materials

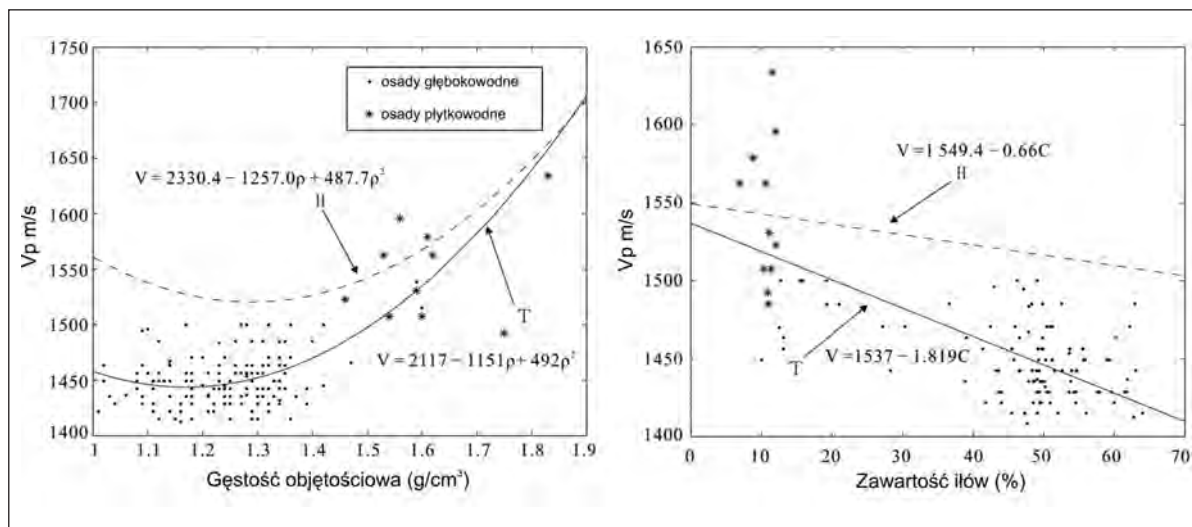
Osady i skały osadowe	$V_p$ (km/s)	Osady i skały osadowe	$V_p$ (km/s)
Piasek suchy	0,2–1,0	Sole	4,5–5,0
Piasek mokry	1,5–2,0	Anhydryty	4,5–6,5
Iły	1,0–2,5	Wapienie karbońskie	5,0–5,5
Gliny	1,5–2,5	Skały magmowe/metamorficzne	
Wieczna zmarzlina	3,5–4,0	Kwarcyty kambryjskie	5,5–6,0
Piaskowce	2,0–6,0	Granity	5,5–6,0
Piaskowce trzeciorzędowe	2,0–2,5	Serpentynity	5,5–6,5
Piaskowce karbońskie	4,0–4,5	Gabra	6,5–7,0
Kreda	2,0–2,5	Skały ultramaficzne	
Wapienie	2,0–6,0	Inne naturalne substancje	
Gipsy	2,0–3,5	Powietrze	0,3
Dolomity	2,5–6,5	Woda	1,4–1,5
Jurańskie wapienie bioklastyczne	3,0–4,0	Lód	3,4
		Ropa naftowa	1,3–1,4

Źródło: na podstawie Kearey i in. (2002).



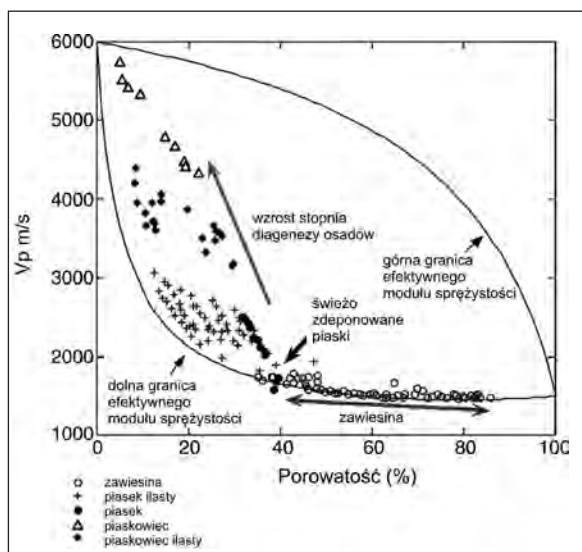
Rycina 7.15. Zależność pomiędzy prędkością dźwięku zmierzoną in situ a średnią wielkością ziaren osadów (A) oraz porowatością i zawartością składników iltowych w osadach (B) (wg Liu i in. 2013)

Figure 7.15. Relationship between in situ measured velocity and mean grain size of sediments (A) and relationship between sound velocity and porosity by clay content in sediments (B) (after Liu et al. 2013)



Rycina 7.16. Zależność pomiędzy prędkością dźwięku, gęstością objętościową osadów oraz zawartością składników ilastych (wg Hou i in. 2015); H – krzywa regresji wg Hamiltona i Bachmana (1982); T – krzywa regresji wg Hou i in. (2015)

Figure 7.16. Relationship between sound velocity and bulk density and clay content in sediments, (according to Hou et al. 2015); H – regression curve after Hamilton and Bachman (1982); T – regression curve after Hou et al. (2015)



Rycina 7.17. Zależność pomiędzy prędkością dźwięku a porowatością mokrych osadów (wg Avseth i in. 2010)

Figure 7.17. Relationship between sound velocity and porosity of wet sediments (after Avseth et al. 2010)

Informacje o prędkości rozchodzenia się impulsów akustycznych można otrzymać przy zastosowaniu

niektórych wielokanałowych systemów sejsmicznych, ale nie da się ich uzyskać z zapisu jednokanałowego. W takim przypadku niezbędne jest przeprowadzenie tzw. modelowania geoakustycznego. Najczęściej takie modelowanie bazuje na określeniu właściwości akustycznych *in situ* z wykorzystaniem empirycznych funkcji regresji. Można też bazować na modelu fizycznym uwzględniającym parametry litologiczne osadów (Endler i in. 2015). Najlepszym rozwiązaniem wspierającym modelowanie geoakustyczne jest dysponowanie rdzeniem osadów i dokonanie na nim pomiarów niezbędnych parametrów określających właściwości akustyczne poszczególnych warstw. Podstawowym parametrem wykorzystywanym w modelowaniu geoakustycznym jest gęstość objętościowa naturalnie wilgotnego osadu (*wet bulk density*). Wynika to z faktu, że prędkość rozchodzenia się dźwięku jest funkcją impedancji akustycznej ośrodka, w którym dźwięk się rozchodzi. Z kolei impedancja akustyczna, która charakteryzuje opór, jaki musi pokonać fala akustyczna rozchodząca się w danym ośrodku, jest ściśle skorelowana z gęstością ośrodka, w którym fala się roz-

chodzi. Dane dotyczące impedancji niektórych najbardziej typowych osadów klastycznych przedstawiono w tabeli 7.2.

Tabela 7.2. Impedancja akustyczna niektórych osadów klastycznych

Table 7.2. Acoustic impedance of some clastic sediments

	$\times 10^3 \text{g/cm}^2/\text{s}$
Woda	1,450
łł mulisty	2,016–2,460
Mulek ilasty	2,460–2,864
Piasek mulisty	2,864–3,052
Bardzo drobnoziarnisty piasek	3,052–3,219
Drobnoziarnisty piasek	3,219–3,281
Średnioziarnisty piasek	3,281–3,492
Gruboziarnisty piasek	3,492–3,647
Piasek żwirowy	3,647–3,880
Żwir piaszczysty	3,880–3,927

Źródło: Hamilton (1972).

Niezwykle przydatny przy interpretacji profili sejsmicznych jest rdzeń osadów, nawet gdy nie dokonujemy modelowania geoakustycznego. Informacje pochodzące z rdzenia pozwalają na dowiązanie wyróżnionych horyzontów refleksyjnych do konkretnych granic litologicznych. Szczególnie wartościowy jest rdzeń, który został pobrany w miejscu wytypowanym na podstawie wstępnej analizy zapisów sejsmicznych, najlepiej na przecięciu dwóch linii profilowych.

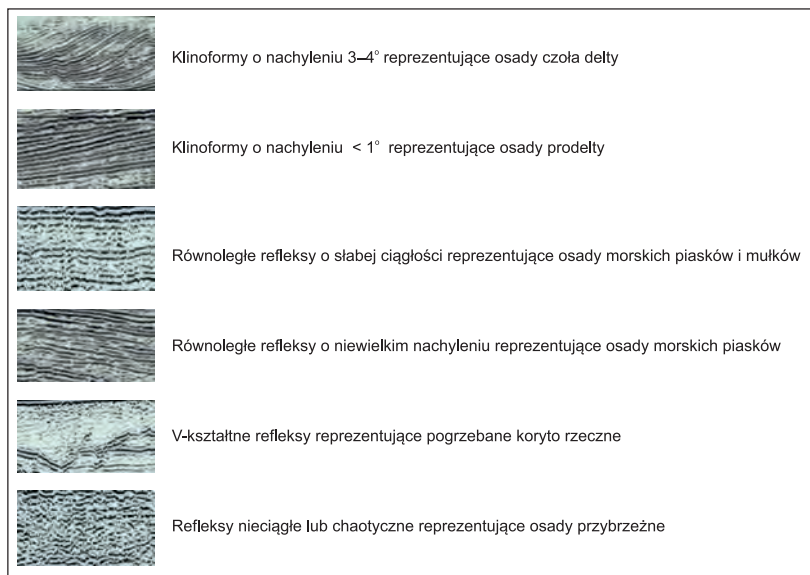
Badając cechy litologiczne wyróżnionych warstw, jesteśmy w stanie uzyskać dane niezbędne do określenia właściwości akustycznych osadów. Niezwykle pomocne są w tym nowoczesne urządzenia, które poprzez możliwość niedestrukcyjnego skanowania rdzenia dostarczają bardzo szczegółowych informacji o zmienności litologicznej i geochemicznej osadów. W literaturze naukowej dość szeroko opisywano możliwości tego typu urządzeń, wśród których najpowszechniej stosowanymi są: Itrax XRF Core Scanner (Kylander i in. 2011; Kanamarua i in. 2013; Tylmann i in. 2013), Avaatech XRF Core Scanner (Richter i in. 2006; Olsen i in. 2010, 2012;

Baumgarten 2014; Van Dae i in. 2015) oraz Geotek Multi-Sensor Core Logger (Weber i in. 1997; Gili i in. 2003). Z punktu widzenia interpretacji sejsmicznych najbardziej przydatny jest Multi-Sensor Core Logger, gdyż daje możliwość bezpośredniego uzyskania informacji o prędkości rozchodzenia się fal akustycznych w osadzie. Dodatkowo można uzyskać informacje o gęstości i porowatości osadów, która jest obliczana z pomiarów tłumienia promieniowania gamma. Urządzenie MSCL daje także możliwość dokonania pomiaru podatności magnetycznej. Tego typu skaner został wykorzystany przez Endlera i in. (2015) jako narzędzie wspomagające modelowanie geoakustyczne, które przeprowadzono z wykorzystaniem próbek osadów pobranych z dna Bałtyku Południowego.

Profilowania sejsmiczne wysokiej rozdzielczości stwarzają możliwość wyróżnienia tzw. facji sejsmicznych, czyli grupy refleksów, których cechy wyróżniają je od grup sąsiadujących. Jako przykład można podać facje sejsmiczne, które zostały wyróżnione w kompleksie osadów związanych z paleodeltą na dnie Morza Południowochińskiego, odkrytą przez zespół, w którego pracach autor miał okazję uczestniczyć (Chen i in. 2016) (ryc. 7.18).

Analiza układu refleksów sejsmicznych pozwala na uzyskanie dokładniejszego wglądu w sukcesję osadów. Jej istota polega na analizie układu horyzontów refleksyjnych na przekrojach sejsmicznych interpretowanych jako izochroniczne powierzchnie nieciągłości, które są efektem erozji wcześniej zdeponowanych osadów lub przerw w sedymentacji. W pracach tych szczególną uwagę przywiązuje się do geometrycznej analizy zakończenia refleksów (*strata terminations*). Na ogół jest to osiągnięte poprzez grupowanie stosunkowo podobnych refleksów sejsmicznych w pakiety, które ograniczone są powierzchniami niezgodności erozyjnej, kątowej oraz przekraczającej lub penakordancją, czyli rodzajem pozornej zgodności będącej efektem długiej przerwy w sedymentacji, skutkującej luką w zapisie stratygraficznym (Mitchum i Vail 1977; Stoker i in.





Rycina 7.18. Facje sejsmiczne wyróżnione na podstawie geometrii refleksów w osadach związanych z paleodeltą odkrytą na dnie zatoki Beibu (wg Chen i in. 2016, zmodyfikowano)

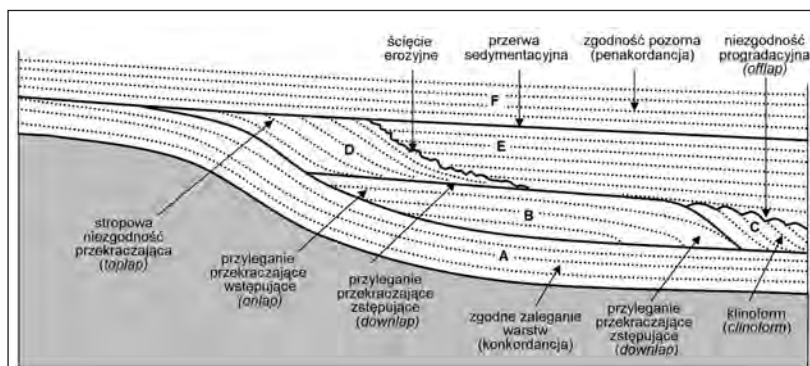
Figure 7.18. Seismic facies distinguished based on the geometry of reflectors in sediments associated with paleodelta discovered at the Beibu Gulf (after Chen et al. 2016, modified)

1997; Catuneanu 2006, 2010). Na podstawie analizy układu zakończenia refleksów sejsmicznych jesteśmy w stanie ocenić, czy niezgodność jest wynikiem erozji, zmiany tempa sedymentacji czy jej braku. Takie niezgodności są głównym kryterium określania granic sekwencji, które są geologicznym zapisem procesów ekstremalnych lub zjawisk o charakterze globalnym, jak zmiany eustatyczne lub tektoniczne.

W stratygrafii sejsmicznej wyróżnia się, oprócz klasycznej niezgodności kątowej oraz erozyjnej, kilka innych odmian niezgodności. Są one związane z odmiennym zaleganiem warstw osadowych

na granicach oddzielających poszczególne sekwencje. Poniżej górnej granicy sekwencji może przejawiać się to stropową niezgodnością przekraczającą (*toplap*) lub łagodnym przejściem w subhoryzontalnie ułożone warstwy (ryc. 7.19). Niezgodność przekraczającą typu *toplap* stwierdzono m.in. w jednej z facji wyróżnionych w kompleksie osadów jeziora Wigry (patrz ryc. 2.22–2.24).

Innym rodzajem niezgodności ujawniających się wyraźnie w obrazie sejsmicznym jest tzw. niezgodność wstępująca (*onlap*), która przejawia się zakończeniem łagodnie nachylonych warstw na bardziej



Rycina 7.19. Typy niezgodności jako granice sekwencji osadów w świetle geometrii zakończeń refleksów sejsmicznych; A, B, C, D, E, F – kolejne sekwencje osadowe (na podst. Mitchum i Vail 1977; Southard 2007; Catuneanu 2011)

Figure 7.19. Types of unconformities as sedimentary sequence boundaries in the light of the geometry of seismic reflectors terminations; A, B, C, D, E, F – subsequent sedimentary sequences (based on Mitchum and Vail 1977; Southard 2007; Catuneanu 2011)

stromej powierzchni nieciągłości. W tym wypadku powierzchnia niezgodności jest nachylona pod kątem przeciwnym do kierunku, w którym kolejne warstwy mają coraz większy zasięg. Jeszcze innym typem jest tzw. niezgodność zstępująca (*downlap*) przejawiająca się przekraczającym przyleganiem pochyłych warstw do znacznie łagodniej nachylonej powierzchni nieciągłości. Tutaj powierzchnia nieciągłości jest subhoryzontalna lub nachylona zgodnie z kierunkiem, w którym kolejne warstwy wykazują coraz większy zasięg. Tego typu niezgodność często występuje u podstawy klinoform, elementów architektury stratygraficznej, w których kolejne nachylone progradacyjnie warstwy są ograniczone w spągu przez niezgodność zstępującą, a w stropie przez niezgodność określaną jako *offlap* (Mitchum i in. 1977; Porębski 1996; Catuneanu 2002, 2006; Miall 2010; Catuneanu i in. 2011). We wspomnianych wyżej badaniach na dnie Morza Południowochińskiego (Chen i in. 2016) zapis sejsmiczny z jednej z serii osadowej ujawnił obecność charakterystycznych klinoform, których sekwencja jednoznacznie wskazuje na progradacyjny charakter tej serii. Było to podstawą do zidentyfikowania tej serii osadowej jako osadów plejstocenijskiej paleodelty powstałej u podnóża wyspy Hainan.

Chociaż metody stratygrafii sejsmicznej z wykorzystaniem wysokorozdzielczych profilowań sejsmicznych są stosowane w badaniach akwenów morskich już od dość dawna, w ostatnich latach obserwuje się coraz częstsze ich wykorzystanie także w badaniach różnych akwenów śródlądowych, o czym świadczą liczne publikacje naukowe ukazujące różną aplikacyjność tych metod.

Profilowania sejsmiczne z wykorzystaniem systemu bazującego na źródle typu *boomer* (IKB-Seistec 2-10 kHz) pozwoliły Dobsonowi i in. (1995) wyróżnić w kompleksie holocenijskich osadów jeziora Huron siedem facji sejsmicznych. Na tej podstawie skonstruowano mapy izopachytowe obrazujące trend w miąższości akumulowanych osadów. Z kolei system ORE-GeoPulse (1–12 kHz) wspomógł

badania paleoklimatyczne prowadzone w brackim jeziorze Miscanti na płaskowyżu Altiplano (Valero-Garcts i in. 1996). Natomiast w badaniach prowadzonych na terenie fiordowego jeziora Bowser w Kanadzie wykorzystany został system Data-sonic SBP220 (3,5 kHz). Wyróżniono dzięki niemu akustyczne refleksy w obrębie warstwowych osadów jeziora. Niektóre z refleksów wyraźnie wskazywały na osady dużych prądów zawiesinowych związanych z powodziami lodowcowymi typu *jökulhlaup* (Gilbert i in. 1997). W badaniach innego jeziora o podobnym charakterze, Lake Melville na półwyspie Labrador (Syvitski i Lee 1997), korzystano z dwóch systemów, którymi były *airgun* oraz *sleevegun* (Huntec Deep Tow System, 540 J, 3,5 kHz). Umożliwiły one wydzielenie trzynastu serii osadowych związanych z sedymentacją glacialną, paraglacialną i postglacialną.

W badaniach geologicznych skalnego podłoża kanadyjskiego jeziora Winnipeg wykorzystano także dwa systemy: IKB-Seistec, w którego skład jako źródło fal akustycznych wchodził *boomer* Huntec 4425 (2 kHz i 8 kHz) oraz korzystający ze sprężonego powietrza jako źródła fal akustycznych *sleevegun*, pracujący na dużo mniejszych częstotliwościach (od kilkudziesięciu do kilkuset Hz) (Todd i in. 1997). Dzięki tym urządzeniom udało się dokonać wyraźnego rozróżnienia pomiędzy paleozoicznym kompleksem skał węglanowych a utworami prekambryjskimi. Ponadto dzięki zastosowanym metodom stwierdzono w wielu miejscach wyraźne nieciągłości kątowe pomiędzy serią Agassiz a nadległą serią Winnipeg w obrębie utworów paleozoicznych, z nawet dziesięciometrowymi lukami erozyjnymi pomiędzy seriami. W tym samym jeziorze także z systemu IKB-Seistec korzystali w swoich badaniach stratygraficznych Moran i Jarrett (1998). Ten sam system wykorzystany był również w badaniach postglacialnej historii sedymentacji w jeziorze Michigan, pozwalając m.in. na wykrycie jej cykliczności związanej z fazami zmian poziomu wody (Safarudin i Moore 1999).

Z kolei profilowania sejsmiczne wykonane w alpejskim jeziorze Le Bourget za pomocą systemu typu *sparker* (RCMG's Centipede, 300–2500 Hz) pozwoliły na wyróżnienie pięciu facji sejsmicznych reprezentujących osady glacialne, glacialno-limniczne, proglacialne, limniczne i fluwialne, które uformowały się w kolejnych fazach deglacjacji tego obszaru (van Rensbergen i in. 1999).

Metodami wysokorozdzielczej sejsmiki rozpoznano w kilku jeziorach duże formy akumulacyjne, które powstały w wyniku działania prądów zawieszinowych lub innych podwodnych ruchów masowych. Profilowania wykonane za pomocą *sparkera* RCMG przez Cermicola i in. (2001) ujawniły na dnie jeziora Bajkał dużo stosunkowo niewielkich pagórkowatych wyniesień, wykazujących niezgodności kątowe z otaczającymi osadami. Zdaniem autorów struktury te powstały dzięki prądom zawieszinowym. Turbidytowe osady takich prądów zostały stwierdzone dzięki badaniom sejsmicznym także w Jeziorze Czterech Kantonów (Lucerna) (Schnellmann i in. 2006) oraz innych alpejskich jeziorach: Como w Włoszech (Fanetti i in. 2008) i Brienz (Girardclos i in. 2007). Z kolei w jeziorze Windermere w Wielkiej Brytanii rozpoznano pogrzebane pod osadami holocenijskimi osuwisko z młodszego dryasu (Vardy i in. 2010; Lowag i in. 2012).

Metody wysokorozdzielczej sejsmiki pozwoliły Vanneste i in. (2001) na rozpoznanie stref występowania hydratów metanu w jeziorze Bajkał. W badaniach wykorzystano aż pięć różnych systemów sejsmicznych pracujących na różnych częstotliwościach, w zakresie 10–1000 Hz: LF *airgun-array*, MF *airgun* (2 różne), HF *watergun*, VHF *sparker*. Dzięki nim stwierdzono występowanie hydratów metanu w osadach południowej części jeziora, na głębokościach ponad 580 metrów, niemal naprzeciw ujścia rzeki Selengi będącej głównym źródłem materii organicznej w tym rejonie.

W literaturze można znaleźć także przykłady wykorzystania technik sejsmicznych do badań den jezior o genezie impaktowej (Karpa i in. 2002; Lazorek

i in. 2006; Niessen i in. 2007) lub kalderowej (Morgan i in. 2003).

