

Uniwersytet im. A. Mickiewicza
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Instytut Geoekologii i Geoinformacji

Michał Rzeszewski

Wpływ przyspieszonego wzrostu poziomu morza
na zmiany chemizmu i natężenie akumulacji osadów
geosystemów delt wstecznych
środkowego wybrzeża południowego Bałtyku

Praca doktorska
wykonana pod kierunkiem prof. zw. dr hab. Karola Rotnickiego
w Zakładzie Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu UAM

Poznań 2011

Pragnę serdecznie podziękować wszystkim osobom, bez których napisanie poniższej pracy nie byłoby możliwe. Przede wszystkim profesorowi Karolowi Rotnickiemu, za pomysł i pomoc w jego realizacji oraz opiekę podczas studiów doktoranckich. Dziękuję również Koleżankom i Kolegom z Zakładu Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu za uczynność, wsparcie w chwilach zwątpienia i cierpliwość dla młodszego kolegi. Witkowi Szczucińskiemu, Markowi Ewertowskiemu i Izabeli Szuman dziękuję za liczne dyskusje i wiedzę, którą zechcieli się ze mną podzielić.

Osobno pragnę podziękować Rodzicom i Hani za cierpliwość i wiarę. Im też dedykuję niniejszą pracę.

Spis treści

1. Wstęp	3
1.1. Przyspieszony wzrost poziomu morza i nadmorskie geosystemy bagienne.....	3
1.2. Cel pracy.....	7
2. Obszar badań	8
3. Metody	10
3.1. Pobór i opis makroskopowy rdzeni.....	10
3.2. Gęstość objętościowa, porowatość oraz homogenizacja prób.....	12
3.3. Analiza składu granulometrycznego.....	13
3.4. Analiza geochemiczna	19
3.5. Datowanie osadów	22
4. Litologia	28
4.1. Opis rdzeni.....	28
4.2. Charakterystyka środowiska depozycyjnego.....	36
5. Wyniki analiz granulometrycznych i geochemicznych	38
5.1. Skład granulometryczny.....	38
5.2. Straty na prażeniu.....	44
5.3. Gęstość objętościowa.....	45
5.4. Krzemionka biogeniczna.....	46
5.5. Krzemionka terygeniczna.....	47
5.6. Magnez.....	49
5.7. Wapń.....	49
5.8. Żelazo.....	50
5.9. Mangan.....	51
5.10. Sód.....	52
5.11. Potas.....	52
5.12. Miedź	53
5.13. Glin.....	53
6. Wiek i natężenie akumulacji osadu	55
6.1. Wiek osadów określony metodą cezu-137.....	55
6.2. Wiek osadów określony metodą ołowiu-210.....	57
6.3. Natężenie akumulacji - definicja i wartości.....	64
7. Częstość spiętrzeń sztormowych	70
8. Zmienność cech teksturalnych osadu i dostawa materii mineralnej	74
8.1. Zmienność cech teksturalnych osadu.....	74
8.2. Dostawa materii mineralnej.....	79
9. Zmiany chemizmu osadów	84
9.1. Procesy wczesnej diagenety i właściwości kompleksu sorpcyjnego	84
9.2. Zmienne geochemiczne i ich wymowa środowiskowa.....	85
10. Modele zmiany wysokości terenu	106
10.1. Model konceptualny.....	106
10.2. Subsycjencja.....	108
10.3. Wpływ autokompakcji na zmiany wysokości terenu	109
10.4. Numeryczny model autokompakcji.....	112
10.5. Oszacowanie natężenia autokompakcji	114
10.6. Model numeryczny zmian wysokości terenu.....	117
11. Podsumowanie i uwagi końcowe	122
12. Literatura	124

1. Wstęp

1.1. Przyspieszony wzrost poziomu morza i nadmorskie geosystemy bagienne

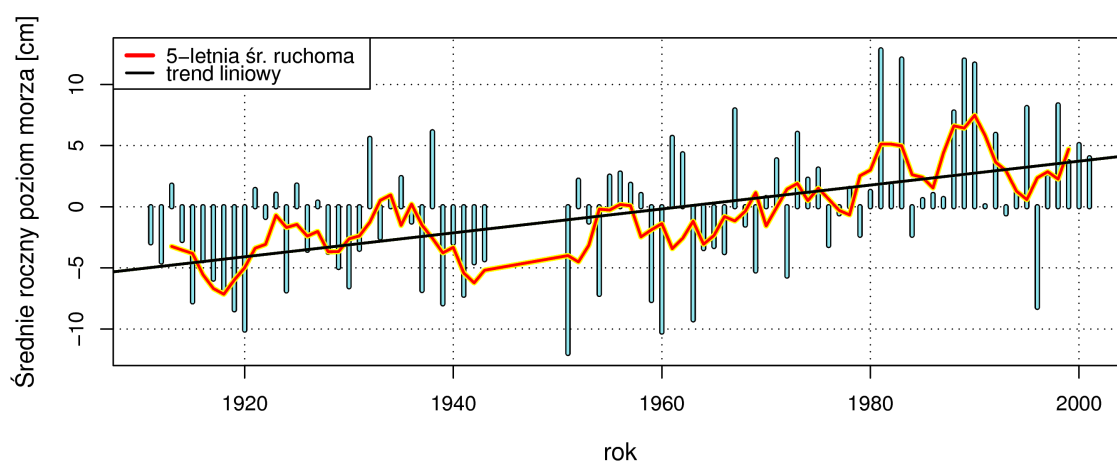
Punktem wyjścia do rozważań w niniejszej pracy jest obserwowany od początku XX wieku przyspieszony wzrost poziomu oceanu światowego (Russell i in. 2000; Church i in. 2001; Gregory i in. 2001; Nakada i Inoue 2005; Bindoff i in. 2008). Z danych geologicznych wiadomym jest, iż poziom oceanu podnosi się od ostatniego glacialnego maksimum, przy czym natężenie tego zjawiska zmieniało się w czasie od wartości sięgających 10 mm/rok w początkowym okresie (15000 - 6000 lat temu) do 0,5 i 0,1-0,2 mm/rok odpowiednio 6000 i 3000 lat temu (Church i in. 2001). Współczesne obserwacje ukazują ponowne przyspieszenie, szczególnie intensywne w drugiej połowie ostatniego stulecia (Rotnicki i Borzyszkowska 1999). Czynione w oparciu o modele zmian klimatycznych prognozy nie pozostawiają wątpliwości, iż znaczenie tego faktu dla człowieka będzie coraz większe (Tabela 1.1) (Rahmstorf 2007; Rahmstorf i in. 2007; Bindoff i in. 2008).

Tabela 1.1. Wybrane obserwacje i prognozy natężenia wzrostu poziomu oceanu światowego.

Natężenie [mm/rok]	Okres	Źródło
Obserwacje		
1,3 - 2,3	1963 - 2003	<i>Bindoff et. al. 2008</i>
1,2 - 2,2	1900 - 2000	<i>Bindoff et. al. 2008</i>
0,7 - 2,2	1900 - 2000	<i>Church et. al. 2005</i>
1,5	1900 - 2000	<i>Nakada & Inoue 2005</i>
0,32 - 0,75	1910 - 1990	<i>Gregory et. al. 2001</i>
1,15 - 1,29	1950 - 1999	<i>Russel et. al. 2000</i>
Prognozy		
>3,5	1990-2100	<i>Rahmstorf 2007</i>
2,0 - 3,7	1990 - 2090	<i>Gregory et. al. 2001</i>
2,83 - 3,04	2000 - 2049	<i>Russel et. al. 2000</i>
4,95 - 5,55	2050 - 2099	<i>Russel et. al. 2000</i>

Powyższe zjawisko znajduje również odzwierciedlenie w zmianie poziomu morza

na polskim wybrzeżu. Doskonale jest to widoczne na przykładzie danych mareograficznych z Ustki, działającego od 1901 roku, a więc jednego ze starszych, punktów pomiarowych w basenie Bałtyku. Średnie roczne wartości poziomu morza wyższe niż poziom odniesienia NN (500 cm) zdają się dominować w drugiej połowie XX wieku i możliwe jest wyznaczenie istotnego trendu rosnącego (Rycina 1.1). Jednak tak uzyskany obraz nie w pełni oddaje istotę obserwowanego fenomenu. Już pierwsze analizy Dziadziuszki i Jednorąla (Jednorął 1985; Dziadziuszko i Jednorął 1987) wykazały, że natężenie zmian rośnie i zjawisko to ma charakter ponadlokalny, co zauważyli również Rotnicki i Borówka (1990) - można zatem mówić o przyspieszonym wzroście poziomu Bałtyku Południowego. Oszacowali oni, że dla całego dostępnego wówczas okresu pomiarowego poziom morza rósł z natężeniem 0,2 mm/rok, natomiast dla lat 1950-85 wartość ta była zdecydowanie wyższa i wyniosła 2,0 mm/rok. Do podobnych wniosków dochodzili kolejni badacze (Zeidler i in. 1995; Rotnicki 1999) - wybrane wyniki dla wybrzeży okolic Ustki prezentuje Tabela 1.2. Osobno warto wspomnieć pracę Rotnickiego i Borzyszkowskiej (1999), którzy dokonując podziału serii czasowej 1951-1990 na dwa dwudziestoletnie podokresy udowodnili dalszą akcelerację wzrostu poziomu Bałtyku - podane przez nich oszacowanie, czyli 3,95 - 4,38 mm/rok, przyjęto w niniejszej pracy jako najbardziej aktualne. Wyżej wymienieni zwrócili także uwagę na istnienie dodatniego sprzężenia między wzrostem poziomu morza a częstotliwością spięrzeń sztormowych. Zwiększenie tej ostatniej zauważyli już Cieślak i Subotowicz (1986) oraz Dziadziuszko i Jednorął (1996) wykazując prawie trzykrotnie większą liczbę sztormów w okresie 1981-1990 w stosunku do lat 1951-60. Problemowi spięrzeń sztormowych poświęcono osobny podrozdział niniejszej pracy.



Rycina 1.1. Średnie roczne poziomy morza dla Ustki w latach 1911-2001, przedstawione jako odchylenia od poziomu NN - 500 cm. Dane udostępnione przez profesora Karola Rotnickiego, uzupełnione o wartości z bazy PMSL (Woodworth i Player 2003) i raporty roczne IMGW.

Tabela 1.2. Wybrane oszacowania natężenia wzrostu poziomu morza dla rejonu Ustki.

Natężenie [mm/rok]	Okres	Źródło
0,0 – 0,4	1901 - 1985	<i>Dziadziuszko, Jednorał 1987</i>
2,0	1951 - 1985	<i>Dziadziuszko, Jednorał 1987</i>
0,3-0,7	1901 - 1991	<i>Zeidler et. al. 1995</i>
2,56 - 2,58	1951 - 1990	<i>Rotnicki, Borzyszkowska 1999</i>
0,79 - 1,46	1951 - 1970	<i>Rotnicki, Borzyszkowska 1999</i>
3,95 - 4,38	1971 - 1990	<i>Rotnicki, Borzyszkowska 1999</i>

Kiedy stało się wiadomym, iż w ciągu najbliższego stulecia poziom oceanu zauważalnie się podniesie, zwrócono uwagę na potrzebę oszacowania skutków jakie to zjawisko może mieć dla środowiska przyrodniczego i funkcjonującego w nim człowieka. Pionierskie prace w tym zakresie to opracowania Titusa dotyczące wybrzeży Ameryki Północnej zarówno identyfikujące skutki wzrostu poziomu morza (Barth i Titus 1984; Titus 1989; Titus 1990) jak i kwantyfikujące zagrożone zasoby (Titus i in. 1991; Titus i Narayanan 1996; Titus i Richman 2001). Dla polskiego wybrzeża Bałtyku podobną problematykę podjęli w swoich pracach przede wszystkim Rotnicki (Rotnicki i Borówka 1990; Rotnicki 1995) i Zeidler (Zeidler i in. 1995; Zeidler 1997).

Z powyższych opracowań wyłania się obraz nadmorskich bagnisk jako geosystemów najszybciej reagującej na zmiany poziomu morza. Pod względem morfologicznym funkcjonują one bowiem w stanie dynamicznej równowagi ze średnim poziomem danego akwenu, pełniąc przy tym istotną rolę przyrodniczą jako siedliska organizmów wodnych i ptaków (Allen i Pye 1992; Erwin i in. 2006) oraz rezerwuary i filtry zanieczyszczeń antropogenicznych w dolnych odcinkach rzek (Zwolsman i in. 1993; Speelmans i in. 2007). Wzmoczone zainteresowanie kwantyfikacją istniejących zasobów mokradeł i poznaniem ich ewolucji w świetle zmian globalnych (Titus 1988; Parkinson i in. 1994; Nicholls i in. 1999; Allen 2000; Titus i Richman 2001) pozwoliło uzyskać obraz szerokiego spektrum systemów zarówno rozwijających, się jak i będących w stadium regresji oraz dało impuls do badań nad ich funkcjonowaniem, ze szczególnym uwzględnieniem procesów akumulacji osadu.

Wspomnianym wcześniej podstawowym założeniem w badaniach mokradeł

nadmorskich jest związek między wysokością powierzchni terenu a średnim poziomem morza, udowodniony na przykładzie Luizjany przez Redfielda i Rubina (1962). Wykazali oni, iż poziom mokradła jest kontrolowany przez wzrost poziomu morza, co stało się to podstawą licznych opracowań wykorzystujących natężenie akumulacji osadu do poznania ewolucji tych środowisk i jej powiązań z historią zmian poziomu morza (Randerson 1979; Hatton i in. 1983; Bricker-Urso i in. 1989b; Allen 1996; Callaway i in. 1996b; Cahoon i Lynch 1997; Roman i in. 1997; Allen 2000; Allen 2009; Kirwan i Temmerman 2009; Perillo i in. 2009; Kolker i in. 2009). Głównemu nurtowi badań towarzyszyły prace skupiające się na skutkach zmian chemizmu osadów, przede wszystkim w kontekście zasolenia i obiegu pierwiastków (Lord i Church 1983; Oenema 1990; Vranken i in. 1990; Zwolsman i in. 1993; Cundy i Croudace 1995; Li i in. 2000; Yang i in. 2008; Singh i Nayak 2009). Rezultatem są liczne modele opisujące funkcjonowanie mokradeł nadmorskich, począwszy od najprostszych traktujących proces akumulacji osadu jako sumę depozycji mineralnej i biogenicznej (Woolnough i in. 1995; Allen 1996; Roman i in. 1997; Ward i in. 1998; Hensel i in. 1999; Allen 2000; Goodman i in. 2007) aż po coraz bardziej rozbudowane uwzględniające procesy dekompozycji materii organicznej, autokompakcji czy wreszcie sprzężeń zwrotnych między wysokością terenu a częstością zalewów (Rybczyk i in. 1998; Day i in. 1999; Haslett i in. 2003; Williams 2003; Temmerman i in. 2004; Kirwan i Temmerman 2009; Mudd i in. 2009; Bartholdy i in. 2010). Jednak jak zauważyli Kirwan i Temmerman (2009) modele te na obecnym etapie rozwoju są przeważnie 0-wymiarowe i zbyt mało ogólne. Przykładem jednej z najistotniejszych rozbieżności jest różnica w podejściu do roli depozycji mineralnej i biogenicznej. Niektórzy autorzy uzależniają rozwój systemu od natężenie pierwszej z nich (Temmerman i in. 2004) podczas gdy w innych pracach forsowany jest wniosek wręcz przeciwny (Nyman i in. 2006). Należy też zaważyć, że literatura skupia się wokół słonych marszy, lub szerzej - mokradeł pływowych, natomiast słodkowodne i brakiczne środowiska wybrzeży bezpływowych są znacznie gorzej poznane. Jest to istotna luka zważywszy, że jak podkreśla Nicholls (1999), to właśnie na południowych brzegach Bałtyku brak pływów spowoduje, iż zmiany najszybsze i najintensywniejsze. Niniejsza praca jest przyczynkiem, który ma w jakimś stopniu tę lukę wypełnić.

1.2. Cel pracy

Głównym celem pracy jest odpowiedź na pytanie: czy istnieje zauważalny wpływ wzrostu poziomu morza i częstości spiętrzeń sztormowych na chemizm i natężenie akumulacji osadów, w nadmorskich geosystemów jeziorno-bagiennych, funkcjonujących w warunkach wybrzeża bezpływowego.

Powyższe zamierzenie można podzielić na następujące części:

- analizę cech geochemicznych osadu wskazujących na zasolenie i natlenienie środowiska depozycyjnego oraz rodzaj akumulowanej materii organicznej;
- określenie zmian intensywności dostawy materiały mineralnego pochodzenia morskiego, na podstawie wybranych cech składu granulometrycznego ;
- oszacowanie zmian natężenia akumulacji osadu w okresie ostatnich 160 lat;
- rekonstrukcję ewolucji badanych geosystemów;
- budowę modelu funkcjonowania nadmorskiego bagniska bezpływowego;
- opracowanie prognozy rozwoju omawianych środowisk dla różnych scenariuszy wzrostu poziomu morza;

2. Obszar badań

Nizina Gardnieńsko-Łebska położona jest na Wybrzeżu Słowińskim (Kondracki 1994) i zajmuje pas wybrzeża o długości ponad 50 km i szerokości od 5 do 13 km, rozpościerający się od wsi Dębina na zachodzie do wschodniego krańca jeziora Sarbsko (Rotnicki 2001). Cechą charakterystyczną tej nadmorskiej niziny jest bardzo dobrze rozwinięte wybrzeże barierowo-lagunowe. Głównymi elementami rzeźby są (Rosa 1963; Rotnicki 1995; Rotnicki 2001):

- Mierzeja Gardnieńsko-Łebska - piaszczysta bariera morska (Borówka i Rotnicki 1988; Rotnicki 1999) o długości około 40 km i szerokości dochodzącej do 2 km. Na jej powierzchni występują rozległe kompleksy wydym o różnym wieku i typie: zalesione barchany i wydmy łukowe w okolicy Czołpina; barchanopodobne wydmy ruchome położone po północnej stronie Jeziora Łebsko, posiadające urozmaiconą, kształtowaną przez procesy eoliczne rzeźbę; oraz najmłodsze formy w postaci nadbrzeżnych wydym przednich;
- Jeziora o różnej genezie (Rotnicki 2010) - największymi są Łebsko, Gardno i Sarbsko a dużo mniejsze niecki pomiędzy dwoma pierwszymi wypełniają Dołgie Duże i Dołgie Małe. W niniejszej pracy największą uwagę poświęcono dwóm pierwszym z wymienionych. Oba mają charakter przepływowy a ich głównymi źródłami słodkiej wody są odpowiednio rzeki Łeba i Łupawa (Choiński 2006). Czynnikiem najbardziej charakterystycznym jest jednak prawie bezpośrednie połączenie z morzem i będące częściowo tego rezultatem wahania poziomu lustra wodu oraz znaczne i również zmienne zasolenie (Szopowski 1962; Cieśliński 2007).;
- Równiny akumulacji organicznej - zajmują znaczną część obszary Niziny, przykrywając zróżnicowaną rzeźbę późnovistuliańską. Warstwa osadów organicznych osiąga, w niektórych miejscach, łączną miąższość dochodzącą do 12 metrów. Funkcjonujące tutaj geosystemy jeziorno-bagienne są unikalne w skali europejskiej i stanowiły jeden z powodów ustanowienia na tym obszarze Słowińskiego Parku Narodowego, w roku 1967. Są one niezwykle cenne, nawet mimo znacznego antropogenicznego przekształcenia, jakie miało miejsce w XVIII i IX wieku (Piotrowska 1997);

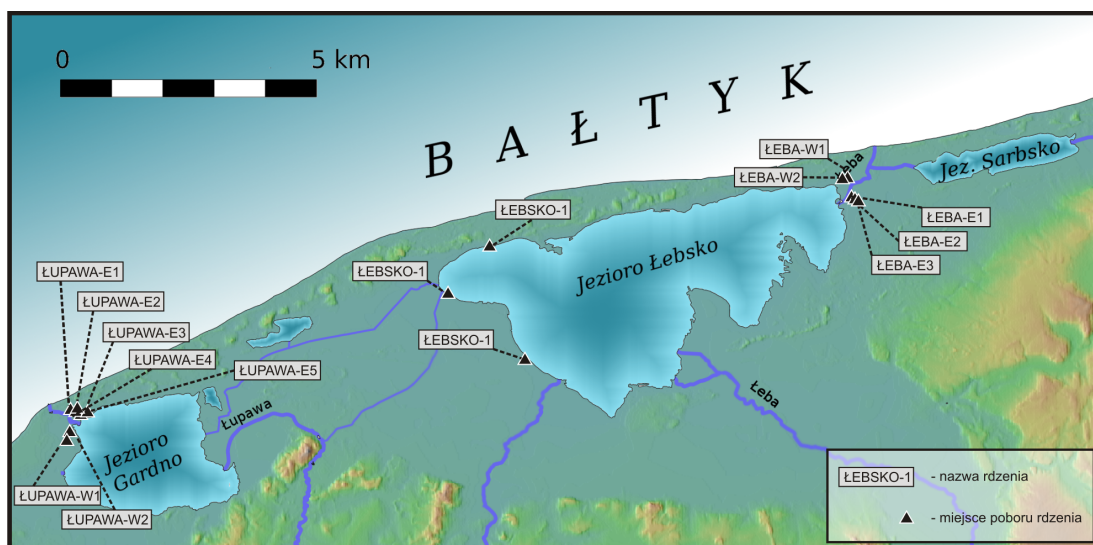
- Krawędź erozyjna - forma o skomplikowanej genezie (Rosa 1963; Rotnicki 1999), oddzielająca obszar Niziny od położonej na południu Wysoczyzny Słupskiej.

Głównymi punktami zainteresowania niniejszej pracy są osady tworzące formy nazywane przez Rosę (1963) deltami wstecznymi Łeby i Łupawy. Ich geneza wiąże się z depozycją materiału mineralnego na skutek spiętrzeń sztormowych i wlewami słonych wód morskich, niosących znaczne ilości zawiesiny, kulminującymi powstaniem stożków deltowych w Gardnie i Łebsku. Zjawisko to stwarza dogodne warunki dla rozwoju roślinności poprzez wypływanie brzegów i dostawę składników odżywczych (Piotrowska 1997). Dominującą rolę w tak powstałych zespołach roślinnych pełni trzcina - *Phragmites australis*, porastająca delty wsteczne i brzegi jezior Łebsko i Gardno. Akumulacja materii mineralnej i organicznej prowadzi do powstania geosystemów nadmorskich bagnisk, będących lądową częścią delt wstecznych. Funkcjonują one w stanie dynamicznej równowagi ze średnim poziomem morza (Titus 1988) i jako takie umożliwiają podjęcie próby oceny intensywności i rodzaju skutków wzrostu natężenia wpływów morskich, związanego z podnoszącym się poziomem Bałtyku Południowego.

3. Metody

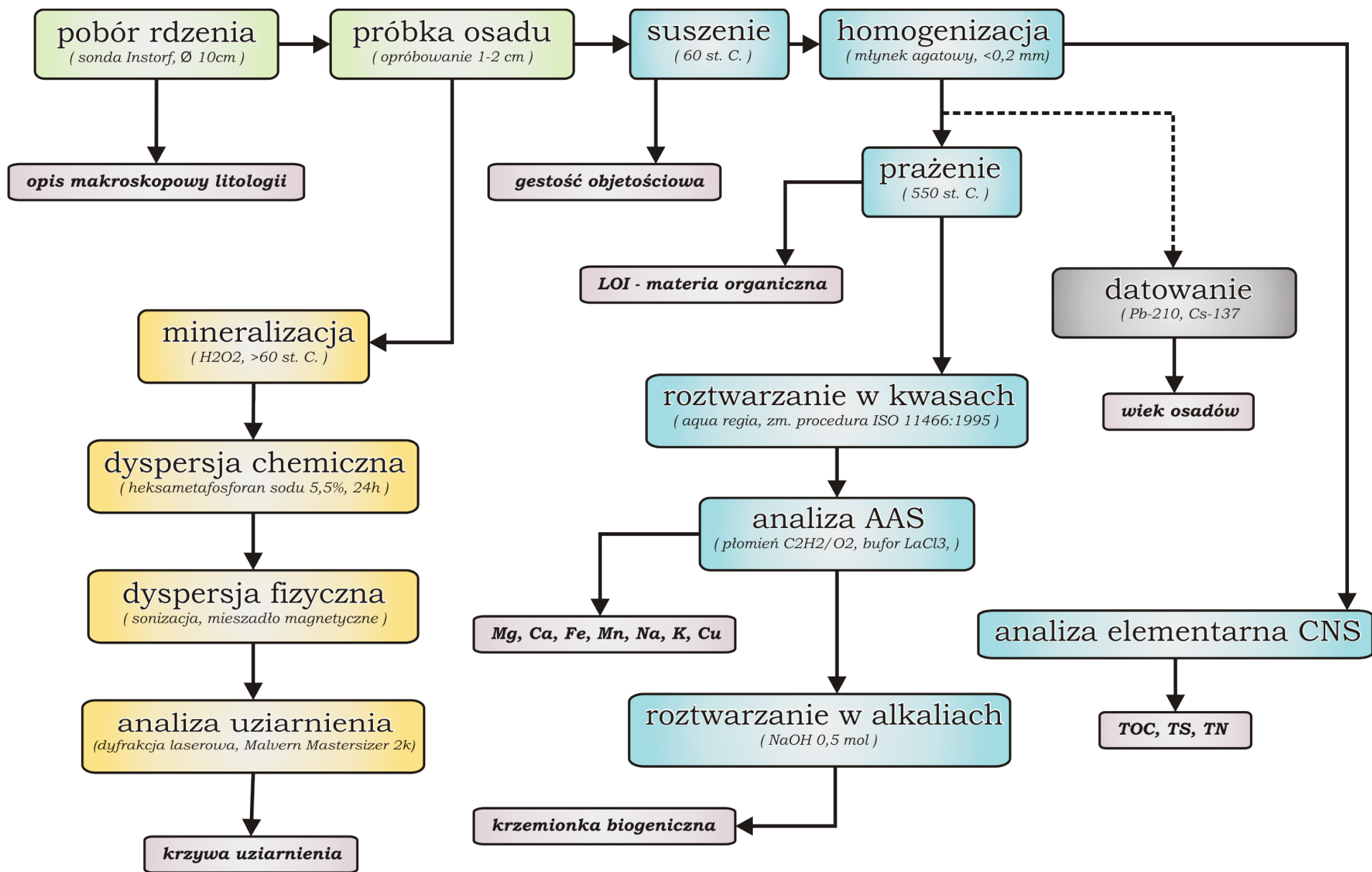
3.1. Pobór i opis makroskopowy rdzeni

Miejsca poboru rdzeni (Rycina 3.1) zostały wybrane po przeprowadzeniu rekonesansu terenowego. W przypadku obszarów podmokłych delt wstecznych ujścia Łupawy – rdzenie **ŁUPAWA-E1:5** i Łeby – rdzenie **ŁEBA-E1:3** oraz **ŁEBA-W1:2**, wiercenia zlokalizowano w różnej odległości od koryta rzecznego kierując się sondowaniami miąższości osadów organicznych. Jednym z kryteriów była jak największa odległość punktu od elementów antropogenicznego przekształcenia stosunków wodnych, takich jak kanały i wały przeciwpowodziowe. Dodatkowo, w celach porównawczych, pobrano rdzenie znajdujące się w odmiennych sytuacjach hydrologicznych i morfometrycznych - w zachodniej części delty Łupawy, na obszarze położonym za wałem przeciwpowodziowym, zlokalizowano punkty **ŁUPAWA-W1** i **ŁUPAWA-W2**. Materiał został pobrany również z brzegów zachodniej i południowo-zachodniej części jeziora Łebsko – **ŁEBSKO-1:3**.



Rycina 3.1. Lokalizacja miejsc poboru prób. Jako podkładu użyto modelu terenu wykonanego przez autora na podstawie danych z archiwum Zakładu Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu WNGiG UAM.

Do wykonania wierceń użyto ręcznej sondy torfowej typu INSTORF. Jej działanie zapewnia pozyskanie, przy zastosowaniu wierceń naprzemiennych, materiału o nienaruszonej strukturze (Tiuremnow 1957 za Tobolski 2000). Wykorzystane urządzenie wyposażone jest w próbnik o średnicy 10 cm i długości 50 cm. Ilość uzyskanego tym sposobem osadu jest wystarczająca do przeprowadzenia wszystkich analiz bez konieczności powielania sondowań.



Rycina 3.2. Cykl analiz laboratoryjnych.

Nietypowo duży rozmiar i ciężar sondy sprawia, że przystosowana jest ona również do poboru osadów mineralnych o niewielkich miąższościach. Mimo to, maksymalna głębokość sondowań wyznaczona była przez obecność warstw piaszczystych o miąższości większej niż 20-30 centymetrów. Średnia długość rdzeni waha się od 0,5 metra do ponad 3 metrów. Najmniejsze miąższości osadów pobrano z wschodniej części delty wstecznej Łeby a największe z jej części zachodniej oraz południowo zachodnich brzegów jeziora Łebsko.

Litologię rdzeni określono bezpośrednio w terenie, na świeżym materiale. Szczególną uwagę poświęcono przy tym zawartości frakcji piaszczystej oraz charakterowi i stopniowi rozłożenia materii organicznej. W każdym przypadku sporządzono również dokumentację fotograficzną. Rdzenie, pobierane w 0,5 m odcinkach, umieszczono następnie w rynienkach z materiału PCV i szczelnie owinięto folią aby zapobiec utracie wilgotności. Tak przygotowany materiał został przetransportowany w pozycji horyzontalnej do laboratorium. Jedynie w przypadku rdzenia **LEBSKO-1**, z uwagi na małą ilość pobranego osadu i brak możliwości transportu w pozycji horyzontalnej, dokonano podziału rdzenia w miejscu poboru.

3.2. Gęstość objętościowa, porowatość oraz homogenizacja prób

Po przetransportowaniu do laboratorium rdzenie zostały podzielone na odcinki o miąższości 2 cm. W przypadku materiału przeznaczonego do datowania metodą Pb-210 przy wykorzystaniu spektrometrii alfa zastosowano podział na odcinki 1 cm do głębokości 50 cm i 2 cm poniżej tej granicy. Z każdej podpróby pobrano za pomocą jednorazowej strzykawki 2 cm³ materiału w celu oszacowania gęstości, porowatości oraz zawartości wody w osadzie (wilgotność objętościowa). Zgodnie z procedurą zaproponowaną przez Boyca (1976) osad został zważony, wysuszony w temperaturze 105°C i ponownie zważony. Wartości współczynników uzyskano z poniższych wzorów (Tan 2005):

$$\text{gęstość objętościowa } [g/cm^3] = \frac{\text{waga suchej próby}}{\text{objętość świeżej próby}} \quad (1)$$

$$\text{wilgotność objętościowa } [g/cm^3] = \frac{(\text{waga świeżej próby} - \text{waga suchej próby})}{\text{waga suchej próby}} * 100 \quad (2)$$

$$\text{porowatość } [g/cm^3] = 1 - \frac{\text{gęstość objętościowa}}{\text{gęstość fazy stałej próby}} \quad (3)$$

Przy wyznaczaniu średniej gęstości fazy stałej przyjęto założenia, iż gęstość części mineralnej osadu wynosi $2,6 \text{ g/cm}^3$, gęstość materii organicznej to $1,2 \text{ g/cm}^3$, a jej zawartość w osadzie jest równa stratom na prażeniu (LOI) (Berner 1980; Cochran, Hirschberg i in. 1998). W rezultacie poszukiwaną wielkość można wyliczyć ze wzoru:

$$\text{gęstość fazy stałej } [g/cm^3] = (1 - LOI * 2,6) + (LOI * 1,2) \quad (4)$$

gdzie,

LOI - oznacza straty na prażeniu;

Dodatkowo około 1 cm^3 próby został przeznaczony do analizy składu granulometrycznego. Pozostała część próbki została wysuszona w temperaturze mniejszej niż 60°C tak aby nie powodować wtórnego zwiększenia hydrofobowości (Dekker i in. 1998). Następnie osad poddano homogenizacji w młynku agatowym do średnicy $<0,2 \text{ mm}$.

3.3. Analiza składu granulometrycznego

Metoda pomiaru wielkości cząstek przy wykorzystaniu zjawiska dyfrakcji optycznej znana jest od lat 70-tych XX wieku (Agrawal i in. 1991) i bazuje na założeniu, iż monochromatyczny, równoległy strumień światła jest rozpraszany w danym ośrodku pod tym większym kątem im mniejsze są średnice obecnych w nim cząstek. Za matematyczny opis tego zjawiska odpowiada teoria Mie oraz wykorzystywane do niedawna, z uwagi na mniejsze wymagania dotyczące mocy obliczeniowej tzw. uproszczenie Fraunhofera (Wedd 2003), zakładające jednak znaczącą dysproporcję między długością fali a mierzonymi za jej pomocą wielkościami cząstek (Agrawal i in. 1991; Wedd 2003). Jednym z najistotniejszych założeń wspomnianych teorii, szczególnie z punktu widzenia analizy naturalnych osadów, jest traktowanie wszystkich cząstek jako idealnych kul. Kąt i charakter odbicia dla danej cząstki przyrównywany jest bowiem do sfery równoważnikowej - teoretycznego obiektu o identycznych parametrach odbicia, ale znanej średnicy (Wedd 2003). Bezpośrednią tego konsekwencją jest fakt, iż cząsteczki o mniejszej kulistości, takie jak płytki minerałów ilastych lub miki, kwalifikowane są podczas pomiaru jako większe niż w rzeczywistości, co powoduje niedoszacowanie zawartości frakcji ilastej w danej próbce (Agrawal i in. 1991; Blott i Pye 2006; Cheetham i in. 2008; Hayton i in. 2001). Z tej przyczyny metoda dyfrakcji laserowej nie jest zalecana wszędzie tam, gdzie zawartość frakcji ilastej stanowi istotny wskaźnik (McCave i in. 2006). Co prawda, w aparacie Mastersizer 2000 sposób transportu

zawiesiny jest tak dobrany aby zapewnić w jak największym stopniu losowe ułożenie cząstek w komorze pomiarowej, jednak już sam pomiar dokonywany jest prostopadle do strumienia cząstek. Nie można więc wykluczyć występowania preferencyjnej orientacji względem detektorów (Konert i Vandenberghe 1997). Dodatkowym czynnikiem, mogącym według niektórych opracowań mieć wpływ na wyniki pomiaru, jest skład mineralny osadu. Wynika to z konieczności przyjęcia w obliczeniach współczynnika refrakcji wspólnego dla całej próby (Ryzak i in. 2007; Hayton i in. 2001). Testy empiryczne, przeprowadzone m.in przez Sperazze (2004), wskazują jednak na znikomy wpływ zmiany tego parametru na wynik obliczeń.

Wymienione powyżej cechy pomiaru wielkości ziarna metodą dyfrakcji laserowej sprawiają, iż problematyczne jest porównywanie wyników z rezultatami uzyskanymi bardziej tradycyjnymi metodami analizy sitowej i aerometrycznej (Blott i Pye 2006; Burszta-Adamiak i in. 2007; Eshel i in. 2004). Chociaż podejmowane są próby opracowania parametrów konwersji pomiędzy poszczególnymi metodami (Konert i Vandenberghe 1997) to należy zdać sobie sprawę z fundamentalnej odmienności i nieporównywalności cech ziaren przez nie mierzonych, które określane są wspólnym pojęciem „wielkości ziarna” (Syvitski 2007).

Pomimo przytoczonych niedoskonałości wybrana metoda doskonale nadaje się do rozpoznania trendów i odchyień w uziarnieniu osadów, czyli głównego celu jakiemu służy w niniejszej pracy analiza składu granulometrycznego. Jej wybór podyktowany został kilkoma czynnikami. Przede wszystkim umożliwia ona rzetelną i wysoce precyzyjną analizę bardzo małych ilości materiału. Ma to decydujące znaczenie w przypadku osadów silnie organicznych, gdzie frakcja mineralna stanowi jedynie niewielką ich część. W ten sposób możliwe jest wykonanie analiz granulometrycznych i geochemicznych bez problematycznej duplikacji rdzeni przy jednoczesnym zwiększeniu rozdzielczości próbkowania. Dodatkowo za użyciem tej metody przemawia fakt niewystępowania w badanych osadach ziaren o średnicy większej niż 1 mm, co sprawia, że w całości mieszczą się one w zakresie pomiarowym urządzenia. Tym sposobem nie jest konieczne łączenie wyników uzyskanych przy pomocy różnych technik pomiarowych, tak jak miałyby to miejsce przy zastosowaniu analizy sitowej i aerometrycznej.

Dla celów analizy wielkości ziarna wykorzystano urządzenie Mastersizer 2000 firmy Malvern Instruments. Próbka jest w nim rozprawiana przy pomocy mechanicznego dyspergatora w zawieszynie i przepływa w sposób ciągły przez strumień równoległego światła zapewnianego przez dwa lasery (czerwony i niebieski) zapewniające razem zakres

pomiarowy 0,00002 - 2 mm (Malvern Instruments 2008). Odbite światło rejestrowane jest na 52 detektorach, do 1000 razy w trakcie jednej sekundy przy praktycznie dowolnej długości trwania pomiar. Rezultatem jest uśredniony procentowy udział objętości cząstek o danej średnicy reprezentowany krzywą ciągłą.

Przed analizą granulometryczną osad został poddany procedurze usunięcia materii organicznej przy pomocy perhydroflu (Agrawal i in. 1991; Tan 2005; Pansu i Gautheyrou 2006):

1. Próbkę świeżego materiału, o objętości około 1cm³, umieszczono w zlewce 250 ml i zalano 25 ml 30% perhydroflu (H₂O₂). Następnie zostawiono na 24h, aby osłabić gwałtowność reakcji podczas późniejszej obróbki termicznej.
2. Zlewki podgrzano powoli do temperatury >60°C, dolewając wody destylowanej w przypadku nadmiernego burzenia i nie dopuszczając do wygotowania płynu.
3. Po ustaniu widocznej reakcji dodano ponownie 25 ml perhydroflu i powtórnie wygotowano do momentu zmiany barwy i całkowitego ustania reakcji.
4. Próby podgrzano do temperatury wrzenia, na okres około 10 minut, w celu odparowania resztek perhydroflu.

Powyższe działania miały na celu usunięcie większości materii organicznej, której obecność w próbce w ilości większej niż 1% może zakłócać pomiar wielkości ziarna (Beuselinck i in. 1998). Niektórzy autorzy (Perillo i in. 2009; Allen i Thornley 2004) nie zalecają tej procedury, gdyż usuwane są również i te cząstki organiczne, które biorą udział w sedymentacji. W niniejszej analizie nie są one jednak istotne, gdyż ważniejszym celem jest rozpoznanie cech granulometrycznych samej materii mineralnej.

W przypadku obecności znacznych ilości węglanu wapnia w osadzie zachodzi ryzyko obniżenia skuteczności działania perhydroflu (Anderson 1963) oraz wytrącenia kryształów szczawianu wapnia na skutek czasowej obecności kwasu szczawowego (Pansu i Gautheyrou 2006). Z tego powodu dokonano również makroskopowej analizy zawartości węglanu wapnia poprzez ocenę reakcji z 20% roztworem kwasu solnego (Myślińska 2001). Z wyjątkiem nielicznych przypadków (tłok muszlowy w rdzeniach ŁKOS-1 i ŁKOS-2) nie zaobserwowano reakcji burzenia co według wytycznych normy PN-75/B-04481 świadczy o zawartości węglanu wapnia mniejszej niż 1%.

Pozbawiony materii organicznej osad został poddany procedurze dyspersji

chemicznej poprzez dodanie 5,5% roztworu hexametfosforanu sodu i węgla wapnia (Colgen) i pozostawienie na co najmniej 24 godziny (Sperazza i in. 2004). Tak przygotowany materiał posłużył analizie z wykorzystaniem dyfraktometru laserowego - sposób postępowania był identyczny dla wszystkich próbek:

1. Zlewkę z zawiesiną (ok. 100 ml) umieszczano na mieszadle magnetycznym na okres ok. 5 minut.
2. W tym czasie urządzenie poddawano procedurze czyszczenia, po czym do przystawki dyspergującej wlewano 700 ml dyspergantu - mieszaniny wody destylowanej i colgeny, w tak dobranym stosunku, aby stężenie heksametfosforanu sodu wynosiło w przybliżeniu 5,5 %
3. Dokonywany był pomiaru tła dyspergantu trwający 24 sekundy dla obydwu długości fali.
4. Przy pomocy jednorazowej pipety 6 ml, o otworze wlotowym o średnicy 5 mm, pobierano próbę ze zlewki, zawierającej wprawianą w ruch przez mieszadło magnetyczne zawiesinę, dbając aby za każdym razem głębokość poboru była taka sama.
5. Przy pomocy pipety próbkę wstrzykiwano do zlewki dyspergatora, aż do osiągnięcia pożądanej koncentracji w zawieszynie roboczej, odpowiadającej 15% obskuracyjności komory pomiarowej.
6. Każdorazowo stosowano trwającą 1 minutę dyspersję mechaniczną przy wykorzystaniu ultradźwięków. W przypadku, gdy obserwowany był ciągły rozpad agregatów oznaczający wzrost obskuracyjności, zabieg był wydłużany maksymalnie do 2 minut.
7. Pomiar przeprowadzano trzykrotnie przez 12 sekund dla obydwu długości fali, przy częstotliwości 1000 pojedynczych pomiarów na sekundę, stosując 12 sekundową przerwę między cyklami. W wypadku zgodnego przebiegu wszystkich uzyskanych krzywych wielkości cząstek wyniki były uśredniane. W przeciwnym wypadku procedurę powtarzano aż do stabilizacji warunków pomiaru.

Prędkość przepływu zawiesiny przez cele pomiarową reprezentowaną przez prędkość pompy dyspergatora ustalono wedle zaleceń Sperazzy (2004) na 2300 obrotów na minutę. Wartość ta jest na tyle wysoka aby zapewnić równomierny przepływ nawet

największych badanych cząstek a jednocześnie nie występuje zjawisko nadmiernego burzenia zawiesiny i powstawania bąbli powietrza mogących zakłócić pomiar. Maksymalny czas trwania i natężenie dyspersji przy pomocy ultradźwięków dobrano tak, aby z jednej strony rozbić wszystkie agregaty w próbie, a z drugiej nie dopuścić do wystąpienia efektów ubocznych. Istnieje bowiem możliwość, przy zastosowaniu zbyt intensywnej procedury, rozbicia cząstek podstawowych np. polikrystalicznego kwarcu lub też wystąpienia odwrotnego efektu wtórnej flokulacji cząstek ilastych w obecności colgenu (Chappell 1998). Rejestracja zmian w obskuracji dokonywana w czasie rzeczywistym i udostępniana przez użyte oprogramowanie daje możliwość wykrycia wymienionych efektów i zastosowania środków zaradczych bądź powtórzenia pomiaru.

Do dokonania obliczeń konieczne było ustalenie wartości współczynników refrakcji i absorpcji dla badanych osadów. Dla celów przeprowadzonej analizy przyjęto empiryczne wartości, odpowiednio 1,5 i 0,9, jako dające największą stabilność wyników (Sperazza i in. 2004). Wskaźniki uziarnienia oraz zawartość poszczególnych frakcji wyznaczono, najbardziej statystycznie poprawną, logarymiczną metodą momentów (Racinowski i in. 2001), posługując się zmodyfikowaną skalą Wentwortha (1922 za Racinowskim i innymi 2001) i oprogramowaniem GRADISTAT (Blott i Pye 2001). W Tabeli 3.1 podano przyjętą skalę wielkości ziarna, natomiast w Tabeli 3.2 przedziały skośności i wysortowania.

Tabela 3.1. Skala wielkości ziarna. W pracy przyjęto klasyfikację zgodnie z programem GRADISTAT (Blott i Pye 2001). Dla porównania zamieszczono również skalę Wentwortha (1922). Terminy polskie przyjęto za Racinowskim (2001).

phi	µm	Wentworth (1922)	GRADISTAT (Blott & Pye 2001)		
-1	2000	PIASEK	PIASEK		
				bardzo gruby	bardzo gruby
0	1000			gruby	gruby
1	500			średni	średni
2	250			drobny	drobny
3	125	bardzo drobny	bardzo drobny		
4	63	MUŁEK	MUŁEK		
				gruby	bardzo gruby
5	31			średni	gruby
6	16			drobny	średni
7	8			bardzo drobny	drobny
8	4	IŁ	IŁ		
9	2			gruby	bardzo drobny
		średni			

Tabela 3.2. Przyjęte w pracy za (Blott i Pye 2001) klasy wysortowania i skośności osadu. Nazewnictwo polskie własne.

Wysortowanie		Skośność	
<	skrajnie dobre	>	skrajnie dodatnia
0,35		+1,30	
	bardzo dobre		dodatnia
0,5		+0,43	
	dobre		symetryczna
0,7		-0,43	
	średnie		ujemna
1,0		-1,30	
	słabe	<	skrajnie ujemna
2,0			
	bardzo słabe		
4,0			
>	skrajnie słabe		

3.4. Analiza geochemiczna

3.4.1. Straty na prażeniu

Z wysuszonej i shomogenizowanej próby odważono ok. 3 g materiału i umieszczono w kwarcowej zlewce. Tak przygotowane próby suszono przez 2 h w temperaturze 105°C. Następnie zlewki wyprażano przez 5 h w temperaturze 550 °C, uzyskując po zważeniu straty materiału na prażeniu według wzoru:

$$\text{straty na prażeniu } [g/cm^3] = (\text{waga suchej próby} - \text{waga po prażeniu}) * 100 \quad (5)$$

Pomiar straty wagi podczas prażenia (*loss on ignition*– LOI) może służyć jako dobry wskaźnik zawartości materii organicznej w osadzie (Schulte i Hopkins 1996; Tan 2005; Pansu i Gautheyrou 2006) W przypadku niektórych osadów, szczególnie silnie węglanowych, zastosowanie tej metody stwarza ryzyko znacznego przeszacowania udziału frakcji organicznej, z uwagi na straty: wody strukturalnej z minerałów ilastych i dwutlenku węgla z węglanów i niektórych uwodnionych soli (Cambardella i in. 2001) . Mimo tych zastrzeżeń jest to jedna z bardziej niezawodnych i szybkich metod analizy, dająca dokładne wyniki dla większości osadów, co ma szczególne znaczenie w wypadku znacznej liczby prób (Davies 1974; Dean 1974; Heiri i in. 2001).

3.4.2. Roztworzenie w wodzie królewskiej oraz oznaczenie zawartości krzemionki

Wyprażony osad został poddany procedurze trawienia w wodzie królewskiej (*aqua regia*) w celu przygotowania roztworu do analizy spektrofotometrycznej oraz oznaczenia zawartości krzemionki biogenicznej i terygenicznej. Zastosowano zmodyfikowaną procedurę ISO 11466:1995 (K. J. Andersen i Kissler 2004):

1. Wyprażony osad zalano 5 ml kwasu azotowego a następnie 15 ml kwasu solnego.
2. Zlewki przykryto szkiełkami zegarkowymi i pozostawiono na co najmniej 16 h.
3. Po upływie tego czasu próby zostały poddane gotowaniu w temperaturze 100 °C, przez okres 2 h.
4. Następnie próby przesączono przez sączi ilościowe, przepłukując co najmniej 4-krotnie przy pomocy gorącej, redestylowanej wody zakwaszonej kwasem solnym. Uzyskany roztwór, uzupełniony do objętości 50 ml, przeznaczony został do analizy spektrofotometrycznej.

5. Sączki wraz z pozostałym osadem wysuszono a następnie spalono w temperaturze 550 °C.
6. Po zważeniu zlewki zalano 20 ml 0,5 molowego roztworu NaOH i powtórnie poddano gotowaniu na łaźni wodnej przez okres 2 h.
7. Wygotowany materiał został przesączony przez sączki ilościowe, przy czym do przepłukania użyto gorącej wody redestylowanej.
8. Zlewki wraz z sączkami zostały wysuszone, spalone w temperaturze 550°C oraz zważone w celu uzyskania wagi residuum.
9. Zawartość krzemionki biogenicznej (opalu) oraz krzemionki terygenicznej (kwarcu) wyznaczono przy użyciu poniższych wzorów:

$$SiO_2 \text{ terygeniczna } [\%] = \frac{\text{waga residuum}}{\text{waga suchej próby}} * 100\% \quad (6)$$

$$SiO_2 \text{ biogeniczna } [\%] = \frac{\text{strata wagi po roztwarzaniu}}{\text{waga suchej próby}} * 100\% \quad (7)$$

Zastosowana procedura należy do metod częściowej, pseudo-całkowitej ekstrakcji pierwiastków. Nie gwarantuje ona bowiem całkowitego roztworzenia elementów matrycy danego osadu, np. krzemianów. Ma to największe znaczenie w przypadku niektórych pierwiastków śladowych takich jak Cr, Zr, Y (Medved' i in. 1998), jednak nie powinno stanowić przeszkody w analizie łatwych do uwolnienia elementów jakie są przedmiotem zainteresowania w niniejszej pracy (Kisser 2005). W celu stwierdzenia skuteczności wybranej metody dokonano analizy certyfikowanych materiałów referencyjnych CP-1 firmy EnviroMAT oraz MSS-Metals in Sewadge Sludge firmy RTC. Dla większości pierwiastków uzyskiwane wartości mieszczą się w granicach 10% odchylenia od wartości certyfikowanych (Tabela 3.3). Jedynym wyjątkiem jest mangan, w którego przypadku wartości są przeszacowane o ok. 15%. Możliwym źródłem niezgodności między wartościami może być fakt, że dla wspomnianych materiałów referencyjnych stosuje się metodę ekstrakcji w zamkniętych pojemnikach z wykorzystaniem mikrofal, różniącą się od opisanej powyżej metody „otwartej”. Nie wydaje się to jednak zbyt prawdopodobne w świetle eksperymentów wskazujących na wysoką zgodność tych dwóch procedur (Hödrejäv i Vaarmann 1999; Chen i Ma 2001; van den Akker i van Delft 1991). Należy też zaznaczyć, iż parametry atomizacji dobierano w celu uzyskania jak największego sygnału względem prób a nie materiałów

referencyjnych.

3.4.3. Płomieniowa spektrometria absorpcji atomowej

Do oznaczenia zawartości Na, K, Mn, Fe, Ca, Mg oraz Cu użyto w niniejszej pracy spektrometru płomieniowego Nova 300 firmy Carl-Zeis Jena. Umożliwia on pomiar zawartości pierwiastków przy wykorzystaniu zjawiska absorpcji atomowej (Pinta 1977). Absorpcja światła, o charakterystycznej dla danego pierwiastka długości fali, mierzona jest na fotopowielaczu i porównywana do krzywej kalibracyjnej, przygotowanej przy pomocy roztworów o znanym stężeniu. Spośród metod atomizacji technika płomieniowa jest najbardziej odpowiednia w przypadku stosunkowo wysokich stężeń badanych pierwiastków (Beck i Sneddon 2000). Równie istotny jest sposób dostarczania próby w postaci zawiesiny, umożliwiającą stosunkowo łatwą kontrolę nad stężeniem analitu. Dokładność i precyzja oznaczenia zależą w głównej mierze od stopnia atomizacji pierwiastka w płomieniu, możliwych interferencji z innymi składnikami matrycy, stopnia czystości odczynników oraz właściwej kalibracji (Minczewski i Marczenko 2006). Do konstrukcji krzywych kalibracyjnych użyto roztworów firmy Merck, przygotowanych w sekwencjach ośmiu standardów dobranych indywidualnie dla każdego pierwiastka w zależności od zakresu pomiarowego oraz spodziewanych koncentracji w próbkach. Rozcieńczenia roztworów roboczych wynosiły od 1:50 w przypadku manganu, do 1:6500 dla żelaza. Dla wszystkich pierwiastków zastosowano płomień acetylenowo-tlenowy. Użycie roztworu buforującego okazało się konieczne jedynie w przypadku wapnia. Zwiększenie koncentracji tego pierwiastka po dodaniu chlorku lantanu (LaCl) pozwala przypuszczać, iż utrudniona atomizacja była spowodowana obecnością fosforu (Sarudi 1980). Każdy pomiar dokonywany był czterokrotnie. Za graniczną wartość względnego odchylenia standardowego (RSD) przyjęto 1%. W celu kontroli dokładności oraz stabilności wykonywanych analiz co 20 prób dokonywano pomiaru materiału referencyjnego. Wykorzystano dwa jego rodzaje: AgroMAT™ Compost (CP-1) oraz RTC Metals in Sewage Sludge SQC-001S (MSS).

3.4.4. Analiza zawartości węgla (C), azotu (N) i siarki (S)

Zawartość węgla, azotu i siarki w wysuszonych i shomogenizowanych próbkach oznaczono przy pomocy analizatora elementarnego Vario Max CNS. Dokładność i powtarzalność wyników kontrolowana była za pomocą materiałów referencyjnych identycznych jak w przypadku analizy spektrometrycznej: AgroMAT™ Compost (CP-1) oraz RTC Metals in Sewage Sludge SQC-001S (MSS). Przyjęto założenie o znikomej

w porównaniu do węgla organicznego zawartości węgla nieorganicznego. Wysoka korelacja między TN i TC zdaje się to założenie potwierdzać.

Tabela 3.3. Porównanie wartości zmierzonych dla materiałów referencyjnych (n=3) z wartościami certyfikowanymi. *CP-1 = AgroMAT™ Compost (CP-1) oraz RTC Metals in Sewage Sludge SQC-001S (MSS)

Pierwiastek	Standard*	Wartość uzyskana [mg/kg]	+/-	Wartość certyfikowana [mg/kg]
Mg	CP-1	4902	41	4493
	MSS	8514	21	8600
Ca	CP-1	52298	559	54393
	MSS	43351	422	42100
Fe	CP-1	18791	211	17550
	MSS	27793	128	27900
Mn	CP-1	677	2	658
	MSS	6243	67	5620
Na	CP-1	444	16	462
	MSS	2990	83	3210
K	CP-1	1382	8	1334
	MSS	6912	44	7610

3.5. Datowanie osadów

Przy wyborze metody datowania, z uwagi na młody wiek badanego materiału, mieszczący się w przedziale 100-200 lat, wykluczono wykorzystanie techniki radiowęglowej (C- 14). Nawet w idealnych warunkach, przy użyciu nowoczesnych technik akceleratorowych (AMS), błąd oszacowania wieku wynosi bowiem ok. 30 lat (Goslar i in. 2004). W związku z powyższym do datowania osadów nadmorskich geosystemów bagiennych powszechnie wykorzystywane są dwa radionuklidy: naturalnie występujący ołów-210 oraz sztuczny cez- 137 (Bricker-Urso i in. 1989; Cundy i Croudace 1996; Goodbred i Kuehl 1998; Bellucci i in. 2007 ;Kolker i in. 2009). Oba pierwiastki nadają się do tego celu z uwagi na krótki czas połowicznego rozpadu, wynoszący odpowiednio 22 i 30 lat (Wise 1980). Duża dynamika środowiska z jaką należy się liczyć na badanym obszarze sprawia, że mimo iż metoda ołowiowa jest pewniejsza w geochemicznie niestabilnych warunkach mokradeł (Santschi i in. 1987; Kolker i in. 2009) dobrą praktyką jest porównanie wyników z wartościami uzyskanymi dzięki odrębnej w założeniach i reakcji na zaburzenia technice cezu-137 (Hancock i in. 2000).

W niniejszej pracy porównania obu metod dokonano dla rdzenia ŁEBA-W1, pochodzącego z delty wstecznej Łeby.

3.5.1. Metoda ołowiu-210

Ołów-210 jest naturalnie występującym izotopem, o czasie połowicznego rozpadu 22,26 lat, którego sposób dostawy do zlewni jest dość dobrze poznany (Benninger i in. 1975; Appleby i Oldfield 1978; Appleby i Oldfield 1983; Krishnaswamy i in. 1971)- przeważająca jego część dociera na powierzchnię w postaci opadu mokrego (Binford i in. 1993). Tylmann (2005) podaje dla Polski północnej wartość rocznej depozycji w granicach 110 Bq/m². Należy jednak pamiętać, że wartość ta jest ściśle zależna od rocznej sumy opadów (Appleby 2001), a co za tym idzie silnie zróżnicowana przestrzennie.

