

Dariusz Ficek

**POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK  
Instytut  
Oceanologii  
w Sopocie**

WŁAŚCIWOŚCI BIOOPTYCZNE WÓD  
JEZIOR POMORZA ORAZ ICH  
PORÓWNANIE Z WŁAŚCIWOŚCIAMI  
WÓD INNYCH JEZIOR I MORZA  
BAŁTYCKIEGO



**Rozprawy i monografie 23/2013**

Redaktor Naczelny:  
JANUSZ PEMPKOWIAK

Komitet redakcyjny:  
KSENIA PAZDRO  
JANUSZ PEMPKOWIAK  
ROMAN WENNE  
SABINA SZCZYKOWSKA

Adres Redakcji:  
81-712 Sopot, ul. Powstańców Warszawy 55  
e-mail: editor@iopan.gda.pl

Redakcja techniczna  
AGATA BIELECKA  
JOANNA MORAWSKA

Grafika komputerowa  
STANISŁAW WĘSŁAWSKI

Okładkę projektowała *Marta Zielińska*

© *Institut Oceanologii PAN*  
*Sopot 2013*

ISBN 978-83-921552-8-7  
ISSN 0866-9988

Nakład: 150 egz.  
Objętość: 25,03 ark. wyd.  
Druk ukończono w kwietniu 2013 r.  
Grafix Centrum Poligrafii, Gdańsk

*Jestem głęboko wdzięczny mojej rodzinie za wielką wyrozumiałość i wsparcie w czasie realizacji badań oraz pisania tej monografii.*

*Składam wyrazy wdzięczności Panu Profesorowi Bogdanowi Woźniakowi za wiele lat naukowej opieki i współpracy oraz Panu Profesorowi Jerzemu Derze za wszystkie cenne, krytyczne uwagi poczynione do pierwszej wersji tekstu pracy.*

*Wdzięczny jestem także recenzentom, których wnikliwe spostrzeżenia pozwoliły na przygotowanie ostatecznej wersji monografii.*

*Dziękuję również Koleżankom i Kolegom z Zakładu Fizyki Środowiska Akademii Pomorskiej w Słupsku oraz Zakładu Fizyki Morza Instytutu Oceanologii PAN w Sopocie za wszelką okazaną pomoc podczas realizacji badań.*

Praca finansowana ze środków na naukę przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w latach 2008–2011 jako projekt badawczy NN306 066434, ze środków na badania statutowe Instytutu Fizyki Akademii Pomorskiej w Słupsku oraz projektu SatBałtyk, grant POIG.01.01.02-22-011/09.



# Spis treści

<b>Wstęp</b>	<b>9</b>
<b>1. Opis rejonu badań i ogólna charakterystyka badanych jezior</b>	<b>13</b>
1.1. Charakterystyka geomorfologiczna rejonu badań . . . . .	14
1.2. Uwarunkowania klimatyczne w badanym rejonie . . . . .	18
1.3. Ogólna charakterystyka badanych jezior . . . . .	35
<b>2. Zmienność koncentracji optycznie aktywnych składników (OAC) i ich wpływ na przezroczystość (<math>z_{SD}</math>) badanych wód</b>	<b>41</b>
2.1. Metody i materiał stosowane przez autora w badaniach jezior Pomorza . . . . .	43
2.2. Zmienność koncentracji OAC i przezroczystości wody w badanych jeziorach . . . . .	46
2.3. Główne składniki materii zawieszanej (SPM): cząstki materii organicznej (POM), cząstki materii nieorganicznej (mineralne) (PIM) oraz chlorofil <i>a</i> (Chl <i>a</i> ) w badanych jeziorach . . .	59
2.4. Zmienność sezonowa koncentracji optycznie aktywnych składników oraz przezroczystości wody w badanych jeziorach . . .	74
2.5. Zależności pomiędzy koncentracją optycznie aktywnych składników i przezroczystością wody w badanych jeziorach . . . . .	84
<b>3. Pigmenty występujące w fitoplanktonie badanych jezior Pomorza</b>	<b>93</b>
3.1. Opis stosowanej metodyki pomiarów koncentracji pigmentów fitoplanktonu i zebranych danych empirycznych . . . . .	94
3.2. Rodzaje pigmentów i ich rola w aparacie fotosyntetycznym . .	98
3.3. Charakterystyka składu pigmentów występujących w fitoplanktonie badanych jezior . . . . .	101
<b>4. Absorpcja światła przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne (CDOM) w badanych wodach</b>	<b>119</b>
4.1. Opis zastosowanej metody badań CDOM i zebranych danych empirycznych . . . . .	120

4.2. Współczynnik absorpcji światła przez CDOM ( $a_{\text{CDOM}}$ ) w jeziorach Pomorza . . . . .	121
4.3. Wstępny zarys zmienności sezonowej CDOM w jeziorach Pomorza . . . . .	129
<b>5. Absorpcja światła przez cząstki materii zawieszona (SPM) i sumę OAC w badanych wodach</b>	<b>135</b>
5.1. Opis zastosowanej metody pomiarów absorpcji światła przez SPM i charakterystyka zebranych danych empirycznych . . .	137
5.2. Absorpcja światła przez zawiesiny cząstek niefitoplanktonowych (NAP) . . . . .	140
5.3. Współczynnik absorpcji światła przez cząsteczki fitoplanktonu $a_{pl}$ . . . . .	160
5.4. Parametryzacja widm absorpcji światła przez zawiesinę wszystkich cząstek SPM . . . . .	188
5.5. Sumaryczna absorpcja światła . . . . .	192
<b>6. Rozpraszanie światła w badanych wodach</b>	<b>201</b>
6.1. Opis metodyki pomiarów rozpraszania światła i charakterystyka zebranych wyników . . . . .	201
6.2. Współczynnik rozpraszania światła w badanych wodach . . .	203
<b>7. Podwodne pole światła w badanych jeziorach i innych zbiornikach wodnych</b>	<b>227</b>
7.1. Opis zastosowanej metody pomiaru podwodnej radiacji i oświetlenia oraz zebranych danych empirycznych . . . . .	227
7.2. Oświetlenie odgórne $E_d(\lambda)$ i radiacja oddolna $L_u(\lambda)$ . . . . .	229
7.3. Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego $K_d(\lambda)$ . . . . .	241
7.4. Zdalna reflektancja $R_{rs}(\lambda)$ . . . . .	249
<b>8. Podsumowanie i wnioski końcowe</b>	<b>285</b>
<b>Literatura</b>	<b>291</b>
<b>Spis symboli</b>	<b>319</b>
<b>Summary</b>	<b>325</b>
<b>List of figures</b>	<b>327</b>
<b>List of tables</b>	<b>347</b>

# Contents

<b>Introduction</b>	<b>9</b>
<b>1. The study area and general features of the lakes</b>	<b>13</b>
1.1. The geographical characteristics of the study area . . . . .	14
1.2. The climate of the study area . . . . .	18
1.3. General features of the lakes . . . . .	35
<b>2. The variability in concentration of optically active constituents (OAC) and their influence on water transparency (<math>z_{SD}</math>)</b>	<b>41</b>
2.1. The methodologies and material used by the author in his studies of Pomeranian lakes . . . . .	43
2.2. Variability in OAC concentration and water transparency in the lakes . . . . .	46
2.3. The main constituents of suspended particulate matter (SPM): particulate organic matter (POM), particulate inorganic matter (mineral) (PIM) and chlorophyll <i>a</i> (Chl <i>a</i> ) in the lakes . .	59
2.4. Seasonal variability of OAC concentration and water transparency in the lakes . . . . .	74
2.5. Relationship between OAC concentration and water transparency in the lakes . . . . .	84
<b>3. Phytoplankton pigments in Pomeranian lakes</b>	<b>93</b>
3.1. Methodology for measuring phytoplankton pigment concentrations and gathering empirical data . . . . .	94
3.2. Pigment types and their role in the photosynthetic apparatus	98
3.3. Features of the phytoplankton pigment concentrations in the lakes . . . . .	101
<b>4. Absorption of light by dissolved coloured organic matter (CDOM) in the lakes</b>	<b>119</b>
4.1. Methodology for studying CDOM and gathering empirical data . . . . .	120

4.2. Coefficient of light absorption by CDOM ( $a_{\text{CDOM}}$ ) in Pomeranian lakes . . . . .	121
4.3. Preliminary outline of seasonal variability in CDOM in Pomeranian lakes . . . . .	129
<b>5. Absorption of light by suspended particulate matter (SPM) and the sum of OAC in the lakes</b>	<b>135</b>
5.1. Methodology for measuring light absorption by SPM; features of the empirical data . . . . .	137
5.2. Absorption of light by suspensions of non-algal particles (NAP)	140
5.3. Coefficient of light absorption by phytoplankton particles $a_{pl}$	160
5.4. Parameterization of the spectra of light absorption by all SPM	188
5.5. Total light absorption . . . . .	192
<b>6. Light scattering in the lakes</b>	<b>201</b>
6.1. Methodology for measuring light scattering; features of the results obtained . . . . .	201
6.2. Coefficient of light scattering in the lakes . . . . .	203
<b>7. Underwater light field in the lakes and other water bodies</b>	<b>227</b>
7.1. Methodology for measuring underwater radiation and irradiance and CDOM and gathering empirical data . . . . .	227
7.2. Downward irradiance $E_d(\lambda)$ and upward radiation $L_u(\lambda)$ . . .	229
7.3. Diffuse attenuation coefficient of downward irradiance $K_d(\lambda)$	241
7.4. Remote reflectance $R_{rs}(\lambda)$ . . . . .	249
<b>8. Summary and conclusions</b>	<b>285</b>
<b>References</b>	<b>291</b>
<b>List of symbols</b>	<b>319</b>
<b>Summary</b>	<b>325</b>
<b>List of figures</b>	<b>327</b>
<b>List of tables</b>	<b>347</b>



# Wstęp

Obszary pokryte wodą stanowią więcej niż 71% powierzchni Ziemi, w tym jeziora zajmują około 0,5% (Choiński, 2000; Duxbury, Duxbury i Sverdrup, 2002). Mimo pozornej obfitości wody w wielu miejscach na powierzchni Ziemi obserwujemy jej narastający niedobór. Wzrastające zużycie wody związane z rozwojem produkcji przemysłowej i rolnej, a także wzrastające zanieczyszczenie naturalnych zbiorników wodnych uświadomiły ludzkości, jak ważnym problemem jest utrzymanie zasobów wody niezbędnych do życia i rozwoju ludzkiej cywilizacji. Problem ten dodatkowo komplikują współcześnie postępujące zmiany klimatu. W niektórych regionach świata niedobór wody jest przyczyną poważnych napięć i konfliktów społecznych (Kowalczak, 2007). Z tych względów monitorowanie i ochrona rezerw wodnych zostały uznane za jedno z najbardziej priorytetowych wyzwań dla ludzkości wszystkich krajów świata. Znalazło to swój wyraz w działaniach Organizacji Narodów Zjednoczonych, która rok 2003 proklamowała Międzynarodowym Rokiem Słodkiej Wody, a okres od 2005 do 2015 uzyskał proklamację Międzynarodowej Dekady 'Woda dla życia'. W krajach Wspólnoty Europejskiej troska o wodę spowodowała utworzenie Dyrektywy Wodnej (2000), w której zawarto kierunki działania na wszystkich płaszczyznach na polu polityki wodnej. Szczególnie dużo miejsca poświęcono w niej wodzie powierzchniowej i metodom zdalnego monitorowania jej jakości.

Spośród różnych typów wodnych zbiorników specjalnej troski wymagają naturalne zbiorniki śródlądowe oraz morza wewnętrzne, które są szczególnie wrażliwe na zmiany lokalne zachodzące w ich otoczeniu oraz zmiany globalne. W wyniku tych zmian przeobrażeniu ulega wiele naturalnych właściwości tych wód, w tym właściwości dynamiczne, termiczne i optyczne, chemiczne, biologiczne i in. Konieczna jest więc intensyfikacja badań i ciągłe monitorowanie właściwości wód tych zbiorników. Realizuje się to zarówno metodami tradycyjnymi bezpośrednio *in situ* z pomocą jednostek pływających, jak i metodami zdalnymi wykorzystującymi urządzenia pomiarowe umieszczane na samolotach i satelitach.

Właściwości optyczne wód naturalnych zdeterminowane są właściwościami czystej wody oraz znajdujących się w niej optycznie aktywnych kom-

ponentów rozpuszczonej i zawieszanej materii. Są to głównie kolorowe organiczne substancje rozpuszczone w wodzie oraz cząstki zawiesiny, w tym fitoplankton. Według optycznej klasyfikacji (Morel i Prieur, 1977<sup>1</sup>) wody naturalnych zbiorników znajdujących się na obszarze Polski (jezior, rzek, Morza Bałtyckiego) zaliczamy do wód drugiego rodzaju (case 2 waters). Wody takie mają złożone właściwości optyczne i modyfikują kolor akwenu w sposób zależny w dużym stopniu od zawartych w nich substancji wnoszonych z zewnątrz zbiornika wodnego, czyli alogenicznych. Skład tych alogenicznych substancji jest charakterystyczny dla danego regionu. Z tej przyczyny właściwości optyczne takich wód (w tym kolor akwenu wykorzystywany w teledetekcji) i ich regionalne uwarunkowania powinny zostać dobrze poznane, zanim przystąpi się do wykorzystywania metod zdalnych do monitoringu i diagnozowania stanu tych akwenów.

Wody jeziorne charakteryzują się najczęściej dużymi koncentracjami składników OAC oraz dużą zmiennością ich zawartości w wodzie, zarówno przestrzenną, jak i czasową (p. np. Dekker, 1993; Arst, 2003; Ott i Kõiv, 2005; Paavel, 2008; Qin, 2008). Także wzajemne relacje pomiędzy poszczególnymi składnikami OAC w różnych jeziorach wykazują duże zróżnicowanie. Część jezior zdominowana jest przez materię zawieszoną oraz związany z nią fitoplankton, w innych obserwuje się natomiast dużą koncentrację kolorowych organicznych substancji rozpuszczonych. Różnice w składzie wody powodują, że wody poszczególnych jezior różnią się znacznie pod względem właściwości absorpcyjnych i rozpraszających światło. Stąd różny jest w nich zasięg i skuteczność penetracji światła słonecznego oraz różne widma promieniowania wychodzącego z wody, wykorzystywane do zdalnego monitorowania zawartych w niej substancji. Metody takiego monitorowania rozwijane są aktualnie w coraz większym stopniu. Z uwagi jednak na duże trudności w zakresie ilościowej interpretacji danych z teledetekcji wód drugiego rodzaju (jezior, rzek i in.) szczególnego znaczenia nabierają też wnikliwe pomiary biooptyczne wód *in situ* w celu wykorzystania ich wyników do konstruowania dobrych modeli i algorytmów dla teledetekcji oraz do kalibracji i walidacji algorytmów istniejących. W Polsce prawie nie ma odpowiednich danych o optycznych, spektralnych właściwościach składników wód jeziornych i pół światła w tych wodach, a nieliczne prace opisujące ele-

---

<sup>1</sup>Wymienieni autorzy wprowadzili też pojęcie wód pierwszego rodzaju (case 1 waters), do których zaliczyli wody o właściwościach optycznych zdeterminowanych głównie przez składniki pochodzenia autogenicznego.

menty biooptyki jezior odwołują się najczęściej do pomiarów wykonanych poza granicami naszego kraju<sup>2</sup>.

**Celem głównym tej pracy jest zbadanie i opisanie biooptycznych właściwości wód jezior środkowej części Pomorza.**

Przeprowadzone w tym celu badania biooptyczne tych jezior, które wcześniej nie były pod tym względem zbadane, uzupełniają wiedzę o jeziorach w Polsce i wzbogacają opis właściwości jezior w skali globalnej. Zebrane wyniki pozwalają wyjaśnić zależności pomiędzy składem wody i jej właściwościami optycznymi w ekosystemach jeziornych funkcjonujących w różnych warunkach środowiskowych i klimatycznych.

Monitorowanie stanu naturalnych zbiorników wodnych, prowadzone tradycyjnymi metodami, okazuje się kosztowne i mało efektywne, nie spełniające współczesnych potrzeb kontroli środowiska. Skuteczny monitoring wód może być jednak prowadzony pośrednimi zdalnymi metodami optycznymi, np. z wykorzystaniem teledetekcji satelitarnej. Dlatego sformułowano dodatkowy cel praktyczny tej pracy: opracowanie algorytmów pozwalających na określanie zawartości optycznie aktywnych składników wód badanych jezior Pomorza w oparciu o ich charakterystyki optyczne, w tym refleksję zdalną. Realizacja tego celu wymagała ustalenia wzajemnych ilościowych relacji pomiędzy składnikami wody a jej właściwościami optycznymi.

Do realizacji tych celów wyselekcjonowano 15 jezior reprezentatywnych dla Pomorza i przeprowadzono w nich kompleksowe i w miarę możliwości systematyczne kilkuletnie badania empiryczne. Wykonano pomiary *in situ* wybranych wielkości fizycznych, chemicznych i biologicznych oraz pomiary laboratoryjne pobranych z tych jezior próbek wody. Wiele z tych badań dla jezior Pomorza, a o ile autorowi wiadomo także dla jezior Polski, było wykonanych po raz pierwszy. Między innymi w badanych akwenach pomierzono bezpośrednio *in situ* spektralne rozkłady podwodnego oświetlenia i radiacji oraz współczynników osłabiania, absorpcji i całkowitego rozpraszania światła i rozpraszania światła wstecz. Jednocześnie w licznie pobranych próbkach wody określono skład pigmentów występujących w fitoplanktonie, posługując się metodą wysokosprawnej chromatografii cieczowej (HPLC). Pomierzono także widma współczynników absorpcji światła przez cząstki zawieszone w wodzie, w tym widma absorpcji fitoplanktonu jeziornego i oddzielnie cząstek niefitoplanktonowych.

---

<sup>2</sup>W 2011 roku ukazała się praca Borowiaka (Borowiak, 2011), której autor, mimo skromniejszych z punktu widzenia możliwości aparatury pomiarowej i analiz laboratoryjnych, znacząco poszerzył stan wiedzy o jeziorach Pomorza. Niestety, ze względu na termin jej opublikowania, autor niniejszej pracy nie miał możliwości skorzystania z przedstawionych w niej rezultatów.