Stratygrafia sejsmiczna może być podstawą do stratygrafii sekwencyjnej, której zadaniem jest wydzielenie sekwencji genetycznie powiązanych warstw osadowych, a podstawowym celem rozpoznanie następstwa warstw litologicznych na potrzeby rekonstrukcji paleogeograficznych. Interpretacja profili sejsmicznych na użytek stratygrafii sekwencyjnej jest wielostopniowa i obejmuje takie zadania, jak rozpoznanie zakończeń refleksów, korelację sekwencji sejsmicznych, zidentyfikowanie facji sejsmicznych, interpretację facji sejsmicznych w odniesieniu do systemów depozycyjnych oraz zintegrowanie tych informacji z danymi z rdzeni osadów. Podstawowym kryterium sprawdzenia poprawności interpretacji sekwencji i powiązania ich z odpowiednimi tzw. ciągami systemów depozycyjnych (*depositional systems tracts*) jest określenie przestrzennych i czasowych relacji w obrębie systemów depozycyjnych. Bardzo istotne w tym przypadku jest uwzględnienie kierunków zachodzących zmian w poszczególnych przedziałach czasowych. Ciągi systemowe są określane na podstawie geometrycznego układu warstw, ich pozycji w obrębie sekwencji oraz ograniczających je powierzchni nieciągłości. Ponieważ każdy depozycyjny ciąg systemowy jest związany z określonymi zmianami poziomu bazy erozyjnej i oznacza konkretne zdarzenie w geologicznej historii basenu sedymentacyjnego, reprezentujący ten ciąg układ warstw odzwierciedla warunki, jakie panowały w trakcie depozycji, a w szczególności relację pomiędzy ilością transportowanego materiału osadowego a dostępną dla niego przestrzenią do akumulacji (Catuneanu 2006; Catuneanu i in. 2011).

Stratygrafia sekwencyjna wykorzystująca metody stratygrafii sejsmicznej jest już dość powszechnie stosowana w analizie morskich basenów sedymentacyjnych. Coraz częściej bywa stosowana także w badaniach geologicznych różnych śródlądowych basenów sedymentacyjnych. Świadczą o tym pojawiające się coraz liczniej publikacje naukowe w tym

zakresie, których krótki przegląd uwzględniający tematykę badań przedstawiono poniżej.

Eyles i in. (2000), badając dno jeziora Waterton (Rocky Mountains, Canada/USA) z pomocą profilowań systemem *chirp* (EdgeTech X-Star), wyodrębnili kilka facji sejsmicznych osadów wypełniających ten basen. Z kolei Beck i in. (2001), stosując aparaturę typu *spark* (2,5 kHz), rozpoznali pięć serii litostratygraficznych w alpejskim jeziorze Anney: w podłożu osady subglacjalne i glacialimniczne, wyżej osady proglacjalne związane z fazą rozwoju systemu aluwialnego, a następnie dwie serie postglacjalnych osadów jeziornych.

W paleośrodowiskowych badaniach prowadzonych w Devil Lake (Ontario, Kanada) bardzo pomocne okazały się profilowania wykonane z pomocą cyfrowego systemu typu *chirp* (Datasonics Benthos) (Gilbert 2003). Ujawniły one trzy odmienne facje sejsmoakustyczne: a) umiarkowanie przezroczystą akustycznie sekwencję osadów laminowanych, zinterpretowanych jako glacialimniczne; b) przejściową, bardziej przezroczystą akustycznie warstwę osadów słabiej warstwowanych, interpretowanych jako osady dystalnej części jeziora lodowcowego; c) fację osadów bardzo przezroczystych akustycznie, które zinterpretowano jako holocenijskie gytie.

Sejsmoakustyczne profilowania z wykorzystaniem *pinger* GeoAcoustics (3,5 kHz) zostały wykorzystane także w paleośrodowiskowej rekonstrukcji historii niewielkiego, wytopiskowego jeziora Lago di Tovel w północnych Włoszech (Kulbe i in. 2005). Również trzypółkilohercowe profilowania (system Edo-Western HiPACT) pod kątem odtworzenia późnoglacialnej i holocenijskiej sedymentacji zostały wykonane w postglacjalnym jeziorze Flathead w stanie Montana, USA. Z ich pomocą wyróżniono sześć sejsmostratygraficznych facji osadowych (Hofmann i in. 2006).

Przeprowadzone przez Charleta i in. (2008) badania jeziora Puyehue w Chile rzuciły nowe światło na przebieg deglacjacji i holocenijskiej ewolucji tego obszaru. W badaniach wykorzystano jako

źródło sygnału akustycznego wieloelektrodowy *sparker* (400–1500 Hz) oraz system GeoAcoustics (3,5 kHz). Pozwoliło to na wyróżnienie w kompleksie osadowym pięciu sejsmostratygraficznych facji, które zinterpretowano jako: 1) utwory morenowe; 2) glacialimniczne osady o szybkiej sedymentacji w proglacjalnym lub subglacjalnym basenie; 3) osady stożka napływowego proglacjalnego jeziora; 4) dystalne osady fluwialnego pochodzenia zdeponowane w postglacjalnym jeziorze; 5) autigeniczne osady, głównie organicznego pochodzenia, akumulowane w otwartym postglacjalnym jeziorze.

Podobnie w przypadku jeziora Simcoe (Ontario, Kanada) sejsmostratygraficzna analiza zapisów profilowań z zastosowaniem systemów *boomer* oraz *airgun* pozwoliła na ustalenie sekwencji osadów czwartorzędowych (Todd i in. 2008). Wspierając się badaniami palinologicznymi, wydzielono cztery serie osadowe: 1) gliny morenowe z maksimum ostatniego zlodowacenia; 2) osady powstałe w wyniku szybkiego wypełnienia zagłębień, w schyłkowej fazie odprowadzania wód roztopowych; 3) osady glacialimniczne (rytmity z napławionymi klastami); 4) holocenijskie muły jeziorne.

Gęsta sieć profilowań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości (*airgun*) wykonanych w Jeziorze Genewskim dała dokładny obraz całej sekwencji osadów czwartorzędowych. W całym kompleksie osadowym mającym 220 metrów miąższości wyróżniono aż czternaście jednostek sejsmicznych obejmujących osady środowiska lodowcowego, lodowcowo-jeziornego i jeziornego. Obraz ten dał podstawy do interpretacji paleośrodowiskowych i szczegółowej rekonstrukcji recesji lodowca Rodanu, która doprowadziła do powstania Jeziora Genewskiego (Fiore i in. 2001).

Badania przeprowadzone przez D'Agostino i in. (2002) w jeziorze Titicaca, z wykorzystaniem *sub-bottom profiler* EdgeTech X-Star (w paśmie 2–12 kHz), ujawniły dwie granice sejsmiczne, które zostały zinterpretowane jako powierzchnie erozyjne powstałe w okresach niskiego poziomu wód jeziora. Jedna z nich (8 m poniżej powierzchni dna) została

skorelowana z wcześniej już udokumentowanym niskim stanem w połowie holocenu, a druga (30 m poniżej dna) z nieznanym dotychczas, niskim poziomem w plejstocenie (około 90 tys. lat temu).

Badania w jeziorze Tanganika wspomagane profilowaniami z wykorzystaniem *sparkera* ujawniły cztery sejsmostratygraficzne sekwencje osadów, które dzięki datowaniom radiowęglowym zostały powiązane z fazami dużych zmian poziomu wody w późnym plejstocenie (McGlue i in. 2008). Także badania kraterowego jeziora Challa we wschodniej Afryce z wykorzystaniem systemu GeoPulse bazującego na trzypółkilohercowym *pingerze* ujawniły w kompleksie utworów późnoczwartorzędowych o miąższości 210 metrów sekwencje osadów ściśle skorelowanych z dużymi wahaniami poziomu wody związanymi ze zmianami klimatu w okresie ostatnich 140 tysięcy lat (Moernaut i in. 2010).

Sejsmostratygrafia ostatnich 17 tysięcy lat rozwoju jeziora Tana w Etiopii, którą otrzymano dzięki profilowaniom z użyciem systemu IKB-Seistec wyposażonego w *boomer* jako źródło energii akustycznej, dobrze koreluje się z wynikami badań magnetycznych, geochemicznych i mikropaleontologicznych rdzeni osadów (Marshall i in. 2011). Na podstawie tych kompleksowych badań ustalono, że duże zmiany poziomu wody w jeziorze w późnym plejstocenie zbiegają się czasowo i przyczynowo z pierwszym z sześciu tzw. *Heinrich events* – wydarzeń, które były skutkiem globalnych zmian klimatycznych w górnym plejstocenie.

Również w jeziorze Erie na pograniczu USA i Kanady wykonane sejsmiczne profilowania o wysokiej rozdzielczości (Raytheon 7 kHz) ujawniły fazy rozwoju jeziora związane ze zmianami poziomu wody, umożliwiając tym samym paleogeograficzną rekonstrukcję jego historii (Lewis i in. 2012).

Mullins i Halfman (2001) dzięki profilowaniom wykonanym za pomocą *sub-bottom profiler* EdgeTech X-Star emitującego modulowane impulsy 2–12 kHz (tryb *chirp*) wykryli w kompleksie osadowym niewielkiego jeziora Owasco (stan New York,

USA) dużą powierzchnię erozyjną w środkowym holocenie (4600 <sup>14</sup>C BP). Powiązali ją z drastyczną zmianą klimatu w okresie przejściowym między holocenijskim optimum klimatycznym a późniejszym ochłodzeniem.

W badaniach paleogeograficznych jeziora Van w Turcji zastosowano dwa systemy: GeoChirp (2–8 kHz) pozwalający na penetrację do 50 metrów z rozdzielczością około 50 centymetrów oraz system Mini-G-gun (80–500 Hz) dający możliwość znacznie większej penetracji, ale z rozdzielczością rzędu kilku metrów. Dane z tych systemów potwierdziły obecność w jeziorze trzech fizjograficznych prowincji: 1) szelfu, z licznymi relikdami osadów deltowych, pogrzebanymi kanałami i powszechnymi niezgodnościami; 2) stromego stoku; 3) trzech głębokich, stosunkowo płaskich basenów charakteryzujących się przemiennością warstw osadów jeziornych o nienaruszonej strukturze, warstw tefry i osadów spływów grawitacyjnych (Cukur i in. 2012).

Profilowania sejsmiczne były wykonywane także w jeziorze Bajkał. Wykorzystano w nich trzy różne systemy: EG & G *uniboom* – w rejonie delty Selengi (Urabi i in. 2004) oraz RCMG *multi-electrode sparker* i GeoAcoustics *pinger* – w obrębie trzech wyniesień dna (Charlet i in. 2005). Na ich podstawie przy wsparciu badaniami rdzeni osadów wyróżniono fazy zmian poziomu wody w jeziorze, które skorelowano z MIS (*marine isotope stages*) związanymi z globalnymi zmianami klimatu. Charakter refleksów sejsmicznych w odniesieniu do MIS wskazuje, że sekwencje osadów równi deltowej (*topset*) i skłonu delty (*foreset*) tworzyły się podczas stabilnego poziomu wody w czasie ciepłych okresów klimatycznych (Urabi i in. 2004). Natomiast badania Charleta i in. (2005) pozwoliły na wyjaśnienie genezy trzech izolowanych wyniesień dna w różnych częściach jeziora. Ich zdaniem rdzenie osadów pobrane z tych wzniesień mogą dostarczyć interesującego materiału do badań paleoklimatycznych.

Badania sejsmiczne, jakie zostały przeprowadzone przez autora w kilku polskich akwenach (Osad-

czuk i Borówka 2001; Osadczuk 2003, 2007; Osadczuk i in. 2006; Rutkowski i in. 2009b), również dostarczyły wielu cennych informacji o wewnętrznej strukturze ich dna. Na przykład profilowania wykonane w jeziorze Wigry wskazały na obecność kilku odmiennie wykształconych facji osadowych, różniących się układem refleksów sejsmicznych. Ujawniły także wychodnie utworów glacialnych stanowiących podłoże osadów jeziornych oraz ukryty pod osadami jeziornymi wał ozowy. Ponadto pozwoliły na odkrycie w różnych częściach jeziora kilku dużych podwodnych osuwisk. Profilowania sejsmiczne pozwoliły na wyróżnienie dwóch stref w obrębie dna jeziora, w których zaburzenia refleksów wskazują na uwalnianie się gazów lub roztworu gazowo-wodnego z niżej położonych warstw.

W przypadku jeziora Drawsko profilowania sejsmiczne pozwoliły wyróżnić trzy typy facji sejsmicznych charakteryzujących się odmiennym sposobem zalegania osadów holocenijskich na utworach plejstocenijskich. Profilowania te ujawniły także podwodny wał w północnej części jeziora będący najprawdopodobniej fragmentem ozu, którego dalszą częścią jest półwysep Uraz. Jednocześnie zapisy sejsmiczne ujawniły kilka paleosuwisk przykrytych warstwą gytii o kilkumetrowej miąższości.

W pewnym sensie najmniej efektywne okazały się profilowania sejsmiczne przeprowadzone na jeziorze Miedwie. Nie pozwoliły one na określenie głębokości występowania utworów mineralnych podścielających osady jeziorne, gdyż nie zaobserwowano refleksu, który można by jednoznacznie uznać za

pochodzący od stropu podłoża osadów jeziornych. Duża miąższość zróżnicowanych osadów jeziornych, przekraczająca w niektórych miejscach 30 metrów, może wskazywać, że w ich skład mogą wchodzić oprócz późnoglacialno-holocenijskich osadów jeziornych także osady związane z funkcjonowaniem zastoiska pyrzyckiego, którego jezioro Miedwie jest pozostałością. Znaczna miąższość osadów organiczno-węglanowych (gytii i kredy) jest najprawdopodobniej przyczyną występowania na wyjątkowo dużym obszarze dna jeziora stref znacznej emisji gazów uwalniających się z głębszych partii osadów. Ujawniły to przekroje sejsmiczne, na których obserwowano zanikanie refleksów na znacznej przestrzeni.

Z kolei badania na Zalewie Szczecińskim przeprowadzone z wykorzystaniem sejsmiki wysokiej rozdzielczości (Osadczuk i Borówka 2001; Osadczuk 2003), wsparte informacjami uzyskanymi z wibrosondowań i wierceń pozwoliły na odtworzenie morfologii utworów stanowiących podłoże osadów lagunowych. Widoczne na seismogramach wyniesienia i obniżenia piaszczystego podłoża zostały zinterpretowane jako relikty rzeźby doliny dawnej rzeki, która ewoluowała od rzeki roztokowej, poprzez meandrującą do anastomozującej. Kompleksowe badania umożliwiły zrekonstruowanie układu różnych elementów tego systemu, takich jak paleokoryta, międzykorytowe łachy, wysepki, terasy, które reprezentują późnoplejstocenijską i wczesnoholocenijską fazę rozwoju obszaru ujściowego Odry (Borówka i in. 2005, 2016).

# WNIOSKI KOŃCOWE

---

W poprzednich rozdziałach przedstawiono wiele przykładów zastosowania różnych metod wykorzystujących fale akustyczne jako nośnik informacji w badaniach geologicznych akwenów śródlądowych. Przytoczone przykłady pokazują, że metody te mogą być przydatne w rozpoznaniu morfologii dna, rodzaju osadów i ich wewnętrznej struktury, a tym samym bardzo pomocne w paleogeograficznych rekonstrukcjach rozwoju różnego typu śródlądowych zbiorników wodnych.

Zaletą metod hydroakustycznych jest to, że w przeciwieństwie do klasycznych punktowych metod rozpoznania osadów jeziornych dostarczają informacji w sposób ciągły. Stwarzają dodatkowo możliwość pewnej automatyzacji akwizycji danych oraz szybkiego ich przetwarzania i interaktywnej wizualizacji. W ten sposób przyczyniają się do lepszej przestrzennej analizy zebranego materiału badawczego.

Decydując się na wykorzystanie w badaniach geologicznych akwenów któreś z metod hydroakustycznych, należy przede wszystkim kierować się celem, który chcemy osiągnąć, gdyż od tego powinien zależeć wybór odpowiedniej techniki. Pod uwagę należy wziąć możliwości i ograniczenia poszczególnych metod hydroakustycznych, które zależą od takich elementów, jak energia impulsów akustycznych, ilość wiązek fal akustycznych i zakres kąta ich padania oraz częstotliwość fal decydująca o głębokości akustycznej penetracji dna i rozdzielczości pozyskiwanych informacji.

Gdy interesuje nas przede wszystkim zmienność ukształtowania dna badanego akwenu, najlepszym rozwiązaniem będzie zastosowanie takiej echosondy, która emituje sygnały akustyczne o wysokiej częstotliwości i małym kącie rozwarcia wiązki fal. Użytkujemy w ten sposób nie tylko bardzo dokładny po-

miar głębokości akwenu, lecz także dzięki temu, że echosonda dostarcza informacji w sposób ciągły, będziemy mogli śledzić na bieżąco, jak zmienia się morfologia dna akwenu wzdłuż linii wykonywanego profilowania lub odtworzyć jego morfologię później z zarejestrowanych danych pomiarowych. Dokonując serii profiliowań echosondażowych, można uzyskać dane pozwalające na stworzenie mapy obrazującej ukształtowanie dna, tym dokładniejszej, im gęstsza będzie sieć profiliowań.

Prostszym rozwiązaniem prowadzącym do podobnego celu jest zastosowanie echosondy wielowiązkowej, czyli takiej, która wysyła równocześnie pod różnym kątem serię wielu niezależnych wiązek fal akustycznych. W ten sposób pozyskujemy informacje z różnych punktów dna równocześnie. W rezultacie niemal natychmiast możemy otrzymać mapę obrazującą ukształtowanie dna badanego akwenu. To rozwiązanie, które daje znacznie szybciej efekt końcowy, jest jednak znacznie droższe w zastosowaniu ze względu na wielokrotnie większy koszt samego urządzenia w porównaniu z echosondą jednowiązkową. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że w przypadku zastosowania echosondy jednowiązkowej musimy wykonać o wiele więcej profiliowań, co pociąga za sobą znaczne wydłużenie czasu potrzebnego na ich wykonanie, ostateczny koszt zastosowania echosondy wielowiązkowej wcale nie musi być dużo większy. Poza tym dzięki wielokierunkowym obserwacjom o wysokiej rozdzielczości kątowej możemy uzyskać dodatkowe informacje o strukturze i teksturze powierzchni dna oraz ewentualnych obiektach znajdujących się na jego powierzchni.

Podobne informacje dotyczące charakteru dna możemy otrzymać także dzięki zastosowaniu sonaru. Jednak w tym wypadku będziemy pozbawie-

ni informacji o głębokości, na jakiej znajdują się poszczególne elementy strukturalne dna. Dlatego wtedy badania sonarowe muszą zostać wsparte profilowaniami echosondażowymi.

Zastosowanie sonaru lub echosondy wielowiązkowej daje pewne możliwości identyfikacji rodzaju dna badanego akwenu, jakkolwiek będą jednak w znacznym stopniu ograniczone. Znacznie większe możliwości rozpoznania osadów dennych stwarza zastosowanie któregoś z systemów specjalnie do tego celu dedykowanych, takich jak np. RoxAnn, ECHOpus, QTC View czy VBT-Bottom Classifier. Choć systemy te bazują na zwykłych echosondach jednowiązkowych, dzięki różnym rozwiązaniom technicznym, specjalnym procesorom oraz zastosowanym algorytmom pozwalają na rozpoznawanie typu dna i rodzaju osadów.

Pomimo różnych mankamentów wszystkich systemów akustycznej klasyfikacji dna, o których napisano w rozdziale siódmym, są one bardzo przydatnym narzędziem pozwalającym na szybkie uzyskiwanie informacji o rodzaju osadów i charakterze dna. Szczególnie przydatne są w sytuacjach, gdy zależy nam na ciągłej pracy jednostki pływającej, bez konieczności jej zatrzymywania w celu pobrania próbek osadów. Nie jest oczywiście możliwe całkowite zrezygnowanie z opróbowania dna, gdyż pewne próbki powinny zostać pobrane w celu zweryfikowania wskazań systemu. Jest to szczególnie potrzebne w tych obszarach akwenu, które charakteryzuje bardzo duża zmienność głębokości i ukształtowania dna oraz w obszarach dna poddanych działalności człowieka. Zastosowanie systemu akustycznej klasyfikacji osadów znacznie redukuje ilość próbek, które należałoby pobrać, gdy celem jest otrzymanie dokładnej mapy osadów dennych dla dość dużego akwenu. Metoda RoxAnn, podobnie jak inne metody akustycznej klasyfikacji dna, może być pomocna także w rozpoznawaniu siedlisk organizmów bentonicznych, w tym m.in. podwodnych łąk glonowych i skupisk malakofauny. Metody te mogą być szcze-

gólnie przydatne przy kartowaniu takich siedlisk w dużych akwenach.

Wykonane przez autora profilowania w jeziorze Wigry z użyciem systemu RoxAnn, wsparte poborem próbek z dna, pozwoliły na sporządzenie mapy występowania zwartych pokryw roślinności podwodnej (Osadcuk i in. 2011). Dzięki stworzonej na podstawie szczegółowych echosondaży dokładnej mapie batymetrycznej możliwe było powiązanie zasięgu występowania podwodnych łąk z odpowiednimi strefami głębokościowymi jeziora. Problem stwarzały jedynie przybrzeżne płycizny uniemożliwiające zdalne rozpoznanie z wykorzystaniem systemu RoxAnn. W takich miejscach kartowanie przebiegało na podstawie obserwacji bezpośrednich z pobraniem próbek roślin do szczegółowego rozpoznania występujących gatunków. W efekcie końcowym powstała szczegółowa mapa obrazująca typy dna z lokalizacją łąk glonowych na tle morfologii dna jeziora.

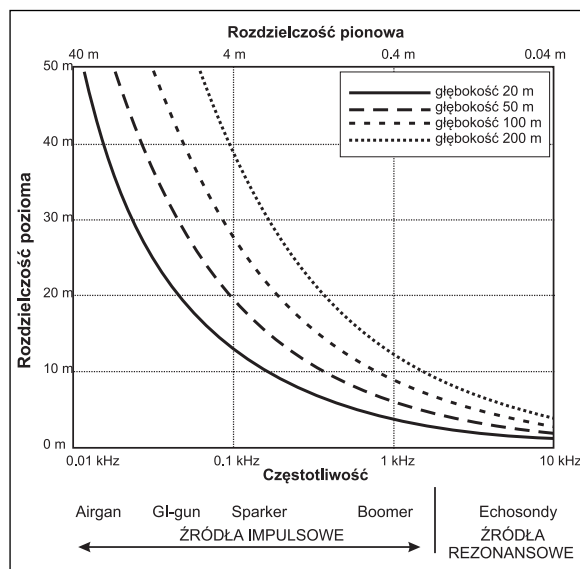
Badania przeprowadzone przez autora na jeziorze Wigry, jak również wyniki innych badań opisanych w literaturze pokazują przydatność systemów akustycznej klasyfikacji osadów w rozpoznawaniu siedlisk organizmów bentonicznych. Dotyczy to zarówno rozpoznawania rodzaju osadów jako podłoża, na którym rozwijają się organizmy (Greenstreet i in. 1997; Ryan i in. 2004; Brown i in. 2005; Boyd i in. 2006; Dunn 2007; Orłowski 2007; Freitas i in. 2008; Hamouda i Abdel-Salam 2010; Bartholomä i in. 2011), jak i występowania konkretnych grup organizmów, głównie wodorostów (Davies i Sotherran 1995; Tęgowski i in. 2003; Jäger i in. 2004; Preston i in. 2006; Quintino i in. 2010), mięczaków (Sorensen i in. 1998; Zigler i Kennedy 2004; Hutin i in. 2005), skorupiaków (Caddell i Service 1998; Pinn i Robertson 2003). Znacznie lepsze rezultaty w rozpoznaniu siedlisk organizmów bentonicznych można uzyskać, wykorzystując kilka różnych metod, np. łącząc systemy akustycznej klasyfikacji z wysokorozdzielczym skanowaniem sonarowym lub echosondą wielowiązkową. Przykłady takich rozwiązań przed-



stawili m.in. Wienberg i Bartholomä (2005), McCauley i Siwabessy (2006), Brown i Collier (2008), Walker i in. (2008), Parnum i in. (2009), Bartholomä i in. (2011), Brown i in. 2011).