Zawartość Pb-210 w osadzie można podzielić na dwa składniki: ołów autochtoniczny pochodzący z rozpadu Ra-226 w glebie oraz allochtoniczny z depozycji atmosferycznej. Przyjmując założenie, że strumień dostawy izotopu (*flux*) jest wartością stałą przy uśrednieniu do okresu roku lub dłuższego, ilość nadwyżkowego ołowiu-210 zmniejsza się w głąb profilu zgodnie z prawem rozpadu radioaktywnego. Autochtoniczny Pb-210 również ulega rozpadowi, jednak jego ilość nie zmienia się pozostając w radioaktywnej równowadze z Ra-226. W konsekwencji koncentracja nadwyżkowego Pb-210 stanowi różnicę między całkowitą koncentracją Pb-210 a koncentracją autochtoniczną aproksymowaną przez Ra-226. Przy określaniu wieku osadów przyjmuje się niekiedy, że koncentracja Pb-210 w dolnej części profilu, gdzie nie zmienia się ona wraz z głębokością, odpowiada Pb-210 autochtonicznemu. Jeśli przyjęte zostanie założenie, że oprócz stałej dostawy niezmiennie jest również natężenie akumulacji osadu (Robbins i Edgington 1975), to koncentracja nadwyżkowego ołowiu-210 spada w głąb profilu zgodnie ze wzorem:

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t} \quad (8)$$

gdzie,

C_t - koncentracja nadwyżkowego ołowiu-210 w czasie t liczonym w latach od momentu związania w osadzie;

C_0 - koncentracja nadwyżkowego ołowiu-210 w momencie związania w osadzie - wartość przyjmowana dla warstwy powierzchniowej;

λ - stała rozpadu = 0,03114

Z przyjęcia założenia o stałym natężeniu sedymentacji wynika natomiast, że:

$$t = \frac{z}{S} \quad (9)$$

gdzie,

z - głębokość liczona od powierzchni osadu;

S - natężenie akumulacji osadu (liniowe);

Zatem relację między koncentracją nadwyżkowego Pb-210 a wiekiem osadu można zapisać w postaci:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C_z} \right) \quad (10)$$

Prezentowany powyżej model stałej początkowej koncentracji (CIC – Constant Initial Concentration) opiera się jednak na mało realistycznym w przypadku dynamicznego środowiska założeniu o niezmiennym natężeniu akumulacji osadu. Kiedy parametry zmieniają się w czasie można jedynie aproksymować natężenie sedymentacji z linii „najlepszego dopasowania” otrzymując długotrwały trend (Kolker i in. 2009; Bricker-Urso i in. 1989b; Appleby i Oldfield 1992). Z tych względów Appleby i Oldfield (1978) zaproponowali aby za stałą wartość przyjąć jedynie dostawę ołowiu-210 do wierzchniej warstwy osadu, a w miejsce koncentracji wykorzystać skumulowaną depozycję (*inventory*). W ten sposób wzór (10) przybiera postać:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{A_0}{A_z} \right) \quad (11)$$

gdzie,

A_z - całkowita skumulowana depozycja nadwyżkowego Pb-210 poniżej głębokości z ;

A_0 - całkowita skumulowana depozycja nadwyżkowego Pb-210 w profilu osadu;

Model stałej dostawy (CRS - Constant Rate of Supply) daje, w przypadku zmiennych warunków sedymentacji, wyniki wewnętrznie spójne i zgodne z innymi niezależnymi metodami datowania (Appleby 2001; Wise 1980) . Dodatkową zaletą jest możliwość kalkulacji natężenia akumulacji masy na różnych głębokościach profilu:

$$r = \frac{\lambda A_z}{C_z} \quad (12)$$

gdzie,

r - natężenie akumulacji suchej masy osadu;

Mimo oczywistych zalet, model CRS nie rozwiązuje problemów związanych z możliwością dyfuzji ołowiu w profilu pionowym osadu. Istnieją solidne podstawy założenia o silnym wiązaniu Pb-210 w osadzie i związanym z tym braku mobilności (Kolker i in. 2009; Santschi i in. 1987; Bloesch i Evans 1982), jednak w przypadku środowiska słonych mokradeł nie można wkluczyć przynajmniej częściowej jego migracji (Benoit i Hemond 1991; Urban i in. 1990). Dodatkowo w badanym geosystemie istnieje prawdopodobnie pozaatmosferyczny strumień dostawy ołowiu-210 w postaci osadów powodziowych i sztormowych, którego udział w ogólnym bilansie jest trudny do oszacowania. Kolejną kwestią jest podnoszony między innymi przez Mudda (2009) problem remobilizacji i migracji radionuklidów podczas dekompozycji organicznej części kompleksu sorpcyjnego. Pewną możliwość oceny wpływu powyższych zjawisk daje porównanie wyników obu modeli, co też w niniejszej pracy uczyniono.

Datowaniu poddano rdzenie pochodzące z zachodniej części delty wstecznej Łeby - **ŁEBA-W1** oraz **ŁEBA-W2**. W przypadku pierwszego z rdzeni pomiary aktywności Cs-137, Pb-210 i Ra-226 oraz dodatkowo K-40 zostały wykonane przez dra Witolda Szczucińskiego w Laboratorium Instytutu Geologii WNGiG UAM, przy zastosowaniu metody spektrometrii gamma (Murray i in. 1987; Appleby i in. 1986; Szczuciński 2008). Wybór metody gamma podyktowany został możliwością jednoczesnego pomiaru wielu radionuklidów, w tym przede wszystkim Cs-137, Pb-210 i Ra-226. Ma to niebagatelne znaczenie w przypadku znacznych wahań w natężeniu sedymentacji lub otrzymania niejednoznacznego zapisu krzywej ołowiu-210 (Appleby 2001). Dodatkowo, technika ta jest niedestruktywna, co umożliwiło wykonanie jednoczesnej analizy geochemicznej i granulometrycznej dla wszystkich prób. Zmierzono aktywności dla 29 głębokości w 2 cm odcinkach. Chociaż przy tej miąższości należy spodziewać się dużego błędu to jednocześnie umożliwia ona skrócenie czasu pomiaru i zwiększenie czułości detekcji a rozdzielczość opróbowania jest wystarczająca przy datowaniu osadów pochodzących z obszarów zalewowych (Dukat i Kuehl 1995). Czas pomiaru wahał się od 48 do 233 h, przy średniej 78 h. Przed analiza próbki zostały hermetycznie odizolowane od dostępu powietrza na okres co najmniej 3 tygodni, to znaczy do momentu osiągnięcia równowagi radioaktywnej (6-krotny czas połowicznego rozpadu Rn-222).

Aktywności Pb-210 w rdzeniu **ŁEBA-W2** zostały zmierzone przez dra Jarosława

Sikorskiego w Gliwickim Centrum Metod Datowania Bezwzględne, przy pomocy metody spektrometrii alfa. Z uwagi na znaczną zawartość materii organicznej ilość suchej masy mogącej posłużyć do pomiaru widma gamma była bardzo niewielka. Dodatkowo, mała zawartość frakcji piaszczystej pozwalała domniemywać o niższym natężeniu akumulacji osadu a co za tym idzie o konieczności zwiększenia rozdzielczości pobierania prób. Z tych względów zdecydowano się na wykorzystanie metody spektrometrii alfa (Eakins i Morrison 1978), gdyż wymaga ona zaledwie ok. 1 g naważki. Umożliwiło to opróbowanie rdzenia co 1 cm. Przeanalizowano 18 prób, przy czym 4 najgłębsze posłużyły do estymacji aktywności Pb-210 autochtonicznego. Obie użyte metody dają porównywalne wyniki oszacowań natężenia akumulacji (Zaborska i in. 2007).

3.5.2. Metoda cezu-137

Spośród niezależnych metod datowania młodych osadów, wykorzystanie sztucznego radionuklidu jakim jest cezu-137 (czas połowicznego rozpadu 30,2 lat), jest jedną z najpowszechniej stosowanych (Appleby 2001). Bazuje ona na fakcie, iż źródłem tego izotopu są wyłącznie naziemne i atmosferyczne próby broni termojądrowej oraz awarie reaktorów elektrowni atomowych (Czarnobyl, Three Miles Island), a w większości przypadków głównym strumieniem dostawy Cs-137 do osadu jest opad atmosferyczny. Pierwsze widoczne zwiększenie koncentracji to lata 1952-54 (Walker 2005). Próby jądrowe przeprowadzane ze szczególną intensywnością w latach 50-tych i 60-tych XX wieku zaowocowały widocznymi maksimami opadu cezu w 1957-59 dla Ameryki Północnej, 1962-63 dla Europy wschodniej oraz 1971 dla terytorium Chin i Francji (Wise 1980). Wymienione maksima mają charakter globalny, w odróżnieniu od depozycji związanej z awariami reaktorów. Ma to tym większe znaczenia, iż dostawa Cs-137 z atmosfery do osadu jest nie tylko funkcją jego koncentracji w danym momencie ale i lokalnego natężenia opadów (Stach 1996). Konsekwencją tego faktu jest niezmiernie wysokie zróżnicowanie przestrzenne intensywności występowania w osadzie lokalnych horyzontów czasowych, związanych np. z awarią w Czernobylu (1986). Profile glebowe, w których nie da się wyznaczyć warstwy dla roku 1986 nie są na terytorium Polski rzadkością (Callaway i in. 1996a).

Początki wykorzystania Cs-137 to lata 60-te XX wieku, kiedy to zauważono jego przydatność w badaniach nad erozją gleb i transportem stokowym oraz, w późniejszym okresie, w datowaniu młodych osadów. Posiada on bowiem cechy niezmiernie istotne z punktu widzenia wymienionych zastosowań (Ritchie i McHenry 1990a):

- Nie ma naturalnych źródeł Cs-137;
- Opad izotopu jest ściśle powiązany z lokalnym opadem atmosferycznym, a całkowity opad pozostaje w liniowej zależności ze strefowym zróżnicowaniem opadów atmosferycznych;
- Czasowe i przestrzenne rozmieszczenie Cs-137 na powierzchni Ziemi zostało dokładnie zbadane;
- Cs-137 jest silnie wiązany przez minerały ilaste i frakcję organiczną osadu, co czyni go pierwiastkiem praktycznie niewymienialnym;
- Adsorpcja Cs-137 w osadzie następuje bardzo szybko a niezakłócone profile pokazują wykładniczy spadek jego zawartości;

Wykorzystując powyższe fakty, można dokonać datowania osadów wiążąc znalezione w ich profilu maksima cezu-137 z konkretnymi, ściśle usytuowanymi w czasie zmianami koncentracji w atmosferze. W przypadku nadmorskiego geosystemu bagiennego metoda ta napotyka jednak przeszkody wynikające z faktu dostawy allochtonicznego materiału, zawierającego trudną do oszacowania ilość mierzonego pierwiastka (Wise 1980). Może to spowodować nieczytelność pików lub ich zatarcie. W silnie zmiennych warunkach redox nie jest też do końca spełnione założenie o niemobilności cezu w osadzie. Kolker (2009) bazując na wynikach Santschiego (Santschi i in. 1987) posuwa się nawet do stwierdzenia, że w przypadku rozbieżności między wiekiem osadów uzyskanym przy pomocy metod Cs-137 i Pb-210 jako bardziej wiarygodne należy uznać te drugie.

4. Litologia

4.1. Opis rdzeni

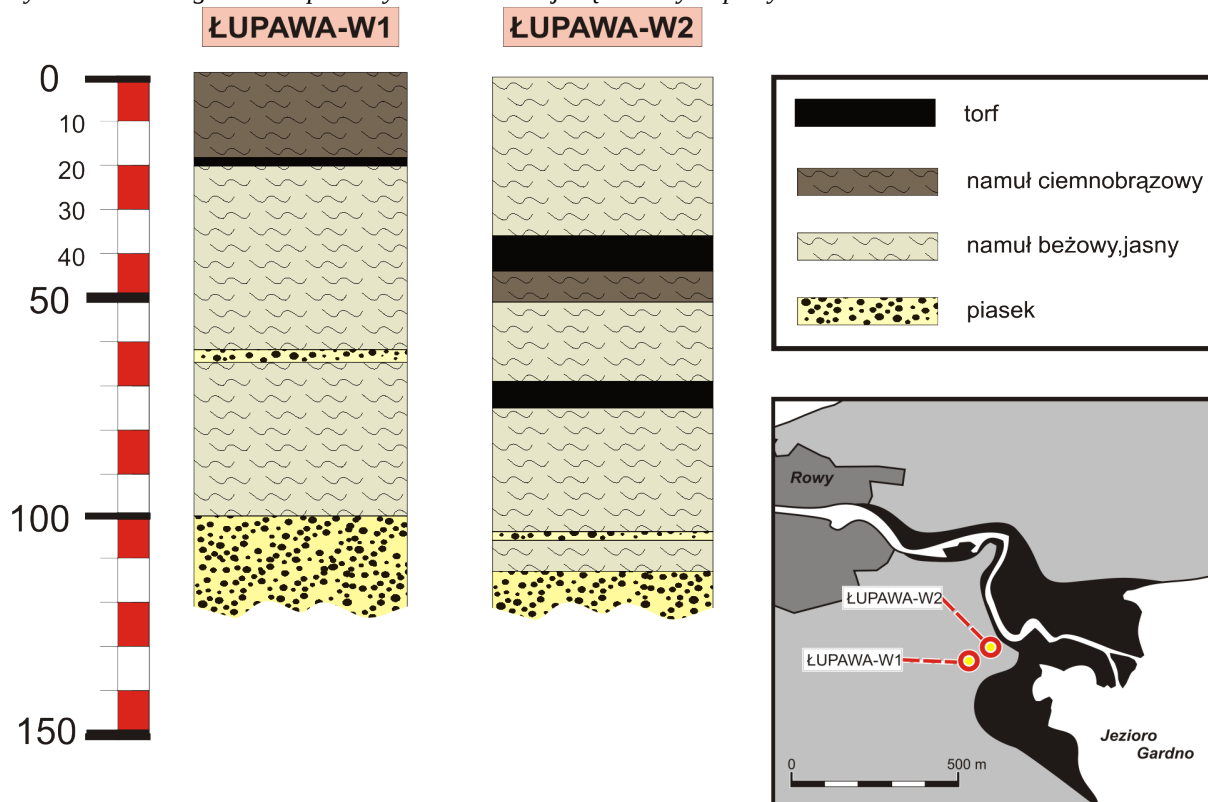
Poniższe charakterystyki osadu zostały sporządzone w oparciu o opis makroskopowy w terenie. We wszystkich przypadkach obejmują one całość pozyskanego materiału i nie uwzględniają selekcji na dalszych etapach analizy.

4.1.1. Obszar delty wstecznej Łupawy

ŁUPAWA - W1

W spągu profilu zalega szary, średniozarnisty piasek. W górnej jego części występują makroszczałki trzciny. Na głębokości 104 cm osad zmienia się na beżowy namuł z licznymi makroszczałkami trzciny, zalegający aż do głębokości 22 cm. Jedynie na głębokości 66 cm występuje przewarstwienie jasnoszarego piasku o miąższości 2 cm. Nad warstwą namułu znajduje się ok. 1-2 centymetrowa warstwa czarnego, dobrze rozłożonego torfu, z zauważalną domieszką piasku. Warstwę powierzchniową stanowi zwięzły, drobnoziarnisty namuł o ciemnobrązowej barwie, również z zauważalną domieszką piasku.

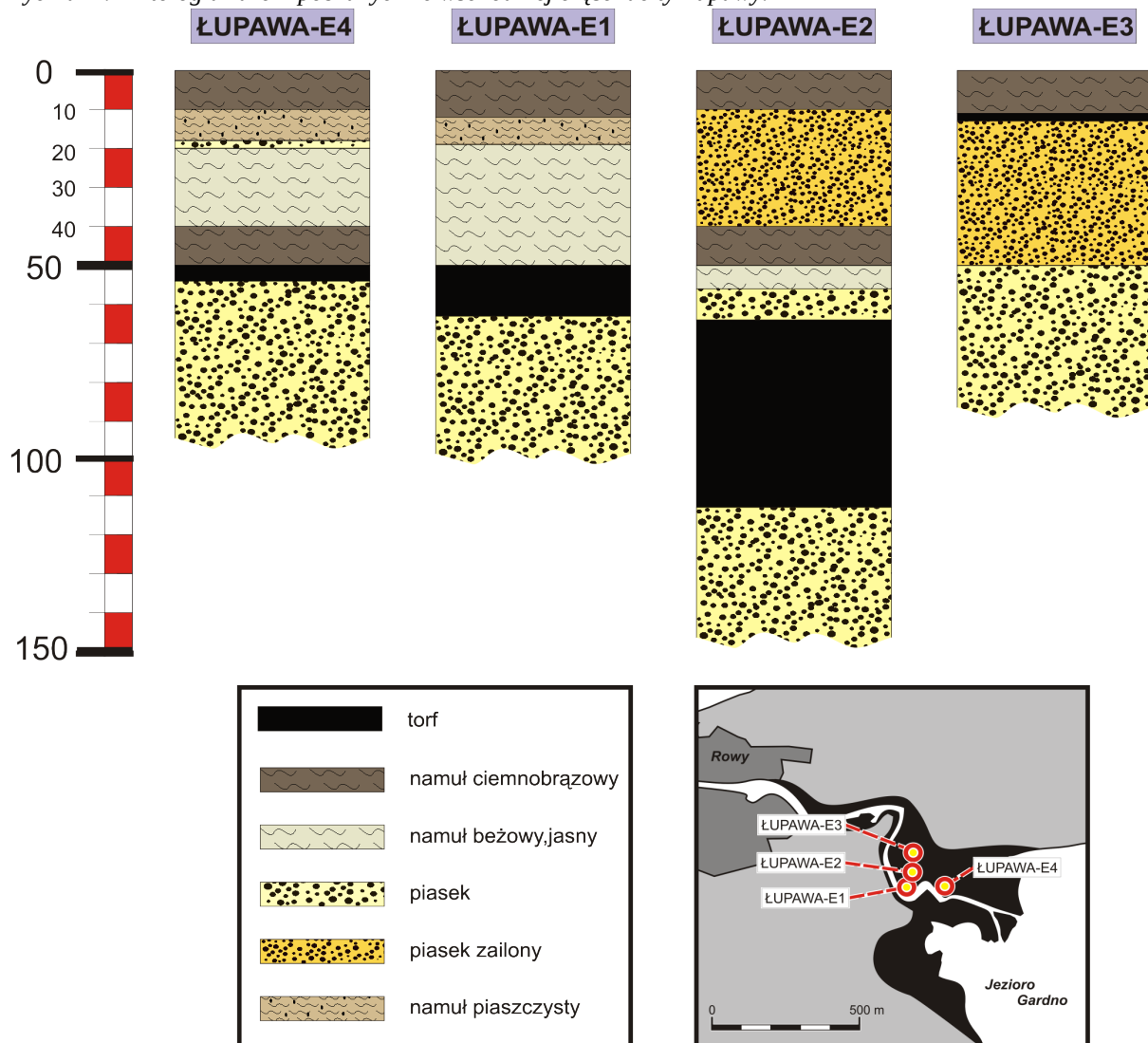
Rycina 4.1 Litologia rdzeni pobranych z zachodniej części delty Łupawy



ŁUPAWA -W2

Podobnie jak w rdzeniu ŁUPAWA-W1, w spągu profilu występuje szary średnioziarnisty piasek. Niewielkie, ciemne przebarwienia sugerują obecność materii organicznej. Nad nim znajduje się warstwa jasnobieżowego namułu o miąższości 64 centymetrów, przzerwana na głębokości 105 centymetrów przez 2 centymetrowe przewarstwienie jasnego, średnio-drobnoziarnistego piasku. Na głębokości 75 centymetrów występuje 5 centymetrowa warstwa czarnego torfu. Ponad nią zalega jasnobieżowy namuł, w którym od głębokości 48 centymetrów zaznacza się ku stropowi coraz większy udział materii organicznej, o czym świadczy znacznie ciemniejsza, brązowa barwa. Na głębokości 41 centymetrów namuł przechodzi w warstwę czarnego, dobrze rozłożonego torfu o miąższości 5 centymetrów. Następnie ponownie pojawia się jasnobieżowy namuł i rodzaj osadu nie zmienia się już aż do stropu profilu.

Rycina 4.2 Litologia rdzeni pobranych ze wschodniej części delty Łupawy.



ŁUPAWA -E1

Warstwę spągową, o miąższości ponad 40 centymetrów stanowi szary, drobnoziarnisty piasek z domieszką grubszej frakcji. W stropie warstwy obecne są liczne makroszczałki trzciny. Bezpośrednio na niej zalega brunatny, średnio-rozłożony torf o miąższości 13 centymetrów, z dobrze zachowanymi makroszczałkami trzciny oraz turzyc. Na głębokości 50 centymetrów osad przechodzi w mineralny namuł, a zawartość materii organicznej jest coraz mniejsza w miarę zbliżania się do stropu warstwy, zaznaczającego się na głębokości 19 centymetrów. Ponad nim namuł przybiera ciemniejszą, brunatną barwę i udział materii organicznej ponownie rośnie. Warstwa ta wyróżnia się ponadto znaczną zawartością piasku. Najwyższą warstwę stanowi ciemnobrązowy namuł o dużej zawartości roślinnego detrytus, poprzerastany żywymi korzeniami.

ŁUPAWA -E2

W spągu rdzenia zalega szary, drobnoziarnisty piasek. Nad nim, podobnie jak w rdzeniu ŁUPAWA-E1 znajduje warstwa torfu. Jednak jej miąższość - 48 centymetrów jest zdecydowanie większa. Nie jest też ona jednorodna pod względem rozłożenia materii organicznej. W spągu stopień rozkładu jest bowiem wyraźnie niższy niż w stropie. Nad torfem, na głębokości 62 centymetrów pojawia się warstwa drobnego, szarego piasku z niewielką zawartością makroszczałków, o miąższości ok. 8 centymetrów. Następnie osad przechodzi w namuł o miąższości 16 centymetrów, w którym daje się wyróżnić dwie warstwy: głębszą o jaśniejszej barwie i dużej zawartości frakcji mineralnej i płytszą o większej zawartości materii organicznej i ciemniejszej barwie. Kolejna warstwa, o miąższości 30 centymetrów, to piaszczysty osad z dużą i wzrastającą ku spągowi zawartością frakcji ilastej. W całym profilu pionowym omawianej warstwy widoczne są makroszczałki i cętkowane struktury charakterystyczne dla wytrąceń żelaza. Warstwę powierzchniową rdzenia stanowi organiczny namuł poprzerastany żywymi korzeniami.

ŁUPAWA -E3

Podobnie jak w poprzednio omawianych rdzeniach w spągu profilu występuje szary, drobnoziarnisty piasek. Bezpośrednio nad nim, na głębokości 50 centymetrów, zalega kolejna warstwa piaszczysta o miąższości 38 centymetrów. Jednak różni się ona od warstwy spągowej znaczącą zawartością frakcji ilastej. Analogicznie jak w rdzeniu ŁUPAWA-E2 w całym profilu pionowym tej warstwy obecne są makroszczałki oraz cętkowane wytrącenia żelaza. Na głębokości 12 centymetrów pojawia się warstwa średnio rozłożonego torfu

o niewielkiej, 2 centymetrowej miąższości. Podobnie jak ma to miejsce w przypadku pozostałych rdzeni z delty wstecznej Łupawy warstwę wierzchnią stanowi organiczny, poprzerastany korzeniami namuł.

ŁUPAWA -E4 / ŁUPAWA-E5

Rdzenie ŁUPAWA-E4 oraz ŁUPAWA-E5 zostały pobrane w bezpośredniej bliskości brzegu rzecznoego i cechują się największą zmiennością litologii spośród rdzeni z obszaru delty wstecznej Łupawy. Z racji bardzo dużego podobieństwa poniższy opis dotyczy obydwu profili.

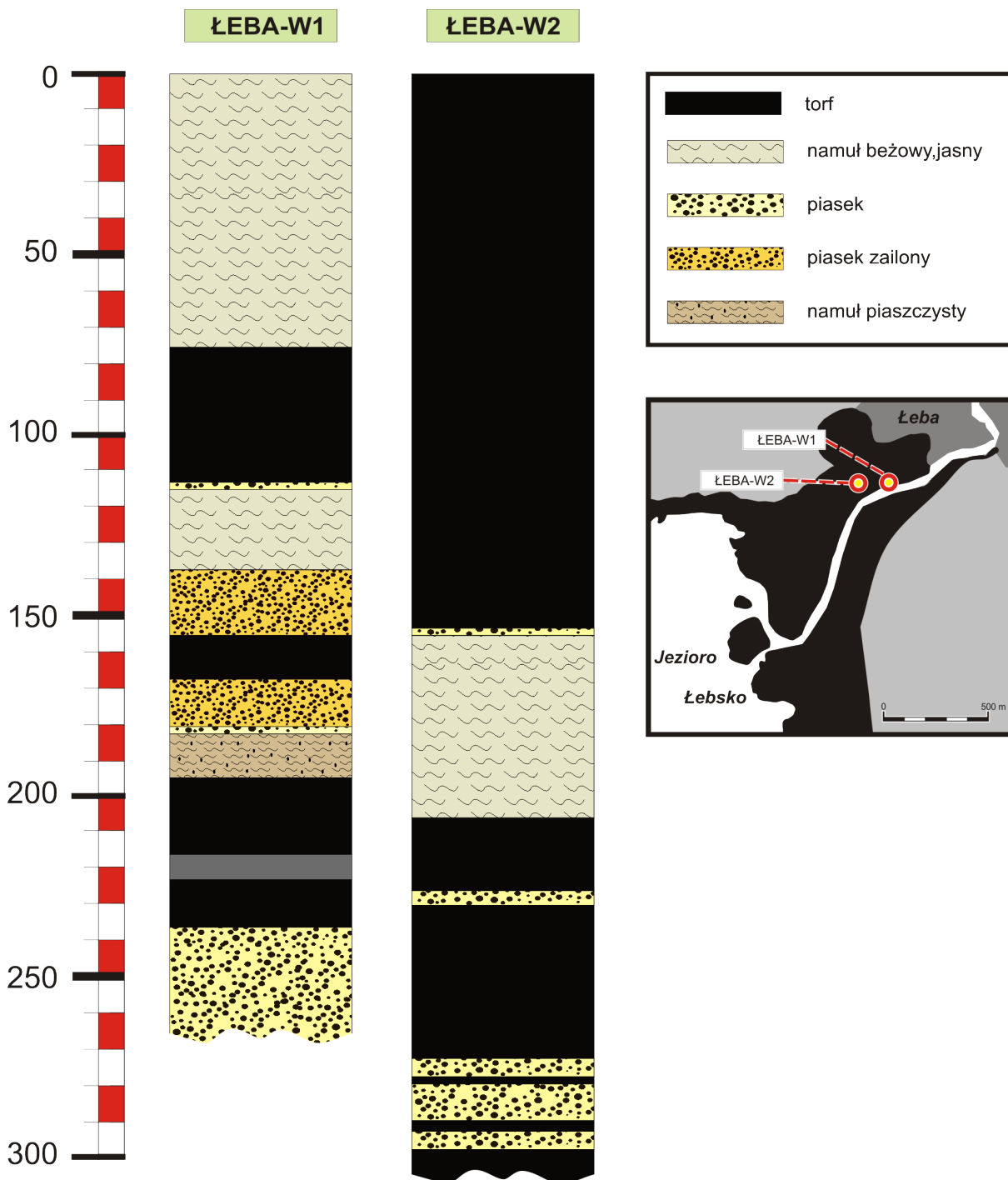
Bezpośrednio nad warstwą spągową, którą stanowi szary, drobnoziarnisty piasek, znajduje się czarny, dobrze rozłożony torf o miąższości około 5 centymetrów. Osad torfowy przechodzi płynnie w 10 centymetrowej miąższości warstwę ciemnego namułu. Zawartość materii organicznej w namule spada w miarę zbliżania się do stropu, co jest widoczne w postaci zmiany barwy na zdecydowanie jaśniejszą. Na głębokości 40 centymetrów rozpoczyna się warstwa namułu jasnobeżowego, zdominowanego przez drobnoziarnistą frakcję mineralną. Jest ona jednorodna w całym profilu. Na głębokości 20 centymetrów znajduje się warstwa drobnoziarnistego piasku o miąższości 1 centymetra. Nad nią ponownie pojawia się namuł, jednak o dużej zawartości frakcji piaszczystej. Na głębokości 10 centymetrów występuje granica warstwy powierzchniowej - drobnoziarnistego namułu o dużej zawartości frakcji mineralnej, poprzerastanego żywymi korzeniami.

4.1.2. Obszar delty wstecznej Łeby

ŁEBA-W1

Spąg profilu stanowi szary, drobnoziarnisty piasek. Nad nim, na głębokości 243 centymetrów zalega czarny, dobrze rozłożony torf o miąższości 49 centymetrów. Nie jest on jednak jednorodny, gdyż pomiędzy głębokościami 220 a 214 centymetrów osad jest wyraźnie zapiaszczony. Warstwa torfu przechodzi następnie w namuł o dużej zawartości frakcji piaszczystej i miąższości 12 centymetrów. W stropie warstwy namułu znajduje się niewielkie przewarstwienie drobnoziarnistego szarego piasku, przechodzące na głębokości 180 centymetrów w warstwę zailonego piasku. Jej strop znajduje się 12 centymetrów powyżej, gdzie osad zmienia się na torf trzcinowy o średnim stopniu rozłożenia materii organicznej. Po około 10 centymetrach w profilu ponownie pojawia się zailony piasek. Piasek w osadzie zanika na głębokości 148 centymetrów, a jego miejsce zajmuje jasnobeżowy, drobnoziarnisty namuł. Warstwa namułu ma 24 centymetry miąższości, a zmianę osadu na

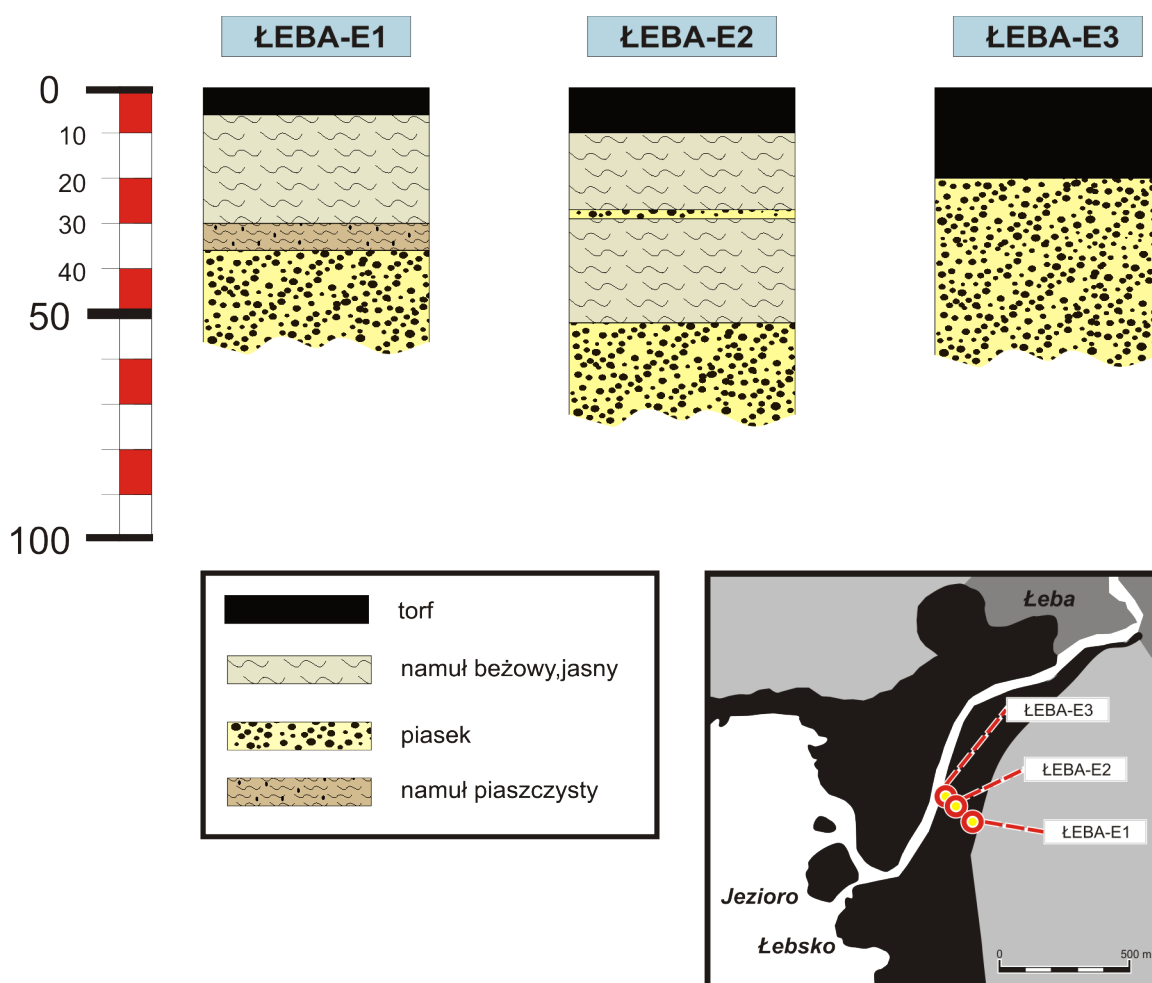
średnio rozłożony torf poprzedza 2 centymetrowe przewarstwienie piaszczyste. Na głębokości 75 centymetrów torf przechodzi stopniowo w beżowy namuł, występujący w jednorodnej warstwie aż do powierzchni. W osadzie znajdują się liczne makroszczątki oraz wyczuwalna domieszka frakcji piaszczystej. Bezpośrednio przy powierzchni namuł poprzerastany jest żywymi korzeniami.



Rycina 4.3 Litologia rdzeni pobranych z zachodniej części delty Łeby.

ŁEBA-W2

Omawiany rdzeń został pobrany w części delty wstecznej Łeby położonej w większym oddaleniu od brzegu rzeki niż rdzeń ŁEBA-W1. Jest to widoczne w znacznie mniej urozmaiconej litologii. Wyjątkiem jest część spągowa, gdzie do głębokości 270 centymetrów występują kilkucentymetrowe warstwy piasku przedzielone wkładkami czarnego torfu. Powyżej występuje warstwa czarnego, dobrze rozłożonego torfu o miąższości 35 centymetrów. Na głębokości 228 centymetrów pojawia się kilkucentymetrowa warstwa piasku, jednak powyżej jest ona ponownie zastąpiona przez torf. Na głębokości 205 centymetrów torf przechodzi w jasnobieżowy namuł z dużą ilością makroszczątków trzciny. Miąższość warstwy namułu wynosi 50 centymetrów, a w jej stropie znajduje się 1 centymetrowe przewarstwienie piaszczyste. Nad nim aż do powierzchni występuje czarny torf, którego stopień rozkładu maleje wyraźnie wraz ze zbliżaniem się do stropu warstwy. Osad wydziela intensywny zapach siarkowodoru, a przy powierzchni poprzerastany jest żywymi korzeniami.



Rycina 4.4 Litologia rdzeni pobranych ze wschodniej części delty Łeby.

ŁEBA-E1

Warstwę spągową stanowi jasnoszary piasek z makroszczałkami trzciny. Nad nim, od głębokości 37 centymetrów zalega zapiaszczony, ciemny namuł, tworzący warstwę 5 centymetrowej miąższości. Przechodzi ona płynnie w namuł jaśniejszy, w którym zawartość frakcji piaszczystej spada w kierunku stropu warstwy znajdującego się na głębokości 6 centymetrów. Warstwę powierzchniową stanowi zmurszały, skompaktowany torf.

ŁEBA-E2

Najgłębszą warstwę tworzy szary, drobnoziarnisty piasek. Bezpośrednio nad nim, od głębokości 54 centymetrów, zalega jasnobeżowy namuł o miąższości 42 centymetrów. Jest on złożony w przeważającej części z najdrobniejszej frakcji mineralnej, jednak na głębokości 30 centymetrów występuje kilkucentymetrowe przewarstwienie jednorodnego, szarego piasku. Warstwę powierzchniową, o miąższości 10 centymetrów, tworzy zmurszały, słabo rozłożony torf.

ŁEBA-E3

W spągu rdzenia ŁEBA-E3 również występuje szary drobnoziarnisty piasek. Nad nim, na głębokości 20 centymetrów, rozpoczyna się warstwa torfowa sięgająca aż do powierzchni. Jednak w przeciwieństwie do pozostałych rdzeni ze wschodniej części delty wstecznej Łeby nie jest to torf zmurszały. Jego kolor zmienia się od brązowego w spągu do czarnego w stropie warstwy. Stopień rozłożenia materii organicznej jest wysoki, a na kontakcie z warstwą spągową występują liczne makroszczałki trzciny.

4.1.3. Brzegi jeziora Łebsko

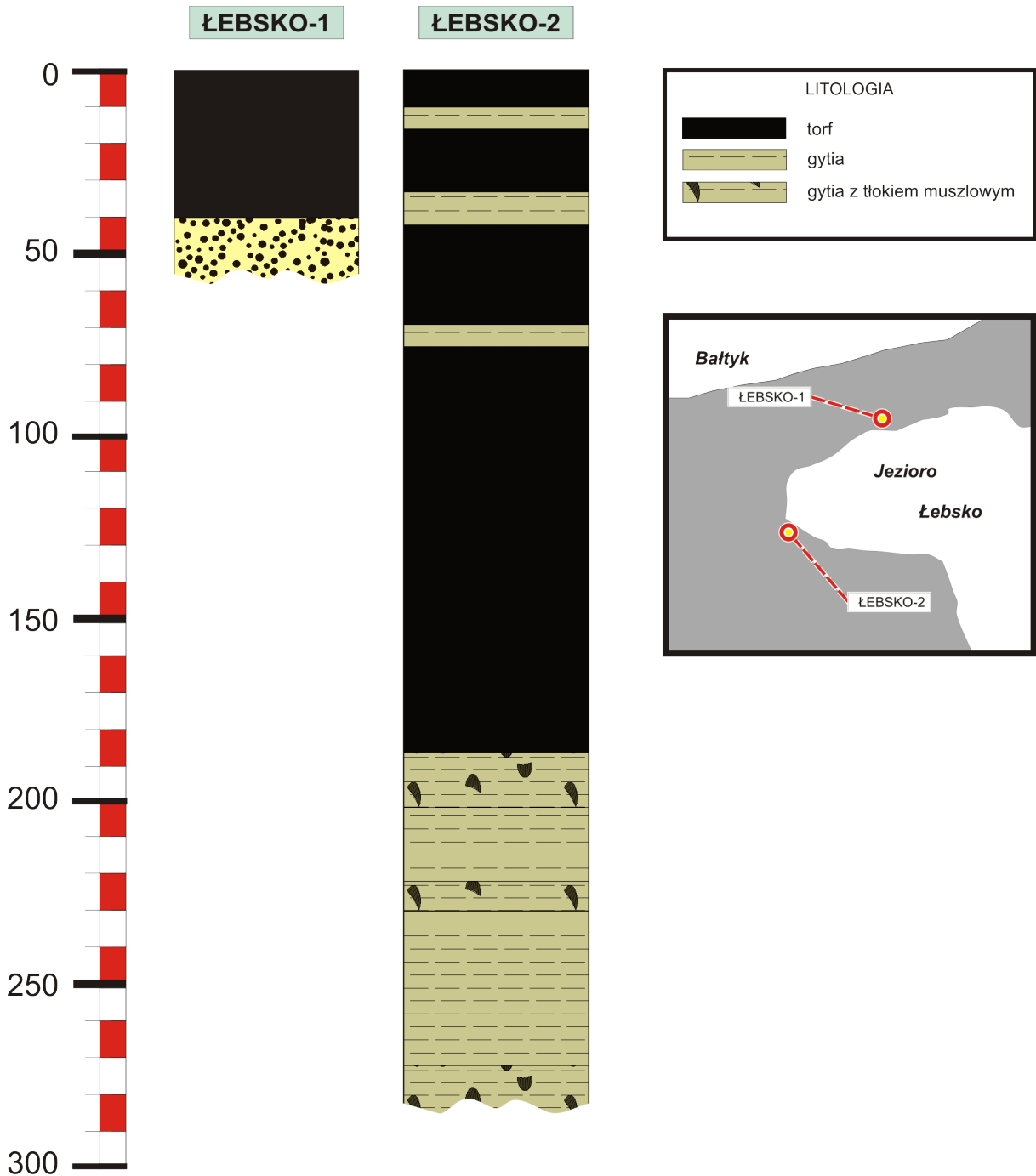
ŁNB-1 – północny brzeg jeziora Łebsko

Na 56 centymetrowy rdzeń praktycznie w całości, oprócz spągowej, 4 centymetrowej warstwy piasku, składają się brunatne osady torfowe, średnio i słabo rozłożone.

ŁKOS-1 – południowy brzeg jeziora Łebsko

W spągu pobranego profilu występuje gytia jeziorna. Tworzy ona ciągłą warstwę do głębokości 186 centymetrów. Na głębokościach ok. 275, 225 i 185 centymetrów występuje w kilkucentymetrowych warstwach tłok muszlowy. Nad gytią zalega ciemnobrunatny, średnio rozłożony torf o miąższości 111 centymetrów. Następnie ponownie

pojawia się gytia i aż do powierzchni występuje naprzemiennie z ciemnobrunatnym, dobrze rozłożonym torfem w postaci warstw o miąższości dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Warstwę powierzchniową stanowi poprzerastany korzeniami torf, sięgający 10 centymetrów.



Rycina 4.5 Litologia rdzeni pobranych z południowego (ŁEBSKO-2) i północnego (ŁEBSKO-1) brzegu jeziora Łebsko

4.2. Charakterystyka środowiska depozycyjnego

Badane osady reprezentują nadmorskie mokradła, będące lądową częścią delt wstecznych. Z geomorfologicznego punktu widzenia obszary te można przyrównać do rzecznej równiny zalewowej. Występują jednak pewne istotne różnice, spowodowane istnieniem dwóch odmiennych źródeł osadu - wezbrań rzecznych i zalewów sztormowych, oraz obecnością rozległych zbiorników jeziornych, w których następuje sedymentacja części niesionego przez rzeki materiału. Dodatkowo, przez większą część czasu poziom zwierciadła wody jest wysoki, a całość terenu pokryta jest zwartą szatą roślinną. Powoduje to, że w profilu równiny nie zaznaczają się wyraźne wały przykorytowe. Rozbudowany system korzeniowy uniemożliwia ponadto zachowanie lamin i innych struktur diagnostycznych (Frey i Basan 1985).

Badane osady reprezentują dwa typy środowisk sedymentacyjnych. Pierwszy z nich, w największym stopniu spośród omawianych przypominający równinę zalewową, występuje na całym lądowym obszarze delt wstecznych Łupawy oraz Łeby. Wykształcone tam utwory są zbliżone do rzecznych facji pozakorytowych. Typowym osadem jest drobnoziarnisty namuł o różnej domieszce piasku i materii organicznej. W najprostszym podziale równiny zalewowej według Zielińskiego (1998), wyróżnia się dwie jej części: *przykorytową strefę depozycji aluwii* i *zewnętrzną strefę depozycji aluwii*, a granica między nimi przebiega osiową wału przykorytowego. Jednak jak już wcześniej wspomniano, na badanych obszarach nie jest możliwe przeprowadzenie takiego rozgraniczenia, z uwagi na brak wyraźnej formy wału. Pomimo to, zachowana jest tendencja do zwiększania się piaszczystości namułu oraz zmiany jego barwy na jaśniejszą, w miarę zbliżania się do brzegu rzeki, co jest cechą równiny zalewowej (Allen 1977). Dla geosystemu nadmorskiego mokradła charakterystyczne jest natomiast występowanie warstw torfu o znacznej, zwiększającej się w kierunku lądu, miąższości (Allen 2009). Stanowią one zapis okresów przewagi wpływów lądowych i osłabienia zalewów. Okresy intensyfikacji tych ostatnich zaznaczają się z kolei w postaci zwiększania średnicy ziarna frakcji mineralnej osadu. Przeważająca większość zalewów sztormowych nie zostawia śladu w postaci osobnej warstwy, z uwagi na bioturbację i zbyt małą ilość osadzanego materiału. Jednak w omawianych profilach występują przewarstwienie piaszczyste i można je odczytywać jako zapis zdarzeń ekstremalnych (Goff i in. 2004; Cahoon i in. 1995). Przejawiają one ponadto prawidłowość przestrzenną odwrotną do tej charakteryzującej warstwę torfowe - w osadach w bezpośredniej bliskości koryta rzeczego występują częściej.

Wyżej wymienione cechy litologii nie pozwalają na wydzielenie stref analogicznych do tych spotykanych na rzecznej równinie zalewowej, można jedynie mówić o zauważalnych różnicach między osadami *wewnętrznej* i *zewnętrznej* części nadmorskiego mokradła. Tymi właśnie terminami posłużono się w dalszej części pracy.

Wydaje się, że delty wsteczne Łupawy i Łeby reprezentują obraz typowy dla środowiska depozycyjnego nadmorskiego mokradła, funkcjonującego w delcie wstecznej morza bezpływowego. Charakter osadzanego materiału zmienia się w nich od torfu, poprzez namuł, do piasku, w zależności od nasilenia zalewów sztormowych. Należy zauważyć, że pomiędzy poszczególnymi obszarami istnieją również pewne różnice. Najbardziej odmienny jest przekrój przez osady wschodniej części delty wstecznej Łeby, reprezentowany przez rdzenie ŁEBA-E1:3. Widoczna w nim zdecydowanie mniejsza miąższość osadów zalewowych, może być wynikiem asymetryczności zalewów (Nichols 2009) lub wiązać się z działalnością człowieka. Teren ten nie leży bowiem, w odróżnieniu od pozostałych, w obrębie Słowińskiego Parku Narodowego i prowadzona na nim wycinka trzciny oraz istniejące melioracje powodują mniejszą akumulację materii organicznej - potwierdza to wysoki stopień zmurszenia stropowych warstw torfu.

Do odmiennego typu środowiska depozycyjnego można zaliczyć osady brzegów jeziora Łebsko. Brzeg północno-zachodni, reprezentowany przez rdzeń ŁEBSKO-1, jest miejscem najbardziej oddalonym od wpływów morskich. Przy braku dodatkowej dostawy materiału mineralnego akumulacja osadu jest tu bardzo powolna i niezaburzona. Warstwa torfu na podłożu piaszczystym odzwierciedla najprawdopodobniej całość historii powstania torfowiska i stopniowego oddalania się brzegu jeziora. Znacznie bardziej urozmaicony profil z brzegu południowo-zachodniego prezentuje rdzeń ŁEBSKO-2. Naprzemienne warstwy gytii i torfu stanowią zapis zmian poziomu wody w jeziorze Łebsko lub przynajmniej migracji linii brzegowej.

5. Wyniki analiz granulometrycznych i geochemicznych

W rozdziale przedstawione są wyniki wykonanych analiz, uporządkowane według uzyskanych charakterystyk i wskaźników. Aby zachować czytelność wykresów wybrano jedynie siedem rdzeni, reprezentujących wszystkie badane środowiska – delty wsteczne Łupawy i Łeby oraz brzegi jeziora Łebsko. Celem poniższego opisu jest przedstawienie stanu faktycznego, natomiast właściwa interpretacja jest tematem osobnych rozdziałów.

5.1. Skład granulometryczny

Należy zauważyć, że zastosowana procedura badawcza sprawia, iż jeśli w pracy mowa jest o cechach uziarnienia, są to zawsze cechy wyłącznie frakcji mineralnej osadu. Dla celów analizy interesujące są bowiem wskaźniki określające możliwe pochodzenie materiału klastycznego, nawet jeśli stanowi on nieznaczną i niezaznaczającą się w litologii domieszkę.

W badanych rdzeniach przeważającą część osadu stanowi frakcja średniego i grubego mułku. Wartości średniej średnicy ziarna wahają się od 4,0 phi dla rdzenia ŁUPAWA-E4 do 6,3 phi w przypadku ŁEBA-W2 – mediana oscyluje w podobnych granicach, odpowiednio 4,7 i 6,3 phi. Jak można zauważyć na profilach pionowych (patrz Rycina 5.1), uziarnienie górnych 50 cm osadu jest stosunkowo niezmiennie i dla większości prób mieści się w granicach 5,5 – 6,6 phi. Jedynie w rdzeniach ŁUPAWA-W4 i W5 występują pojedyncze warstwy, w których średnica ziarna dochodzi do 2 phi. Przejście z frakcji piaszczystej na mułkową zachodzi w nich przeważnie skokowo, inaczej niż w pozostałych rdzeniach, gdzie drobnienie osadu jest stopniowe.

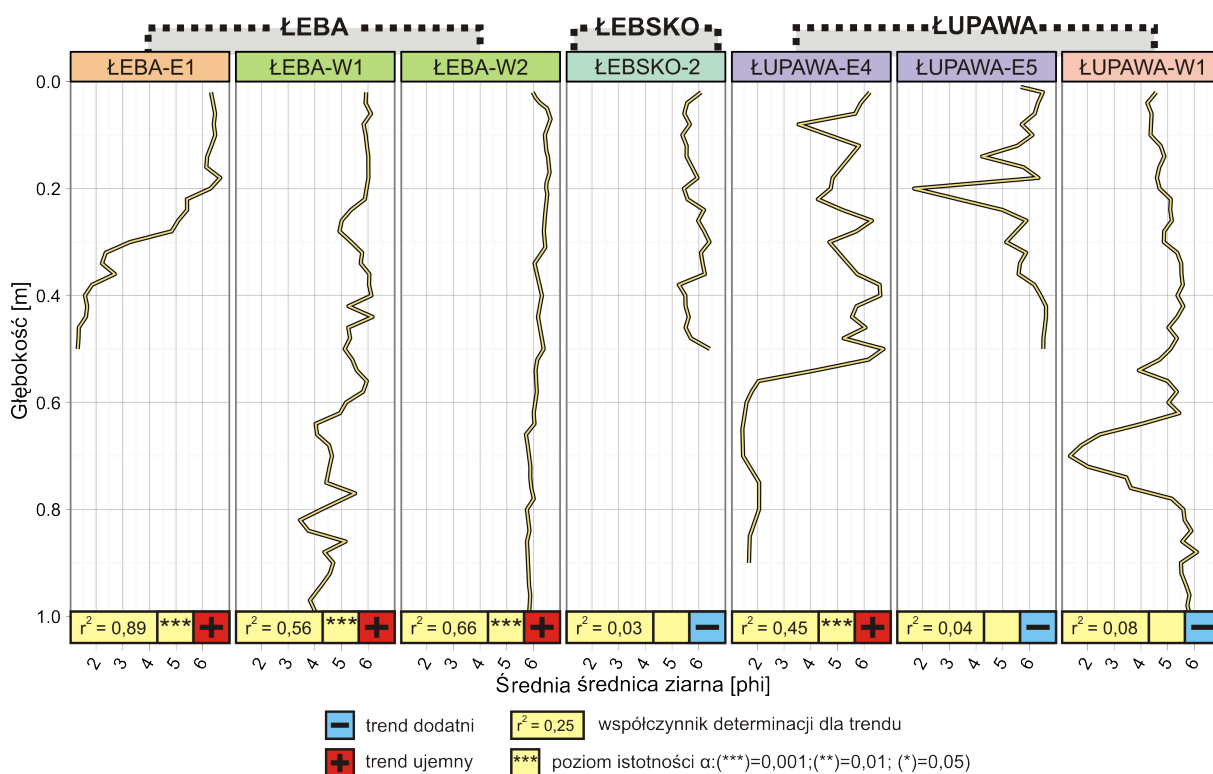
Z uwagi na fakt, iż najgłębszą warstwę badanych osadów stanowi piasek, można mówić o tendencji malejącej wielkości ziarna we wszystkich rdzeniach - wyjątek stanowią jedynie ŁUPAWA- W1, ŁUPAWA-E5 i ŁEBSKO-2. W ich przypadku trend jest odwrotny, a średnia średnica ziarna spada wraz ze wzrostem głębokości. Zmiany te są jednak niewielkie i nie można wyznaczyć istotnych trendów. Należy zaznaczyć, że wykluczenie z analizy warstwy spągowej powoduje, iż obserwowane tendencje stają się praktycznie niezauważalne.

Podobną zmienność, jak wartości średniej średnicy ziarna, prezentują zawartości poszczególnych frakcji. Średnie procentowe zawartości frakcji piaszczystej, mułkowej i ilastej wynoszą odpowiednio 32,6, 61,2 oraz 6,2. Rdzeniem o największej zawartości piasku jest ŁUPAWA-E4 – 46,8% (mediana 31,7), natomiast najmniejsza domieszka tej frakcji – 9,45 % (mediana 7,68) i największy udział frakcji ilastej – 9,2% (9,6) charakteryzują z kolei

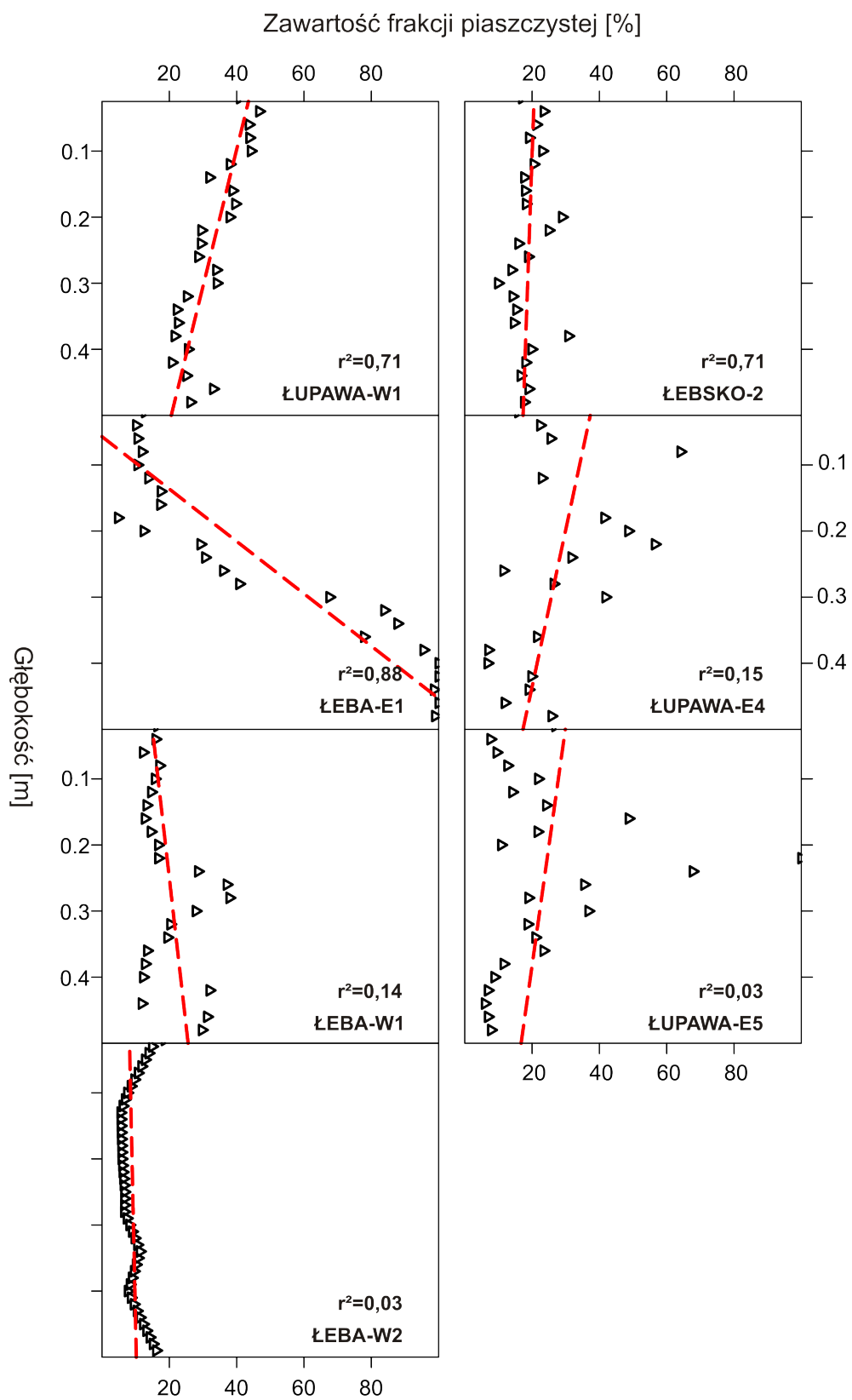
rdzeń ŁEBA-W2. Znaczącym faktem jest, że we wszystkich próbach występuje co najmniej 5% domieszka frakcji piaszczystej (Rycina 5.2).

Jeśli przyrzeć się całym rdzeniom, można wysnuć wniosek, że wraz z głębokością rośnie zawartość piasku, kosztem mułku i łu. Jednak za wyjątkiem rdzeni ŁEBA-W1 oraz ŁEBA-E1, trend ten nie występuje w warstwach stropowych. W niektórych przypadkach można nawet mówić o odwróceniu trendu, szczególnie w ŁEBSKO-2, ŁUPAWA- W1 oraz ŁUPAWA-E4 i E5 (patrz Rycina 5.2 oraz Rycina 5.3). Co znamienne, ilość frakcji ilastej pozostaje praktycznie stała (Rycina 5.4) i nie odzwierciedla zmian w pozostałych frakcjach.