Otrzymane rezultaty porównano z dostępnymi danymi wyznaczonymi dla wód innych rejonów. Do porównań wybrano głównie akweny położone na kontynencie europejskim oraz wody otaczające ten kontynent. W niektórych przypadkach, gdy brak było odpowiedniego materiału porównawczego, lub aby lepiej scharakteryzować obserwowaną w akwenach naturalnych zmienność analizowanej wielkości, odwoływano się do badań zrealizowanych w innych regionach świata. Szczególną uwagę zwrócono na porównanie właściwości wód badanych akwenów z rezultatami pomiarów Morza Bałtyckiego. Właściwości wód tego śródlądowego morza, szczególnie w zatokach i rejonach ujść rzecznych, wydają się być bardzo zbliżone do tych obserwowanych w wodach jeziornych. Jednak, z wielu względów, m.in. trudności technicznych prowadzenia tam badań, związanych najczęściej z ich niewielką głębokością, akweny te do tej pory były rzadko badane.

Realizacja wyżej wymienionych celów tej pracy uzupełnia wiedzę o właściwościach biooptycznych wód drugiego rodzaju, a szczególnie wód jezior Pomorza, słabo zbadanych pod tym względem. Natomiast uzyskane związki matematyczne, parametryzacje i skonstruowane pólempiryczne modele pozwalają na opracowanie sprawniejszych metod określania koncentracji chlorofilu *a*, koncentracji zawieszonych materii (organicznej i nieorganicznej) w wodach jeziornych i morskich drugiego rodzaju, w tym Bałtyku.

# Rozdział 1

## Opis rejonu badań i ogólna charakterystyka badanych jezior

Jeziora w Europie stanowią 1,61% powierzchni kontynentu (Madalińska, 1999). Ich rozmieszczenie cechuje zdecydowana asymetria z przewagą jezior położonych w północnej części Europy w strefie przymorskiej Bałtyku (Kmiecikiewiczowa, 1964). Większość jezior w Polsce zlokalizowana jest w jej północnej części. Pod względem procentowego pokrycia powierzchni lądu jeziorami i gęstości występowania jezior północna część Polski, na tle Europy, zalicza się do strefy o średniej jeziorności<sup>1</sup>, a sumaryczna powierzchnia jezior o powierzchni większej od 1 ha jest tu stosunkowo niewielka (281 377 ha). Wszystkich jezior w Polsce o powierzchni powyżej 1 ha jest 7081, co stanowi małą część wszystkich jezior Europy. Średnie wartości jeziorności wynoszą: dla Pojezierza Mazurskiego 3,05%, Pomorskiego 2,03% i dla Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego 1,23% (Choiński, 2007).

Większość jezior, z uwagi na swoją lokalizację, pozostaje pod silnym wpływem klimatycznym środowiska lądowego. Tylko w przypadku jezior położonych w bliskim sąsiedztwie morza, obserwujemy oddziaływanie o cechach morskich. Oprócz oddziaływań o charakterze globalnym duża część procesów przyrodniczych zachodzących w jeziorach jest modyfikowana przez czynniki miejscowe, takie jak np. lokalne warunki geomorfologiczne oraz lokalne warunki klimatyczne.

Celem tego rozdziału jest scharakteryzowanie wpływu czynników zewnętrznych na badane jeziora, na podstawie badań własnych i danych dostępnych w literaturze. Do czynników tych zaliczono uwarunkowania geomorfologiczne, klimatyczne. Wśród uwarunkowań geomorfologicznych uwzględniono głównie topografię otoczenia jezior i ich morfometrię. W opisie uwarunkowań klimatycznych skoncentrowano się przede wszystkim na

---

<sup>1</sup>Jeziorność z definicji jest stosunkiem powierzchni jezior do ogólnej powierzchni analizowanego obszaru.

dopływie energii słonecznej do powierzchni jezior i wynikających z nich temperatur, czynnikach które są najważniejsze z punktu widzenia biooptyki jezior. Pozostałe czynniki klimatyczne opisano tylko w zarysie. Część charakterystyk przedstawionych w tym rozdziale, jak topografia i dane morfometryczne jezior, zaczerpnięta jest z cytowanej w tekście literatury, natomiast charakterystyki dopływu energii światła słonecznego i rozkładów temperatury w jeziorach opracowane zostały na podstawie badań własnych autora, których metodyka opisana jest w dalszych rozdziałach.

## 1.1. Charakterystyka geomorfologiczna rejonu badań

Przedstawione i badane w tej pracy jeziora zlokalizowane są w środkowej części polskiego Pomorza. Zawierają się w pasie od wybrzeża Bałtyku do południowej części Pojezierza Bytowskiego (Rys. 1.1). Działanie lądolodu, szczególnie w okresie ostatniego zlodowacenia, oraz późniejsze oddziaływanie Morza Bałtyckiego na przyległe obszary lądu przyczyniły się głównie do tego, że teren ten posiada charakterystyczne pasmowe zróżnicowanie morfologiczne. W części południowej występuje szeroki i długi pas wysoczyzn pojeziornych. Najwyższe tereny, obejmujące ciągi wysoczyzn morenowych wzgórzowych i pagórkowatych, których wysokości bezwzględne przekraczające lokalnie nawet 200 m n.p.m., obserwujemy w południowej części tego pojezierza. Ciągną się one mniej więcej równoleżnikowym pasem od Pojezierza Kaszubskiego po Pojezierze Bytowskie. Wysokości względne wzniesień terenu osiągają tu najczęściej 20 do 60 m, a nachylenia stoków są rzędu  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$ , chociaż miejscami, na niewielkich odległościach, wysokości mogą przekraczać nawet 100 m, a nachylenia  $30^{\circ}$  (Czochański i Rachocki, 2007). W kierunku północnym pas tych wzniesień obniża się stopniowo do postaci równinnych i falistych wysoczyzn morenowych oraz równin sandrowych i terasowych. Rzeźba tego polodowcowego krajobrazu, oprócz form akumulacyjnych, będących efektem bezpośredniego działania lądolodu bądź jego wód roztopowych, charakteryzuje się wieloma obniżeniami, które są wynikiem intensywnej erozji wód roztopowych lub wytapiania się martwego lodu. W okresie holoceniście nastąpiła dalsza modyfikacja rzeźby tego terenu związana głównie z erozją (przez ciek w dolinach rzecznych), denudacją (szczególnie intensywną na zboczach rynien jeziornych) oraz akumulacją rumowiska (zachodzącą w dolinach rzek i jeziorach). W rezultacie powierzchnia terenu urozmaicona jest licznymi rozcięciami erozyjnymi w postaci rynien

lub dolin roztopowych. Najniższe części tych form zajmują jeziora, torfowiska bądź koryta rzek. Na północy badanego regionu wyróżnić możemy obszar, na ukształtowanie powierzchni którego, oprócz lądolodu Skandynawskiego, wpłynęło głównie późniejsze oddziaływanie Morza Bałtyckiego. Ten północny pas graniczy bezpośrednio z morzem i dominują w nim szerokie piaszczyste plaże, duże zespoły nadmorskich wydm (osiągających wysokości bezwzględne przekraczające 30–40 m n.p.m.) i charakterystyczne płytkie jeziora przybrzeżne.



Rys. 1.1. Regionalizacja fizycznogeograficzna obszaru badań (na podstawie Czochańskiego (2007) za Kondracim (1988))

Przedstawione wyżej duże zróżnicowanie rzeźby terenu razem z pokryciem jej powierzchni powoduje, że na jego obszarze wyróżnić można szereg jednostek fizycznogeograficznych. Północną część badanego obszaru (Wybrzeże Słowińskie) stanowią obszary przymorskiego pasa wydmowego z rozciągającymi się na jego zapleczu równinami przymorskimi, przybrzeżnymi jeziorami, obszarami torfowo-bagiennymi i rozległymi użytkami zielonymi. Dużą część tego regionu stanowią obszary chronionego krajobrazu, a tworzące najcenniejsze walory przyrodnicze, tj. unikatowy zespół wydm nadmorskich wraz jeziorami Gardno, Łebsko, położone są w obrębie Słowińskiego Parku Narodowego.

Wybrzeże Słowińskie od południa sąsiaduje z dwoma rolniczo-leśnymi mezoregionami: Wysoczyzną Damnicką i Równiną Słuską. Tworzony przez nie pas pobrzeża stanowi skłon północny wyżej opisanych wysoczyzn morenowych. Przepływające przez ten obszar rzeki: Wieprza, Słupia, Łupawa i Łeba, porozdzielały go wyraźnie wciętych erozyjnymi dolinami.

Południową część obszaru, w obrębie którego znajdują się badane jeziora, zajmują tereny rolniczo-leśne Wysoczyzny Polanowskiej i Pojezierza Bytowskiego. Rzeźba ich terenu ma typowo młodogłacjalny charakter, zdominowany takimi strukturami geomorfologicznymi, jak sandry, moreny czołowe i denne oraz rynny glacialne. Ten mocno pofałdowany teren wysoczyzn morenowych poprzecinany jest głęboko wciętymi dolinami licznych rzek spływających ku Pobrzeżu Słowińskiemu, z których największe to: Łupawa, Słupia i Wieprza. Na znacznej części tego regionu, najbardziej interesującej przyrodniczo i krajobrazowo, utworzony został Park Krajobrazowy Dolina Słupi. Region ten ma charakter leśno-rolniczy. Południowy skraj Pojezierza Bytowskiego graniczy z Równiną Charzykowską – mezoregionem o przeważającym leśnym i równinnym charakterze i dużej jeziorności.

Przedstawiona wyżej rzeźba prezentowanego terenu, jak i jego budowa geologiczna oraz warunki klimatyczne, odegrały znaczącą rolę w ukształtowaniu istniejącej tam sieci rzek i jezior. Przeważająca część całego tego badanego obszaru odwadniana jest do czterech głównych zlewni: Wieprzy, Słupi, Łupawy i Łeby. Dużą część stanowią także rozległe obszary powierzchniowo bezodpływowe, powiązane ze zlewniami odpływowymi na drodze podziemnej. Z limnologicznego punktu widzenia zwraca uwagę znaczne bogactwo jezior, które w niektórych partiach tworzą skupiska o bardzo wysokim stopniu jeziorności. Największą jeziornością na opisywanym obszarze Pomorza charakteryzuje się Pojezierze Bytowskie oraz w mniejszym stopniu Wysoczyzna Polanowska. Na Wysoczyźnie Damnickiej i Równinie Słupskiej jezior już jest niewiele.

Występujące na Pomorzu Środkowym jeziora są znacznie zróżnicowane pod względem wielkości. Ilościowo najliczniejsze są jeziora małe i zbiorniki o powierzchni mniejszej od 1 ha (tzw. oczka wodne). Gdy jednak weźmiemy pod uwagę sumaryczną powierzchnię tych wszystkich jezior, to okazuje się, że dominujący w niej udział mają jeziora duże i średnie. Osobliwością tego terenu są licznie występujące tutaj jeziora lobeliowe<sup>2</sup>, w wodach których znaleźć można zespoły charakterystycznej reliktovej roślinności.

Na specjalną uwagę zasługuje obszar Wybrzeża Słowińskiego z charakterystycznymi płytkimi jeziorami usytuowanymi w bezpośrednim sąsiedztwie

---

<sup>2</sup>Jeziora lobeliowe – jeziora, w których występuje charakterystyczna reliktovej roślinność. Swoją nazwę wzięły od niewielkiej, zimozielonej rośliny wodnej – lobelii jeziornej (lobelia dortmanna). Przeważnie są to zbiorniki o niskiej trofii, których woda charakteryzuje się małą twardością, kwaśnym odczynem i stosunkowo dużą przezroczystością.



morza. Powierzchnie niektórych z nich są bardzo duże, np. jezioro Łebsko (zajmujące 7020,0 ha) jest trzecim co do wielkości zbiornikiem w Polsce, a Gardno ósmym (2337,5 ha).

Wyżej opisane różnice topografii lokalnej obserwowane w różnych jednostkach fizycznogeograficznych są bardzo istotnym czynnikiem modyfikującym lokalnie wiele procesów zachodzących w usytuowanych tutaj jeziorach. Wpływ ten jest szczególnie istotny w przypadku jezior małych. Morfologia najbliższego otoczenia warunkuje ograniczenia w dopływie ilości promieniowania słonecznego docierającego do wód akwenu i oddziaływanie wiatru na te wody. Przesłony terenowe w postaci pagórków oraz lasów mogą znacznie zredukować ilość energii słonecznej docierającej do danego jeziora. Wpływ tych elementów podłoża, kształtujących najbliższe otoczenie, jest szczególnie istotny w sezonie zimowym przy niskich kątach padania promieni słonecznych. Czynnikiem wiatrowym jest dodatkowo zredukowany i modyfikowany poprzez różnego rodzaju bariery orograficzne. W osłoniętych jeziorach wystąpienie poziomej stratyfikacji wód jest dużo bardziej prawdopodobne. Tak więc zróżnicowanie orograficzne otoczenia jezior skutkuje m.in. zróżnicowaniem fizycznych, chemicznych i biologicznych właściwości wód tych jezior w profilu pionowym. W jeziorach osłoniętych, o silnie zredukowanym przez warunki lokalne oddziaływaniu wiatru, dominują okresy utrzymującego się uwarstwienia wód. W jeziorach odsłoniętych skuteczność mieszania wód przez wiatry jest większa, co prowadzi do głębszego ich wymieszania i wyrównania ich składu chemicznego i właściwości fizycznych. W rezultacie w jeziorach o różnym stopniu odsłonięcia, często występujących w bezpośrednim sąsiedztwie, obserwujemy odmienną strukturę termiczną oraz, na skutek m.in. różnej dostępności światła słonecznego, wyraźnie różne koncentracje fitoplanktonu i innych związanych z nim cząstek zawiesiny.

Na kształtowanie się warunków biooptycznych w jeziorach nie bez znaczenia są także oddziaływania ze strony zlewni, zarówno całkowitej, jak i bezpośredniej. Struktura użytkowania gruntów i rodzaj pokrywy glebowej wpływają na zasilanie jezior w różnego rodzaju zawiesiny, rozpuszczoną materię organiczną oraz substancje biogenne. Dodatkowymi czynnikami mogącymi lokalnie różnicować amplitudy zmian oraz czasy trwania 'typowych' dla tego regionu zmian sezonowych w cyklu rocznym jezior są indywidualne cechy niecki jeziornej, jej geometria oraz abiotyczne cechy wody. Więcej informacji o wpływie zlewni i morfometrii jezior na charakterystyki optyczne wody można znaleźć w pracy Borowiak (2011).

## 1.2. Uwarunkowania klimatyczne w badanym rejonie

Celem tego podrozdziału jest przedstawienie ogólnych uwarunkowań klimatycznych, mających wpływ na procesy zachodzące w badanych akwenach w czasie trwania eksperymentu. Analiza uwarunkowań klimatycznych daje możliwość zaobserwowania, czy i w jakim stopniu nieregularności w naturalnych cyklach rocznych charakterystyk biofizycznych jezior, obserwowane w poszczególnych latach, są zdeterminowane przez czynniki pogodowe.

Środkowa część Pomorza, na której położone są badane jeziora należy do regionu, na obszarze którego ścierają się wpływy mas powietrza napływających z Oceanu Atlantyckiego, kontynentu i Morza Bałtyckiego. Ponadto, wpływy tych czynników modyfikowane są przez czynniki lokalne, takie jak pokrywa roślinna, występowanie jezior i mokradeł, oraz przez hipsometrię i orografię północno-zachodniej Polski. Najwyższe wyniesienia na Pojezierzu Pomorskim mają w przybliżeniu przebieg z SW na NE i są ułożone równolegle do wybrzeża Bałtyku. Powoduje to, że warunki klimatyczne na skłonie północno-zachodnim są w większym stopniu kształtowane przez masy powietrza z oceanu i morza niż na skłonie południowo-wschodnim.

Różnorodność czynników powoduje na badanym obszarze dużą zmienność warunków pogodowych. Klimat tego obszaru posiada szereg cech charakterystycznych dla klimatu morskiego (wyższą niż na pozostałych obszarach Polski temperaturę zimy oraz stosunkowo niższą temperaturę lata, jesień cieplejszą od wiosny, niższe roczne amplitudy temperatury, wysokie sumy opadów w okresie jesienno-zimowym). Wilgotność względna i przężność pary wodnej w większości miesięcy należą do jednych z największych w Polsce. Ponadto występują tutaj wiatry o większych prędkościach, przyczyniając się do tego, że warunki zarówno orograficznego, jak i dynamicznego wznoszenia mas powietrza na północno-zachodnim skłonie Pojezierza Pomorskiego są korzystne i powodują, że poziom, na którym kształtuje się tu zachmurzenie i w efekcie opady, jest dość wysoki.

Cały analizowany obszar posiada cechy klimatu morskiego, jednakże odległość od wybrzeża Bałtyku oraz orografia terenu powodują, że na tym niewielkim terenie możemy wyróżnić, podobnie jak w zróżnicowaniu morfologicznym, zróżnicowanie pasmowe pod względem klimatycznym. Według Trappa (2007) północna część nazywana Krainą Pobrzeża Otwartego Morza (obejmuje ona wąski pas strefy przybrzeżnej Pobrzeża Słowińskiego wraz z występującymi tam przybrzeżnymi jeziorami) jest pod dużym wpływem Morza Bałtyckiego (Rys. 1.2). Pod względem termicznym obszar ten charakteryzują łagodniejsze zimy, nieco chłodniejsze niż w głębi lądu lata, niskie

amplitudy roczne temperatury powietrza. Ponadto występują tutaj relatywnie długie okresy przejściowe między latem a zimą oraz wyraźnie chłodniejsza wiosna niż jesień. Zwracają uwagę wysokie sumy roczne usłonecznienia rzeczywistego oraz wysoka roczna suma opadów (ponad 700 mm). Natomiast liczba dni z pokrywą śnieżną należy tu do najniższych w Polsce. Charakterystyczna jest także obserwowana w tej strefie duża liczba dni z silnym i bardzo silnym wiatrem. Kraina ta charakteryzuje się występowaniem dużej liczby dni mglistych. Jest to też teren o wyjątkowo dużej zmienności stanów pogody.