Zarówno echosondy jednowiązkowe, wielowiązkowe, jak i sonary dostarczają informacji jedynie o powierzchni dna. Jeśli ze względu na rodzaj badań nie jest to wystarczające, najprostszym rozwiązaniem, które pozwala na wglębną penetrację osadów, jest zastosowanie echosondy niskoczęstotliwościowej, czyli takiej, która emituje sygnały akustyczne o częstotliwości mniejszej niż 30 kHz. Sygnały o takiej częstotliwości są w stanie przenikać przez kilkumetrową miąższości warstwy osadów o małej gęstości objętościowej (np. osady mułkowo-ilaste czy gytie) i dostarczać informacji o wykształceniu podłoża tych osadów. Dzięki temu można zaobserwować, jak zmienia się morfologia stropu utworów mineralnych (np. piasków, glin) stanowiących podłoże osadów organicznych wypełniających misę jeziora.

Echosondy niskoczęstotliwościowe mają jednak ograniczone zastosowanie w tym względzie, szczególnie gdy wymagana jest znacznie głębsza penetracja kompleksu osadowego. W zależności od tego, jak głęboko ma sięgać akustyczna penetracja dna i jaka jest oczekiwana rozdzielczość uzyskiwanych informacji odnośnie do wglębnej budowy dna akwenu, należy wybrać jedną z metod sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości. Niektóre z niskoczęstotliwościowych systemów sejsmicznych pozwalają na akustyczną penetrację osadów nawet do głębokości kilkuset metrów. Trzeba jednak pamiętać, że jest to uzyskiwane kosztem rozdzielczości. Obowiązuje bowiem zasada, że im niższa częstotliwość sygnałów akustycznych, tym głębsza penetracja, lecz niższa rozdzielczość, a im wyższa częstotliwość tym płytsza penetracja, ale o wyższej rozdzielczości pionowej (ryc. 7.20 i 7.21). W sejsmice przyjmuje się, że poszczególne obiekty mogą być rozróżnione, gdy odległość między nimi wynosi nie mniej niż jedna czwarta długości fali. Przykładowo gdy zastosowany jest system pracujący na częstotliwości 5 kHz, przy



Rycina 7.20. Zależności pomiędzy częstotliwością i docelową głębokością oddziaływania a poziomą i pionową rozdzielczością uzyskiwaną przy zastosowaniu różnych źródeł sejsmicznych (na podst. Müller i in. 2002)

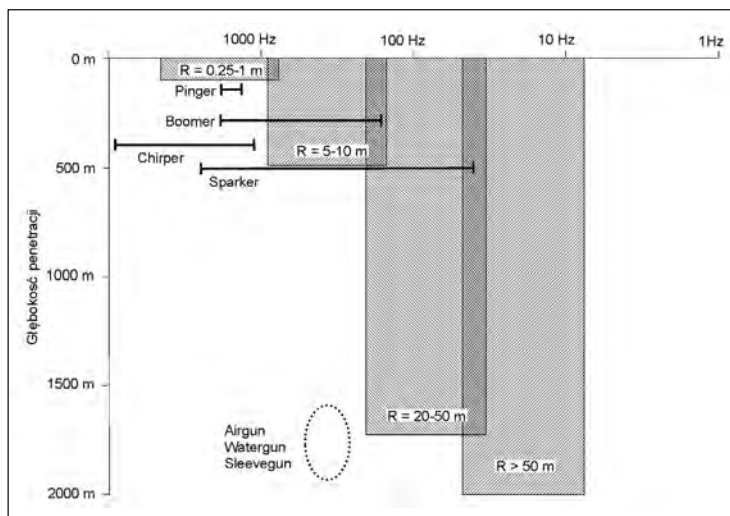
Figure 7.20. Relationships between frequency and target depth and horizontal and vertical resolution obtained by use of different seismic sources (based on Müller et al. 2002)

założeniu, że w danym środowisku fale rozchodzą się z prędkością około 2 km/s (nieskonsolidowane osady drobnoziarniste), pionowa rozdzielczość będzie wynosić w najlepszym wypadku 0,1 metra. Jednak gdy fale będą przenikać przez osady silnie zdiażgenowane, takie jak np. piaskowce czy wapień, pionowa rozdzielczość zmniejszy się trzykrotnie.

Dokonując wyboru odpowiedniej metody sejsmicznej, należy wcześniej zdecydować, co jest bardziej istotne w prowadzonych badaniach: głębokość penetracji czy dokładność uzyskiwanych danych. Ponadto należy mieć na uwadze, że głębokość akustycznej penetracji oraz jakość otrzymywanych refleksów sejsmicznych zależą również od rodzaju osadów oraz od ewentualnej obecności w nich gazów. Gazy przenikające osady znacząco zmieniają ich impedancję akustyczną, a tym samym zwykle pogarszają jakość odbieranych sygnałów. Przy dużej ilości gazów refleksy od granic litologicznych mogą się w ogóle nie pojawić.

Rycina 7.21. Zakresy częstotliwości, głębokości penetracji i rozdzielczości pionowej dla typowych systemów sejsmiki wysokiej rozdzielczości (na podst. Stoker i in. 1997; Penrose i in. 2005)

Figure 7.21. Frequency ranges, penetration depth and vertical resolution for common systems for high-resolution seismics (based on Stoker et al. 1997; Penrose et al. 2005)



Na ryc. 7.20 i 7.21 przedstawiono zależności pomiędzy poziomą i pionową rozdzielczością a częstotliwością oraz pomiędzy częstotliwością a głębokością akustycznej penetracji dla różnych stosowanych systemów sejsmicznych. Natomiast w tabeli 8.1 ze-

stawiono możliwości i ograniczenia różnych metod hydroakustycznych.

Mając na względzie wszystkie zalety, wady i ograniczenia metod hydroakustycznych, zaleca się wszystkim planującym wykorzystanie tych metod w bada-

Tabela 8.1. Możliwości i ograniczenia różnych metod hydroakustycznych

Table 8.1. The capabilities and limitations of various hydroacoustic methods

	Sonar boczny	Echosonda	Echosonda wielowiązkowa	Echosonda parametryczna	System Pinger	System Chirp	System Boomer	System Sparker
Możliwość stosowania na małych jednostkach pływających	●	●	●	●	●	●	●	
Możliwość stosowania w płytkich akwenach	●	●	○ <sup>1</sup>	●	●	●	○ <sup>2</sup>	
Łatwość w użyciu		●		●	○ <sup>3</sup>			
Duża wykrywalność szczegółów	●		●		●	●		
Duża pionowa rozdzielczość		●	●	●	●	●	○ <sup>2</sup>	
Przydatność w ocenie głębokości		●	●	○ <sup>4</sup>	○ <sup>4</sup>	○ <sup>4</sup>		
Przydatność w rozpoznawaniu morfologii dna		●	●	●	●	●	●	●
Informacja o teksturze dna	●	○ <sup>4</sup>	○ <sup>4</sup>					
Penetracja poniżej dna		○ <sup>5</sup>		●	●	●	●	●
Precyzyjna georeferencja		●		●	●	●	●	○ <sup>4</sup>
Możliwość rozpoznania osadów	○ <sup>6</sup>	○ <sup>7</sup>	○ <sup>6</sup>	○ <sup>7</sup>	○ <sup>7</sup>	○ <sup>7</sup>	○ <sup>7</sup>	○ <sup>7</sup>
Przydatność w rozpoznaniu struktury geologicznej dna				○ <sup>8</sup>	○ <sup>8</sup>	○ <sup>8</sup>	●	●

Objaśnienia: czarna kropka – brak ograniczeń; biała kropka – ograniczenia; 1 – dotyczy najnowszych systemów; 2 – dotyczy systemu Seistec Boomer; 3 – zależnie od modelu i producenta; 4 – ograniczone możliwości; 5 – dotyczy echosond niskoczęstotliwościowych; 6 – możliwe tylko orientacyjne rozpoznanie na podstawie tekstury; 7 – możliwe tylko ograniczone rozpoznanie na podstawie charakteru echa; 8 – ograniczone do niedużych głębokości.

niach akwenów śródlądowych wzięcie pod uwagę następujących wskazówek:

- 1) Nie zaleca się dokonywania badań hydroakustycznych w bardzo płytkich akwenach, szczególnie takich, w których głębokości nie przekraczają 3 metrów. O ile w przypadku zwykłych echosondaży takie głębokości mogą nie stwarzać większych problemów, szczególnie gdy mamy do dyspozycji wysokiej klasy echosondę, o tyle w przypadku metod sejsmicznych badania tak płytkich akwenów nie dadzą spodziewanych rezultatów. Wiąże się to przede wszystkim z pojawianiem się wielokrotnych refleksów od dna, które będą maskowały wszystkie ewentualne refleksy pochodzące od struktur wglębnych.
- 2) Nie powinno się prowadzić badań hydroakustycznych w warunkach znacznego falowania, gdyż powoduje ono duże odchylenia wiązki fal akustycznych. Jeśli z jakichś względów jest to nieuniknione, konieczne jest zastosowanie kompensatora falowania, co jest szczególnie istotne przy dużych nachyleniach dna.
- 3) W trakcie wykonywania profilowań należy unikać gwałtownych zwrotów jednostki pływającej, gdyż sprzyja to powstawaniu w toni wodnej dużej ilości pęcherzyków powietrza, których obecność zawsze pogarsza jakość otrzymywanych informacji.
- 4) W płytkich akwenach należy co pewien czas sprawdzać, czy przetworniki akustyczne w stosowanych urządzeniach nie są oblepione osadem lub wodorostami, ponieważ może to skutkować pogorszeniem jakości nadawanych i odbieranych sygnałów akustycznych.
- 5) Dobrych wyników profilowań sejsmicznych nie uzyskuje się zwykle w takich miejscach akwenów, w jakich na powierzchni dna występują duże ilości żwirów lub głazików. Powodując bardzo silne rozpraszanie fal akustycznych, mogą one uniemożliwiać ich głębszą penetrację. Także pokrywające powierzchnię dna mocno upakowane piaski, silnie odbijające fale akustyczne mogą praktycznie uniemożliwiać akustyczną penetrację osadów znajdujących się poniżej.
- 6) Osady silnie organiczne oraz osady świeżo zaburzone w wyniku działalności człowieka (bagrowanie, pogłębianie) mogą utrudniać dobre rejestracje sejsmiczne ze względu na obecność w nich dużych ilości pęcherzyków gazowych lub powietrza.
- 7) Podejmując się choćby wstępnej interpretacji wyników badań sejsmicznych, należy mieć świadomość, że pionowa skala na przekrojach sejsmicznych jest skalą czasową, wobec czego sejsmogram nie przedstawia rzeczywistej geometrii struktur geologicznych, lecz jedynie obraz przebiegu fal akustycznych od nich odbitych.
- 8) Jeśli dysponujemy takimi możliwościami, to dla właściwej interpretacji refleksów widocznych na sejsmogramach wskazane jest wykonanie przynajmniej jednego wiercenia, najlepiej pełnordzeniowego. Zaleca się pobór rdzenia osadów w miejscu wytypowanym na podstawie wstępnej analizy zapisu sejsmicznego, najlepiej na przecięciu dwóch linii profilowych.
- 9) Mając do dyspozycji rdzeń osadów i dane o zmienności gęstości objętościowej osadów oraz ich uziarnieniu, można poprzez modelowanie geoakustyczne określić prędkość rozchodzenia się fal akustycznych w poszczególnych jednostkach litologicznych, a tym samym uzyskać dokładne informacje o miąższości warstw ujawnionych przez refleksy sejsmiczne.
- 10) W przypadku badań z użyciem sonaru w nieznanym akwenie wskazane jest wykonanie najpierw wstępnego skanowania dna w szerokim pasie z mniejszą rozdzielczością, aby na tej podstawie wytypować obszary do bardziej szczegółowych badań z większą rozdzielczością.
- 11) Kiedy to tylko możliwe, należy wykorzystywać komplementarność w stosowaniu systemów hydroakustycznych, a więc np. uzupełniać badania sonarowe badaniami z wykorzystywaniem któregoś z systemów akustycznej klasyfikacji osadów.

Podsumowując, należy stwierdzić, że różnego rodzaju metody hydroakustyczne dają możliwość stosunkowo szybkiego i nieinwazyjnego pozyskiwania informacji o rodzaju osadów, morfologii i wglębnej budowie dna jezior oraz innych śródlądowych akwenów. Jednak najlepsze rezultaty uzyskuje się wówczas, gdy metody te wzajemnie się uzupełniają. Dysponując porównawczym materiałem osadowym pobranym w miejscach ściśle wyznaczonych na podstawie wcześniejszych profilowań (echosondażowych, sejsmoakustycznych, sonarowych), można dość szybko rozpoznać dna nawet dużych zbiorników wodnych. Dlatego różnego rodzaju metody, w których nośnikiem informacji jest fala dźwiękowa, powinny znajdować coraz powszechniejsze zastosowanie w badaniach geologicznych akwenów śródlądowych. Metody te stwarzają nadzieję na rozpoznanie den wielu niezbadanych do dziś polskich jezior zarówno pod kątem geologicznym, jak i ekologicznym czy archeologicznym. Ze względu na szybkość uzyskiwania informacji metody te mogą być szczególnie przydatne w pracach kartograficznych, których celem jest opracowanie map osadów dennych czy map bentonicznych habitatów roślinnych i zwierzęcych.

Komplementarne zastosowanie różnych systemów akustycznych może być również przydatne w rozpoznaniu stref emisji gazów, a także wysięków wód podziemnych w jeziorach. Rozpoznanie metodami sejsmicznymi wglębnej budowy geologicznej dna jeziora stworzy możliwość określenia interakcji pomiędzy wodami powierzchniowymi jeziora a wodami podziemnymi (Tihansky i in. 1996; Parker i in. 2010). Profilowania sejsmiczne o wysokiej rozdzielczości w połączeniu z systemem akustycznej klasyfikacji osadów oraz obrazem sonarowym dna mogą stać się dobrym narzędziem do lokalizacji miejsc dopływu do jezior wód podziemnych. Rozpoznanie takich miejsc mogłoby przyczynić się do uwia-

rygodnienia bilansów wód jeziornych, w których określenie wielkości dopływu podziemnego stanowi istotny problem, o czym wspominają m.in. Paślawski i Błaszczuk (1970), Ferguson i Znamensky (1981), Gutry-Korycka i Bajkiewicz-Grabowska (1981), Crowe i Schwartz (1985), Choiński (2007). Choć wielkość dopływów wód podziemnych można określać z wykorzystaniem metod chemiczno-izotopowych, najczęściej szacuje się ją na podstawie bilansu pozostałych dopływów i odpływów wód z jeziora. Tego typu szacunek jest niekompletny, gdyż nie dostarcza informacji o dopływie wód podziemnych. Otrzymujemy tylko informacje o podziemnym przepływie netto, czyli różnicy pomiędzy dopływem a odpływem podziemnym (Crowe 1993; Kirillin i in. 2013). Pomimo że niektórzy hydrologi uważają, iż w takiej sytuacji wygodniej jest założyć, że przepływy podziemne są nieistotne i można je pominąć (Crowe i Schwartz 1985; Rientjes i in. 2011; Setegn i in. 2011), z fizykochemicznego i hydrogeologicznego punktu widzenia takie podejście wydaje się niewłaściwe.

Słabą stroną polskiej kartografii geologicznej pozostają wciąż mapy geologiczne dotyczące jezior, o czym pisał m.in. Rutkowski (2005). Do tej pory mapy osadów dennych opracowano dla niewielu polskich jezior. Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski jeziora wciąż stanowią białe plamy. Tak wcale nie musi pozostać. Dzięki komplementarnemu zastosowaniu różnych technik i metod, w tym hydroakustycznych, poszczególne arkusze mogłyby być stopniowo uzupełniane nie tylko o mapy osadów jeziornych, lecz także o informacje dotyczące budowy geologicznej dna jezior. Zastosowanie na szerszą skalę metod hydroakustycznych może przyczynić się do tego, by w najbliższych latach kartografia geologiczna jezior Polski nabrała większego rozmachu.

# BIBLIOGRAFIA

---

## Literatura cytowana

- Anderson A.L., Abegg F., Hawkins J.A., Duncan M.E., Lyons A.P. (1998). Bubble populations and acoustic interaction with the gassy sea floor of Eckernforde Bay. *Continental Shelf Research*, 18 (14–15), s. 1807–1838.
- Anderson A.L., Hampton L.D. (1980). Acoustics of gas bearing sediments I, Background. *Journal of the Acoustical Society of America*, 67 (6), s. 1865–1889.
- Anderson J.T. (ed.) (2007). *Acoustic seabed classification of marine physical and biological landscapes*. ICES Cooperative Research Report No. 286.
- Atallah L., Probert Smith P.J. (2002). *Using wavelet analysis to classify and segment sonar signals scattered from underwater sea beds*. Proceedings of the Sixth European Conference on Underwater Acoustics ECUA-2002. Gdańsk, Poland, 59–64.
- Avseth P., Mukerji T., Mavko G. (2010). *Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk*. Cambridge University Press.
- Bachman R.T. (1985). Acoustic and physical property relationships in marine sediment. *Journal of the Acoustical Society of America*, 78, s. 616–621.
- Badura J., Przybylski B. (1999). Przykłady młodej aktywności tektonicznej na przedpolu Sudetów – zastosowanie rysunku zagęszczonych poziomic. *Technika Poszukiwań Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia*, nr 1.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Dąbrowski M. (2009). Obieg wody w jeziorze Wigry. W: J. Rutkowski, L. Krzysztofiak (red.), *Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych*. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki, s. 54–67.
- Bajkiewicz-Grabowska E. (2012). Wymiana wody w jeziorze Wigry. *Wigry. Kwartalnik Wigierskiego Parku Narodowego*, nr 4.
- Bakiera D., Stepnowski A. (1996). *Method of the sea bottom classification with a division of the first echo signal*. Proceedings of the XIII<sup>th</sup> Symposium on Hydroacoustics, Gdynia–Jurata, s. 55–60.
- Barański A. (1986). Rejonizacja impulsów w obserwacjach sejsmoakustycznych. Publications of the Institute of Geophysics. Polish Academy of Sciences, M-8 (191), s. 267–280.
- Bartholomä A., Holler P., Schrottke K., Kubicki A. (2011). Acoustic habitat mapping in the German Wadden Sea – Comparison of hydro-acoustic devices. *Journal of Coastal Research*, SI 64, ICS2011 Proceedings.
- Bartkowski T. (1972). Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wybranych przykładach z pojezierzy: Drawskiego i Mistkowskiego na Pomorzu). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, XXV, seria A. Geografia Fizyczna, Poznań, s. 7–54.
- Bartoli M., Nizzoli D., Viaroli P. (2003). Microphytobenthos activity and fluxes at the sediment-water interface: interactions and spatial variability. *Aquatic Ecology*, 37, s. 341–349.
- Bates C.R., Moore C.G., Harries D.B., Austin W., Mair J. (2004). Broad scale mapping of sublittoral habitats in Loch Laxford, Scotland. *Scottish Natural Heritage Commissioned Report*, No. 004 (ROAME No. F01AA401A).
- Bates C.R., Whitehead E.J. (2001). ECHOplus Measurements in Hopavågen Bay, Norway. The Oceanography Society, Biennial Scientific Meeting, April 2001.
- Baumgarten H., Wonik T., Kwecien O. (2014). Facies characterization base on physical properties from downhole logging for the sedimentary record of Lake Van, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 104, s. 85–96.
- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R. (1966). Cechy geomorfologiczne i sedymentologiczne masy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Doliny Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych. *Dokumentacja Geograficzna*, 4, IGiPZ PAN, s. 9–31.
- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R. (2003). Geomorfologiczne poznanie Tatr w świetle badań geofizycznych. *Przegląd Geograficzny*, 75, 4, s. 509–524.