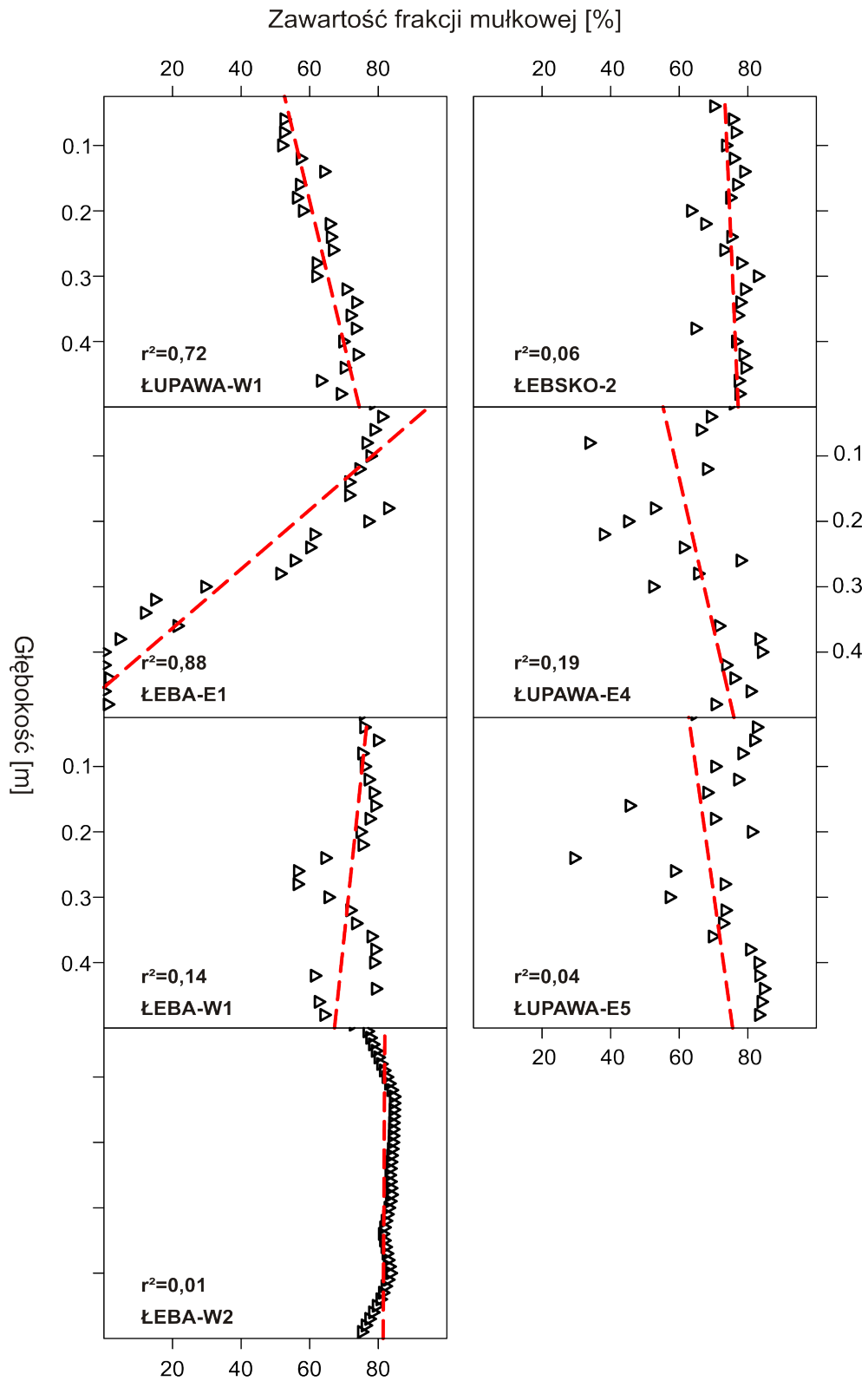
Pionowa zmienność wskaźnika wysortowania badanych osadów jest stosunkowo niewielka. Wartości zawierają się w przedziale od 4,8 do 1,7, przy czym wyższe niż 2,0 występują jedynie w rdzeniu ŁUPAWA-W1. Jest to zatem osad w większości słabo, a nawet skrajnie słabo wysortowany. Wydaje się istnieć bezpośredni związek między domieszką frakcji piaszczystej, a słabym wysortowaniem. Jedynym wyjątkiem są jednorodne przewarstwienia piasku, gdzie wysortowanie materiału jest bardzo dobre. Te dwa fakty odzwierciedlają najprawdopodobniej różne pochodzenie osadu, co w sposób bardziej szczegółowy zostanie omówione w dalszej części pracy.



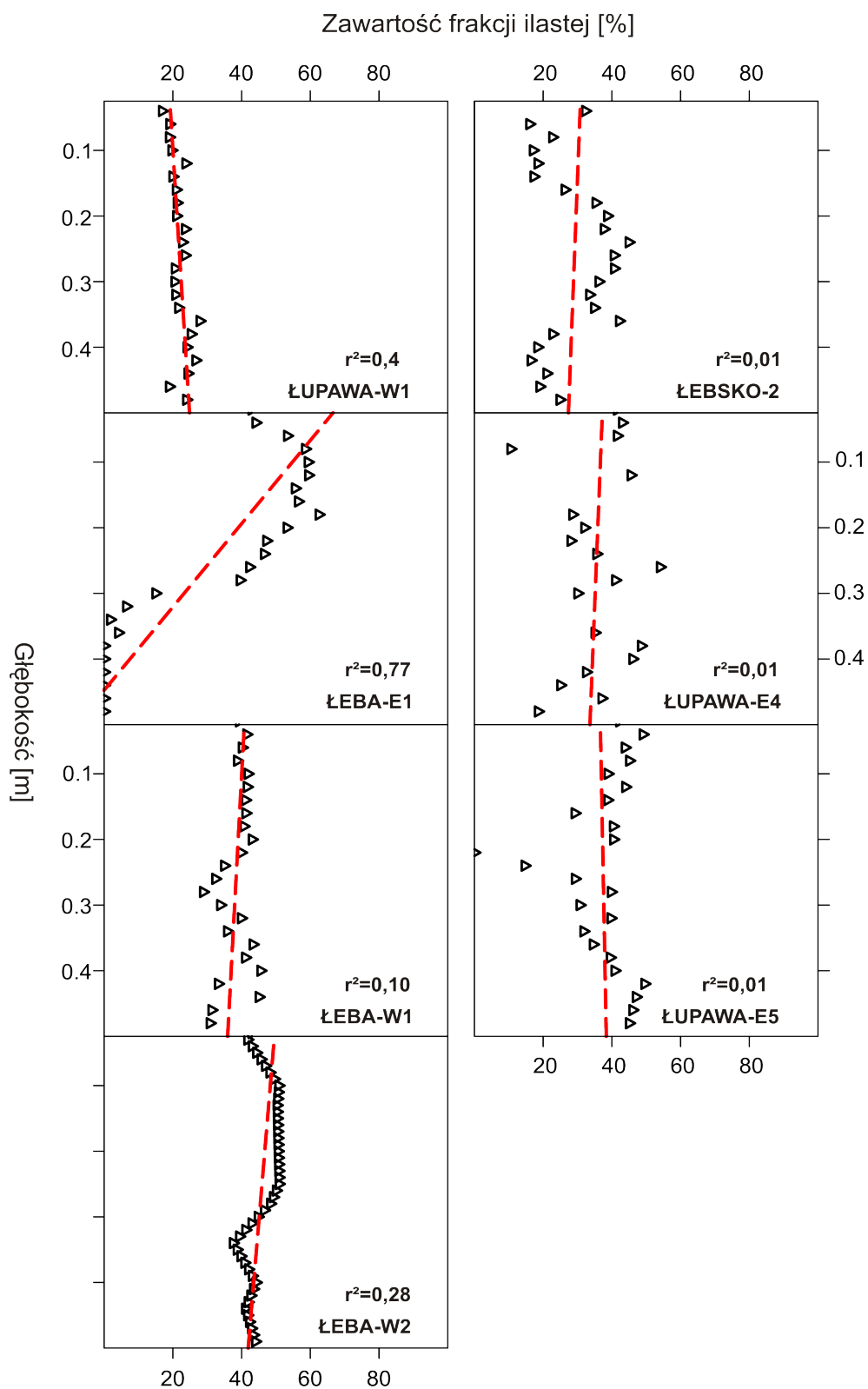
Rycina 5.1. Średnie średnice ziarna frakcji mineralnej.



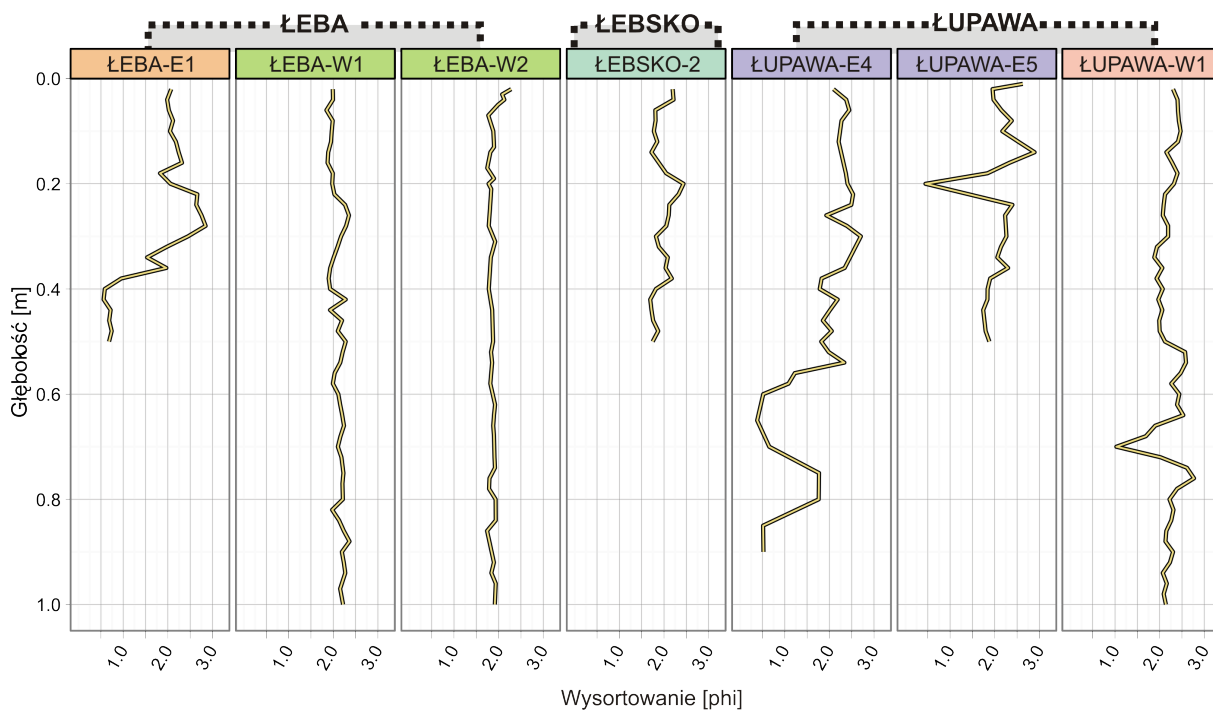
Rycina 5.2. Zawartość frakcji piaszczystej w górnych partiach badanych osadów. Czerwone linie reprezentują liniowe dopasowanie trendu.



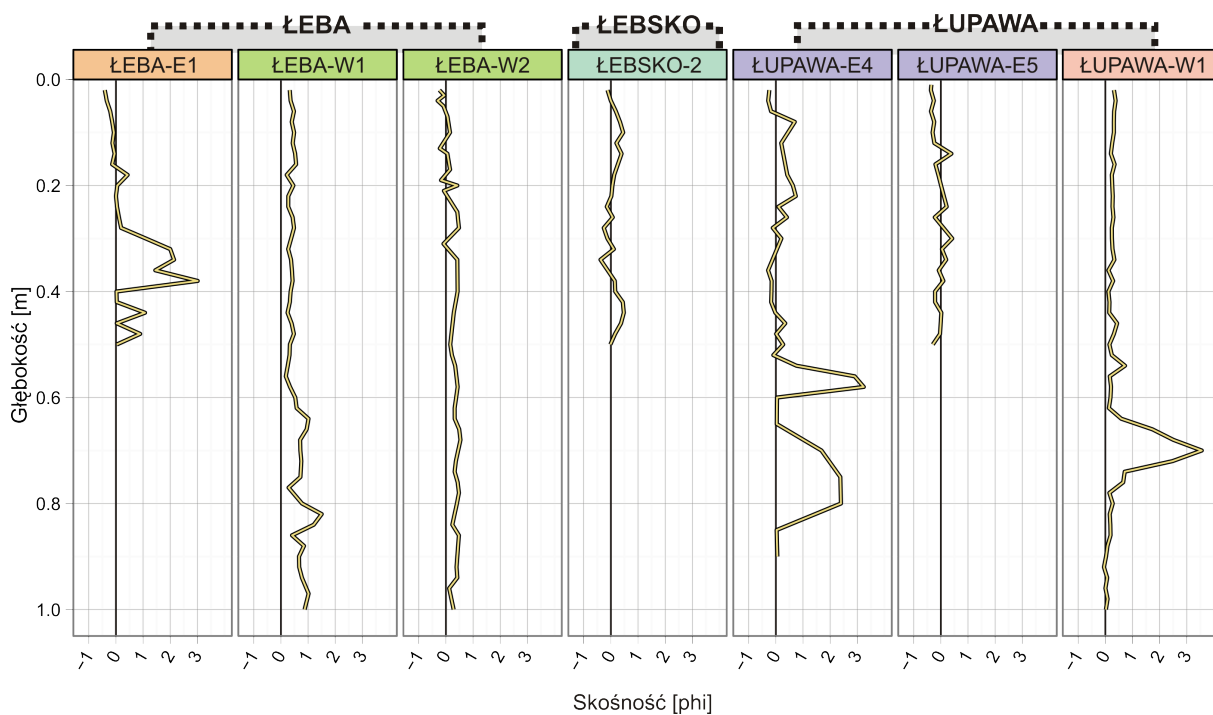
Rycina 5.3. Zawartość frakcji mułkowej w górnych partiach badanych osadów. Czerwone linie reprezentują liniowe dopasowanie trendu.



Rycina 5.4. Zawartość frakcji ilastej w górnych partiach badanych osadów. Czerwone linie reprezentują liniowe dopasowanie trendu.



Rycina 5.5. Wskaźnik wysortowania osadu.



Rycina 5.6. Wskaźnik skośności w analizowanych rdzeniach.

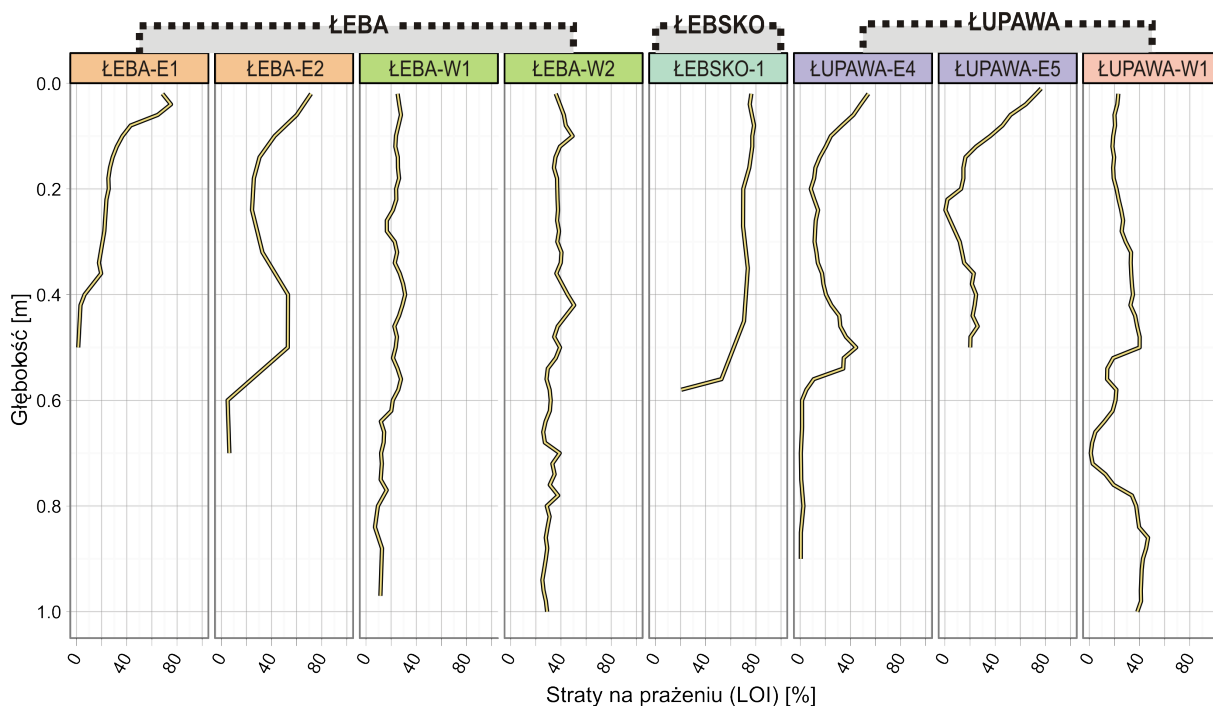
Wartość wskaźnika skośności rozkładu uziarnienia mieści się, dla większości rdzeni, w przedziale rozkładów symetrycznych. Zakres średnich waha się od 0,63 w rdzeniu ŁUPAWA-E4 do -0,07 w rdzeniu ŁUPAWA-E5 (mediany odpowiednio 0,26 i -0,09). Maksymalna obliczona wartość to 3,55 w rdzeniu ŁUPAWA-W1, a minimalna to -0,38 ŁEBSKO-2. Charakterystycznym zjawiskiem jest, że największe wahania wiążą się ze zwiększeniem ilości najdrobniejszego materiału. Widoczny jest też, obecny w górnych częściach większości rdzeni, spadek wskaźnika skośności, co można wiązać z podobnymi trendami w zawartości poszczególnych frakcji (patrz Ryciny 5.2 i 5.3).

5.2. Straty na prażeniu

Jednym z najistotniejszych składników akumulowanych w badanych osadach jest materia organiczna. Dobrym wskaźnikiem jej zawartości są straty na prażeniu, co znajduje potwierdzenie w analizie elementarnej - CNS. Z tego względu w niniejszym rozdziale, jak i w dalszej części pracy, oba terminy stosowane będą zamiennie.

Średnia zawartość materii organicznej w badanych rdzeniach (patrz Rycina 5.7) zawiera się w przedziale od 67,9% dla brzegów jeziora Łebsko (ŁEBSKO-1), do zaledwie 18,8% dla osadów wschodniej części delty wstecznej Łupawy (ŁUPAWA-E4). Mediany wynoszą odpowiednio 74,1% i 14,1%. Maksymalna zmierzona wartość, również w rdzeniu ŁEBSKO-1 to 78,5%. Najniższe wartości występują w rdzeniach, w których występują przewarstwienia piaszczyste - ŁUPAWA-E4 i E5 lub gdzie analizie poddano również podścielające piaski (np. ŁEBA-E1). Wyniki dla tych przypadków mieszczą się w granicach 1,5-0,5%. Minimalna zawartość materii organicznej dla osadu niepiaszczystego to 20,1%, zmierzona w rdzeniu ŁEBSKO-1.

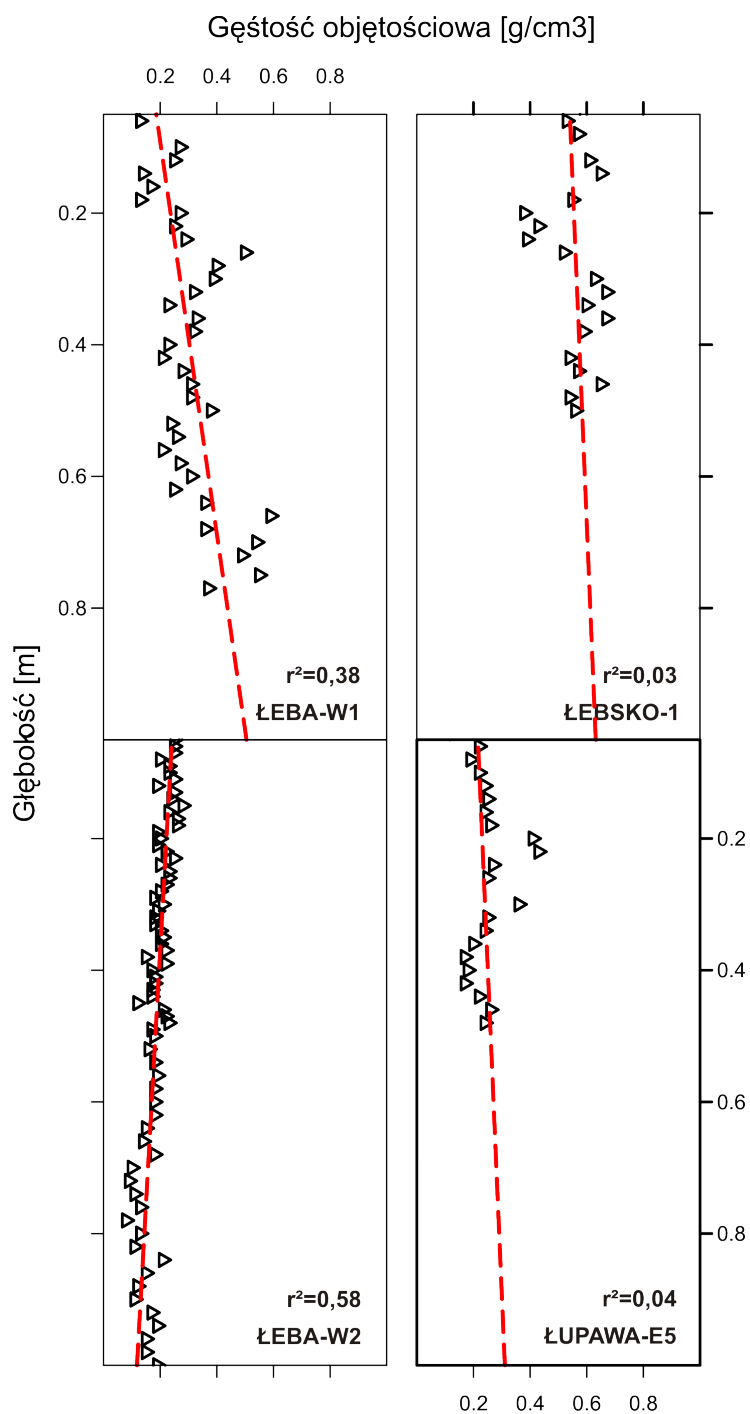
Na podstawie otrzymanych wyników można wyróżnić dwie grupy osadów. Pierwszą z nich, reprezentowaną przez rdzenie z zachodnich części delt wstecznych Łeby (ŁEBA-W1 i W2) i Łupawy (ŁUPAWA-W1) oraz brzegów jeziora Łebsko (ŁEBSKO-1:2), charakteryzują wartości z niższej części zakresu, przeważnie 20-40%, oraz stosunkowo małe wahania, szczególnie w górnych 50 centymetrach osadu. Druga grupa obejmuje wschodnie części delt wstecznych (ŁUPAWA-E4 i E5 oraz ŁEBA-E1 i E2) i odróżnia się wyraźnym trendem rosnącej zawartości materii organicznej w kilkunastocentymetrowej warstwie przypowierzchniowej. Dodatkowo, co widać wyraźnie na załączonych wykresach (Rycina 5.7), rdzeń ŁEBSKO-1 znacznie odbiega od zakresu wyznaczanego przez pozostałe krzywe.



Rycina 5.7. Straty na prażeniu (LOI)

5.3. Gęstość objętościowa

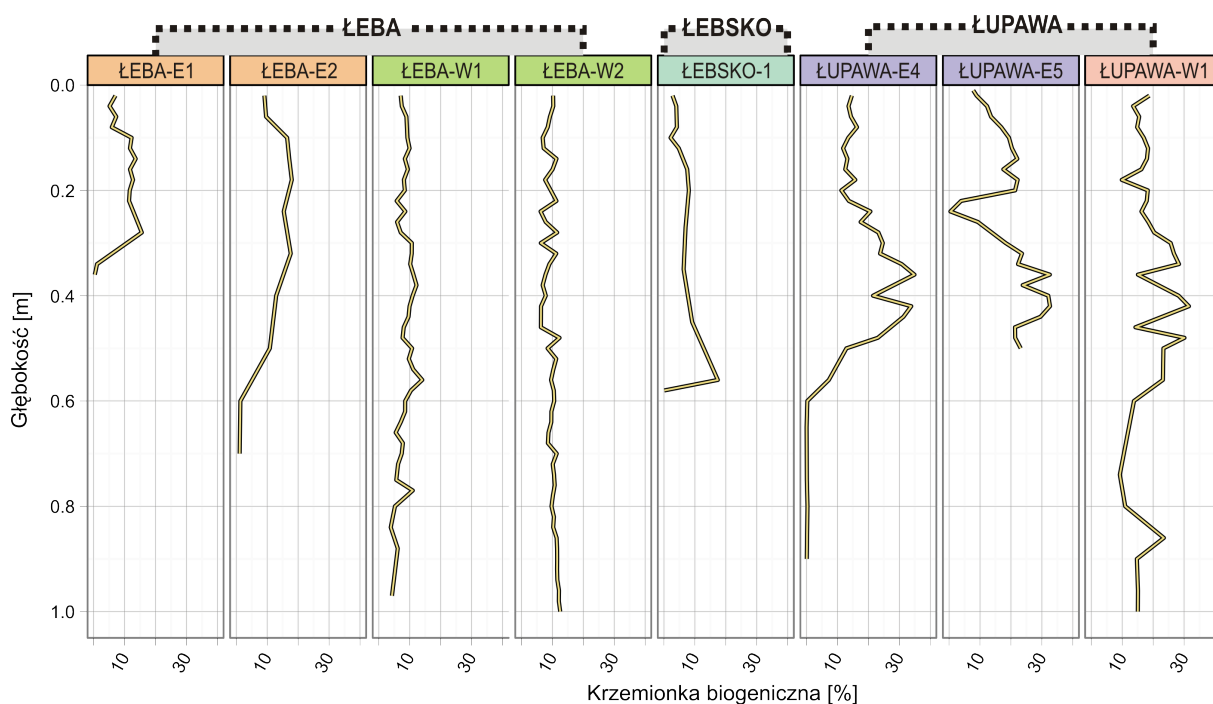
Parametr gęstości objętościowej osadu został obliczony dla czterech rdzeni. Średnie wartości zawierają się w przedziale od $0,56 \text{ g/cm}^3$ dla ŁEBSKO-2 do $0,19 \text{ g/cm}^3$ w ŁEBA-W2. Wartości median wynoszą odpowiednio $0,58 \text{ g/cm}^3$ i $0,19 \text{ g/cm}^3$, przy czym oprócz ŁEBSKO-2 nie przekraczają granicy $0,3 \text{ g/cm}^3$, co jest charakterystyczne dla tego typu osadów. Maksymalna zanotowana gęstość to $0,67 \text{ g/cm}^3$, w rdzeniu ŁEBSKO-2, a minimalna to $0,04 \text{ g/cm}^3$ w ŁEBA-W2. Wartości odchylenia standardowego mieszczą się w zakresie $0,04 - 0,11$, przy czym najmniejszą zmienność wykazuje ŁEBA-W2, a największą ŁEBA-W1. Należy zaznaczyć, iż analizie poddano, wyłącznie przypowierzchniowe osady organiczne, jedynie z drobnymi przewarstwieniami piasku. W profilu pionowym osadów dla trzech rdzeni: ŁEBSKO-2, ŁUPAWA-E5 oraz ŁEBA-W1 zaznacza się trend wzrostu gęstości wraz z głębokością (Rycina 5.7), przy czym jest on wyraźny jedynie w ostatnim przypadku. Bardzo silną, ale co zaskakujące odwrotną tendencję wykazuje rdzeń ŁEBA-W2.



Rycina 5.7. Gęstość objętościowa – czerwona linia reprezentuje liniowe dopasowanie trendu

5.4. Krzemionka biogeniczna

Zawartość krzemionki biogenicznej – opalu, waha się od bardzo dużej wartości 31,56% w rdzeniu ŁUPAWA-W1, do skrajnie niskiej, mieszczącej się w zakresie błędów wartości 0,3% w rdzeniu ŁEBA-E1.



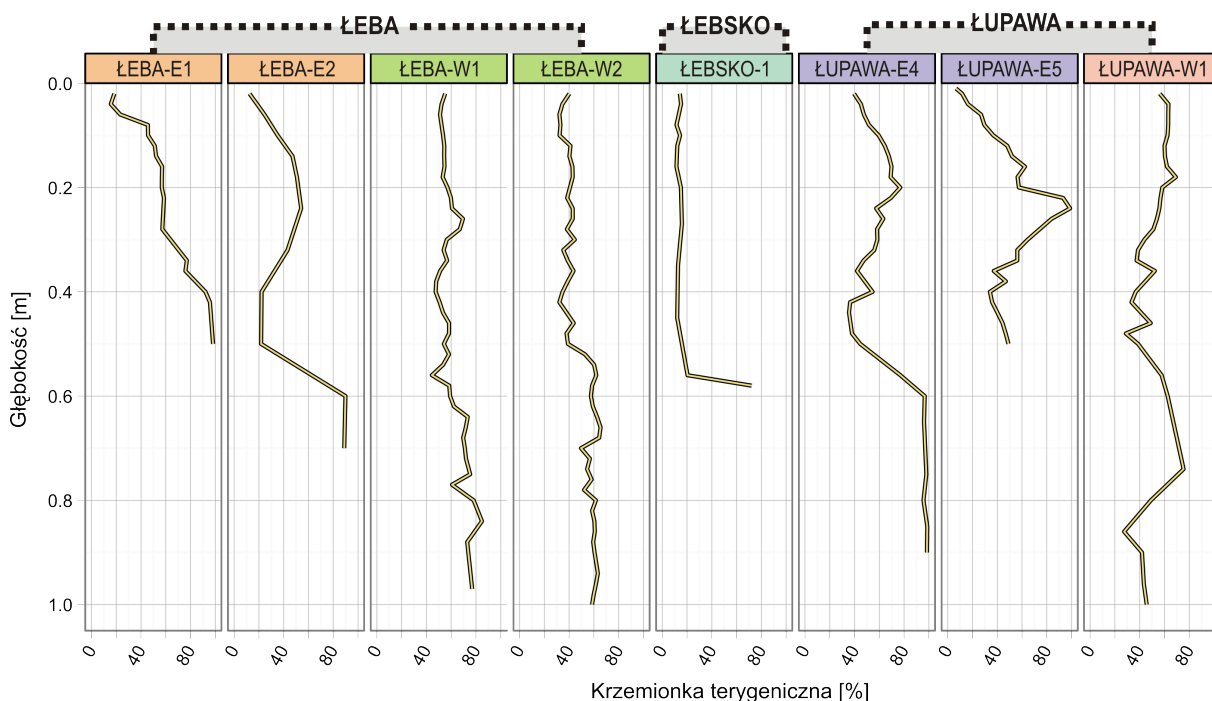
Rycina 5.8. Krzemionka biogeniczna.

Duże zróżnicowanie wartości maksymalnych znajduje również swoje odzwierciedlenie w wartościach średnich, które wynoszą od 18,8% dla ŁUPAWA-W1 do 6,1% dla ŁEBSKO-1 (mediany odpowiednio 17,9% i 5,6%). Tak w wartościach jak i profilach pionowych (patrz Rycina 5.8) wyraźnie zaznacza się różnica między rdzeniami pochodzącymi z bagien delty Łupawy i delty Łeby. W przypadku tego drugiego obszaru zmienność pionowa jest niewielka (odchylenia standardowe w granicach 1,8 – 6,1), a ilość krzemionki w osadzie zawiera się pomiędzy 5% a 10%. Granica 10% jest przekroczona jedynie w ŁEBA-E1. Nie stwierdzono też wyraźnych trendów. Osady delty Łupawy odróżniają się natomiast znacznie większą ogólną zawartością opalu, a zmiany w profilu pionowym mają o wiele szerszy zakres - odchylenia standardowe pomiędzy 6,2 a 10,5. Do głębokości 50 centymetrów można zauważyć trend malejący. Udział krzemionki biogenicznej w osadach pochodzących z brzegów jeziora Łebsko (ŁEBSKO-1:2) jest niewielki i podobny do tego z delty wstecznej Łeby.

5.5. Krzemionka terygeniczna

Z pośród dotychczas omawianych cech, zawartość krzemionki terygenicznej (kwarcu) podlega największej zmienności w profilach pionowych osadu (patrz Rycina 5.9). Średnie wartości dla poszczególnych rdzeni zawierają się w szerokim przedziale od 65,9% dla

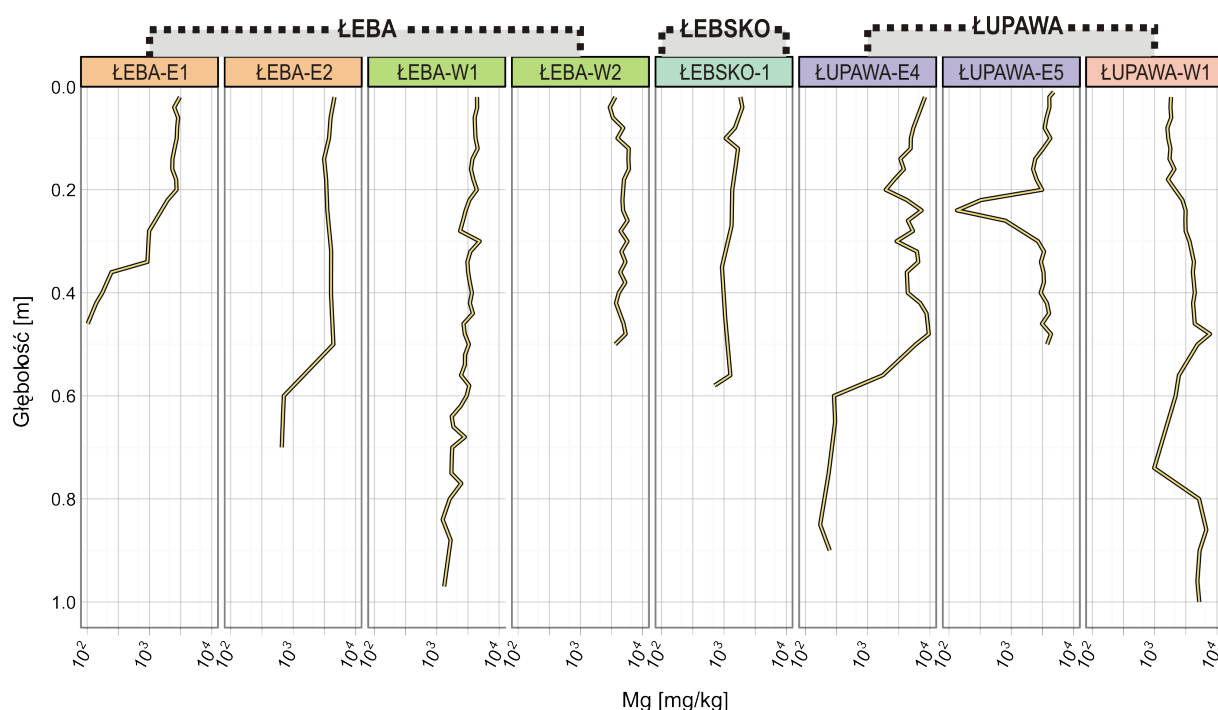
ŁUPAWA-W1 do 18,9% dla ŁEBSKO-1 (mediany odpowiednio 58,8% i 14,3%), przy wartościach odchylenia standardowego w zakresie 11-25. Wartości maksymalne, rzędu 98,8%, wiążą się z przewarstwieniami piaszczystymi. Jednak nawet w rdzeniach, gdzie warstwy takie nie występują, wartości maksymalne sięgają 78% (ŁEBSKO-2). Najmniejsze zawartości krzemionki terygeniczej towarzyszą warstwom torfowym – minimalna wartość to 6,6% w przypowierzchniowej części rdzenia ŁUPAWA-E5. Podobnie, jak w przypadku zawartości opalu, można wydzielić dwie grupy osadów. Pierwsza z nich reprezentowana jest przez rdzenie z zachodnich części delt wstecznych Łeby (ŁEBA-W1 i W2) oraz Łupawy (ŁUPAWA-W1). Zmiany udziału krzemionki terygeniczej do głębokości 50 centymetrów są niewielkie - odchylenie standardowe mieści się w granicach 11-12, a w warstwie przypowierzchniowej widoczny jest niewielki trend rosnący. Drugą grupę, obejmującą wschodnie części delt, charakteryzują znacząco większe wartości odchylenia standardowego, rzędu 20-25, oraz wyraźny trend malejący w najmłodszych osadach - do głębokości ok 20 centymetrów. Rdzenie z brzegów jeziora Łebsko podobnie różnią się od siebie. Rdzeń ŁEBSKO-1 może zostać zaliczone do pierwszej grupy, podczas gdy ŁEBSKO-2 do drugiej. Znamienym faktem jest, iż zmiany udziału krzemionki biogenicznej i terygeniczej są niesymetryczne zarówno dla delty wstecznej Łeby jak i Łupawy.



Rycina 5.9. Krzemionka terygeniczna.

5.6. Magnez

Średnie koncentracje magnezu zmieniają się w badanych osadach w szerokim przedziale - od 1346,1 mg/kg w rdzeniu ŁESKO-1, do 4814,1 mg/kg w ŁUPAWA-E2 (mediany odpowiednio 1338,3 mg/kg i 4884,3 mg/kg). Maksymalna zanotowana wartość to 9562,2 mg/kg w ŁUPAWA-2, natomiast najniższa to 89,4 mg/kg w ŁEBA-E1. Największa zmienność profilu pionowego zawartości manganu (patrz Rycina 5.10), której odzwierciedleniem jest wysoka wartość odchylenia standardowego (1104,5-2706,4), występuje w osadach delty wstecznej Łupawy. Najbardziej stabilny wykres prezentują osady z brzegów jeziora Łebsko - ŁESKO-1. Nie można wyznaczyć wyraźnych trendów, a jedyną prawidłowością jest nieznaczne wzbogacenie w magnez wierzchniej warstwy osadu, o miąższości kilkunasty centymetrów. Od tego obrazu odbiega jedynie rdzeń ŁEBA-W1, gdzie wzrost koncentracji jest stopniowy w całym profilu.

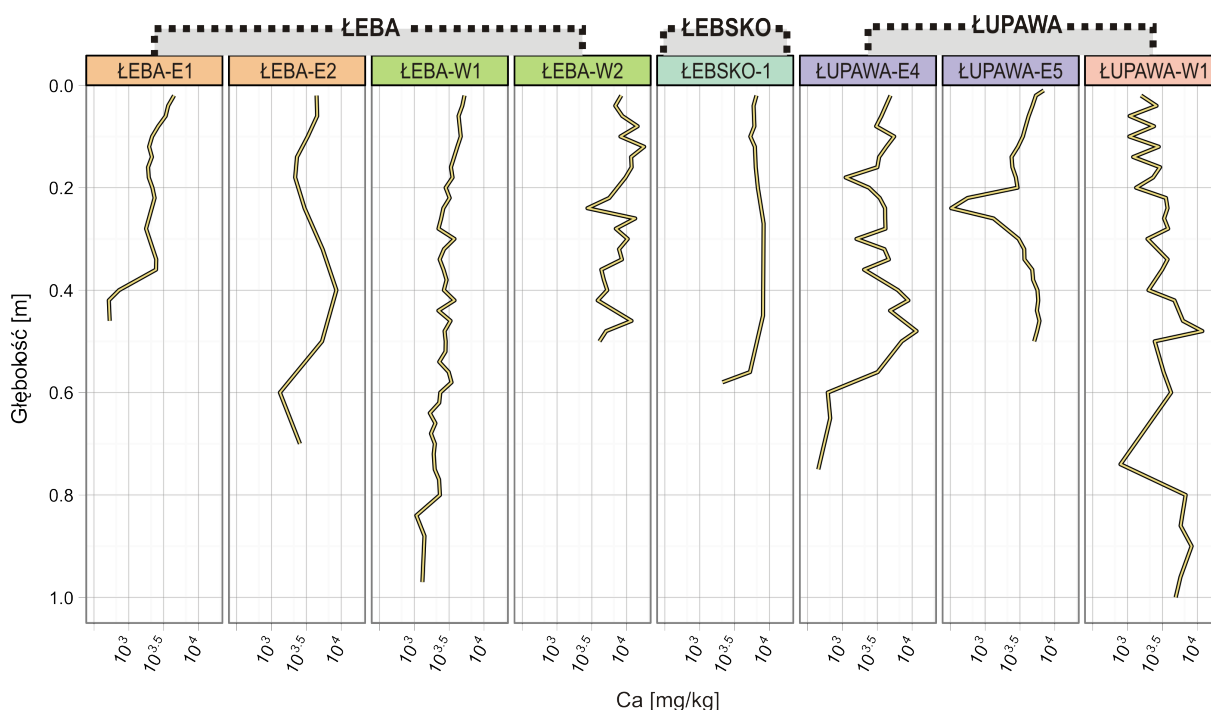


Rycina 5.10. Zawartość magnezu.

5.7. Wapń

Podobnie jak w przypadku magnezu, zakres zmienności koncentracji wapnia jest bardzo szeroki. Wartości wahają się od 9552,6 mg/kg w ŁUPAWA-E2, do 279,6 mg/kg w ŁEBA-W2 (mediany odpowiednio 9744,2 mg/kg i 274,3 mg/kg). Maksymalna zanotowana wartość, również w ŁUPAWA-E2, to 16701,1 mg/kg, a najniższa 180,3 mg/kg w ŁEBA-W2.

W rdzeniach ŁUPAWA-E2:5, ŁEBA-E2 oraz ŁUPAWA-W1, na głębokości ok. 50 centymetrów, występuje nagły wzrost wartości koncentracji wapnia. Największe wahania w profilu pionowym (patrz Rycina 5.11), mierzone odchyleniem standardowym ($\sigma=5027,2$), charakteryzują rdzeń ŁUPAWA-E2, a najbardziej stabilnie prezentuje się krzywa dla ŁEBA-W2. Wyłączając rdzenie z zachodniej części delty Łupawy (ŁUPAWA-W1 i W2) oraz rdzeń ŁEBA-W2, można zauważyć wyraźny wzrost koncentracji wapnia w warstwie przypowierzchniowej. Podobnie jak w przypadku magnezu, w rdzeniu ŁEBA-W2 wzrost koncentracji jest stopniowy w całym profilu.

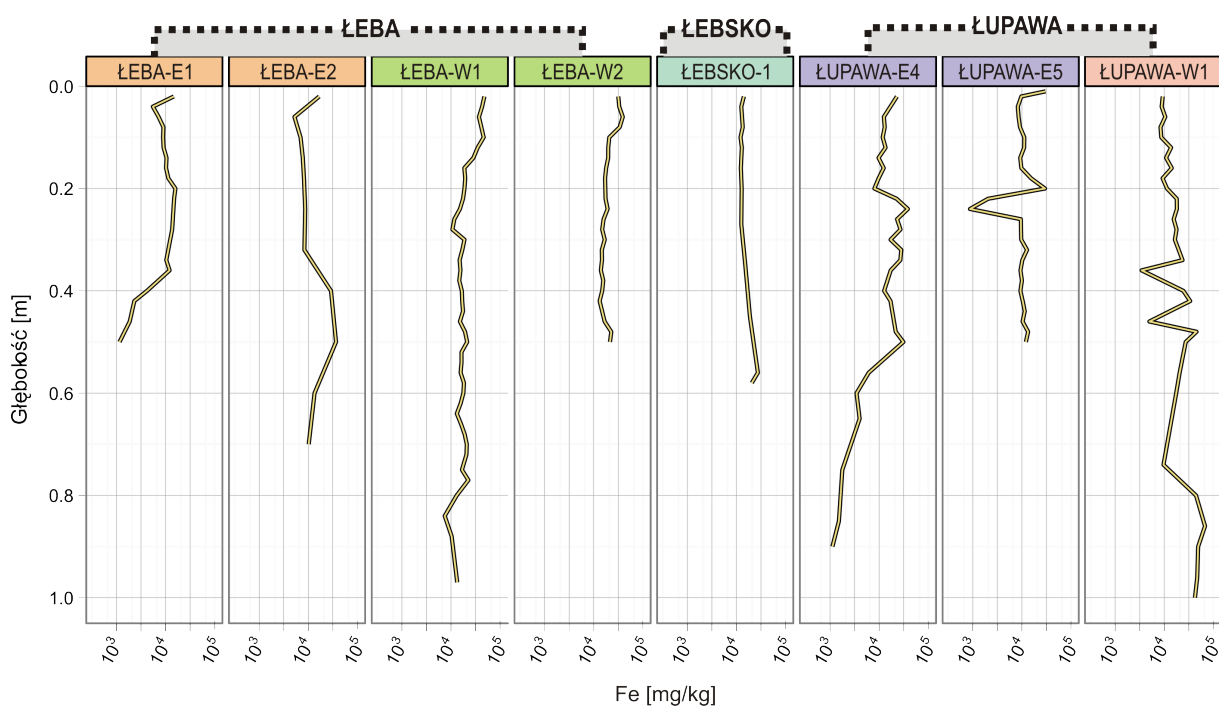


Rycina 5.11. Zawartość wapnia

5.8. Żelazo

Spośród analizowanych pierwiastków żelazu przypada pierwszeństwo z punktu widzenia bezwzględnej koncentracji. Średnie dla poszczególnych rdzeni wahają się w granicach 24893,1 mg/kg w ŁUPAWA-E2, do 9055,5 mg/kg w ŁEBA-E1 (mediany odpowiednio 25265,7 mg/kg i 9679,2 mg/kg). Najwyższa zanotowana wartość to 61574,2 mg/kg w ŁUPAWA-W1, a najniższa 877,5 w ŁUED-5. Podobnie jak w wypadku innych pierwiastków największa zmienność w profilu pionowym (Rycina 5.12) występuje w rdzeniach pochodzących z delty wstecznej Łupawy. Wydają się to potwierdzać również wysokie, sięgające 16514,2 mg/kg (ŁUPAWA-W1), wartości odchylenia standardowego.

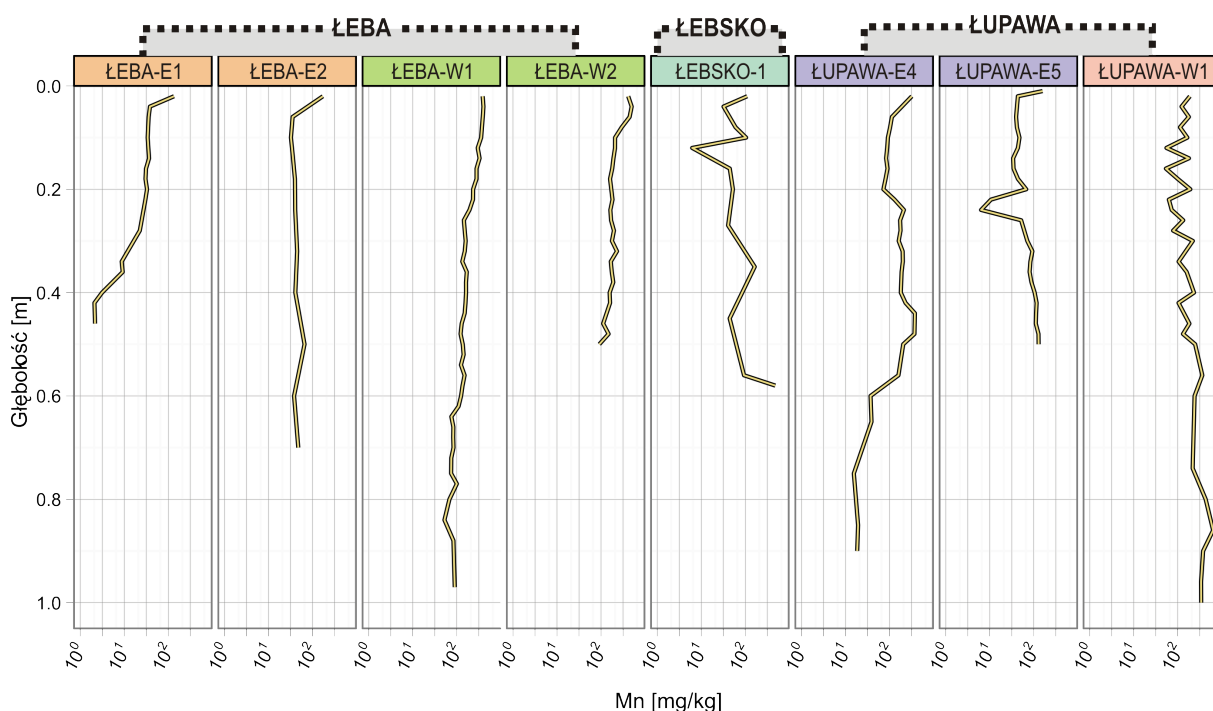
Prawie we wszystkich rdzeniach można zaobserwować silne wzbogacenie w żelazo warstwy przypowierzchniowej osadu. Szczególnie jest to widoczne w osadach zachodniej części delty wstecznej Łeby, gdzie zjawisko to występuje głębiej niż pozostałych przypadkach i jest intensywniejsze. Wyjątkiem od tej prawidłowości są rdzenie ŁUPAWA-W1 i ŁEBSKO-1. Drugi z wymienionych rdzeni charakteryzuje się również największą stabilnością koncentracji Fe w profilu pionowym.



Rycina 5.12. Zawartość żelaza.

5.9. Mangan

Po przeciwnej w stosunku do żelaza stronie skali koncentracji bezwzględnej znajduje się mangan. Największa jego średnia zawartość - 213,7 mg/kg, występuje w rdzeniu ŁEBA- W2, a najmniejsza, zaledwie 29,1 mg/kg w ŁEBA-E1. Maksymalne wartości sięgają 636,1 mg/kg w ŁUPAWA-W1, a minimalne to 0,9 m/kg w ŁEBA-E1. Jak widać na profilach pionowych (patrz Rycina 5.13), większość prób oscyluje w granicach 80-200 mg/kg. Najbardziej charakterystyczną cechą jest, podobnie jak w przypadku innych pierwiastków, wzrost koncentracji w warstwie przypowierzchniowej. W większości rdzeni zjawisko to występuje powyżej głębokości 6 centymetrów i prowadzi do prawie dwukrotnego wzrostu ilości manganu w osadzie. Od ogólnego obrazu odróżniają się, podobnie jak w przypadku żelaza, rdzenie ŁEBA-W 1 i W2, w których koncentracja zaczyna rosnać na dużo większej głębokości - odpowiednio 25 i 10 centymetrów.



Rycina 5.13. Zawartość manganu.

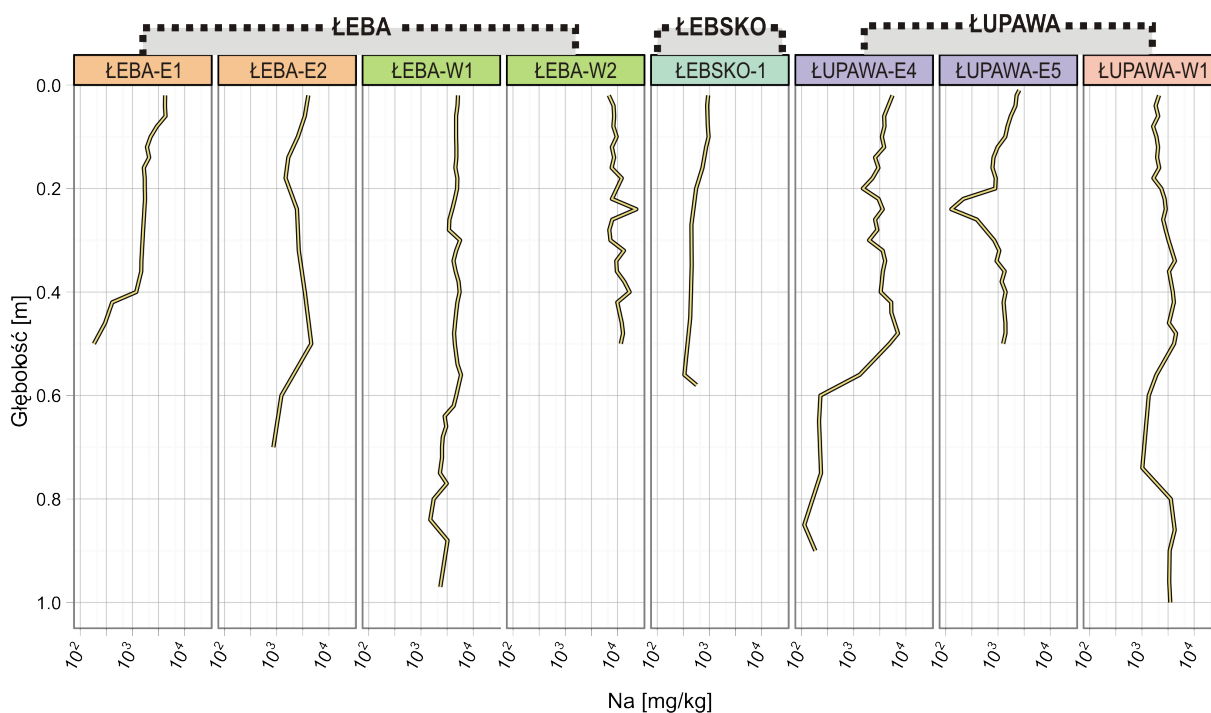
5.10. Sód

Średnie koncentracje sodu w badanych osadach mieszczą się w zakresie wyznaczanym przez wartość 676,6 mg/kg w rdzeniu ŁEBSKO-1 oraz 10475,9 mg/kg w rdzeniu ŁUPAWA-E2 (mediany odpowiednio 650,1 mg/kg i 94,92 mg/kg), przy czym należy zauważyć, iż ten ostatni rdzeń odbiega w sposób znaczący od pozostałych. W nim to również znajduje się najwyższa zmierzona wartość zawartości Na – 23018,1 mg/kg na głębokości 24 cm. Najniższe wartości zanotowano w ŁEBSKO-1 – 230,1 mg/kg. W odróżnieniu od pozostałych pierwiastków zmienność krzywych koncentracji sodu jest dużo mniejsza. Chociaż można zaobserwować wzrost koncentracji w warstwach przypowierzchniowych, to zjawisko to dotyczy jedynie wschodnich części delt wstecznych Łeby i Łupawy oraz północnego brzegu jeziora Łebsko. W pozostałych przypadkach koncentracja w warstwie przypowierzchniowej zmniejsza się lub pozostaje stała

5.11. Potas

W porównaniu z sodem, zakres wartości średnich jest zdecydowanie mniejszy i wynosi od 662,9 mg/kg w rdzeniu ŁEBSKO-1, do 5324,1 mg/kg w ŁUPAWA-E2 (mediany odpowiednio 611,7 mg/kg i 5284,1 mg/kg). Podobnie jak w przypadku sodu, najwyższa średnia występuje w rdzeniu ŁUPAWA-E2, jednak maksymalne wartości zanotowano dla

ŁUPAWA-E4 w postaci dwóch pików – 9235,7 mg/kg na głębokości 50 cm oraz 14150,9 mg/kg w warstwie powierzchniowej (Rycina 5.15). Wartości odchylenia standardowego mieszczą się w szerokim zakresie 201,6 – 3129,7. Brak jest wyraźnych trendów, za wyjątkiem widocznego w rdzeniu ŁUPAWA-E4 wzrostu koncentracji powyżej głębokości 20 centymetrów. Spośród rdzeni odróżniają się pochodzące z zachodniej części delty wstecznej Łupawy ŁUPAWA-W1 i W2, gdzie najmłodszych osadach zmiany koncentracji są częste i gwałtowne.



Rycina 5.14. Zawartość sodu.

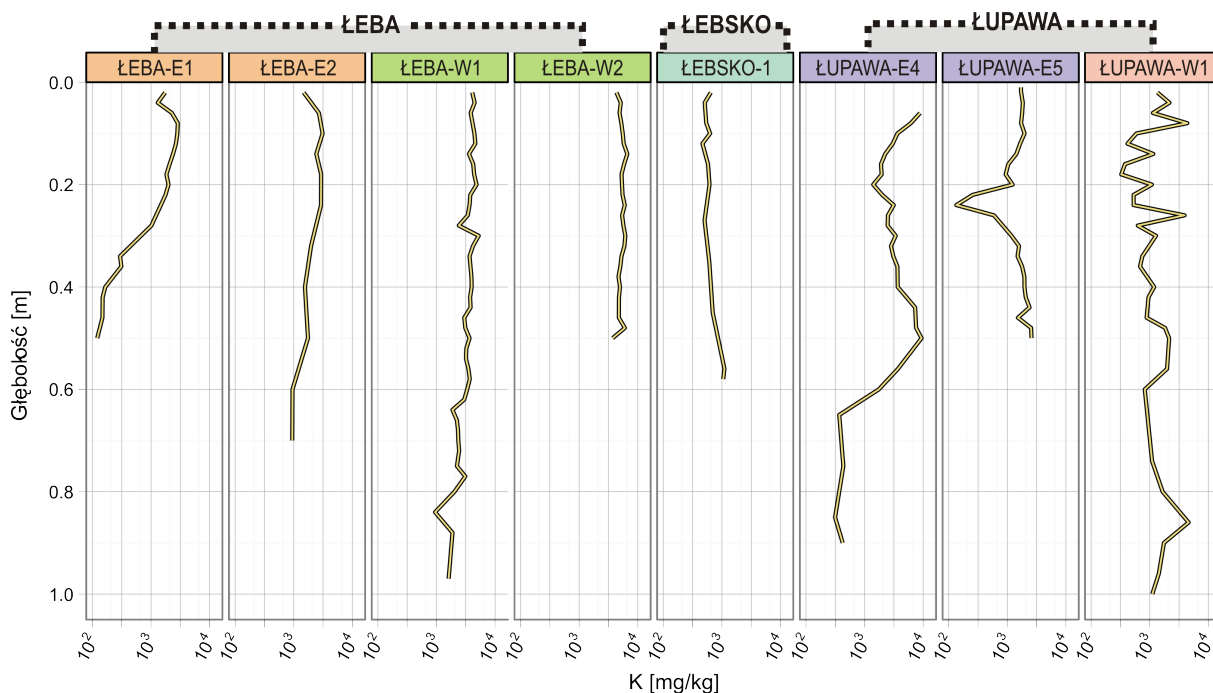
5.12. Miedź

Miedź występuje w badanych osadach w bardzo niewielkich koncentracjach. Wśród czterech rdzeni dla których została ona określona (Rycina 5.16), największa średnia wartość to 10,63 mg/kg dla ŁUPAWA-E4, a najmniejsza to 4,1 mg/kg dla ŁUPAWA-E5. Maksymalna zanotowana wartość, również w rdzeniu ŁUPAWA-E4, wyniosła 32,36 mg/kg. W rdzeniu ŁUPAWA-W1 maksimum koncentracji znajduje się na głębokości 86 cm, natomiast w pozostałych przypadkach największe wzbogacenie w miedź ma miejsce w warstwie przypowierzchniowej.