Rys. 1.2. Krainy klimatyczne wyróżnione na obszarze obejmującym badane jeziora (Trapp, 2007)

Południowa część obszaru, w której znajdują się prawie wszystkie badane jeziora (poza jeziorami przybrzeżnymi), leży w obszarze Krainy Pojezierza Pomorskiego (Rys. 1.2). Wyniesienie terenu nad poziom morza oraz oddalenie od Bałtyku powoduje, że cechuje ją wyraźnie ostrzejszy klimat niż strefy przybrzeżnej. Z uwagi na pewne zróżnicowanie wewnętrzne dodatkowo dzieli ją się na dwie części: wewnętrzną, występującą na południu, obejmującą centralne obszary Pojezierza Bytowskiego, oraz zewnętrzną rozciągającą się bardziej na północ, aż do Krainy Pobrzeża Otwartego Morza. Pierwsza z nich jest najchłodniejszym fragmentem badanego obszaru i cechuje się wyraźnie ostrzejszym klimatem. Obserwujemy tutaj największą na Pomorzu liczbę dni z pogodą przymrozkową oraz mroźną. Więcej jest tutaj także dni gorących. W stosunku do pasa nadmorskiego występują tu wiatry o mniejszych prędkościach. Sumy roczne opadów są wysokie, średnio

ok. 100 mm wyższe niż nad morzem (Piotrowska i Kadulski, 1985). Większa jest także liczba dni z pokrywą śnieżną. Znaczne opady, duża liczba dni pochmurnych, a także częsta mgła, wpływają na znaczną wilgotność powietrza. Niskie temperatury znajdują swoje odzwierciedlenie w zjawiskach lodowych obserwowanych na jeziorach. W okresie zimy jeziora zamarzają na kilka miesięcy (maksymalnie do 130 dni), a grubość pokrywy lodowej dochodzi w skrajnych przypadkach do 40 cm (Piotrowska i Kadulski, 1985). Część zewnętrzna Krainy Pojezierza Pomorskiego wykazuje cechy przejściowe. Wraz z obniżaniem się wysokości bezwzględnych oraz zbliżaniem się do Bałtyku obserwujemy stopniowe zmniejszenie się amplitud temperatury oraz zmniejszanie się liczby dni mroźnych i gorących. Utrzymują się jednak wysokie sumy opadów atmosferycznych.

### **Dopływ energii słonecznej do powierzchni akwenu**

Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za większość procesów biofizycznych zachodzących w toni wodnej jest insolacja słoneczna. Ilość promieniowania słonecznego docierającego do górnych warstw atmosfery zależy od czynników astronomicznych, takich jak deklinacja Słońca zmieniająca się z sezonem i szerokość geograficzna miejsca obserwacji (np. Eagleson, 1978; Krężel, 1997). Kolejnym elementem modyfikującym promieniowanie słoneczne jest atmosfera ziemiska (np. Kondratev, 1969; Timofiejew, 1983; Green, Wagner i Mann, 1988). W atmosferze ziemskiej promieniowanie słoneczne jest osłabiane na skutek procesów rozpraszania i absorpcji. Blisko 100% promieniowania słonecznego dochodzi do powierzchni Ziemi w zakresie spektralnym od około 290 nm do 4000 nm. W tym zakresie widmowym znajdują się pasma absorpcji pary wodnej, dwutlenku węgla, ozonu oraz słabe pasma absorpcji tlenu i azotu (np. Kirk, 1996; Borengasser, Hungate i Watkins, 2008; Kidder i Vonder Harr, 1995). Rozpraszanie na gazach (molekularne) odgrywa znaczącą rolę w osłabianiu ultrafioletu i światła widzialnego < 850 nm. W górnych warstwach atmosfery rozpraszanie molekularne dominuje nad rozpraszaniem na aerozolu, w warstwie przy powierzchniowej dominuje rozpraszanie na aerozolu.

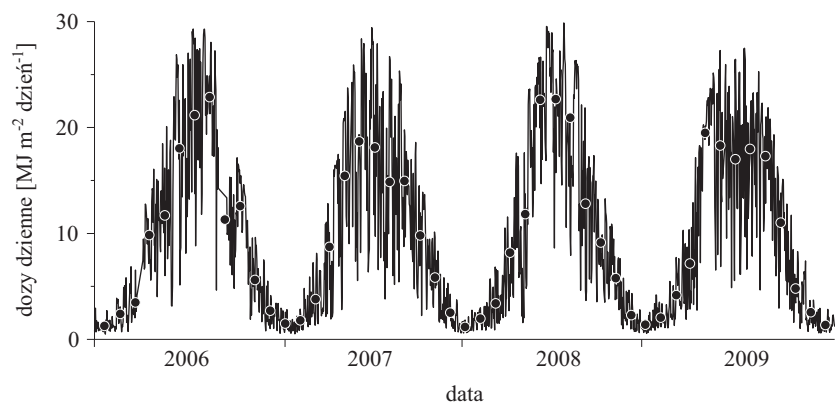
Transmitancja atmosfery zależy od jej właściwości optycznych, które zmieniają się w czasie i przestrzeni, wykazując pewne prawidłowości lub całkowitą przypadkowość. W efekcie, zarówno ilościowe, jak i spektralne rozkłady oświetlenia słonecznego docierającego do powierzchni akwenu zależą od szerokości geograficznej, podlegają zmiennościom dobowym i sezonowym, a także nieregularnie fluktuują w czasie i przestrzeni. Najważniejsze cechy tych rozkładów zostały skrótowo omówione poniżej.

**Zmienność sezonowa** strumienia energii dopływającego do powierzchni akwenu jest wywołana głównie roczną zmianą deklinacji Słońca oraz rocznym cyklem zmian długości dnia. Zmiany te związane są ściśle z szerokością geograficzną akwenu. Analizując zmienność dziennych i miesięcznych dóz energii słonecznej, w tej pracy oparto się na pomiarach rozmieszczonych na terenie Pomorza Środkowego zestawów piranometrów wraz z aparaturą do ciągłej rejestracji promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi. Jeden z mierników zlokalizowany był w stacji meteorologicznej prowadzonej przez Instytut Geografii AP znajdującej się w miejscowości Gać, kolejne mierniki będące na wyposażeniu Instytutu Fizyki AP umieszczone były w Rekowiu oraz w Słupsku (p. dalej rysunek 1.14). Czujniki te rejestrują promieniowanie słoneczne w zakresie 310–2800 nm. Jak przedstawiono wyżej, lokalizacja czujników w bezpośrednim sąsiedztwie badanych akwenów i synchroniczne pomiary warunków atmosferycznych niewątpliwie przyczyniła się do lepszego przedstawienia wpływu tła meteorologicznego na właściwości badanych wód. W tej sekcji przedstawiono rezultaty pomiarów aktywnometrycznych zrealizowane w okresie obejmującym czas trwania badań terenowych jezior.

Zmienność dziennych dóz oświetlenia słonecznego tuż nad powierzchnią Ziemi w zakresie spektralnym 310–2800 nm  $\langle \eta_c \rangle_{\text{dzień}}$  przedstawiono na rysunku 1.3 oraz w tabeli 1.1. Dane te są efektem pomiarów aktywnometrycznych zrealizowanych na Pojezierzu Bytowskim w Rekowiu w latach 2006–2009. Braki w danych z 2006 roku (w sumie 30 dni), uwidocznione na rysunku 1.3, spowodowane są chwilowymi przerwami w zasilaniu aparatury pomiarowej (np. wyłączenia prądu w czasie burz). Braki te do obliczeń danych zawartych w tabeli 1.1 uzupełnione zostały danymi ze stacji meteorologicznej w Gaci.

Na rysunku 1.3 wyraźnie widzimy sezonową zmienność dopływu energii świetlnej z maksimum w miesiącach letnich i minimum w zimowych. Obserwowane z dnia na dzień bardzo duże różnice wartości dziennych dóz (p. linia ciągła) spowodowane są zmianami transmitancji atmosfery głównie w wyniku zmian zachmurzenia nieba. Wpływ chmur jest szczególnie widoczny w miesiącach letnich. Z dnia na dzień średnia dzienna doza światła potrafi wzrosnąć od 6 do 29 MJ m<sup>-2</sup> dzień<sup>-1</sup>.

**Zmiany dobowe** dopływu energii słonecznej do powierzchni jezior, ze zróżnicowanym podziałem na dzień i noc zależnie od szerokości geograficznej oraz deklinacji Słońca, są konsekwencją ruchu obrotowego Ziemi. Przykła-

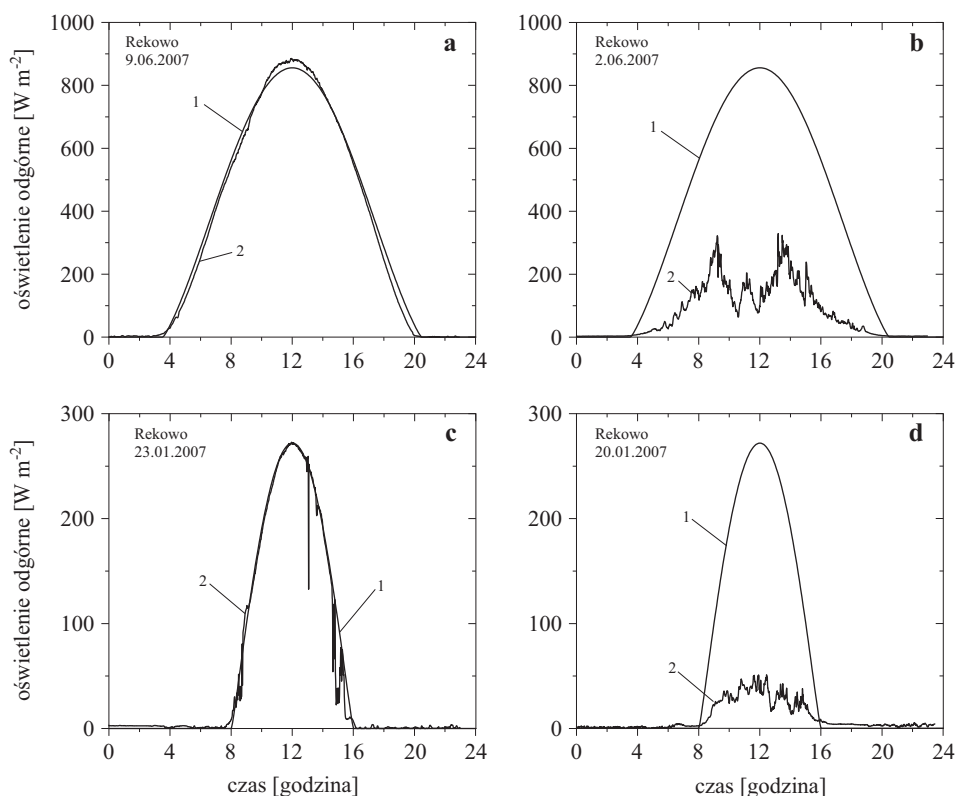


Rys. 1.3. Zmiany dziennych dóz oświetlenia powierzchni jezior, zarejestrowane w latach 2006–2009 w Rekowiu; linia – rzeczywiste zmiany dóz dziennych, punkty – średnie dzienne dozy w poszczególnych miesiącach (pomiar autor)

Tabl. 1.1. Wartości miesięcznych średnich dóz dziennych  $\langle \eta_c \rangle_{\text{miesiąc}}$  i rocznych średnich dóz dziennych  $\langle \eta_c \rangle_{\text{rok}}$  oświetlenia zarejestrowane w Rekowiu (pomiar autor)

Miesiąc	Miesięczne średnie dozy dzienne $\langle \eta_c \rangle_{\text{miesiąc}}$ [ $\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$ ]			
	2006	2007	2008	2009
I	2,4	1,8	2,0	2,1
II	3,5	3,8	3,4	4,2
III	9,8	8,7	8,2	7,2
IV	11,7	15,4	11,8	19,5
V	18,0	18,7	22,6	18,3
VI	21,2	18,1	22,7	17,0
VII	22,9	14,9	20,9	18,0
VIII	11,3	14,9	12,8	17,3
IX	12,6	9,8	9,1	11,0
X	5,6	5,8	5,8	4,8
XI	2,7	2,5	2,3	2,6
XII	1,5	1,2	1,4	1,3
Średnia roczna doza dzienna $\langle \eta_c \rangle_{\text{rok}}$ [ $\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$ ]	10,3	9,6	10,2	10,3

dowe rezultaty pomiarów zostały zamieszczone na rysunku 1.4. Jak możemy zaobserwować, generalnie zmiany te mają charakter sinusoidalny, z maksymalnym oświetleniem w południe słoneczne. Dla atmosfery bezchmurnej



Rys. 1.4. Przykłady zmian w ciągu dnia, odgórnych sumarycznych (w zakresie 310–2800 nm) oświetleń: 1 – hipotetyczne oświetlenie na powierzchni akwenu w warunkach atmosfery standardowej; 2 – realne oświetlenie powierzchni akwenu (pomiar autor): a) lato, atmosfera bezchmurna o małym zmgętnieniu (Rekowo, 9.06.2007), b) lato, zachmurzenie zmienne w ciągu dnia (Rekowo, 2.06.2006), c) zima, atmosfera bezchmurna o małym zmgętnieniu (Rekowo, 23.01.2007), d) zima, zachmurzenie zmienne w ciągu dnia (Rekowo, 20.01.2007). Uwaga: oś pozioma odniesiona jest do czasu słonecznego

i niezamglonej (p. Rys. 1.4a i c) zmiany dzienne odgórnych sumarycznych oświetleń na powierzchni dobrze opisują zależności empiryczne typu (Jegorov i Kirillova, 1973):

$$E_c = A (\sin h_{\otimes})^B, \quad (1.1)$$

gdzie  $h_{\otimes}$  – wysokość Słońca.

Parametry  $A$  i  $B$  tej zależności są funkcjami, jedynie optycznego stanu atmosfery. W przypadku tzw. atmosfery standardowej w rejonie Europy parametry te są równe (wg Czyszek i in., 1979):  $A = 0,76$ ,  $B = 1,12$ .

Chmury znacznie zmieniają bezwzględne ilości promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni akwenu (p. Rys. 1.4b i d) i zwykle są przyczyną osłabiania światła w stopniu znacznie przewyższającym osłabianie przez wszystkie inne składniki atmosfery. Chwilowe wartości oświetlenia przy atmosferze z chmurami w dużym stopniu zależą także od położenia chmur względem Słońca, ich geometrii i ilości. W rezultacie obserwujemy wahania wartości od bliskich zera, w przypadku grubej warstwy chmur zasłaniających Słońce, do wartości charakterystycznych dla atmosfery bezchmurnej, gdy Słońce nie jest zakryte. Czasami obserwujemy wartości wyższe nawet o 30%, gdy miejsce obserwacji jest dodatkowo oświetlone promieniowaniem rozproszonym na pojedynczych chmurach (Rozwadowska, 1992; Dera, 1995). Dodatkowo, nieciągłość warstwy chmur oraz zmienność grubości optycznej chmur przysłaniających Słońce powoduje silne, krótkookresowe fluktuacje oświetlenia. Dla tych warunków analiza dziennych przebiegów oświetleń jest złożona i wymaga uwzględnienia stopnia zachmurzenia, a także typów i geometrycznych rozkładów chmur względem położenia Słońca. Najczęściej uwzględnia się go poprzez zależności empiryczne, wyznaczone dla określonego obszaru, warunków pogodowych, typów i stopnia zachmurzenia. Opracowano szereg półempirycznych modeli o różnym stopniu dokładności i zakresie zastosowań. Ich przegląd można znaleźć np. w pracach: Kirilova (1970), Timofeyev (1983), Dobson i Smith (1988), Rozwadowska (1992, 2004), Krężel (1997), Krężel, Kozłowski i Paszkuta (2008). Pomimo wielu lat badań powyższy problem pozostaje jednak daleki od zadowalającego rozwiązania.

**Skład spektralny** promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni akwenu zależy głównie od kształtu widma promieniowania słonecznego docierającego do górnej granicy atmosfery ziemskiej oraz od właściwości absorpcyjnych i rozpraszających samej atmosfery. Wielkość tych zmian zależy od składu, rozkładów w przestrzeni i indywidualnych właściwości optycznych jej składników. W przypadku bezchmurnej atmosfery wpływ tych składników na poszczególne zakresy spektralne przedstawia się następująco:

- w ultrafiolecie UV<sup>3</sup> absorbuje ozon i dominuje rozpraszanie Rayleigha,
- w zakresie widzialnym VIS<sup>4</sup> rozpraszanie na aerozolu zaczyna do-

---

<sup>3</sup>UV – ang. *ultraviolet*, promieniowanie elektromagnetyczne o długości fal z zakresu od 100 do 400 nm.

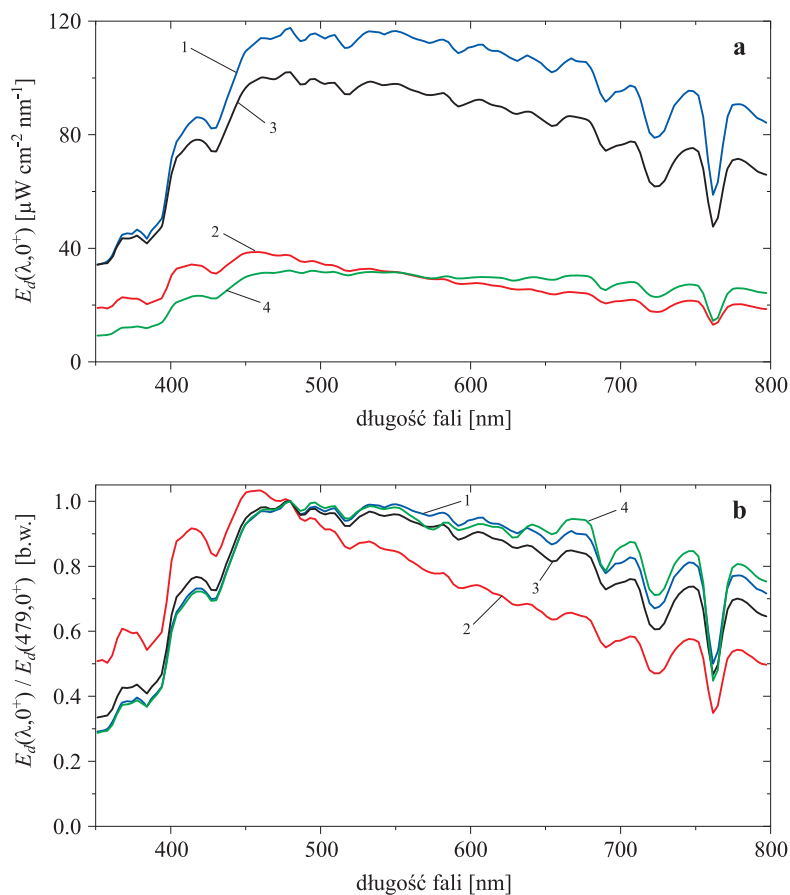
<sup>4</sup>VIS – ang. *visible*, promieniowanie elektromagnetyczne o długości fal z zakresu od 400 do 750 nm.



minować nad rozpraszaniem molekularnym, absorpcja jest słaba i pochodzi głównie od ozonu i ewentualnie od aerozoli,

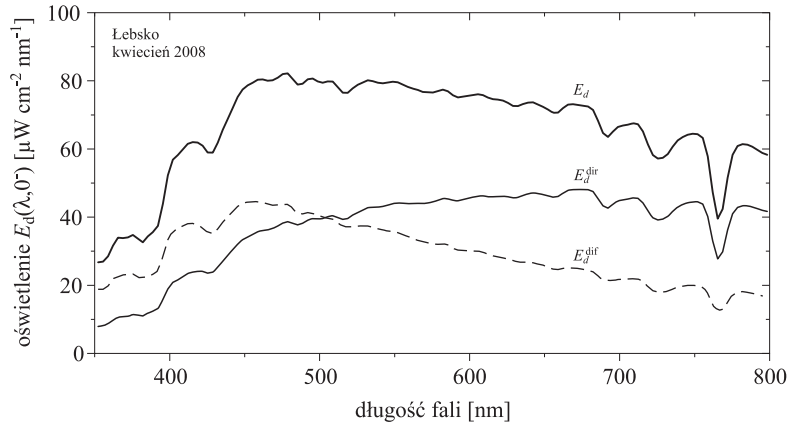
- w podczerwieni IR<sup>5</sup> dominuje absorpcja przez parę wodną.