- Beck C., Van Rensbergen P., De Batist M., Berthier F., Lallier S., Manalt F. (2001). The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys. *Journal of Paleolimnology*, 25, s. 149–161.
- Belderson R.H., Kenyon N.H., Stride A.H., Stubbs A.R. (1972). Sonographs of the sea floor. A picture atlas. Elsevier, Amsterdam–London–New York.
- Belknap D.F., Kelley J.T. (2015). Geology of the nearshore and coastal presumpscot formation from high resolution seismic profiling and vibrocores. In: M. Landon, C. Nickerson (eds.), *2<sup>nd</sup> Symposium on the Presumpscot Formation, advance in Geotechnical, Geologic and Construction Practice*, October 28, University of Maine, Orono.
- Ber A. (1968). Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Jeleniewo. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ber A. (1998). Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Krasnopol (109). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ber A. (1999). Geomorfologia. W: A. Strumiłło (red.), *X lat Wigierskiego Parku Narodowego*. Krzywe.
- Ber A. (2000). Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Krasnopol (109). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ber A. (2009a). Geneza jeziora Wigry w nawiązaniu do struktur głębokiego podłoża. *Prace i Studia Geograficzne*, 41, s. 37–51.
- Ber A. (2009b). Budowa geologiczna, geomorfologia i geneza obrzeżenia jeziora Wigry w nawiązaniu do struktur głębokiego podłoża. W: J. Rutkowski, L. Krzysztofiak (red.), *Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych*. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki, s. 13–30.
- Bergem O., Pouliquen E., Canepa G., Pace N.G. (1999). Time evolution modelling of seafloor scatter Part 2: Experimental evaluation. *Journal of Acoustical Society of America*, 105 (6), s. 3142–3150.
- Berntsen B. (1999). *Model-based estimation of geoacoustical parameters for seafloor characterization, applied to simulated and parametric sonar data*. Annual report, MAST III ISACS. NTNU, Norway.
- Best A.I., Clayton C.R.I., Longva O., Szuman M. (2003). *The role of free gas in the activation of submarine slides in Finneidfjord*. In: J. Locat, J. Mienert, L. Boisvert, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 19, s. 491–498.
- Bezerra-Neto J.F., Brighenti L.S., de Mello N.A., Pinto-Coelho R.M. (2012). Hydroacoustic assessment of fish and Chaoborus (Diptera-Chaoboridae) distribution in three Neotropical lakes. *Acta Limnologica Brasiliensia*, 24 (1), s. 18–28.
- Bikonis K. (2007). *Algorytmy rekonstrukcji kształtu dna morskiego i trójwymiarowa wizualizacja obiektów podwodnych*. Rozprawa doktorska, Politechnika Gdańska. Billerbeck M., Røy H., Bosselmann K., Huettel M. (2007). Benthic photosynthesis in submerged Wadden Sea intertidal flats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71, s. 704–716.
- Bjorno L., Papadakis J.S., Papadakis P.J., Sageloli J., Sessarego J.P., Sun S., Taroudakis M.I. (1994). Identification of seabed data from acoustic reflections: theory and experiment. *Acta Acoustica*, vol 2, s. 359–374.
- Błaszkiwicz M. (2007). Geneza i ewolucja mis jeziornych na młodoglacjalnym obszarze Polski – wybrane problemy. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1 (1), s. 5–16.
- Błaszkiwicz M. (2003). Wybrane problemy późnoglacjalnej i wczesnoholoceńskiej ewolucji mis jeziornych na wschodnim Pomorzu. *Przegląd Geograficzny*, 75 (4), s. 579–600.
- Błaszkiwicz M. (2005). Późnoglacjalna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Prace Geograficzne IGiPZ*, 201, s. 1–192.
- Błaszkiwicz M. (2008). Wytapianie się pogrzebanych brył martwego lodu w późnym glacie i wczesnym holocenie a zdarzenia ekstremalne. *Landform Analysis*, 8, s. 9–12.
- Blondel P. (2009). *The Handbook of Sidescan Sonar*. Springer Praxis Books.
- Blondel P., McCloghrie P., Pace N.G., Heald G.J., Brothers R. (2002). High-frequency bistatic bottom scattering: Modelling and experimental studies. In: *Proceedings of the Sixth European Conference on Underwater Acoustics ECUA-2002*, Gdańsk, Poland.
- Blondel P., Murton B.J. (1997). *Handbook of Seafloor Sonar Imagery*. John Wiley and Sons. Chichester.
- Blondel P., Parson L.M., Robigou V. (1998). *TexAn: Textural Analysis of Sidescan Sonar Imagery and Generic Seafloor Characterisation*. Proceedings OCEANS'98, IEEE-OES.
- Blum P., Okamura Y. (1992). Pre-Holocene sediment dispersal systems and effects of structural controls and Holocene sea level rise from acoustic facies analysis: SW Japan Forearc. *Marine Geology*, 108, s. 295–322.

- Bornhold B.D., Collins W., Yamanaka L. (1999). *Comparison of seabed characterization using sidescan sonar and acoustic classification technique*. Proceedings of the Canadian Coastal Conference.
- Borówka R.K., Osadczuk A., Witkowski A., Wawrzyniak-Wydrowska B. (2001). The deposit sequences of the Szczecin Lagoon development. In: A. Witkowski i W. Kowalski (red.), *15. Treffen Deutschsprachiger Diatomologen*, Łukęcin 22–25.03.2001, Szczecin, s. 13–33.
- Borówka R.K., Latałowa M. (2007). Geology of Dziwna Valley in vicinity of Wolin. In: H.-G. Röhling, Ch. Breitzke, Th. Duda, W. Stackebrandt, A. Witkowski, O. Uhlmann (eds.), *Geo-Pomerania Szczecin 2007. Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform*. Joint Meeting PTG-DGG, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 53, s. 66–67.
- Borówka R.K., Latałowa M., Osadczuk A., Święta J., Witkowski A. (2002). Palaeogeography and palaeoecology of Szczecin Lagoon. In: R. Lampe (ed.), *Holocene Evolution of the South-Western Baltic Coast – Geological, Archaeological and Palaeo-environmental Aspects*. *Greifswalder Geographische Arbeiten*, Band 27, s. 107–113.
- Borówka R.K., Osadczuk A. (2001). Ewolucja systemu lagunowego ujścia Odry w świetle badań współczesnych i kopalnych osadów Zalewu Szczecińskiego. W: H. Piekarek-Jankowska, *Paleoceanologia i współczesne procesy geologiczne w morzu*. KBM PAN, Ustka, 11–13 października, s. 8–13.
- Borówka R.K., Osadczuk A. (2003). Zmiany hydrograficzne w obszarze ujściowym Odry podczas późnego glacjału i holocenu. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności*, 1, s. 139–144.
- Borówka R.K., Osadczuk A., Lampe R., Duda T., Jezionek E., Witkowski A., Wawrzyniak-Wydrowska B. (2000). Seismoacoustic record of the lithological differentiation of the Szczecin Lagoon sediment cover. In: Birger Jarsen (ed.), *The Baltic – The Sixth Marine Geological Conference*. Hirtshals, Poster Abstracts, Denmark, 7–9 March.
- Borówka R.K., Osadczuk A., Osadczuk K., Witkowski A., Skowronek A., Latałowa M., Mianowicz K. (2016, w druku). Postglacial evolution of the Odra River mouth, Poland-Germany, In: J. Harff, K. Furmanczyk, H. von Storch (eds.), *Coastline changes of the Baltic Sea from South to East – past and future projection*. Coastal Research Library, Springer.
- Borówka R.K., Osadczuk A., Witkowski A., Wawrzyniak-Wydrowska B., Duda T. (2005). Late Glacial and Holocene depositional sequences in the eastern part of the Szczecin Lagoon (Great Lagoon) basin – NW Poland. *Quaternary International*, 130, s. 87–96.
- Borówka R.K., Woziński R., Mianowicz K., Duda T., Brzozowska K., Tomkowiak J., Kosińska B. (2010). Holocénskie ingresje i regresje południowego Bałtyku w strefie brzegowej Zatoki Pomorskiej i na Nizinie Szczecińskiej oraz ich związek z regionalnymi i globalnymi zmianami poziomu morza. Raport merytoryczny (grant KBN 2 P04E 05030), Uniwersytet Szczeciński.
- Bouchage G., Lepage K.D. (2002). *A shallow-water reverberation PE model*. Proceedings of the 6th European Conference on Underwater Acoustics ECUA'2002, Gdańsk, s. 125–130.
- Boulton G.S., Hindmarsh R.C.A. (1987). Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research* 92 (B9), s. 9059–9082.
- Boyd S.E., Coggan R.A., Birchenough S.N.R., Limpenny D.S., Eastwood P.E., Foster-Smith R.L., Philpott S., Meadows W.J., James J.W.C., Vanstaen K., Soussi S., Rogers S. (2006). The role of seabed mapping techniques in environmental monitoring and management. *Science Series Technical Report*, Cefas Lowestoft, No 127.
- Brandes H.G. (2001). *Geotechnical Properties of Marine Sediments from Acoustic Measurements*. Proceedings of the Eleventh International Offshore and Polar Engineering Conference. Stavanger, Norway, s. 482–487.
- Breitzke M. (2000). Physical properties of marine sediments. In: H.D. Schulz, M. Zabel (eds.), *Marine Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin.
- Brekhovskikh L., Lysanov Y. (1982). Fundamentals of ocean acoustics. *Springer Series in Electrophysics*, 8, Springer-Verlag, Berlin.
- Briggs K.B. (1994). *High frequency acoustic scattering from sediment interface roughness and volume inhomogeneities*. Ph.D. dissertation, University of Miami.
- Briggs K.B. (1998). Spatial heterogeneity of acoustic bottom backscattering model parameters and predicted results. *Journal of Acoustical Society of America*, 104, s. 1812.
- Briggs K.B. (2002). The effects of sediment structure on geoaoustic properties. *Marine Geology*, 182, s. 1–2.

- Briggs K.B., Williams K.L., Jackson D.R., Jones C.D., Ivakin A.N., Orsi T.H. (2002). Fine-scale sedimentary structure: implications for acoustic remote sensing. *Marine Geology* 182, s. 141–159.
- Briggs, K.B., Richardson, M.D. (1997). Small-scale fluctuations in acoustic and physical properties in surficial carbonate sediments and their relationship to bioturbation. *Geo-Marine Letters*, 17, s. 306–315.
- Brown C.J., Collier J.S. (2008). Mapping benthic habitat in regions of gradational substrata: an automated approach utilising geophysical, geological, and biological relationships. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78, s. 203–214.
- Brown C.J., Golding N., Mitchell A., Limpenny D., Robertson M., Service M. (2003). *Mapping seabed habitats in UK waters*. Practical Acoustic Ground Discrimination Workshop 6–11 September. Workshop Report. Scottish Association for Marine Science.
- Brown C.J., Mitchell A., Limpenny D.S., Robertson M.R., Service M., Golding N. (2005). Mapping seabed habitats in the Firth of Lorn off the west coast of Scotland: evaluation and comparison of habitat maps produced using the acoustic ground discrimination system, RoxAnn, and sidescan sonar. *ICES Journal of Marine Science*, 62 (4), s. 790–802.
- Brown C.J., Smith S.J., Lawton P., Anderson J.T. (2011). Benthic habitat mapping: A review of progress towards improved understanding of the spatial ecology of the seafloor using acoustic techniques. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 92, s. 502–520.
- Buckingham M.J. (1997). Theory of acoustic attenuation, dispersion, and pulse propagation in unconsolidated granular materials including marine sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 102 (5), Part 1, s. 2579–2596.
- Buogo S., Cannelli G.B. (1999). Thermal Cavitation Mechanism for Generation of Underwater Sound. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> EAA International Symposium on Hydroacoustics, 24–27 May 1999, Gdańsk–Jurata.
- Burczynski J. (1999). *Bottom Classification*. BioSonics Inc., <http://www.biosonicsinc.com>.
- Caddell S.E., Service M. (1998). *Acoustic mapping of shellfish habitats*. Proceedings 5<sup>th</sup> Thematic Conference on Remote Sensing and Coastal Environments, San Diego, California, 5–7 October, s. 332–338.
- Calder B.R., Linnet L.M., Carmichael D.R. (1997). Spatial stochastic models for seabed object detection. *Proceedings SPIE-Int. Soc. Opt. Eng.*, vol. 3079, s. 172–182.
- Canals M., Got H., Julia R., Serra J. (1990). Solution-collapse depressions and suspensates in the limnogenic lake of Banyoles (NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 15, s. 243–254.
- Carsley R., Simpson G. (2012). Benefits of Utilising a State of the Art Software Product for Processing & Interpreting Seismic Shallow Water Data Sets., <http://www.codaoctopus.com>.
- Caruthers J.W. (1977). *Fundamentals of marine acoustics*. Elsevier Scientific Pub. Co. Amsterdam.
- Caruthers J.W., Novarini J.C. (1993). Modeling bistatic bottom scattering strength including a forward scattering lobe. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 18, s. 100–107.
- Caruthers J.W., Fisher C.A. (2002). *Remote Sediment Classification Using Acoustical Techniques*. Final Report for Task 5, FY 01, University of Southern Mississippi Department of Marine Science.
- Casamitjana X., Roget E. (1993). Resuspension of sediment by focused groundwater in Lake Banyoles. *Limnology and Oceanography*, 38, s. 643–656.
- Catanzaro L.F., Baptista-Neto J.A., Guimarães M.S.D., Silva C.G. (2004). Distinctive sedimentary processes in Guanabara Bay–SE/Brazil, based on the analysis of echo-character (7.0 kHz). *Revista Brasileira de Geofísica*, 22 (1), s. 69–83.
- Catuneanu O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35 (1), s. 1–43.
- Catuneanu O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.
- Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall, C.G., Miall A.D., Posamentier H.W., Strasser A., Tucker M.E. (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, Special Issue 44/3, s. 173–245.
- Caughy D., Prager B., and Klymak J. (1994). *Sea bottom classification from echo sounding data*. Contractor's Report 94-56 prepared for Defence Research Establishment Pacific, Canada. Document number SC93-019-FR-001, Quester Tangent Corporation, Marine Technology Centre, Sidney, British Columbia, V8L 3S1, Canada.
- Ceramicola S., Rebesco M., De Batist M., Khlystov O. (2001). Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia). *Marine Geophysical Researches*, 22, s. 445–464.
- Cha Y.H., Jo C., Suh H. (2003). Water bottom seismic refraction survey for engineering applications. *Geosystems Engineering*, 6, s. 40–45.



- Chanton J.P., Martens C.S., Kelley C.A. (1989). Gas transport from methane-saturated, tidal freshwater and wetland sediments. *Limnology and Oceanography*, 54 (3), s. 807–819.
- Charlet F., De Batist M., Chapron E., Bertrand S., Pino M., Urrutia R. (2008). Seismic stratigraphy of Lago Puyehue (Chilean Lake District): new views on its deglacial and Holocene evolution. *Journal of Paleolimnology*, 39, s. 163–177.
- Charlet F., Fagel N., De Batist M., Hauregard F., Minnebo B., Meischner D., SONIC Team (2005). Sedimentary dynamics on isolated highs in Lake Baikal: evidence from detailed high-resolution geophysical data and sediment cores. *Global and Planetary Change*, 46, s. 125–144.
- Chen H., Harff J., Qiu Y., Osadczuk A., Zhang J., Tomczak M., Cui Z., Cai G., Wen M., Li L. (2016). Last Glacial Cycle and seismic stratigraphic sequences offshore western Hainan Island, NW South China Sea. In: P.D. Clift, J. Harff, J. Wu, Y. Qui (eds.), *River-Dominated Shelf Sediments of East Asian Seas*. Geological Society of London, Special Publications, 429, s. 99–121.
- Chivers R.C., Emerson N., Burns D. (1990). New Acoustic Processing for Underway Surveying. *Hydrographic Journal*, 56, s. 9–17.
- Choiński A. (2007). *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Choiński A., Skowron R. (1998). Najgłębsze jeziora Niżu Polskiego w świetle najnowszych pomiarów głębokościowych. *Czasopismo Geograficzne*, LXIX (3–4), Wrocław, s. 339–343.
- Chojnacki C., Rossa W. (1981). Prace pomiarowe refleksyjną i refrakcyjną odmianą metody ciągłego profilowania sejsmoakustycznego. *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytetu Gdańskiego*, *Oceanografia*, 8, s. 157–169.
- Cholwek G., Bonde J., Li X., Richards C., Yin K. (2000). Processing RoxAnn sonar data to improve its categorization of lake bed surficial substrates. *Marine Geophysical Researches*, 21, s. 409–421.
- Chybicki A. (2010). *Algorytmy analizy i przetwarzania danych z sonarów wielowiązkowych w rozproszonych systemach GIS*. Rozprawa doktorska, Politechnika Gdańska.
- Coates R.F.W. (1990). *Underwater acoustic systems*. Macmillan, Basingstoke. London.
- Collier J.S., Brown C.J. (2005). Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. *Marine Geology*, 214, s. 431–449.
- Collins W.T. (1999). Now Quester Tangent goes multibeam. *International Ocean Systems Design*, s. 11–14.
- Collins W.T., Galloway J.L. (1998). *Dual-frequency acoustic classification of seafloor habitat using the QTC VIEW*. Proceedings Oceans 98, Nice.
- Collins W.T., Lacroix P. (1997). *Operational philosophy of acoustic waveform data processing for seabed classification*. COSU '97 Oceanology International '97, Singapore.
- Collins W.T., Rhynas K.P. (1998). *Acoustic seabed classification using echo sounders: operational consideration and strategies*. Proceedings of the Canadian Hydrographic Conference, March 1998, Victoria, Canada.
- Collins, W.T., Gregory R. Anderson J. (1996). A digital approach to seabed classification. *Sea Technology*, 37 (8), s. 83–87.
- Cukur D., Krastel S., Demirel-Schlüter F., Demirbağ E., Imren C., Niessen F., Toker M., PaleoVan-Working Group (2012). Sedimentary evolution of Lake Van (Eastern Turkey) reconstructed from high-resolution seismic investigations. *International Journal of Earth Sciences*.
- Cukur D., Krastel S., Tomonaga Y., Çağatay M.N., Meydan A.F. (2013). Seismic evidence of shallow gas from Lake Van, eastern Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 48, s. 341–353.
- D'Agostino K., Seltzer G., Baker P., Fritz S., Dunbar R. (2002). Late-Quaternary lowstands of Lake Titicaca: evidence from high-resolution seismic data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, s. 97–111.
- Damuth J.E. (1975). Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to dispersal and distribution of terrigenous sediment. *Marine Geology*, 18, s. 17–45.
- Damuth J.E. (1980). Use of high frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near bottom sedimentation processes in the deep sea. *Marine Geology*, 38, s. 51–75.
- Davies J., Sothoran I. (1995). *An evaluation of the RoxAnn system for mapping the distribution of kelp biotopes*. Field survey report from BioMar to Scottish Natural Heritage, Scottish Natural Heritage, Edinburgh.
- Davis A., Haynes R., Bennell J., Huws D. (2002). Surficial seabed sediment properties derived from seismic profiler responses. *Marine Geology*, 182, s. 209–223.

- Debesse N., Moitié R., Seube N. (2012). Multibeam echosounder data cleaning through a hierarchic adaptive and robust local surfacing. *Computers and Geosciences*, 46, s. 330–339.
- Dobosz S., Maciąg Ł., Michalik K., Osadczuk A. (2007). Wstępna charakterystyka rdzenia osadów z jeziora Miedwie. Materiały Konferencyjne III Środowiskowej Konferencji Studenckich Kół Naukowych przy Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Szczecińskiego, s. 20–21.
- Dobrcka E., Lewandowski J. (2002). Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). W: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Borne Sulinowo, s. 109–117.
- Dobrcka E., Piotrowski A. (2002). Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej (w strefie lobu Parsęty). W: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Borne Sulinowo, s. 85–92.
- Dobson D.M., Moore T.C., Rea D.K. (1995). The sedimentation history of Lake Huron and Georgian Bay: results from analysis of seismic reflection profiles. *Journal of Paleolimnology*, 13 (3), s. 231–249.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R. (1990). Mapa liniowych elementów tektonicznych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1 : 100 000. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dommissie M., Urban D. (2001). A trial of the VBT seabed classification system for habitat mapping around Kodiak Alaska. *Unpublished manuscript*.
- Douglas G. (2011). Site Survey Geophysical Acquisition – a recent history and an idealized future. FORCE Geohazards Seminar 06/12/2011 Fugro GeoConsulting Limited, <http://www.force.org/Global/Seminars/2011/>.
- Drzymulska D., Fiłoc M., Kupryjanowicz M. (2014). Reconstruction of landscape paleohydrology using the sediment archives of three dystrophic lakes in northeastern Poland. *Journal of Paleolimnology*, 51, s. 45–62.
- Duda T. (2006). *Sedymentacja osadów fluwialnych w Dolinie Dolnej Odry rozwijającej się pod wpływem długotrwałego wzrostu poziomu morza*. Rozprawa doktorska, Uniwersytet Szczeciński.
- Duda T., Borówka R.K. (2007). Zmiany w krajobrazie doliny dolnej Odry na tle rozwoju paleogeograficznego regionu. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG*, VII, s. 210–218.
- Dung T.V., Stepnowski A. (2000). Sea bottom recognition using multistage fuzzy neural network operating on multi-frequency data. *ACUSTICA – Acta Acustica*, 2000, 86.
- Dunn S.C. (2007). *Acoustic classification of benthic habitats in Tampa Bay*. Graduate School Theses and Dissertations, <http://scholarcommons.usf.edu/etd/698>.
- Dworniczak J. (2008). Correlation of seismoacoustic record and coring results from Lake Upper Raduńskie – application and problems. *Limnological Review* 8 (3), s. 97–101.
- Dworniczak J., Fedorowicz S. (2010). Zróżnicowanie osadów dennych Jeziora Raduńskiego Górnego w świetle prób rdzeniowych i profilowania sejsmoakustycznego (Diversity of lacustrine sediments of Lake Upper Raduńskie in the light of core samplings and seismoacoustic profiling). In: A. Nędzarek, J. Kubiak, A. Tórz (eds.), *Anthropogenic and Natural Transformations of Lakes*, 4, PTLim, Szczecin, s. 51–56.
- Dworniczak J., Osadczuk A., Tylmann W. (2009). Seismoacoustic research of Lake Szurpiły bottom sediments (north-eastern Poland). *Limnological Review*, 8 (4), s. 165–170.
- Dworniczak J., Rudowski S. (2005). Osady dna w Basenie Borucińskim (Jezioro Raduńskie Górne) w świetle badań sejsmoakustycznych (Bottom sediments of Borucinka Basin (Lake Upper Raduńskie) in the light of seismoacoustic survey). W: W. Lange (red.), *Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*. *Badania Limnologiczne*, 3, KLUG, Gdańsk, s. 323–330.
- Dyer C., Murphy K., Heald G.J., Pace N.G. (1997). *An experimental study of sediment discrimination using 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> echoes*. NATO SACLANTCEN Conference, High Frequency Acoustics in Shallow water, Lercici, Italy, s. 139–146.
- Edgerton H. (1963). Sub-bottom penetrations in Boston Harbor. *Journal of Geophysical Research*, 68 (9), s. 2753–2760.
- Edgerton H., Hayward G.G. (1964). The ‘boomer’ sonar source for seismic profiling. *Journal of Geophysical Research*, 69 (14), s. 3033–3042.
- Edgerton H., Hersey J.B. et al. (1961). Pingers and thumpers advance deep-sea exploration. *Instrum. Soc. Am. J.*, 8 (1), s. 72–77.
- Ellingsen K.E., Gray J.S., Bjornborm E. (2002). Acoustic classification of seabed habitats using the QTC VIEW system. *ICES Journal of Marine Science*, 59, s. 825–835.