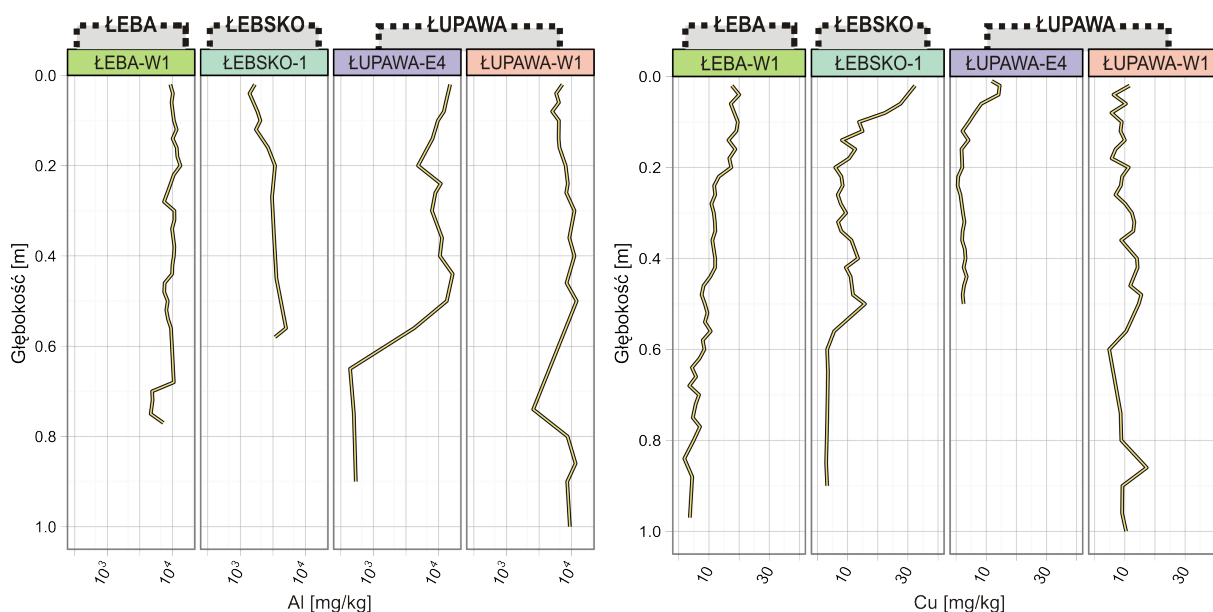
5.13. Glin

Wartości koncentracji glinu zostały zmierzone tylko w czterech rdzeniach - patrz

Rycina 5.16. Średnia zawartość Al zmienia się w granicach od 9325.3 mg/kg dla ŁEBA-W1 do 2751,2 mg/kg w ŁEBSKO-1 (mediany odpowiednio 9867,0 mg/kg i 2867,1 mg/kg) przy maksymalnej wartości 13263,6 mg/kg, również w ŁEBA-W1 i minimalnej 438,9 mg/kg w ŁUPAWA-E4. Brak jest wyraźnych trendów. Wyjątkiem jest ŁEBSKO-1, gdzie daje się zaobserwować wzrost zawartości glinu wraz z głębokością.



Rycina 5.15. Zawartość potasu.



Rycina 5.16. Zawartość glinu i miedzi

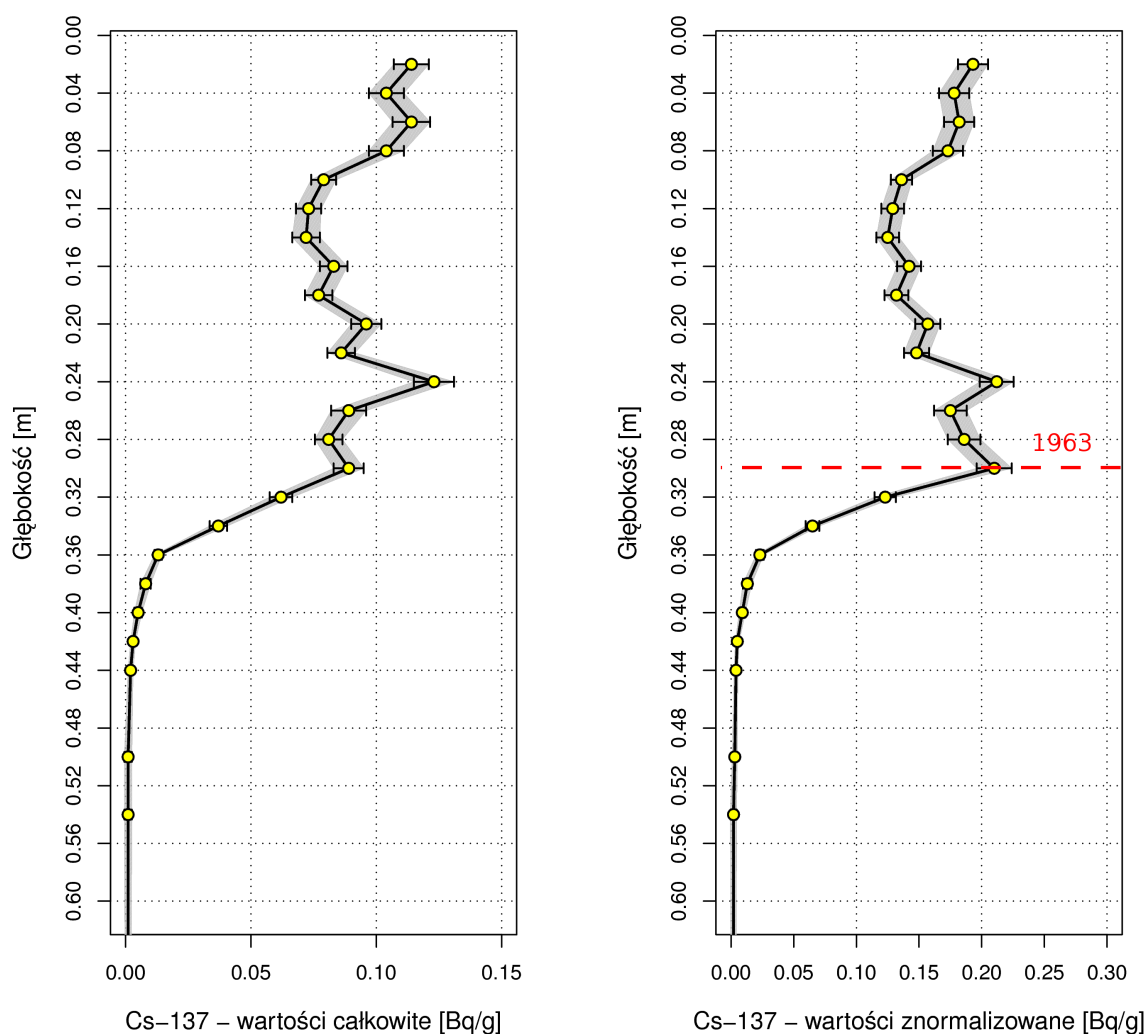
6. Wiek i natężenie akumulacji osadu

6.1. Wiek osadów określony metodą cezu-137

Wykres aktywności radioaktywnego cezu-137, w profilu pionowym rdzenia ŁEBA- W1 (patrz Rycina 6.1), prezentuje kilka cech typowych dla tego pierwiastka. Pierwsze jego ślady notowane są już na głębokości 42 centymetrów, przy czym poniżej 36 centymetrów są bardzo niewielkie i prawdopodobnie pochodzą z często obserwowanej naturalnej migracji w głąb profilu (Cundy i Croudace 1996; Froehlich i Walling 1992; Higgitt i in. 1992). Następnie zaznacza się charakterystyczny wzrost aktywności, kojarzony najczęściej z mającym swój początek około roku 1952 okresem intensywnych prób termojądrowych w atmosferze (Walker 2005) Związane z nim, wyraźne maksimum opadu radioaktywnego na terytorium Europy, miało miejsce w roku 1963 (Wise 1980). W omawianym profilu maksimum aktywności, wynoszące 0,12 Bq/g, występuje na głębokości 24 cm. Powyżej aż do około 12 cm aktywności maleją, co może być odzwierciedleniem globalnego spadku depozycji po podpisaniu międzynarodowych umów o ograniczeniu prób z bronią atomową. Od głębokości 10 cm aż do warstwy powierzchniowej aktywności ponownie rosną, z nieznacznym pikiem wynoszącym 0,11 Bq/g na głębokości 6 cm. Powtórny wzrost aktywności w profilu jest najczęściej na obszarze Europy odzwierciedleniem opadu po awarii reaktora w Czarnobylu w 1986 roku (Poręba i Bluszcz 2007). Nietypowe są jednak zarówno umiejscowienie jak i wartość wzmiankowanego piku. Gdyby przyjąć horyzont czasowy roku 1986 na głębokości 6 cm, to oznaczałaby to zaskakującą zmianę natężenia akumulacji z 0,75 cm/rok w okresie 1963-86 do zaledwie 0,28 cm/rok w najmłodszym osadzie. Odwrotne zjawisko mogłoby być efektem procesów postdepozycyjnych jak chociażby autokompakcja, czy też dekompozycja materii organicznej, natomiast tak intensywny spadek natężenia akumulacji w górnej części profilu wymagałby równie gwałtownej zmiany charakteru depozycji, ku czemu jednak brak jakichkolwiek przesłanek.

Przeciwko bezpośredniej interpretacji krzywej aktywności cezu-137 przemawiają dodatkowo parametry skumulowanej depozycji (*inventory*) i strumienia (*flux*). Ich wartości, odpowiednio 7266,4 [Bq/m²] i 167,5 [Bq·m²/rok], znacznie przekraczają oszacowania depozycji dla obszaru Polski, które dla roku poboru materiału winny wynosić znacznie poniżej 4500 [Bq/m²] (Stach i Podsiadłowski 2001). Oddaje to dobrze specyfikę środowiska zalewowego, gdzie opad atmosferyczny nie jest jedynym źródłem radionuklidów, a nieciągła dodatkowa depozycja może modyfikować ogólny obraz krzywej aktywności. Callaway

(1996a) podaje przypadki rdzeni z Żuław Wiślanych, gdzie nałożenie się okresowych zalewów i braku intensywnych opadów w okresie przejścia radioaktywnej chmury, będącej skutkiem awarii reaktora w Czarnobylu, dało w rezultacie brak wyraźnie zaznaczającego się maksimum aktywności roku 1986. Taka sytuacja ma najprawdopodobniej miejsce również w przypadku rdzenia ŁEBA-W1. Nieliczne opracowania omawiające problem aktywności cezu-137 na terenie Polski, podają dla badanego obszaru (za odpowiednik przyjęto dawne województwo śląskie) bardzo niskie wartości, wynoszące poniżej 3 [Bq/m²] (Strzelecki i in. 1992) W połączeniu z faktem, iż dane te opierają się na badaniach górnych warstw gleby (Stach 1996), co dodatkowo winno uwypuklić wpływ źródła czarnobylskiego, pozwala to wątpić w istotność górnego maksimum w badanym rdzeniu. W tym kontekście, wzrost koncentracji cezu w warstwie przypowierzchniowej, może być wynikiem procesów migracji i remobilizacji (Santschi i in. 1987).



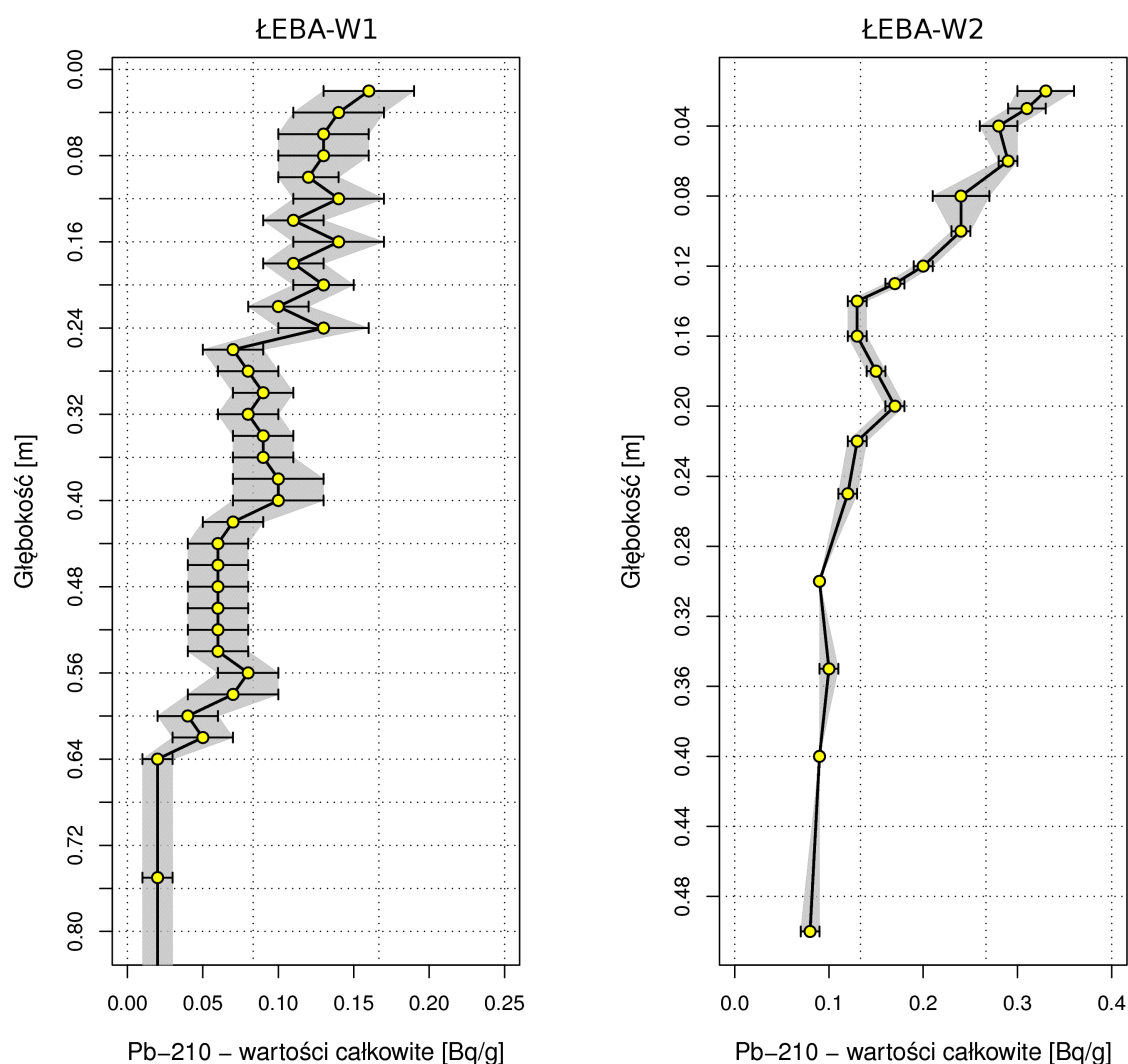
Rycina 6.1. Aktywności Cs-137 w profilu ŁEBA-W1. Szarą obwiednią oznaczono zakres błędu. Wartości na prawym wykresie znormalizowano w stosunku do materii organicznej i frakcji <20 μm .

Wpływ na kształt krzywej aktywności cezu-137 mogą mieć też zmiany pojemności kompleksu sorpcyjnego, a co za tym idzie możliwości wychwycenia (*scavenging*) pierwiastka ze środowiska i zatrzymania go w osadzie. Dla analizowanego radionuklidu największe znaczenia mają w tym przypadku drobne cząstki minerałów ilastych i materiału humusowego (Milan i in. 1995). Aby uwzględnić to zjawisko podjęto próbę normalizacji wartości aktywności Cs-137, względem procentowego udziału sumy materii organicznej (LOI) i frakcji mniejszej niż 20 μm (Kirchner i Ehlers 1998). Przy analizach geochemicznych zaleca się często stosowanie frakcji <63 μm (Migaszewski i Gałuszka 2007), jednak w szczególnym przypadku osadów środowisk nadmorskich lepsze rezultaty daje zastosowanie frakcji drobniejszej (Ackermann i in. 1983). Wyniki procedury normalizacji prezentuje Rycina 6.1. Po uwzględnieniu zmian składu mechanicznego i zawartości materii organicznej górne maksimum praktycznie przestaje być rozpoznawalne, co jeszcze mocniej potwierdza wcześniejsze przypuszczenia o jego małej istotności. W takim kształcie profilu nie ma podstaw do wyznaczenia horyzontu czasowego 1987 roku. Ponadto, w dolnej części rdzenia maksimum roku 1963, wyznaczone wstępnie na głębokości 24 cm, przesuwa się po normalizacji o 6 cm w głąb. Taką interpretację krzywej cezu-137 przyjęto jako ostateczną.

6.2. Wiek osadów określony metodą ołowiu-210

Aktywności ołowiu-210 zmierzono w dwóch rdzeniach: ŁEBA-W1 i ŁEBA-W2, za pomocą metod odpowiednio spektrometrii gamma i alfa. Wyniki pomiarów przedstawia Rycina 6.2. Wyższe wartości występują w drugim z rdzeni, najprawdopodobniej z uwagi na większą zawartość materii organicznej, do której zarówno ołów-210 (Walling i He 1999; Kolker i in. 2009) jak i jego poprzednik w łańcuchu rozpadu radioaktywnego - rad-226 (Greeman i in. 1999) wykazują silne powinowactwo. Maksymalne aktywności występują w 2 cm warstwie powierzchniowej: 0,14 [Bq/g] w ŁEBA-W1 i 0,31 [Bq/g] w ŁEBA-W2. Niezmiernie istotny jest obserwowany w obu rdzeniach fakt spadku aktywności radionuklidu wraz ze wzrostem głębokości, co może świadczyć o braku lub małej miąższości powierzchniowej warstwy mieszania (*SML - Surface Mixed Layer*), stanowiącej częstą przeszkodę w analizie najmłodszych osadów (np. Szczuciński i in. 2009; Andersen i in. 2000). Nie można oczywiście całkowicie wykluczyć obecności procesów mieszania, jednak ich małe natężenie w badanym środowisku, szczególnie w porównaniu do utworów morskich lub jeziornych, jest jedną z przyczyn dla których nadmorskie mokradła są uznawane za wzorcowe w badaniach najmłodszej historii akumulacji osadów i przemian

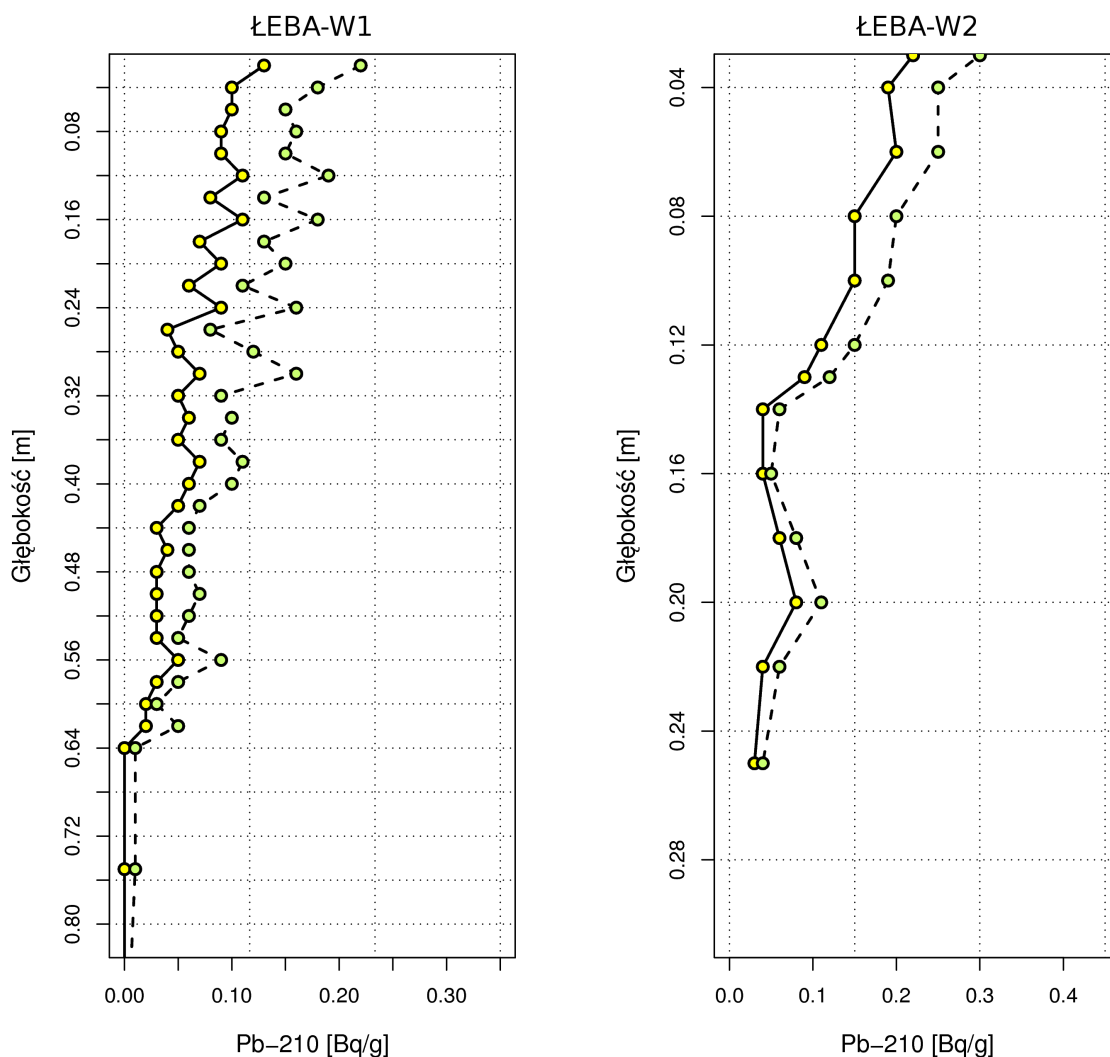
antropogenicznych (Cundy i in. 2003; Bricker-Urso i in. 1989a).



Rycina 6.2. Aktywności całkowite ołowiu-210 w osadach delty wstecznej Łeby. Szarą obwiednią oznaczono zakres błędu. Pomiar dla profilu ŁEBA-W1 wykonano w Instytucie Geologii WNGiG UAM, natomiast dla ŁEBA-W2 w Gliwickim Centrum Metod Datowania Bezwzględne.

Aby móc oznaczyć wiek i natężenie akumulacji osadów niezbędne jest wydzielenie allochtonicznej części ołowiu-210. Z racji różnych metod pomiaru, dla każdego z rdzeni zastosowano odrębną technikę jej uzyskania. W przypadku ŁEBA-W1 jako aktywnością podtrzymywaną (*supported*) posłużono się wartościami dla bizmutu-214 i radu-226, natomiast dla ŁEBA-W2 przyjęto średnią z czterech najniższych prób, dla których krzywa aktywności miała przebieg zbliżony do liniowego. Po odjęciu uzyskanych wyników otrzymano zawartości ołowiu nadwyżkowego (patrz Rycina 6.3). Procedura zastosowana dla rdzenia ŁEBA-W1 jest o tyle doskonalsza, iż pozwala szacować również zmiany w ilości

autochtonicznego Pb-210 wynikające między innymi z różnic w dostawie jego poprzedników w łańcuchu rozpadu radioaktywnego. Dla uzyskania wartości dla świeżo zdeponowanego materiału posłużono się wartością krzywej regresji wykładniczej dla głębokości 0,1 cm.



6.3. Aktywności autochtonicznego Pb-210 (żółte punkty) na tle wartości całkowitych (zielone punkty).

W obu rdzeniach widoczne są znaczne wahania zawartości Pb-210 będące najprawdopodobniej wynikiem dynamiki środowiska. Zdaniem autora wahania są wynikiem epizodów akumulacji - dodatkowej dostawy radionuklidu wraz osadami powodziowymi. Szczególnie charakterystyczny jest kształt krzywej dla ŁEBA-W1 na głębokości 10-24 cm. Taki „ząbkowany” profil jest często obserwowany na terenach zalewowych (Goodbred i Kuehl 1998; Cochran, Frignani i in. 1998; Łokas i in. 2009). Pośrednio o takim źródle wahań mogą świadczyć również różnice między profilami. W rdzeniu położonym w większej odległości od koryta rzeki (ŁEBA-W2) są one bowiem mniejsze. Efektem dostawy materiału

z zewnątrz są także wysokie wartości skumulowanej depozycji i strumienia Pb-210. Wartość całkowitej depozycji allochtonicznej uzyskano korzystając ze wzoru (Appleby 2001):

$$A_n = A_{n-1} + \frac{C_{n-1} - C_n}{\ln(C_{n-1} \div C_n)} * (m_n - m_{n-1}) \quad (13)$$

gdzie:

A_n - wartość skumulowanej depozycji na głębokości n ;

C_n - aktywność Pb-210 na głębokości n ;

m_n - skumulowana sucha masa osadu na danej głębokości (*mass depth*).

Powyższe równanie zakłada wykładniczy spadek aktywności wraz ze wzrostem głębokości. Jako skumulowaną depozycję A_0 przyjęto wartość uzyskaną dla głębokości, na której Pb-210 osiąga równowagę radioaktywną z Ra-226. Błąd standardowy obliczono, przyjmując 7% błąd p dla pomiarów przyrostu skumulowanej suchej masy, według wzoru (Appleby 2001):

$$\sigma_{A_n} = \sqrt{(\sigma_{C_n}^2 + p^2 \times C_n^2) \times (m_n - m_{n-1})^2} \quad (14)$$

Znając sumaryczną depozycję, można uzyskać wartość rocznego strumienia dostawy allochtonicznego Pb-210 na jednostkę powierzchni, wykorzystując stałą rozpadu radioaktywnego:

$$\text{StrumieńPb}^{210} = \lambda \times A_0 \quad (15)$$

gdzie:

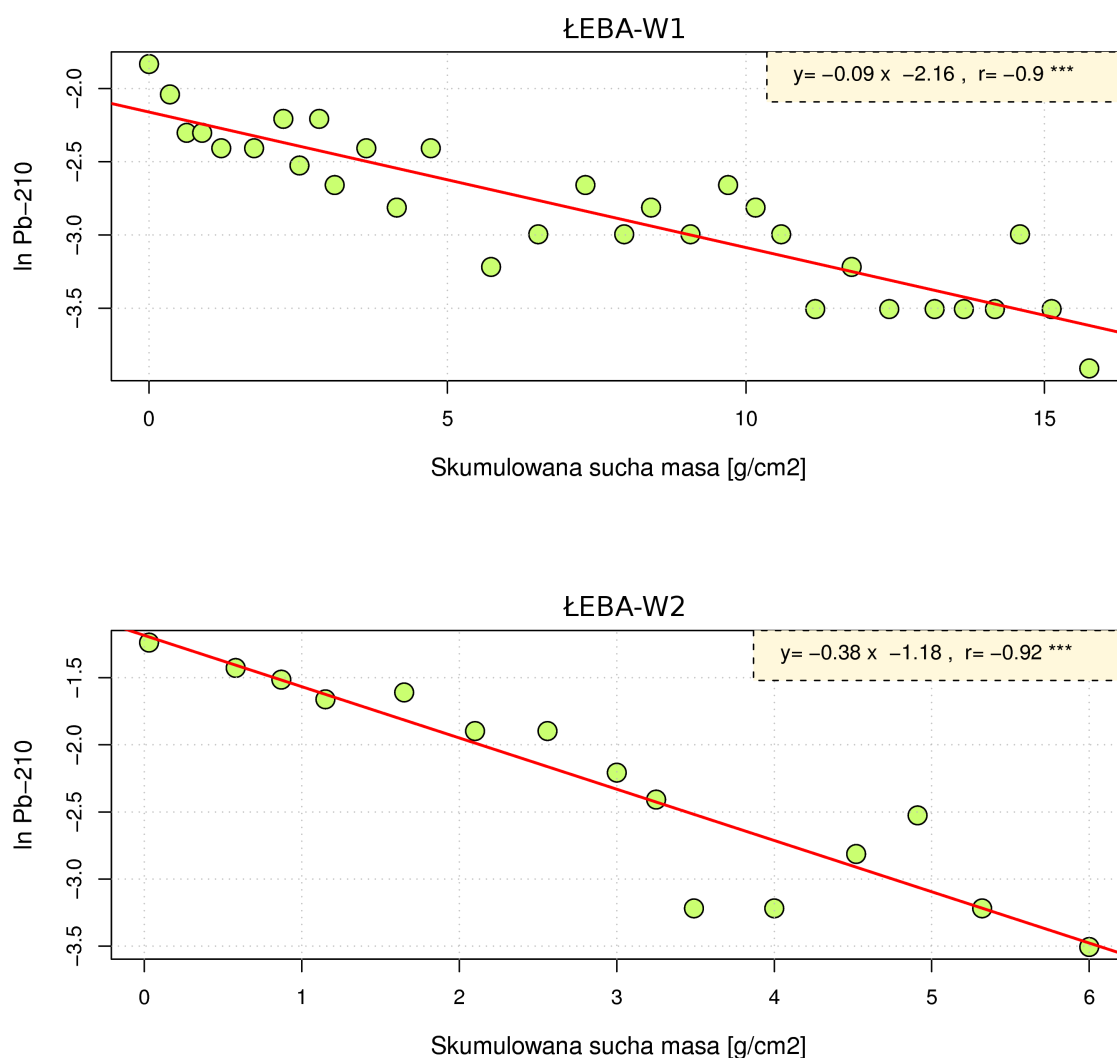
A_0 - skumulowana depozycja;

λ - stała rozpadu radioaktywnego dla ołowiu-210;

Tabela 6.1. Wartości skumulowane depozycji i strumienia Pb-210 dla osadów z delty wstecznej Łeby.

Rdzeń	Skumulowana depozycja [Bq/m ²]	Błąd	Strumień [Bq/m ² /rok]	Błąd
ŁEBA-W1	9733,09	761,72	301,82	84,44
ŁEBA-W2	7251,51	185,79	224,87	35,99

Obliczone w powyższy sposób wartości przedstawia Tabela 6.1. Mimo, iż całkowite aktywności w rdzeniu ŁEBA-W2 są prawie dwukrotnie wyższe, to z uwagi na różnice w miąższości wartość skumulowanej depozycji jest większa w ŁEBA-W1. Porównanie strumieni allochtonicznego ołowiu-210 z depozycją atmosferyczną, która według Tylmanna (2004) wynosi dla północnej Polski około 110 [Bq·m²/rok], ujawnia znacząca rozbieżność, potwierdzającą hipotezę o istotnym wpływie zalewów na ogólny bilans radionuklidów w osadzie. Ten czynnik musi być zatem brany pod uwagę przy interpretacji modeli wiek- głębokość, gdyż fałszywość założenia o stałym strumieniu może spowodować znaczące zwiększenie ich niepewności.

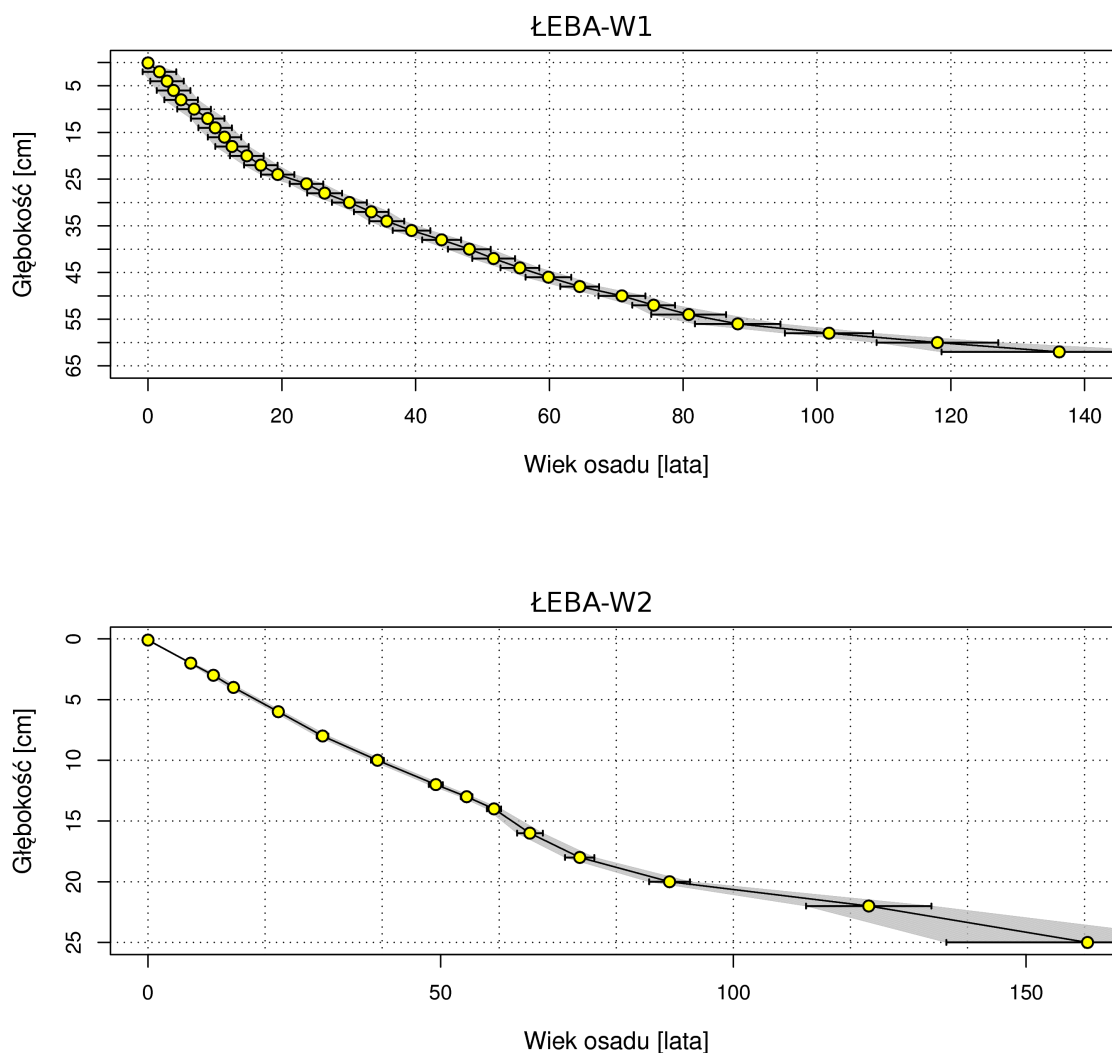


Rycina 6.4. Wykres zależności logarytmu naturalnego aktywności Pb-210 w stosunku do głębokości wyrażonej jako skumulowana sucha masa. Czerwona linia reprezentuje trend liniowy. Współczynniki determinacji r^2 wynoszą 0,81 dla ŁEBA-W1 i 0,85 dla ŁEBA-W2. Trendy istotne na poziomie $\alpha=0,001$.

W celu sprawdzenia, czy wahania allochtonicznego Pb-210 wynikające z czynników odmiennych niż naturalny rozpad nie uniemożliwiają datowania, można posłużyć się wykresem zależności logarytmu naturalnego aktywności od głębokości, wyrażonej skumulowaną suchą masą (Rycina 6.4). Dla stałego strumienia i stałego natężenia akumulacji osadu aktywności winny bowiem tworzyć linie prostą, zgodnie z prawem rozpadu radioaktywnego. Odchylenia sugerują natomiast wahania jednego lub obu czynników. Analiza wykresów dla ŁEBA-W1 i ŁEBA-W2 pokazuje widoczną zmienność, większą w pierwszym z rdzeni, jednak wysokie współczynniki determinacji r^2 - odpowiednio 0,81 i 0,85 pozwalają w obu przypadkach na datowanie osadów z wystarczająco dużą dozą pewności. Za minimalny poziom uznaje się $r^2 = 0,5$ (Turner i in. 2006) Podobnie jak w przypadku Cs-137, oscylacje krzywej aktywności Pb-210 mogą być również spowodowane efektami związanymi ze zmianą uziarnienia i ilości materii organicznej w osadzie (He i Walling 1996; Hancock i in. 2000). Zastosowana procedura normalizacji przy pomocy sumy materii organicznej i frakcji cząstek poniżej 20 mikronów (Kirchner i Ehlers 1998) nie zaowocowała jednak istotnymi zmianami kształtu krzywych aktywności, z uwagi na nieporównywalną, zbyt niską, wariację uzyskanej wartości normalizującej. Uznano zatem normalizację jako bezzasadną i w modelach wieku wykorzystano dane nieprzetworzone.

Wzmiankowana wysoka zmienność profilów pionowych ołowiu-210 stanowi przesłankę do zastosowania przy datowaniu modelu CRS (Appleby i Oldfield 1978), gdyż z dużą dozą prawdopodobieństwa nie jest spełnione założenie o stałym natężeniu sedymentacji, co powoduje iż wartości uzyskane z modelu CIC dla opisywanych rdzeni nie tworzą ciągłej serii czasowej. Dodatkową zaletą modelu stałego strumienia (CRS) jest, że nawet w przypadku naruszenia również drugiego z podstawowych założeń metody ołowiu-210, pozwala on uzyskać możliwą do interpretacji rosnącą krzywą wiek-głębokość (Gołębiewski i in. 2001; Tylmann 2005; Lubis 2006).

Wyniki modelowania dla rdzeni z delty wstecznej Łeby przedstawia Rycina 6.5. Maksymalny uzyskany wiek osadów dla których wartości są istotne wynosi 166 lat dla ŁEBA-W1 i 160 lat dla ŁEBA-W2, odpowiednio na głębokości 64 i 25 centymetrów. W przypadku pierwszego z rdzeni możliwe jest porównanie wieku uzyskanego z modelu CRS z horyzontem roku 1963 wyznaczonym przy pomocy piku Cs-137. Data wyznaczona metodą ołowiową jest o 15 lat młodsza, co nie jest zaskoczeniem przy zachodzącej dodatkowej dostawie allochtonicznego Pb-210 podczas zalewów. Appleby (2001) sugeruje zastosowanie w takim wypadku modelu kompozytowego, wykorzystującego dane z obu technik datowania.



Rycina 6.5. Modele wiek-głębokość dla rdzeni delty wstecznej Łeby uzyskane przy pomocy metody ołowiowej i modelu stałego strumienia (CRS). Szarą obwiednią oznaczono zakres niepewności.

Model kompozytowy opiera się na użyciu niezależnych znaczników chronostratygraficznych, na przykład dat Cs-137, do podziału rdzenia na mniejsze odcinki i zwiększenia tym samym dokładności danej metody. Podstawą obliczeń jest średni strumień Pb-210, w odcinku rdzenia pomiędzy dwoma znanymi datami t_1 i t_2 znajdującymi się na głębokościach x_1 i x_2 , możliwy do uzyskania ze wzoru (Appleby 2001):

$$P = \frac{\lambda \Delta A}{e^{-\lambda t_1} - e^{-\lambda t_2}} \quad (16)$$

gdzie:

t_1, t_2 - znane daty na głębokości x_1 i x_2 ;

P - średni strumień Pb-210;

ΔA - skumulowana depozycja miedzy x_1 i x_2 .

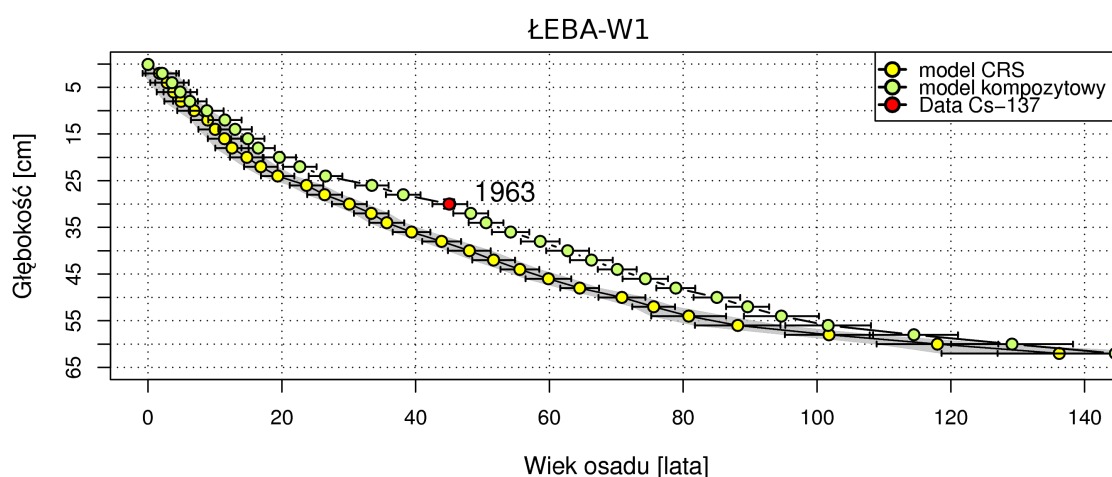
Czyniąc założenie, że obliczony w ten sposób strumień jest jednorodny dla danego odcinka rdzenia, wiek osadu pomiędzy znanymi datami można określić przekształcając wzór CRS (Appleby i Oldfield 1978 - patrz wzór 11) do postaci:

$$\frac{P}{\lambda} e^{-\lambda t} = \frac{P}{\lambda} e^{-\lambda t_1 + \Delta(x_1, x)} \quad (17)$$

gdzie:

$\Delta A(x_1, x)$ - skumulowana depozycja między głębokościami x_1 i x .

Powyższe równanie przyporządkowuje znane daty konkretnym głębokościom, a zatem jest mniej prawdopodobne aby błąd dla całego profilu był znaczący, nawet w przypadku niespełnienia założenia o stałym strumieniu Pb-210. Wyniki zastosowania modelu kompozytowego w rdzeniu ŁEBA-W1 przedstawia Rycina 6.6. Jako znane punkty przyjęto: 2008 - moment poboru materiału, 1963 - pik Cs-137 oraz 1848 - maksymalna głębokość na której pomiar allochtonicznego Pb-210 przekracza tło (160 lat).



Rycina 6.6. Chronologia rdzenia ŁEBA-W1 przy zastosowaniu modelu kompozytowego w porównaniu do modelu CRS i Cs-137. Czerwoną sygnaturą zaznaczono horyzont roku 1963.

6.3. Natężenie akumulacji - definicja i wartości

W literaturze, zajmującej się tematyką sedymentacji w nadmorskich i morskich środowiskach, funkcjonuje wiele terminów i definicji służących określeniu intensywności i rezultatu procesu depozycji. Thomas i Ridd (2004) w swoim zestawieniu metod pomiarowych podają kilkanaście powszechnie używanych określeń między innymi: *sediment accumulation*, *sediment accretion*, *sediment deposition*, *vertical accretion*, *net accretion*, *linear accumulation*. Definicje stosowane przez różnych autorów odbiegają znacząco

od siebie, w zależności od zakładanych skal czasowych, a co za tym idzie procesów mających wpływ na depozycję materii - resuspensji osadu, dekompozycji materii organicznej, erozji czy wreszcie autokompakcji i subsydencji, które w odmienny sposób wpływają na oszacowania natężenia depozycji w skali roku i w skali wieku (Cahoon i Lynch 1997). Efektem tego są często nieporównywalne wartości uzyskane dla młodszych i starszych osadów przy różnicach sięgających nawet rzędu wielkości (Parkinson i in. 1994; B. A. McKee i in. 1983). Właściwa definicja jest niezmiernie istotna szczególnie w skali czasowej 100-200 lat, kiedy na mierzoną wartość mogą wpływać wszystkie z wyżej wymienionych procesów - z wyłączeniem głębokiej subsydencji.

W niniejszej pracy zrezygnowano z użycia terminu „akrecja” z uwagi na największą jego wieloznaczność. W ujęciu różnych autorów może on bowiem oznaczać pionowy przyrost osadu będący wynikiem depozycji mineralnej i procesów torfotwórczych (Ellison 1993), depozycji wraz z dekompozycją i produkcją roślinną (Cahoon, Reed i Day 1995) czy wreszcie akumulację netto (B. A. McKee i in. 1983). Bardziej neutralnym terminem wydaje się **pionowe natężenie akumulacji**. Przy czym należy rozróżnić dwa jego ujęcia - liniowe i masowe. Zatem dla celów tego opracowania przyjmuje się następujące terminy - nazwy angielskie i skróty przyjęte za Szczucińskim (2007; 2009):

pionowe natężenie akumulacji osadu (*Sediment Accumulation Rate - SAR*) - rozumiane jako liniowy przyrost materiału w profilu pionowym wynikający z procesów allochtonicznej depozycji mineralnej jak i autochtonicznej produkcji biologicznej. Wielkość ta nie uwzględnia zjawisk kompakcji ani dekompozycji materii organicznej;

pionowe natężenie akumulacji masy (*Mass Accumulation Rate - MAR*) - rozumiane jako przyrost masy osadu na jednostkę powierzchni. Z racji wykorzystywania informacji o gęstości danego materiału przyjmuje się, iż jest to wielkość uwzględniająca zjawiska kompakcji i dekompozycji.

Należy zauważyć, iż zastosowane metody pomiaru natężenia akumulacji wykorzystują wiek osadu uzyskany przy pomocy krótkotrwałych radionuklidów a co za tym idzie stwierdzenie o braku wpływu kompakcji i dekompozycji na wielkość natężenia akumulacji jest zawsze prawdziwe tylko dla warstwy powierzchniowej. Podczas analizy trendów czasowych konieczne jest zatem osobne oszacowanie udziału tych zjawisk w kształtowaniu profilu pionowego akumulacji.

Dla każdego z rdzeni dokonano obliczeń natężenia akumulacji osadu

z wykorzystaniem modeli CIC i CRS, a dla rdzenia ŁEBA-W1 również Cs-137 i modelu kompozytowego. Wartości dla całych rdzeni prezentuje Tabela 6.2.

W metodzie Cs-137 wykorzystano horyzont czasowy roku 1963 na głębokości 29 cm, to jest w środkowym punkcie odcinka rdzenia. W takim przypadku natężenie akumulacji osadu to iloraz głębokości i czasu do momentu poboru rdzenia, a błąd określony jest przez miąższość danej warstwy.

W przypadku modelu CIC naruszenie założeń o stałym dopływie allochtonicznego Pb-210 i stałym natężeniu akumulacji powoduje niemożność kalkulacji natężenia akumulacji dla całego profilu a najlepszą aproksymacją długotrwałego trendu jest dopasowanie liniowe (Appleby i Oldfield 1992; Bricker-Urso i in. 1989a). Dysponując równaniem regresji, natężenie akumulacji można wyliczyć ze współczynnika nachylenia:

$$S = \frac{-\lambda}{r} \quad (18)$$

gdzie:

S - natężenie akumulacji osadu;

r - nachylenia regresji liniowej

Przy pomocy modelu CRS możliwe było nie tylko obliczenia wartości długotrwałego trendu ale i wartości dla poszczególnych warstw (Rycina 6.7) ze wzoru (Kolker i in. 2009):

$$\omega = \frac{X_i - X_{t_{i-1}}}{t_i - t_{i-1}} \quad (19)$$

gdzie:

ω - natężenie akumulacji osadu;

X_i, X_{i-1} - głębokość stropu i spągu danej warstwy;

t_i, t_{i-1} - wiek stropu i spągu warstwy;

Błędy powyższego oszacowania obliczono ze wzoru (Kolker 2005):

$$\sigma_{\omega} = \omega \frac{\sqrt{\sigma_{t_i}^2 - \sigma_{t_{i-1}}^2}}{t_i - t_{i-1}} \quad (20)$$

gdzie:

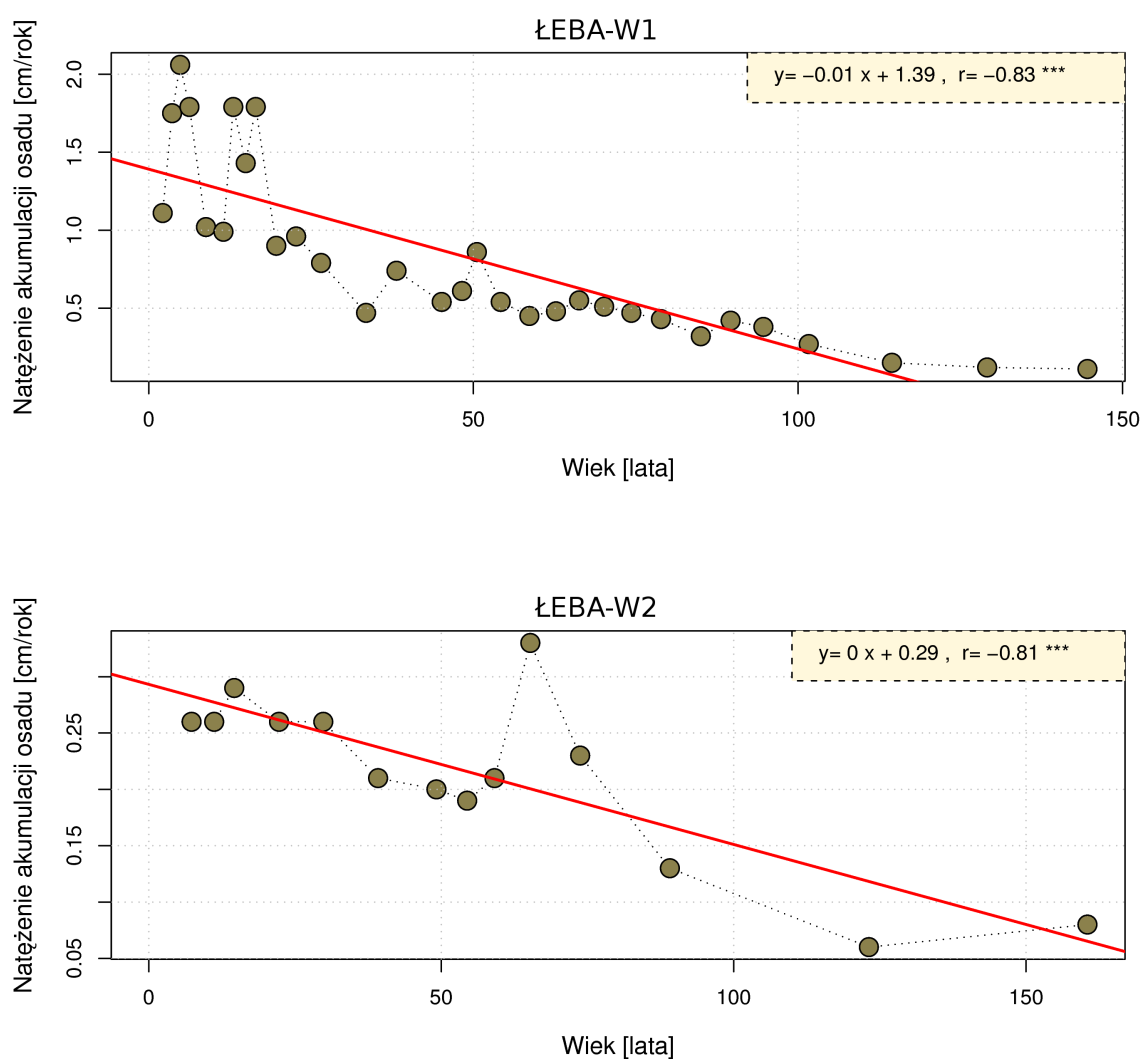
$\sigma_{t_i}, \sigma_{t_{i-1}}$ - błędy oszacowania wieku stropu i spągu warstwy;

Oprócz oszacowania natężenia akumulacji osadu, obliczono także wskaźnik

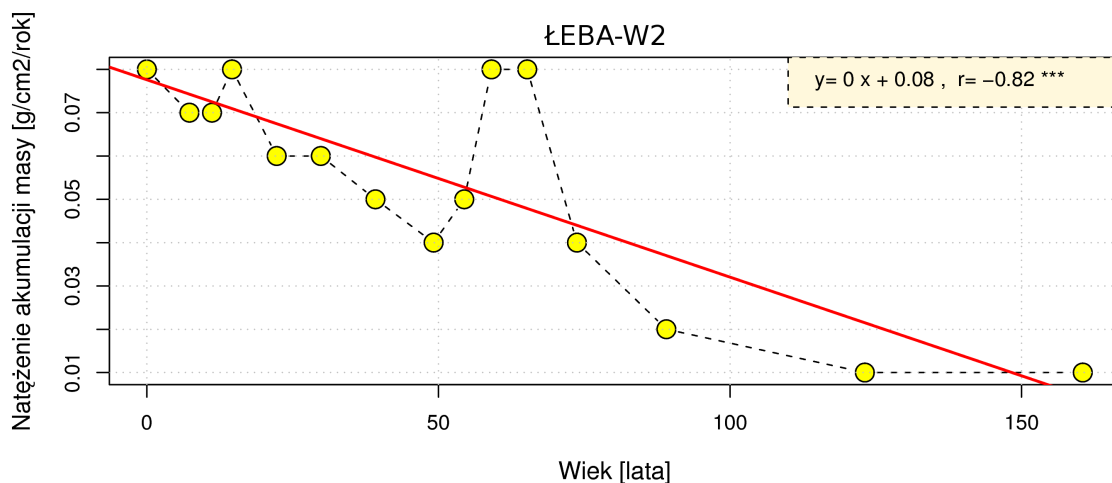
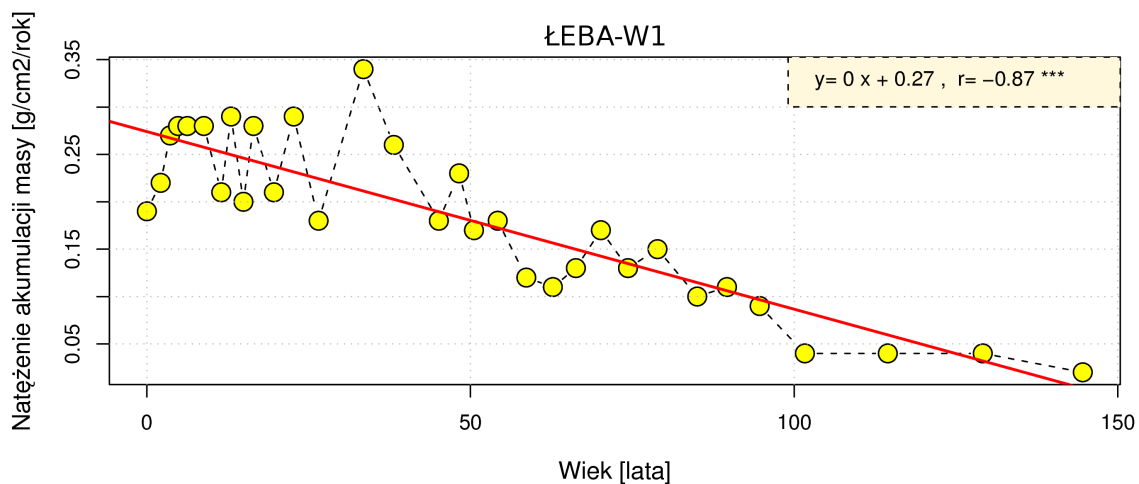
akumulacji masy osadu - MAR (Rycina 6.8). Wartości w Tabeli 6.2 reprezentują średnią arytmetyczną wraz z towarzyszącym błędem.

Tabela 6.2. Pionowe natężenie akumulacji osadu (SAR) i masy (MAR) w rdzeniach z delty wstecznej Łeby.

Rdzeń	SAR CIC [cm/rok]	Błąd	SAR CRS [cm/rok]	Błąd	MAR [g/cm ² /rok]	Błąd	SAR Cs-137 [cm/rok]	Błąd
ŁEBA-W1	0,34	0,003	0,39	0,05	0,18	0,004	0,63	0,04
ŁEBA-W2	0,082	0,004	0,16	0,02	0,052	0,002	-	-



Rycina 6.7. Natężenie akumulacji osadu w rdzeniach z delty wstecznej Łupawy. Wartości obliczone z użyciem modelu CRS. Na czerwono zaznaczono linię trendu. Korelacje r Pearsona istotne na poziomie $\alpha=0,01$.



Rycina 6.8. Natężenia akumulacji masy na jednostkę powierzchni dla rdzeni z delty wstecznej Łeby. Wartości obliczone z użyciem modelu CRS. Na czerwono zaznaczono linię trendu. Korelacje r Pearsona istotne na poziomie $\alpha=0,01$.