Zachmurzenie atmosfery powoduje nie tylko silne osłabianie wartości oświetlenia, ale także w wyniku absorpcji i wielokrotnego rozpraszania świa-



Rys. 1.5. Spektalne widma oświetleń odgórnych zmierzone w różnych warunkach atmosferycznych i porach roku: a) wartości bezwzględne oświetleń, b) oświetlenia unormowane do 1 dla długości fali  $\lambda = 479$  nm. Numerami oznaczono widma zmierzone w warunkach: 1 – dzień z chmurami, Słońce odsłonięte, 2 – dzień z chmurami, Słońce za chmurą, 3 – dzień bezchmurny, lato, 4 – dzień bezchmurny, jesień (pomiary autora)

<sup>5</sup>IR – ang. *infrared*, promieniowanie elektromagnetyczne o długości fal z zakresu od 750 nm do 1 mm.



Rys. 1.6. Oświetlenie odgórne docierające do powierzchni akwenu  $E_d(\lambda, 0^-)$  wraz z jego składowymi: oświetleniem skierowanym  $E_d^{\text{dir}}(\lambda, 0^-)$  oraz oświetleniem dyfuzyjnym  $E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)$ . Zmierzone w kwietniu 2008 roku na jeziorze Łebsko (pomiar autora)

tła w chmurach zmienia skład spektralny promieniowania (Kirilova, 1970; Green, Wagner i Mann, 1988; Dera i Rozwadowska, 1991; Rozwadowska, 1996) (Rys. 1.5) oraz rozkład kątowy strumienia światła padającego na powierzchnię akwenu (Rys. 1.6). Chmury mogą silnie zmniejszyć całkowitą wielkość strumienia na powierzchni akwenu (nawet o więcej niż o rząd wielkości). Osłabianie światła widzialnego przez chmury następuje prawie wyłącznie wskutek rozpraszania Mie.

Jak możemy zaobserwować na rysunku 1.5, pewne różnice występują w widmie promieniowania docierającego do powierzchni Ziemi w dni pochmurne oraz w dni słoneczne. W dni pochmurne względna ilość promieniowania z zakresu długofalowego VIS jest mniejsza niż w dni słoneczne, ponieważ chmury silniej wpływają na fale dłuższe.

Ze względu na rozkład kątowy docierającego światła słonecznego całkowite oświetlenie odgórne powierzchni akwenu można podzielić na dwie główne grupy: oświetlenie skierowane (tj. oświetlenie bezpośrednimi promieniami słonecznymi)  $E_d^{\text{dir}}(\lambda, 0^-)$  docierające do powierzchni pod kątem  $\Theta_s$  oraz oświetlenie rozproszone w atmosferze (oświetlenie dyfuzyjne)  $E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)$ . Udział wyżej wymienionych składowych w oświetleniu całkowitym określa stopień dyfuzyjności oświetlenia  $E_d(\lambda, 0^-)$ :

$$d_E(\lambda, 0^-) = \frac{E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)}{E_d^{\text{dir}}(\lambda, 0^-) + E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)} = \frac{E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)}. \quad (1.2)$$

Różnice w widmie pomiędzy oświetleniem bezpośrednim i skierowanym zostały przedstawione na rysunku 1.6. Jak możemy zaobserwować, oświetlenie dyfuzyjne zawiera dużo więcej fal z zakresu krótkofalowego, którego źródłem jest rozpraszanie Rayleigh'a zachodzące w górnych warstwach atmosfery ziemskiej.

Analizując wpływ promieniowania słonecznego na proces fotosyntezy, należy oszacować względne udziały energii z poszczególnych zakresów widmowych w całkowitym promieniowaniu Słońca. Przy atmosferze bezchmurnej i niezamglonej udział energii promieniowania użytecznego dla fotosyntezy PAR<sup>6</sup> na powierzchni akwenu wynosi około  $46\% \pm 6\%$  i jest względnie stały oraz praktycznie nie zależy od wysokości Słońca (Hapter, 1984; Woźniak i Hapter, 1985). Udział energii dla pozostałych zakresów promieniowania w tych warunkach wynosi: dla promieniowania z zakresu nadfioletowego około 4%, dla promieniowania podczerwonego około 50% (Słomka i Słomka, 1972; Czyszek, Wensierski i Dera, 1979; Timofiejew, 1983). W przypadku występowania zachmurzenia sytuacja jest bardziej złożona. Chmury silnie osłabiają promieniowanie z zakresu podczerwonego, co może spowodować zmiany udziału promieniowania PAR w granicach od 31 do 61% promieniowania sumarycznego.

Powyżej omówiono najważniejsze prawidłowości oświetlenia naturalnego powierzchni akwenów. Natomiast analiza wielkości bezwzględnych i składu spektralnego oświetleń podwodnych na różnych głębokościach w akwencie jest przedstawiona w rozdziale 7.

### Warunki termiczne występujące w badanych jeziorach

Temperatura wody w jeziorze jest jednym z głównych parametrów środowiskowych mającym istotny wpływ na procesy fizyczne, chemiczne i biologiczne w akwencie (Kawecka i Eloranta, 1994; Lampert i Sommer, 2001; Wetzel, 2001; Scheffer, 2004). Jej zmiany nie tylko intensyfikują bądź spowalniają procesy życiowe organizmów wodnych, ale także zmieniają właściwości fizyczne i chemiczne samej wody. Wraz ze zmianami temperatury zmianie ulega tak ważny dla ekosystemów jeziornych parametr jak gęstość wody. Zmienia się także odczyn wody oraz rozpuszczalność gazów i wielu związków organicznych i nieorganicznych. Analizy temperatur w jeziorach Polski możemy znaleźć w wielu pracach, patrz np. Jędrasik (1995), Choński (2007), Kubiak i Tórz (2006). Poniżej w tym podrozdziale scharakteryzowano struktury termiczne zaobserwowane w badanych jeziorach Po-

---

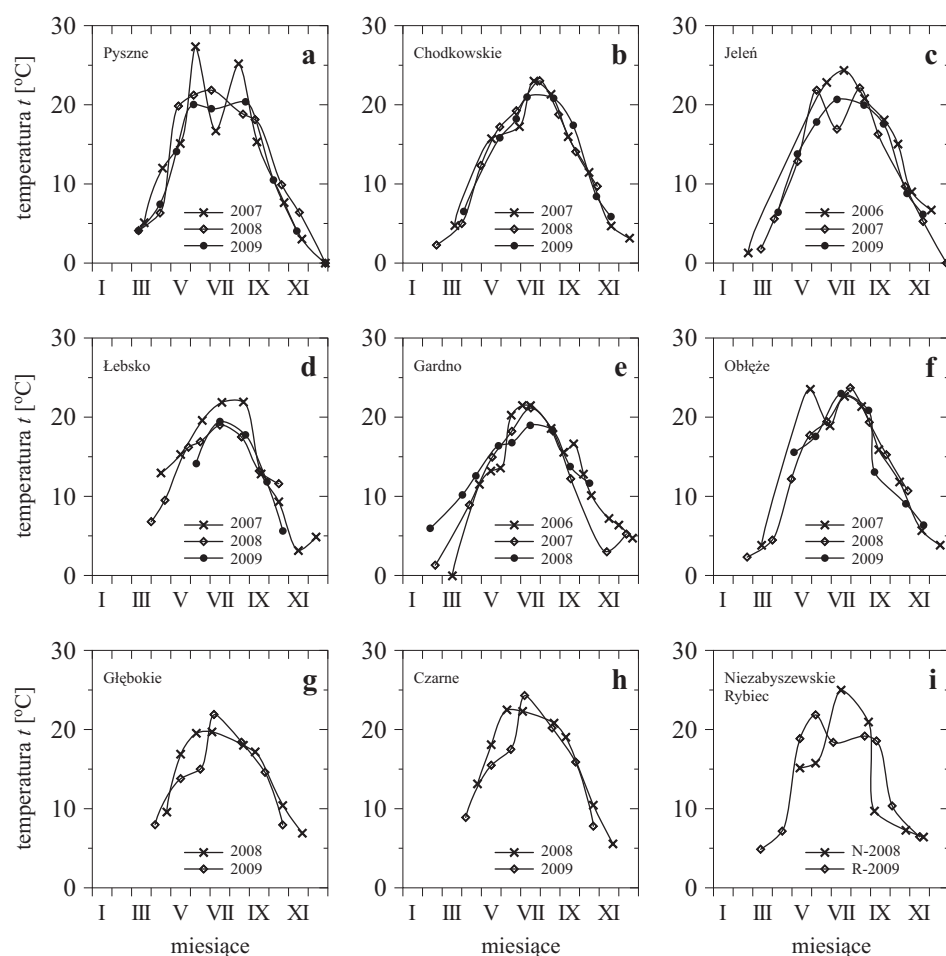
<sup>6</sup>PAR – ang. *Photosynthetic Available Radiation*, tj. promieniowanie elektromagnetyczne o długości fal z zakresu od 400 do 700 nm.

morza w czasie realizacji pomiarów (lata 2006–2009) zrealizowane przy wykorzystaniu czujnika temperatury zainstalowanego we fluorymetrze zanurzeniowym PrimProd. Metodyka tych pomiarów została opisana w podrozdziale 2.1.

**Temperatura powierzchniowa** wód jezior jest złożoną funkcją wielu czynników środowiskowych. Najważniejsze z nich to: ekspozycja na promieniowanie słoneczne, pojemność misy, jej średnia głębokość (podatność na mieszanie), stopień osłonięcia przed oddziaływaniem wiatru, wielkość zlewni oraz udział zasilania deszczowego i roztopowego. Sezonowe zmiany temperatur wód na powierzchni jezior w dużym stopniu odzwierciedlają zmiany sezonowe oświetlenia promieniowaniem słonecznym i temperatury powietrza. Duża pojemność cieplna wody powoduje, że najczęściej dobowe zmiany temperatur wód jeziornych są niewielkie, natomiast w przebiegu rocznym obserwujemy duży zakres zmian temperatury wód powierzchniowych w badanych jeziorach i zawiera się on w przedziale  $0^{\circ}\text{C}$  do ok.  $27^{\circ}\text{C}$ . Z uwagi na różne położenie badanych jezior (strefa przybrzeżna, głębia łądu) podlegały one trochę innym warunkom atmosferycznym (p. podrozdział 1.2).

Termogramy przedstawione na rysunku 1.7 obrazują zmienność temperatury wód powierzchniowych na głębokości 0,2 m w przebiegu rocznym, w różnych jeziorach Pomorza w latach 2006–2009. Jak widać, w roku 2007 i 2009 w okresie lata wystąpiło gwałtowne obniżenie temperatury wody, wywołane czynnikami atmosferycznymi. Termogramy przedstawione na rysunku 1.7 obrazują także międzyroczną zmienność temperatury wód powierzchniowych w różnych jeziorach Pomorza. Widzimy, że w poszczególnych latach temperatury powierzchniowe oscylują w niewielkim zakresie, wokół średniego przebiegu rocznego typowego dla danego jeziora. Największe różnice (od tego średniego przebiegu rocznego), dochodzące do  $5^{\circ}\text{C}$  zaobserwowano w jeziorze humusowym Pyszne, z ciemną, silnie absorbującą światło wodą (Rys. 1.7a).

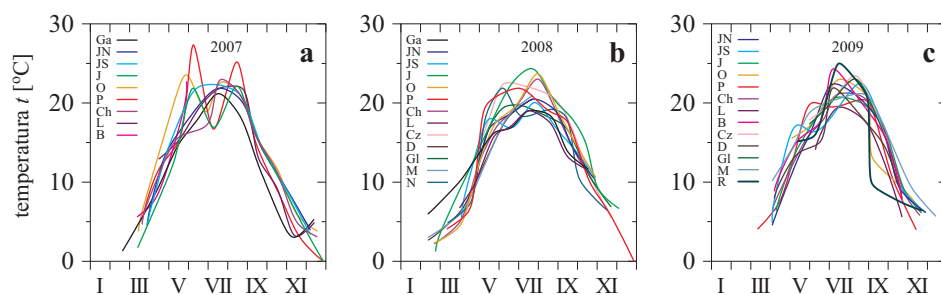
Zestawienie termogramów dla poszczególnych lat dla wszystkich badanych jezior przedstawione jest na rysunku 1.8. Naturalnie, tutaj też możemy dostrzec opisane wcześniej prawidłowości. Rysunek pokazuje, w jakim zakresie zmieniały się temperatury wody w różnych jeziorach poddanych zbliżonym oddziaływaniom atmosferycznym. Widzimy, że generalnie amplituda zmian temperatur między jeziorami nie jest zbyt wielka i najczęściej nie przekracza kilku stopni, za wyjątkiem wspomnianych już jezior humusowych i małych, płytkich jezior, w których zmiany temperatur mogą zachodzić bardzo szybko. Przykładem takiego zbiornika jest



Rys. 1.7. Przebieg temperatury wody powierzchniowej w jeziorach Pyszne, Chotkowskie, Jeleń, Łebsko, Obłęż, Gardno, Głębokie, Czarne, Niezabyszewskie i Rybiec w latach 2006–2009

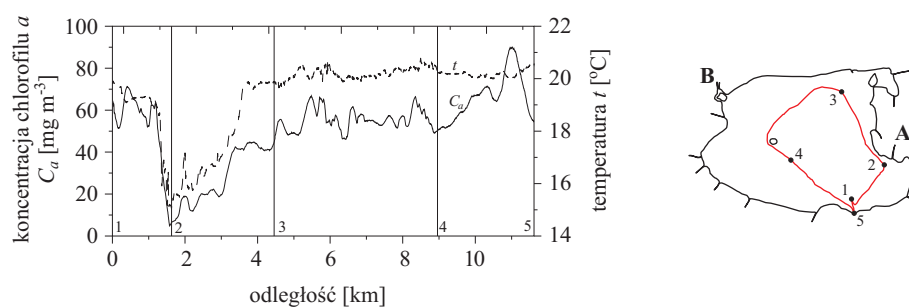
jeziro Rybiec, które wyraźnie wyróżnia się w zestawieniu z 2009 roku (Rys. 1.8c).

Osobnym zagadnieniem jest jednorodność temperatury na powierzchni zbiornika wodnego. Jeziora o niewielkich powierzchniach, bez odizolowanych zatok (Boruja, Chotkowskie itd.), cechują się względnie jednolitym rozkładem temperatury na całej powierzchni. Rozkład temperatur powierzchniowych jest dużo bardziej skomplikowany w przypadku znacznego rozczłonkowania masy jeziornej, czy też zróżnicowanego osłonięcia jej brzegów. Ważnym czynnikiem modyfikującym temperaturę w akwenu jest także wlewanie się do jeziora wody rzecznej lub morskiej. W przypadku płytkich jezior



Rys. 1.8. Roczne temperatury wody powierzchniowej badanych jezior Pomorza w latach: a) 2007, b) 2008, c) 2009. Oznaczenia symboli jezior zamieszczono poniżej w tabeli 1.2

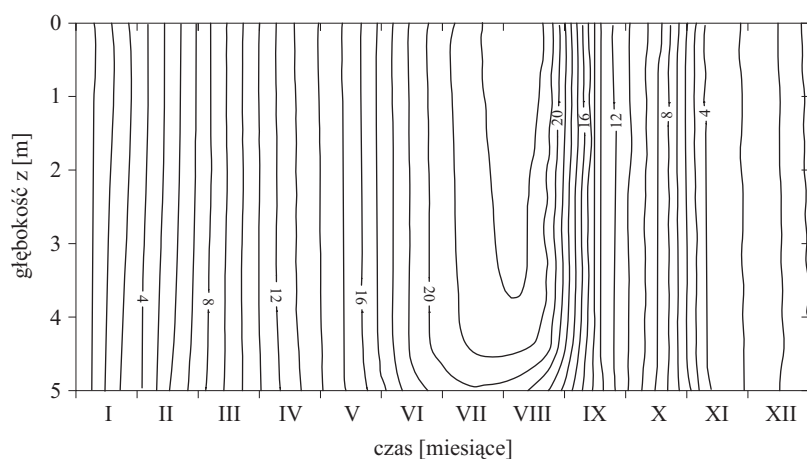
przymorskich takie wlewy wód morskich mogą zmieniać temperaturę na znacznym obszarze (Chlost i Cieśliński, 2005; Cieśliński, Drwał i Chlost, 2009). Przykładowy efekt zmiany temperatury wody przez rzekę Łupawę wpływającą do jeziora Gardno został przedstawiony na rysunku 1.9.



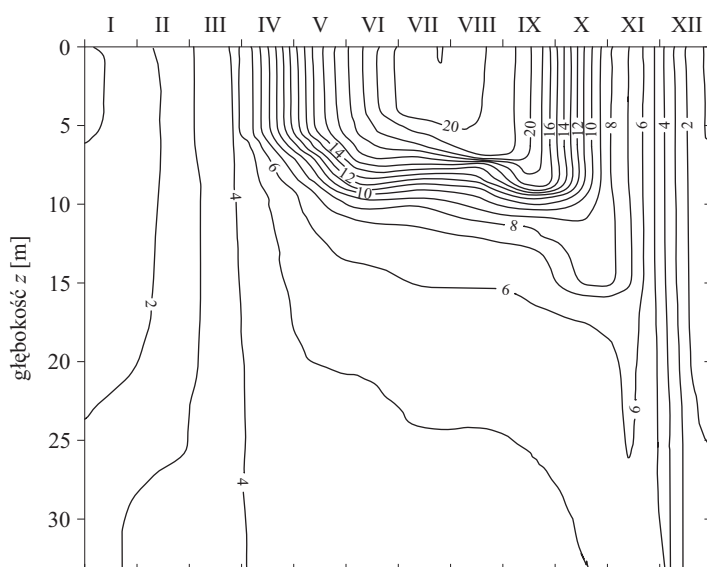
Rys. 1.9. Zmiany koncentracji chlorofilu  $a$  (linia ciągła) oraz temperatury (linia przerywana) wzdłuż transektu przedstawionego na mapce jeziora umieszczonej z prawej strony wykresu, zrealizowanego na jeziorze Gardno 22.09.2006 r. Wartości koncentracji chlorofilu zostały wyznaczone przy pomocy fluorymetru zanurzeniowego PrimProd (p. podrozdział 2.1). Oznaczenia na rysunkach: 1, 2, 3, 4, 5 – stacje pomiarowe, A – ujście rzeki Łupawy, B – kanał łączący jezioro Gardno z Bałtykiem (Ficek i Wielgat-Rychert, 2009)

**Pionowy rozkład temperatury** wody w badanych jeziorach związany jest głównie z głębokością akwenu. Jeziora płytkie, tj. o głębokości kilku metrów, są generalnie zbiornikami polimiktycznymi<sup>7</sup>. Woda w nich głównie pod

<sup>7</sup>Jeziora polimiktyczne – typ miktyczny jeziora – jeziora charakteryzujące się częstym pionowym mieszaniem wód.