- Endler M., Endler R., Bobertz B., Leipe T., Arz H.W. (2015). Linkage between acoustic parameters and seabed sediment properties in the south-western Baltic Sea. *Geo-Marine Letters*, 35, s. 145–160.
- ESCORT (2007). *Parametryczna echosonda typu SES-96*. ESCORT, <http://www.escort.com.pl>.
- Etter P.C. (1996). *Underwater Acoustic Modeling. Principles, techniques and applications*. 2<sup>nd</sup> ed., E&FN SPON, London.
- Etter P.C. (2001). Recent advances in underwater acoustic modelling and simulation. *Journal of Sound and Vibration*, 240 (2), s. 351–383.
- Eyles N., Boyce J.I., Halfman J.D., Koseoglu B. (2000). Seismic stratigraphy of Waterton Lake, a sediment-starved glaciated basin in the Rocky Mountains of Alberta, Canada and Montana, USA. *Sedimentary Geology*, 130, 283–311.
- Facada J.F. (1987). *Volume Reverberation Measurements of Sediments in the Laboratory*. Master's thesis. Naval Postgraduate School Monterey California.
- Fajkiewicz Z. (red.) (1972). *Zarys geofizyki stosowanej*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Fanetti D., Anselmetti F.S., Chapron E., Sturm M., Vezzoli L. (2008). Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, s. 323–340.
- Fannin N.G.T. (ed.) (1980). *The use of regional geological surveys in the North Sea and adjacent areas in recognition of offshore hazards*. Offshore site investigation. Graham and Trotman, London.
- Federowicz P. (2005). Torpedownia Miedwie. *Magazyn Nurkowanie*, 6 (116).
- Ferguson H., Znamensky V. (1981). *Methods of computation of the water balance of large lakes and reservoirs*. Volume I. Methodology. UNESCO. Paris, Studies and Reports in Hydrology.
- Feuillade C., Meredith R.W. (1997). A simple approach for modeling acoustic scattering from rocks and sea shells lying on the ocean floor. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 102 (5), s. 3214.
- Fiłoc M., Kuprjanowicz M., Dzymulska D. (2014). Late Glacial and Holocene Vegetation Changes in the Wigry National Park, NE Poland – New Pollen Data from Three Small Dystrophic Lakes. *Studia Quaternaria*, 31 (1), s. 5–16.
- Fiore J., Girardclos S., Pugin A., Gorin G., Wildi W. (2011). Würmian deglaciation of western Lake Geneva (Switzerland) based on seismic stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 30, s. 377–393.
- Fish J.P., Carr H.A. (1990). *Sound underwater images. A guide to the generation and interpretation of side scan sonar data*. Cataumet, Massachusetts, American Underwater Search and Survey, Ltd.
- Fisher F.H., Simmons V.P. (1977). Sound absorption in sea water. *Journal of the Acoustical Society of America*, 62, s. 558–664.
- Flood R.D. (1980). Deep sea sedimentary morphology: modelling and interpretation of echo-sounding profiles. *Marine Geology*, 38, s. 77–92.
- Floodgate G.D., Judd A.G. (1992). The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, 12 (10), s. 1145–1156.
- Foster-Smith B., Brown C., Meadows B., White W., Limpenny D. (2001). *Ensuring continuity in the development of broad-scale mapping methodology – direct comparison of RoxAnn and QTC-View technologies*. SeaMap/CEFAS Report. CEFAS Lowestoft Laboratory, Suffolk.
- Fox D., Amend M., Merems A., Miller B., Golden J. (1998). *1998 Nearshore Rocky Reef Assessment*. Newport, Oregon: Oregon Department of Fish and Wildlife, Marine Program.
- Francois R.E., Garrison G.R. (1982). Sound absorption based on ocean measurements. Part I: Pure water and magnesium sulfate contributions. *Journal of the Acoustical Society of America*, 72 (3), s. 896–907.
- Freitas R., Rodrigues A.M., Morris E., Perez-Llorens J.L., Quintino V. (2008). Single-beam acoustic ground discrimination of shallow water habitats: 50 kHz or 200 kHz frequency survey? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78, s. 613–622.
- Frost G.L. (2001). Inventing Schemes and Strategies: The Making and Selling of the Fessenden Oscillator. *Technology and Culture*, 42 (3), s. 462–488.
- Gadomski D., Betlej K., Pelc G., Świerczyńska J. (1983). Migracja w domenie częstości z użyciem komputera EMR 61-35 i porównanie jej wyników z wynikami innych metod migracji. *Przegląd Geologiczny*, 31 (10), s. 544–553.
- Galloway J.L., Collins W.T. (1998). *Dual frequency acoustic classification of seafloor habitat using the QTC View*. Proceedings Oceans '98, Nice, France.
- Galloway M.M. (1975). Texture analysis using gray level run lengths. *Computer Graphics and Image Processing*, 4, s. 172–179.
- Gardner T.N., Sills G.C. (2001). An examination of the parameters that govern the acoustic behavior of sea bed sediments containing gas bubbles. *Journal of Acoustical Society of America* 110 (4), s. 1878–1889.

- Gasparini L., Stanghellini G. (2009). SEISPRHO: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles. *Computers & Geosciences*, 35 (7), s. 1497–1507.
- Gay A., Lopez M., Berndt C., Séranne M. (2007). Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 244 (1–4), s. 68–92.
- Gensane M. (1993). Sea Bottom Reverberation: the Role of Volume Inhomogeneities of the Sediment. In: D. Ellis et al (eds.), *Ocean Reverberation*, Springer, s. 59–64.
- Gensane M., Tarayre H. (1992). Tests of sea-bottom discrimination with a parametric array. *Acoustic Letters*, 16 (5), s. 110–115.
- Gihring T.M., Canion A., Riggs A., Huettel M., Kostka J.E. (2010). Denitrification in shallow, sublittoral Gulf of Mexico permeable sediments. *Limnology and Oceanography*, 55 (1), s. 43–54.
- Gilbert R. (2003). Spatially irregular sedimentation in a small, morphologically complex lake: implications for paleoenvironmental studies. *Journal of Paleolimnology*, 29, s. 209–220.
- Gilbert R., Desloges J.R., Clague, J.J. (1997). The glacialacustrine sedimentary environment of Bowser Lake in the northern Coast Mountains of British Columbia, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17, s. 331–346.
- Gilli A., Anselmetti F.S., Ariztegui D., McKenzie J.A. (2003). A 600-year sedimentary record of flood events from two sub-alpine lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 96, s. 49–58.
- Girardclos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S. (2007). The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241, s. 137–154.
- Gizejewski J. (2002a). *Erozyjne formy dna jezior rynnowych na podstawie profilowania sejsmoakustycznego (jezioro Garbaś, Pojezierze Suwalskie, NE Polska)*. XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Poznań, Streszczenia, s. 28–30.
- Gizejewski J. (2002b). Stanowisko nr 4 – jezioro Komorzec. Osobliwości morfologii dna zbiornika. W: *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna łobu Parsęty*. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Borne Sulinowo, s. 153–155.
- Godlewska M., Swierzowski A., Winfield I.J. (2004). Hydroacoustics as a tool for studies of fish and their habitat. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 4, s. 417–427.
- Gorgas T.J., Wilkens R.H., Fu S.S., Neil Frazer L., Richardson M.D., Briggs K.B., Lee H. (2002). In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments: Eel River shelf, California. *Marine Geology*, 182, s. 103–119.
- Gorska N., Kowalska E. (2012). Acoustic backscattering characteristics of *Mytilus edulis trossulus* (southern Baltic Sea). *Hydroacoustics*, 15, s. 49–56.
- Gostnell C., Yoos J., Brodet S. (2006). NOAA Test and Evaluation of Interferometric Sonar Technology, Proceedings of the 2006 Canadian Hydrographic Conference.
- Górniak A., Krzysztofiak L. (2006). Charakterystyka limnologiczna parku. W: A. Górniak (red.), *Jeziora Wigierskiego Parku Narodowego. Aktualna jakość i trofia wód*. Wydawnictwo Uniwersytetu w Białymstoku, Białystok, s. 25–34.
- Grabiec D. (2007). Wykorzystanie morskich technik i środków hydrograficznych w badaniach akwenów śródlądowych – obszary działań i możliwości. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1, s. 87–92.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. (1986). *Zarys sedymentologii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Graniczny M. (1998). Tectonics of the Suwałki Anorthosite Massif in the light of analysis of satellite images and geophysical data. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 161, s. 47–51.
- Greenstreet S.P.R., Tuck I.D., Grewar G.N., Armstrong E., Reid D.G., Wright P.J. (1997). An assessment of the acoustic survey technique, RoxAnn, as a means of mapping seabed habitat. *ICES Journal of Marine Science*, 54, s. 939–959.
- Grøn O., Missiaen T. (eds) (2013). *Overview of methods for the investigation of submerged landscapes*. SPLASHCOS, <http://splashcos.org/>.
- Grozic J.L. (2003). Liquefaction Potential of Gassy Marine Sands. In: J. Locat, J. Mienert, L. Boisvert, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 19, s. 37–35.
- Grozic J.L., Robertson P.K., Morgenstern N.R. (1999). The behavior of loose gassy sand. *Canadian Geotechnical Journal*, 1999, 36 (3), s. 482–492.
- Grządziel A. (2008). Technika sonaru bocznego w badaniach hydrograficznych. *Przegląd Hydrograficzny*, 4, Navy Hydrographic Department, Gdynia.

- Gucma M., Montewka J., Zieziula A. (2005). *Urządzenia nawigacji technicznej*. Fundacja Rozwoju Akademii Morskiej w Szczecinie, Szczecin.
- Gutry-Korycka M., Bajkiewicz-Grabowska E. (1981). Rola jezior w naturalnym drenażu podziemnym. *Przegląd Geofizyczny*, XXVI (3).
- Haeni F.P. (1986). Application of continuous seismic-reflection methods to hydrologic studies. *Ground Water*, 24 (1), s. 23–31.
- Hamilton E.L. (1972). Compressional wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620–646.
- Hamilton E.L. (1976). Sound attenuation as a function of depth in the seafloor. *Journal of Acoustical Society of America*, 59, s. 528–535.
- Hamilton E.L. (1980). Geoacoustic modeling of the sea floor. *Journal of Acoustical Society of America*, 68, s. 1313–1340.
- Hamilton E.L., Bachman R.T. (1982). Sound velocity and related properties of marine sediments. *Journal of Acoustical Society of America*, 72, s. 1891–1904.
- Hamilton L.J. (1999). *RoxAnn™ Acoustic Seabed Classification of Sydney Harbour*. In: *Shallow Survey 99 Proceedings – International Conference On High Resolution Surveys In Shallow Water*, Sydney, Australia, 18–20 October 1999.
- Hamilton L.J. (2001). *Acoustic seabed classification systems*. DSTO Aeronautical and Maritime Research Laboratory, Technical Note, DSTO-TN-0401.
- Hamilton L.J. (2005). A bibliography of acoustic seabed classification. CRC for Coastal Zone and Waterway Management Technical Report.
- Hamilton L.J., Mulhearn P.J., Poekert R. (1999). Comparison of RoxAnn and QTC View acoustic bottom classification system performance for the Cairns area, Great Barrier Reef, Australia. *Continental Shelf Research*, 19, s. 1577–1597.
- Hampton L. (ed.) (1973). *Physics of Sound in Marine Sediments*. *Marine Science*, 1, Plenum Press, New York.
- Haralick R.M., Shanmugam K., Dinstein I. (1973). Textural features for image classification, *IEEE Transactions on System, Man, Cybernetics*, vol. SMC-3, s. 610–621.
- Hatzky J. (2009). *Analysis of bathymetry and acoustic backscatter from different multibeam sonar and sediment echosounder systems for the characterisation and classification of the seafloor at the Gakkel Ridge, Arctic Ocean*. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 601.
- Hayes J.W. (1977). Echo sounding and seismic profiling. *Offshore Services*, 10, s. 55–63.
- Heald G.J., Pace N.G., Dyer C.M. (1999). A theoretical and experimental examination of seabed discrimination using the first and second backscatter from an echo sounder. *Journal of Acoustical Society of America*, 105, s. 1205.
- Heald G.J., Pace N.G. (1994). *Sea bed roughness dependence on acoustic pulse length at normal incidence*. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> European Conference on Underwater Acoustics, Denmark, April 1994, s. 111–116.
- Heald G.J., Pace N.G. (1996). *An Analysis of 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> backscatter for seabed classification*. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> European conference on Underwater Acoustics, Heraklion, Crete, s. 649–654.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. (1959). *The Floors of the Oceans. I. The North Atlantic*. The Geological Society of America, Special Paper, 65.
- Hines P.C. (1990). Theoretical model of acoustic backscatter from a smooth seabed. *Journal of Acoustical Society of America*, 88, s. 324–334.
- Hinestrosa G., Webster J.M., Beaman R.J., Anderson L.M. (2014). Seismic stratigraphy and development of the shelf-edge reefs of the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology*, 353, s. 1–20.
- Hoffman J.C., Burczynski J., Sabol B., Heilman M. (2002). *Digital acoustic system for ecosystem monitoring and mapping: assessment of fish, plankton, submersed aquatic vegetation, and bottom substrata classification*. BioSonics, Inc., USA, [http://www.biosonicsinc.com/doc\\_library/docs/lake\\_wa\\_assessment.pdf](http://www.biosonicsinc.com/doc_library/docs/lake_wa_assessment.pdf).
- Hofmann M.H., Hendrix M.S., Moore J.N., Sperazza M. (2006). Late Pleistocene and Holocene depositional history of sediments in Flathead Lake, Montana: Evidence from high-resolution seismic reflection interpretation. *Sedimentary Geology*, 184, s. 111–131.
- Holiday D.V., Pieper R.E. (1980). Volume scattering strengths and zooplankton distributions at acoustic frequencies between 0.5 and 3 MHz. *Journal of Acoustical Society of America*, 67, s. 135–146.
- Holland C.W., Brunson B.A. (1988). The Biot–Stoll sediment model: An experimental assessment. *Journal of Acoustical Society of America*, 84 (4), s. 1437–1443.
- Hovem J.M. (1993). Mechanisms of bottom loss in underwater acoustics. In: J.M.F. Moura & I.M.G. Lourtie (eds.), *Acoustic Signal Processing for Ocean Exploration*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, s. 21–40.

- Hovem J.M., Richardson M.D., Stoll R.D. (eds.) (1991). Shear Waves in Marine Sediments. Section 3: Modelling and inversion techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, s. 419–582.
- Hudak A.T., Wessman C.A. (1997). *Textural analysis of aerial photography to characterize large scale land cover change*. Proceedings, ESRI Users Conference. San Diego.
- Hughes Clarke J.E., Mayer L.A., Wells D.E. (1996). Shallow-water imaging Multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Research*, 18, s. 607–629.
- Hull J., Nunny R. (1998). Mapping intertidal sediment distributions using the RoxAnn system, Dornoch Firth, NE Scotland. In: K.S. Black, D.M. Paterson, A. Cramp (eds.), *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Geological Society, London, Special Publications, 139, s. 273–282.
- Humborstad O.-B., Nottestad L., Lokkeborg S., Rapp H.T. (2004). RoxAnn bottom classification system, sidescan sonar and video-sledge: spatial resolution and their use in assessing trawling impacts. *ICES Journal of Marine Science*, 6, s. 53–63.
- Hutin E., Simard Y., Archambault P. (2005). Acoustic detection of a scallop bed from a single-beam echosounder in the St. Lawrence. *ICES Journal of Marine Science*, 62, s. 966–983.
- Huvenne V.A.I., Blondel P., Henriot J.-P. (2002). Textural analyses of side-scan sonar imagery from two mound provinces in the Porcupine Seabight. *Marine Geology*, 189, s. 323–341.
- Indruszewski G., Gluzniewicz G. (1999). Geomorphology and seismic measurements – a methodological approach based on the 1998-survey experience in the Oder mouth area. *Quaternary Studies in Poland*, Special Issue, s. 115–122.
- Innomar (2009). SES-2000 Narrow-Beam Parametric Sub-Bottom Profilers. User's Guide.
- Ivakin A.N. (1981). Sound scattering by multi-scale bottom inhomogeneities. *Oceanology*, 21, s. 26–27.
- Ivakin A.N. (1998). A unified approach to volume and roughness scattering. *Journal of Acoustical Society of America*, 103 (2), s. 827–837.
- Jackson D.R., Briggs K.B. (1992). High-frequency bottom backscattering: Roughness versus sediment volume scattering. *Journal of Acoustical Society of America*, 92 (2), s. 962–977.
- Jackson D.R., Richardson M.D. (2007). *High-Frequency Seafloor Acoustics*. The Underwater Acoustics Series, Springer.
- Jackson D.R., Winebrenner D.P., Ishimaru A. (1986). Application of the composite roughness model to highfrequency bottom backscattering. *Journal of Acoustical Society of America*, 79 (5), s.1410–1422.
- Jäger P., Pall K., Dumfarth E. (2004). A method of mapping macrophytes in large lakes with regard to the requirements of the Water Framework Directive. *Limnologica*, 34, s. 140–146.
- Jagodzinski Z. (1960). Multiple echoes in echosounders and the probability of detection of small targets. *International Hydrographic Review*, 37 (1), s. 63–68.
- Jamkowski M. (2009). Akcja Wisła po potopie. *Newsweek*, 28.
- Jamkowski M. (2011). Wyrzecz skarby rzecze. *Newsweek*, 48.
- Jamkowski M. (2012). Skarby z dna Wisły: Uratowane z Potopu. *Newsweek*, 5 października. <http://nauka.newsweek.pl/skarby-z-dna-wisly--uratowane-z-potopu,96605,1,1.html>.
- Jamrozik J., Makożnik Z., Patyk M. (1978). *Geofizyka. Metody sejsmiczne*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jańczak J. (red.) (1996). *Atlas jezior Polski*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Jania J., Bukowska-Jania E. (1997). Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej vistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina, *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*, Wydawnictw Naukowe PWN, Warszawa, s. 27–57.
- Januszaniec Z. (2009). Strefa strategiczna. *Kurier Czaplinski*, s. 8–9.
- Jones J.L., Leslie C.B., Barton L.E. (1958). Acoustic characteristics of a lake bottom. *Journal of the Acoustical Society of America*, 30 (2), s. 142–145.
- Judd A.G., Hovland M. (1992). The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12 (10), s. 1081–1095.
- Kaberow R., Szatan M. (2008). Mozaikowanie obrazów sonarowych. *Przegląd Hydrograficzny*, 4, Gdynia.
- Kamiński M. (2002). Tajemnicze suchary. *Wigry. Kwartalnik Wigierskiego Parku Narodowego*, 1.

- Kanamarua K., Francus P., François R., Besonen M., Laj C. (2013). New insight into Saanich Inlet varved sediments (British Columbia, Canada) from micro-scale analysis of sedimentary facies and micro-XRF core scanning analyses. *GFF*, 135 (3–4), Special Issue: Varve Genesis, Chronology and Paleoclimate.
- Karczewski A. (1965). Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, XIX.
- Karczewski A. (1968). Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśluborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 8 (3).
- Karczewski A. (1997). Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina, *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*, Wydawnictwo Naukowe PWN Warszawa, s. 69–74.
- Kargl S.G., Williams K.L., Lim R. (1998). Double monopole resonance of a gas-filled, spherical cavity in a sediment. *Journal of Acoustical Society of America*, 103, s. 265–274.
- Karpa T., Milkereita B., Janlea P., Danuorb S.K., Pohlc J., Berckhemerd H., Scholze C.A. (2002). Seismic investigation of the Lake Bosumtwi impact crater: preliminary results. *Planetary and Space Science*, 50, s. 735–743.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*, 3<sup>rd</sup> Edition. Blackwell Science Ltd.
- Kinder M., Tylmann W., Ohlendorf C., Zolitschka B. (2008). Laminowane osady denne jeziora Szurpiły jako podstawa rekonstrukcji zmian środowiska przyrodniczego w północno-wschodniej Polsce. *Landform Analysis*, 9, s. 241–246.
- Klusek Z. (2002). The Role of Gas Bubbles and Surface-Active Substances on the Noise Generation by Rain Drop. *Acta Acustica united with Acustica*, 88, s. 792–795.
- Klusek Z. (2011). Ambient sea noise in the Baltic Sea – review of investigations. *Hydroacoustics*, 14, s. 75–82.
- Knott S.T., Hersey J.B. (1956). Interpretation of high-resolution echo-sounding techniques and their use in bathymetry, marine geophysics, and geology. *Deep Sea Research*, 14, s. 36–44.
- Knudsen F.R., Larsson P., Jakobsen P.J. (2006). Acoustic scattering from a larval insect (*Chaoborus flavicans*) at six echosounder frequencies: implication for acoustic estimates of fish abundance. *Fisheries Research*, 79, s. 84–89.
- Komatsu T., Mikami A., Sultana S., Ishida K., Hiraishi T., Tatsukawa K. (2003). Hydro-acoustic methods as a practical tool for cartography of seagrass beds. *Otsuchi Marine Science*, 28, s. 72–79.
- Kornowski J., Kurzeja J. (2009). Sejsmologia górnicza i sejsmoakustyka jako podstawa krótkookresowej prognozy zagrożenia sejsmicznego. *Przegląd Górniczy*, 65 (3–4), s. 25–30.
- Kowalewski G. (2005). Wstępne rozpoznanie osadów dennych jeziora Ostrowite (Park Narodowy Bory Tucholskie) na podstawie profilowania sejsmoakustycznego i wierceń podwodnych. W: A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*. Sosnowiec, s. 115–123.
- Kowalewski G. (2006). Seismoacoustic surveying of Lake Ostrowite (Sejsmoakustyczne badania Jeziora Ostrowite). In: Kowalewski G., Milecka K. (eds.) *Lakes and mires of „Bory Tucholskie” National Park. Field guidebook (Jeziora i torfowiska Parku Narodowego „Bory Tucholskie”. Przewodnik terenowy)*. Bilingual edition. „Bory Tucholskie” National Park, Charzykowy, s. 77–86.
- Kowalik Z., Łęgowski S., Szymborski S. (1965). *Podstawy hydroakustyki*. Wydawnictwo Morskie, Gdynia.
- Kowalski H. (2012). Królewskie rezydencje na dnie Wisły. *Z otchłani wieków*, 66 (1–4), s. 120–125.
- Kowalski H. (2013). Wisła oddaje zatopione skarby. *Magazyn Stolica*, 5.
- Kowalski H., Kuźniar P., Magnuszewski A. (2013). Najniższe stany wody Wisły w Warszawie i podwodne odkrycia archeologiczne. *Gospodarka Wodna*, 25 (30).
- Kramarska R., Pawłowicz E., Pikiel R. (1983). Wyniki badań sejsmoakustycznych Ławicy Słupskiej i obszarów przyległych. *Peribalticum*, IV, s. 63–76.
- Król K., Rutkowski J., Pietsch K. (2005). Osuwiska podwodne w jeziorze Wigry w świetle badań sejsmicznych wysokiej rozdzielczości. W: A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 241–246.
- Kubicki S., Ryka W. (1982). *Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej*. Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Kulbe T., Anselmetti F., Cantonati M., Sturm M. (2005). Environmental history of Lago di Tovel, Trento, Italy, revealed by sediment cores and 3.5 kHz seismic mapping. *Journal of Paleolimnology*, 34, s. 325–337.
- Kylander M.E., Ampel L., Wohlfarth B., Veres D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26 (1), s. 109–117.
- Laine E.P., Damuth J.E., Jacobi R. (1986). Surficial sedimentary processes revealed by echo-character mapping in the western North Atlantic Ocean. In: P.R. Vogt, B.E. Tucholke (eds.), *The Geology of North America*, Vol. M, The Western North Atlantic Region. Geological Soc. America, s. 427–450.
- Larsen M.A., Hovem J.M. (2007). Geoacoustic inversion. In: *Buried Waste in the Seabed – Acoustic Imaging and Bio-toxicity*. Springer Praxis Books 2007, s. 105–111.
- Lawrence M.J., Bates C.R. (2001). Acoustic ground discrimination techniques for submerged archaeological site investigations. *Marine Technology Society Journal*, 35 (4), s. 65–73.
- Lazorek M., Eyles N., Eyles C., Doughty M., L'Heureux E., Milkereit B. (2006). Late Quaternary seismic-stratigraphy of Lake Wanapitei, Sudbury, Ontario, Canada: Arguments for a possible meteorite impact origin. *Sedimentary Geology*, 192, s. 231–242.
- Le Gac J.-C., Stéphan Y., Garlan T., Weber N. (2006). On the assessment of geoacoustic parameters in shallow water environments. In: A. Caiti, N.R. Chapman, J.-P. Hermand, S.M. Jesus (eds.), *Acoustic Sensing Techniques for the Shallow Water Environment*, Springer, s. 1–15.
- Le Tirant P. (1979). *Seabed reconnaissance and offshore soil mechanics for the installation of petroleum structures*. Technip, Paris.
- LeBlanc L.R., Mayer L., Rufino M., Schock S.G., King J. (1992). Marine sediment classification using the chirp sonar. *Journal of the Acoustical Society of America*, 91, s. 107–115.
- Legendre P., Ellingsen K.E., Bjørnbom E., Casgrain P. (2002). Acoustic seabed classification: improved statistical method. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 59, s. 1085–1089.
- Lewis C.F.M., Cameron G.D.M., Anderson T.W., Heil C.W. Jr., Gareau P.L. (2012). Lake levels in the Erie Basin of the Laurentian Great Lakes. *Journal of Paleolimnology*, 47, s. 493–511.
- Li Z., Zhang R. (2012). Hybrid geoacoustic inversion scheme with an equivalent seabed model. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 131 (4), s. 3487.
- Listewnik K. (2010). The primary sources of ship noise observed on the bottom of sea, *Hydroacoustics*, 13, s. 163–170.
- Locat J., Lee H.J. (2005). Subaqueous debris flows. In: M. Jacob, O. Hungro O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, Heidelberg, s. 203–245.
- Looms M., Boldreel L.O., Kidmose J., Engesgaard P., Rasmussen R., Nilsson B. (2008). Lake hydrogeophysics; Estimating areas of potential groundwater seepage using reflection seismic, ground penetrating radar and multiple electrode profiling. *AGU Fall Meeting 2008*. 15–19 December, 2008. San Francisco, U.S.A. American Geophysical Union. Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. Suppl. Abstracts.
- Lowag J., Bull J.M., Vardy M.E., Miller H., Pinson L.J.W. (2012). High-resolution seismic imaging of a Younger Dryas and Holocene mass movement complex in glacial lake Windermere, UK. *Geomorphology*, 171–172, s. 42–57.
- Łubniewski Z. (2001). *Zastosowanie analizy fraktalnej i filtracji odwrotnej do zdalnej klasyfikacji i monitoringu dna morskiego*. Rozprawa doktorska, Wydział ETI Politechniki Gdańskiej.
- Łubniewski Z. (2002). *Comparison of backscattered sea bottom echo modelling in the acoustic pressure domain and in the intensity domain*. Proceedings of the 6th European Conference on Underwater Acoustics ECUA'2002, Gdańsk, s. 71–76.
- Łubniewski Z. (2011). Seafloor characterisation using multibeam data: sonar image properties, seabed surface properties and echo properties. *Hydroacoustics*, 14, s. 135–142.
- Łubniewski Z., Chybicki A. (2009). Seafloor classification using multibeam sonar. *Hydroacoustics*, 12.
- Łubniewski Z., Moszynski M., Stepnowski A. (2000). *Modelling of surface and volume backscattering of echosounder signals on seabed using fractal analysis and impulse response*. Proceedings of ECUA 2000 Conference, Gdańsk, Poland, vol. 1, s. 307–312.
- Łubniewski Z., Stepnowski A. (2012). Using principal component analysis and canonical discriminant analysis for multibeam seafloor characterisation data. *Hydroacoustics*, 5, s. 123–130.