Przy obliczeniach natężenia akumulacji masy z wykorzystaniem modelu CRS użyto wzoru (12). W modelu kompozytowym dla rdzenia ŁEBA-W1 ulega on przekształceniu do postaci:

$$r = \frac{Pe^{-\lambda t}}{C} \quad (28)$$

gdzie:

P - średni strumień Pb-210 dla danego odcinka rdzenia;

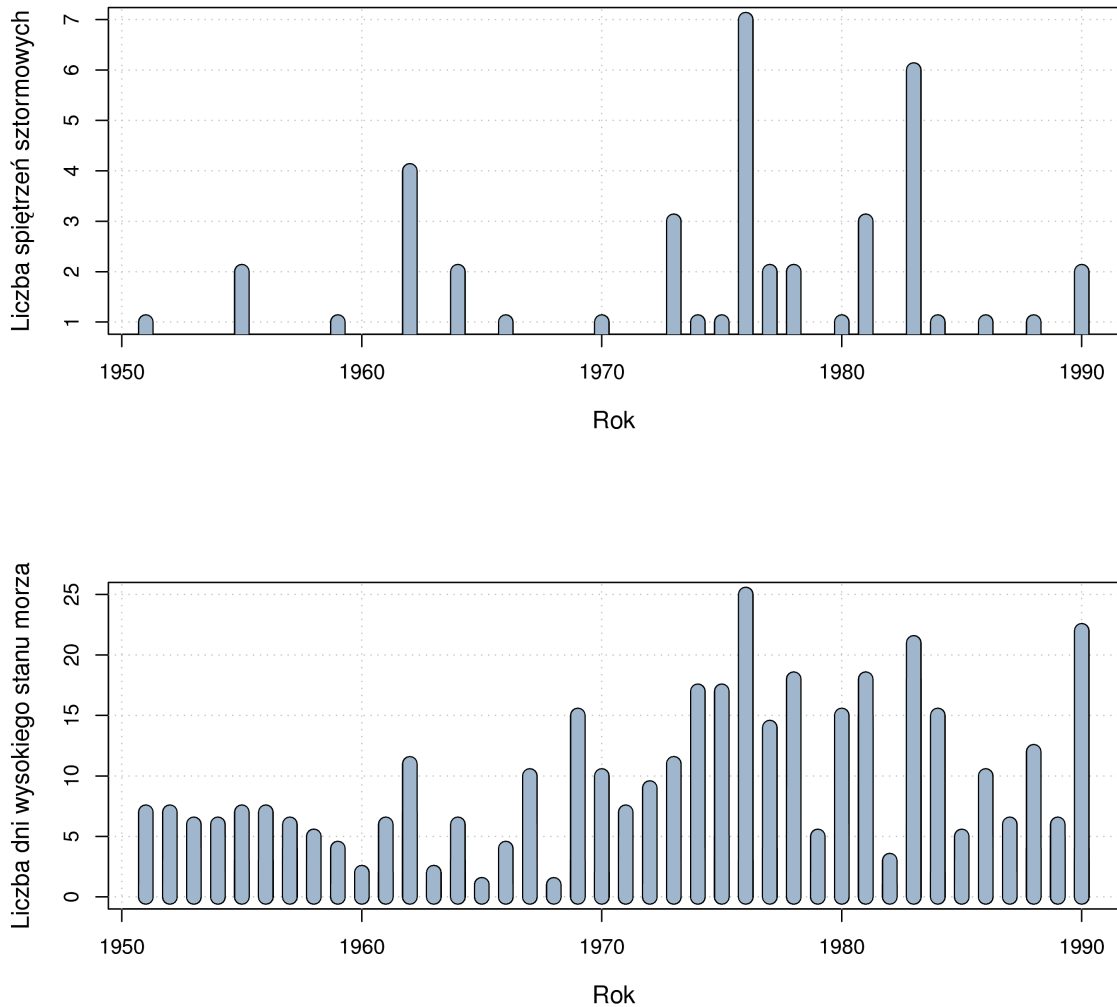
Wartości długotrwałych trendów (Tabela 6.2) różnią się zarówno pomiędzy metodami jak i rdzeniami. W rdzeniu ŁEBA-1 istnieje wysoka zgodność między oboma zastosowanymi modelami datowania Pb-210 (CRS i CIC), natomiast oba oszacowania są niższe niż 0,63 cm/rok dla horyzontu Cs-137. Jest to zrozumiałe jeśli założy się, iż w rdzeniu tym występuje kompaktacja. Wartości uzyskane dla metody Pb-210 pochodzą z uśrednienia również głębszych, bardziej skompaktowanych warstw, podczas gdy metoda Cs-137 uwzględnia tylko najmłodszy osad.. Zjawisku temu, charakterystycznemu dla nadmorskich mokradeł (Turner i in. 2006), poświęcono więcej miejsca w dalszej części pracy. Rdzeń ŁEBA-W2 cechuje się znacznie niższym natężeniem akumulacji, co można tłumaczyć lokalizacją miejsca poboru w większym oddaleniu od kanału rzecznego, a co za tym idzie mniejszą dostawą osadu (Marriott 1996). Wysoka rozbieżność między wynikami natężenia akumulacji z modeli CRS i CIC dla tego rdzenia, jest prawdopodobnie spowodowana wystąpieniem intensywnego zdarzenia lub ciągu zdarzeń ekstremalnych w latach 50-70 XX wieku, których znaczny wpływ na wartości natężenia akumulacji (Rycina 6.7) nie jest dostatecznie dobrze odzwierciedlony w linii trendu, z uwagi na ich centralne umieszczenie.

Oprócz stosunkowo dużej zmienności w profilu pionowym najbardziej charakterystyczną cechą krzywych jest trend rosnącego natężenia akumulacji. Jest on, przynajmniej w rdzeniu ŁEBA-W1, pochodną zjawisk płytkiej autokompaktacji i dekompozycji materii organicznej. Jednak analiza profili natężenia akumulacji masy, które biorą pod uwagę zmiany gęstości osadu, a co za tym idzie uwzględniają oba zjawiska (Lu 2007), pokazuje że nie mogą być to jedyne przyczyny obserwowanych zmian. Zgodnie z przyjętym modelem funkcjonowania geosystemu zaobserwowane trendy wydają się zatem wspierać hipotezę o zwiększonym natężeniu akumulacji badanych mokradeł jako reakcji na przyspieszony wzrost poziomu Bałtyku południowego.

7. Częstość spiętrzeń sztormowych

Niezmiernie istotnym, powiązaniem z klimatem, czynnikiem wpływającym na natężenie akumulacji osadu na nadmorskich mokradłach, jest częstość występowania wezbrań i spiętrzeń sztormowych, rozumiana jako ilość dni w danym przedziale czasowym, podczas których stan morza przekraczał przyjęte dla konkretnej stacji wartości progowe. Dla polskiego wybrzeża Bałtyku jako spiętrzenie sztormowe traktuje się wzrost poziomu morza do wartości 570 centymetrów (Majewski i in. 1983). W niniejszej pracy uznano, że dla rozpatrywanego zagadnienia znaczenie mają również wysokie stany morza, przyjmując zaproponowany przez Rotnickiego i Borzyszkowską (1999) podział stanów wysokich na sztormy i wezbrania morskie. Obliczona przez wspomnianych autorów wartość progowa stanu wysokiego dla Ustki wynosi 536 cm.

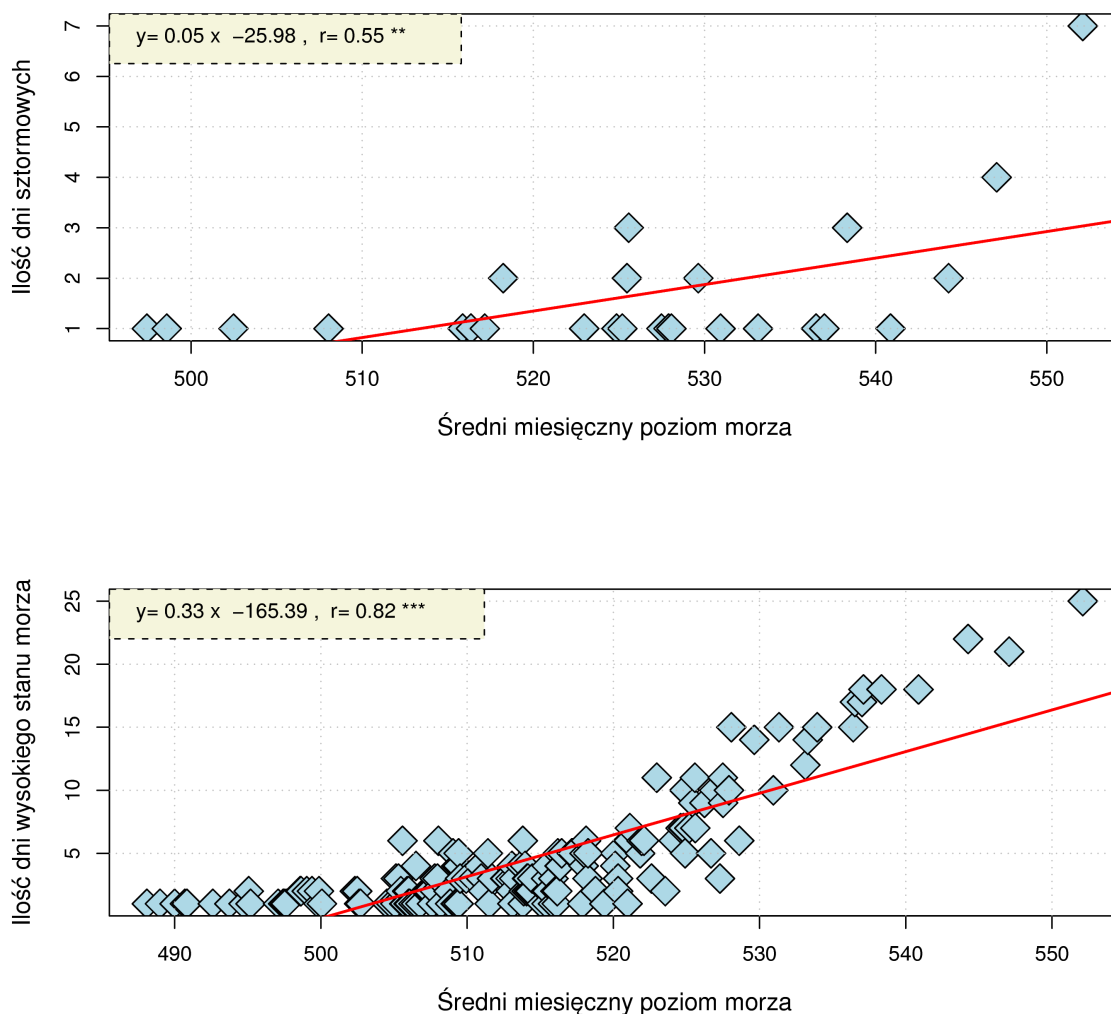
Korzystając z pomysłu oraz uprzejmości profesora Karola Rotnickiego poddano analizie dane z mareografu w Ustce, udostępnione w postaci średnich dziennych wartości poziomu morza w latach 1951-1990. Dla tego przedziału czasowego znaleziono 43 wezbrania sztormowe oraz 684 dni wysokiego stanu morza. W obydwu przypadkach można wyznaczyć trend rosnący, o współczynniku korelacji odpowiednio $r=0,23$ i $r=0,43$, przy czym jedynie drugim wypadku jest on istotny statystycznie ($\alpha=0,01$). Częstości dla poszczególnych lat przedstawiono na Rycinie 7.1. Średnie wartości dzienne dobrze oddają wystąpienie zjawiska sztormu, gdyż niezmiernie rzadko występują sytuacje, gdy spowodowany nim wzrost poziomu morza trwa krócej niż kilkanaście godzin (Sztobryn i Stigge 2005). Nie było niestety możliwe uzyskanie równie dokładnych danych dla lat wcześniejszych. W tej sytuacji, dla lat 1911-1943 wykorzystano średnie miesięczne dla Stolpmunde (dawna nazwa Ustki), pochodzące z bazy danych Permanent Service for Mean Sea Level (Woodworth i Player 2003). Obie serie czasowe zostały następnie połączone, po sprowadzeniu do wspólnego formatu średnich miesięcznych i wspólnego punktu odniesienia – NN (500cm). W danych o rozdzielczości miesiąca nie jest oczywiście możliwa bezpośrednia identyfikacja spiętrzeń sztormowych i wezbrań morskich. Istnieje jednak silne sprzężenie zwrotne między wyżej wzmiankowanymi zjawiskami, a poziomem Bałtyku (Rotnicki i Borzyszkowska 1999). Wzrost częstości sztormów jest zatem jednej strony spowodowany wyższym poziomem morza, z drugiej wywiera istotny wpływ na jego średnie wartości. Dzieje się tak również w przypadku Ustki (Rycina 7.2), co można stwierdzić na podstawie średnich dziennych z okresu 1951-1990. Wartości współczynnika korelacji średniego poziomu morza z liczbą sztormów oraz stanów wysokich wynoszą odpowiednio 0,55 ($\alpha=0,01$) i 0,82 ($\alpha=0,001$).



Rycina 7.1. Częstości występowania spięrzeń sztormowych i wezbrań morskich w danym roku, dla Ustki w okresie 1951-1990. Wartości sumaryczne uzyskane ze średnich dziennych.

Posługując się analizą zależności między częstością sztormów w latach 1951 - 90 a średnimi miesięcznymi poziomami morza w tym okresie wydzielono wartość graniczną średniej miesięcznej, poniżej której wezbrania sztormowe nie występują. Przyjęto, że odpowiada temu poziom 510 centymetrów, powyżej którego znajduje się 95% wykrytych sztormów. Otrzymano w ten sposób arbitralną, 7 stopniową skalę, gdzie wartość 510 cm oznacza brak spięrzeń sztormowych w danym miesiącu a maksimum 552 cm odpowiada siedmiu dniom, podczas których poziom morza przekroczył 570 cm. Należy zauważyć, że możliwa jest sytuacja, w której wpływ stanów wysokich na wartości średnie jest równoważony przez równie intensywne stany niskie, jednak prawdopodobieństwo jej zaistnienia jest niezmiernie niskie.

Efektom zastosowanie procedury podziału średnich miesięcznych na klasy jest wskaźnik **Częstości Spiętrzeń Sztormowych - CSS**. Dzięki zastosowanemu przekształceniu, możliwe jest wykorzystanie całego zakresu dostępnych danych mareograficznych. Wyeksponowana zostaje również istotność spiętrzeń sztormowych, w kształtowaniu wartości poziomu morza, co silnie podkreślają Rotnicki i Borzyszkowska (1999) oraz ich silny wpływ na badane procesy akumulacji osadów.



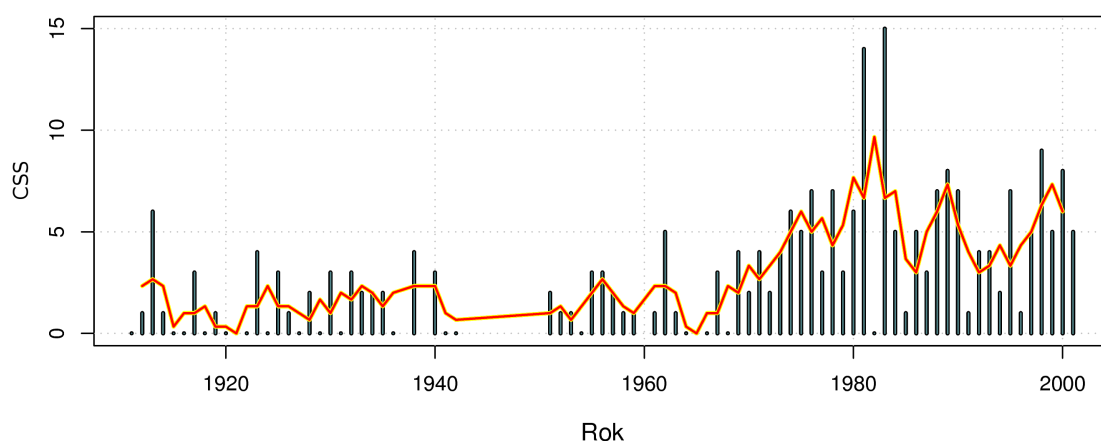
Rycina 7.2. Zależności między średnim miesięcznym poziomem morza a ilością dni sztormowych i dni wysokiego stanu morza. Dane dla stacji w Ustce za okres 1951-1990. Z analizy wykluczono lata, w których nie zanotowano sztormów. Korelacje istotne na poziomie 0,01 i 0,001 (odpowiednio „**” i „***”).

Procedura obliczenia CSS dla całej serii czasowej polegała na odjęciu od średnich miesięcznych poziomu morza wartości 510 cm, podzieleniu rezultatu przez 6 (w przyjętej skali wzrost średniego poziomu o 6 cm oznacza 1 dzień sztormowy więcej) oraz przyporządkowaniu „0” w skali CSS wszystkim wartościom mniejszym niż 0,5. Korzystając

z informacji publikowanych przez IMGW (Dziedziszko 1991-97, Sztobryn, Stepko 1998-2001), udało się ponadto rozszerzyć zakres danych do roku 2001 (Rycina 7.3).

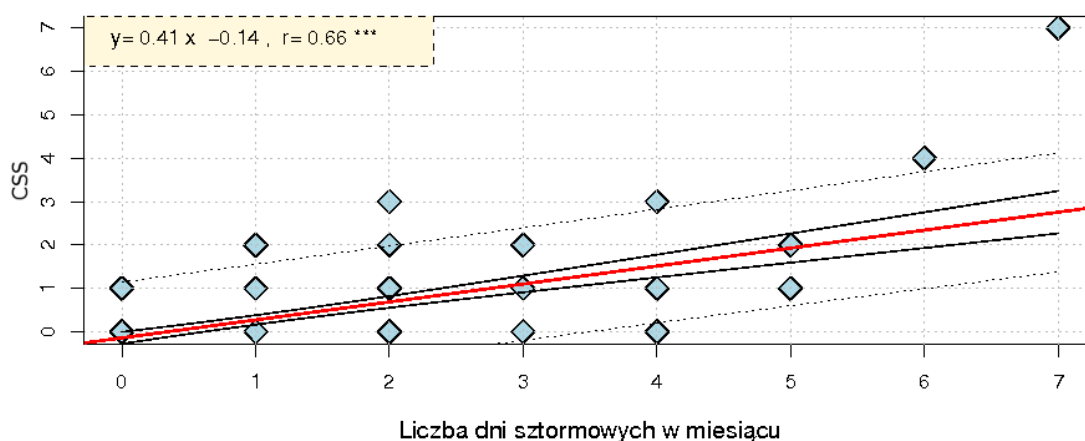
W celu sprawdzenia poprawności procedury porównano wartości obliczone z wartościami uzyskanymi ze średnich dziennych uzyskując zarówno dla sztormów jak i wezbrań sztormowych silny i istotny ($\alpha=0,001$) współczynnik korelacji, wynoszący odpowiednio 0,66 i 0,89 (Rycina 7.4). Świadczy to o dobrej zgodności skonstruowanego wskaźnika z rzeczywistą częstością sztormów.

Rycina 7.3. Skumulowane wartości wskaźnika intensywności spięrzeń sztormowych (CSS) dla Ustki w latach



1911-2001. Linią ciągłą zaznaczono trzyletnią średnią ruchomą.

Rycina 7.4. Zależność między wskaźnikiem intensywności spięrzeń sztormowych CSS a liczbą dni sztormowych



uzyskaną ze średnich dziennych. Linią czerwoną zaznaczono krzywą regresji, czarne linie wyznaczają 95% przedział ufności dla średniej, przerywane – przedział ufności predykcji.

8. Zmienność cech teksturalnych osadu i dostawa materii mineralnej

8.1. Zmienność cech teksturalnych osadu

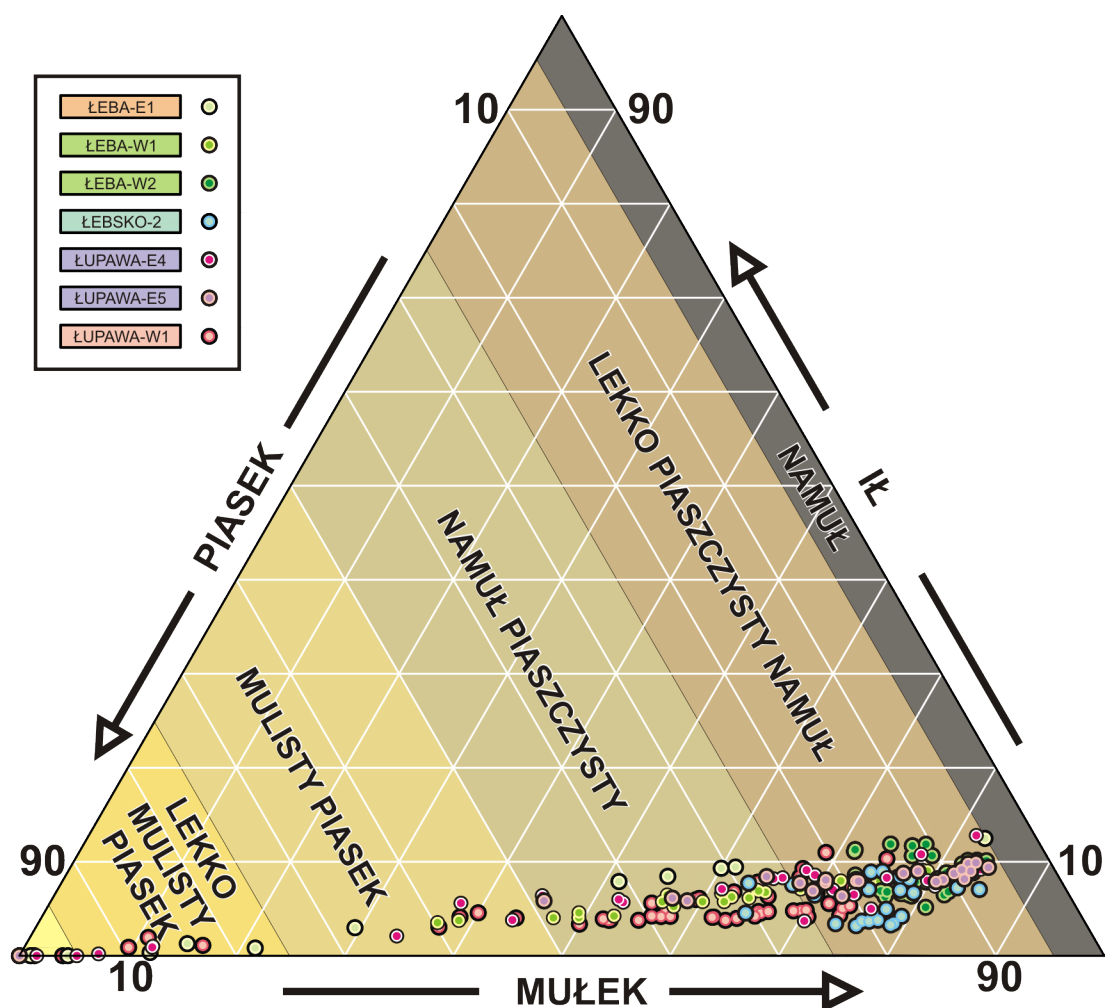
Cechy teksturalne osadu, takie jak średnica ziarna i jej pochodne, niosą w przypadku nadmorskich mokradeł istotną informację o naturze procesów dostarczających materię mineralną. Deponowany materiał, za wyjątkiem strumienia eolicznego, pochodzi, z morfologicznego punktu widzenia, z obszarów niżej położonych - dna morza lub laguny. Procesy dostarczające osad z tych dwóch środowisk różnią się energią, a zatem cechy uziarnienia mogą dostarczyć informacji o źródle materii mineralnej w badanym środowisku (Folk i Ward 1957; Pejrup 1988).

Analizując profile pionowe średniej średnicy ziarna, można zauważyć, że poza nielicznymi wyjątkami zmiany wartości nie przekraczają 0,5 - 1 phi. Wynika to najprawdopodobniej z faktu, iż pojedyncze zalewy sztormowe pozostawiają po sobie warstwę osadu o zbyt małej miąższości aby utworzyć zauważalną i możliwą do odseparowania laminę. Próby, o jedno lub dwu-centymetrowej miąższości, obejmują przedział czasowy od jednego roku do kilkunastu lat. Ślady zdarzeń związanych ze sztormami ulegają przez to częściowemu zatarciu, chociaż nadal wpływają na wartości wskaźników cech teksturalnych. Wysoka domieszka frakcji piaszczystej we wszystkich próbkach zdaje się ponadto sugerować, iż zalewy sztormowe są częstym zjawiskiem, nawet jeśli nie pozostawiają po sobie wyraźnego śladu w litologii. Z wymienionych powodów zdecydowano się na zastosowanie klasyfikacji teksturalnej Flemminga (2000), przeznaczonej dla środowisk, w których nie występuje frakcja żwirowa. Terminologia, zmodyfikowana w celu lepszego odzwierciedlenia środowiska zalewowego oraz użyte przedziały podsumowane są w Tabeli 8.1.

Zastosowanie klasyfikacji Flemminga do badanych osadów prezentuje Rycina 8.1. Większość prób należy do klas drobnoziarnistych - piaszczystego i lekko-piaszczystego namułu, przy czym wspomniana wcześniej domieszka frakcji piaszczystej powoduje, że żadna z prób nie została zaklasyfikowana jako czysty namuł. Niska zawartość łu, w stosunku do frakcji mułkowej świadczy natomiast według Pejrupa (1988), o wysokiej energii środowiska. Na Rycinie 8.1 jest to widoczne w postaci koncentracji próbek w dolnej części diagramu. Należy zwrócić uwagę na mało liczną ale istotną grupę osadów silnie piaszczystych - są one śladem najbardziej intensywnych zalewów sztormowych.

Tabela 8.1. Terminologia opisowa zastosowana w dwuczęściowej klasyfikacji Flemminga (2000).

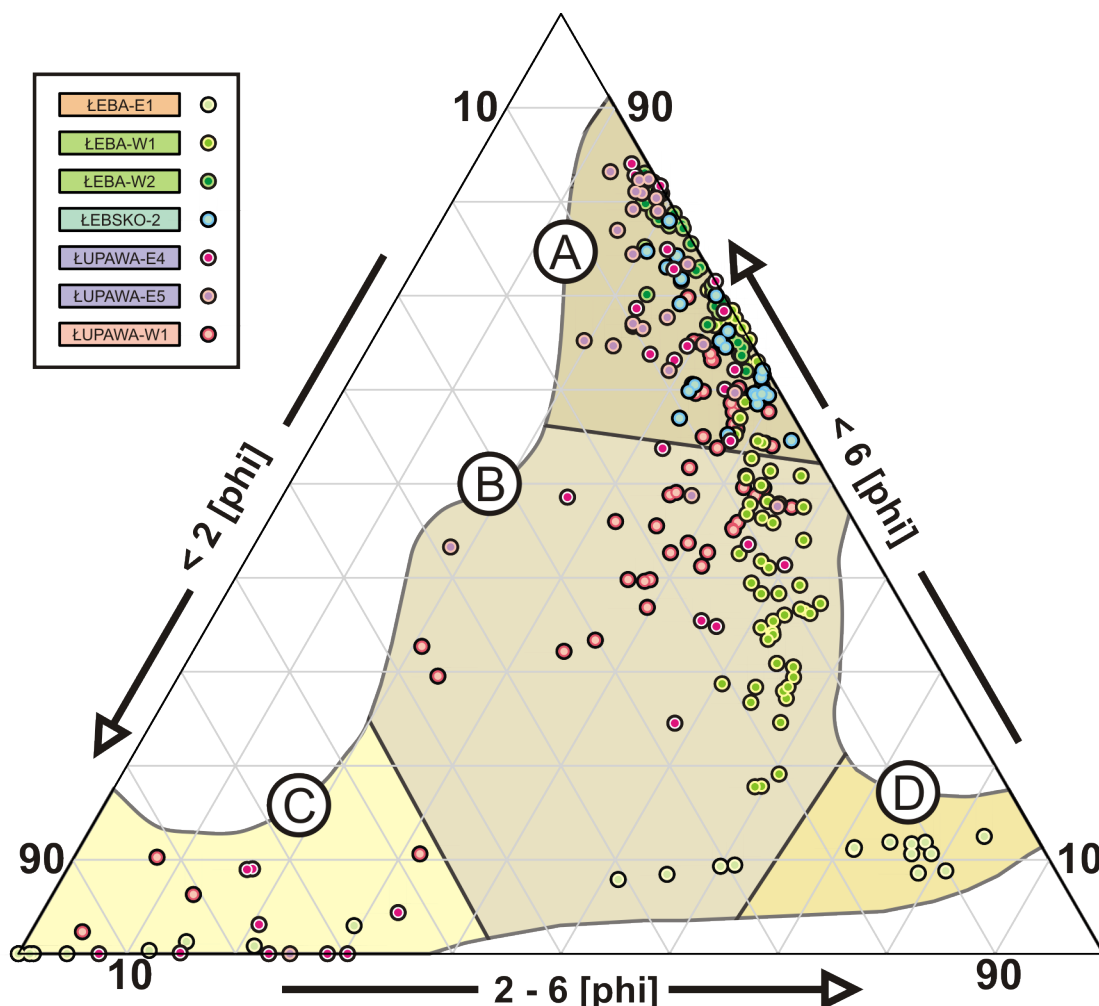
Zawartość mułu (>4 phi) [%]	Klasa teksturalna	Klasa wg. Flemminga (2000)
<5	Namuł	<i>Mud</i>
5-25	Namuł lekko piaszczysty	<i>Slightly sandy mud</i>
25-50	Namuł piaszczysty	<i>Sandy mud</i>
50-75	Mulisty piasek	<i>Muddy sand</i>
75-95	Lekko mulisty piasek	<i>Slightly muddy sand</i>
>95	Piasek	<i>Sand</i>



Rycina 8.1. Diagram trójkątny klasyfikacji teksturalnej osadów klastycznych Pejrupa (1988) w modyfikacji Flemminga (2000). Na osiach przedstawiono zawartości procentowe poszczególnych frakcji.

W podziale na frakcje: piaszczystą, mułkową i ilastą, ujawnia się duża jednorodność prób, co utrudnia dalszą klasyfikację. Na podobny problem natknęli się Rotnicki

i Młynarczyk badając osady korytowe Proсны (1989). Zastosowane przez nich rozwiązanie polega na zmianie zakresu wielkości ziarna, obejmowanego przez poszczególne grupy. Podobnie postąpiono w przypadku badanych osadów, dobierając przedziały empirycznie, na podstawie kryterium największego zróżnicowania. W pierwszej grupie umieszczono piaski grubo i średnioziarniste, w drugiej piaski drobne i mułki gruboziarniste a ostatnią stanowią mułki średnio i drobnoziarniste oraz ły. Rezultatem powyższych działań jest Rycina 8.2.



Rycina 8.2. Diagram trójkątny klasyfikacji teksturalnej osadów. Na osiach przedstawiono zawartości procentowe poszczególnych frakcji. Literami oznaczono grupy osadów - patrz opis w tekście.

Na przekształconym diagramie wyróżniono cztery grupy osadów. Pierwszą i jednocześnie najliczniejszą z nich, oznaczono na diagramie literą A. Są to najdrobniejsze osady pochodzące z wewnętrznych części mokradeł, zarówno delty wstecznej Łeby jak i Łupawy: ŁEBA-W2, ŁUPAWA-E5 oraz brzegów jeziora Łebsko: ŁEBSKO-2. Budują one mineralny składnik torfów i organicznych namułów drobnoziarnistych. Niska zawartość najgrubszej frakcji wynika z oddalenia od kanału rzecznego i co za tym idzie niższej energii

zalewów. Do tej grupy zaliczają się również nieliczne próbki pochodzące z części zewnętrznych delt wstecznych, reprezentujące materiał akumulowany w warunkach braku silnych zalewów sztormowych.

Osady rdzeni, położonych w wewnętrznej części mokradła, znajdują się w większości w grupie B. Charakteryzują się one zmienną zawartością najgrubszej frakcji i niską, mniejszą niż 50%, zawartością frakcji najdrobniejszej. Jest to wynik działania dwóch odmiennych procesów depozycyjnych - zalewów rzecznych, osadzających drobny i średnioziarnisty materiał oraz epizodów zalewów sztormowych dostarczających najgrubszą frakcję - jednak nie w ilości wystarczającej do utworzenia wyraźnej warstwy. Rezultatem jest mieszanina dwóch frakcji. Minimalna miąższość warstwy sztormowej, która gwarantuje jednoznaczne odwzorowanie w osadzie, nie jest znana i zależy między innymi od intensywności procesów bioturbacji i natężenia akumulacji osadu (Mertz i in. 2003). Utwory, które są śladem zdarzeń sztormowych stanowią kolejną grupę - oznaczoną jako C na Rycinie 7.2. W jej obręb wchodzi pojedyncze próby z wewnętrznej części mokradła.

Można powiedzieć, że wspomniane trzy grupy tworzą spektrum osadów zależne od dostawy materiału gruboziarnistego, czyli od zalewów sztormowych. Zachowują one prawidłowości przestrzenne charakterystyczne dla równiny zalewowej i ekosystemów marszy - osad drobnieje i staje się bardziej jednorodny w miarę oddalania od kanału rzecznego (Yang 1999; Woolnough i in. 1995; Allen 2009). Odrębną klasę (D) wydzielono dla części próbek ze wschodniej części delty wstecznej Łeby. W przypadku tego obszaru zakres rozpiętości osadów jest bardzo duży, przypominając w tym względzie osady delty Łupawy (np. ŁUPAWA-E4), jednak praktycznie brak jest frakcji najdrobniejszej. Na podstawie informacji uzyskanych w Dyrekcji Słowińskiego Parku Narodowego oraz z rozpoznania w terenie, wiadomym jest, że na wschodnim brzegu delty prowadzona jest wycinka trzciny. Jest zatem prawdopodobne, że brak pokrywy roślinnej, przynajmniej przez część roku, powoduje powstanie warunków hydraulicznych odmiennych od brzegu zachodniego i brak możliwości depozycji frakcji ilastych (Frey i Basan 1985).

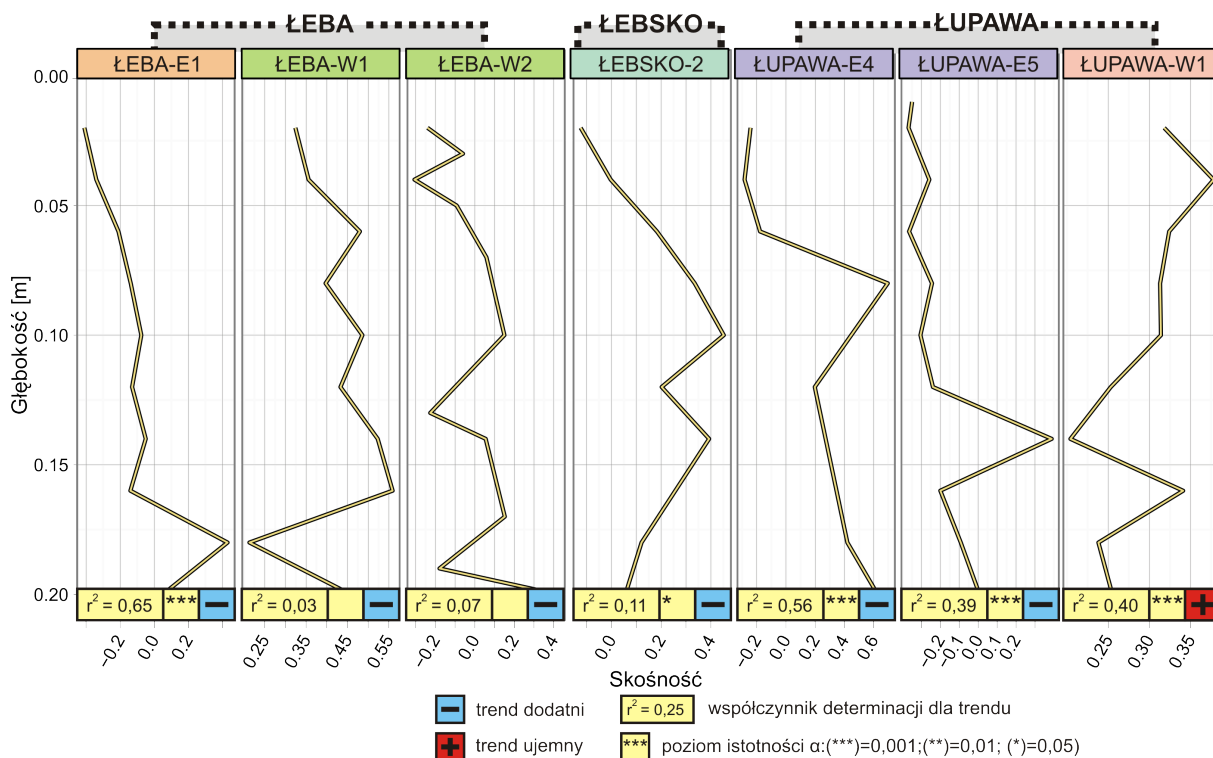
Zakładając, iż cechy teksturalne profilu pionowego osadów odzwierciedlają pozycję danego punktu mokradła w stosunku do linii brzegowej (Allen 1993), można wyróżnić trzy rodzaje trendów wielkości ziarna (Allen 1996; Haslett i in. 2003):

- lekko malejący - odpowiadający stanowi równowagi;
- silnie malejący - świadczący o pionowym i poziomym rozwoju mokradła;

- rosnący - towarzyszący regresji geosystemu w kierunku ładu i występujący naturalnie jako efekt wzrostu poziomu morza (Titus 1988);

Omawiany geosystem nie znajduje się pod wpływem procesów o intensywności porównywalnej z wybrzeżami pływowymi, nie można zatem spodziewać się występowania tak jednoznacznych tendencji jak powyższe. Mimo to, wykresy średniej średnicy ziarna (patrz Rozdział 5), pokazują ślady stopniowego drobnienia osadu ku stropowi lub brak wyraźnych trendów. Taka sytuacja odpowiada stanowi dynamicznej równowagi z poziomem morza. Z ogólnego obrazu wyróżniają się jedynie osady wschodniej części delty wstecznej Łeby, w których spadek wielkości ziarna ku powierzchni jest wyraźny i silny.

Sytuacja ta wydaje się zmieniać w najmłodszych osadach, powyżej głębokości 20 centymetrów. Dobrze jest to widoczne na przykładzie wskaźnika skośności uziarnienia (Rycina 8.3). Z wyjątkiem osadów zachodniej części delty wstecznej Łupawy, we wszystkich profilach zaznaczają się trendy ujemne. Ujemna skośność łączona jest z osadami pochodzącymi z otwartego wybrzeża morskiego (Duane 1964), co w połączeniu z obserwowanym wzrostem zawartości frakcji piaszczystej, pozwala domniemywać o zwiększającym się udziale materii mineralnej dostarczanej przez zalewy sztormowe.



Rycina 8.3. Wskaźnik skośności w osadach powyżej głębokości 20 centymetrów.

8.2. Dostawa materii mineralnej

W bilansie akumulacji osadu ważną pozycję stanowi ilość dostarczanej allochtonicznej materii mineralnej. Razem z cechami teksturalnymi decyduje ona bowiem o podatności na kompaktację. Silnie mineralny osad jest z jednej strony mniej podatny na płytką subsydencję, a z drugiej większa gęstość i masa dostarcza siły nacisku potrzebnej do zainicjowania kompaktacji w niżej zalegających warstwach (Allen 1999). Na natężenie kompaktacji wpływają również efekty związane z zależnością między depozycją mineralną, a akumulacją materii organicznej. Geosystemy mokradeł nadmorskich wykazują dużą zdolność adaptacji i kiedy pojawia się deficyt materii mineralnej, towarzyszy mu jednoczesny wzrost produktywności biologicznej (Mudd i in. 2009). Skutkiem tego jest mniejszy spadek natężenia pionowego przyrostu osadu i utrzymanie wysokości powierzchni terenu powyżej średniego poziomu morza. Odwrotny efekt mogą natomiast spowodować wysokoenergetyczne zalewy sztormowe, deponujące ciągłą warstwę materiału mineralnego. Jest ona w stanie całkowicie, na krótki okres czasu, zatrzymać procesy produkcji roślinnej (McKee i Cherry 2009), eliminując z bilansu akumulacji materiał organiczny. Istotna jest również wielkość deponowanych cząstek, warunkuje bowiem przepuszczalność osadu, a co za tym idzie jego natlenienie i podatność na dekompozycje (Singh i Nayak 2009), gdyż rozkład materii organicznej może zwiększać natężenie kompaktacji w jej stadium początkowym.

Akumulacje materii mineralnej (MD) obliczono dla obu rdzeni (Rycina 8.4), korzystając ze wzoru Kolkera (2005):

$$MD = \omega \times \rho \times (1 - LOI) \quad (29)$$

gdzie:

ρ - gęstość objętościowa [g/cm^3];

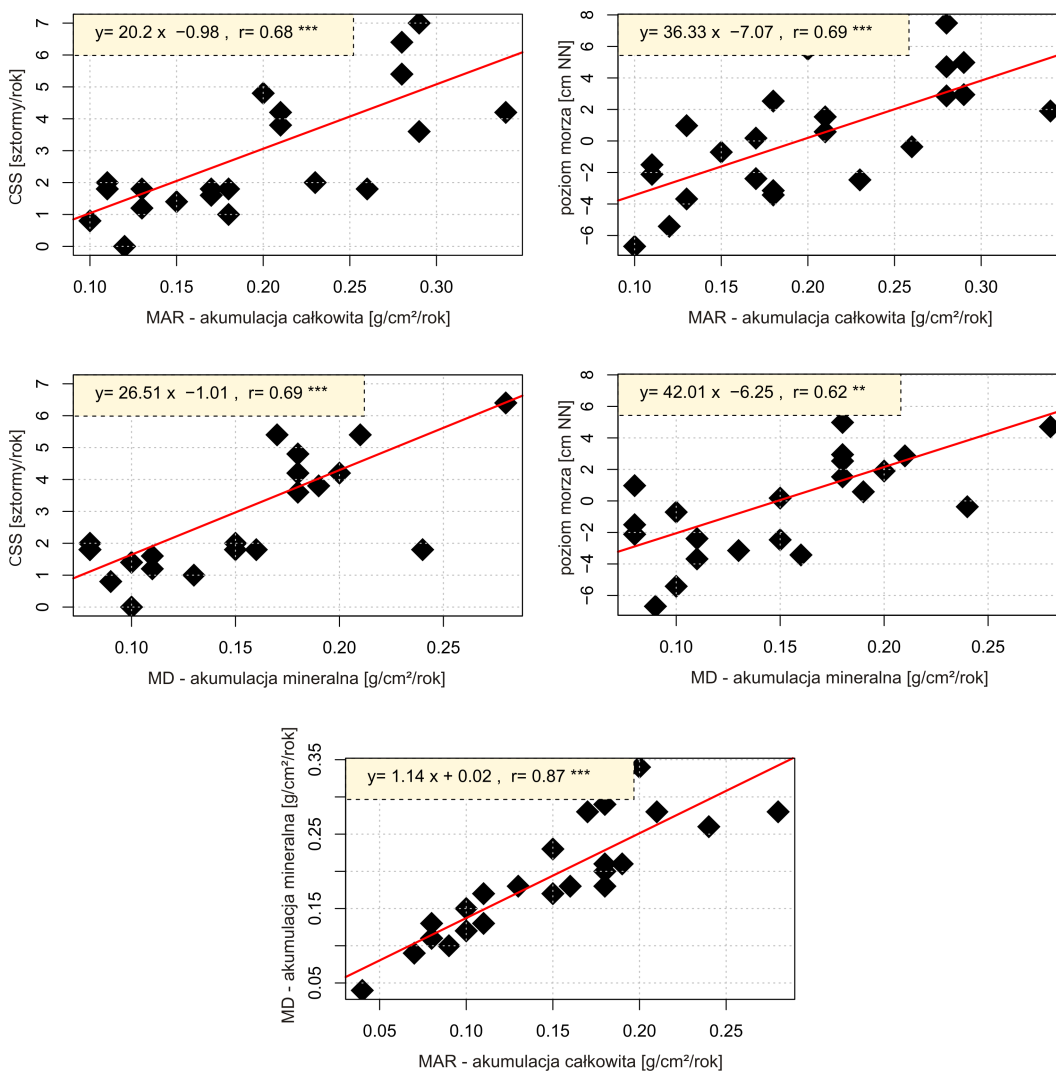
ω - natężenie akumulacji osadu [cm];

LOI - straty na prażeniu [%];

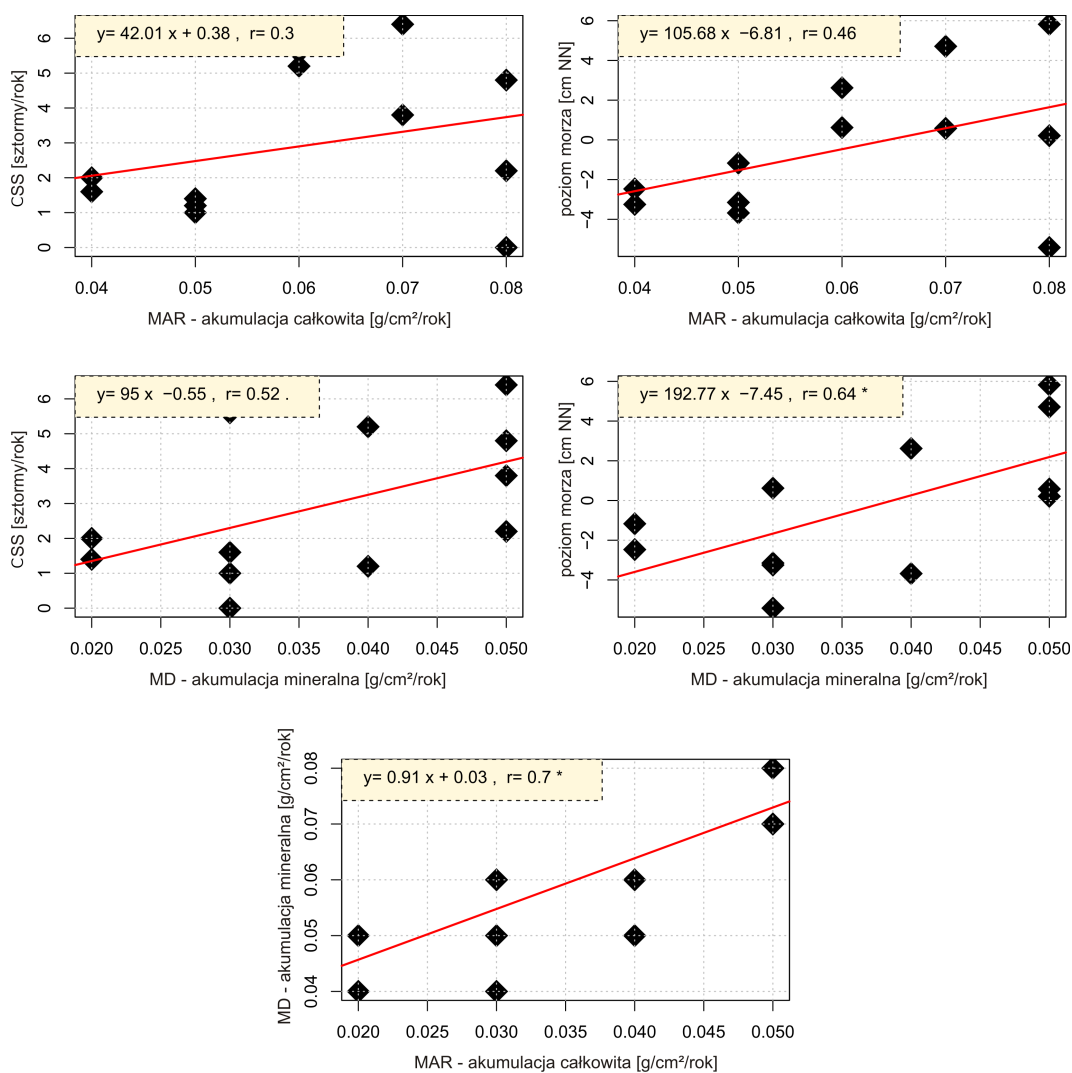
Obliczone wartości różnią się znacząco pomiędzy dwoma datowanymi rdzeniami, podobnie jak miało to miejsce w przypadku akumulacji całkowitej. Dla osadów zewnętrznej części mokradła (ŁEBA-W1), zawierają się w przedziale 0,05-0,32 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$, podczas gdy dla pochodzących z wewnętrznej części mokradła - ŁEBA-W2, wynoszą zaledwie 0,03-0,05 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{rok}$. Korelacja między akumulacją całkowitą a mineralną jest silna i istotna zarówno w osadach z zewnętrznej jak i wewnętrznej części mokradła (Tabela 8.2).

Tabela 8.2. Współczynniki korelacji r Pearsona dla: całkowitej akumulacji masy osadu - MAR, akumulacji mineralnej - MD, częstości spiętrzeń sztormowych - CSS oraz poziomu morza. Wyłuszczone korelacje istotne. Poziom istotności statystycznej α prezentują sygnatury: „***”=0,001; „**”=0,01; „*”=0,05; „.”=0,1.

rdzeń	wskaźnik	poziom morza	sztormy (CSS)	MAR
ŁEBA-W1 (część zewnętrzna mokradła)	MAR	0,69***	0,68***	-
	MD	0,62 **	0,69***	0,87***
ŁEBA-W2 (część wewnętrzna mokradła)	MAR	0,45	0,29	-
	MD	0,64*	0,51.	0,7*



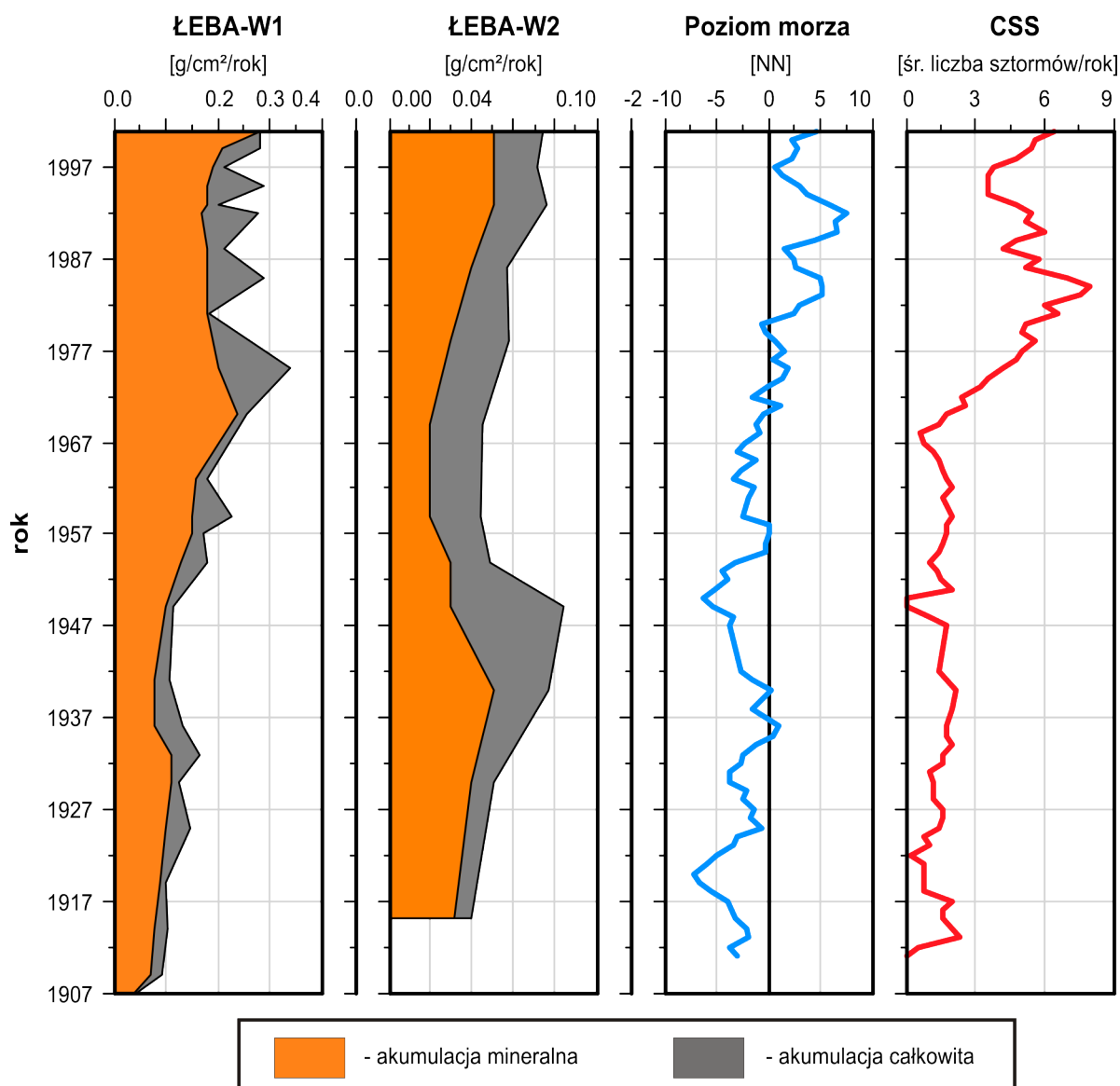
Rycina 8.4. Rdzeń ŁEBA-W1 - analiza korelacji pomiędzy akumulacją masy osadu a średnim poziomem morza i częstością spiętrzeń sztormowych.



Rycina 8.5. Rdzeń ŁEBA-W2 - analiza korelacji pomiędzy akumulacją masy osadu a średnim poziomem morza i częstością spiętrzeń sztormowych.

Wyższa korelacja w rdzeniu ŁEBA-W1 wynika z większego, niż w ŁEBA-W2, udziału akumulacji mineralnej w całkowitym przyroście masy osadu, co można zauważyć na Rycinie 8.6. W ŁEBA-W1 przewaga ta jest wyraźna, podczas gdy w osadach wewnętrznej części mokradła (ŁEBA-W2), stosunek mineralnej do organicznej masy osadu jest dużo bardziej wyrównany. Obraz ten pozostaje w zgodzie z wnioskami wysnutymi na podstawie analizy cech teksturalnych frakcji mineralnej (Rycina 8.2) - obszar o przewadze materiału drobnoziarnistego, będący pod wpływem zalewów o mniejszej energii, jest jednocześnie miejscem większego znaczenia akumulacji biogenicznej dla pionowego przyrostu osadu. Przy czym należy zauważyć, że jej bezwzględne wartości w obydwu przypadkach są porównywalne.

Analiza korelacji, pomiędzy średnim poziomem morza i liczbą sztormów oraz akumulacją całkowitą i mineralną (Ryciny 8.4 i 8.5), pokazuje silne zależności potwierdzające istotne znaczenie wpływów morskich w kształtowaniu pionowego natężenia akumulacji osadu.



Rycina 8.6. Akumulacja mineralna w osadach delty wstecznej w porównaniu do całkowitej akumulacji masy oraz średniego poziomu morza i wskaźnika częstości spiętrzeń sztormowych, oznaczonego jako CSS (5-letnie średnie ruchome).

Korelacje są silne i istotne dla osadów zewnętrznej części delty wstecznej (ŁEBA- W1), zarówno w przypadku akumulacji całkowitej jak i mineralnej, a średni poziom morza oraz liczba sztormów wydają się wywierać wpływ o podobnym natężeniu. Sytuacja

jest odmienna w wewnętrznej części mokradła (ŁEBA-W2). Jak zauważono wcześniej, znaczenie procesów akumulacji biogenicznej jest tu większe, z uwagi na mniejszą dostawę materiału mineralnego. Znajduje to potwierdzenie w słabszej, niż w ŁEBA-W1, korelacji akumulacji całkowitej ze średnim poziomem morza i dużo słabszej z liczbą zalewów sztormowych (Tabela 6.2, Rycina 8.5). W przypadku akumulacji mineralnej związki te są dużo silniejsze i tylko nieco słabsze niż w przypadku ŁEBA-W1. Można powiedzieć zatem że, różnice pomiędzy zewnętrzną i wewnętrzną częścią mokradła tak w litologii jak i cechach teksturalnych osadu są wynikiem odmiennej lokalizacji na równinie zalewowej - oddalenia od kanały rzecznej.

Pomimo pokazanych różnic dla obu obszarów zaznaczają się trendy rosnącej akumulacji, odzwierciedlające tak poziom morza jak i liczbę sztormów (Rycina 8.6). W co najmniej dwóch przypadkach - w latach 1970-75 w ŁEBA-W1 i 1940-50 w ŁEBA-W2, można dostrzec znaczące zwiększenie akumulacji biogenicznej, następujące po epizodach ekstremalnej depozycji mineralnej. Może być to, sugerowany przez Goffa i Chague-Goffa (1999), efekt zwiększenia produktywności biologicznej na skutek „odnowienia” siedliska lub podobnej reakcji na deficyt materiału, następujący po okresie zwiększonej dostawy, klastycznego. Niezależnie jednak od działających mechanizmów, przytoczone w powyższym rozdziale zależności pokazują, że zmiany średniego poziomu morza i liczby sztormów wywierają na tyle istotny wpływ geosystem mokradła delty wstecznej, iż na ich podstawie można wnioskować o dalszym kierunku jego rozwoju.