Rys. 1.10. Typowy pionowy rozkład rocznego zróżnicowania temperatury w jeziorze polimiktycznym (Łebsko 2009 r.)



Rys. 1.11. Typowy pionowy rozkład rocznego zróżnicowania temperatury w głębokim jeziorze dimiktycznym (Jeleń 2009 r.)

wpływem wiatru ulega częstemu mieszaniu do dna, w związku z tym najczęściej ma wyrównaną temperaturę w pionie lub zróżnicowaną w niewielkim stopniu (Rys. 1.10). W zbiornikach głębszych, w których strefy przydenne są okresowo odizolowane od bezpośredniego oddziaływania czynników zewnętrznych, układy termiczne są niewspółmiernie bardziej złożone i zmienne

w przebiegu rocznym (p. Rys. 1.11). Generalnie, głębokie jeziora Pomorza są zbiornikami dimiktycznymi<sup>8</sup>, w których w ciągu roku najczęściej obserwujemy dwa okresy mieszania (cyrkulacja wiosenna i jesienna) rozdzielone dwoma okresami stagnacji (stagnacja letnia i zimowa). Cykle rocznych zmian temperatur w jeziorach Polski są przedmiotem analiz wielu prac (patrz np. Kawecka i Eloranta, 1994; Jędrasik, 1995; Choiński, 2007). Poniżej przedstawiono tylko kilka typowych struktur termicznych zaobserwowanych w badanych jeziorach. Ich prezentacja ułatwi zrozumienie pionowych profili charakterystyk biogeochemicznych przedstawionych w dalszych rozdziałach tej pracy.

Na Pomorzu oprócz jezior, w których obserwujemy typowe profile termiczne i w których wyraźnie wyróżnić można trzy warstwy wody: epilimnion<sup>9</sup>, metalimnion<sup>10</sup> i hypolimnion<sup>11</sup> (p. Rys. 1.11), obserwujemy jeziora o strukturach termicznych mniej wyraźnych. Ich misy jeziorne są na tyle głębokie, że w zbiornikach tych wykształca się termoklina, jednak nie są wystarczająco głębokie, by mogła zachować się w nich chłodna woda przydenna (hypolimnion). O jeziorach takich mówimy, że mają niepełną stratyfikację – np. Chotkowskie, Obłężę, Boruja Mała. Przykładowy rozkład temperatury w okresie roku dla takiego jeziora przedstawiono na rysunku 1.12a. Nie zawsze jednak tylko głębokość decyduje o tym, że mamy do czynienia z taką sytuacją. Warto zwrócić uwagę na wykresy temperatury w humusowym jeziorze Pyszne (Rys. 1.12b). Jezioro to ma mniejszą głębokość maksymalną od jeziora Chotkowskiego i należałoby oczekiwać, że występują w nim podobne struktury termiczne. Z uwagi jednak na bardzo małą przejrzystość wód tego humusowego jeziora i związaną z tym niewielką penetrację światła słonecznego obserwujemy w nim w pełni ukształtowany hypolimnion.

Termogramy przedstawione na rysunku 1.13 ukazują ogólną tendencję obserwowaną w jeziorach dimiktycznych Pomorza, stopniowe zmniejszanie

---

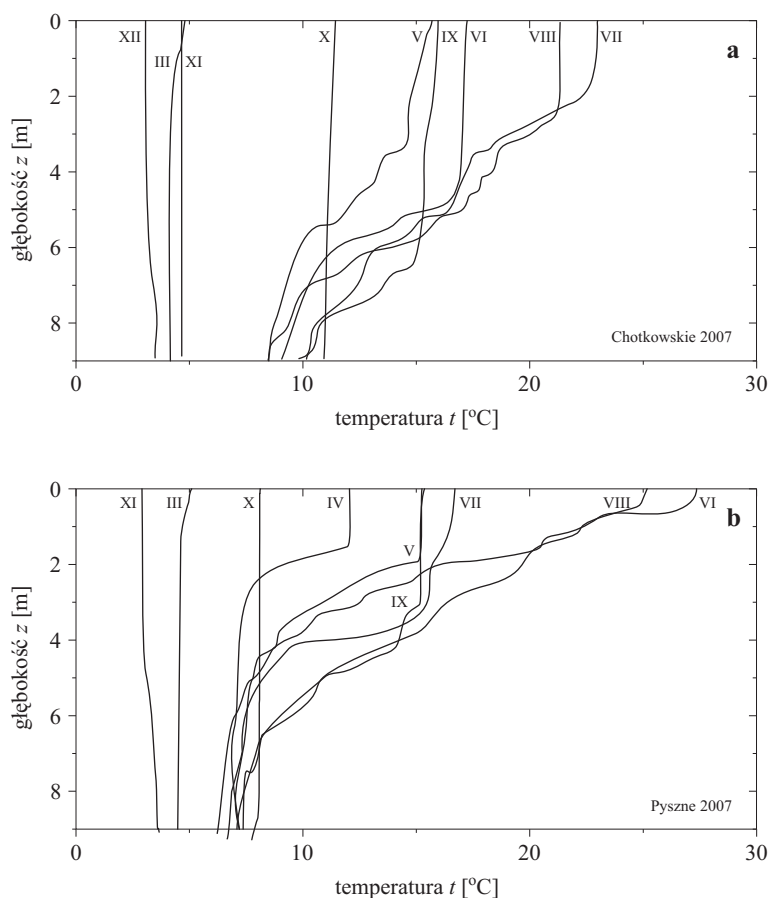
<sup>8</sup>Jeziora dimiktyczne – typ miktyczny jeziora – jeziora charakteryzujące się dwukrotnym w ciągu roku pionowym mieszaniem wód (wiosną i jesienią, gdy woda odpowiednio wzrasta i spada do 4°C).

<sup>9</sup>Epilimnion – górna warstwa wody w jeziorze. W okresie letnim warstwę tę stanowi nagrzana woda o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, której temperatura obniża się stopniowo wraz z głębokością.

<sup>10</sup>Metalimnion – środkowa, stosunkowo cienka warstwa wody w jeziorze, w której (w okresie stagnacji letniej) znajduje się warstwa skoku termicznego (termoklina) oraz zwykle skoku stężenia innych substancji chemicznych. Metalimnion rozdziela warstwy epilimnionu i hypolimnionu.

<sup>11</sup>Hypolimnion – dolna warstwa wody w jeziorze. W okresie lata stanowi ją warstwa wody o ustalonej niskiej temperaturze. W warstwie tej najczęściej występują duże koncentracje składników biogennych i deficyty tlenowe.



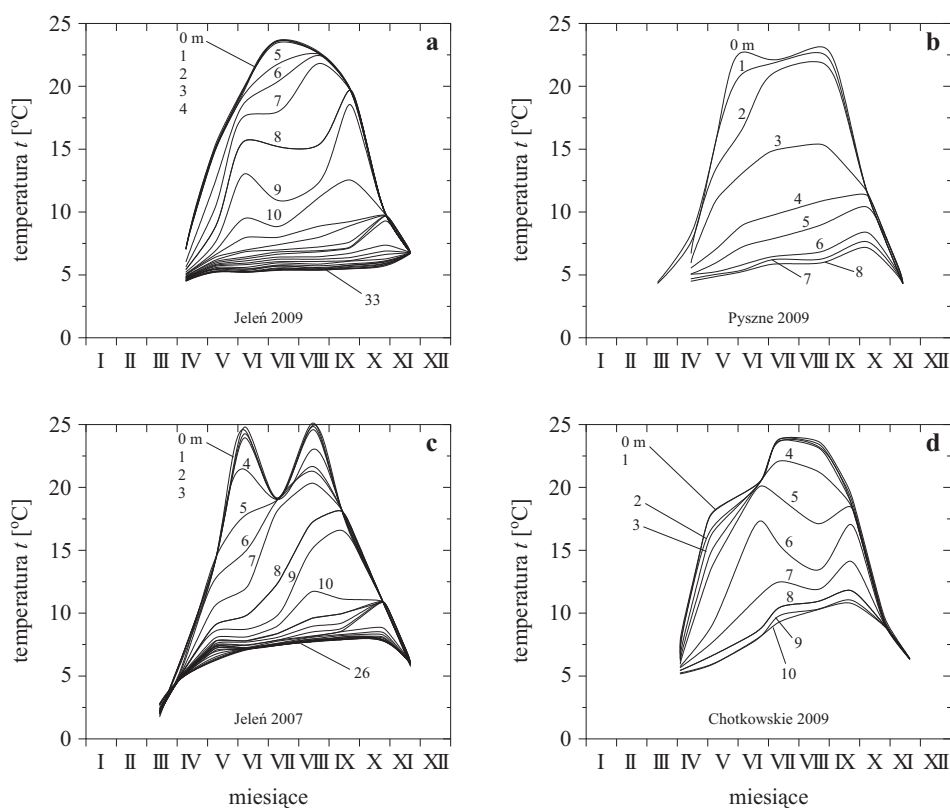


Rys. 1.12. Pionowy rozkład rocznego zróżnicowania temperatury w dwóch jeziorach o zbliżonych głębokościach maksymalnych, ale różniących się przezroczystością i barwą wody: a) Chotkowskie, b) Pyszne

się amplitudy i opóźnienie nagrzewania się (przesunięcie fazowe) wraz ze wzrastającą głębokością. Wykresy pokazują, że najczęściej w badanych jeziorach warstwa wymieszana o prawie jednakowej temperaturze rozciąga się do głębokości około 3 m, natomiast znaczne sezonowe wahania temperatury mogą docierać na głębokość kilkunastu metrów. W skrajnych przypadkach, np. w jeziorze Jeleń, dochodzą one do głębokości około 15 m, a poniżej głębokości 20 m temperatura zmienia się w niewielkim stopniu (około  $5^{\circ}\text{C}$ ). W jeziorach humusowych, z ciemną silnie absorbującą światło wodą (Rys. 1.13b) proces nagrzewania się wody przebiega inaczej. Płytką penetracja światła powoduje, że szybko nagrzewają się wody powierzchniowe. Natomiast już na głębokości 4 m zmiany temperatury obserwowane są w niewielkim stopniu.

Na rysunku 1.13 możemy zaobserwować, że temperatura wody przydennej nawet w głębokich jeziorach wykazuje zróżnicowanie i wyraźny cykl roczny. Najniższe wartości obserwujemy w okresie zimowym, od cyrkulacji wiosennej następuje stopniowe nagrzewanie się warstw wody przydennej z maksimum obserwowanym jesienią. Trend wzrostowy zostaje przerwany przez stopniowe wychładzanie wód w całej objętości w czasie cyrkulacji jesiennej. Niektórzy autorzy (Olszewski, 1959; Olszewski i Paschalski, 1959; Paschalski, 1963) uważają, że te rozkłady temperatury są efektem zróżnicowanego mieszania wiatrowego, które zależy od ekspozycji jeziora na oddziaływanie wiatru, czyli od odsłonięcia i stopnia nasilenia wiatru. Temperatura wody przydennej została nawet przyjęta przez Olszewskiego za podstawę klasyfikacji pod względem miktycznym jezior Pojezierza Mazurskiego.

Warstwa metalimnionu pełni bardzo istotną rolę z punktu widzenia procesów biologicznych zachodzących w akwenach. Występujący w niej gradient



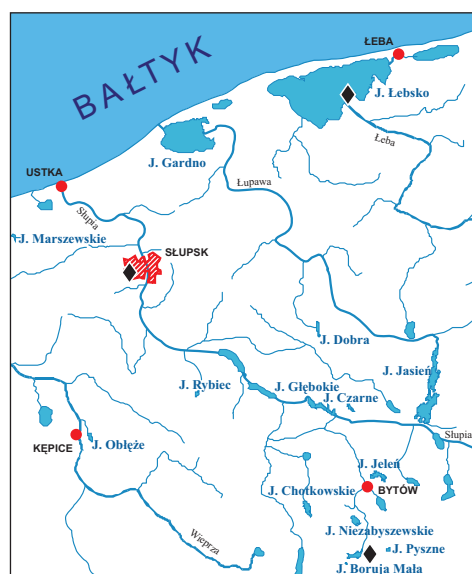
Rys. 1.13. Roczne cykle zmienności uwarstwienia termicznego występującego na różnych głębokościach w wybranych jeziorach: a) Jeleń 2009, b) Pyszne 2009, c) Jeleń 2007, d) Chotkowskie 2009

temperatury i związana z tym zmiana gęstości wody stanowi skuteczną barierę odcinającą zasobną w biogeny wodę głębinową od wody powierzchniowej, w której na skutek procesów życiowych zasób dostępnych biogenów szybko się wyczerpuje. Dodatkowym efektem, który obserwujemy w tej warstwie, jest utrudnione przemieszczanie się organizmów żywych takich jak fitoplankton. Fitoplankton swobodnie unoszący się w toni wodnej ma taką samą gęstość jak otaczający go ośrodek. Przemieszczenie się glonów na większe głębokości musiałoby być powiązane ze zwiększeniem ich średniej gęstości, co najczęściej jest bardzo trudne do zrealizowania. W efekcie w obrębie metalimnionu obserwujemy zwiększoną koncentrację organizmów planktonowych i innych zawiesin. Duża koncentracja OAC w tej warstwie przyczynia się do zwiększonej absorpcji światła, w rezultacie obserwujemy szybki spadek oświetlenia z głębokością, a nawet, przy bardzo dużych maksymalnym koncentracji, odcięcie światła do głębszych warstw.

### 1.3. Ogólna charakterystyka badanych jezior

Początki większości jezior Pomorza związane są z okresem ostatniego zlodowacenia i działalnością pokrywającego te tereny lądolodu. Z tej też przyczyny najczęściej spotykane są tutaj jeziora rynnowe, charakteryzujące się wydłużonymi kształtami mis, z często występującymi przegłębieniami i płyciznami, dużymi spadkami stoków dna oraz znacznymi głębokościami. W strefie przymorskiej Bałtyku występują jeziora o bardziej złożonej genezie – jeziora przybrzeżne; charakteryzujące się słoną wodą, znaczną powierzchnią i stosunkowo niewielką głębokością. Pełniejszą charakterystykę różnych typów jezior można znaleźć np. w pracach: Lange (1993), Szmeja (2006), Choiński (2007).

Spośród dużej liczby jezior występujących na terenie Pomorza wybrano 15, których lokalizacja pokazana jest na rysunku 1.14. Starano się je wybrać tak, aby właściwości ich wód jak najpełniej odzwierciedlały różnorodność spotykanych tutaj jezior. Ogólnie wybrane jeziora możemy podzielić, stosując kilka kryteriów. Ze względu na lokalizację można bardzo ogólnie podzielić je na dwie grupy: jeziora przybrzeżne (Łebsko, Gardno) oraz jeziora położone w głębi lądu. Ze względu na typ trofii można podzielić je na: mezotroficzne jeziora – Jeleń, Boruja Mała, Czarne, Marszewskie, Jasień Północny i Południowy, eutroficzne jeziora – Obłęż, Dobra, Niezabyszewskie, Głębokie, Chotkowskie, hipertroficzne jeziora – Gardno, Łebsko i Rybiec oraz humusowe jezioro Pyszne. Żadne z badanych jezior nie spełnia kryteriów pozwalających zakwalifikować je do jezior oligotroficznych, chociaż w pewnych okresach wody najczystsze z nich (jezioro Jeleń) spełniały



Rys. 1.14. Lokalizacja badanych jezior. Symbolem ◆ oznaczono położenie stacji mierzącej oświetlenie

te kryteria. Dwa z badanych jezior Gardno i Łebsko znajdują się w granicach Słowińskiego Parku Narodowego, natomiast kolejne dwa Jeleń oraz Boruja Mała ze względu na występującą w ich wodach reliktoową roślinność zaliczane są do jezior lobeliowych. Na jeziorach tych w latach 2004–2010 przeprowadzono szereg pomiarów wybranych parametrów biooptycznych.

Dane morfometryczne badanych jezior przedstawiono w tabeli 1.2. Rozkład wielkości powierzchni badanych jezior przedstawia się następująco: 6 jezior znalazło się w przedziale wielkości od 10 do 50 ha, 3 inne miały powierzchnie w granicach pomiędzy 50 a 100 ha. Powierzchnia 5 jezior była większa niż 100 ha, a jedno miało powierzchnię mniejszą od 10 ha. Przeważają więc zdecydowanie zbiorniki średnie. Dziewięć z nich jest jeziorami przepływowymi, sześć jest bezodpływowa zalegająca w nieckach terenu. Ze względu na głębokości maksymalne tylko w trzech głębokość przekracza 30 m, w dwóch zawiera się w przedziale 20 do 30 m, a w pięciu od 10 do 20 m. Maksymalna głębokość w pozostałych badanych zbiornikach nie przekracza 10 m. Głębokość średnia ma szczególnie niskie wartości dla jezior przybrzeżnych (poniżej 2 m). Niewielka głębokość i duża powierzchnia powoduje, że są one bardzo podatne na zewnętrzne warunki klimatyczne. Większość omawianych tu jezior ma w większym lub mniejszym stopniu zlewnie odlesione i na tych obszarach znajdują się: pola uprawne, pastwiska lub ugory. W zlewniach większości jezior z omawianej tu grupy występują bory mieszane oraz lasy z udziałem buka i sosny.