- Łubniewski Z., Stepnowski A. (1997). Wymiar fraktalny obwiedni echa jako istotny parametr przy rozpoznawaniu typu dna morskiego. W: *Materiały XLIV Otwarte Seminarium z Akustyki OSA '97*. Gdańsk – Jastrzębia Góra, Gdańsk, s. 441–446.
- Ludwig A.O. (1992). Zur Vererbung von Formelementen der Landschaft im Quartär. W: Biliwitsz K., Janke W., Jäger K.D. (red.), *Jungquartäre Landschaftsräume – Genese. Diagnose und Dynamik*. Berlin, s. 23–29.
- Lurton X. (2010). *An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications*. 2<sup>nd</sup> ed., Springer.
- Lurton X., Pouliquen E. (1992). *Automated sea-bed classification system for echosounders*. IEEE Oceans '92 Conference Proceedings, 1, s. 317–321.
- Luskin B., Heezen B.C., Ewing M., Landisman M. (1954). Precision measurements of ocean depth. *Deep Sea Research*, 1, s. 131–140.
- MacDougall N., Black K.D. (1999). Determining sediment properties around a marine cage farm using acoustic ground discrimination; RoxAnn<sup>TM</sup>. *Aquaculture Research*, 30, s. 451–458.
- Magorrian B.H., Service M., Clarke W. (1995). An acoustic bottom classification survey of Strangford Lough, Northern Ireland, *Journal of the Marine Biological Association UK*, 75, s. 987–992.
- Manik H.M. (2011). Underwater Acoustic Detection and Signal Processing Near the Seabed. In: N. Kolev (ed.), *Sonar Systems*. InTech, <http://www.intechopen.com/books/>.
- Marks L. (1996). Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. *Acta Geographica Lodziensia*, 71, s. 181–192.
- Marshall M.H., Lamb H.F., Huws D., Davies S.J., Bates R., Bloemendal J., Boyle J., Leng M.J., Umer M., Bryant C. (2011). Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Global and Planetary Change*, 78, s. 147–161.
- Marsz A. (1973). Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko-Pile). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 26, Seria A, Geogr. Fizyczna, s. 97–143.
- Martens C.S., Berner R.A. (1974). Methane production in the interstitial waters of sulfate-depleted marine sediments. *Science*, 185 (4157), s. 1167–1169.
- Massa D.P. (2012). *An overview of electroacoustic transducers*. Massa Products Corporation, Hingham, <http://www.massa.com/fundamentals.htm>.
- Masson D.G., Harbitz C.B., Wynn R.B., Pedersen G., Løvholt F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 364, s. 2009–2039.
- Materka A., Strzelecki M. (1998). *Texture Analysis Methods – A Review*. Technical University of Lodz, Institute of Electronics, COST B11 report, Brussels.
- Matsumoto H., Dziak R.P., Fox C.G. (1993). Estimation of power-law based seafloor roughness-spectrum parameters by modeling acoustic backscatter data. *Journal of Acoustical Society of America*, 94 (5), s. 1–13.
- Mavko G. (2013). *Parameters that influence seismic velocity*. Conceptual Overview of Rock and Fluid Factors that Impact Seismic Velocity and Impedance Stanford Rock Physics Laboratory, <https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>.
- McCammon D.F. (1991). Underwater acoustic modeling. *Sea Technology*, 32 (8), s. 53–55.
- McCauley R.D., Siwabessy P.J.W. (2006). *Practical guide to acoustic techniques for benthic habitat classification*. Technical Report 84, Cooperative Research Centre for Coastal Zone, Estuary and Waterway Management.
- McDaniel T., Gorman A.D. (1983). An examination of the composite-roughness scattering model, *Journal of Acoustical Society of America*, 73, s. 1476–1485.
- McGee T.M. (1995). High-resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part A: Acquiring analogue seismic signals. *Journal of Applied Geophysics*, 33, s. 271–285.
- McGlue M.M., Lezzar K.E., Cohen A.S., Russell J.M., Tiercelin J.-J., Felton A.A., Mbede E., Nkotagu H.H. (2008). Seismic records of late Pleistocene aridity in Lake Tanganyika, tropical East Africa. *Journal of Paleolimnology*, 40, s. 635–653.
- McKinney C.M., Anderson C.D. (1964). Measurements of backscattering of sound from the ocean bottom. *Journal of the Acoustical Society of America*, 36 (1), s. 158–163.
- McQuillin R., Bacon M., Barclay W. (1984). *An introduction to seismic interpretation: reflection seismics in petroleum exploration*. 2<sup>nd</sup> ed. Graham & Trotman Ltd., London.
- Mead R.H. (1972). Transport and deposition of sediments in estuaries. *Geological Society of America Memoirs*, 133, s. 91–120.
- Miall A.D. (2010). *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin.

- Michalopoulou Z.-H., Alexandrou D. (1996). Bayesian modeling of acoustic signals for seafloor identification. *Journal of Acoustical Society of America*, 99, s. 223–233.
- Milne P. H. (1980). *Underwater Engineering Surveys*, E & F.N. Spon.
- Missiaen T., Murphy S., Loncke L., Henriot J.-P. (2002). Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone. *Continental Shelf Research*, 22, s. 2291–2301.
- Mitchum R.M. Jr., Vail P.R. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, s. 135–144.
- Mitchum R.M. Jr., Vail P.R., Thompson S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, s. 53–62.
- Moernaut J., Verschuren D., Charlet F., Kristen I., Fagot M., De Batist M. (2010). The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 290 (2010), s. 214–223.
- Monpert C., Legris M., Noel C., Zerr B., Le Caillec J.M. (2012). *Studying and modeling of submerged aquatic vegetation environments seen by a single beam echosounder*. Proceedings of Meetings on Acoustics, Vol. 17, ECUA 2012 11th European Conference on Underwater Acoustics, Edinburgh, Scotland.
- Moran K., Jarrett C.A. (1998). Lake Winnipeg sediment physical properties: interpretation, composite stratigraphic sections and calibration of acoustic reflection profiles. *Journal of Paleolimnology*, 19, s. 245–253.
- Morend D., Pugin A., Gorin G.E. (2002). High-resolution seismic imaging of outcrop-scale channels and an incised-valley system within the fluvial-dominated Lower Freshwater Molasse (Aquitania, western Swiss Molasse Basin). *Sedimentary Geology*, 149 (4), s. 245–264.
- Morgan L.A., Shanks W.C., Lovalvo D.A., Johnson S.Y., Stephenson W.J., Pierce K.L., Harlan S.S., Finn C.A., Lee G., Webring M., Schulze B., Dühn J., Sweeney R., Balistrieri L. (2003). Exploration and discovery in Yellowstone Lake: results from high-resolution sonar imaging, seismic reflection profiling, and submersible studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, s. 221–242.
- Morrison M.A., Thrush S.F., Budd R. (2001). Detection of acoustic class boundaries in soft sediment systems using the seafloor acoustic discrimination system QTC VIEW. *Journal of Sea Research*, 46 (3–4), s. 233–243.
- Moszynski M., Chybicki A., Kulawiak M., Lubniewski Z. (2013). A novel method for archiving multibeam sonar data with emphasis on efficient record size reduction and storage. *Polish Maritime Research*, 1 (77), 20, s. 77–86.
- de Moustier C., Matsumoto H. (1993). Seafloor acoustic remote sensing with multibeam echo-sounders and bathymetric sidescan sonar systems. *Marine Geophysical Researches*, 15, s. 27–42.
- Mudryk Z. (1994). *Bakterie heterotroficzne w procesach transformacji materii organicznej w jeziorach estuariowych*. WSP w Słupsku, Słupsk.
- Mueller D.S., Wagner C.R. (2009). *Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 3A-22*, <http://pubs.water.usgs.gov/tm3a22>.
- Müller C., Mikereit B., Bohlen T., Theilen F. (2002). Towards high-resolution 3D marine seismic surveying using Boomer sources. *Geophysical Prospecting*, 50, s. 517–526.
- Mulhearn P.J. (2000). *Modelling acoustic backscatter from near-normal incidence echosounders – sensitivity analysis of the Jackson Model*. Dept of Defence, Australia. DSTO Technical Note.
- Mulholland J.W. (1998). Sequence stratigraphy: Basic elements, concepts, and terminology. *The Leading Edge*, s. 37–40.
- Muller S.H.E., Ainslie M.A., Boek W., Simons D.G. (2002). *Inversion for bottom parameters using low frequency reverberation data*. Proceedings of the 6th European Conference on Underwater Acoustics ECUA'2002, Gdańsk, s. 147–152.
- Mullins H.T., Halfman J.D. (2001). High-Resolution Seismic Reflection Evidence for Middle Holocene Environmental Change, Owasco Lake, New York. *Quaternary Research*, 55, s. 322–331.

- Murphy L., Leary T., Williamson A. (1995). Standardizing seabed classification techniques. *Sea Technology*, July, s. 15–19.
- Mutlu E. (2003). Acoustical identification of the concentration layer of a copepod species, *Calanus euxinus*. *Marine Biology*, 142 (3), s. 517–523.
- Naudts L., Greinert J., Artemov Y., Staelens P., Poort J., Van Rensbergen P., De Batist M. (2006). Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 227, s. 177–199.
- Naudts L., De Batist M., Greinert J., Artemov Y., Kovalevsky A.O. (2009). Geo- and hydro-acoustic manifestations of shallow gas and gas seeps in the Dnepr paleodelta, northwestern Black Sea. *Leading Edge*, 28 (9), s. 1030–1040.
- Nichols M., Allen G. (1981). Sedimentary processes in coastal lagoons. W: Coastal lagoon research, present and future. Proceed. Unesco, IABO Seminar, Beaufort, NC, U.S.A., *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, 33, s. 27–80.
- Nichols M., Biggs R. (1985). Estuaries. W: R.A. Davis Jr. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, s. 94–175.
- Niessen F., Gebhardt A.C., Kopsch C., Wagner B. (2007). Seismic investigation of the El'gygytgyn impact crater lake (Central Chukotka, NE Siberia): preliminary results. *Journal of Paleolimnology*, 37, s. 49–63.
- Noel C., Viala C., Zerr B. (2006). *Acoustic characterization of underwater vegetations*. Colloque Caractérisation du Milieu Marin, Brest.
- Northcote T.G. (1964). Use of high-frequency echo sounder to record distribution and migration of *Chaoborus* larvae. *Limnology and Oceanography*, 9, s. 87–91.
- Novak B. (2002). Early Holocene brackish and marine facies in the Fehmarn Belt, southwest Baltic Sea: depositional processes revealed by high-resolution seismic and core analysis. *Marine Geology*, 189 (3–4), s. 307–321.
- Nowaczyk B. (1998). Struktura osadów budujących formy limniglacjalne, terasy jeziorne oraz wały brzegowe i jej wymowa paleogeograficzna. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 261–281.
- O'Sullivan P.E. (1983). Annually laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, 1, s. 245–313.
- Ogilvy J.A. (1988). Computer simulation of acoustic wave scattering from rough surfaces. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 21, s. 260–277.
- Ogilvy J.A. (1991). *Theory of Wave Scattering from Random Rough Surfaces*. Bristol, England: A. Hilger.
- Olsen J., Björck S., Leng M.J., Gudmundsdóttir E.R., Odgaard B.V., Lutz C.M., Kendrick C.P., Andersen T.J., Seidenkrantz M.-S. (2010). Lacustrine evidence of Holocene environmental change from three Faroese lakes: a multiproxy XRF and stable isotope study. *Quaternary Science Reviews*, 29, s. 2764–2780.
- Olsen J., Kjaer K.H., Funder S., Larsen N.K., Ludikova A. (2012). High-Arctic climate conditions for the last 7000 years inferred from multi-proxy analysis of the Bliss Lake record, North Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 27, s. 318–327.
- Olshetskii V.V. (1967). *Characteristics of Seafloor Reverberation*. New York: Plenum Press.
- Orłowski A. (1979). Hydroakustyczna metoda określania osadów dennych. *Przegląd Geologiczny*, 27 (11), s. 616–617.
- Orłowski A. (1980). *Wykorzystanie pomiarów ech wielokrotnych do oceny typu dna morskiego*. Praca doktorska, Politechnika Gdańska.
- Orłowski A. (1984). Application of multiple echoes energy measurements for evaluation of seabottom type. *Oceanologia*, 19, s. 61–78.
- Orłowski A. (2007). Acoustic seabed classification applied to Baltic benthic habitat studies: a new approach. *Oceanologia*, 49, s. 229–243.
- Orsi T.H., Duncan M.E., Lyons A.P., Briggs K.B., Richardson M.D., Anderson A.L. (1997). High-resolution characterization of seafloor sediments for modeling of acoustic backscatter. In: N.G. Pace, E. Pouliquen, O. Bergem, A.P. Lyons (eds.), *High-Frequency Acoustics in Shallow Water*. SACLANTCEN Conference Proceedings series CP-45, La Spezia, Italy, s. 409–415.
- Osadczyk A. (1999a). Obraz współczesnej sedymentacji w Zalewie Szczecińskim na tle uwarunkowań morfologicznych i hydrologicznych. W: R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań–Szczecin, s. 105–114.
- Osadczyk A. (1999b). An estuary or a lagoon? The Zalew Szczeciński (Oderhaff) in the light of analysis of the sedimentary basin morphology and the character of present-day sedimentation. *Quaternary Studies in Poland*, Special Issue, s. 175–186.

- Osadczyk A. (2003). Zastosowanie metod akustycznych w rozpoznawaniu środowiska sedymentacyjnego Zalewu Szczecińskiego W: R.K. Borówka, A. Witkowski (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego*, t. 2: Środowisko abiotyczne. Oficyna InPlus, Szczecin, s. 29–35.
- Osadczyk A. (2004). *Zalew Szczeciński – środowiskowe warunki współczesnej sedymentacji lagunowej*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Osadczyk A. (2005). Możliwości wykorzystania akustycznego systemu zdalnej identyfikacji typu dna RoxAnn w geologicznych i ekologicznych badaniach zbiorników śródlądowych. W: W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iberyjskiego i południowego Bałtyku*, 6, s. 51–66.
- Osadczyk A. (2007). Preliminary results of acoustic and seismic surveys of the Lake Miedwie bottom. *Quaestiones Geographicae*, 25, s. 57–66.
- Osadczyk A. (2011). Sprawozdanie z profilowań sejsmoakustycznych i akustycznych pięciu wraków w rejonie Westerplatte. Raport z zadania „Inwentaryzacja wraków w rejonie wejścia do Portu Gdańskiego”, Centralne Muzeum Morskie w Gdańsku.
- Osadczyk A. (2013). Opracowanie wyników profilowań sejsmoakustycznych na potrzeby realizacji projektu badawczego „Niedestrukcyjne kompleksowe rozpoznanie zasobów archeologicznych dna jezior i strefy brzegowej w wybranych akwenach Pojezierza Iławskiego w ramach podwodnego AZP, Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie”.
- Osadczyk A., Borówka R.K. (2001). Sejsmoakustyczny zapis zmian w obrębie holoceniowej pokrywy osadowej Zalewu Szczecińskiego. W: W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iberyjskiego i południowego Bałtyku*, 4, Słupsk, s. 35–46.
- Osadczyk A., Nowak J., Osadczyk K. (2006). Dno jeziora Drawsko w świetle badań akustycznych i sejsmoakustycznych. W: Koźmiński C., Dutkowski M., Radziejewska T. (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego*, t. 3: Środowisko przyrodnicze i problemy społeczno-ekonomiczne. Print Group, Szczecin, s. 126–134.
- Osadczyk A., Osadczyk K. (2007). Odmienność budowy geologicznej dna południowych jezior Drawsko i Miedwie w świetle badań akustycznych i sejsmoakustycznych. W: W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Półwyspu Iberyjskiego i południowego Bałtyku*, 7, s. 313–331.
- Osadczyk A., Rutkowski J., Krzysztofiak L. (2005). Zróżnicowanie dna południowej części jeziora Wigry w świetle badań z zastosowaniem akustycznego systemu RoxAnn. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności*, 3, s. 179–185.
- Osadczyk K., Osadczyk A., Wegrzyn M. (2011). Przeprowadzenie inwentaryzacji roślinności zanurzonej, w tym łąk ramienicowych. Raport z zadania realizowanego w ramach projektu „Ochrona jeziora Wigry ze szczególnym uwzględnieniem gatunków i siedlisk objętych siecią Natura 2000”. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki.
- Osewski M. (2001). *Jeziora i rzeki WNP*. Suchary, <http://www.wigry.org.pl/wody/suchary.htm>.
- Ostaficzuk S. (1975). Badania młodych ruchów neotektonicznych metodą zagęszczonych poziomicy. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 77–87.
- Ostrovsky I., McGinnis D.F., Lapidus L., Eckert W. (2008). Quantifying gas ebullition with echosounder: the role of methane transport by bubbles in a medium-sized lake. *Limnology and Oceanography-Methods*, 6, s. 105–118.
- Ostrovsky I., Tęgowski J. (2010). Hydroacoustic analysis of spatial and temporal variability of bottom sediment characteristics in Lake Kinneret in relation to water level fluctuation. *Geo-Marine Letters*, 30, s. 261–269.
- Pace N.G., Gao H. (1988). Swathe seabed classification. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 13 (2), s. 83–90.
- Pack H. (2005). *Historische Zeittafel*, <http://www.natur-erleben.net/zeittafel.htm>.
- Paprocka A., Leśniak P.M. (2008). CO<sub>2</sub> flux from Lake Wigry (NE-Poland). In: E. Bajkiewicz-Grabowska, D. Borowiak (eds), *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, Vol. 2, KŁUG-PTLim, Gdańsk, s. 143–146.
- Parker R., Ruffell A., Hughes D., Pringle J. (2010). Geophysics and the search of freshwater bodies: A review. *Science & Justice*, 50, s. 141–149.
- Parnum I., Siwabessy J., Gavrilov A., Parsons M. (2009). A comparison of single beam and multibeam sonar systems in seafloor habitat mapping. Proceedings 3<sup>rd</sup> International Conference „Underwater Acoustic and Exhibition. Measurements: Technologies & Results”, s. 155–162.
- Paślowski Z., Błaszczak B. (1970). Charakterystyka hydrologiczna i bilans wodny jeziora Gopło. *Przegląd Geofizyczny*, XV (3).