9. Zmiany chemizmu osadów

9.1. Procesy wczesnej diagenety i właściwości kompleksu sorpcyjnego

Jednym z celów niniejszej pracy jest odpowiedź na pytanie, czy wzrost poziomu morza ma wpływ na zmiany chemizmu osadów badanych geosystemów w ciągu ostatnich 200- 300 lat. Tego typu procedury rekonstrukcyjne opierają się, na często prawidłowym założeniu, że cechy osadu, a ściślej jego kompleksu sorpcyjnego, w bezpośredni ilościowy sposób odzwierciedlają warunki panujące w środowisku podczas depozycji (Ngoc-ky i in. 1981; Wojciechowski 1987; Mason 1958; Borówka 1992; Borówka 2007). Należy mieć jednak świadomość, iż jest to założenie w znaczny sposób upraszczające. Pomija ono bowiem procesy postedepozycyjne mogące mieć znaczny lub nawet decydujący wpływ na ostateczny charakter zapisu paleogeograficznego (Bernier 1980; Tessier i in. 1996; Goslar i in. 1999; Zwolsman i in. 1993; Clark i in. 1998; Woszczyk i Mazurek 2004;). Dodatkowe trudności w interpretowaniu krzywych koncentracji mogą też wynikać ze zmian pojemności i składu kompleksu sorpcyjnego w poszczególnych próbkach - efekt ten jest tym istotniejszy im większa dynamika danego środowiska. Z powyższych względów podczas interpretacji danych geochemicznych zwrócono uwagę na:

- różnice w pojemności sorpcyjnej składników osadu, zależne przede wszystkim od pola powierzchni cząstek składających się na poszczególne frakcje (Boyle 2001). Przyjmuje się, że najlepszymi sorbentami są materia organiczna i minerały ilaste, a najgorszymi piaski i inne gruboziarniste osady klastyczne;
- odmienne właściwości sorpcyjne minerałów ilastych względem różnych jonów (Zawadzki 1999) Możliwa jest także sytuacja odwrotna, kiedy dany pierwiastek adsorbuje preferencyjnie na danej frakcji osadu - przykładowo przyjmuje się, iż ciezki metal jest głównie z drobną frakcją mineralną a ołów z materia organiczną (He i Walling 1996; Kolker i in. 2009);
- odmienną reakcją pierwiastków na zmiany współczynnika pH i potencjału redox, a co za tym idzie różna mobilność i zdolność do migracji, powodująca zmiany wartości ich wzajemnych stosunków. Za najbardziej mobilne w środowisku słonych marszy uznaje się Fe i Mn (Cundy i Croudace 1996; Singh i Nayak 2009). Są też podstawy aby poddawać w wątpliwość reprezentatywność krzywej koncentracji sodu (Perelman 1971; Borówka 1992; Boyle 2001), tym bardziej że jego podatność na migracje

w środowisku bagnisk nadmorskich nie jest dostatecznie poznana;

- rolę materii organicznej w retencji metal. Podlega ona bowiem procesom dekompozycji o zmiennym, trudnym do oszacowania, natężeniu. Według niektórych autorów aż 70-80% adsorbowanych metali tworzy z materią organiczną nierozpuszczalne kompleksy organo-metaliczne tzw. chelaty (Martinez i McBride 1999), jednak pozostałe mogą w rezultacie rozkładu przejść do roztworu glebowego, a następnie, w zależności od wysycenia kompleksu sorpcyjnego, do frakcji mobilnej (Obrador i in. 1997)

Nie ma dostatecznych podstaw do założenia, że w omawianym przypadku procesy wczesnej diagenety są pomijalne. W związku z tym, zastosowano szereg metod pozwalających na zniwelowanie ich wpływu na interpretację paleośrodowiskową. Skupiono się na analizie tzw. wskaźników środowiskowych: Fe/Mn, Na/K oraz Mg/Ca oraz stosunków pierwiastków o znanej mobilności np. Fe/Al. Kiedy konieczna była bezpośrednia interpretacja krzywych koncentracji, zostały one najpierw poddane procesowi normalizacji w stosunku do sumy procentowej zawartości materii organicznej (LOI) i frakcji mineralnej mniejszej niż 20 μm (Ackermann i in. 1983; Williams 2003) lub do zawartości glinu (Schropp i in. 1990; Kolker 2005). Przy porównywaniu odchyleń zmiennych o różnych skalach wartości dokonano ponadto procedury normalizacji klasycznej poprzez odjęcie wartości średniej z całego rdzenia oraz podzielenie przez odchylenie standardowe, uzyskując zmienną o średniej równej 0 i odchyleniu standardowym równym 1. Powyższe procedury umożliwiają, przy zachowaniu pewnych zasady ostrożności - np. unikaniu normalizacji za pomocą czynnika o nieporównywalnie większej wariancji (Van der Weijden 2002), wyeliminowanie wpływu zmian kompleksu sorpcyjnego.

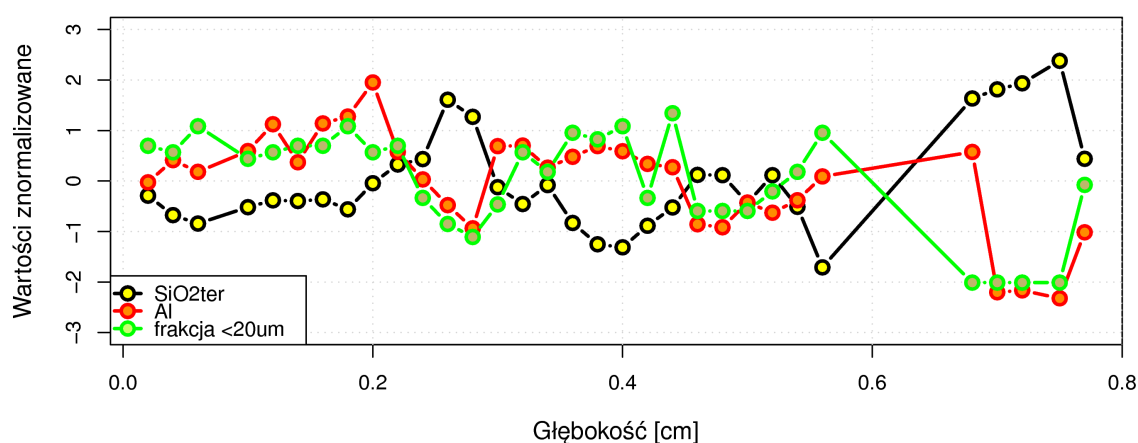
9.2. Zmienne geochemiczne i ich wymowa środowiskowa

9.2.1. Krzemionka terygeniczna

Krzemionka terygeniczna, składająca się w głównej mierze z kwarcu oraz glinokrzemianów (Borówka 1992; Peinerud 2000), wiązana jest przeważnie z allochtonicznym materiałem pochodzenia lądowego (Joye i in. 2009). Jednak w geosystemach mokradeł nadmorskich istotnym jej źródłem jest również wtórna depozycja na skutek zalewów sztormowych.

Silna, ujemna korelacja z wszystkimi wskaźnikami, za wyjątkiem skośności,

wskazuje na przewagę kwarcu jako głównego składnika krzemionki terygeniczej. Potwierdza to również porównanie jej znormalizowanych wartości do koncentracji glinu (Rycina 9.1). Pierwiastek ten jest powszechnie używany jako wskaźnik zawartości glinokrzemianów (Boyle 2001; Van der Weijden 2002) i w omawianym przypadku jego zawartość bardzo dobrze współgra z krzywą najdrobniejszej frakcji. Taki układ zmiennych sprawia też, iż nie jest prawdziwa dla omawianego środowiska sugerowana przez Kolkera (2005) dodatnia zależność między materia mineralną (1-LOI) a glinem.



Rycina 9.1. Porównanie znormalizowanych krzywych zawartości krzemionki terygeniczej, glinu i frakcji osadu poniżej 20 mikronów w osadach zachodniej części delty wstecznej Łeby.

Wydaje się, że z uwagi na specyficzne położenie geomorfologiczne mokradeł delt wstecznych, dostawa materiału gruboziarnistego w postaci kwarcu może być jednoznacznie wiązana z morskim źródłem osadu. Wynika to z faktu, iż najgrubszy osad niesiony przez rzeki Łebę i Łupawę w ich dolnych biegach, jest deponowany przede wszystkim w deltach tych rzek w jeziorach Łebsko i Gardno, co jest zjawiskiem charakterystycznym dla lagun i jezior przybrzeżnych (Frey i in. 1985; Nichols 2009).

Na wykresach zawartości krzemionki terygeniczej (patrz Rycina 5.9) można zaobserwować nieznaczny trend malejący, będący najprawdopodobniej efektem wtórnego wzbogacenia osadu, w wyniku dekompozycji materii organicznej. Jest to szczególnie widoczne w osadach wschodniej części delty wstecznej Łeby - ŁEBA-E1 i E2. Zjawisko to nie występuje w osadach zachodniej części delty wstecznej Łupawy. Wydaje się, że obserwowany na tym obszarze trend rosnący wynika z ingerencji człowieka i budowy wału przeciwpowodziowego, zakłócającego naturalny rytm zalewów.

9.2.2. Krzemionka biogeniczna

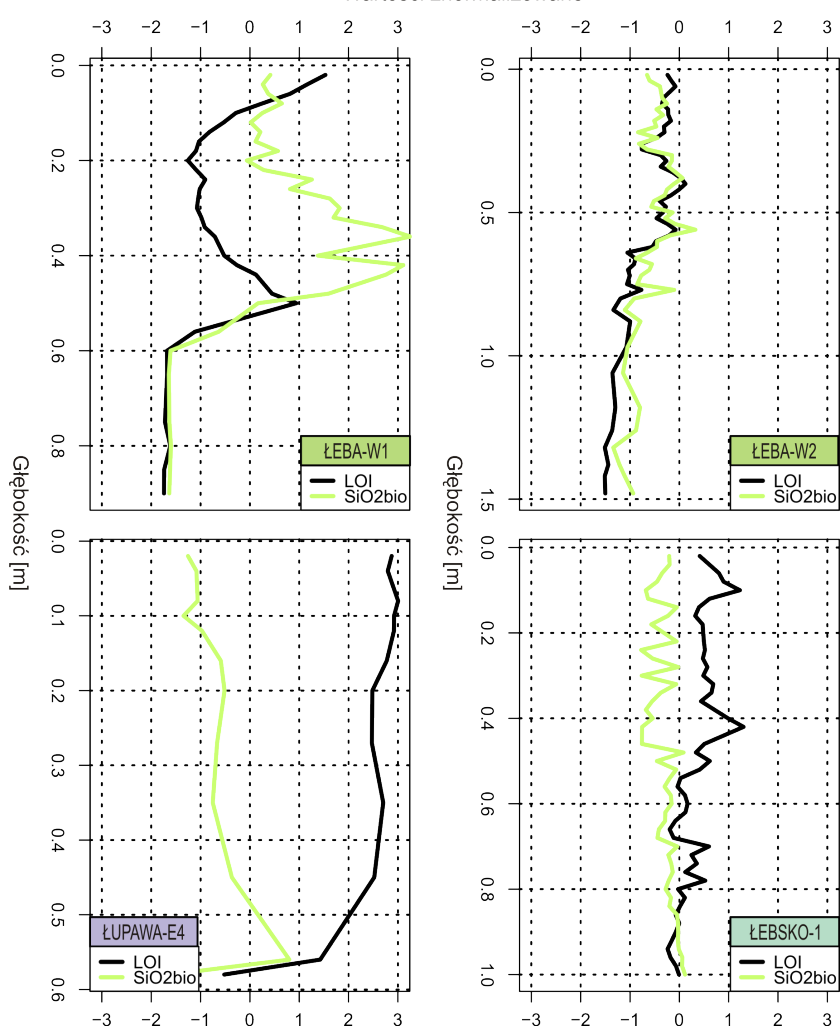
Krzemionka w postaci amorficznej - opal (SiO_2bio), jest efektem działania procesów biologicznych i składa się z mieszaniny okryw okrzemek, pancerzyków promienic, igieł gąbek i fitolitów roślin wodnych (Kepińska 1996; Clarke 2003). Za jej główne źródło w osadzie uznaje się powszechnie okrzemki (Demaster 1981; Kepińska 1996; Peinerud 2000), przy czym jest to założenie prawdziwe w wypadku osadów morskich i jeziornych. Dla przejściowego systemu mokradła nadmorskiego, równie istotnym składnikiem mogą być fitolity roślin. Sytuacja ta zachodzi prawdopodobnie w omawianych osadach, z uwagi na dominację w szacie roślinnej brzegów mokradeł i jezior Niziny Gardnieńsko-Łebskiej *Phragmites australis*, organizmu u którego stwierdzono bardzo duże stężenia bezpostaciowej krzemionki (Struyf i in. 2007). W badaniach osadów jeziornych koncentracja SiO_2bio używana jest z powodzeniem jako wskaźnik produktywności biologicznej, mówiący nie tylko o lokalnej historii zmian trofii danego zbiornika ale i odzwierciedlający zmiany regionalne (Xiao i in. 1997). Jednak nie jest to wskaźnik do końca jednoznaczny z uwagi na liczne procesy postdepozycyjne, którym opal podlega w osadzie. Za najważniejsze z nich w środowisku mokradeł przyjęto:

- rozpuszczanie w warunkach zwiększonego zasolenia - w środowisku morskim nawet 95% krzemionki podlega rozpuszczeniu w trakcie lub krótko po depozycji (Andrews i in. 2004), co jest po części wynikiem jej niedoboru w wodzie morskiej (Loucaides i in. 2008; 2009). Proces ten zachodzi również w przypadku nadmorskich bagnisk, pełniąc mało dotychczas poznaną ale jak wynika z badań Struyfa (2005; 2006; 2007), bardzo istotną rolę w obiegu krzemionki w estuariach. Jest on tym silniejszy, im bardziej słona i uboższa w krzemionkę jest woda podczas zalewów (Struyf i in. 2006; Roubex i in. 2008);
- zmiany diagenetyczne związane z adsorpcją i inkorporacją na powierzchni pancerzyków i fitolitów produktów utleniania materii organicznej, żelaza, manganu glinu i przede wszystkim magnezu (Berner 1980; Peinerud 2000; Dixit i in. 2001). Utworzone w ten sposób okrywy w doskonały sposób zabezpieczają krzemionkę przed rozpuszczeniem (Loucaides 2009; Dixit i in. 2001);
- rozcieńczanie zawartości opalu przez allochtoniczną krzemionkę terygeniczną i jej mechaniczne niszczenie przy ewentualnym transporcie (Peinerud 2000)

Obserwowane koncentracje krzemionki biogenicznej są zaskakująco wysokie

i mieszają się w zakresie 5-10% , sięgając maksymalnie do wartościach 30% (patrz Rycina 5.8). Przy bezpośredniej interpretacji świadczyłoby to o wysokiej i rosnącej produktywności. Jednak słaba ($r=0,16$) korelacja z ilością materii organicznej każe poddać w wątpliwość powyższe stwierdzenie. Porównanie krzywych koncentracji (Rycina 9.2) ujawnia istnienie dużych rozbieżności między wymienionymi wskaźnikami. Wydaje się, że rdzeniach zlokalizowanych, tak jak ŁUPAWA-E4 i ŁEBA-W2, w wewnętrznej części mokradła, można zauważyć efekty epizodycznej dostawy allochtonicznej krzemionki biogenicznej. Nie jest bowiem prawdopodobne, aby nagłemu wzrostowi ilości autogenicznego opalu towarzyszyło, tak jak ma to miejsce na przykład w ŁUPAWA-E4, obniżenie zawartości materii organicznej.

Rycina 9.2. Porównanie znormalizowanych wartości zawartości materii organicznej i krzemionki biogenicznej w wybranych rdzeniach.



w wybranych rdzeniach.

Procesem, który mógłby odpowiadać za to zjawisko, są zalewy sztormowe, dostarczające wraz z materiałem mineralnym również pewną ilość okrzemek. Podobnie w rdzeniu ŁEBA-W2, niskim wartościom koncentracji opalu odpowiadają lokalne maksima

materii organicznej, co można tłumaczyć zakłócającym wpływem zalewów i dostarczanej przez nie materii mineralnej na produkcję biologiczną *in situ*. Przy tej interpretacji zaskakujący obraz prezentuje rdzeń ŁEBA-W1, w którym istnieje silna korelacja między SiO_2bio a LOI ($r=0,81$). Jest to jednak zrozumiałe, gdy weźmie się pod uwagę bardzo duże natężenie całkowitej akumulacji w tym punkcie - znacznie większa produktywność lokalnej roślinności i jej rodzaj (*Phragmites australis*), niweluje prawdopodobnie efekt allochtonicznej dostawy krzemionki.

Mimo znanej zależności między zasoleniem, a rozpuszczalnością bezpostaciowej krzemionki (patrz wyżej), nie zaobserwowano tego zjawiska w badanych próbkach. Silne korelacje SiO_2bio z magnezem i wapniem, słabsze z żelazem i manganem oraz bardzo duża koncentracja glinu sugerują, że z dużą łatwością tworzą się powłoki ochronne wokół cząstek krzemionki (Dixit i in. 2001; Struyf i in. 2005) i nie należy spodziewać się jej zauważalnego ubytku.

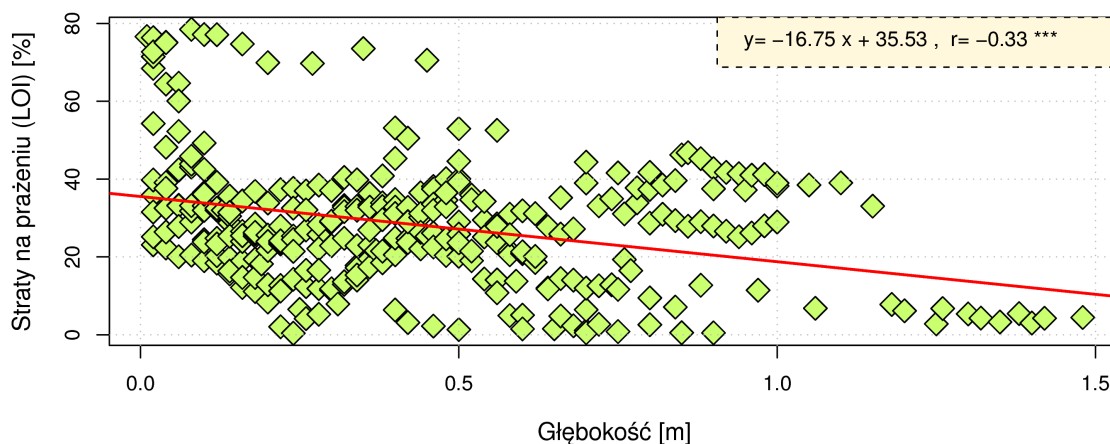
9.2.3. Materia organiczna

Geochemiczne właściwości materii organicznej, przede wszystkim wysoka pojemność wymiany jonowej i zdolność tworzenia tzw. chelatów (Mason 1958; Borówka 1992; Zawadzki 1999) powodują, że jej zawartość w osadzie jest jednym z głównych czynników kontrolujących koncentracje metali (X. Li i in. 2000). W badanych osadach straty na prażeniu silnie korelują ze wszystkimi analizowanymi pierwiastkami (Rycina 9.13). Jedynymi wyjątkami są Fe i Mn, co jest najprawdopodobniej wynikiem procesów utleniania i redukcji. Silny związek z frakcją najdrobniejszą ($r=0,61$) odzwierciedla z kolei fakt, że dostawa materiału drobnoziarnistego stwarza dobre warunki siedliskowymi dla organizmów roślinnych (Goff i Chagué-Goff 1999).

Pionowy profil zawartości materii organicznej jest bardzo zróżnicowany w poszczególnych rdzeniach (Rycina 5.7). Jest to wynikiem wspomnianej zależności z materią mineralną, a więc i epizodami zalewów sztormowych. Mimo to, można zaobserwować ogólną tendencję zwiększania zawartości materii organicznej w kierunku najmłodszych warstw (Rycina 9.3). Wartość współczynnika determinacji trendu obliczonego z wykorzystaniem wszystkich prób jest niska i wynosi zaledwie $r^2=0,33$, przy istotności statystycznej na poziomie $\alpha=0,001$. Staje się on jednak znacznie silniejszy, kiedy uwzględnione zostaną jedynie najmłodsze osady, powyżej głębokości 20 cm. W takim wypadku współczynnik determinacji wzrasta do $r^2=0,49$. Jedynie w osadach zachodniej

części delty wstecznej Łupawy, nie odnotowano zwiększonego udziału materii organicznej w warstwach stropowych. Podobnie jak miało to miejsce w wypadku krzemionki terygenicznej przyjęto, że jest to efekt konstrukcji wału przeciwpowodziowego, ograniczającego częstotliwość zalewów, co w wypadku materii organicznej może wiązać się z nasileniem procesów rozkładu w warunkach tlenowych.

Rycina 9.3. Wykres zależności między zawartością materii organicznej reprezentowaną przez straty na prażeniu



a głębokością. Na czerwono zaznaczono trend liniowy. Wartość współczynnika determinacji r^2 wynosi 0,11 dla wszystkich prób i 0,39 dla prób płytszych niż 20 centymetrów.

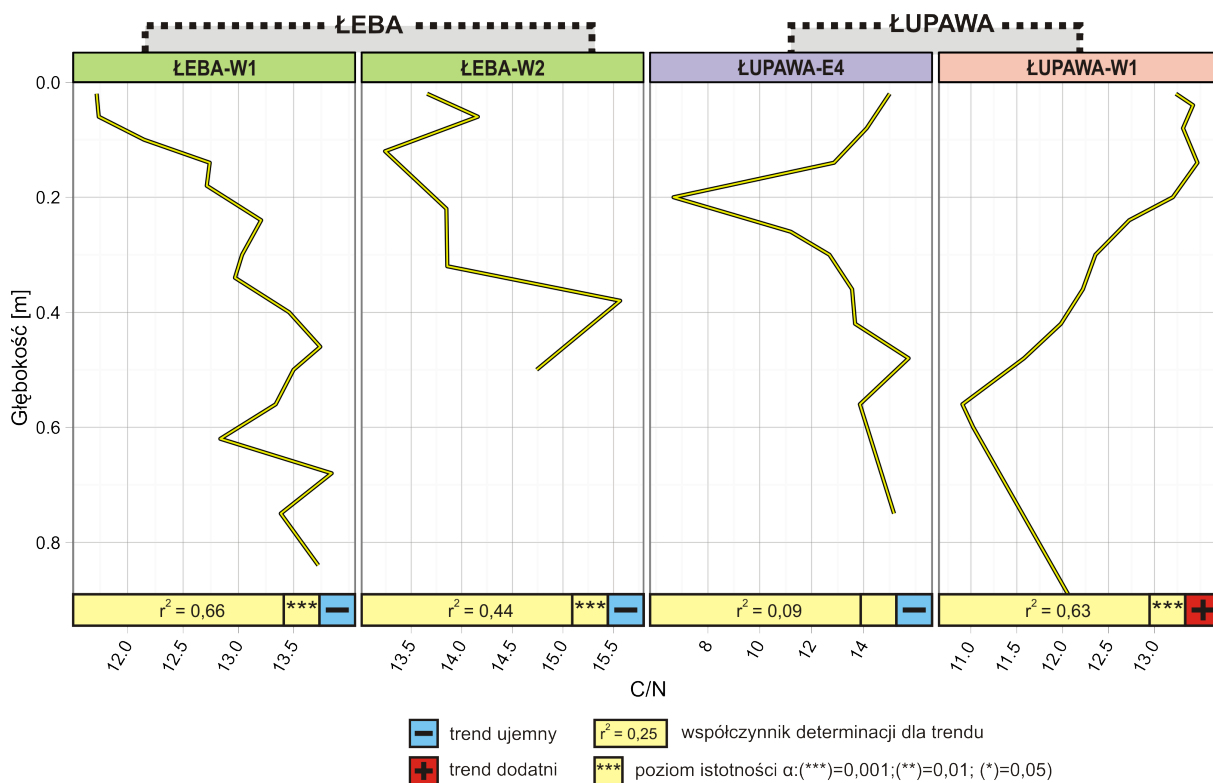
Opisywane powyżej zjawisko może mieć trzy przyczyny:

- zgodnie z powszechnie przyjmowanym, także w niniejszej pracy, modelem rozwoju mokradeł nadmorskich, wzrost produktywności i towarzyszącej mu akumulacji biogenicznej jest wynikiem reakcji systemu na wzrost poziomu morza (Allen i Pye 1992; Kirwan i Temmerman 2009; Perillo i in. 2009). Taki efekt zaobserwowany został w zbiorowiskach z dużym udziałem *Phragmites sp.*, a więc podobnych do opisywanych w niniejszej pracy (Rooth i Stevenson 2000; Rooth i in. 2003);
- dodatkowa materia organiczna jest pochodzenia allochtonicznego, dostarczana podczas zalewów sztormowych w postaci zaadsorbowanych na powierzchni frakcji mineralnych cząstek organicznych, morskiego lub jeziornego fitoplanktonu i alg (POC - *Particulate Organic Matter*), bądź też kwasów humusowych i rozpuszczonego węgla (DOC - *Dissolved Organic Carbon*) (Osadczyk 1998; Lamb i in. 2006);
- dekompozycja materii organicznej powodująca stały spadek jej zawartości w osadzie w miarę upływu czasu, czego efektem może być pozorny wzrost produktywności.

Jest prawdopodobnym, iż w badanych osadach zachodzą wszystkie z wymienionych procesów. O tym, iż najmłodsze osady powstały w wyniku przyspieszonej akumulacji świadczą wyniki oszacowań przy użyciu radionuklidów Cs-137 i Pb-210, pokazujące nawet dwukrotnie wyższe jej natężenie w warstwach przypowierzchniowych. Próby oceny intensywności dwóch pozostałych z wymienionych procesów można dokonać na podstawie analizy rozkładu i wzajemnych stosunków organicznego węgla (C) i azotu (N). Wymowa środowiskowa wskaźnika C/N bazuje na różnicy w składzie roślin naczyniowych i alg pochodzenia morskiego bądź jeziornego. Jak podają Meyers i Teranes (2001) wartości C/N dla drugiej grupy mieszczą się w zakresie 4-10, podczas gdy dla lądowych roślin naczyniowych są większe niż 20. W przypadku środowisk nadmorskich za granicę podziału przyjmują się niekiedy też C/N=12 (Prahel i in. 1980; Lamb i in. 2006; Borówka 2007). Można zatem przyjąć, iż C/N pozwala w omawianym przypadku na oszacowanie intensywności dostawy allochtonicznej materii organicznej, gdyż jej morskie lub jeziorne pochodzenie powodować będzie obniżenie wartości tego współczynnika.

Wartości dla osadów delt wstecznych Łeby i Łupawy oscylują między 8 a 14, czyli na wspomnianej granicy między materią pochodzenia lądowego i wodnego. Jest to charakterystyczne dla nadmorskich mokradeł i wpisuje się w zakres opisywanych w literaturze środowisk słonych i brakicznych marszy z dużym udziałem *Phragmites sp.* (Lissner i in. 1999; Windham 2001). (Lissner i in. 1999; Windham 2001). Ponadto, w trzech z czterech badanych rdzeni: ŁEBA-W 1, ŁEBA-W 2 i ŁUPAWA-E4 widoczne jest stopniowe zmniejszanie stosunku C/N w kierunku stropu rdzeni. (Rycina 9.4). Obserwowany trend jest istotny jedynie dla dwóch pierwszych rdzeni, a współczynniki determinacji wynoszą odpowiednio 0,66 i 0,44. Taki kierunek zmian można interpretować jako wzrost częstotliwości zalewów i wpływów morskich. W estuariach, szczególnie tak izolowanych jak na Nizinie Gardnieńsko-Łebskiej, obecny jest często gradient środowisk, uzależniony od bliskości i stopnia kontaktu z morzem. Doskonale zaprezentował to Goni (2003), w swoim opracowaniu dotyczącym Zatoki Winyah (Winyah Bay Estuary), wykazując iż C/N fazy stałej materii organicznej (POM) spada z 13 w jej górnej części do 6 w bezpośredniej bliskości ujścia, a co więcej trend ten zostaje zachowany w osadzie. Podobne wyniki otrzymano również dla innych typów i geograficznych lokalizacji estuariów i lagun, tak w stosunku do współczesnych środowisk, jak i w rekonstrukcjach paleogeograficznych (Muller i Mathesius 1999; Wilson i in. 2005; Lamb i in. 2006). Istnieją zatem przesłanki aby utożsamiać obserwowany spadek stosunku C/N w najmłodszych osadach ze zmianą charakteru

geosystemu w reakcji na wzrost poziomu morza. Dodatkowym potwierdzeniem może być zmiana trendu obserwowana w rdzeniu ŁUPAWA-W 1 (Rycina 10.7). Wskaźnik C/N rosnący z poniżej 10 do prawie 14, jest najprawdopodobniej śladem lądowania tego obszaru, po budowie wału przeciwpowodziowego. Zatem uprawniony wydaje się wniosek, iż to właśnie natężenie wpływów morskich jest odpowiedzialne za kierunek zmian współczynnika C/N.



Rycina 9.4. Molowy stosunek węgla i azotu w wybranych rdzeniach. Na niebiesko zaznaczono trend liniowy, do którego odnoszą się współczynniki determinacji (r^2).

Przy analizie stosunku organicznego węgla i żelaza należy zwrócić uwagę na czynniki mogące powodować mylną interpretację. Dwoma najistotniejszymi z nich są: duża ilość nieorganicznego azotu oraz dekompozycja materii organicznej. Pierwszy wynika z przyjmowanego w analizie elementarnej milczącego założenia, że ilość nieorganicznego azotu jest pomijalna w stosunku do jego organicznego odpowiednika (Meyers i Teranes 2001). Jest to prawda dla większości osadów i przy zawartości materii organicznej wyższej niż 1%, tak jak ma to miejsce w badanych próbach, nie ma wpływu na kształt krzywej C/N (Sampei i Matsumoto 2001). Znacznie istotniejszym czynnikiem jest natomiast rozkład

materii organicznej. Wielu autorów podkreśla jego wpływ na wartości C/N (Matsunaga i Handa 1983; Kaushal i Binford 1999; Meyers 1994), wynikający z odmiennej szybkości i charakteru dekompozycji materii pochodzącej z roślin naczyniowych oraz fitoplanktonu i alg. W miarę upływu czasu wskaźnik C/N dla pierwszej grupy spada, podczas gdy dla drugiej rośnie. Analiza koncentracji węgla i azotu w badanych próbach pokazuje wysoką zgodność ich trendów - silna korelacja, o wartości $r=0,96$ i poziomie istotności $\alpha=0,001$, może świadczyć o braku preferencyjnego usuwania z osadu jednego z pierwiastków np. przewagi denitryfikacji. Co więcej, proces dekompozycji w systemie bagniska nadmorskiego jest dwuetapowy. Pierwszy, najintensywniejszy etap rozpoczyna się bezpośrednio po sedymentacji lub nawet w jej trakcie, co jest warunkowane niskim pH, wysoką dostępnością tlenu w warstwie powierzchniowej oraz bogatą florą bakteryjną (Frey i Basan 1985). Trwa on przez kilka pierwszych miesięcy, podczas których dochodzi do drastycznego, nawet 80- 90% obniżenia zawartości węgla i azotu w osadzie (Lehmann i in. 2002). W tym czasie można zaobserwować też zmiany wskaźnika C/N, wynikające z różnic w szybkości rozkładu poszczególnych grup organizmów. Jednak po zakończeniu tego etapu następuje stabilizacja i przy zastosowanej rozdzielczości próbkowania (1 do 2 cm), można przyjąć założenie, że we wszystkich próbach pierwszy etap została zakończony. Świadczą o tym między innymi wartości wskaźnika C/N, które dla najmłodszych osadów są dużo niższe niż w tworzących je organizmach. Przykładowo dla *Phragmites australis* w estuarium Scheldt zanotowano stosunek C/N wynoszący od 14 w liściach do 40 w korzeniach (Soetaert i in. 2004), a najwyższa wartość zanotowana w badanym osadzie to 14. Druga faza dekompozycji trwa aż do całkowitego rozkładu materii organicznej i przebiega zdecydowanie wolniej, w skali czasowej tysięcy lat (Wilson i in. 2005). Rozsądnym wydaje się zatem założenie o jej pomijalnym wpływie na zmiany C/N, w tak młodych osadach jak analizowane w niniejszej pracy. Jednak nawet jeśli procesy dekompozycji zachodzą wyjątkowo szybko, to dla interpretacji środowiskowej istotny jest raczej kierunek zmian, a ten zostaje zachowany i może podlegać prawidłowej interpretacji (Lamb i in. 2006).

9.2.4. Żelazo, mangan i siarka - warunki redox

Nieprzypadkowe zebranie Fe, Mn i S w jednej grupie wiąże się z ich wymową środowiskową. Są one bowiem pierwiastkami wrażliwymi na warunki redox (Zwolsman i in. 1993) (*redox sensitive elements*) i pełnią istotną rolę jako wskaźniki natlenienia środowiska depozycyjnego (Perelman 1971; Berner 1980; Borówka 1992) oraz związanych z nim przemian diagenetycznych, zachodzących w już zdeponowanym osadzie (Boyle 2001).

Żelazo w badanym środowisku występuje w bardzo dużych ilościach, co jest charakterystyczne dla mokradł nadmorskich (Joye i in. 2009), a jego maksima są typowe raczej dla utworów silnie mineralnych niż organicznych (Kolker 2005; Borówka 1992). Jedną z najistotniejszych cech tego pierwiastka jest łatwość migracji, prowadząca do powstania przy powierzchni wyraźnej warstwy osadu diagenetyczne wzbogaconego w żelazo (Borówka 1992; Zwolsman i in. 1993; Simola 1983). Dla większości rdzeni wspomniana strefa zaznacza się od głębokości 6 cm aż do stropu. Wyjątkiem są osady zachodniej części delty wstecznej Łeby: ŁEBA- W1 i W2, gdzie jest ona bardziej rozbudowana - sięgając nawet głębokości 16 cm.

Unieruchomienie żelaza może zachodzić nie tylko w środowisku natlenionym ale i redukcyjnym. Umożliwia to obecność siarkowodoru, powstającego jako produkt mikrobiologicznej dekompozycji materii organicznej- dominującego procesu rozkładu w mokradłach nadmorskich (Lord i Church 1983; Velde i in. 2003). Współstrącanie żelaza i siarki może tłumaczyć wzrost koncentracji obu pierwiastków obserwowany w głębszych partiach osadów. Występują one najprawdopodobniej w formie monosiarczku FeS, co jest spowodowane niedostatkami jonów siarczanowych, zjawiskiem typowym dla środowisk o umiarkowanym zasoleniu (Berner 1980). Wskazuje na to również wysoki, mieszczący się w przedziale 12-35 stosunek C/S, charakterystyczny dla osadów powstałych w środowisku słodkowodnym (Berner 1984; Berner i Raiswell 1984; Woszczyk i Bechtel 2008).

Pierwiastkiem o jeszcze większej zdolności do migracji niż żelazo, jest mangan. Nawet nieznacznie redukcyjne środowisko powoduje uruchomienie jonów Mn^{2+} i ich przemieszczenie ku stropowi profilu (Simola 1983; Borówka 1992; Velde i in. 2003). Powoduje to powstanie analogicznej jak w przypadku żelaza strefy diagenetycznego wzbogacenia. Jednak wytrącenie manganu w postaci tlenków Mn^{3+} i Mn^{4+} wymaga większego potencjału redox niż w przypadku Fe i w rezultacie często spotykaną cechą w osadach jest początek strefy wzrostu koncentracji żelaza usytuowany na większej głębokości niż w przypadku manganu (Singh i Nayak 2009). Takie zjawisko występuje również w badanych osadach, przy czym w większości przypadków różnica głębokości jest minimalna, co jest najprawdopodobniej wynikiem epizodyczności zalewów i związanej z tym ostrej granicy środowisk: redukcyjnego i oksydacyjnego.

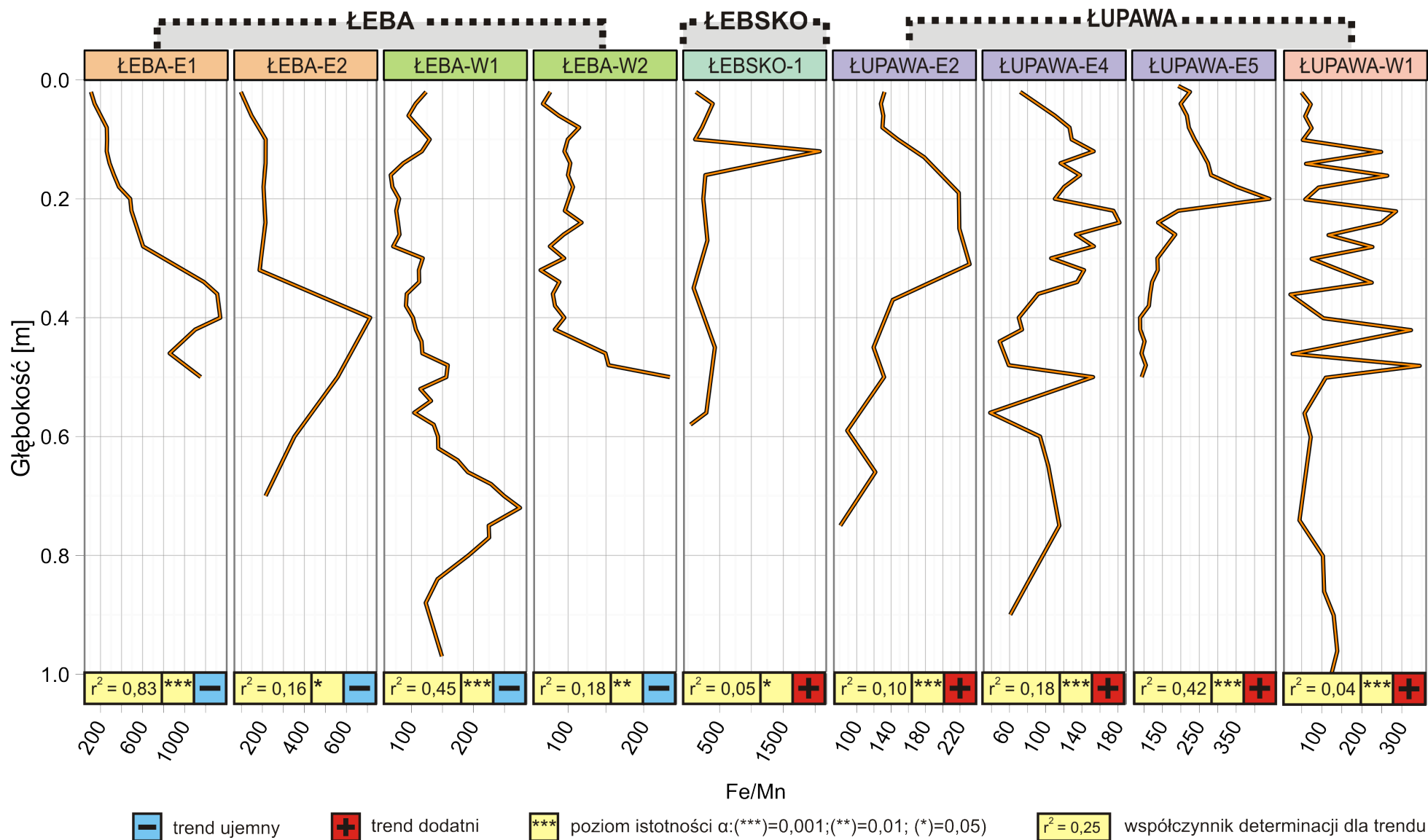
Mikrobiologiczna redukcja manganu jest procesem wyzwalamym więcej energii i zachodzi szybciej niż w przypadku żelaza (Berner 1980; Borówka 1992; Zawadzki 1999). Wykorzystanie tego faktu, poprzez powiązanie stosunku Fe/Mn z natlenieniem środowiska

depozycyjnego, jako pierwszy zaproponował Mackereth (1966 za Boyle 2001). Dało to podstawę jednemu z najszerzej wykorzystywanych w limnologii i badaniach środowisk wodnych wskaźników (Simola 1983; Borówka 1992; Zwolsman i in. 1993; Cundy i Croudace 1995; Goslar i in. 1999; Boyle 2001; Andrews i in. 2004). Jest on jednak niejednoznaczny i prosta interpretacja wzrostu stosunku Fe/Mn, jako pojawienie się środowiska redukcyjnego, musi być rozbudowana o analizę następujących czynników (Engstrom i Wright Jr 1984; Borówka 1992; Borówka 2007):

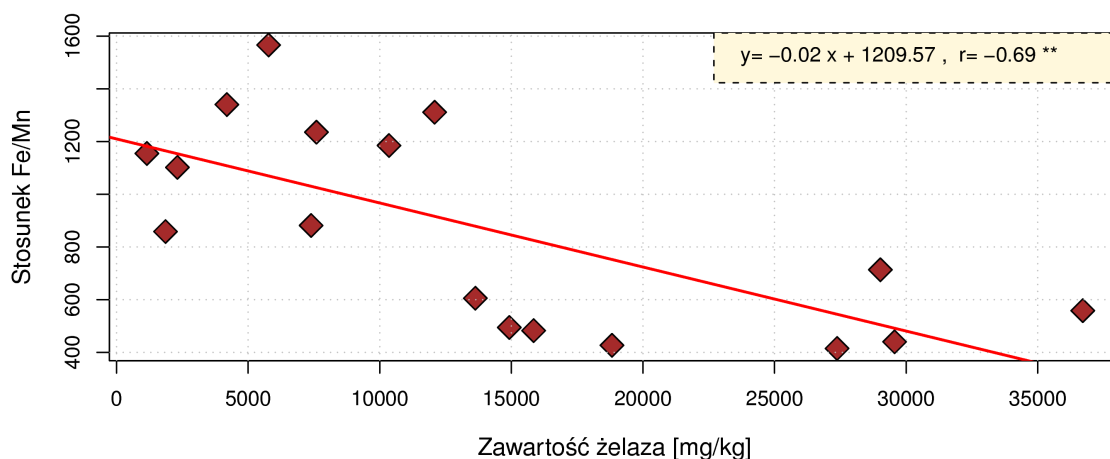
- wzajemny stosunek żelaza i manganu zależy w dużej mierze od ich ilości w skali całej zlewni, a jego zmiana może być wynikiem zmian natężenia migracji biernej;
- strata manganu w stosunku do żelaza w warunkach redukcyjnych jest wyraźna, jeśli występuje na tyle duża koncentracja jonów siarczanowych aby mógł wytrącić się piryt, w przeciwnym wypadku następuje również utrata żelaza;
- zakwaszenie powoduje ucieczkę Mn z osadu;
- migracja postsedymentacyjna może w odmienny sposób kształtować profile pionowe obu pierwiastków.

W analizowanym środowisku profile pionowe stosunku Fe/Mn cechują się zarówno dużą zmiennością, jak i wysokimi wartościami maksymalnymi (Rycina 9.5). Średnie wartości tego wskaźnika zawierają się w przedziale od 102 w rdzeniu ŁEBA-W2 do 597 w ŁEBA-E1. Może to świadczyć zarówno o obecności diagenetyczno-redukcyjnego mechanizmu usuwania manganu, jak i o zwiększonym natężeniu biernej migracji detrytycznego żelaza. Zgodnie z założeniami Mackeretha (1966 za Boyle 2001), jeśli maksymalnym wartościom stosunku Fe/Mn odpowiadają maksymalne koncentracje Fe, to można mówić o zwiększonej dostawie żelaza z zewnątrz. Jeśli natomiast istnieje związek z wartościami minimalnym, to w osadzie występują warunki redukcyjne, sprzyjające migracji. W badanych osadach istnieje silna i istotna ($r=0,69$) ujemna korelacja między maksymalnymi wartościami Fe i Fe/Mn (Rycina 9.6), bardziej prawdopodobny jest zatem drugi z wymienionych przypadków.

Relatywną mobilność jonów żelaza można próbować ocenić wykorzystując stosunek Al/Fe. W środowisku, gdzie większość żelaza związana jest z frakcją mineralną, pierwiastki te winny być silnie skorelowane (Kolker 2005). W przypadku czterech rdzeni dla których przeprowadzono porównanie, wartości współczynnika korelacji są jednak bardzo różne.



Rycina 9.5. Stosunek żelaza i manganu w wybranych rdzeniach. Na niebiesko zaznaczono trend liniowy. Wartości zostały zmniejszone w celu zachowania czytelności. Aby otrzymać rzeczywiste wartości należy liczby na skali pomnożyć dziesięciokrotnie.



Rycina 9.6 Zależność między koncentracją żelaza w osadzie a maksymalnymi wartościami stosunku Fe/Mn definiowanymi jako wartości większe niż suma średniej i odchylenia standardowego. Wartość współczynnika determinacji $r^2=0,48$. Korelacja istotna na poziomie $\alpha=0,01$.

Najmniejszą mobilność żelazo wykazuje w osadach brzegów jeziora Łebsko ($r=0,78$) a największą w delcie wstecznej Łeby ($r=0,17$). Nie jest to wynik zaskakujący, gdyż reprezentują one środowiska odpowiednio: najslabiej i najsilniej narażone na zalewy. Wydaje się bowiem, iż za zmiany warunków redox w badanym środowisku odpowiedzialne są cykliczne epizody zalewowe, powodujące naprzemienne występowanie środowiska depozycyjnego o wysokim i niskim natlenieniu. Ślady następujących po sobie cykli wydają się być zachowane jedynie w rdzeniu ŁUPAWA-W1, co jest zaskakujące, zważywszy na jego położenie za wałem przeciwpowodziowym. Jednak przyjmując założenie, iż wspomniany wał powoduje zmniejszenie częstości zalewów, to widoczna „zygzakowata” krzywa Fe/Mn jest zapisem podtopień przedzielonych dłuższymi okresami wyższego natlenienia. W takiej sytuacji może wytworzyć się stabilna strefa oksydacji i wzbogacenia najpierw w żelazo a następnie w mangan. Natomiast w rdzeniach, w których zalewy są częstsze, kolejne epizody warunków redukcyjnych powodują remobilizację wcześniej strąconych tlenków i zamazanie oryginalnej wymowy krzywej Fe/Mn (Zwolsman i in. 1993).

Podsumowując, należy stwierdzić, że pomimo wyraźnego związku między pierwiastkami wrażliwymi na warunki redox, a częstotliwością zalewów sztormowych, wzajemne współwystępowanie wielu procesów odpowiedzialnych za koncentrację omawianych pierwiastków w osadzie nie pozwala na wyznaczenie jednoznacznych zależności i trendów. Nie jest to możliwe bez przeprowadzenia dodatkowych badań dotyczących budżetu siarki oraz źródeł i składu mineralogicznego materiału detrytycznego.

9.2.5. Sód, potas, magnez i wapń - zasolenie

Różnica w stosunkach, magnezu do wapnia oraz sodu do potasu, w wodach słodkich i zasolonych (Tabela 9.1), umożliwia wykorzystanie tych pierwiastków do oceny zasolenia środowiska depozycyjnego. Zakłada się przy tym, że zachowują się one konserwatywnie względem zasolenia (Burton i Liss 1976; Andrews i in. 2004) oraz że zaabsorbowane przez osad jony nie są uwalniane na skutek procesów postdepozycyjnych lub efekt ten jest minimalny (Perelman 1971; Ngoc-ky i in. 1981; López-Buendía i in. 1999). Istnieją jednak przesłanki do twierdzenia, że w badanym środowisku sód jest mobilny i nie jest zatrzymywany w osadzie. Zakres obserwowanych wartości stosunku N/K mieści się w przedziale 0,24 - 12,1, przy średniej i medianie odpowiednio 2,1 i 2,7. Są one zatem nieporównywalne do podawanych przez Cieślińskiego (2007) wartości dla wód Bałtyku oraz jezior Gardno i Łebsko (Tabela 9.1). Wykorzystanie frakcji wymiennej sodu w rekonstrukcji zasolenia poddawane było wielokrotnie w wątpliwość, z uwagi na jego łatwą dyfuzję między wodami porowymi a osadem (Boyle 2001). W związku z powyższym, zrezygnowano w niniejszej pracy z posługiwania się wskaźnikiem Na/K.

Mniej niepewnym wskaźnikiem zasolenia jest stosunek Mg/Ca. Krzywe tego wskaźnika dla wybranych rdzeni przedstawia Rycina 9.8. Przyjmując klasyfikację środowisk za Folkem (1974) (Rycina 9.7)) można powiedzieć, że dla wszystkich prób wskaźnik Mg/Ca posiada wartości charakterystyczne dla wód estuariowych. Nieznacznym wyjątkiem są jedynie spągowe warstwy torfów w rdzeniu ŁEBSKO-1. Ten ostatni fakt potwierdza jakość zastosowanego wskaźnika, gdyż północno-zachodnie brzegi jeziora Łebsko są miejscem, gdzie wody posiadają najniższe zasolenie (Cieśliński 2007).

Tabela 9.1 . Średnie stosunki sodu do potasu i magnezu do wapnia globalnie dla wód morskich i rzecznych.

	Na/K	Mg/Ca	źródło
Wody rzeczne	4,6 - 7,7	0,42 - 0,46	Burton&Liss 1976; Andrews 2004
Wody morskie	45,7 - 47,0	4,1 - 5,3	Burton&Liss 1976; Andrews 2004
J. Łebsko	17,0 - 49,8	1,3 - 3,6	Cieśliński 2007
J. Gardno (woda)	7,2 - 28,4	1,5 - 2,9	Cieśliński 2007
J. Gardno (osad)	n/a	6,3	Trojanowski 2003

Trendy obserwowane w badanych osadach (Rycina 9.8) ukazują rosnące lub utrzymujące się na stałym poziomie zasolenie środowiska depozycyjnego. Niskie współczynniki determinacji mogą być wynikiem zarówno heterogeniczności osadu, jak

i zmieniających się tendencji, co widać dobrze w przypadku północnego brzegu Łebska. W starszych osadach zasolenie spada, znacząc najprawdopodobniej stopniowe lądowanie środowiska, natomiast w młodszych rośnie, co z kolei jest najprawdopodobniej wynikiem współczesnego wzrostu zasolenia wód. Po rozdzieleniu obu okresów w rdzeniu ŁEBSKO-1 współczynnik determinacji w najmłodszych osadach rośnie do wartości $r^2=0,74$.

Mg/Ca								
1:10	-	1:3	-	1:1	-	3:1	-	10:1
Rzeki, jeziora, wody podziemne								Wody hipersalinowe
			Wody estuariowe		Oceany			
Wody głębinowe								

Rycina 9.7. Typologia wodnych środowisk depozycyjnych (Folk 1974).

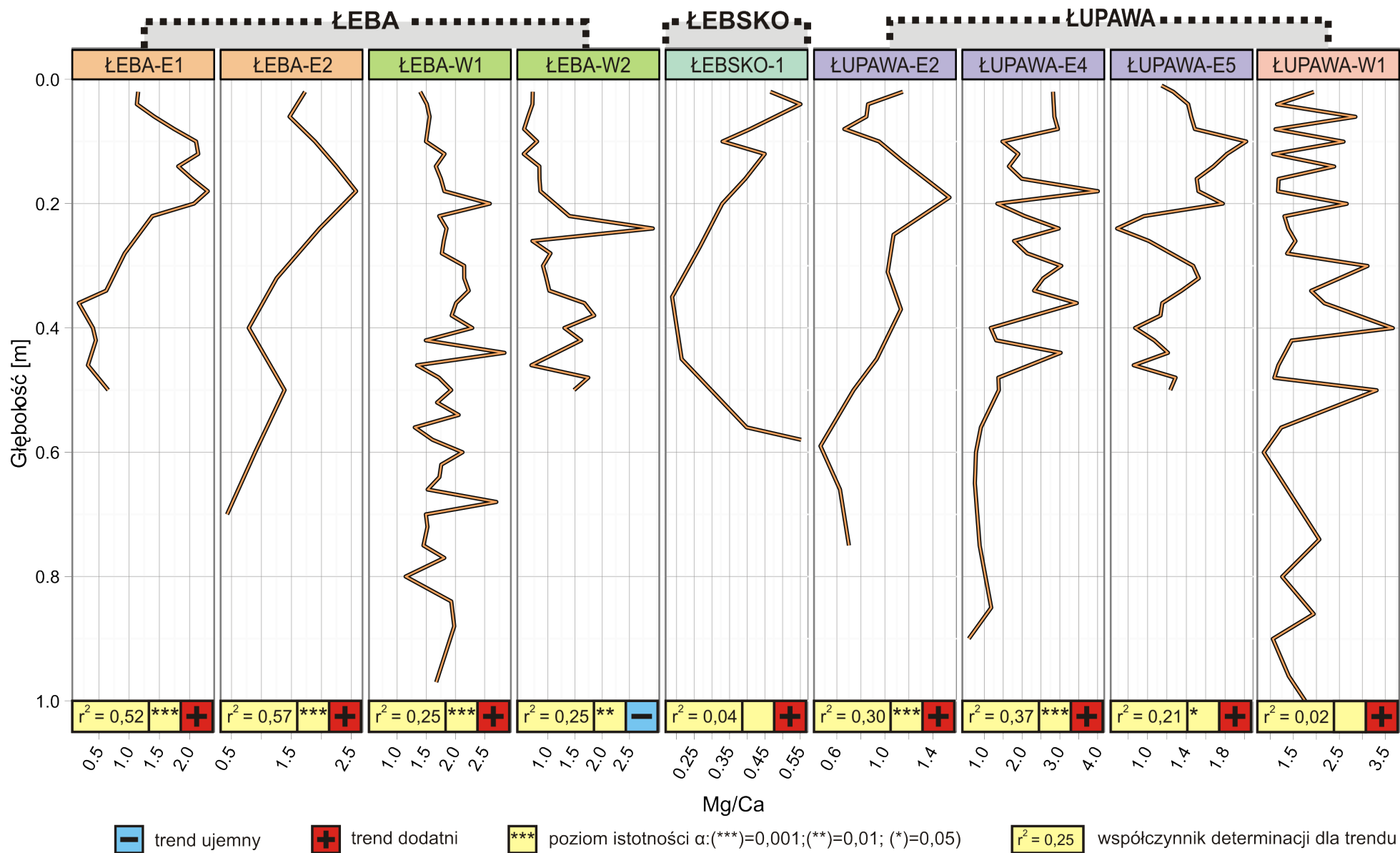
Przyjmując założenie, że dodatnie odchylenia wskaźnika Mg/Ca mogą być związane z zalewami wód morskich, o czym świadczy pozytywna korelacja z zawartością frakcji piaszczystej w osadzie ($r=0,35$, $\alpha=0,001$), można powiedzieć, iż obserwowane trendy potwierdzają tezę o wzrastającej częstotliwości spiętrzeń sztormowych.

Nieco odmiennym podejściem do oceny zasolenia środowiska depozycyjnego jest klasyfikacja opracowana przez Ngoc-ku, Szczepańską i Szczepańskiego (1981). Bazuje ona na zastosowaniu gramorównoważnikowych proporcji kationów: Na, K, Mg oraz Ca. Skrótowy zapis poszczególnych klas, wraz z przyporządkowaną dla ułatwienia graficznej prezentacji wartością liczbową oraz ich wymowę środowiskową, przedstawia Tabela 9.2. Zastosowanie tej metody do badanych osadów, pozwala na ich przyporządkowanie jednemu z pięciu wyróżnionych typów (Rycina 9.9). Uzyskany w ten sposób obraz potwierdza wnioski płynące z analizy wskaźnika Mg/Ca - zasolenie środowiska depozycyjnego rośnie lub utrzymuje się na wysokim poziomie, charakterystycznym dla systemu lagunowo-morskiego o nieustalonym, zmiennym reżimie hydrologicznym. Zaliczenie badanych osadów do środowisk o większym, niż w podziale Folka (1974), zasoleniu, wynika najprawdopodobniej z bardziej zaakcentowanego niedostatku wapnia, charakterystycznego dla nadmorskich

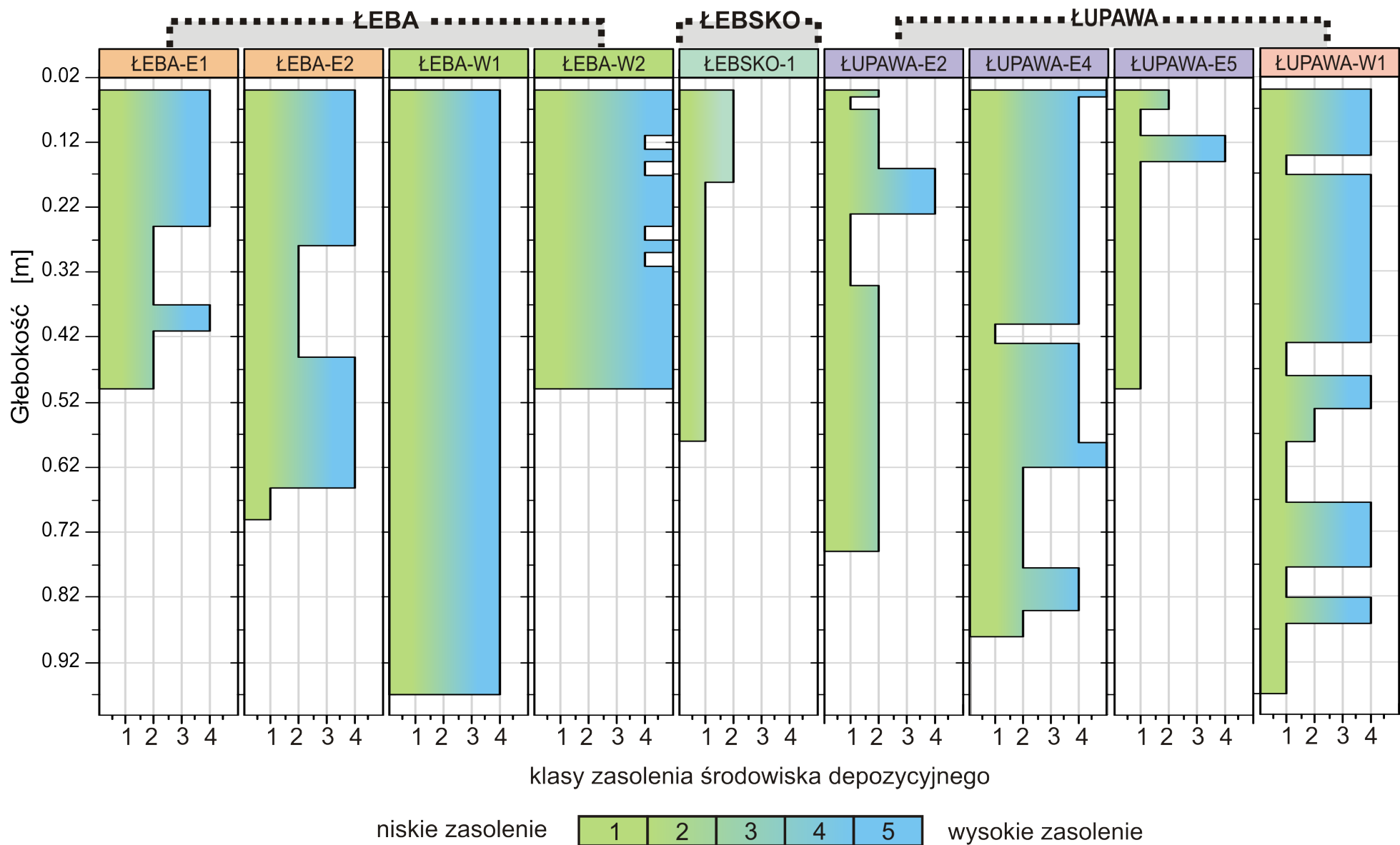
bagnisk (Vranken i in. 1990). Wspomniany trend jest widoczny również w osadach z północnego brzegu jeziora Łebsko, a więc miejsca pozostającego poza bezpośrednim wpływem zalewów sztormowych. Według autora jest to wynik intensyfikacji wpływów morskich i postulowanego przez Cieślińskiego (2007), regionalnego trendu hydrologicznego, odzwierciedlającego się w stałej obecności wód morskich w jeziorach Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. Należy przy tym zauważyć, że obserwowane w stuletniej perspektywie zwiększanie się zasolenia Bałtyku (Fonselius i Valderrama 2003) , nie jest na tyle intensywnym zjawiskiem aby tłumaczyć opisywane trendy w osadach Wydaje się zatem, że za decydujący czynniki można uznać zwiększanie się częstotliwości spiętrzeń sztormowych.