Bliższe informacje dotyczące morfometrii badanych jezior oraz hydrochemii można znaleźć w opracowaniach Jańczaka (1997), Choińskiego (2006)

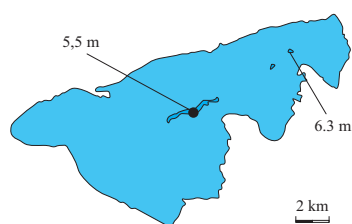
Tabl. 1.2. Wybrane charakterystyki morfometryczne badanych jezior wg Jańczak (1997), w nawiasach podano wartości powierzchni tych jezior wg Choińskiego (2006). W kolumnie symbol podano oznaczenie danego jeziora, które będzie używane na rysunkach w dalszej części pracy

Lp.	Jezioro	Symbol	Powierzchnia [ha]	Głębokość maksymalna [m]	Głębokość średnia [m]	Objętość [tys. m <sup>3</sup> ]
1	Łebsko	L	7140,0 (7020,0)	6,3	1,6	117521,0
2	Gardno	Ga	2468,1 (2337,5)	2,6	1,3	30950,5
3	Pyszne	P	11,7 (10,0)	10,2	3,5	409,5
4	Niezabyszewskie	N	48,4 (45,0)	5,3	2,7	1294,5
5	Głębokie	Gl	107,5 (96,0)	31,2	11,5	12348,0
6	Czarne	Cz	18,0 (20,0)	14,0	5,3	954,0
7	Chotkowskie	Ch	56,7 (52,5)	10,3	5,4	3058,5
8	Obłęż	O	62,4 (62,5)	8,9	6,2	3728,5
9	Jasień Południowy	JS	336,7	22,6	7,8	26052,4
10	Jasień Północny	JN	240,5	32,2	9,7	21996,4
11	Dobra	D	28,5 (32,5)	12,0	4,8	1368,0
12	Marszewskie	M	18,0 (20,0)	20,0	6,5	1162,6
13	Boruja Mała	B	7,6 (5,2)	10,5	5,9	456
14	Jeleń	J	88,9 (79,0)	33,2	9,5	8461,1
15	Rybiec	R	14,2 (12,5)	2,8	1,6	227,2

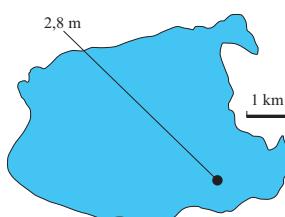
oraz raportach Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Gdańsku. Szkice batymetryczne badanych jezior wraz z zaznaczeniem miejsca przeprowadzenia pomiarów zamieszczono w tabeli 1.3.

Tabl. 1.3. Lokalizacja i szkice batymetryczne badanych jezior. Lokalizację miejsca wykonania pomiarów wskazuje znacznik (●)

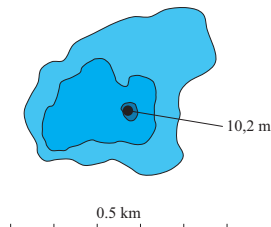
**Łebsko** ( $54^{\circ}42,8'N$ ,  $17^{\circ}24,7'E$ ) przybrzeżne, przepływowe (rzeka Łeba), bezpośrednie połączenie z M. Bałtyckim, powierzchnia zlewni bezpośredniej 13 780 ha, 24,1% lasy, 32,8% użytki rolne i 43,1% inne\*



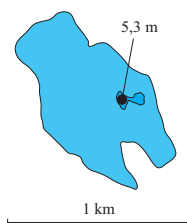
**Gardno** ( $54^{\circ}39,4'N$ ,  $17^{\circ}07,1'E$ ) przybrzeżne, przepływowe (rzeka Łupawa), bezpośrednie połączenie z M. Bałtyckim, powierzchnia zlewni bezpośredniej 3560 ha, 28,7% lasy, 58,7% użytki rolne i 12,6% inne\*



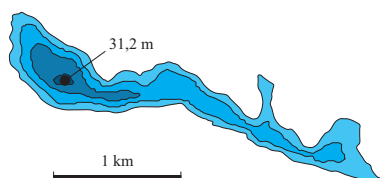
**Pyszne** ( $54^{\circ}05,8'N$ ,  $17^{\circ}30,7'E$ ) bezodpływowe, otoczone lasami i użytkami rolnymi, sąsiaduje z torfowiskiem wysokim



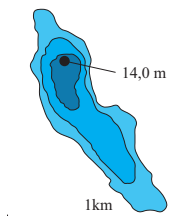
**Niezabyszewskie** ( $54^{\circ}07,7'N$ ,  $17^{\circ}25,8'E$ ) przepływowe, otoczone lasami i użytkami rolnymi



**Głębokie** ( $54^{\circ}16,7'N$ ,  $17^{\circ}23,7'E$ ) przepływowe (Ślupia), powierzchnia zlewni bezpośredniej 620 ha, 72,3% lasy, użytki rolne 12,3% i 15,4% inne\*

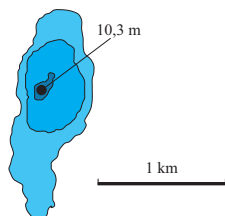


**Czarne** ( $54^{\circ}16,5'N$ ,  $17^{\circ}26,5'E$ ) bezodpływowe, otoczone lasami, sąsiaduje z torfowiskiem wysokim

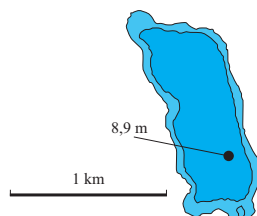


Tabl. 1.3. (ciąg dalszy)

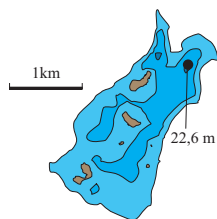
**Chotkowskie** ( $54^{\circ}09,1'N$ ,  $17^{\circ}21,6'E$ ) odpływowe (Jutrzenka), powierzchnia zlewni bezpośredniej 1450 ha, 17,8% lasy, 81,93% użytki rolne\*



**Obłęże** ( $54^{\circ}14,7'N$ ,  $16^{\circ}55,1'E$ ) przepływowe, powierzchnia zlewni bezpośredniej 438 ha, 61,2% lasy, 38,4% użytki rolne i 0,4% inne\*



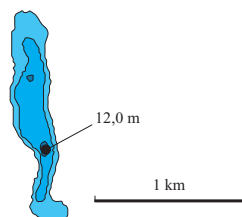
**Jasień Południowy** ( $54^{\circ}16,7'N$ ,  $17^{\circ}35,8'E$ ) przepływowe (rzeka Łupawa), powierzchnia zlewni bezpośredniej 1503 ha, 67,9% lasy i 20,2% użytki rolne, 11,9% inne\*



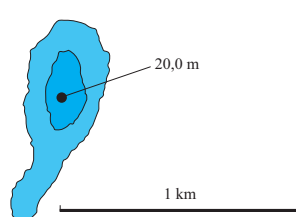
**Jasień Północny** ( $54^{\circ}18,5'N$ ,  $17^{\circ}37,3'E$ ) przepływowe (rzeka Łupawa), powierzchnia zlewni bezpośredniej 2350 ha, 45,5% lasy, 32,0% użytki rolne i 22,5% inne\*



**Dobra** ( $54^{\circ}23,4'N$ ,  $17^{\circ}20,3'E$ ) przepływowe, otoczone lasami i użytkami rolnymi

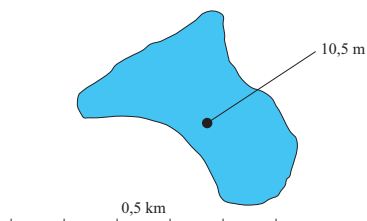


**Marszewskie** ( $54^{\circ}30,5'N$ ,  $16^{\circ}42,7'E$ ) przepływowe, powierzchnia zlewni bezpośredniej 52 ha, 11,5% lasy, 77,0% użytki rolne i 11,5% inne\*

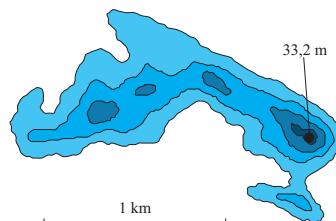


Tabl. 1.3. (ciąg dalszy)

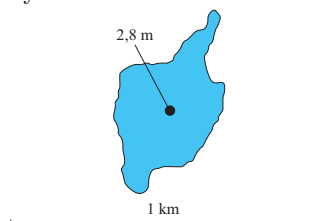
**Boruja Mała** ( $54^{\circ}16,7'N$ ,  $17^{\circ}35,8'E$ ) bezodpływowe, lobeliowe, powierzchnia zlewni 45,9 ha, 49,8% lasy i 50,2% użytki rolne\*



**Jeleń** ( $54^{\circ}12,0'N$ ,  $17^{\circ}31,8'E$ ) bezodpływowe, lobeliowe, powierzchnia zlewni 312 ha, 30,1% lasy, 66,7% użytki rolne, 3,2% inne\*



**Rybiec** ( $54^{\circ}17,8'N$ ,  $17^{\circ}09,5'E$ ) odpływowe, otoczone lasami i użytkami rolnymi



\* dane z komunikatów o stanie czystości jezior zrealizowanych przez Inspekcję Ochrony Środowiska Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Gdańsku, Delegatura w Słupsku.



## Rozdział 2

# Zmienność koncentracji optycznie aktywnych składników (OAC) i ich wpływ na przezroczystość ( $z_{SD}$ ) badanych wód

Przepływ i oddziaływanie światła w zbiornikach wodnych uwarunkowane są właściwościami optycznymi wody oraz właściwościami różnych optycznie aktywnych składników (OAC) zawartych w tej wodzie, w tym szczególnie zawiesiny cząstek ciał stałych (SPM) i rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych (CDOM) (p. np. Dera, 2003; Woźniak i Dera, 2007). W zbiornikach naturalnych, w tym w jeziorach, istotne jest oddziaływanie światła słonecznego, które w zależności od zawartości tych optycznie aktywnych składników działa z różnym skutkiem w tych wodnych środowiskach. Światło słoneczne dostarcza energii, która zasila proces fotosyntezy materii organicznej w wodzie; energia słoneczna pochłonięta przez wodę ogrzewa masy wodne; energia słoneczna pochłonięta przez różne substancje chemiczne (szczególnie rozpuszczone substancje organiczne) dostarcza energii dla ich rozłożenia (Kirk, 1996). Ilość energii promieniowania słonecznego przenikającego do wód jeziora oraz jego skład spektralny ulegają zmianom wraz z głębokością w toni wodnej, w wyniku oddziaływania tego promieniowania z różnymi optycznie aktywnymi składnikami tych wód (OAC). Słoneczne światło rozproszone wstecz w toni wodnej i wychodzące z wód jeziora zawiera sygnał wykorzystywany do zdalnej optycznej detekcji koncentracji OAC w wodzie. Eutrofizacja i zanieczyszczenie wód jeziora mogą znacząco zmienić zawartość OAC w jego toni wodnej, modyfikując tym sposobem ilość i skład widmowy promieniowania słonecznego przenikającego do głębszych warstw wody. Na tej podstawie charakterystyki optyczne wody i podwodne pola światła mogą być wykorzystane jako wskaźniki ekologicznego stanu danego środowiska wodnego.

W wodach badanych jezior koncentracje OAC znacząco przewyższają te spotykane w otwartych oceanach i morzach, a zakres ich zmienności jest bardzo duży. Choć liczbę publikacji opisujących optyczne właściwości jezior jest znacząco niższa niż podobnych publikacji dla mórz i oceanów, to jednak zainteresowanie jeziorami pod tym względem ciągle wzrasta. Początkowo, badano głównie rzeczywiste i pozorne właściwości wód (p. np. Bukata i in., 1979; Davies-Colley i Vant, 1987; Koenings i Edmundson, 1991; Kirk, 1996). Później, większą uwagę zwrócono na interpretację spektralnej refleksyjności i możliwość optycznych pomiarów charakterystyk jezior za pomocą satelitów (p. np. Vertucci i Likens, 1989; Gitelson i in., 1993, Gons, 1999, Pierson i Strombeck, 2000; Kalio i in., 2001; Kutser i in., 2005a,b; Dall’Olmo i Gitelson, 2005, 2006; Richardson i LeDrew, 2006; Koponen, 2006; Miller, Del Castillo i Mckee, 2007; Qin, 2008). Jednakże publikacji zawierających kompletne zestawy danych optycznych, biologicznych, chemicznych dotyczących OAC i temperatur z jezior, zmierzonych wielokrotnie przez kolejne lata, praktycznie się nie spotyka. Najbardziej kompletne zestawy danych zawierające zebrane informacje o właściwościach optycznych jezior ze stosunkowo bliskiego nam obszaru Skandynawii i Estonii (strefa borealna) możemy znaleźć w pracach: Erm i in. (2002), Arst (2003), Ott i Kõiv (2005), Paavel (2008), Paavel, Arst i Herlevi (2008).

Jeziora Polski objęte są badaniami realizowanymi w ramach badań Państwowego Monitoringu Środowiska. Placówki Inspektoratu Ochrony Środowiska prowadzą badania jezior według „Instrukcji systemu oceny jakości jezior” oraz w ramach sieci krajowej PMS (sieć reperowa). Badaniami są objęte głównie jeziora o powierzchni powyżej 100 ha oraz inne, ważne pod względem gospodarczym i przyrodniczym. Standardowo mierzona jest głębokość Secchiego oraz niektóre ze składników OAC, takie jak koncentracja chlorofilu oraz sucha masa zawiesiny. Poszczególne jeziora badane są najczęściej w cyklach kilkuletnich. Powoduje to, że dla konkretnego jeziora liczba pomiarów jest najczęściej bardzo mała i rozrzucona niesystematycznie w czasie. Wyjątkiem są tutaj jeziora reperowe, dla których badania są wykonywane znacznie częściej. Takim jeziorem na terenie badanym przez autora jest jezioro Jasiń. Jednak nawet dla tych monitorowanych jezior nie jest mierzony pełny komplet parametrów biooptycznych, zawierający pomiary optyczne i koncentracje głównych składników OAC. Najczęściej mierzona jest tylko głębokość Secchiego oraz koncentracja chlorofilu.

Dla jezior Pomorza pojawiło się kilka opracowań, w których przedstawiono rezultaty pomiarów przezroczystości wody i koncentracji niektórych optycznie aktywnych substancji. Pewną liczbę danych zawierających koncentracje składników OAC zawartych w jeziorach położonych w zlewni rzeki

Łupawy przedstawiono w pracy Korzeniewskiego (1992). W pracy Olekso-wicza (1988) znajdujemy dane o koncentracjach chlorofilu i masie zawiesin SPM dla trzech zróżnicowanych troficznie jezior Pojezierza Kaszubskiego (Bory Tucholskie) badanych z częstotliwością około raz w miesiącu w roku 1983. Przedstawiono tam także wyniki badań zmienności sezonowej wyżej przedstawionych wielkości. Pewne elementy opisu składników OAC w jeziorach przybrzeżnych pojawiają się w pracach Korzeniewskiego (1992) i Trojanowskiego (2003). Informacje o niektórych składnikach OAC oraz wielkościach charakteryzujących przezroczystość wody zbadanych w jeziorach Kaszubskiego Parku Krajobrazowego znajdujemy w pracach Nowińskiego, Lange i Maślanki (2005) oraz Borowiaka (2005, 2007a,b).

## 2.1. Metody i materiał stosowane przez autora w badaniach jezior Pomorza

W latach 2004–2010 autor tej rozprawy przeprowadził badania 15 zróżnicowanych troficznie jezior na terenie Pomorza. Kompleksowe pomiary biooptyczne w tych jeziorach wykonywane były z częstością około raz w miesiącu w okresie wolnym od lodu (najczęściej od marca do grudnia). Ponadto w latach 2006 i 2010, z uwagi na dogodne warunki, zrealizowano także pomiary zimą pod lodem. W początkowym okresie, w roku 2004 i 2005 epizodycznie wykonano pomiary biofizyczne w jeziorach Jeleń i Boruja. Od roku 2006 zaczęto bardziej systematycznie pomiary stopniowo także zwiększając ilość badanych jezior (patrz kolumna 4 w tabeli 2.1). Na niewielkich akwenach pomiary przeprowadzano w jednym punkcie, w miejscu występowania maksymalnej głębokości. W przypadku jezior większych, bardziej zróżnicowanych batymetrycznie, pomiary wykonywano w dwóch (Jasień Południowy) lub trzech miejscach (Jasień Północny, Jeleń). W jeziorach przybrzeżnych (Łebsko, Gardno), w zależności od warunków atmosferycznych, liczba punktów pomiarowych oscylowała od 3–7. Na Jeziorze Gardno w roku 2006 i 2007 dodatkowo przeprowadzono ciągle pomiary temperatury i fluorescencji chlorofilu wzdłuż transektów obejmujących znaczne obszary jeziora (Ficek i Wielgat-Rychert, 2009).

Okresy obserwacji przeprowadzonych w poszczególnych jeziorach, liczby ekspedycji i liczby stacji poboru prób przedstawiono w tabeli 2.1. Jeziora są uszeregowane w porządku rosnącym średnich wartości głębokości Secchiego  $z_{SD}$  (podane też w tabeli symbole jezior zostały później użyte na wykresach).

Woda powierzchniowa do analiz była pobierana plastikowym naczyniem z około 20 cm warstwy pod powierzchnią jeziora. Próbkę z głębszych warstw

Tabl. 2.1. Zestawienie okresów i liczb pomiarów biooptycznych przeprowadzonych w różnych jeziorach Pomorza podczas sezonów wegetacyjnych w latach 2004–2010

Lp.	Nazwa jeziora	Okres obserwacji	Liczba ekspedycji	Liczba stacji <sup>3</sup>
1	Łebsko	2007–2010	30	3
2	Gardno	2006–2010	45	3
3	Pyszne	2006–2010	28	1
4	Rybiec	2009–2010	10	1
5	Niezabyszewskie	2008	9	1
6	Głębokie	2008–2010	15	1
7	Chotkowskie	2006–2010	28	1
8	Dobra	2008–2010	11	1
9	Czarne	2008–2010	15	1
10	Obłęże	2007–2010	25	1
11	Jasień Południowy	2007–2010	25	3
12	Jasień Północny	2007–2010	22	2
13	Marszewskie	2008–2010	10	1
14	Boruja Mała	2004–2010	24	1
15	Jeleń	2004–2010	34	3

pobierane były batometrem. Objętość każdej pobranej próbki wody do analiz wynosiła ok. 5 dm<sup>3</sup>. Podstawą wyboru głębokości pobrania wody do analiz były uprzednio zmierzone w miejscu badań pionowe rozkłady temperatury wody oraz fluorescencji chlorofilu. W głębokich jeziorach stratyfikowanych najczęściej pobierano próbki z czterech głębokości: (1) z powierzchni, (2) z głębokości występowania maksymalnej fluorescencji chlorofilu, (3) tuż nad termokliną, oraz (4) tuż nad dnem. W przypadku płytkich jezior polimiktycznych pobierano wodę tylko spod powierzchni.

Pomiary koncentracji chlorofilu  $a$  w wodzie,  $C_a$ , wykonano standardową metodą spektrofotometryczną (Jeffrey i Humprey, 1975). Pobrane próbki przesączało przez filtry Whatman GF/F, przy podciśnieniu do 35 kPa. Ilość przesączonej wody zależała od zawartości chlorofilu i wynosiła 0,3–2,5 dm<sup>3</sup>. Ekstrakcje przeprowadzano w 90% roztworze wodnym acetonu. Pigmenty ekstrahowano, przetrzymując próby przez okres 24 godzin w ciemności w lodówce. Ekstrakt odwirowywano ( $2320 \times g^1$ , 20 min). Pomiary widma absorpcji światła wykonywano za pomocą spektrofotometru Hitachi U 2810.