- Pełechaty M., Pukacz A. (2008). *Klucz do oznaczania gatunków ramienic (Characeae) w rzekach i jeziorach*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Penrose J.D., Siwabessy P.J.W., Gavrilov A., Parnum I., Hamilton L.J., Bickers A., Brooke B., Ryan D.A., Kennedy P. (2005). *Acoustic Techniques for Seabed Classification*. Technical Report 32, Cooperative Research Centre for Coastal Zone Estuary and Waterway Management.
- Petterson G., Renberg I., Geladi P., Lindberg A., Lindgren A. (1993). Spatial uniformity of sediment accumulation in varved lake sediments in northern Sweden. *Journal of Paleolimnology*, 9, s. 195–208.
- Pinn E.H., Robertson M.R. (2001). Further analysis of the effect of bioturbation by *Nephrops norvegicus* (L.) on the acoustic return of the RoxAnn (TM) seabed discrimination system. *ICES Journal of Marine Science*, 58 (1), s. 216–219.
- Pinn E.H., Robertson M.R. (2003). Effect of track spacing and data interpolation on the interpretation of benthic community distributions derived from RoxAnn (TM) acoustic surveys. *ICES Journal of Marine Science*, 60 (6), s. 1288–1297.
- Porębski S. (1996). Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Przegląd Geologiczny*, 44, s. 995–1006.
- Posamentier H.W., Allen G.P. (1999). *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology.
- Postma H. (1967). Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. W: G.M. Lauff (ed.), *Estuaries, Washington*. American Association for the Advancement of Science, 83, s. 158–179.
- Pouliquen E., Bergem O., Pace N.G. (1999). Time evolution modelling of seafloor scatter. Part 1: Concept. *Journal of Acoustical Society of America*, 105 (6), s. 3136–3141.
- Pouliquen E., Lurton X. (1992). *Sea-bed identification using echosounder signal*. European Conference on Underwater Acoustics, Elsevier Applied Science, London and New York.
- Pouliquen E., Lurton X. (1994a). Identification de la nature du fond de la mer à l'aide de signaux d'échosondeurs: I. Modélisation d'échos réverbérés par le fond. *Acta Acustica*, 2, s. 113–126.
- Pouliquen E., Lurton X. (1994b). Identification de la nature du fond de la mer à l'aide de signaux d'échosondeurs: II. Méthode d'identification et résultats expérimentaux. *Acta Acustica*, 2, s. 187–194.
- Pouliquen E., Lyons A.P., Pace N.G. (2000). Penetration of acoustic waves into rippled sandy seafloors. *Journal of Acoustical Society of America*, 108, s. 2071–2081.
- Pradeep Kumar T. (1999). *A study on the geoacoustic properties of marine sediments*. Cochin University of Science and Technology, PhD Thesis.
- Prager B.T., Caughey D.A., Poeckert R.H. (1995). *Bottom classification: operational results from QTC View*. OCEANS '95 – Challenges of Our Changing Global Environment Conference, San Diego, California USA, October 1995.
- Preston J.M., Christney A.C., Collins W.T., McConnaughey R.A., Syrjala S.E. (2004). *Considerations in large-scale acoustic seabed characterization for mapping benthic habitats*. ICES Annual Science Conference, Vigo, Spain.
- Preston J.M., Collins W.T. (2000). *Bottom Classification in Very Shallow Water by High-Speed Data Acquisition*. OCEANS 2000 MTS/IEEE Conference and Exhibition IEEE.
- Preston J.M., Rosenberger A., Collins W.T. (2000). *Bottom classification in very shallow water*. Proceedings of the 5th European Conference on Underwater Acoustics, 10–13 July 2000, vol. I, s. 293–299.
- Preston, J.M., Inouchi Y., Shioya F. (2006). *Acoustic classification of submerged aquatic vegetation*. In: S.M. Jesus, O.C. Rodriguez (eds.), Proceedings of the Eighth European Conference on Underwater Acoustics ECUA 2006, Carvoeiro, Portugal.
- Przedziecki P., Kramarska R. (1987). Interpretacja geologiczna profili sejsmoakustycznych na obszarze arkusza Ławica Słupska Mapy Geologicznej Dna Bałtyku Południowego w skali 1 : 200000. *Kwartalnik Geologiczny*, 31 (3), s. 513–514.
- Przedziecki P. (1987). Zagadnienia interpretacji i wykorzystania materiałów sejsmoakustycznych w badaniach geologicznych południowego Bałtyku. *Kwartalnik Geologiczny*, 31, s. 233–234.
- Przedziecki P. (2001). *Sejsmostratygrafia osadów czwartorzędowych w polskiej części Bałtyku*. Praca doktorska, Państwowy Instytut Geologiczny.
- Przedziecki P. (2005). Sejsmostratygrafia osadów czwartorzędowych w polskiej części Bałtyku. *Biuletyn PIG*, 413.
- QTC IMPACT User Manual (2004). Quester Tangent Corporation, Marine Technology Centre, Canada.
- Quinn R., Bull J.M., Dix J.K. (1998). Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (chirp) data. *Marine Geophysical Researches* 20, s. 13–20.

- Quintino V., Freitas R., Mamede R., Ricardo F., Rodrigues A.M., Mota J., Perrez-Ruzafa A., Marcos C. (2010). Remote sensing of underwater vegetation using single-beam acoustics. *ICES Journal of Marine Science*, 67, s. 594–605.
- Raichel D.R. (2006). The science and applications of acoustics. Springer Science + Business Media, Inc.
- Rajan S.D., Frisk G.V., Becker K.M., Lynch J.F., Potty G., Miller J.H. (2008). Modal inverse techniques for inferring geoacoustic properties in shallow water. In: A. Tolstoy (ed.), *Important Elements in: Geoacoustic Inversion, Signal Processing, and Reverberation in Underwater Acoustics*. Kerala, India, Research Signpost, s. 165–234.
- Reid D.G., Maravelias C.D. (2001). Relationships between herring school distribution and sea bed substrate derived from RoxAnn. *ICES Journal of Marine Science*, 58 (6), s. 1161–1173.
- Reynolds J.M. (1990). High-resolution seismic reflection surveying of shallow marine and estuarine environments. In: E.A. Hailwood, R.B. Kidd (eds.), *Marine Geophysical Surveying and Sampling*, 12, s. 41–48.
- Reynolds J.M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2<sup>nd</sup> Edition, Wiley-Blackwell.
- Richardson M.D., Briggs K.B. (1993). On the use of acoustic impedance values to determine sediment properties. In: N.G. Pace, D.N. Langhorne (eds.), *Acoustic Classification and Mapping of the Seabed*. Institute of Acoustics, Bath, s. 15–25.
- Richardson M.D., Briggs K.B. (1996). In situ and laboratory geoacoustic measurements in soft mud and hard-packed sand sediments: Implications for high-frequency acoustic propagation and scattering. *Geo-Marine Letters*, 16, s. 196–203.
- Richter T.O., Van Der Gaast S. et al. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: R.G. Rothwell (ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 267, s. 39–50.
- Riegl B.M., Halfar J., Purkis S.J., Godinez-Orta L. (2007). Sedimentary facies of the Eastern Pacific's northernmost reef-like setting (Cabo Pulmo, Mexico). *Marine Geology*, 236, s. 61–77.
- Riegl B.M., Moyer R.P., Morris L.J., Virnstein R.W., Purkis S.J. (2005). Distribution and seasonal biomass of drift macroalgae in the Indian River Lagoon (Florida, USA) estimated with acoustic seafloor classification (QTCView, Echoplus). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 326, s. 89–104.
- Rientjes T.H.M., Perera B.U.J., Haile A.T., Reggiani P., Muthuwatta L.P. (2011). Regionalisation for lake level simulation – the case of Lake Tana in the Upper Blue Nile, Ethiopia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, s. 1167–1183.
- Robb G.B.N., Leighton T.G., Humphrey V.F., Best A.I., Dix J.K. Klusek Z. (2007). *Investigating Acoustic Propagation in Gassy Marine Sediments Using a Bubbly Gel Mimic*. ISVR Technical Report No. 315.
- Roberts D., Davies C., Mitchell A., Moore H., Picton B., Portig A., Preston J., Service M., Smyth D., Strong D., Vize S. (2004). *Strangford Lough Ecological Change Investigation (SLECI)*. Report to Environment and Heritage Service by the Queen's University, Belfast.
- Rogozińska M. (2011). Skarby wydobyte z dna. *Rzeczpospolita*, 273, dodatek Nauka.
- Rollet N., Fellows M.E., Struckmeyer H.I.M., Bradshaw B.E. (2001). Seabed character mapping in the Great Australian Bight. *Geoscience Australia Record*, 42.
- Rolt K.D. (1994). The Fessenden oscillator: History, electroacoustic model, and performance estimate. *Journal of Acoustical Society of America*, 95 (5), s. 2832.
- Roob R. (2000). Mapping of Victoria's Nearshore Marine Benthic Environment. In: L.W. Ferns, D. Hough (eds.), *Environmental Inventory of Victoria's Marine Ecosystems – Stage 3* (2<sup>nd</sup> Edition), Chapter 2. Department of Natural Resources and Environment, East Melbourne, Australia.
- Rossa W., Wypych K. (1981). *Sejsmostratygrafia dna Bałtyku Południowego*. Materiały Sesji Geologiczno-inżynierskie badania wybrzeża i dna Bałtyku Południowego. PAN, Gdańsk, s. 48–71.
- Rossa W. (1979). *Mikrosejsmiczne badania Bałtyku Południowego*. Sprawozdanie wynikowe z realizacji tematu 06.016.01, Archiwum IMiGW.
- Rudowski S. (2000). Geofizyczne profilowanie osadów dennych zbiorników retencyjnych Otmuchów, Nysa, Tresna, Solina. W: S. Ostaficzuk (red.), *Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią – na przykładzie Nysy Kłodzkiej, Górnej Soły i Górnego Sanu-Solinki*. IGSMiE PAN, Kraków, s. 191–200.

- Rudowski S. (2005). Application of the seismoacoustic profiling to the detailed studies of the bottom structure of the lakes, rivers and marine nearshore. W: R. Gołębiewski (red.), *Z problematyki pobraży i pojezierzy bałtyckich*, *Peribalticum IX*, Gdańsk, s. 139–146.
- Rudowski S., Relisko J. (1999). *Zastosowanie metody profilowania sejsmoakustycznego do określania warstwy dynamicznej dna*. Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Odbrzegowy transport osadów”, Gdynia.
- Rudowski S., Gajewski L. (1998). Classification of sea floor geology by complex acoustic method at Rozewie. *Baltica*, 11, Wilnius, s. 41–45.
- Rudowski S., Rutkowski J., Król K., Krzysztofiak L. (2001). *O niektórych strukturach sedimentacyjnych w osadach dennych jeziora Wigry w świetle badań sejsmoakustycznych*. Sprawozdania z czynności i posiedzeń Polskiej Akademii Umiejętności, LXIV, Kraków, s. 189–192.
- Rukavina N.A. (1997). Substrate mapping in the Great Lakes nearshore zone with a RoxAnn acoustic sea-bed classification system. In: M.G. Skafel (ed.). *Proceedings, Canadian Coastal Conference*. Guelph, Ontario, s. 338–349.
- Rukavina, N.A., Caddell S. (1997). *Applications of an acoustic sea-bed classification system to freshwater environmental research and remediation in Canada*. Proceedings, Fourth International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Orlando, Florida, vol. 1, s. 317–329.
- Rustadbakken A., Godlewska M., Długoszewski B. (2010). Hydroacoustic assessment of lake quality within the “Development” project. *Hydroacoustics*, 13, s. 215–224.
- Rutkowski J. (2004). Osady jeziora Wigry. *Rocznik Augustowsko-Suwalski*, 4, s. 19–36.
- Rutkowski J., Król K. (2005b). O niektórych strukturach związanych z tektoniką w otoczeniu jeziora Wigry i deformacjach jego osadów. W: W. Zuchiewicz, B. Przybylski, J. Badura, *Aktywne uskoki Europy Środkowej*. Materiały VI Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski”, Srebrna Góra 26–29 września 2005, s. 31–33.
- Rutkowski J., Król K. (2005a). Wykształcenie litologiczne osadów jeziornych z wiercenia WZS-03 w Zatoce Słupiańskiej (jezioro Wigry). *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, 3, s. 187–191.
- Rutkowski J., Król K., Krzysztofiak L., Prosołowicz D. (2002a). Recent sediments of the Wigry Lake (Bryzgiel Basin). *Limnological Review*, 2, s. 353–362.
- Rutkowski J., Król K., Krzysztofiak L., Prosołowicz D. (2005c). Mapa osadów pokrywających dno jeziora Wigry. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, 3, s. 171–178.
- Rutkowski J., Król K., Pietsch K. (2005a). Podstawowe facje sejsmiczne w jeziorze Wigry. W: A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 409–414.
- Rutkowski J., Król K., Szczepańska J. (2007). Lithology of the profunfal sediments in Słupiańska bay (Wigry lake, NE Poland) – introduction to interdisciplinary study. *Geochronometria*, 27, s. 47–52.
- Rutkowski J., Krzysztofiak L., Osadczuk A. (2009a). Batymetria i ukształtowanie linii brzegowej. W: J. Rutkowski, L. Krzysztofiak (red.), *Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych*. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki, s. 43–53.
- Rutkowski J., Krzysztofiak L., Osadczuk A. (2009b). Osady jeziora Wigry w świetle badań sejsmoakustycznych. W: J. Rutkowski, L. Krzysztofiak (red.), *Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych*. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki, s. 131–143.
- Rutkowski J., Pietsch K., Król K., Rudowski S., Krzysztofiak L. (2005b). High-resolution seismic survey in the Wigry lake (NE Poland). W: R. Gołębiewski (red.), *Z problematyki pobraży i pojezierzy bałtyckich*, *Peribalticum IX*, Gdańsk, s. 147–162.
- Rutkowski J., Prosołowicz D., Kwaterniczak A., Krzysztofiak L. (2009c). Osady jeziora Wigry. W: J. Rutkowski, L. Krzysztofiak (red.), *Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych*. Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki, s. 83–109.
- Rutkowski J., Rudowski S., Pietsch K., Król K., Krzysztofiak L. (2002b). Sediments of Lake Wigry (NE Poland) in the light of high – resolution seismic (seismoacoustic) survey. *Limnological Review*, 2, s. 363–371.
- Ryan D.A., Brooke B., Wilson J., Creasey J., Elliot C., Pearson R. (2004). Acoustic mapping of estuarine benthic habitats: results of a trial in Wallis Lake, N.S.W. *Geoscience Australia Record*, 12.
- Rychel J., Pochocka-Szwarc K., Ber A. (2010). Wigierski Park Narodowy. Mapa geologiczno-turystyczna, 1 : 30 000 (red. E. Nauwaladt), Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.

- Rzepecki P. (1983). Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych. *Zeszyty Naukowe AGH*, 913. *Geologia*, 9 (1), s. 73–94.
- Sabol B.M., Burczynski J. (1998). *Digital echo sounder system for characterising vegetation in shallow-water environments*. In: A. Alipii, G.B. Canelli (eds.), *Proceedings of the Fourth European Conference On Underwater Acoustics, Rome*, s. 165–171.
- Sabol B.M., Melton R.E., Chamberlain R., Doering P., Haunert, K. (2002). Evaluation of a digital echo sounder for detection of submersed aquatic vegetation. *Estuaries*, 25, s. 133–141.
- Sabol B.M., Kannenberg J., Skogerboe J.G. (2009). Integrating Acoustic Mapping into Operational Aquatic Plant Management: a case study in Wisconsin. *Journal of Aquatic Plant Management*, 47, s. 44–52.
- Safarudin, Moore T.C. (1999). The history and architecture of lacustrine depositional systems in the northern Lake Michigan basin. *Journal of Paleolimnology* 22, s. 475–496.
- Salamon R. (2006). *Systemy hydrolokacyjne*. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- Saucier R.T. (1969). *Acoustic subbottom profiling systems: a state-of-the-art survey*. Army engineer waterways experiment station, Vicksburg, Technical Reports S-70-i.
- Schlagintweit G.E.O. (1993). *Real-time acoustic bottom classification for hydrography; a field evaluation of RoxAnn*. Canadian Hydrographic Service, Department of Fisheries and Oceans, *Proceedings of Ocean'93*, s. 214–219.
- Schneider P., Burczynski J., Monteoliva A., Valle A. (2001). Results From Submerged Aquatic Plant Assessment Using Digital Echosounder Technique. International Council for the Exploration of the Sea Joint session of FTFB and FAST Working Groups, [http://www.biosonicsinc.com/doc\\_library/docs/fast2001.pdf](http://www.biosonicsinc.com/doc_library/docs/fast2001.pdf).
- Schnellmann M., Anselmetti F.S., Giardini D., McKenzie J.A. (2006). 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae Geologica Helvetia*, 99, s. 409–428.
- Schock S.G. (2004). A method for estimating the physical and acoustic properties of the sea bed using chirp sonar data. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 29 (4), s. 1200–1217.
- Schock S.G., LeBlanc L.R., Mayer L.A. (1989). Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*, 54, s. 445–450.
- Schroot M.B., Klaver G.T., Schuttenhelm R.T.E. (2005). Surface and subsurface expressions of gas seepage to the seabed – examples from the Southern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 22, s. 499–515.
- Serpetti N., Heath M., Armstrong E., Witte U. (2011). Blending single beam RoxAnn and multi-beam swathe QTC hydro-acoustic discrimination techniques for the Stonehaven area, Scotland, UK. *Journal of Sea Research*, 65, s. 442–455.
- Setegn S.G., Srinivasan R., Melesse A.M., Dargahi B. (2010). SWAT model application and prediction uncertainty analysis in the Lake Tana Basin, Ethiopia. *Hydrological Processes*, 24, s. 357–367.
- Siedlik K. (2014). *Zmiany poziomu wody jezior doliny środkowej Płoni w czasach historycznych*. Praca doktorska, Uniwersytet Szczeciński.
- Sills G.C., Wheeler S.J., Thomas S.D., Gardner T.N. (1991). Behaviour of offshore soils containing gas bubbles. *Geotechnique*, 41 (2), s. 227–241.
- Simard Y., Stepnowski A. (2007). Classification methods and criteria. In: J.T. Anderson (ed.), *Acoustic seabed classification of marine physical and biological landscapes*. ICES Cooperative Research Report No. 286, s. 61–72.
- Siwabessy J.P.W., Penrose J.D., Kloser R.J., Fox D.R. (1999). *Seabed habitat classification*. Shallow Survey '99 – International Conference on High Resolution Surveys in Shallow Water. Sydney, Australia.
- Siwabessy J.P.W. (2001). *An investigation of the relationship between seabed type and benthic and benthic-pelagic biota using acoustic techniques*. Curtin University of Technology, PhD Thesis.
- Siwabessy J.P.W., Penrose J.D., Fox D.R., Kloser R.J. (2000). *Bottom Classification in the Continental Shelf: A Case Study for the North-west and South-east Shelf of Australia*. Australian Acoustical Society Conference, Acoustics 2000.
- Skelton E.A., James J.H. (1998). *Theoretical Acoustics of Underwater Structures*. World Scientific Pub. Co. Inc., s. 445.
- Śliwiński (2001). *Ultradźwięki i ich zastosowania*. Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa.
- Smith C.R., Hamilton S.C. (1983). Epibenthic megafauna of a bathyal basin off southern California: patterns of abundance, biomass, and dispersion. *Deep-Sea Research*, 30, s. 907–928.
- Smith D.T. (1974). *Acoustic and mechanical properties of sea sediments*. Plenum Press, New York.



- Sorensen P.S., Madsen K.N., Nielsen A.A., Schultz N., Conradsen K., Oskarsson O. (1998). *Mapping of the benthic communities common mussel and neptune grass by use of hydroacoustic measurements*. Proceedings 3<sup>rd</sup> European Marine Science and Technology Conference, Lisbon, Portugal.
- Sotheran I.S., Foster-Smith R.L., Davies J. (1997). Mapping marine benthic habitats using image processing techniques within a raster-based geographic information system. *Estuarine and Coastal Shelf Science*, 44A, s. 25–31.
- Stangenberg M. (1936). Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych Pojezierza Suwalskiego. Instytut Badawczy Lasów Państwowych, A. *Rozprawy i Sprawozdania*, 19, s. 1–85.
- Stanic S., Briggs K.B., Fleischer P., Sawyer W.B., Ray R.I. (1989). High-frequency acoustic backscattering from a coarse shell ocean bottom. *Journal of Acoustical Society of America*, 85, s. 125–136.
- Stanton T.K. (2000). On acoustic scattering by a shell-covered seafloor. *Journal of Acoustical Society of America*, 108 (2), s. 551–555.
- Stanton T.K., Chu D. (2004). On the acoustic diffraction by the edges of benthic shells. *Journal of Acoustical Society of America*, 116 (1), s. 239–244.
- Stanton T.K., Chu D., Wiebe P.H., Eastwood R.L. and Warren J.D. (2000). Acoustic scattering by benthic and planktonic shelled animals. *Journal of the Acoustical Society of America*, 108 (2), s. 535–550.
- Stateczny A., Grodzicki P., Włodarczyk M. (2010). Badanie wpływu parametrów filtracji geodanych pozyskiwanych wielowiązkową sondą interferometryczną GeoSwath+ na wynik modelowania powierzchni dna. *Roczniki Geomatyki*, VIII, 5(41), s. 121–135.
- Stateczny A., Wawrzyniak N. (2011). Wykorzystanie wysokorozdzielczych danych batymetrycznych w analizie obrazów sonaru skanującego. *Biuletyn WAT*, LX (3).
- Stepnowski A. (2001). *Systemy akustycznego monitoringu środowiska morskiego*. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- Stepnowski A., Maciołowska J., Dung V.T. (1999). Bottom type identification using combined neuro-fuzzy classifier operating on multi-frequency data. *Archives of Acoustics*, 24 (3), s. 365–378.
- Stepnowski A., Moszyński M., Bakiera D., Komendarczyk R., Burczyński J. (1996). *Visual real-time Bottom Typer System (VBT) and neural networks experiment for sea bed classification*. 3<sup>rd</sup> European Conference On Underwater Acoustics, Heraclion, Kreta.
- Sternlicht D.D., de Moustier Ch.P. (2003a). Time-dependent seafloor acoustic backscatter (10–100 kHz). *Journal of the Acoustical Society of America*, 114 (5), s. 2709–2725.
- Sternlicht D.D., de Moustier Ch.P. (2003b). Remote sensing of sediment characteristics by optimized echo-envelope matching. *Journal of the Acoustical Society of America*, 114 (5), s. 2727–2743.
- Stoker M.S., Pheasant J.B., Josenhans H. (1997). Seismic methods and interpretation. In: T.A. Davies, T. Bell, A.K. Cooper, H. Josenhans, L. Polyak, A. Solheim, M.S. Stoker, J.A. Stravers (eds.), *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*. Chapman and Hall, London, s. 9–26.
- Stoll R.D., Bryan G.M., Bautista E. (1994). Measuring lateral variability of sediment geoaoustic properties. *Journal of the Acoustical Society of America*, 96, s. 427–438.
- Stoll R.D., Kan T.K. (1981). Reflection of acoustic waves at a water-sediment interface. *Journal of the Acoustical Society of America*, 79 (1), s. 149–156.
- Surfer User's Guide. Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers. Golden Software, LLC. 809 14th Street, Golden, Colorado 80401-1866, U.S.A.
- Sweat M.J. (1997). Continuous Seismic-Reflection Profiling near Grassy Island, Wyandotte Unit of Shiawassee National Wildlife Refuge, Wyandotte, Michigan. U.S. Geological Survey Administrative Completion Report for WRD Reimbursable Agreement No. 8-4426-06000 of USFWS Parent Project No. 14-48-0003-97-905.
- Syvitski J.P.M., Lee H.J. (1997). Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. *Marine Geology*, 143, s. 55–79.
- Takuska-Węgrzyn E.X. (2009). Badania stref koncentracji źródeł emisji sejsmoakustycznej w okresach poprzedzających momenty wystąpienia silnych wstrząsów. *Geologia*, 35 (2/1), AGH Kraków, s. 529–534.
- Tęgowski J. (2005). Acoustical classification of the bottom sediments in the Southern Baltic Sea. *Quaternary International*, 130, s. 153–161.
- Tęgowski J. (2006). *Akustyczna klasyfikacja osadów dennych*. Rozprawy i Monografie, 19, Instytut Oceanologii PAN, Sopot.