Tabela 9.2. Typy genetyczne środowisk depozycyjnych (Ngoc-ky i in. .1981).

Klasa	Środowisko sedimentacyjne	Charakterystyka zasolenia wód	Skład kompleksu sorpcyjnego
1	Lądowe	słodkie	$Ca^{2+} > 50\%$ $K^+ / (Na^+ + K^+) \geq 0,5$
2	Lagunowe	wysłodzone	$Ca^{2+} > 50\%$ $K^+ / (Na^+ + K^+) < 0,5$
3		podwyższone zasolenie	$Mg^{2+} > 50\%$
4	Morskie	normalne zasolenie, nieustalony reżim hydrologiczny	$K^+ / (Na^+ + K^+) < 0,5$ $Ca^{2+} + Mg^{2+} > 50\%$ $Ca^{2+} < 50\%$
5		podwyższone zasolenie	$Na^+ + K^+ > 50\%$



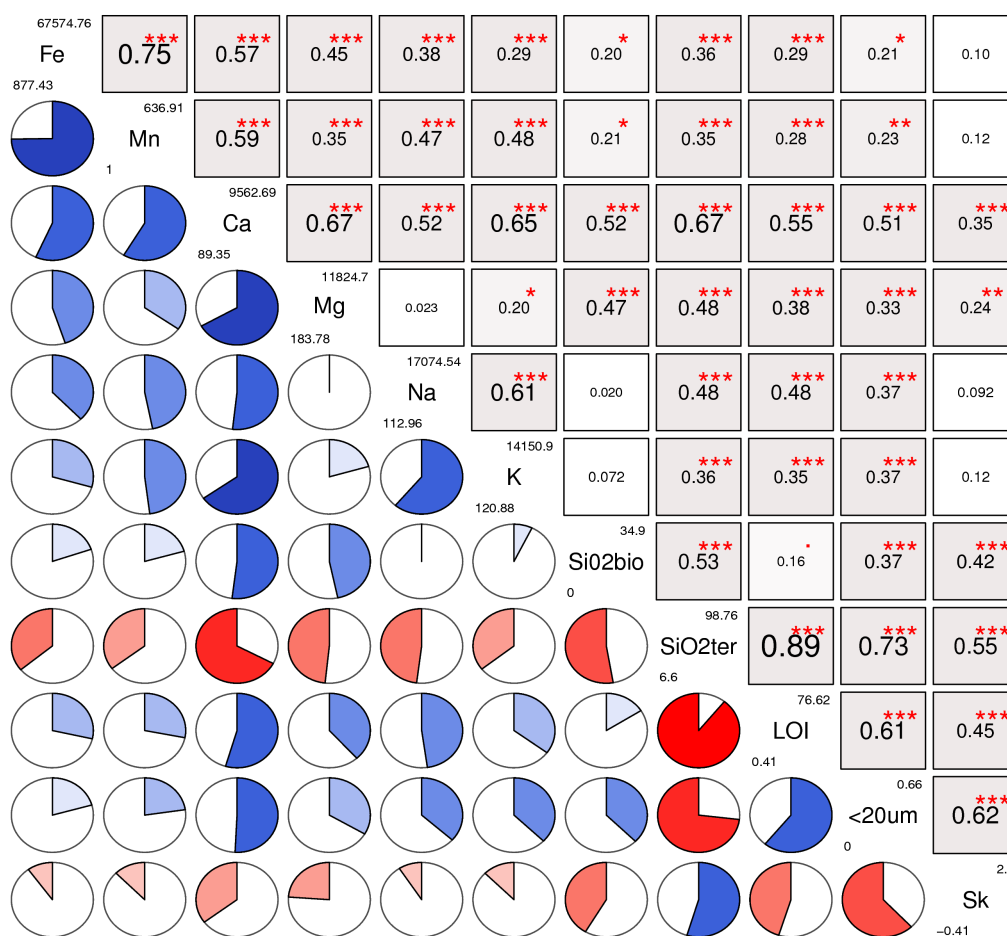
Rycina 9.8. Stosunek magnezu do wapnia w wybranych rdzeniach Niebieską linią zaznaczono trendy. Wartościami r^2 oznaczono współczynniki determinacji dla poszczególnych rdzeni.



Rycina 9.9. Zasolenie środowiska depozycyjnego w wybranych rdzeniach według kryteriów Ngoc-ky i współautorów (1981) przedstawione w pięciostopniowej skali, gdzie 1 oznaczono środowisko lądowe a 5 morskie. Dokładny opis zawarto w Tabeli 9.2.

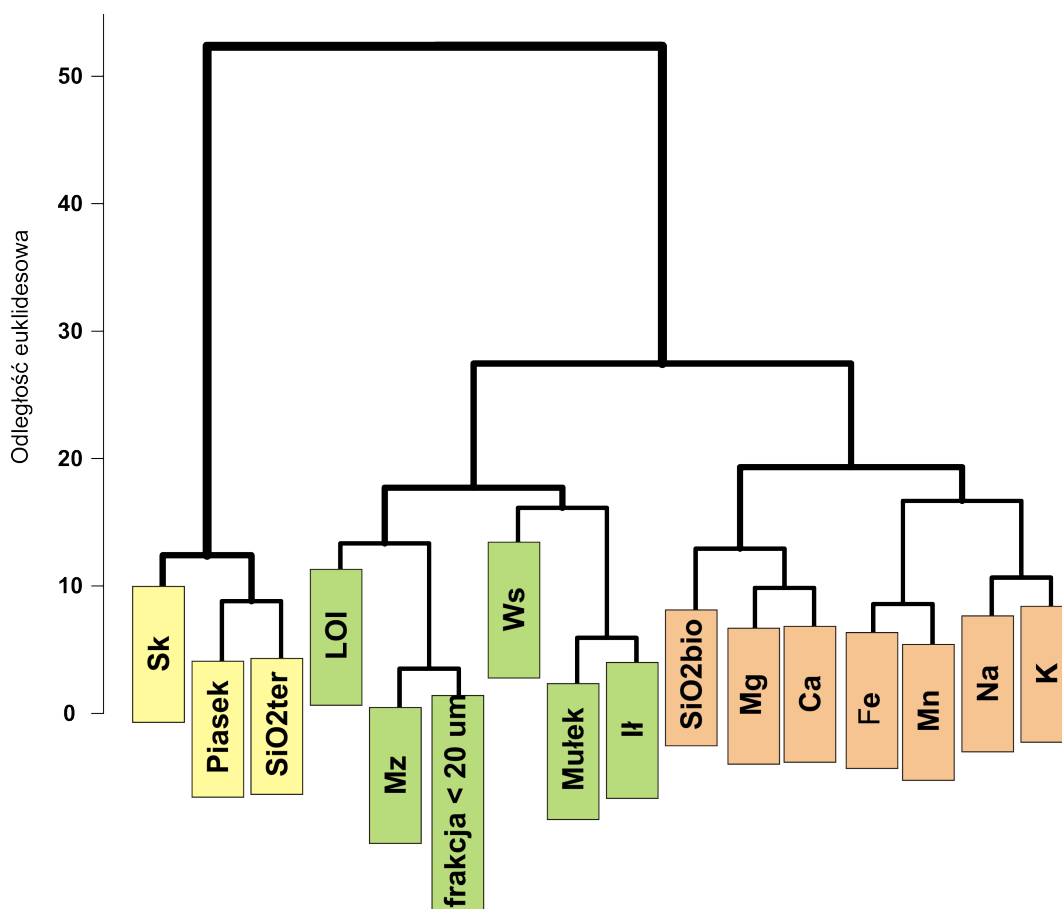
9.2.6. Korelacje między zmiennymi

Analizowane powyżej zmienne są silnie ze sobą powiązane. Rycina 9.10 prezentuje, w postaci korrgramu (Friendly 2002), wyniki analizy korelacji Pearsona między: koncentracją głównych pierwiastków - Fe, Mn, Ca, Mg, Na i K, zawartością krzemionki biogenicznej i terygeniczej, materią organiczną (LOI), frakcją mineralną o wielkości ziarna poniżej 20 mikronów oraz wskaźnikiem skośności. Poszczególne relacje zostały omówione przy opisie konkretnych zmiennych, natomiast w niniejszym rozdziale podjęto próbę wyróżnienia najważniejszych grup czynników kształtujących charakter osadu.



Rycina 9.10. Wykres korelacji (Pearsona) najistotniejszych parametrów geochemicznych. Układ matrycy jest modyfikacją korrgramu autorstwa Friendly'ego (2002). W dolnej części zacieniowany wycinek koła oraz intensywność barwy określają siłę korelacji a kolor jej znak - czerwony dla ujemnej, niebieski dla dodatniej. Pola w części górnej zawierają bezwzględną wartość korelacji - przy czym wielkość czcionki rośnie wykładniczo wraz z jej siłą, oraz informacje o istotności statystycznej. Ciemniejsze pola prezentują wartości istotniejsze a poziom alfa określają sygnatury: „***” - 0,001; „**” - 0,01; „*” - 0,05; „.” - 0,1. Liczby w polu z nazwą danej zmiennej oznaczają minimalne i maksymalne zanotowane wartości.

Jednym ze sposobów zobrazowania powiązań między zmiennymi jest klasyfikacja hierarchiczna. Na Rycinie 9.11 przedstawiono dendrogram - wynik klasyfikacji metodą Ward, przy wykorzystaniu odległości euklidesowych. Na najniższym poziomie hierarchii znajdują się powiązanie bezpośrednie: frakcja piaszczysta i krzemionka terygeniczna, czy też pierwiastki budujące wskaźniki środowiskowe - Na/K, Mg/Ca, Fe/Mn. Dużo więcej informacji niesie podział na trzy grupy. Pierwszą z nich tworzą: zawartość frakcji piaszczystej (Piasek), krzemionki terygenicznej (SiO₂ter), oraz wskaźnik skośności rozkładu uziarnienia (Sk). Mówi ona o ilości allochtonicznej materii mineralnej osadzie, a więc i częstotliwości zalewów sztormowych. Kolejną grupę stanowią wskaźniki zawartości najdrobniejszego materiału mineralnego i materii organicznej. Można ją odczytywać jako wskaźnik przewagi wpływów rzeczno-jeziornych. Trzecia grupa to pierwiastki główne oraz krzemionka biogeniczna - takie skupienie, mimo różnych dróg dostawy do systemu, sugeruje, że na ich koncentracje w osadzie najistotniejszy wpływ ma pojemność kompleksu sorpcyjnego, warunkowana przez cechy fizyczne osadu. Potwierdza to częściowo kolejny stopień klasyfikacji, gdzie dwie ostatnie grupy są ze sobą połączone..



Rycina 10.14. Klasyfikacja hierarchiczna zmiennych geochemicznych metodą Warda.

Wykorzystując wnioski płynące z klasyfikacji hierarchicznej, możliwe było wykonanie analizy składowych głównych, przy wykorzystaniu zredukowanej liczby wskaźników (Tabela 9.3). Skonstruowane na ich podstawie dwie pierwsze składowe główne tłumaczą 70% obserwowanej wariancji. Z rozłożenia ładunków dla poszczególnych zmiennych (Tabela 9.3) można wywnioskować, że najistotniejszy wpływ na charakter osadów ma dostawa gruboziarnistego materiału. Zaznacza się to w postaci silnego obciążenia pierwszej składowej przez średnią średnicę ziarna i skośność rozkładu uziarnienia. Drugą składową tworzą wysortowanie i zasolenie w postaci stosunku Mg/Ca. Dopiero w dalszej kolejności istotny wpływ mają cechy redox - Fe/Mn. Wyniki te potwierdzają hipotezę o zalewach sztormowych jako najważniejszym czynnikiem kształtującym geosystemy delt wstecznych Łeby i Łupawy.

Tabela 10.3. Ładunki dla 4 składowych głównych (PC). Składniki PC1 i PC2 wyjaśniają 70 % wariancji.

	PC1	PC2	PC3	PC4
Średnia średnica ziarna	0,52	-0,29	0,017	0,038
Wysortowanie	0,016	0,59	0,65	-0,27
Skośność rozkładu uziarnienia	-0,55	-0,03	-0,38	-0,03
Materia organiczna (LOI)	0,39	-0,38	0,11	-0,33
SiO₂bio	0,35	0,29	-0,09	0,78
Fe/Mn	-0,34	-0,21	0,49	0,43

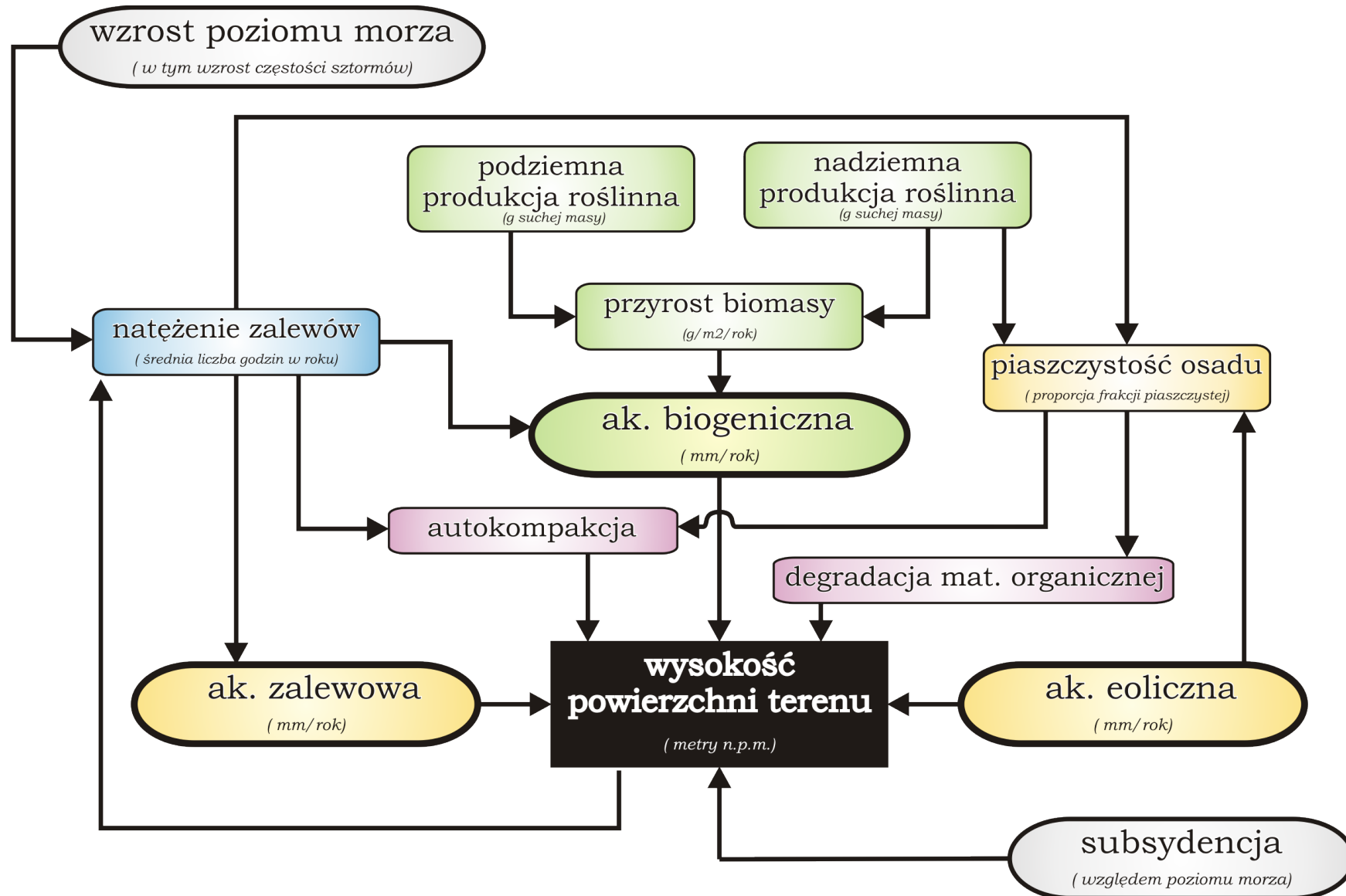
10. Modele zmiany wysokości terenu

10.1. Model konceptualny

10.1.1. Wysokość terenu a funkcjonowanie geosystemu nadmorskiego bagniska

Niezmiernie ważnym czynnikiem w przypadku prognozowania rozwoju geosystemu bagiennego, jest nie tyle samo określenie natężenia akumulacji osadu ale wynikających z niego zmian wysokości powierzchni terenu - realnej miary stanu równowagi między systemem a poziomem morza. Jest ona wynikiem liczych procesów, między innymi: allochtonicznej depozycji mineralnej, autochtonicznej produkcji materii organicznej, płytkiej autokompakcji, subsydencji i dekompozycji (Rybczyk i Callaway 2009). Wzajemna równowaga, między czynnikami ograniczającymi i stymulującymi wzrost, umożliwia nieprzerwane funkcjonowanie nadmorskich bagnisk w warunkach wzrostu poziomu morza przez setki i tysiące lat (Rybczyk i Cahoon 2002; Kirwan i Temmerman 2009). Zakłócenia w którymś z podsystemów, tworzących strony tego równania, mogą prowadzić do degradacji lub migracji mokradła w głąb lądu. Przy czym należy pamiętać, iż współcześnie druga z wymienionych opcji jest w większości przypadków nierealna, z uwagi na intensywne wykorzystanie wybrzeży przez człowieka (Titus i in. 1991). Tym istotniejsze jest opracowanie prognoz rozwoju dla istniejących geosystemów.

W niniejszym rozdziale podjęto próbę budowy konceptualnego modelu zmian wysokości terenu w nadmorskim geosystemie jeziorno-bagiennym. Konieczność nowego opracowania, mimo funkcjonowania w literaturze licznych przykładów podobnych konstrukcji (Randerson 1979; French 1993; Rybczyk i in. 1998; Nyman i in. 2006; Rybczyk i Callaway 2009), wydaje się zasadna z uwagi na fakt, iż istniejące modele skupiają się na opisie słonych marszy pływowych. Natomiast na będącym przedmiotem zainteresowania wybrzeżu mikropływowym należy spodziewać się dominacji odmiennych procesów. Rycina 10.1. przedstawia schemat proponowanego modelu. Za podstawę przyjęto model ekologiczny Randersona (1979) i sedimentologiczny Frencha (1993), usuwając model pływów i zastępując go zalewami sztormowymi. Poniższy opis skupia się na interakcjach między poszczególnymi encjami. Ilościowe ujęcia zagadnień depozycji mineralnej, autokompakcji i natężenia zalewów sztormowych, wykorzystane przy formalizacji modelu, znajdują się w osobnych rozdziałach.



Rycina 10.1 Model konceptualny zmian wysokości terenu nadmorskiego geosystemu bagiennego funkcjonującego w warunkach wybrzeża mikroplywowego. Strzałkami zaznaczono kierunek i zwrot najważniejszych zależności.

10.2. Subsydencja

Przyjmuje się, że w rozpatrywanych skalach czasowych czynnik ten jest pomijalny. Dodatkowo należy pamiętać, iż pomiar poziomu morza oparty na mareografach jest pomiarem względnym, uwzględniającym siłę rzeczy ruchy tektoniczne.

10.2.1. Wzrost poziomu morza

Podstawowym oddziaływaniem zewnętrznym modelu jest względny wzrost poziomu morza. Wpływa on na wysokość terenu bezpośrednio, zmieniając punkt odniesienia - względny poziom morza oraz pośrednio, regulując funkcjonowanie pozostałych podsystemów, poprzez sprzężenie z częstotliwością spiętrzeń sztormowych, a co za tym idzie natężeniem zalewów.

10.2.2. Natężenie zalewów

Czynnik wyróżniony jako jeden z najbardziej istotnych, zastępujący pływy obecne w modelach słonych marszy. Zalewy są głównym źródłem materii mineralnej - akumulacji zalewowej, warunkują możliwość kompaktacji poprzez kontrolę nad saturacją i inicjalną gęstością objętościową osadu oraz wpływają na skład granulometryczny i chemizm substratu glebowego, a co za tym idzie na produktywność biologiczną. Ponadto, zawartość frakcji piaszczystej, wzrastająca w wyniku zalewów sztormowych obniża możliwość kompaktacji, zwiększając jednocześnie przepuszczalność osadu, co z kolei powoduje szybszą dekompozycję materii organicznej powodowaną warunkami aerobowymi. Należy zauważyć też istnienie sprzężenia zwrotnego między wysokością terenu a natężeniem zalewów - wyższy poziom terenu oznacza ich mniejszą częstotliwość, ograniczenie dostawy materiału mineralnego i obniżenie natężenia akumulacji.

10.2.3. Akumulacja zalewowa

Rozumiana jako akumulacja allochtonicznego materiału mineralnego. W bezpośredni sposób zależy od natężenia zalewów i wpływa na wysokość terenu będąc najmniej zależną od procesów postdepozycyjnych.

10.2.4. Akumulacja eoliczna

W systemie barierowym nie można wykluczyć jej obecności, jednak wynik tego procesu uznaje się za pomijalny dla zmian wysokości w rozpatrywanej skali czasowej.

10.2.5. Akumulacja biogeniczna

Jak zauważają Allen i Pye (1992), Randerson (1979) jako jeden z pierwszych podważył dominację czynnika abiotycznego w kontroli wysokości terenu nadmorskich bagnisk. Strumień akumulacji biogenicznej dostarcza bowiem, w skali czasowej dziesiątek lat, impulsów wzrostu wysokości porównywalnych z dostawą materii mineralnej. To właśnie z biogeniczną odpowiedzią nadmorskich mokradeł, wiąże się często ich zdolność do przetrwania w warunkach wzrostu poziomu morza (Rooth i in. 2003; Rooth i Stevenson 2000; Windham 2001). Jednocześnie czynnik ten jest znacznie trudniejszy do ilościowego opisu, z uwagi na wrażliwość na procesy postdepozycyjne i zależność od czynników ekologicznych - zmiany siedliska, szaty roślinnej itp. Przyrost biomasy można podzielić na dwie składowe - produkcję podziemną i nadziemną. Obie powodują zwiększenie ilości deponowanej materii organicznej. Oddziaływanie tej drugiej wiąże się ponadto z możliwością zatrzymywania dodatkowej ilości materiału zawieszanego transportowanego podczas zalewu i ograniczeniem erozji - nadziemne części trzciny *Phragmites australis* podawane są jako przykład wyjątkowo efektywnych filtrów zawiesiny (Rooth i Stevenson 2000). Problem modelowania zmian wysokości terenu, będących rezultatem akumulacji biogenicznej, wynika z ich zależności od skali czasowej. Williams (2003) podaje, że przeszacowanie akumulacji wynikające z nieuwzględnienia czynników dekompozycji i kompaktacji może być nawet 17-to krotne.

10.3. Wpływ autokompaktacji na zmiany wysokości terenu

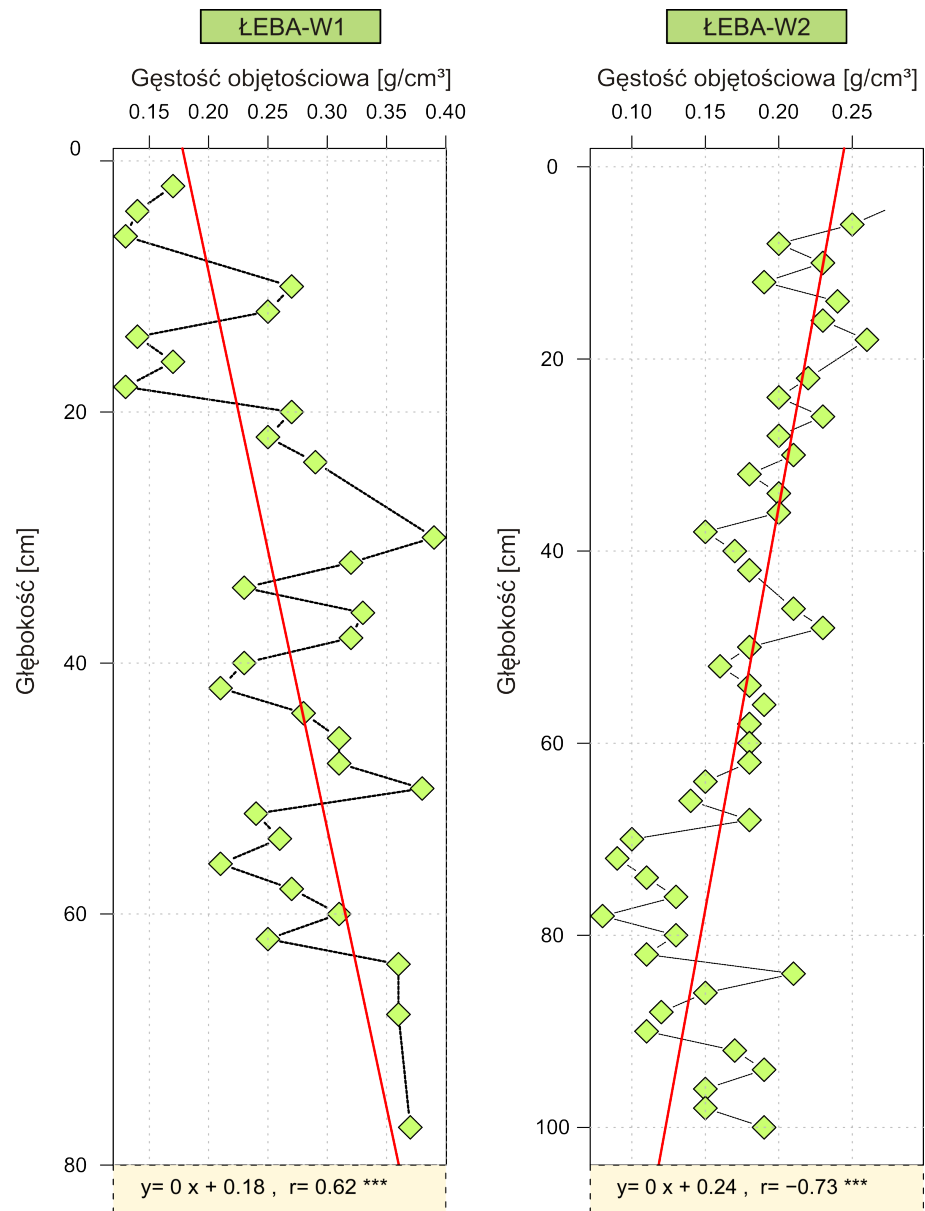
10.3.1. Płytko autokompaktacja a natężenie akumulacji osadów

Do pomiaru natężenia akumulacji w nadmorskich geosystemach bagiennych najpowszechniej stosowane są metody bezpośrednie, bazujące na naturalnych i sztucznych horyzontach znacznikowych (np. Goodman i in. 2007; Feagin i Yeager 2007; Enters i in. 2006) lub tabelach erozji osadu (*SET-Sediment Erosion Table*) (np. Hensel i in. 1999; Cahoon i in. 1995; Allen 1999) oraz metody wykorzystujące rozpad radionuklidów Cs-137 i Pb-210 (m.in. Kolker i in. 2009; Bellucci i in. 2007; Turner i in. 2006; Cundy i Croudace 1996; Ritchie i McHenry 1990; Bloesch i Evans 1982). Drugie z wymienionych metod mają tę zaletę, iż uzyskiwane wartości reprezentują większy zakres czasowy, a co za tym idzie wolne są od krótkoterminowych fluktuacji. Jednak, jak zauważyli Kaye i Barghoon (1964, za Williams 2003), założenie o prostym stosunku 1:1 akumulacji osadu do zmiany wysokości powierzchni terenu jest zbytnim uproszczeniem, nie uwzględniającym procesów zachodzących w już zdeponowanym osadzie, z których najbardziej istotnym w silnie

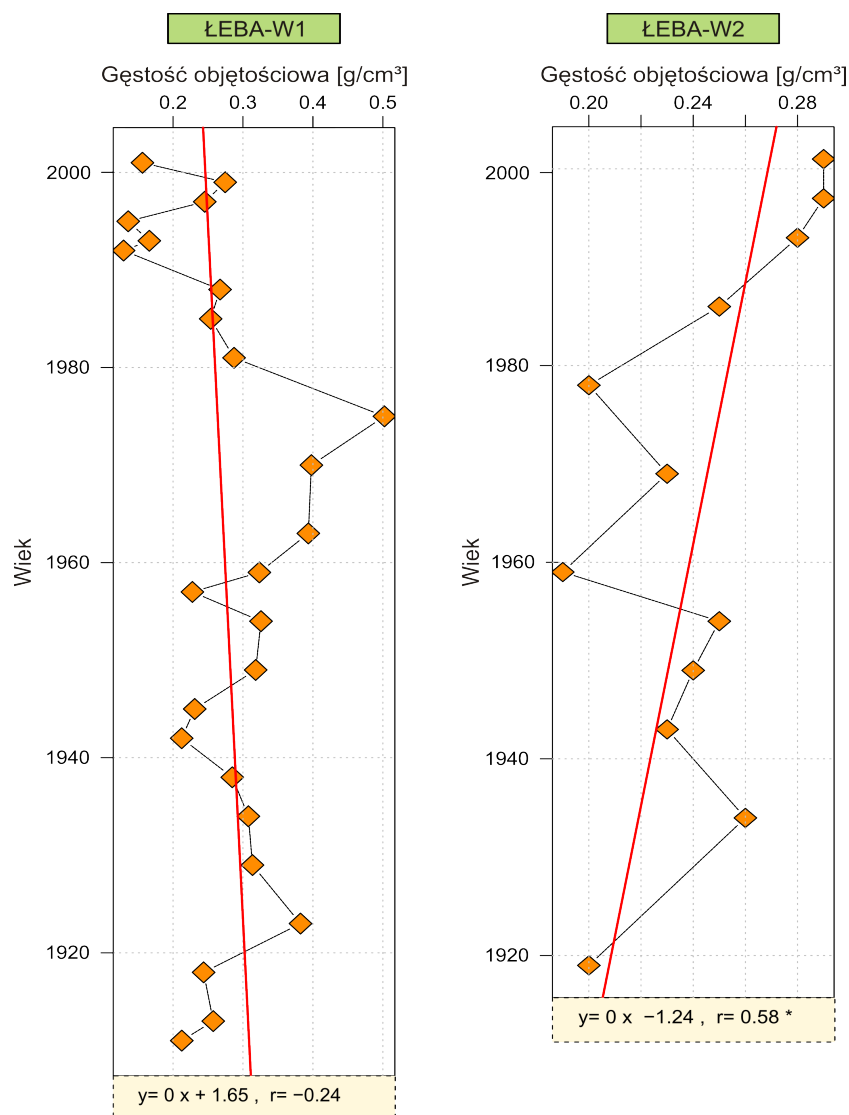
organicznych osadach wydaje się być płytka (pierwotna) autokompakcja, czyli zjawisko powodujące zmniejszanie miąższości pod wpływem ciężaru nowodeponowanego materiału. Problem kompaktacji podejmowany bywa głównie w kontekście znacznie większych skal czasowych i miąższości warstw - w stratygrafii osadów holoceniowych (Allen 1999), czy też rekonstrukcji zmian poziomu morza (Rotnicki 2008). Jednakże zachodzi on od samego momentu depozycji i stanowi istotny element opracowań dotyczących pionowego natężenia przyrostu w mokradłach nadmorskich (Cahoon i in. 1995; Allen 1999; Bartholdy i in. 2009).

Podstawową informację o obecności i natężeniu autokompaktacji dostarczają pionowe profile gęstości objętościowej. W przypadku rdzeni ŁEBA-W1 i ŁEBA-W2 (Rycina 10.2) poddany analizie osad jest homogeniczny w całym prezentowanym zakresie - torf i drobnoziarnisty namuł bez przewarstwień piaszczystych, a obliczone wartości zawierają się w przedziałach odpowiednio: 0,05 - 0,39 g/cm³ i 0,05-0,27 g/cm³, co stanowi zakres typowy dla nadmorskich mokradeł (Kolker 2005). Do obu profilów można dopasować silny (odpowiednio $r=0,62$ i $r=0,73$) i istotny ($\alpha=0,001$) trend liniowy, różniący się jednakże kierunkiem. W ŁEBA-W1 gęstość objętościowa rośnie wraz ze wzrostem głębokości, co jest naturalne i może świadczyć o obecności zjawiska autokompaktacji. Zaskakująco natomiast przedstawia się profil ŁEBA-W2 - gdzie gęstość osadu maleje wraz z głębokością.

Dokonano również porównania dla najmłodszych osadów, wykorzystując pochodzący z datowań wiek poszczególnych prób (Rycina 10.3). Uzyskany w ten sposób obraz pokazuje, że zmiany gęstości osadu są niezależne w obu rdzeniach i można przypuszczać, że są wynikiem odmiennych procesów. Widoczny jest duży spadek siły i istotności trendu dla ŁEBA-W1, co jest zgodne z hipotezą o zachodzącej w osadzie kompaktacji. Z drugiej strony, dla ŁEBA-W2 spadek jest niewielki - proces odpowiedzialny za zwiększanie gęstości osadu jest zatem niezależny od głębokości, co wyklucza kompaktację.



Rycina 10.2. Porównanie gęstości objętościowej w rdzeniach z delty wstecznej Łeby - skala głębokościowa. Wartości współczynnika korelacji Pearsona r istotne na poziomie $\alpha=0,001$ (“***”).



Rycina 10.3 Porównanie gęstości objętościowej w rdzeniach z delty wstecznej Łeby. Wartość współczynnika korelacji Pearsona r nie jest istotna statystycznie w przypadku ŁEBA-W1., a dla ŁEBA-W2 jest istotna na poziomie $\alpha=0,05$ (“*”).

Biorąc pod uwagę powyższe rozbieżności w profilach gęstości osadu przyjęto założenie, że różnice w pionowym natężeniu akumulacji osadu mogą wynikać z odmiennego natężenia zjawiska autokompakcji w obydwu rodzajach osadu.

10.4. Numeryczny model autokompakcji

Do oszacowania natężenia autokompakcji wykorzystano model Williama (2003), łączący profil gęstości objętościowej z oszacowaniem natężenia akumulacji i wiedzą o głębokości horyzontu czasowego roku 1963, pochodzącymi z datowania metodą Cs-137. Model oparty jest na następujących założeniach i uproszczeniach (aby ułatwić porównanie,

zachowano oznaczenia parametrów proponowane przez autora modelu):

1. Roczny przyrost osadu może być zobrazowany jako warstwa jednorodnego osadu o grubości T_1 i gęstości objętościowej B_1 . Zakłada się ponadto, iż warstwa powierzchniowa (**warstwa 1**) jest nieskompaktowana.
2. W miarę, jak każda z warstw rocznych przykryta zostaje nowo deponowanymi osadami, ulega ona kompaktacji zgodnie z malejącą funkcją wykładniczą aż do osiągnięcia maksymalnego skompaktowania na pewnej głębokości D_n . Miąższość całkowicie skompaktowanej warstwy to T_n , gdzie n oznacza numer warstwy i jednocześnie jej wiek w latach.
3. Gęstość objętościowa danej warstwy jest odwrotnie proporcjonalna do jej miąższości. Podczas kompaktacji miąższość warstwy maleje a gęstość rośnie aż do pewnej granicy. Gęstość objętościowa całkowicie skompaktowanej warstwy to B_n . Miąższość dowolnej warstwy a można zatem obliczyć ze wzoru Williamsa (2003):

$$T_a = B_1 \div B_a \times T_1 \quad (40)$$

4. Każda warstwa roczna o miąższości T_1 jest ostatecznie skompaktowana do miąższości T_n , z czego wynika, iż średnia autokompaktacja C to (Williams 2003):

$$C = T_1 - T_n \quad (41)$$

a wartość rocznej zmiany wysokości powierzchni terenu δe wynosi (Williams 2003):

$$\delta e = T_n \quad (42)$$

5. Jeśli znana jest głębokość D_p , na której znajduje się maksimum cezu-137 z roku 1963, to średnia miąższość **warstw 1-p** jest równa D_p/p (głębokość/liczba warstw rocznych). Gęstość objętościowa **warstwy p** oznaczona jest przez B_p a jej miąższość jest równa $B_1/B_p * T_1$.
6. Skoro gęstość jest odwrotnie proporcjonalna do miąższości, to średnia gęstość **warstw 1-p**, oznaczona przez B_{av1-p} zbiega się ze średnią miąższością D_p/p . Z równania (40) wynika iż:

$$B_1 \div B_{av1-p} \times T_1 = D_p \div p \quad (43)$$

oraz

$$T_1 = (D_p \div p) \div (B_1/B_{av1-p}) \quad (44)$$

Powyższe równanie można rozwiązać dla T_1 znajdując wartości D_p/p oraz B_1/B_{av1-p} .

10.5. Oszacowanie natężenia autokompakcji

Do wykresu gęstości objętościowej względem głębokości (Rycina 10.2) dopasowano krzywą, obliczoną przy pomocy nieliniowej metody najmniejszych kwadratów (Rycina 10.4), wykorzystując model numeryczny w postaci:

$$\text{Gęstość objętościowa} = (k - b_o) \times (1 - \exp(b_1 \times \text{głębokość})) + b_o \quad (44)$$

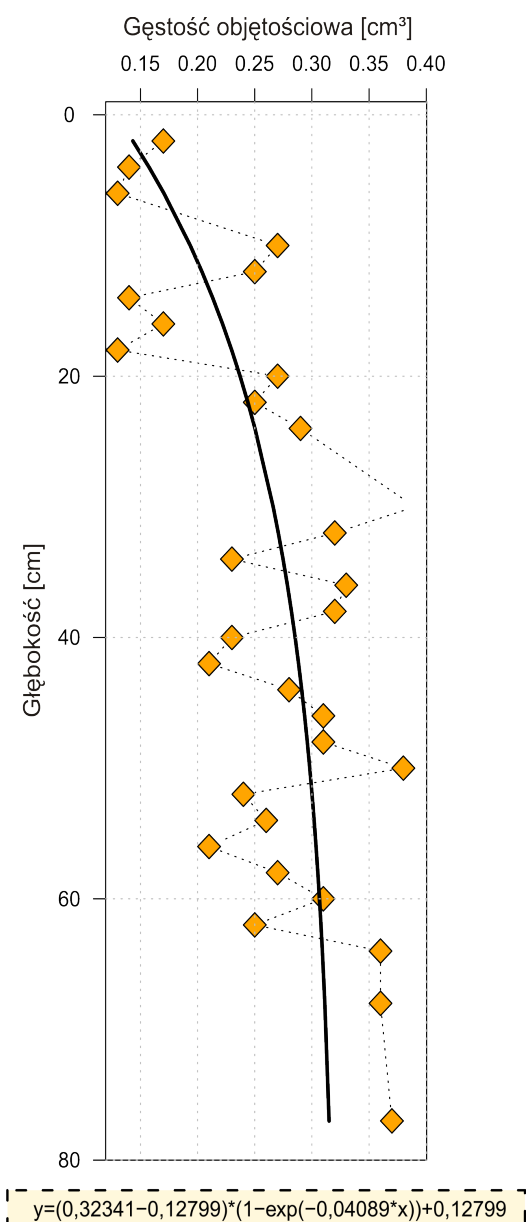
gdzie k reprezentuje gęstość objętościową w g/cm^3 całkowicie skompaktowanej warstwy osadu a b_o i b_1 to niemianowane parametry modelu.

Wydaje się, iż wyniki obliczeń potwierdzają przyjęte założenia. Wartość współczynnika determinacji dla obliczonego modelu wynosi $r^2=0,48$. Należy jednak podkreślić, iż ocena dopasowania modelu nieliniowego nie może być oparta jedynie na tym współczynniku, tak jak np. czyni to Williams (2003), gdyż nie spełnione jest założenie o równości całkowitej sumy kwadratów i sumy kwadratów modelu i kwadratów błędu (Dalgaard 2008). Z tego powodu, przy pomocy analizy wariancji ANOVA, porównano uzyskany model z modelem liniowym o postaci $y=ax+b$. W efekcie stwierdzono, że model nieliniowy odwzorowuje dane nieznacznie lepiej – na poziomie istotności statystycznej $\alpha=0,1$. Najprawdopodobniej przyczyną niemożności uzyskania lepszego dopasowania jest wysoka, jak na założenia modelu, heterogeniczność osadu i związane z nią wahania gęstości objętościowej (patrz Rycina 9.1).

Wyniki modelowania prezentowane są w Tabeli 10.1. Założono, iż głębokość na której gęstość objętościowa przyjmuje stałą wartość odpowiada wartości dla 99% parametru k – w modelu wykładniczym pełna wartość zostaje osiągnięta dla nieskończonej głębokości. Gęstości warstwy 1 (B_1) odpowiada parametr b_o modelu. Głębokość warstwy dla roku 1963 (D_p) uzyskana z datowania Cs-137 pozwoliła znaleźć odpowiadającą jej gęstość objętościową (warstwa 45). Z linia trendu uzyskano średnią gęstość warstw 1-p – B_{av1-p} . W tabeli 10.2 zawarto wartości obliczone z wykorzystaniem założeń modelu. Ze wzoru (44) pochodzi miąższość warstwy 1, ta sama wielkość dla warstw n i p ze wzoru (41) a średnia autokompakcja ze wzoru (41).

Natężenie akumulacji osadu, obliczone przy pomocy modelu (T_1) i wynoszące 0,74 cm/rok, w sposób doskonalszy od metod bezpośrednich oddaje opisywane zjawisko. Jego wartość jest przy tym zauważalnie wyższa niż szacunek dokonany wyłącznie na

podstawie datowania Cs- 37 (D_p/p) wynoszący 0,67 cm/rok. Jest to zrozumiałe, kiedy weźmie się pod uwagę, iż ten drugi sposób uwzględnia pewien stopień kompaktacji osadów.



Rycina 10.4. Gęstości objętościowa w zależności od głębokości. Czarna krzywa reprezentuje nieliniowe dopasowanie trendu, którego wzór zawarto w ramce.

Największa różnica występuje między oboma wartościami natężenia akumulacji a wyliczoną z modelu średnią roczną zmianą wysokości powierzchni terenu, wynoszącą 0,29 cm/rok. Wynika z niej, iż płytka autokompaktacja pełni w badanym środowisku znaczącą rolę i winna być rozpatrywana przy wszelkich oszacowaniach natężenia pionowego przyrostu

osadu. Należy podkreślić, iż obliczone wielkości mieszczą się w dolnym zakresie wartości dla nadmorskich bagnisk (Cahoon, Reed i Day 1995; Williams 2003). Według wiedzy autora nie istnieją opracowania pozwalające na dokonanie podobnego porównania dla polskiego wybrzeża.

Tabela 10.1. Głębokość do warstwy 1963, głębokość do limitu kompaktacji i gęstości objętościowe obliczone z modelu numerycznego.

ŁEBA-W1	
Głębokość do warstwy z roku 1963 – D_p [cm]	30
Głębokość do limitu autokompaktacji – D_n [cm]	99,5
Gęstość objętościowa warstwy 1 – B_1 (b_0) [g/cm ³]	0,13
Gęstość objętościowa warstwy p – B_p [g/cm ³]	0,27
Limit kompaktacji – B_n (99%k) [g/cm ³]	0,32
Średnia gęstość warstw 1-p – B_{av1-p} [g/cm ³]	0,14

Tabela 10.2. Miąższości poszczególnych warstw i średnia roczna autokompaktacja obliczone z modelu numerycznego

ŁEBA-W1	
Miąższość warstwy 1 – T_1 [cm]	0,74
Miąższość warstwy p – T_p [cm]	0,36
Miąższość warstwy n – T_n [cm]	0,29
Średnia roczna autokompaktacja – C [cm/rok]	0,44

W kontekście uzyskanych wyników zagadkowy wydaje się profil pionowy gęstości objętościowej dla ŁEBA-W2 (Rycina 10.2). Reprezentuje on osady z wewnętrznej części

mokra dła i słabsze zjawisko autokompakcji lub jego brak może być spowodowany kilkoma czynnikami. Przede wszystkim odpowiedzialna może być niska gęstość, niewystarczająca do zainicjowania procesu i wynikająca z mniejszej dostawy materiału mineralnego (Connor i in. 2001; Cahoon, Reed i Day 1995) . Mniej prawdopodobne wytłumaczenie to wysoka produktywność podpowierzchniowa, niwelująca efekty kompresji osadu (E. Turner i in. 2006). Nadal jednak pozostaje bez wyjaśnienia obserwowany trend (Rycina 10.2). Przyczyn tego zjawiska można upatrywać w dekompozycji materii organicznej, prowadzącej następnie do jej usuwania z głębszych warstw osadu lub, co bardziej prawdopodobne, zwiększonej zawartości materii mineralnej w najmłodszych osadach. Dokładniejsze wyjaśnienie tej kwestii leży poza zakresem niniejszej pracy, z uwagi na niemożność dostatecznego rozpoznania procesów biologicznych zachodzących w osadzie.

10.6. Model numeryczny zmian wysokości terenu

Prezentowana poniżej próba formalizacji modelu pojęciowego nie aspiruje do miana kompletnego modelu numerycznego. Ma na celu postawienie pierwszego kroku w kierunku ilościowego opisu geosystemu, kontrolowanego nie przez wysokość pływów, jak ma to miejsce w już istniejących opracowaniach (French 1993; Temmerman i in. 2004) ale przez częstotliwość zalewów sztormowych i akumulację biogeniczną. Punktem wyjścia jest następujący zapis zmiany wysokości terenu:

$$\frac{\Delta E}{\Delta t} = \frac{\Delta A_{zal}}{\Delta t} + \frac{\Delta A_{bio}}{\Delta t} - \frac{\Delta Ak}{\Delta t} \quad (46)$$

gdzie:

$\Delta E/\Delta t$ - zmiana wysokości terenu;

$\Delta A_{zal}/\Delta t$ - natężenie akumulacji zalewowej;

$\Delta A_{bio}/\Delta t$ - natężenia akumulacji biogenicznej;

$\Delta Ak/\Delta t$ - natężenie autokompakcji;

Do oszacowania natężenia autokompakcji wykorzystano model opisany wzorem (46), przyjmując dodatkowe założenie, iż w przypadku braku istotnej dodatniej korelacji między głębokością a gęstością objętościową, wartość $\Delta Ak/\Delta t$ równa jest 0. Wpływ akumulacji eolicznej i subsydencji został pominięty, jako nieistotny w rozpatrywanej skali czasowej. Kolejnym zastosowanym uproszczeniem jest sumaryczne potraktowanie akumulacji mineralnej i organicznej. Wynika ono z niedostatecznego rozpoznania

podsystemu biologicznego. Według oceny autora bezpośrednie przeniesienie zmiennych (m.in. maksymalna produkcja pierwotna, stosunek labilnej (*labile*) i trwałej (*refractory*) materii organicznej, szybkość dekompozycji), opracowanych pierwotnie dla słonych marszy, nie jest bowiem w wystarczający sposób uprawnione dla omawianego środowiska. Podstawą do takiego uproszczenia jest ponadto, opisywany w niniejszej pracy, silny związek między całkowitą akumulacją masy, a depozycją mineralną. Zgodnie z powyższym, wzór (46) przybiera uproszczoną postać:

$$\frac{\Delta E}{\Delta t} = \frac{\Delta A_{sum}}{\Delta t} - \frac{\Delta Ak}{\Delta t} \quad (47)$$

gdzie:

$\Delta A_{sum}/\Delta t$ - całkowite natężenie akumulacji osadu;

Zgodnie z proponowanym modelem pojęciowym część równania związana całkowitym natężeniem akumulacji jest uzależniona od częstotliwości zalewów sztormowych, odzwierciedlanej przez wskaźnik CSS (patrz Rozdział 7). Opis numeryczny powyższego związku prezentuje równanie:

$$A_{sum} = a - b \times \exp(-c \times CSS) \quad (48)$$

gdzie:

CSS - intensywność spiętrzeń sztormowych;

a, b, c - parametry modelu;

Kalibracji powyższego modelu dokonano wykorzystując obliczony dla Ustki wskaźnik CSS oraz natężenie akumulacji (SAR) dla rdzeni ŁEBA-W1 i ŁEBA-W2. Na Rycinie 10.5 prezentowane jest porównanie zmian wysokości terenu otrzymanych za pomocą metod datowanie radionuklidami Pb-210 i Cs-137 oraz estymacji modelu.

Wydaje się, że uzyskane modele w zadowalający sposób, jak na stopień uproszczenia, odwzorowują historie zmian wysokości terenu. Obserwowane rozbieżności są znacznie większe w przypadku rdzenia ŁEBA-W1. Wynika to częściowo z faktu, iż konieczne było w tym przypadku uwzględnienie także wyników modelowania autokompakcji i związanej z nimi niepewności. Kształt dopasowania można interpretować też w świetle założeń modelu. W części systemu opisywanej przez rdzeń ŁEBA-W2 dominuje akumulacja biogeniczna, a epizodyczna dostawa materiału mineralnego nie jest na tyle duża aby wywrzeć wpływ na produktywność biologiczną. Zatem akumulacja biogeniczna jest wartością stałą, a zmiany natężenia akumulacji całkowitej są praktycznie w całości

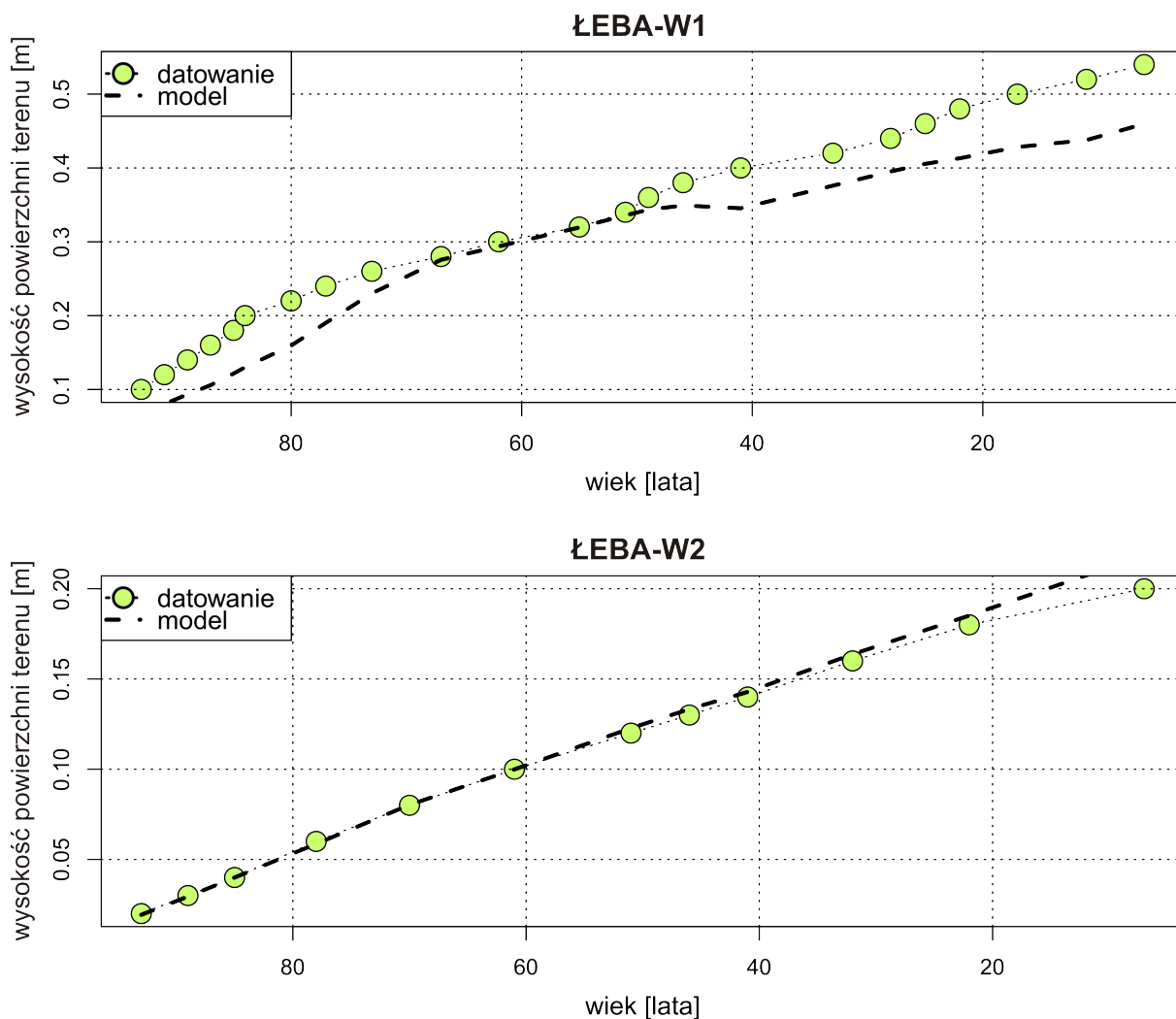
tłumaczone przez proponowany model. W rdzeniu ŁEBA-W1 sytuacja jest odmienna - depozycja materii mineralnej jest znacznie większa i wpływ zalewów sztormowych na intensywność akumulacji biogenicznej nie jest pomijalny.

Mimo niedoskonałości opracowanego modelu, podjęto próbę opracowania prognozy zmian wysokości terenu badanego geosystemu, w warunkach wzrostu poziomu morza. Wartości estymacji obliczono dla 100 jednorocznych kroków. Jako punkt odniesienia w czasie $t=0$ przyjęto średni poziom 500 cm. Wysokość powierzchni terenu mokradła uznano za tożsamą ze średnią wysokością lustra wody bezpośrednio graniczącego akwenu - jeziora Łebsko, czyli 30 cm ponad poziom odniesienia (Kobendzina 1976; Choiński 2006). Uproszczenie wynika z trudności w określeniu rzeczywistej wysokości organicznej powierzchni mokradła. Akumulacje całkowitą w rocznych krokach obliczono ze wzoru (48), przy wykorzystaniu zależności między częstością spiętrzeń sztormowych a poziomem morza przedstawionych w Rozdziale 9. Przyjęto trzy scenariusze:

1. **SLR** - liniowy wzrost poziomu Bałtyku Południowego wg. natężenia obliczonego dla Ustki przez Rotnickiego i Borzyszkowską (1999), wynoszącego ok. 3,95 mm/rok;
2. **ASLR1** - przyspieszony wzrost poziomu Bałtyku Południowego, skutkujący wzrostem poziomu morza o 55 cm w ciągu 100 lat (do roku 2018);
3. **ASLR2** - przyspieszony wzrost poziomu Bałtyku Południowego, skutkujący wzrostem poziomu morza o 100 cm w ciągu 100 lat (do roku 2018).

Pierwszy ze scenariuszy wzrostu przyspieszonego (ASLR1) mieści się w zakresie oszacowań dla oceanu światowego opracowanych przez IPCC (Bindoff i in. 2008) wynoszących 18-58 cm do roku 2100 i przewiduje wartość wzrostu uznawaną za prawdopodobną dla polskiego wybrzeża (Pruszek i Zawadzka 2008). Umieszczenie w analizie również bardzo wysokiego scenariusza ASLR2 jako swoistej "najgorszej ewentualności" podyktowane zostało chęcią umożliwienia porównania z innymi, również wcześniejszymi opracowaniami oraz uwzględnienia wyższych aktualnych oszacowań wzrostu Bałtyku Południowego (Miętus i in. 2004; Pruszek i Zawadzka 2008; BAAC Zespół autorski 2008).