Do określania przezroczystości wody użyto białej tarczy tzw. krążka Secchiego<sup>2</sup> o średnicy 30 cm. W tej pracy przezroczystość jest rozumiana jako

<sup>1</sup>g – wartość przyspieszenia ziemskiego ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ).

<sup>2</sup>Tak określaną przezroczystość wód będziemy w tej pracy nazywać zasięgiem widzenia dysku Secchiego lub też krótko głębokością Secchiego i oznaczać  $z_{SD}$ .

<sup>3</sup>Miejsca przeprowadzania pomiarów podane są w rozdziale 1 (p. tabela 1.3).

wyrażona w metrach głębokość, na której opuszczana na linie w głąb jeziora w godzinach południowych biała tarcza przestaje być widoczna. W przypadku kiedy słońce było widoczne, pomiary wykonywane były po zaciętej stronie łodzi.

Współczynniki absorpcji rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych ( $a_{CDOM}$ ) w badanej wodzie jeziornej wyznaczano metodą optyczną, z różnicy widm absorpcji próbki wody przefiltrowanej i widma osłabiania wody naturalnej, nie filtrowanej. Dokładniej metodyka tych pomiarów została opisana w rozdziale 4.1.

Koncentracja zawiesiny cząstek ciał stałych ( $C_{SPM}$ ) została wyznaczona przez określenie jej suchej masy zebranej na filtrze z określonej objętości wody. W zależności od koncentracji zawiesin przesączało się od 0,2 do 2 dm<sup>3</sup> wody. Do filtrowania wody stosowano szklany filtr typu GF/F z porami 0,7 μm Whatman zalecany w opisach standardowych procedur pomiarów zawiesin (van der Linde, 1998). Nie używano membranowych filtrów z porami 0,22 μm, ponieważ woda wielu jezior jest zbyt bogata w materię zawieszoną i uległyby one szybkiemu zatkaniu. „Błędy filtra” popełniane przy użyciu tej metody w jeziorach eutroficznym, jak sygnalizuje Sipelgas i in. (2003), szacuje się na około 3–4,5% (za Arst, 2003). Wyodrębnienie części nieorganicznej (PIM) i organicznej (POM) z ogółu zawiesiny (SPM) zrealizowano przez powtórne dwukrotne zważenie sączka przed i po wyprażeniu przez 30 minut w temperaturze 550°C. Masę części organicznej zawiesiny  $m_{POM}$  otrzymano przez odjęcie  $m_{PIM}$  od  $m_{SPM}$  (gdzie:  $m_{SPM}$  – masa zawiesiny po wysuszeniu,  $m_{PIM}$  – masa składowej nieorganicznej zawiesiny po wygrzaniu w temperaturze 550°C,  $m_{POM}$  – masa składowej organicznej zawiesiny).

Do pomiarów pionowych rozkładów fluorescencji chlorofilu w jeziorach wykorzystano fluorometr zanurzeniowy typu Pump Probe (PrimProd – Eco-Monitor, Rosja), skonstruowany do pomiarów koncentracji chlorofilu, działający w oparciu o metodykę opracowaną przez zespół profesora Falkowskiego (Falkowski i in., 1985, 1986; Ostrowska, 2001; Matorin i in., 2004). Sonda tego fluorometru wyposażona jest także w kwantomierz, czujnik temperatury i głębokościomierz. Przyrząd ten zanurzano w wodzie i opuszczano powoli aż do dna zbiornika. Zintegrowany z nim kwantomierz wykorzystano do pomiarów podwodnych oświetleń sumarycznych  $E_{d,PAR}$  w zakresie długości fal od 400 do 700 nm, użytecznym dla fotosyntezy (PAR). Przyrząd rejestrował wyniki w sposób ciągły z interwałem czasowym 1 s. Pozwoliło to, w zależności od szybkości opuszczania przyrządu, zarejestrować około 10–20 pomiarów na każdym 1 m głębokości. W miarę możliwości pomiary wykonywane były przy stałych warunkach pogodowych (bezchmurnie lub stałe zachmurzenie). W czasie analiz otrzymane dane były przeglądane pod kątem występowania różnych anomalii mogących wystąpić w czasie pomiaru

(identyfikowanych jako zaburzenia w głębokościowych profilach) powodowanych przez fale na powierzchni akwenu bądź chmury. Te sporadyczne anomalie były usuwane bądź eliminowane przez interpolację, bądź uśrednianie. Dla poszczególnych warstw, stosując metodę regresji nieliniowej, wyznaczono uśredniony współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d, PAR}$ . Definicje współczynnika  $K_d$  można znaleźć w podrozdziale 7.3.

## 2.2. Zmienność koncentracji OAC i przezroczystości wody w badanych jeziorach

Jak już wspomniano we wstępie, właściwości optyczne wód determinują wiele procesów zachodzących w jeziorach. Obecność w wodach naturalnych wielu optycznie aktywnych składników, takich jak materia zawieszona wraz z fitoplanktonem i zawiesiną mineralną, rozpuszczone substancje organiczne i inne (np. pęcherzyki powietrza, kropelki olejów) wpływają na osłabianie i skład spektralny podwodnych pól światła. Poniżej na kolejnych wykresach (oznaczonych literą a) rysunków od 2.1 do 2.5 przedstawione są wartości średnie pięciu parametrów środowiska wodnego związanych z optycznie aktywnymi substancjami w wodzie, wyznaczone z pomiarów w kolejnych latach w górnej, eufotycznej warstwie wód jezior Pomorza. Są to następujące wielkości:

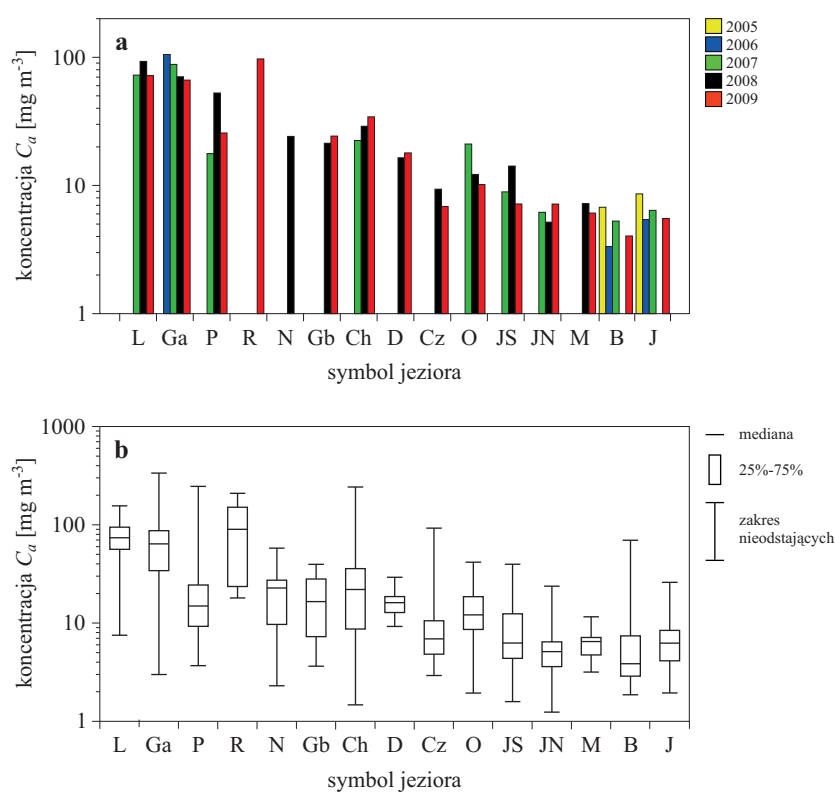
- koncentracja chlorofilu *a*,  $C_a$ ,
- koncentracja materii zawieszonej,  $C_{SPM}$ ,
- współczynnik absorpcji światła w paśmie 440 nm, przez rozpuszczoną materię organiczną,  $a_{CDOM(440)}$ ,
- przezroczystość wody wyrażona zasięgiem widzenia krążka Secchiego,  $z_{SD}$ ,
- współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego,  $K_{d, PAR}$ , w przedziale spektralnym PAR.

Jak widać z tych rysunków, pomimo dużego zróżnicowania wartości tych parametrów w poszczególnych jeziorach, ich wartości w kolejnych latach utrzymują się na zbliżonym poziomie. Można zatem powiedzieć, że zmienność międzyletnia w poszczególnych jeziorach jest niewielka i akwenty te zachowują swoje odrębne, charakterystyczne dla nich stany troficzne.

Wartości minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz średnia dla wszystkich pomiarów (oddzielnie dla każdej z tych pięciu zmiennych) zrealizowanych w poszczególnych jeziorach w całym okresie badawczym są przedstawione odpowiednio na rysunkach 2.1b–2.5b (oznaczone literą b).

Wartości liczbowe tych parametrów podane są w tabelach 2.2–2.6. Jeziora, z których dane przedstawiono na rysunkach i w tabelach zostały uszeregowane wg wzrastającej przezroczystości wód, określonej zasięgiem widzenia dysku Secchiego  $z_{SD}$ .

Zebrane dane pozwoliły na pokazanie dużego zróżnicowania właściwości badanych jezior. Biorąc po uwagę wody wszystkich tych jezior, koncentracje chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , różniły się w nich w bardzo szerokim przedziale wartości: od  $1,3 \text{ mg m}^{-3}$ , charakterystycznych dla wód bliskich oligotrofii, do  $336 \text{ mg m}^{-3}$ , tj. wód hipertroficznyc. Podobnie duże zróżnicowanie wykazuje koncentracja materii zawieszanej  $C_{SPM}$ : od  $0,8$  do  $265 \text{ g m}^{-3}$ , i także wartości współczynnika absorpcji  $a_{CDOM}(440)$ : od  $0,18$  do  $17,4 \text{ m}^{-1}$ . Duże różnice w koncentracji OAC znalazły oczywiście także swoje odzwierciedlenie w charakterystykach przezroczystości wody. Zasięg widzenia dysku



Rys. 2.1. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości koncentracji chlorofilu  $a$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

Tabl. 2.2. Zakresy zmienności, wartości średnie i odchylenia standardowe SD koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , a także sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

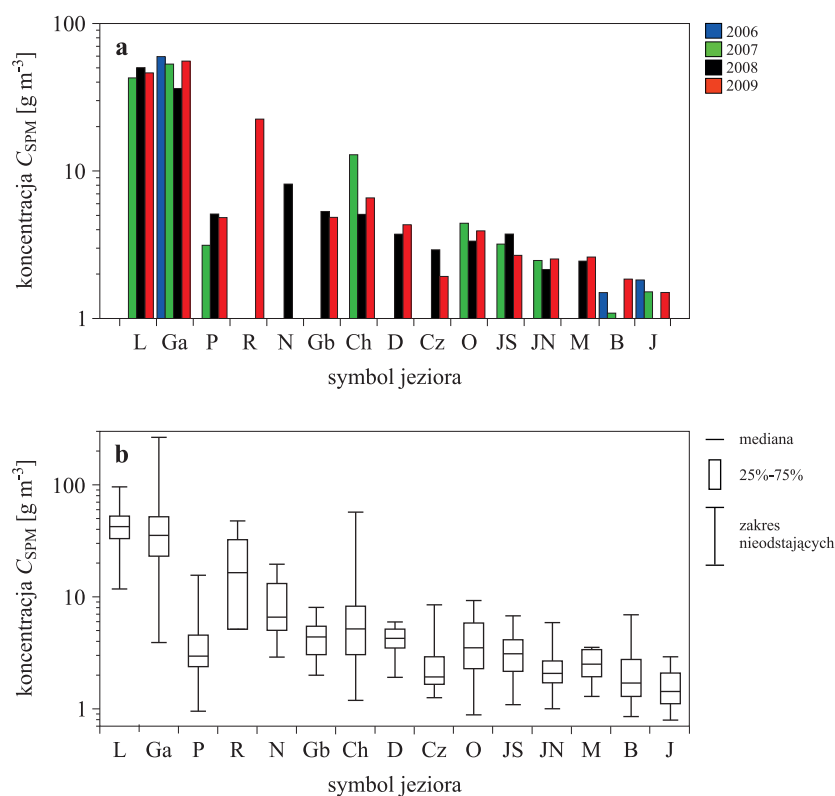
Lp.	Nazwa jeziora	Koncentracja $C_a$ [ $\text{mg m}^{-3}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	7,6–155,9	74,9	23,3	137
2	Gardno	3,0–336,2	72,3	78,7	88
3	Pyszne	3,7–244,9	26,5	49,8	71
4	Rybiec	18,1–209,4	97,1	66,4	6
5	Niezabyszewskie	2,3–58,0	24,1	19,6	10
6	Głębokie	3,7–39,8	18,3	11,8	48
7	Chotkowskie	1,5–243,0	29,5	23,3	71
8	Dobra	9,6–29,3	17,0	7,6	9
9	Czarne	2,9–92,6	14,0	8,3	42
10	Oblężę	2,0–41,8	14,8	8,5	69
11	Jasień Południowy	1,6–39,8	9,8	9,1	75
12	Jasień Północny	1,3–23,8	6,4	5,4	60
13	Marszewskie	3,2–11,6	6,7	2,9	10
14	Boruja Mała	1,9–69,9	9,0	14,5	76
15	Jeleń	2,0–26,1	6,9	4,3	101
16	Razem	1,3–336,2	30,4	33,4	873

Secchiego dla ogółu tych jezior zmieniał się w zakresie od zaledwie 0,17 m w jeziorach hipertroficznym do ok. 7 m w spotykanych tu najbardziej przezroczystych jeziorach lobeliovych. Podobnie duże różnice wykazuje współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia:  $0,4 < K_{d, \text{PAR}} < 12 \text{ m}^{-1}$ .

Zebrany obszerny materiał eksperymentalny pozwala na scharakteryzowanie wód jezior z badanego obszaru Pomorza pod względem ich właściwości biooptycznych. Dodatkowo, ponieważ okresy obserwacji i liczby zbieranych danych pomiarowych były zbliżone, podane tu zestawienia danych i wykresy umożliwiają porównanie poszczególnych jezior pomiędzy sobą i określenie ich typów oraz wyciągnięcie wniosków dla pojedynczego typu jeziora.

W badanych jeziorach głównym źródłem materii zawieszanej SPM jest fitoplankton. Obserwujemy stąd wysoką korelację pomiędzy SPM i koncentracją fitoplanktonu oraz charakterystykami optycznymi wód zależnymi od tych substancji. Dokładniej analizy tych zależności są przedstawione w dalszych częściach tego rozdziału (rozdział 2.4). Jak należało oczekiwać, najwyższe koncentracje  $C_a$  i  $C_{\text{SPM}}$  obserwujemy w jeziorach hipertroficznym (Gardno, Łebsko, Rybiec), natomiast najniższe w ubogich jeziorach





Rys. 2.2. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości koncentracji materii zawieszonyj  $C_{SPM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartyl oraz mediana

lobeliowych (Jeleń i Boruja Mała). Zaskakująco wysoka jest także koncentracja tych substancji w wodach powierzchniowych humusowego jeziora Pyszne.

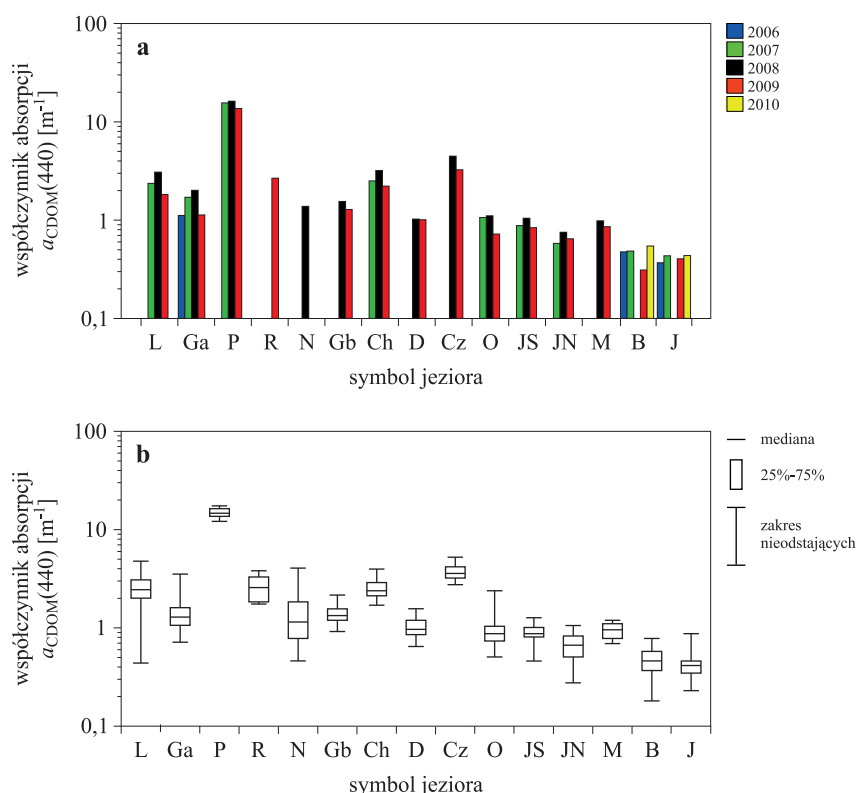
Jak już wspomniano, badane jeziora zostały uszeregowane wg wzrastających wartości głębokości Secchiego. Spowodowało to niemal automatyczne uszeregowanie tych jezior wg wzrastających wartości koncentracji chlorofilu  $C_a$  i materii zawieszonyj  $C_{SPM}$ . Można stąd wysnuć wniosek, że te dwa składniki OAC są głównymi elementami determinującymi stopień przezroczystości badanych wód – wzrost koncentracji  $C_a$  i  $C_{SPM}$  obniża głębokość zasięgu widzialności krążka Secchiego  $z_{SD}$ . Koncentracja trzeciego składnika OAC, tzn. rozpuszczonych substancji organicznych, jest najbardziej stała i typowa dla każdego jeziora. Naturalnie najwyższe jej wartości są notowane w jeziorach humusowych, których przedstawicielem jest jezioro

Tabl. 2.3. Zakresy zmienności, wartości średnie i odchylenia standardowe SD koncentracji substancji zawieszonych  $C_{\text{SPM}}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Koncentracja $C_{\text{SPM}}$ [ $\text{g m}^{-3}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	11,8–96,0	47,0	15,8	56
2	Gardno	3,9–265,3	55,4	56,0	66
3	Pyszne	1,0–15,7	4,2	3,2	60
4	Rybiec	5,2–47,7	22,5	14,1	8
5	Niezabyszewskie	2,9–19,6	8,2	5,2	9
6	Głębokie	2,0–8,1	5,1	1,8	49
7	Chotkowskie	1,2–57,1	6,6	8,1	64
8	Dobra	1,9–5,7	4,0	1,3	6
9	Czarne	1,3–8,5	2,5	1,8	44
10	Oblężę	0,9–9,3	4,1	2,2	61
11	Jasień Południowy	1,1–6,8	3,2	1,4	56
12	Jasień Północny	1,0–5,9	2,4	1,3	51
13	Marszewskie	1,3–3,6	2,5	0,8	8
14	Boruja Mała	0,9–6,9	2,2	0,6	30
15	Jeleń	0,8–2,9	1,6	0,6	48
16	Razem	0,8–256,3	11,5	17,0	616

Pyszne. Stosunkowo duże wartości tego składnika obserwujemy też w jeziorach Czarne, Chotkowskie, Rybiec, Łebsko i Gardno, natomiast najniższe wartości rozpuszczonych substancji organicznych notowano w lobeliowych jeziorach Jeleń i Boruja Mała. Warto zauważyć, że te dwa ostatnie jeziora charakteryzowały się też najmniejszą zawartością materii zawieszanej i chlorofilu  $a$ . Jak widzimy, porównując rysunki 2.3 i 2.4, rozpuszczone substancje organiczne dużo słabiej korelują z głębokością Secchiego, chociaż ogólny trend został zachowany: spadek  $z_{\text{SD}}$  wraz ze wzrostem  $C_{\text{CDOM}}$ .