- Tęgowski J., Gorska N., Klusek Z. (2003). Statistical analysis of acoustic echoes from underwater meadows in the eutrophic Puck Bay (southern Baltic Sea). *Aquatic Living Resources*, 16, s. 215–221.
- Tęgowski J., Klusek Z. (1999). Acoustic properties of the Pomeranian Bay bottom sediments. *Oceanologia*, 41 (3), s. 475–487.
- Tęgowski J., Łubniewski Z. (2000). The use of fractal properties of echo signals for acoustical classification of bottom sediments. *Acustica & Acta Acustica*, 86, s. 276–282.
- Tęgowski J., Łubniewski Z. (2002). Seabed characterisation using spectral moments of the echo signal. *Acta Acustica united with Acustica*, 88 (5).
- Tęgowski J., Ostrovsky I., Kumagai M., Zmaryka M., Ishikawa K. (2012). Acoustic signatures of gassy sediments in two subtropical lakes – Lake Kinneret (Israel) and Lake Biwa (Japan). Proceedings of Meetings on Acoustics, Vol. 7, ECUA 2012 11th European Conference on Underwater Acoustics, Edinburgh, Scotland 2 – 6 July 2012.
- Tęgowski J., Zielinski A., Kruss A. (2007). *Parametrical and textural analysis of sidescan sonar images of the seafloor*. Conference Proceedings OCEANS 2007, s. 1–6.
- Tihansky A.B., Arthur J.D., DeWitt D.W. (1996). Sublake Geologic Structure from High-Resolution Seismic-Reflection Data from Four Sinkhole Lakes in the Lake Wales Ridge, Central Florida. U.S. Geological Survey, Open-File Report 96–224, <http://pubs.usgs.gov/of/1996/0224/report.pdf>.
- Todd B.J., Lewis C.F.M., Nielsen E., Thorleifson L.H., Bezys R.K., Weber W. (1997). Lake Winnipeg: geological setting and sediment seismostratigraphy. *Journal of Paleolimnology*, 19, s. 215–244.
- Todd B.J., Lewis C.F.M., Anderson T.W. (2008). Quaternary features beneath Lake Simcoe, Ontario, Canada: drumlins, tunnel channels, and records of proglacial to postglacial closed and overflowing lakes. *Journal of Paleolimnology*, 39, s. 361–380.
- Todys J. (2000). *Czaplinek. Aktywne wakacje*. Alta Press, Koszalin.
- Tolstoy A. (2000). Geoacoustic inversion using matched field processing. *Oceanic Engineering Society Newsletter*, XXXVII (1).
- Tyler A.C., McGlathery K.J., Anderson I.C. (2003). Benthic algae control sediment-water column fluxes of organic and inorganic nitrogen compounds in a temperate lagoon. *Limnology and Oceanography*, 48, s. 2125–2137.
- Tylmann W., Zolitschka B., Enters D., Ohlendorf C. (2013). Laminated lake sediments in northeast Poland: distribution, preconditions for formation and potential for paleoenvironmental investigation. *Journal of Paleolimnology*, 50 (4), s. 487–503.
- Tylmann W., Woźniak P.P., Czarnecka K., Jaźwiecka M. (2006). New sites with laminated lake sediments in north-eastern Poland: preliminary results of field survey. *Limnological Review*, 6, s. 283–288.
- Underwood G.J.C., Kromkamp J. (1999). Primary production by phytoplankton and microphytobenthos in estuaries. In: D.B. Nedwell, D.G. Raffaelli (eds.), *Advances in Ecological Research – Estuaries*, vol. 29. Academic Press, New York, s. 93–153.
- Urabi A., Tateishi M., Inouchi Y., Matsuoka H., Inoue T., Dmitriev A., Khlystov O.M. (2004). Lake-level changes during the past 100,000 years at Lake Baikal, southern Siberia. *Quaternary Research*, 62, s. 214–222.
- Urban J.D. (2001). *Comparison of Biosonics VBT and QTC-view acoustic bottom classification performance in the Kodiak area of Alaska, USA*. Abstract. The Geology of Marine Habitat, a special symposium at the GAC/MAC meeting, St. John's, Newfoundland. May 27–31, 2001.
- Urbaniak J. (2002). Ekologia ramienic *Chara contraria* Kütz. i *Chara tomentosa* L. w jeziorach z Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego. *Prace Botaniczne Uniwersytetu Wrocławskiego*, 79, s. 215–226.
- Urick R.J. (1983). *Principles of Underwater Sound*. Third edition. McGraw-Hill, New York.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree III, J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, s. 49–212.
- Valero-Garcts B.L., Grosjean M., Schwalb A., Geyh M., Messerli B., Kelts K. (1996). Limnogeology of Laguna Miscanti: evidence for mid to late Holocene moisture changes in the Atacama Altiplano (Northern Chile). *Journal of Paleolimnology*, 16, s. 1–21.
- Van Daele M., Moernaut J., Doom L., Boes E., Fontijn K., Heirman K., Vandoorne W., Hebbeln D., Pino M., Urrutia R., Brümmer R., De Batist M. (2015). A comparison of the sedimentary records of the 1960 and 2010 great Chilean earthquakes in 17 lakes: Implications for quantitative lacustrine palaeoseismology. *Sedimentology*, 62 (5), s. 1466–1496.

- Van Rensbergen P., De Batist M., Beck Ch., Chapron E. (1999). High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology*, 128, s. 99–129.
- Van Rensbergen P., De Batist M., Beck Ch., Manalt F. (1998). High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117 (1–2), s. 71–96.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: C. K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach SEPM*, Special Publication 42, s. 39–45.
- Van Walree P.A., Tęgowski J., Laban C., Simons D.G. (2005). Acoustic seafloor discrimination with echo shape parameters: a comparison with the ground truth. *Continental Shelf Research*, 25, s. 2273–2293.
- Vanneste M., De Batist M., Golmshtok A., Kremlev A., Versteeg W. (2001). Multi-frequency seismic study of gas hydrate-bearing sediments in Lake Baikal, Siberia. *Marine Geology*, 172, s. 1–21.
- Vardy M.E., Pinson L.J.W., Bull J.M., Dix J.K., Henstock T.J., Davis J.W., Gutowski M. (2010). 3D seismic imaging of buried Younger Dryas mass movement flows: Lake Windermere, UK. *Geomorphology*, 118, s. 176–187.
- Voulgaris G., Collins M.B. (1990). USP RoxAnn ground discrimination system: a preliminary evaluation. ARE Portland UTH Tech Memo 36/90. RE005314. University of Southampton, Dept. of Oceanography, Marine Consultancy Services. Tech. Rep. No. SUDO/TEC/90/5C.
- Wahlberg M., Westerberg H. (2003). Sounds produced by herring (*Clupea harengus*) bubble release. *Aquatic Living Resources*, 16, s. 271–275.
- Waleńczak Z. (1987). *Geochemia organiczna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Walker B.K., Bernhard Riegl B., Dodge R.E. (2008). Mapping Coral Reef Habitats in Southeast Florida Using a Combined Technique Approach. *Journal of Coastal Research*, 24 (5), s. 1138–1150.
- Weber M.E., Niessen F., Kuhn G., Wiedicke M. (1997). Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* 136 (3–4), s. 151–172.
- Wenz G.M. (1962). Acoustic ambient noise in ocean – spectra and sources. *Journal of Acoustical Society of America*, 34, s. 1936–1956.
- Whelan T., Coleman J.M., Suhayda J.N., Roberts H.H. (1977). Acoustical penetration and shear strength in gas-charged sediment. *Marine Geotechnology*, 2, s. 147–160.
- Więckowski K. (1988). Stosunki wodne i ewolucja systemu jezior. W: A.S. Kostrowicki (red.) *Studium geologiczne rejonu jezior wigierskich*. PAN Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania. Prace geograficzne, 147. Wrocław, Ossolineum, s. 31–44.
- Więckowski K. (1991). Rola laminowanych osadów jeziornych w badaniach paleolimnologicznych. *Przegląd Geograficzny*, 63, 3, s. 325–342.
- Wienberg C., Bartholomä A. (2005). Acoustic seabed classification in a coastal environment (outer Weser Estuary, German Bight) – a new approach to monitor dredging and dredge spoil disposal. *Continental Shelf Research*, 25 (9), s. 1143–1156.
- Wilding T.A., Sayer M.D.J., Provost P.G. (2003). Factors affecting the performance of the acoustic ground discrimination system RoxAnn™. *ICES Journal of Marine Science* 60 (6), s. 1373–1380.
- Wilkens R.H., Richardson D. (1998). The influence of gas bubbles on sediment acoustic properties: in situ, laboratory and theoretical results from Eckernförde Bay, Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 18 (14–15), s. 1859–1892.
- Wille P. (2005). *Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring*. Springer, Berlin.
- Williams K.L., Jackson D.R., Thorsos E.I., Tang D. (2002). Spatial and temporal variability in bottom roughness: Implications to high frequency subcritical penetration and backscatter. In: N.G. Pace, F.B. Jensen (eds.), *Impact of Littoral Environmental Variability on Acoustic Predictions and Sonar Performance*. Kluwer Academic Publishers, s. 195–202.
- Winfield I.J., Onoufriou C., O’Connell M.J., Godlewska M., Ward R.M., Brown A.F., Yallop M.L. (2007). Assessment for surveying aquatic macrophytes. *Hydrobiologia*, 584, s. 111–119.
- Witkowski A., Latałowa M., Borówka R.K., Gregorowicz P., Bąk M., Osadczyk A., Święta J., Lutyńska M., Wawrzyniak-Wydrowska B., Woźniński R. (2004). Palaeoenvironmental changes in the area of the Szczecin Lagoon (the south western Baltic Sea) as recorded from diatoms. *Studia Quaternaria*, 21, s. 153–165.

- Włodarski W. (1998). Osady „krawędzi strukturalnej” rynny glacialnej jeziora Drawsko i ich znaczenie paleośrodowiskowe. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. III Seminarium*, Poznań.
- Woźniński R., Wawrzyniak-Wydrowska B., Borówka R.K. (2003). Subfosylna malakofauna w holocenijskich osadach Zalewu Szczecińskiego. W: R.K. Borówka, A. Witkowski (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego*, t 1: *Środowisko abiotyczne*. Oficyna InPlus, Szczecin, s. 113–118.
- Wright L.D., Friedrichs C.T., Hepworth D.A. (1997). Effects of benthic biology on bottom boundary layer processes, Dry Tortugas Bank, Florida Keys. *Geo-Marine Letters*, 17, s. 291–298.
- Wunderlich J., Müller S. (2003). *High-resolution sub-bottom profiling using parametric acoustics*. International Ocean Systems, July/August.
- Wunderlich J., Wend G. (2004). *High-Resolution Echo-Sounding and Estimation of Sediment Properties using Nonlinear Acoustics*. Near Surface 2004 – 10th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Utrecht, The Netherlands.
- Wunderlich J., Wend G., Müller S. (2004). *Detection of embedded archaeological objects using nonlinear sub-bottom profilers*. Proceedings of the Seventh European Conference on Underwater Acoustics, ECUA 2004, Delft, The Netherlands, 5–8 July.
- Wunderlich J., Wend G., Müller S. (2005). High-resolution echo-sounding and detection of embedded archaeological objects with nonlinear sub-bottom profilers. *Marine Geophysical Researches*, 26, s. 123–133.
- Yang J., Jackson D.R., Tang D. (2012). Mid-frequency geoacoustic inversion using bottom loss data from the Shallow Water 2006 Experiment. *Journal of Acoustical Society of America*, 131 (2), s. 1711–1721.
- Yang T.C., Yoo K., Fialkowski L.T. (2007). Subbottom profiling using a ship towed line array and geoacoustic inversion. *Journal of Acoustical Society of America*, 122 (6), s. 3338–3352.
- Zawadzki J. (2011). *Metody geostatystyczne dla kierunków przyrodniczych i technicznych*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
- Zhu B., Fitzgerald D.G., Hoskins S.B., Rudstam L.G., Mayer C.M., Mills E.L. (2007). Quantification of historical changes of submerged aquatic vegetation cover in two bays of Lake Ontario with three complementary methods. *Journal of Great Lakes Research*, 33, s. 122–135.
- Zigler S.J., Kennedy R.J. (2004). *Feasibility of using acoustic methods for detecting unionid mussels*. North American Benthological Society (NABS) Annual Meeting, Vancouver, BC, Canada.

## Źródła internetowe

- Airmar Technology Corporation, <http://www.airmar.com/blog/milford/wp-content/uploads>
- Avatech, <http://www.avaatech.com>
- Bathyswath, <http://www.bathyswath.com/bathymetric-systems-comparison>
- BioSonics, Inc., <http://www.biosonicsinc.com>
- Coda Octopus Products Ltd, <http://www.codaoctopus.com>
- Cox Analytical Systems, <http://www.coxsys.se>
- Eliis SAS, <http://www.eliis.fr>
- Escort, <http://www.escort.com.pl>
- Geotek Ltd, <http://www.geotek.co.uk>
- Historische Zeittafel, <http://www.natur-erleben.net/zeittafel.htm>
- Hydro International, <http://www.hydro-international.com>
- ISMAR Istituto di Scienze Marine, <http://www.ismar.cnr.it/prodotti/software/seisprho>
- Kogeo seismic toolkit, <http://www.kogeo.de>
- NOAA Teacher at Sea, <https://teacheratsea.files.wordpress.com/2011/07/haul-25.jpg>
- Oy Meridata Finland Ltd, <http://www.meridata.fi>
- QTC IMPACT, <http://www.sidescan.us/seabed-classification/seabed-classification-products/>
- Sandmeier Geophysical Research, <http://www.sandmeier-geo.de>
- SEA (Group) Ltd, <https://www.sea.co.uk>
- SeisWare International Inc., <http://seisware.com/products/highlights>
- Sonavision Ltd, <http://www.sonavision.co.uk>
- Triton Imaging, Inc., <http://www.tritonimaginginc.com>

## Opracowania niepublikowane

1. Sprawozdanie merytoryczne z realizacji projektu badawczego „Zastosowania metod akustycznych i sejsmoakustycznych w badaniach sedymentologicznych dna zbiorników jeziornych i lagunowych”, KBN, nr P04D 02824 (kier. Andrzej Osadczuk), Uniwersytet Szczeciński, 2005.

2. Sprawozdanie merytoryczne z realizacji projektu badawczego „Holocenijskie zmiany paleohydrologiczne w Zalewie Szczecińskim w świetle badań sekwencji pokryw osadów dennych”; KBN nr 6PO4E00216 (kier. Ryszard K. Borówka), Uniwersytet Szczeciński, 2010.
3. Sprawozdanie podsumowujące i synteza wyników badań projektu „Litogeneza i geochemia osadów dna i strefy brzegowej Zalewu Szczecińskiego” zamawianego przez Departament Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska, finansowany przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (kier. Andrzej Witkowski), Uniwersytet Szczeciński, 2010.
4. Raport z zadania „Przeprowadzenie inwentaryzacji roślinności zanurzonej, w tym łąk ramienicowych” (kier. Andrzej Osadczuk), realizowanego w ramach projektu „Ochrona jeziora Wigry ze szczególnym uwzględnieniem gatunków i siedlisk objętych siecią Natura 2000”, współfinansowanego ze środków Unii Europejskiej w ramach Programu Infrastruktura i Środowisko oraz Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, realizowany przez Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda” przy współudziale Wigierskiego Parku Narodowego (kier. Lech Krzysztofiak), 2011.
5. „Wisła 1655–1906–2009 – Interdyscyplinarne badania dna rzeki”. Projekt współfinansowany przez miasto stołeczne Warszawa, Wydział Historyczny oraz Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (kier. Hubert Kowalski, Instytut Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego), 2011.
6. Sprawozdanie z profilowań sejsmoakustycznych pięciu wraków w rejonie Westerplatte, wykonanych na zlecenie Centralnego Muzeum Morskiego w Gdańsku, w ramach projektu „Inwentaryzacja wraków w rejonie wejścia do Portu Gdańskiego” (kier. dr Waldemar Ossowski), finansowanego przez Ministra Kultury i Dziedzictwa Narodowego ze środków Funduszy Promocji Kultury, 2011.
7. Sprawozdanie z opracowania wyników profilowań sejsmoakustycznych wykonanych na potrzeby realizacji projektu badawczego finansowanego przez Ministerstwo Kultury i Dziedzictwa Narodowego „Niedestrukcyjne kompleksowe rozpoznanie zasobów archeologicznych dna jezior i strefy brzegowej w wybranych akwenach Pojezierza Iławskiego w ramach podwodnego AZP, realizowanego przez Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie” (kier. dr hab. Andrzej Pydyn, umowa nr MKiDN-00912-6/13 ze Stowarzyszeniem „Człowiek i Przyroda”), 2013.

## Materiały kartograficzne

1. Mapa topograficzna 1 : 50 000. Arkusz Żabów. Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa 2000.
2. Ortofotomapy (układ 2000), arkusze: 195.19.2; 195.20.1; 195.20.3; 196.19.2; 196.19.4; 196.20.1; 196.20.3; 197.19.2; 197.19.4; 197.20.1; 197.20.3; 198.20.1; 198.20.3. Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej, Warszawa.
3. Ortofotomapa oraz zdjęcie lidarowe Wigierskiego Parku Narodowego (udostępnione przez WNP).
4. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Stare Czarnowo (267), M. Ruszała (red.), Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.



# INVESTIGATIONS OF BOTTOM SEDIMENTS OF INLAND BASINS USING HYDROACOUSTIC METHODS

---

## Abstract

The different kinds of hydroacoustic methods, which are successfully used in marine research, have not yet been as widely used in the inland sedimentary basins. Most likely this is due to lack of sufficient knowledge about possible applications of these methods and ways of interpretation. Hydroacoustic systems that are currently produced are gaining better performance and smaller size. They are increasingly being manufactured as a portable and affordable. It enables to install these devices on small motorboats and carry out research in the shallow inland basins, such as lagoons, lakes, rivers, etc.

Each of geophysical methods, including acoustic methods, has a number of benefits and limitations of their applications. With this in mind, the author would like to acquaint potential users with the capabilities of various hydroacoustic methods. The book is addressed to all those whose research focuses on the bottom of the different inland water bodies. In particular, the author addresses this book to representatives of the natural sciences, representing such disciplines as geology, geomorphology, physical geography and hydrobiology. The author hopes that the book can be useful also for underwater archaeologists, whose research focuses on lakes and other inland water bodies.

The main aim of this book was to provide information that help to understand the essence of hydroacoustic methods and benefits that result from their use, but also to familiarize with the limitations of these methods in a variety of applications.

All information included in the book are both the result of the review of scientific literature and per-

sonal experience gained during the research work on several Polish inland water bodies. Among others, these studies were carried out in order to evaluate the usefulness of methods that use sound waves as a carrier of information for the investigations of the bottom of this type of sedimentary basins. The idea was to determine how the hydroacoustic methods can be useful in geological and paleogeographic studies of lakes and other inland basins. During the surveys there were used hydroacoustic systems such as low and high frequency echosounders, the Rox-Ann system for sediment classification, a side-scan sonar, and sub-bottom profiler. These devices have been used to recognize the bottom morphology, its internal structure and the type of sediments. Surveys were conducted on several different types of reservoirs: deep and shallow lakes in northern Poland (Wigry, Drawsko, Miedwie, Jeziorak, Szurpiły), the Szczecin Lagoon, the Świna Strait and Vistula River.

The subsequent chapters of the book provide basic information about hydroacoustics and hydroacoustic methods and the results of own research. In the final chapter the author has evaluated the usefulness of various hydroacoustic methods for palaeogeographical, sedimentological and archaeological studies in different inland sedimentary basins. The attention was paid to the benefits as well as limitations of these methods. The summary section contains a number of practical advice and tips that are recommended to take into account when hydroacoustic surveys are conducted in such basins.

Andrzej Osadczyk



Autor jest z wykształcenia geologiem, pracownikiem naukowym w Zakładzie Geologii Morza na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego. Specjalizuje się w badaniach sedymentologicznych, geochemicznych i geofizycznych akwenów morskich i śródlądowych. W swoich pracach wykorzystuje między innymi metody hydroakustyczne. Pod kątem rozpoznania osadów oraz rekonstrukcji paleogeograficznych badał dno Zalewu Szczecińskiego oraz dna jezior: Miedwie, Drawsko, Wigry

i Szurpily. Na potrzeby archeologii podwodnej prowadził badania hydroakustyczne także w Zatoce Gdańskiej, Wiśle i jeziorach Pojezierza Iławskiego. Aktualnie jest zaangażowany w prace badawcze dotyczące Zatoki Tonkińskiej na Morzu Południowochińskim, prowadzone w kooperacji z Guangzhou Marine Geological Survey.

W 2005 roku Andrzej Osadczuk otrzymał nagrodę indywidualną Ministra Edukacji Narodowej za monografię *Zalew Szczeciński – środowiskowe warunki współczesnej sedymentacji lagunowej*. Jako nauczyciel akademicki jest także kierunkowym koordynatorem ds. wymiany studentów w programie Erasmus+ oraz opiekunem Studenckiego Koła Naukowego Geologów.

---

Recenzowana pozycja wyjątkowo trafnie wpisuje się w „zapotrzebowanie naukowe”, tym bardziej że już od dłuższego czasu wyraźnie brakowało merytorycznej informacji o postępach metodycznych i pewnego podsumowania aktualnego stanu możliwości wykorzystania metod hydroakustycznych w badaniach osadów dennych zbiorników śródlądowych w Polsce.

[...] Stanowi ona wartościowe opracowanie, które w sposób istotny pogłębia i porządkuje wiedzę na temat możliwości zastosowania metod hydroakustycznych w badaniach zbiorników wodnych. Z pewnością recenzowana rozprawa będzie bardzo dobrze odebrana w grupie specjalistów nauk o Ziemi, a szczególnie paleolimnologów i limnologów.

prof. dr hab. Mirosław Błaszkiwicz  
fragment recenzji



71-101 Szczecin, ul. Mickiewicza 66  
tel. 91 444 20 06, 91 444 20 12  
e-mail: wydawnictwo@univ.szczecin.pl  
www.wn.usz.edu.pl

ISBN 978-83-7972-394-2 (print)  
ISBN 978-83-7972-809-1 (online)



9 788379 721122