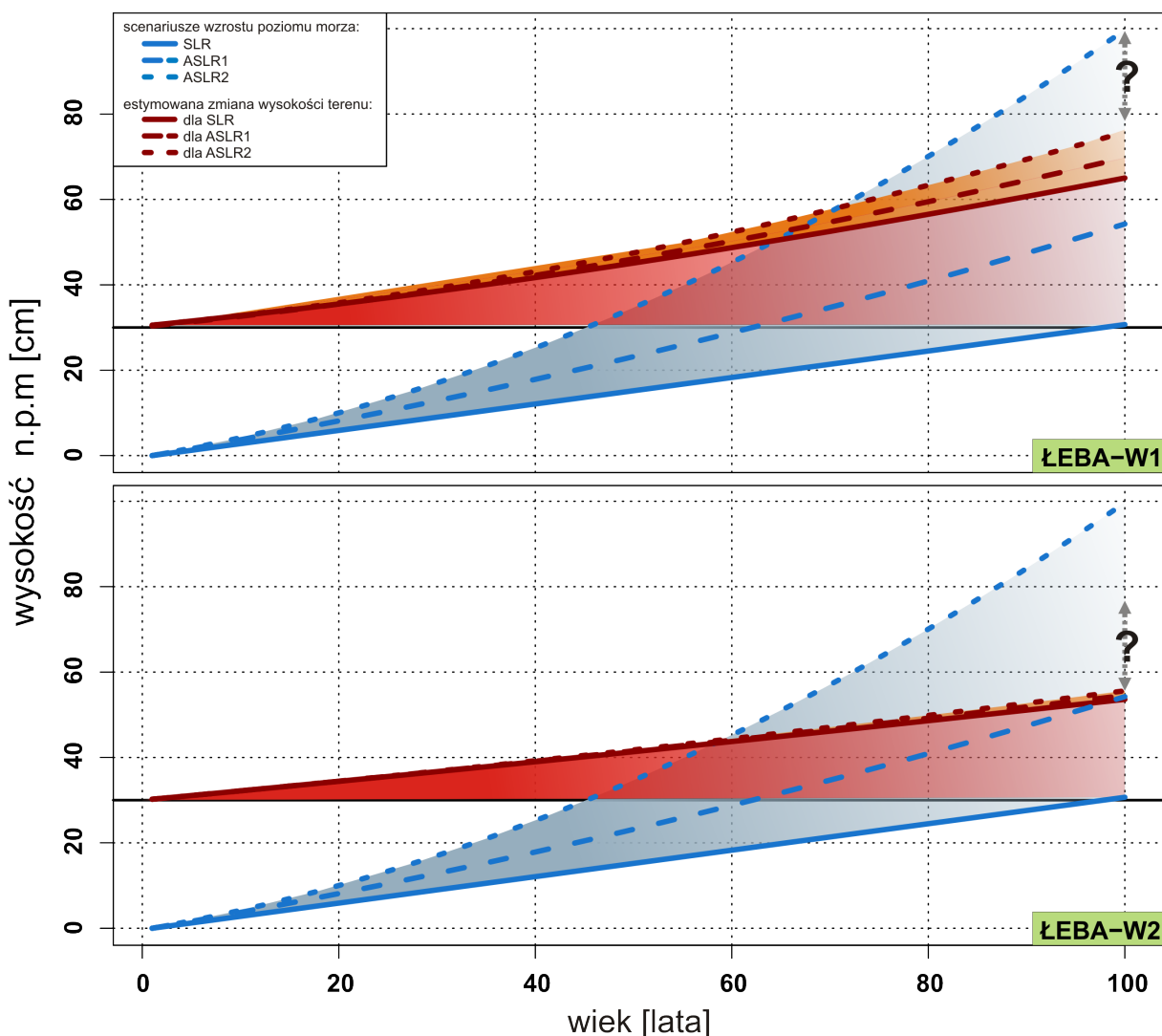
Od uzyskanych dla rdzenia ŁEBA-W1 wartości odjęto ponadto spadek wysokości wynikający z autokompakcji - 0,44 cm/rok. Przy czym jest to najprawdopodobniej szacunek zaniżony, gdyż przy wzroście dostawy materiału mineralnego natężenie kompaktacji w początkowym etapie najprawdopodobniej wzrośnie.



Rycina 10.5. Porównanie zmian wysokości terenu otrzymanych przy pomocy datowania radionuklidami Pb-210 i Cs-137 oraz estymacji uzyskanych przy pomocy proponowanego modelu.

Rezultaty modelowania przedstawia Rycina 10.6. Przy braku zmian w natężeniu wzrostu poziomu morza obie części systemu są zdolne, w stuletniej perspektywie, do utrzymania wysokości terenu powyżej średniego poziomu morza. Dla rdzenia ŁEBA-W2 różnica wysokości wyraźnie się jednak zmniejsza i według liniowej estymacji zrównanie poziomów nastąpi za ok. 230 lat. Podobny obraz wyłania się dla pierwszego ze scenariusza wzrostu przyspieszonego - ASLR1. Następuje przyspieszenie akumulacji osadu i poziom morza nie przekracza wysokości powierzchni mokradła w najbliższym stuleciu. Dopiero w najmniej realistycznym scenariuszu - ASLR2, zachodzi ryzyko zatopienia badanych obszarów - po około 70 latach dla ŁEBA-W1 i 60 latach dla ŁEBA-W2. Należy przy tym pamiętać, że punkt przecięcia linii poziomu morza z wysokością powierzchni terenu nie oznacza koniecznie zatopienia obszaru, a jedynie sygnalizuje możliwość wystąpienia

warunków brzegowych, zmuszających dany geosystem do przejścia do nowego stanu równowagi. Przykładowo, może nastąpić zmiana szaty roślinnej.



Rycina 10.6. Wyniki modelowania zmian wysokości terenu. Dla porównania zaprezentowano prognozowany poziom morza. Czarną lini zaznaczono przyjętą początkową wysokość terenu mokradeł.

Powyższa analiza umożliwia, mimo uproszczeń, uzyskanie pewnego obrazu wrażliwości omawianych geosystemów. Z modelu wynika mianowicie, iż równowaga akumulacji zostaje zachwiana w przypadku natężenia wzrostu poziomu morza wynoszącego 0,54 - 0,63 cm/rok. Są to wartości mało realne w świetle aktualnych prognoz. Mimo to, uzasadnionym wydaje się przeprowadzenie dodatkowych badań, skupiających się na rozpoznaniu funkcjonowania podsystemu biologicznego oraz nieuwzględnionych sprzężeń wewnątrz proponowanego modelu.

11. Podsumowanie i uwagi końcowe

Przeprowadzone badania pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

- nadmorskie mokradła - geosystemy jeziorno-bagienne, są w bezpośredni sposób powiązane z poziomem morza i częstotliwością spięrzeń sztormowych;
- duża dynamika środowiska przejawia się w zmiennej litologii, przechodzącej od warstw piaszczystych, odzwierciedlających okresy intensywnej akumulacji sztormowych do torfów, pochodzących z okresów dominacji spokojnej akumulacji i łądowienia. Stanem pośrednim i typowym osadem omawianego środowiska jest namuł, będący mieszaniną różnoziarnistej frakcji mineralnej i znacznej ilości materii organicznej;
- zalewy sztormowe, a ogólniej wpływy morskie, zapisują się w osadzie w postaci zwiększonego udziału gruboziarnistej frakcji mineralnej, wzrostu koncentracji sodu i magnezu, dodatkowej akumulacji krzemionki biogenicznej oraz w charakterystycznym kształcie krzywych stosunku Fe/Mn, będących odzwierciedleniem częstych zmian głębokości granicy stref aeracji i saturacji;
- w profilu pionowym badanych osadów widoczne są trendy sugerujące wzrost intensywności wpływów morskich:
 - w ciągu ostatnich 100-200 lat zwiększyła się ilość dostarczanej materii mineralnej, a jej skład granulometryczny uległ przesunięciu w stronę grubszej frakcji;
 - wskaźniki geochemiczne, reprezentujące zasolenie środowiska depozycyjnego, wskazują na powolny ale stały jego wzrost;
 - wzrasta w osadzie udział materii organicznej o niskim stosunku C/N, pochodzącej z alg i fitoplanktonu morskiego lub jeziornego;
- rośnie natężenie akumulacji osadu, co jest wynikiem zwiększonej depozycji mineralnej jak i najprawdopodobniej również wzmożonej produktywności biologicznej;
- zwiększona akumulacja osadu jest powiązana ze zmianami średniego poziomu morza i częstością sztormów, przy czym te ostatnie stanowią bezpośrednią przyczynę obserwowanych zmian;
- wartości natężenia akumulacji są zróżnicowane przestrzennie. Wyższe

zaobserwowano dla osadów o zwiększonej zawartości frakcji mineralnej, pochodzących z zewnętrznej części mokradeł delt wstecznych, natomiast niższe dla silnie organicznych pochodzących z ich części wewnętrznych, zarówno w delcie wstecznej Łupawy jak i Łeby;

Wykryte prawidłowości umożliwiły skonstruowanie modelu zmian wysokości terenu, uwzględniającego zalewy sztormowe i dostarczaną przez nie materię mineralną. Próba formalizacji modelu do postaci numerycznej, zaowocowała prognozą dalszego rozwoju badanych geosystemów, w warunkach stałego i przyspieszonego wzrostu poziomu morza. Na jej podstawie można stwierdzić, iż mokradła nadmorskie na Nizinie Gardnieńsko-Łebskiej są zdolne do akumulacji i utrzymania wysokości powierzchni terenu powyżej średniego poziomu morza, przy wartościach natężenia wzrostu poziomu Bałtyku nie przekraczających 0,54-0,63 cm/rok. Autor pragnie jednak podkreślić, iż w celu zwiększenia ogólności proponowanego modelu, konieczne jest przeprowadzenie dodatkowych badań, szczególnie dotyczących współczesnych procesów sedymentacyjnych i charakteru akumulacji biogenicznej. Uzyskane wyniki obrazują jedynie rodzaj i skalę zachodzących procesów, stanowiąc punkt wyjścia do opracowania ilościowego modelu, opisującego bezpływowo mokradła delt wstecznych.

12. Literatura

- Ackermann, F., Bergmann, H. & Schleichert, U., 1983. Monitoring of heavy metals in coastal and estuarine sediments- a question of grain-size < 20 μm versus < 60 μm . *Environmental Technology Letters*, 4(7), 317–328.
- Agrawal, Y.C., McCave, I.N. & Riley, J.B., 1991. Laser diffraction size analysis. *Principles, methods, and application of particle size analysis*, 119–128.
- van den Akker, A.H. & van Delft, W., 1991. Comparison of microwave and conventional extraction techniques for the determination of metals in soil, sediment and sludge samples by atomic spectrometry. *Analyst*, 116.
- Allen, J.R., 1977. *Fizyczne procesy sedymentacji* Biblioteka problemów. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, ss. 287
- Allen, J.R. & Pye, K., 1992. *Saltmarshes: morphodynamics, conservation and engineering significance* Cambridge University Press, ss. 184
- Allen, J.R.L., 1999. Geological impacts on coastal wetland landscapes: some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *The Holocene*, 9(1), 1.
- Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 19(12), 1155–1231.
- Allen, J.R.L., 1993. Muddy alluvial coasts of Britain: field criteria for shoreline position and movement in the recent past. *Proceedings of the Geologists' Association, London*, 104(4), 241–262.
- Allen, J.R.L., 1996. Shoreline movement and vertical textural patterns in salt marsh deposits: implications of a simple model for flow and sedimentation over tidal marshes. *Proceedings of the Geologists' Association*, 107(1), 15–23.
- Allen, J.R.L., 2009. Tidal Salt Marshes: Geomorphology and Sedimentology. W G. M. Perillo, E. Wolanski, D. R. Cahoon, & M. M. Brinson (red.). *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier Science Ltd., s. 403-417.
- Allen, J.R.L. & Thornley, D.M., 2004. Laser granulometry of Holocene estuarine silts: effects of hydrogen peroxide treatment. *The Holocene*, 14(2), 290.
- Andersen, K.J. & Kissler, M.I., 2004. *Digestion of Solid Matrices. Desk study Horizontal* ss. 59 Available at: ecn.nl.
- Andersen, T.J., Mikkelsen, O.A., Møller, A.L. & Pejrup, M., 2000. Deposition and mixing depths on some European intertidal mudflats based on ^{210}Pb and ^{137}Cs activities. *Continental Shelf Research*, 20(12-13), 1569–1591.
- Anderson, J.U., 1963. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clays and Clay Minerals*, 10(3), 380-388.
- Andrews, J.E., Brimblecombe, P., Jickells, T.D., Liss, P.S. & Reid, B., 2004. *An introduction to environmental chemistry* Blackwell Pub, ss. 296
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. W W. M. Last & J. Smol (red.). *Basin analysis, coring and chronological techniques*. Tracking environmental change using lake sediments. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers,
- Appleby, P.G., Nolan, P.J., Gifford, D.W., Godfrey, M.J., Oldfield, F., Anderson, N.J. & Battarbee, R.W., 1986. ^{210}Pb dating by low background gamma counting. *Hydrobiologia*, 143(1), 21–27.
- Appleby, P.G. & Oldfield, F., 1992. Application of lead-210 to sedimentation studies. W M. Ivanovich & R.

- Harmon (red.). *Uranium-series disequilibrium: Applications to earth, marine and environmental sciences*. Oxford, Clarendon Press., s. 731-778.
- Appleby, P.G. & Oldfield, F., 1983. The assessment of ²¹⁰Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103(1), 29–35.
- Appleby, P.G. & Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena*, 5(1), 1-8.
- BAAC Zespól autorski, 2008. *Assessment of climate change for the Baltic Sea basin* Berlin, Springer-Verlag, ss. 474
- Bartholdy, J., Pedersen, J.B.T. & Bartholdy, A.T., 2010. Autocompaction of shallow silty salt marsh clay. *Sedimentary Geology*, (223), 310-319.
- Barth, M.C. & Titus, J.G., 1984. *Greenhouse effect and sea level rise: a challenge for this generation* New York, Van Nostrand, ss. 384
- Beck, J.N. & Sneddon, J., 2000. Use of atomic absorption spectrometry for the determination of metals in sediments in south-west Louisiana. *Microchemical Journal*, 66(1-3), 73-113.
- Bellucci, L.G., Frignani, M., Cochran, J.K., Albertazzi, S., Zaggia, L., Cecconi, G. & Hopkins, H., 2007. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs as chronometers for salt marsh accretion in the Venice Lagoon—links to flooding frequency and climate change. *Journal of environmental radioactivity*, 97(2-3), 85–102.
- Benninger, L.K., Lewis, D.M. & Turekian, K.K., 1975. The use of natural Pb-210 as a heavy metal tracer in the river-estuarine system. W *Zn Marine chemistry in the coastal environment*. Am. Chem. Soc. Symp. Ser. s. 202–210.
- Benoit, G. & Hemond, H.F., 1991. Evidence for diffusive redistribution of ²¹⁰Pb in lake sediments. *Geochimica et cosmochimica acta*, 55, 1963–1975.
- Berner, R.A., 1980. *Early diagenesis: A theoretical approach* Princeton University Press, ss. 241
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605–615.
- Berner, R.A. & Raiswell, R., 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, 12(6), 365.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. & Froyen, L., 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena*, 32(3-4), 193-208.
- Bindoff, N.L. et al., 2008. Observations: oceanic climate change and sea level. W *Climate change 2007: the physical science basis*. Cambridge University Press Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo, Delhi,
- Binford, M.W., Kahl, J.S. & Norton, S.A., 1993. Interpretation of ²¹⁰Pb profiles and verification of the CRS dating model in PIRLA project lake sediment cores. *Journal of Paleolimnology*, 9(3), 275–296.
- Bloesch, J. & Evans, R.D., 1982. Lead-210 dating of sediments compared with accumulation rates estimated by natural markers and measured with sediment traps. *Hydrobiologia*, 91(1), 579-586.
- Blott & Pye, 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Blott, S. & Pye, K., 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology*, 53(3), 671-685.

- Borówka, R.K. & Rotnicki, K., 1988. Nowe dane na temat budowy geologicznej Mierzei Łebskiej. *Sprawozdania PTPN*, (105), 26-28.
- Borówka, R.K., 2007. Geochemiczne badania osadów jezior strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1(1), 33-42.
- Borówka, R.K., 1992. *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu* Seria Geografia. Poznań, Wydawnictwo Naukowe UAM, ss. 177
- Boyce, R.E., 1976. Definitions and laboratory techniques of compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet-bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma-ray attenuation techniques. *Schlanger, SO, Jackson, ED, et al., Init. Repts. DSDP*, 33, 931–958.
- Boyle, J.F., 2001. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. W W. M. Last, J. P. Smol, & H. J. Birks (red.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and geochemical methods*. Springer,, s. 503.
- Bricker-Urso, S., Nixon, S.W., Cochran, J.K., Hirschberg, D.J. & Hunt, C., 1989. Accretion rates and sediment accumulation in Rhode Island salt marshes. *Estuaries and Coasts*, 12(4), 300–317.
- Burszta-Adamiak, E., Kęszycka, M. & Szwed, J., 2007. Ocena przydatności granulometru laserowego do analizy zawiesin zanieczyszczających wody opadowe odprowadzane z terenów zurbanizowanych. *Woda-Środowisko-Obszary wiejskie*, 7(2), 33-42.
- Burton, J.D. & Liss, P.S., 1976. *Estuarine chemistry* London, Academic Press, ss. 229
- Cahoon, D.R. & Lynch, J.C., 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. *Mangroves and Salt Marshes*, 1(3), 173–186.
- Cahoon, D.R., Reed, D.J. & Day, J.W., 1995. Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. *Marine Geology*, 128(1), 1–9.
- Cahoon, D.R., Reed, D.J., Day, J.W., Steyer, G.D., Boumans, R.M., Lynch, J.C., McNally, D. & Latif, N., 1995. The influence of Hurricane Andrew on sediment distribution in Louisiana coastal marshes. *Journal of Coastal Research-Special Issue*, 280–294.
- Callaway, J.C., DeLaune, R.D. & Patrick Jr, W.H., 1996. Chernobyl 137Cs used to determine sediment accretion rates at selected northern European coastal wetlands. *Limnology and Oceanography*, 41(3), 444–450.
- Cambardella, C.A., Gajda, A.M., Doran, J.W., Wienhold, B.J. & Kettler, T.A., 2001. Estimation of particulate and total organic matter by weight loss-on-ignition. *Assessment Methods for Soil Carbon*, 349–359.
- Chappell, A., 1998. Dispersing sandy soil for the measurement of particle size distributions using optical laser diffraction. *Catena*, 31(4), 271-281.
- Cheetham, M., Keene, A., Bush, R., Sullivan, L. & Erskine, W., 2008. A comparison of grain-size analysis methods for sand-dominated fluvial sediments. *Sedimentology*, 55(6), 1905-1913.
- Chen, M. & Ma, L.Q., 2001. Comparison of Three Aqua Regia Digestion Methods for Twenty Florida Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65(2), 491-498.
- Choiński, A., 2006. *Katalog jezior Polski I*. Poznań, Wydawnictwo UAM, ss. 600
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.Li inni, 2001. Changes in sea level. W *Climate change*. s. 639–694.
- Cieślak, A. & Subotowicz, W. (red.), 1986. *Stan wiedzy o hydrodynamicie i litodynamicie oraz ochronie brzegu morskiego* Gdańsk-Słupsk-Szczecin, Wydawnictwa Instytutu Morskiego, ss. 64

- Cieśliński, R., 2007. Determination of changes of hydrochemical indicators in lake waters of the southern Baltic coast. *Limnological Review*, 7(1), 19-26.
- Clarke, J., 2003. The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth Science Reviews*, 60(3-4), 175–194.
- Clark, M.W., McConchie, D., Lewis, D.W. & Saenger, P., 1998. Redox stratification and heavy metal partitioning in Avicennia-dominated mangrove sediments: a geochemical model. *Chemical Geology*, 149(3-4), 147–171.
- Cochran, J.K., Frignani, M., Salamanca, M., Bellucci, L.G. & Guerzoni, S., 1998. Lead-210 as a tracer of atmospheric input of heavy metals in the northern Venice Lagoon. *Marine Chemistry*, 62(1-2), 15–29.
- Cochran, J.K., Hirschberg, D.J., Wang, J. & Dere, C., 1998. Atmospheric deposition of metals to coastal waters (Long Island Sound, New York USA): evidence from saltmarsh deposits. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46(4), 503–522.
- Connor, R.F., Chmura, G.L. & Beecher, C.B., 2001. Carbon accumulation in Bay of Fundy salt marshes: Implications for restoration of reclaimed marshes. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4), 943–954.
- Cundy, A.B. & Croudace, I.W., 1995. Sedimentary and geochemical variations in a salt marsh/mud flat environment from the mesotidal Hamble estuary, southern England. *Marine chemistry*, 51(2), 115–132.
- Cundy, A.B. & Croudace, I.W., 1996. Sediment accretion and recent sea-level rise in the Solent, southern England: inferences from radiometric and geochemical studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43(4), 449–467.
- Cundy, A.B., Croudace, I.W., Cearreta, A. & Irabien, M.J., 2003. Reconstructing historical trends in metal input in heavily-disturbed, contaminated estuaries: studies from Bilbao, Southampton Water and Sicily. *Applied geochemistry*, 18(2), 311–325.
- Dalgaard, P., 2008. *Introductory statistics with R*. Springer Verlag, Berlin, ss. 363
- Davies, B.E., 1974. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal*, 38(1), 150.
- Day, J.W., Rybczyk, J., Scarton, F., Rismondo, A., Are, D. & Cecconi, G., 1999. Soil accretionary dynamics, sea-level rise and the survival of wetlands in Venice Lagoon: a field and modelling approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(5), 607–628.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1), 242–248.
- Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Oostindie, K. & Boersma, O.H., 1998. Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. *Soil Science*, 163(10), 780.
- Dixit, S., Van Cappellen, P. & van Bennekom, A.J., 2001. Processes controlling solubility of biogenic silica and pore water build-up of silicic acid in marine sediments. *Marine Chemistry*, 73(3-4), 333–352.
- Duane, D.B., 1964. Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. *J. Sed. Petrol*, 34(4), 864–874.
- Dukat, D.A. & Kuehl, S.A., 1995. Non-steady-state ²¹⁰Pb flux and the use of ²²⁸Ra/²²⁶Ra as a geochronometer on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125(3), 329–350.
- Dziadziuszko, Z. & Jednorąg, T., 1987. Wahania poziomów morza na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 52, 215–238.
- Dziadziuszko, Z. & Jednorąg, T., 1996. Zagrożenia powodziowe spowodowane spiętrzeniami sztormowymi u

- brzegów Bałtyku i Zalewu Wiślanego. *Wiadomości IMGW*, 19(40), 123-133.
- Eakins, J.D. & Morrison, R.T., 1978. A new procedure for the determination of lead-210 in lake and marine sediments. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 29(53), 1-536.
- Ellison, J.C., 1993. Mangrove retreat with rising sea-level, Bermuda. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 37(1), 75-87.
- Engstrom, D.R. & Wright Jr, H.E., 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. [W:] Hayworth E. Y., Lund E.W.G (red.). *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester Press, Leicester 11-61
- Enters, D., Kirchner, G. & Zolitschka, B., 2006. Establishing a chronology for lacustrine sediments using a multiple dating approach—A case study from the Frickenhauser See, central Germany. *Quaternary Geochronology*, 1(4), 249-260.
- Erwin, R.M., Cahoon, D.R., Prosser, D.J., Sanders, G.M. & Hensel, P., 2006. Surface elevation dynamics in vegetated *Spartina* marshes versus unvegetated tidal ponds along the Mid-Atlantic coast, USA, with implications to waterbirds. *Estuaries and Coasts*, 29(1), 96-106.
- Eshel, G., Levy, G.J., Mingelgrin, U. & Singer, M.J., 2004. Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 68(3), 736-743.
- Feagin, R.A. & Yeager, K.M., 2007. FINAL REPORT: Salt Marsh Accretion Rates on the Upper Texas Coast: Will Sea Level Rise Drown Our Marshes?
- Flemming, B.W., 2000. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Continental Shelf Research*, 20(10-11), 1125-1137.
- Folk, R.L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1), 40-53.
- Folk, R.L. & Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, 27(1), 3-26.
- Fonselius, S. & Valderrama, J., 2003. One hundred years of hydrographic measurements in the Baltic Sea. *Journal of Sea Research*, 49(4), 229-241.
- French, J.R., 1993. Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, North Norfolk, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 63-63.
- Frey, R.W. & Basan, P.B., 1985. Coastal salt marshes. W R. Davis (red.). *Coastal sedimentary environments*. s. 225-301.
- Frey, R.W., Basan, P.B. & Davis, R.A., 1985. *Coastal sedimentary environments* Springer-Verlag New York, ss. 418
- Friendly, M., 2002. Corrograms. *The American Statistician*, 56(4), 316-324.
- Froehlich, W. & Walling, D.E., 1992. The use of fallout radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Flysch Carpathians. *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, 61-76.
- Goff, J., McFadgen, B.G. & Chague-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 204(1-2), 235-250.
- Goff, J.R. & Chagué-Goff, C., 1999. A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International*, 56(1), 39-51.

- Gołębiewski, R., Bojanowski, R., Tylmann, W., Białkowski, M., Kępińska, U. & Fedorowicz, S., 2001. Tempo współczesnej sedymentacji osadów w jeziorach wybranych pojezierzy młodoglacjalnych. [W:] Karczewski A., Zwoliński Z. (red.). *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych - monitoring, ochrona, edukacja*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 143-156.
- Goni, M.A., Teixeira, M.J. & Perkey, D.W., 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(5-6), 1023–1048.
- Goodbred, S.L. & Kuehl, S.A., 1998. Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges–Brahmaputra river sediment: an accretion study using ^{137}Cs and ^{210}Pb geochronology. *Sedimentary Geology*, 121(3-4), 239-258.
- Goodman, J.E., Wood, M.E. & Gehrels, W.R., 2007. A 17-yr record of sediment accretion in the salt marshes of Maine(USA). *Marine geology*, 242(1-3), 109–121.
- Goslar, T., Czernik, J. & Goslar, E., 2004. Low-energy ^{14}C AMS in Poznań Radiocarbon Laboratory, Poland. *Nuclear Inst. and Methods in Physics Research, B*, 223, 5–11.
- Goslar, T., Ralska-Jasiewiczowa, M., van Geel, B., Łącka, B., Szeroczyńska, K., Chróst, L. & Walanus, A., 1999. Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Gościąg (central Poland), during the last 330 years. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 171–185.
- Greeman, D.J., Rose, A.W., Washington, J.W., Dobos, R.R. & Ciolkosz, E.J., 1999. Geochemistry of radium in soils of the Eastern United States. *Applied Geochemistry*, 14(3), 365–385.
- Gregory, J.M. et al., 2001. Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900–2100. *Climate Dynamics*, 18(3), 225–240.
- Hancock, G., Edgington, D.N., Robbins, J.A., Smith, J.N., G. Brunskill & Pfitzner, J., 2000. Workshop on radiological techniques in sedimentation studies: methods and applications. W J. M. Fernandez & R. Fichez (red.). *Environmental changes and radioactive tracers. Proc.South Pacific Environmental Radioactivity Association (SPERA)*. Paris, IRD Editions,
- Haslett, S.K., Cundy, A.B., Davies, C.F.C., Powell, E.S. & Croudace, I.W., 2003. Salt marsh sedimentation over the past c. 120 years along the West Cotentin Coast of Normandy (France): Relationship to sea-level rise and sediment supply. *Journal of Coastal Research*, 609–620.
- Hatton, R.S., DeLaune, R.D. & Patrick Jr, W.H., 1983. Sedimentation, accretion, and subsidence in marshes of Barataria Basin, Louisiana. *Limnology and Oceanography*, 494-502.
- Hayton, S., Nelson, C.S., Ricketts, B.D., Cooke, S. & Wedd, M.W., 2001. Effect of mica on particle-size analyses using the laser diffraction technique. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3), 507.
- Heiri, O., Lotter, A.F. & Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1), 101–110.
- Hensel, P.E., Day Jr, J.W. & Pont, D., 1999. Wetland vertical accretion and soil elevation change in the Rhone River Delta, France: the importance of riverine flooding. *Journal of Coastal Research*, 15(3), 668–681.
- He, Q. & Walling, D.E., 1996. Interpreting particle size effects in the adsorption of ^{137}Cs and unsupported ^{210}Pb by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, 30(2), 117-137.
- Higgitt, D.L., Froehlich, W. & Walling, D.E., 1992. Applications and limitations of Chernobyl radiocaesium measurements in a Carpathian erosion investigation, Poland. *Land Degradation & Development*, 3(1), 15–26.
- Hödrejärv, H. & Vaarmann, A., 1999. Pseudo-total analysis for metallic elements in siliceous soil by acid

- digestion and flame atomic absorption spectrometry. *Analytica Chimica Acta*, 396(2-3), 293-301.
- Jednorąg, T., 1985. *Charakterystyka sztormów południowego Bałtyku; Część II: Falowanie wiatrowe Morza Bałtyckiego w świetle badań empirycznych* Gdańsk-Słupsk-Szczecin, Wydawnictwa Instytutu Morskiego, ss. 42
- Joye, S.B., de Beer, D. & Cook, P.L., 2009. Biogeochemical Dynamics of Coastal Tidal Flats. W *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach*. s. 345.
- Kaushal, S. & Binford, M.W., 1999. Relationship between C: N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, 22(4), 439-442.
- Kaye, C.A. & Barghoorn, E.S., 1964. Late quaternary sea-level change and crustal rise at Boston, Massachusetts, with notes on the auto-compaction of peat. *Geological Society of America Bulletin*, 75(2), 63.
- Kepińska, U., 1996. Próba wykorzystania danych geochemicznych w badaniach paleogeograficznych Zatoki Gdańskiej. *Wiadomości IMGW*, XIX(3), 101-121.
- Kirchner, G. & Ehlers, H., 1998. Sediment geochronology in changing coastal environments: Potentials and limitations of the 137 Cs and 210 Pb methods. *Journal of Coastal Research*, 14(2), 483-492.
- Kirwan, M. & Temmerman, S., 2009. Coastal marsh response to historical and future sea-level acceleration. *Quaternary Science Reviews*, 28(17-18), 1801-1808.
- Kisser, M.I., 2005. Digestion of solid matrices Part 1: Digestion with Aqua Regia Report of evaluation study. *Time (min)*, 2, 250.
- Kobendzina, J., 1976. Z geografii historycznej Łeby i okolic. *Przegląd Geograficzny*, XLVIII(4), 689-701.
- Kolker, A.S., Goodbred, S.L., Hameed, S. & Cochran, J.K., 2009. High-resolution records of the response of coastal wetland systems to long-term and short-term sea-level variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84(4), 493-508.
- Kolker, A.S., 2005. *The impacts of climate variability and anthropogenic activities on salt marsh accretion and loss on Long Island* Stony Brook University, ss. 278
- Kondracki, J., 1994. *Geografia Polski: mezoregiony fizyczno-geograficzne* Warszawa, Wydawnictwo Naukowe PWN, ss. 340
- Konert, M. & Vandenberghe, J., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44(3), 523-535.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M. & Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P. & Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Reviews*, 75(1-4), 29-57.
- Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A. & McKenzie, J.A., 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(20), 3573-3584.
- Lissner, J., Schierup, H.H., Comín, F.A. & Astorga, V., 1999. Effect of climate on the salt tolerance of two *Phragmites australis* populations. I. Growth, inorganic solutes, nitrogen relations and osmoregulation. *Aquatic Botany*, 64(3-4), 317-333.
- Li, X., Wai, O.W., Li, Y.S., Coles, B.J., Ramsey, M.H. & Thornton, I., 2000. Heavy metal distribution in sediment profiles of the Pearl River estuary, South China. *Applied Geochemistry*, 15(5), 567-581.

- Lord, C.J. & Church, 1983. The geochemistry of salt marshes: Sedimentary ion diffusion, sulfate reduction, and pyritization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47(138), 11.
- Loucaides, S., 2009. *Dissolution of biogenic silica: Roles of pH, salinity, pressure, electrical charging and reverse weathering* ss. 137
- Loucaides, S., Van Cappellen, P. & Behrends, T., 2008. Dissolution of biogenic silica from land to ocean: Role of salinity and pH. *Limnology and Oceanography*, 53(4), 1614–1621.
- López-Buendía, A.M., Bastida, J., Querol, X. & Whateley, M.K.G., 1999. Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 157(3-4), 235–254.
- Lubis, A.A., 2006. Constant rate of supply (crs) model for determining the sediment accumulation rates in the coastal area using ²¹⁰Pb. *Journal of Coastal Development ISSN*, 10(1), 9–18.
- Lu, X., 2007. A note on removal of the compaction effect for the ²¹⁰Pb method. *Applied Radiation and Isotopes*, 65(1), 142–146.
- Łokas, E., Wachniew, P., Ciszewski, D., Owczarek, P. & Chau, N.D., 2009. Simultaneous Use of Trace Metals, ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs in Floodplain Sediments of a Lowland River as Indicators of Anthropogenic Impacts. *Water, Air, & Soil Pollution*, 1–15.
- Mackereth, F.J.H., 1966. Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 250(765), 165–213.
- Majewski, A., Dziadziuszko, Z. & Wiśniewska, A., 1983. *Monografia powodzi sztormowych 1951-1975* Warszawa, IMGW, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, ss. 215
- Malvern Instruments, 2008. *Mastersizer 2000. Podręcznik użytkownika*. Malvern, ss. 55
- Marriott, S.B., 1996. Analysis and modelling of overbank deposits. W M. Anderson, D. E. Walling, & P. Bates (red.). *Floodplain Processes*. s. 63–93.
- Martinez, C.E. & McBride, M.B., 1999. Dissolved and Labile Concentrations of Cd, Cu, Pb, and Zn in Aged Ferrihydrite- Organic Matter Systems. *Environment Science Technology*, 33(5), 745–750.
- Mason, B., 1958. *Principles of Geochemistry* Nowy Jork, John Wiley and Sons, ss. 310
- Matsunaga, K. & Handa, N., 1983. Degradation rates of organic matter in the sediment of Mikawa Bay. *Journal of Oceanography*, 39(3), 101–109.
- McCave, I.N., Hall, I.R. & Bianchi, G.G., 2006. Laser vs. settling velocity differences in silt grain size measurements: estimation of palaeocurrent vigour. *Sedimentology*, 53(4), 919–928.
- McKee, B.A., Nittrouer, C.A. & DeMaster, D.J., 1983. Concepts of sediment deposition and accumulation applied to the continental shelf near the mouth of the Yangtze River. *Geology*, 11(11), 631.
- McKee, K.L. & Cherry, J.A., 2009. Hurricane Katrina Sediment Slowed Elevation Loss in Subsiding Brackish Marshes of the Mississippi River Delta. *Wetlands*, 29(1), 2–15.
- Medved', J., Streško, V., Kubová, J. & Polakovičová, J., 1998. Efficiency of decomposition procedures for the determination of some elements in soils by atomic spectroscopic methods. *Fresenius'Journal of Analytical Chemistry*, 360(2), 219-224.
- Mertz, L.M., Hart, M. & Jaeger, J., 2003. Preservation Potential Of Paleocyclone Deposits In Gulf of Mexico Coastal Sediments. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, 53, 537.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3-4), 289–302.

- Meyers, P.A. & Teranes, J.L., 2001. Sediment organic matter. [W:] Last, W.M., Smol, J.P. & Birks, H.J. (red.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and geochemical methods*. s. 239–269.
- Miętus, M., Filipiak, J. & Owczarek, M., 2004. Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. *Stan obecny i perspektywy zmian*. [W:] J. Cyberski (red.), *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku*. GTN, Gdańsk, 11–45.
- Migaszewski, Z.M. & Gałuszka, A., 2007. *Podstawy geochemii środowiska* Warszawa, Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, ss. 576
- Milan, C.S., Swenson, E.M., Turner, R.E. & Lee, J.M., 1995. Assessment of the ^{137}Cs method for estimating sediment accumulation rates: Louisiana salt marshes. *Journal of coastal research*, 11(2), 296–307.
- Minczewski, J. & Marczenko, Z., 2006. *Chemia analityczna. Chemiczne metody analizy ilościowej* PWN, Warszawa, ss. 251
- Mudd, S.M., Howell, S.M. & Morris, J.T., 2009. Impact of dynamic feedbacks between sedimentation, sea-level rise, and biomass production on near-surface marsh stratigraphy and carbon accumulation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82(3), 377–389.
- Muller, A. & Mathesius, U., 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, I. The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145(1), 1–16.
- Murray, A.S., Marten, R., Johnston, A. & Martin, P., 1987. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 115(2), 263–288.
- Myślińska, E., 2001. *Laboratoryjne badania gruntów*. Warszawa, Wydawnictwo Naukowe PWN, ss.280
- Nakada, M. & Inoue, H., 2005. Rates and causes of recent global sea-level rise inferred from long tide gauge data records. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1217–1222.
- Ngoc-ky, V., Szczepańska, J. & Szczepański, A., 1981. Rekonstrukcja warunków paleohydrodynamicznych na podstawie składu kationów wymiennych w osadach ilastych. *Kwartalnik Geologiczny*, 25(1), 199–213.
- Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M. & Marchand, M., 1999. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Environmental Change*, 9, 69–87.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, Wiley-Blackwell, ss. 419
- Nyman, J.A., Walters, R.J., Delaune, R.D. & Patrick, W.H., 2006. Marsh vertical accretion via vegetative growth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(3-4), 370–380.
- Obrador, A., Rico, M.I., Mingot, J.I. & Alvarez, J.M., 1997. Metal mobility and potential bioavailability in organic matter-rich soil-sludge mixtures: effect of soil type and contact time. *Science of the Total Environment*, 206(2-3), 117–126.
- Oenema, O., 1990. Pyrite accumulation in salt marshes in the Eastern Scheldt, southwest Netherlands. *Biogeochemistry*, 9(1), 75–98.
- Osadczyk, A., 1998. Cechy geologiczne środowisk estuariów i lagun. *Zeszyty Naukowe Uniw. Szczec. Marine Sciences*, 5, 95–133.
- Pansu, M. & Gautheyrou, J., 2006. *Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods* Berlin, Springer-Verlag, ss. 993
- Parkinson, R.W., DeLaune, R.D. & White, J.R., 1994. Holocene sea-level rise and the fate of mangrove forests within the wider Caribbean region. *Journal of Coastal Research*, 10(4), 1077–1086.

- Peinerud, E.K., 2000. Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology*, 40(1), 64–72.
- Pejrup, M., 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, 300.
- Perelman, A.J., 1971. *Geochemia krajobrazu* Warszawa, PWN, ss. 434
- Perillo, G.M., Wolanski, E., Cahoon, D.R. & Brinson, M.M., 2009. *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach* Elsevier Science Ltd, ss. 941
- Pinta, M., 1977. *Absorpcyjna Spektrometria Atomowa. Zastosowania w analizie chemicznej*. Warszawa, PWN, ss. 657
- Piotrowska, H., 1997. *Przyroda Słowińskiego Parku Narodowego* Poznań-Gdańsk, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, ss. 320
- Poręba, G.J. & Bluszczyk, A., 2007. Determination of the Initial 137 Cs Fallout on the Areas Contaminated by Chernobyl Fallout. *Geochronometria*, 26(-1), 35–38.
- Prahl, F.G., Bennett, J.T. & Carpenter, R., 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(12), 1967–1976.
- Pruszkowski, Z. & Zawadzka, E., 2008. Potential implications of sea-level rise for Poland. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 410–422.
- Racine, R., Szczepanek, T. & Wach, J., 2001. *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych* Skrypty Uniwersytetu Śląskiego. nr 359, Katowice, UŚ, ss. 142
- Rahmstorf, S., 2007. A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315(5810), 368.
- Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J.A., Hansen, J.E., Keeling, R.F., Parker, D.E. & Somerville, R.C., 2007. Recent climate observations compared to projections. *Science*, 316(5825), 709.
- Randerson, P.F., 1979. A simulation model of salt-marsh development and plant ecology. *Estuarine and coastal land reclamation and water storage*, 48–67.
- Redfield, A.C. & Rubin, M., 1962. The age of salt marsh peat and its relation to recent changes in sea level at Barnstable, Massachusetts. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 48(10), 1728.
- Ritchie, J.C. & McHenry, J.R., 1990a. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *J. Environ. Qual.*, 19(2), 215–233.
- Ritchie, J.C. & McHenry, J.R., 1990b. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review.
- Robbins, J.A. & Edgington, D.N., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(3), 285–304.
- Roman, C.T., Peck, J.A., Allen, J.R., King, J.W. & Appleby, P.G., 1997. Accretion of a New England (USA) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45(6), 717–727.
- Rooth, J.E., Stevenson, J.C. & Cornwell, J.C., 2003. Increased sediment accretion rates following invasion by *Phragmites australis*: the role of litter. *Estuaries and Coasts*, 26(2), 475–483.
- Rooth, J.E. & Stevenson, J.C., 2000. Sediment deposition patterns in *Phragmites australis* communities:

- Implications for coastal areas threatened by rising sea-level. *Wetlands Ecology and Management*, 8(2), 173–183.
- Rosa, B., 1963. *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych* Toruń, PWN, ss. 172
- Rotnicki, K., 2010. Geneza jezior przybrzeżnych Niziny Gardnieńsko-łebskiej na tle budowy geologicznej i przemian paleogeograficznych obszaru. W J. Rotnicka, W. Szczuciński, K. Skolasińska, R. Jagodziński & J. Jasiewicz (red.). *Teraźniejszość kluczem do przeszłości: współczesne procesy sedymentacyjne i ich zapis kopalny*. POKOS'4, Smołdzino 21-26.06.2010. *Streszczenia referatów i posterów, przewodnik do wycieczek*.
- Rotnicki, K., 2008. Wpływ kompaktacji holocenijskich utworów lagunowo-jeziorno-bagiennych na rzędną nadległych kopalnych torfów jako estymatorów dawnego poziomu morza. W K. Rotnicki, J. Jasiewicz, & M. Woszczyk (red.). *Holocenijskie przemiany wybrzeży i wód południowego Bałtyku - przyczyny, uwarunkowania i skutki*. Poznań-Bydgoszcz, Tekst Sp. z o.o.,
- Rotnicki, K., 2001. Rzeźba Niziny Gardnieńsko-Łebskiej - paleogeograficzne tło jej rozwoju oraz główne problemy badawcze. W K. Rotnicki. (red.). *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe,, s. 11-17.
- Rotnicki, K., 1999. Problem holocenijskich transgresji Bałtyku południowego na wybrzeżu środkowym Polski w świetle nowych danych z obszaru Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. W R. K. Borówka, Z. Młynarczyk, & A. Wojciechowski (red.). *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Poznań-Szczecin, Bogucki Wydawnictwo Naukowe,, s. 121-140.
- Rotnicki, K., 1999. Problem holocenijskich transgresji Bałtyku południowego na wybrzeżu środkowym Polski w świetle nowych danych z obszaru Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. W R. K. Borówka, Z. Młynarczyk, & A. Wojciechowski (red.). *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Poznań-Szczecin, Bogucki Wydawnictwo Naukowe,, s. 121-140.
- Rotnicki, K. & Borzyszkowska, W., 1999. Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990. W R. K. Borówka, Z. Młynarczyk, & A. Wojciechowski (red.). *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Poznań-Szczecin, Bogucki Wydawnictwo Naukowe,, s. 141-160.
- Rotnicki, K., 1995. An outline of geomorphology and main problems of the Upper Quaternary of the Gardno-Łeba Coastal Plain. W *Polish coast: past, present, future, Journal of Coastal Research*, ed. K. Rotnicki, *Special Issue*. s. 213-219.
- Rotnicki, K. & Borówka, R.K., 1990. Impact of a future sea level rise in the Polish Baltic coastal zone. W J. G. Titus, R. Wedge, N. Psuty, & J. Fancher (red.). *Changing Climate and the Coast*. Washington, U.S. Army Corp of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration,, s. 248-263.
- Rotnicki, K. & Młynarczyk, Z., 1989. *Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe środkowej Prosy i ich paleohydrologiczna interpretacja* Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ss. 76
- Roubeix, V., Becquevort, S. & Lancelot, C., 2008. Influence of bacteria and salinity on diatom biogenic silica dissolution in estuarine systems. *Biogeochemistry*, 88(1), 47–62.
- Russell, G.L., Gornitz, V. & Miller, J.R., 2000. Regional sea level changes projected by the NASA/GISS atmosphere-ocean model. *Climate Dynamics*, 16(10), 789–797.
- Rybczyk, J.M. & Cahoon, D.R., 2002. Estimating the potential for submergence for two wetlands in the Mississippi River Delta. *Estuaries and Coasts*, 25(5), 985–998.
- Rybczyk, J.M. & Callaway, J.C., 2009. Surface Elevation Models. W G. M. Perillo, E. Wolanski, D. R. Cahoon,

- & M. M. Brinson (red.). *Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier Science Ltd., s. 835-853.
- Rybczyk, J.M., Callaway, J.C. & Day Jr, J.W., 1998. A relative elevation model for a subsiding coastal forested wetland receiving wastewater effluent. *Ecological Modelling*, 112(1), 23–44.
- Ryżak, M., Bieganowski, A. & Walczak, R.T., 2007. Application of laser diffraction method for determination of particle size distribution of grey-brown podzolic soil. *Research in Agricultural Engineering*, 53, 34–38.
- Sampei, Y. & Matsumoto, E., 2001. C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan-usefulness as an organic source indicator. *Geochemical Journal*, 35(3), 189–205.
- Santschi, P.H., Amdurer, M., Adler, D., O'Hara, P., Li, Y.H. & Doering, P., 1987. Relative mobility of radioactive trace elements across the sediment-water interface in the MERL model ecosystems of Narragansett Bay. *Journal of Marine Research*, 45(4), 1007–1048.
- Sarudi, I., 1980. Elimination of the interfering effect of phosphates in the determination of calcium in feeding-stuffs by atomic absorption spectrophotometry. *Fresenius' Journal of Analytical Chemistry*, 303(3), 197–199.
- Schropp, S.J., Graham Lewis, F., Windom, H.L., Ryan, J.D., Calder, F.D. & Burney, L.C., 1990. Interpretation of metal concentrations in estuarine sediments of Florida using aluminum as a reference element. *Estuaries and Coasts*, 13(3), 227–235.
- Schulte, E.E. & Hopkins, B.G., 1996. Estimation of soil organic matter by weight loss-on-ignition. *SSSA Special Publication*, 46, 21–32.
- Simola, H., 1983. Limnological effects of peatland drainage and fertilization as reflected in the varved sediment of a deep lake. *Hydrobiologia*, 106(1), 43–57.
- Singh, K.T. & Nayak, G.N., 2009. Sedimentary and Geochemical Signatures of Depositional Environment of Sediments in Mudflats from a Microtidal Kalinadi Estuary, Central West Coast of India. *Journal of Coastal Research*, 25(3), 641–650.
- Soetaert, K., Hoffmann, M., Meire, P., Starink, M., Oevelen, D., Regenmortel, S.V. & Cox, T., 2004. Modeling growth and carbon allocation in two reed beds (*Phragmites australis*) in the Scheldt estuary. *Aquatic Botany*, 79(3), 211–234.
- Speelmans, M., Vanthuyne, D.R.J., Lock, K., Hendrickx, F., Du, L.G., Tack, F.M.G. & Janssen, C.R., 2007. Influence of flooding, salinity and inundation time on the bioavailability of metals in wetlands. *Science of the Total Environment*, 380(1-3), 144–153.
- Sperazza, M., Moore, J.N. & Hendrix, M.S., 2004. High-Resolution Particle Size Analysis of Naturally Occurring Very Fine-Grained Sediment Through Laser Diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74(5), 736-743.
- Stach, A., 1996. Możliwości i ograniczenia zastosowania cezu-137 do badań erozji gleb na obszarze Polski. W *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe, Puławy, 11-13 wrzesień 1996, Prace naukowe cz. 2. IUNG, AR w Lublinie, UMCS., s. 203-226.*
- Stach, A. & Podsiadłowski, S., 2001. Wpływ erozji eolicznej na teksturę lekkich gleb Niziny Wielkopolskiej. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 3, 359–379.
- Struyf, E., Dausse, A., Van Damme, S., Bal, K., Gribsholt, B., Boschker, H.T., Middelburg, J.J. & Meire, P., 2006. Tidal marshes and biogenic silica recycling at the land-sea interface. *Limnology and oceanography*, 51(2), 838–846.
- Struyf, E., Van Damme, S., Gribsholt, B., Bal, K., Beauchard, O., Middelburg, J.J. & Meire, P., 2007. *Phragmites australis* and silica cycling in tidal wetlands. *Aquatic botany*, 87(2), 134–140.

- Struyf, E., Van Damme, S., Gribsholt, B., Middelburg, J.J. & Meire, P., 2005. Biogenic silica in tidal freshwater marsh sediments and vegetation (Schelde estuary, Belgium). *Marine Ecology Progress Series*, 303, 51–60.
- Sztrzelecki, R., Szewczyk, J., Wołkowicz, S. & Jędrzejczak, Z., 1992. Badania promieniotwórczości gamma na obszarze Polski: efekt Czarnobyla, skażenia przemysłowe, promieniotwórczość naturalna. *Przeгляд Geologiczny*, 41(8), 585-591.
- Syvitski, J.P., 2007. *Principles, methods and application of particle size analysis* Cambridge University Press, ss. 388
- Szczuciński, W., 2007. O metodach określania współczesnej akumulacji w jeziorach. *LAB Laboratoria, Aparatura, Badania*, 12(2), 12-14.
- Szczuciński, W., 2008. Studio GAMMA - opis laboratorium IG WNGiG UAM.
- Szczuciński, W., Zajączkowski, M. & Scholten, J., 2009. Sediment accumulation rates in subpolar fjords—Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat, Billefjorden, Svalbard. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.
- Szopowski, Z., 1962. *Wybrane zagadnienia związane z wymianą wód pomiędzy jeziorem Łebsko a morzem. Materiały do monografii polskiego wybrzeża Bałtyku* IBW PAN. nr 3, Poznań, Wydawnictwo Naukowe PWN,
- Sztobryn, M. & Stigge, H., 2005. *Wezbrania sztormowe wzdłuż południowego Bałtyku (zachodnia i środkowa część)* Warszawa, IMGW, ss. 78
- Tan, K.H., 2005. *Soil Sampling, Preparation, And Analysis*, CRC Press, ss. 680
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S. & Meire, P., 2004. Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology*, 212(1-4), 1–19.
- Tessier, A., Fortin, D., Belzile, N., DeVitre, R.R. & Leppard, G.G., 1996. Metal sorption to diagenetic iron and manganese oxyhydroxides and associated organic matter: Narrowing the gap between field and laboratory measurements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(3), 387–404.
- Thomas, S. & Ridd, P.V., 2004. Review of methods to measure short time scale sediment accumulation. *Marine Geology*, 207(1-4), 95–114.
- Titus, J.G., 1990. Greenhouse effect, sea level rise, and land use. *Land Use Policy*, 7(2), 138–153.
- Titus, J.G., 1989. Sea level rise. W *The Potential Effects of Global Climate Change on the United States. Report to Congress*. U.S. EPA Office of Policy, Planning, and Evaluation,, s. 118-143.
- Titus, J.G. & Narayanan, V., 1996. The risk of sea level rise. *Climatic Change*, 33(2), 151–212.
- Titus, J.G. et al., 1991. Greenhouse effect and sea level rise: the cost of holding back the sea. *Coastal Management*, 19(2), 171–204.
- Titus, J.G., 1988. *Greenhouse effect, sea level rise, and coastal wetlands* EPA-230-05-86-013, Environmental Protection Agency, Washington, DC (USA). Office of Policy, Planning and Evaluation,
- Titus, J.G. & Richman, C., 2001. Maps of lands vulnerable to sea level rise: Modeled elevations along the US Atlantic and Gulf coasts. *Climate Research*, 18(3), 205-228.
- Tiuremnow, S.N., 1957. *Złóża torfu i ich rozpoznawanie* Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne,
- Tobolski, K., 2000. *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych* Warszawa, Wydawnictwo Naukowe

- Turner, E., Milan, C.S. & Swenson, E.M., 2006. Recent volumetric changes in salt marsh soils. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(3-4), 352–359.
- Tylmann, W., 2005. Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). *Journal of Paleolimnology*, 33(3), 313–325.
- Tylmann, W., 2004. Estimating recent sedimentation rates using ²¹⁰Pb on the example of morphologically complex lake (Upper Lake Raduńskie, N poland). *Geochronometria*, 23, 21–26.
- Urban, N.R., Eisenreich, S.J., Grigal, D.F. & Schurr, K.T., 1990. Mobility and diagenesis of Pb and ²¹⁰Pb in peat. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3329–3346.
- Van der Weijden, C.H., 2002. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Marine geology*, 184(3-4), 167–187.
- Velde, B., Church, T. & Bauer, A., 2003. Contrasting trace element geochemistry in two American and French salt marshes. *Marine Chemistry*, 83(3-4), 131–144.
- Vranken, M., Oenema, O. & Mulder, J., 1990. Effects of tide range alterations on salt marsh sediments in the Eastern Scheldt, SW Netherlands. *Hydrobiologia*, 195(1), 13–20.
- Walker, M.J., 2005. *Quaternary dating methods* Chichester, Wiley, ss. 286
- Walling, D.E. & He, Q., 1999. Using fallout lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. *Soil Science Society of America Journal*, 63(5), 1404.
- Ward, L.G., Kearney, M.S. & Stevenson, C.J., 1998. Variations in sedimentary environments and accretionary patterns estuarine marshes undergoing rapid submergence, Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 151, 111–134.
- Wedd, M.W., 2003. Determination of particle size distributions using laser diffraction. *Educ. Reso. Part. Technol*, 1-16.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377–392.
- Williams, H., 2003. Modeling shallow autocompaction in coastal marshes using Cesium-137 fallout: preliminary results from the Trinity River estuary, Texas. *Journal of Coastal Research*, 19(1), 180–188.
- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S. & Huddart, D., 2005. $\delta^{13}C$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, 24(18-19), 2015–2029.
- Windham, L., 2001. Comparison of biomass production and decomposition between *Phragmites australis* (common reed) and *Spartina patens* (salt hay grass) in brackish tidal marshes of New Jersey, USA. *Wetlands*, 21(2), 179–188.
- Wise, S.M., 1980. Caesium-137 and lead-210: a review of the techniques and some applications in geomorphology. *Timescales in geomorphology*, 109–127.
- Wojciechowski, A., 1987. Profil geochemiczny osadów jeziora Gardno. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 37, 191–211.
- Woodworth, P.L. & Player, R., 2003. The Permanent Service for Mean Sea Level: an update to the 21 st century. *Journal of Coastal Research*, 19(2), 287–295.
- Woolnough, S.J., Allen, J.R.L. & Wood, W.L., 1995. An exploratory numerical model of sediment deposition over tidal salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41(5), 515–543.

- Woszczyk, M. & Bechtel, A., 2008. Skład materii organicznej jako wskaźnik genezy osadów jeziora Sarbsko. *Przegląd Geologiczny*, 56(2), 140–143.
- Woszczyk, M. & Mazurek, T., 2004. Problems of interpretation of red-ox conditions changes in lacustrine sediments on the base of Fe/Mn ratio. W G. Camouin & P. Gautret (red.). *Workshop on Microbialites and microbial communities in sedimentary systems – book of abstracts*. Paryż, s. 115-118.
- Xiao, J., Inouchi, Y., Kumai, H., Yoshikawa, S., Kondo, Y., Liu, T. & An, Z., 1997. Biogenic silica record in Lake Biwa of central Japan over the past 145,000 years. *Quaternary Research*, 47(3), 277–283.
- Yang, D.Y., Kim, J.Y., Nahm, W.H., Ryu, E., Yi, S., Kim, J.C., Lee, J.Y. & Kim, J.K., 2008. Holocene wetland environmental change based on major element concentrations and organic contents from the Cheollipo coast, Korea. *Quaternary International*, 176, 143-155.
- Yang, S.L., 1999. Sedimentation on a growing intertidal island in the Yangtze River mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(3), 401–410.
- Zaborska, A., Carroll, J.L., Papucci, C. & Pempkowiak, J., 2007. Intercomparison of alpha and gamma spectrometry techniques used in ²¹⁰Pb geochronology. *Journal of Environmental Radioactivity*, 93(1), 38-50.
- Zawadzki, S., 1999. *Gleboznawstwo: podręcznik dla studentów* Warszawa, Państwowe Wydawnictwa Rolnicze i Leśne, ss. 559
- Zeidler, R.B., 1997. Climate change vulnerability and response strategies for the coastal zone of Poland. *Climatic Change*, 36(1), 151–173.
- Zeidler, R.B., Wróblewski, A., Miętus, M., Dziadziuszko, Z. & Cyberski, J., 1995. Wind, wave and storm surge regime at the Polish Baltic Coast K. Rotnicki (red.). *Polish coast past, present, and future. Journal of Coastal Research, Special Issue*, 22, 33–54.
- Zieliński, T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W Mycielska-Dowgiałło (red.). *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa.
- Zwolsman, J.J.G., Berger, G.W. & Van Eck, G.T.M., 1993. Sediment accumulation rates, historical input, postdepositional mobility and retention of major elements and trace metals in salt marsh sediments of the Scheldt estuary, SW Netherlands. *Marine chemistry*, 44(1), 73–94.