Analiza wartości minimalnych, maksymalnych oraz odchyłeń standardowych pokazuje, że pod względem zmienności właściwości biooptycznych w czasie, niektóre jeziora wydają się bardziej stałe niż drugie. Na przykład, względna zmienność  $C_a$  oraz  $C_{\text{SPM}}$  w warstwie powierzchniowej jest raczej mała w jeziorach Jeleń, Boruja Mała, Jasień Północny, Marszewskie, relatywnie duże zakresy zmian  $C_a$  i  $C_{\text{SPM}}$  zostały dostrzeżone w jeziorach Gardno, Niezabyszewskie, Chotkowskie i Pyszne. W przypadku jezior płytkich tak duże wahania koncentracji są uzasadnione resuspensją materii z dna zbiornika w czasie mieszania wiatrowego. Na tle innych jezior płytkich wyróżnia się jezioro Łebsko. W centralnej części akwenu jego wody charakte-



Rys. 2.3. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości współczynnika absorpcji światła przez rozpuszczone w wodzie kolorowe substancje organiczne  $a_{CDOM(440)}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

ryzowały się, przez cały trzyletni okres obserwacji, prawie stałym, wysokim poziomem  $C_a$  i  $C_{SPM}$ .

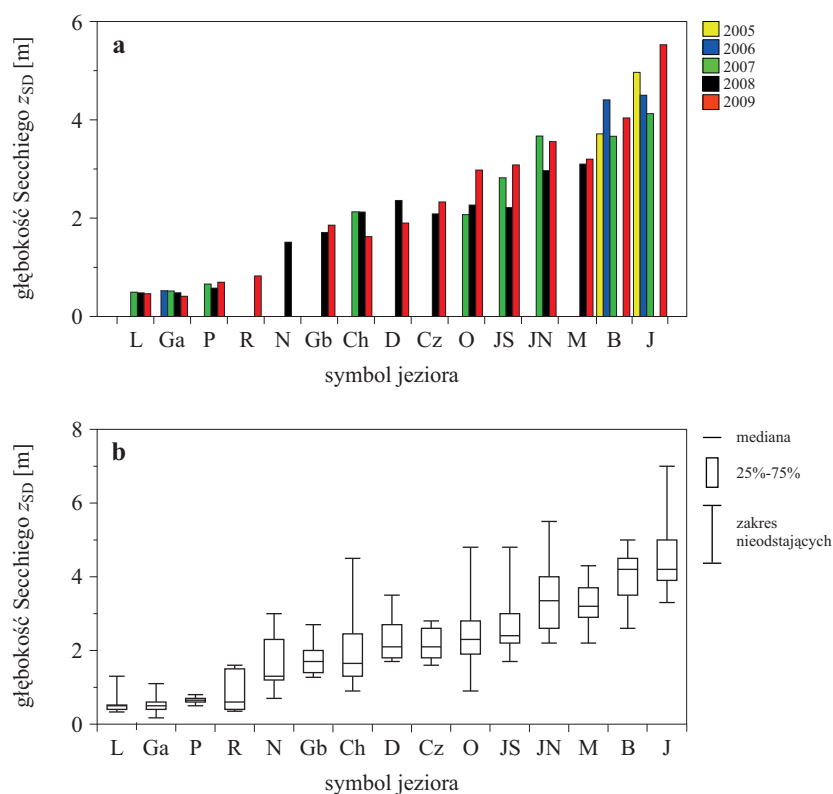
Zmienność trzeciego składnika OAC, koncentracji CDOM, wyznacznikiem którego jest  $a_{CDOM(440)}$ , w indywidualnym jeziorze jest stosunkowo nieduża, jak widać na rysunku 2.3 najczęściej znacznie mniejsza niż ich zmiana pomiędzy różnymi jeziorami. Największe względne różnice zostały zmierzone w jeziorach Łebsko i Gardno oraz Głębokie i Boruja Mała, natomiast najmniejsze w jeziorze Pyszne.

Zagadnieniem, które wymaga pewnego zasygnalizowania, jest problem jednorodności wód na obszarze całego akwenu. W przypadku mniejszych jezior bez odizolowanych zatok przeprowadzone przez autora pomiary przeprowadzone na kilku stacjach ujawniły bardzo niewielkie zmiany przestrzenne. W jeziorach z bardziej zróżnicowaną batymetrią dna i urozmaiconą

Tabl. 2.4. Zakresy zmienności, wartości średnie oraz odchylenia standardowe SD współczynnika absorpcji światła przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne  $a_{\text{CDOM}}(440)$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Współczynnik absorpcji $a_{\text{CDOM}}(440)$ [ $\text{m}^{-1}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	0,44–4,77	2,42	0,87	73
2	Gardno	0,71–3,52	1,45	0,62	46
3	Pyszne	12,11–17,43	14,99	1,53	36
4	Rybiec	1,74–3,81	2,66	0,61	10
5	Niezabyszewskie	0,46–4,05	1,38	1,08	9
6	Głębokie	0,92–2,16	1,39	0,36	22
7	Chotkowskie	1,70–4,01	2,58	0,64	37
8	Dobra	0,64–1,57	1,03	0,28	14
9	Czarne	2,75–5,23	3,81	0,70	22
10	Obłęż	0,50–2,39	0,94	0,30	44
11	Jasień Południowy	0,46–1,27	0,91	0,16	34
12	Jasień Północny	0,28–1,05	0,67	0,20	27
13	Marszewskie	0,69–1,19	0,91	0,18	8
14	Boruja Mała	0,18–0,78	0,45	0,14	25
15	Jeleń	0,23–0,87	0,41	0,11	41
16	Razem	0,18–17,43	2,38	3,61	448

linią brzegową, jak jeziora Jasień Północny czy Południowy, obserwujemy już większe niejednorodności. Nawet w jeziorze Jeleń, którego woda w obrębie głównego basenu była stosunkowo jednorodna, w izolowanej zatoce zwanej Małym Jeleniem wykazywała zupełnie inne właściwości. Zatoka ta oddzielona od głównej części jeziora dużym wypłyconiem charakteryzowała się wodą o zupełnie innych parametrach biooptycznych. W przypadku dużych jezior przybrzeżnych (np. Gardno, Łebsko) właściwości wody mogą wykazywać znaczne różnice w różnych ich częściach (p. np. Ficek i Wielgat-Rychert, 2009). Specyfika tych jezior, bezpośrednie połączenie poprzez krótki kanał z morzem powodują, że w obszarze przylegającym bezpośrednio do kanału, w niektórych okresach, obserwujemy zjawiska związane z dużymi wlewami wody morskiej do jeziora. Poziom wody np. w jeziorze Gardno czy Łebsko potrafi podnieść się o kilkadziesiąt centymetrów (Chlost i Cieśliński, 2005; Cieśliński i in., 2009). Sytuacja ta wpływa oczywiście na skład i właściwości wody jeziornej. Przykładem tej zmienności właściwości wód jest zaobserwowana w czasie trzyletnich badań, realizowanych w ramach tej pracy na jeziorze Łebsko, zmiana w zasięgu widzenia dysku Secchiego z 0,75 m w jego



Rys. 2.4. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości głębokości Secchiego  $z_{SD}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

centralnej części do 1,3 m w jego części wschodniej (w strefie kanału łączącego jezioro z morzem). Podobnych efektów, związanych z dużą zmiennością właściwości wód, należy oczekiwać w pobliżu ujść rzek do jeziora. Woda w tych obszarach jest zmodyfikowana przez wodę rzeczną.

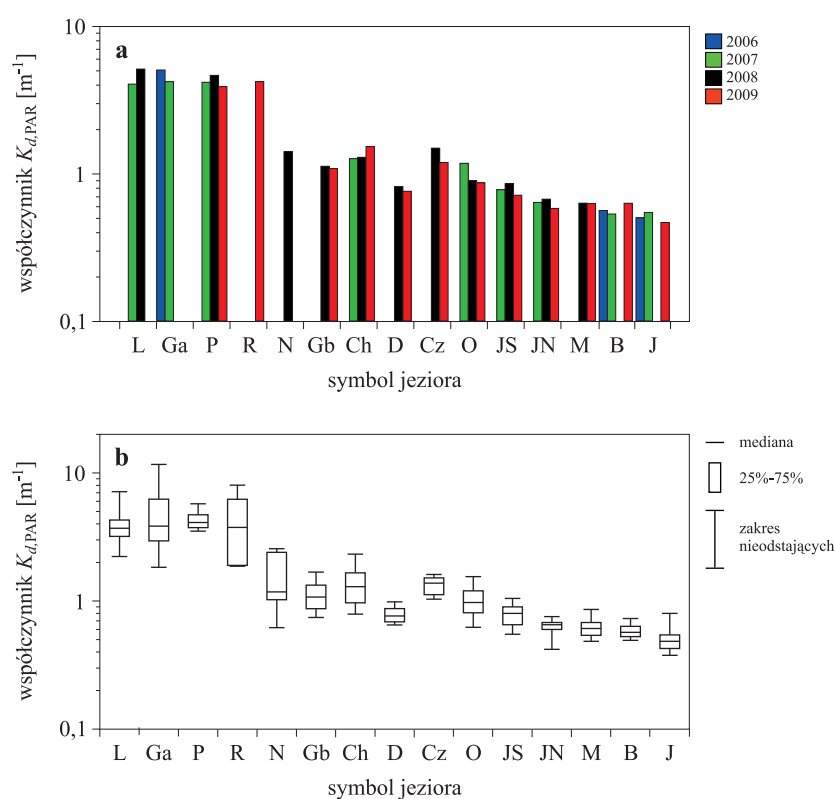
Jak już powiedziano, obserwujemy dobrą korespondencję pomiędzy trzema głównymi składnikami OAC a zakresem propagacji podwodnego oświetlenia. Ich duże koncentracje obserwowane w badanych akwenach powodują, że jeziora charakteryzują się niską przezroczystością  $z_{SD}$  od 0,17 m do 7 m. Duża zmienność koncentracji OAC powoduje, że obserwujemy także duże wahania przezroczystości wód poszczególnych jezior i także wód w obrębie pojedynczego jeziora. Największe średnie głębokości Secchiego zarejestrowano w mezotroficznym jeziorze lobeliowym Jeleń i Boruja Mała (4,7 m, 4,0 m odpowiednio), natomiast najniższą w hipertroficznym jeziorze

Tabl. 2.5. Zakresy zmienności, wartości średnie i odchylenia standardowe SD zasięgu widzenia dysku Secchiego  $z_{SD}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Głębokość Secchiego $z_{SD}$ [m]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	0,4–1,3	0,5	0,1	111
2	Gardno	0,2–1,1	0,5	0,2	43
3	Pyszne	0,5–0,8	0,6	0,1	29
4	Rybiec	0,4–1,6	0,8	0,3	10
5	Niezabyszewskie	0,7–3,0	1,5	0,7	9
6	Głębokie	1,3–2,7	1,8	0,4	15
7	Chotkowskie	0,9–4,5	2,0	1,0	28
8	Dobra	1,7–3,5	2,2	0,6	7
9	Czarne	1,6–2,8	2,2	0,4	15
10	Obłęż	0,9–4,8	2,4	0,9	25
11	Jasień Południowy	1,7–4,8	2,7	0,8	25
12	Jasień Północny	2,2–5,5	3,4	0,9	28
13	Marszewskie	2,2–4,3	3,1	0,7	9
14	Boruja Mała	2,6–5,0	4,0	0,7	24
15	Jeleń	3,3–7,0	4,7	1,0	31
16	Razem	0,2–7,0	2,2	0,3	409

racz Łebsko, Gardno i Rybiec oraz humusowym jeziorze Pyszne (0,5 m, 0,5 m, 0,8 m, 0,6 m odpowiednio). Należy jednak zaznaczyć, że na skutek wspomnianej już dużej zmienności, głębokości maksymalne i minimalne  $z_{SD}$  mogą znacznie różnić się od wartości średnich. Przykładowo w najbardziej przejrzystych jeziorach maksymalne zaobserwowane  $z_{SD}$  osiągały: w jeziorze Jeleń 7 m, w jeziorze Jasień Północny 5,5 m, a w Borui Małej 5,0 m. Dużą przezroczystość zaobserwowano też w okresie jesiennym w jeziorze Chotkowskie ( $z_{SD} = 4,5$  m). Natomiast najniższe wartości głębokości Secchiego zostały zmierzone w hipertroficznym jeziorze Gardno (0,17 m), Łebsko (0,35 m) i Rybiec (0,35 m) oraz humusowym jeziorze Pyszne (0,5 m).

W rozdziale 2.1 opisano metodykę pomiarów i sposób wyznaczania współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d, PAR}$  zastosowane w tej pracy. Wyniki pomiarów tego współczynnika uzyskane w jeziorach Pomorza zostały przedstawione w tabeli 2.6 oraz na rysunku 2.5. Jak widać, obserwowany w różnych jeziorach zakres zmienności tego współczynnika jest bardzo duży. Najniższe jego wartości notowano w jeziorach najbardziej przejrzystych, takich jak Jeleń, Boruja oraz Jasień Północny, których wody zawierają niskie koncentracje optycznie aktywnych składni-



Rys. 2.5. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie wyznaczone dla poszczególnych lat, b) odchylenie standardowe, zakres zmienności dla wszystkich danych z kolejnych lat

ków OAC. Natomiast najwyższe wartości współczynnika  $K_{d,PAR}$  notowano w humusowym jeziorze Pyszne oraz w płytkich hipertroficznym jeziorach przybrzeżnych Gardno i Łebsko oraz w jeziorze śródlądowym Rybiec. Duże wartości  $K_{d,PAR}$  w żyznych i płytkich jeziorach przybrzeżnych spowodowane są głównie przez zawiesiny, w tym komórki fitoplanktonu, cząstki detrytu oraz cząstki mineralne, których w sumie koncentracje są tutaj duże. Jedne stale funkcjonują w toni wodnej, inne podnoszone są z dna w procesie resuspensji podczas mieszania wód. Płytkość jezior, oraz silnie i często wiejące w strefie brzegowej Bałtyku wiatry, i związana z tym resuspensja materii są główną przyczyną dużej zmienności  $K_{d,PAR}$  w tych jeziorach. Podobnie dużą zmienność obserwujemy w płytkich, usytuowanych w głębi lądu, jeziorach Niezabyszewskie i Rybiec. Natomiast wysoka wartość  $K_{d,PAR} > 3,5 \text{ m}^{-1}$ , zwykle rejestrowana w humusowym jeziorze Pyszne, spowodowana jest

Tabl. 2.6. Zakresy zmienności, wartości średnie i odchylenia standardowe SD współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Współczynnik $K_{d,PAR}$ [ $m^{-1}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	2,23–7,14	3,92	1,42	56
2	Gardno	1,83–11,66	4,76	2,42	42
3	Pyszne	3,51–5,75	4,27	0,62	26
4	Rybiec	1,87–8,02	4,23	2,33	8
5	Niezabyszewskie	0,62–2,56	1,41	0,66	9
6	Głębokie	0,74–1,68	1,11	0,27	15
7	Chotkowskie	0,79–2,32	1,36	0,43	28
8	Dobra	0,65–0,99	0,80	0,12	7
9	Czarne	1,03–1,61	1,34	0,20	14
10	Obłężę	0,62–1,55	0,99	0,24	25
11	Jasień Południowy	0,55–1,05	0,78	0,15	25
12	Jasień Północny	0,42–0,76	0,63	0,08	27
13	Marszewskie	0,48–0,86	0,63	0,13	9
14	Boruja Mała	0,49–0,73	0,59	0,07	16
15	Jeleń	0,38–0,80	0,50	0,10	24
16	Razem	0,38–11,66	1,90	1,63	331

głównie bardzo dużą koncentracją rozpuszczonych organicznych substancji kolorowych CDOM.

Wzajemne relacje pomiędzy poszczególnymi składnikami OAC a współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$  oraz głębokością Secchiego są opisane w podrozdziale 2.4.

### Rezultaty uzyskane przez różnych autorów w innych jeziorach i morzach

Jak już wspomniano, w różnych ośrodkach naukowych pomiary koncentracji składników OAC w jeziorach są prowadzone od wielu lat. Liczba prac zawierających koncentrację chlorofilu  $C_a$  w jeziorach różnych części świata jest bardzo duża. Przykładowe wyniki tych prac możemy znaleźć w publikacjach: Thiemann i Kaufmann (2002) dla polodowcowych jezior północnych Niemiec ( $C_a = 1\text{--}90 \text{ mg m}^{-3}$ ), Floricioiu i in. (2003) dla trzech alpejskich jezior Austrii ( $C_a = 1,4\text{--}5,18 \text{ mg m}^{-3}$ ), Yacobi, Gitelson i Mayo (1995) dla Jeziora Kinneret (Izrael) ( $C_a = 5,1\text{--}185 \text{ mg m}^{-3}$ ), Kirk (1977) dla wewnętrznych



Tabl. 2.7. Wartości koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , koncentracji materii zawieszanej  $C_{SPM}$ , absorpcji światła przez CDOM  $a_{CDOM}$ , głębokości Secchiego  $z_{SD}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$ , zmierzone w jeziorach różnych regionów świata

Lp.	Rejon badań	$C_a$ [ $\text{mg m}^{-3}$ ]			$C_{SPM}$ [ $\text{g m}^{-3}$ ]			$a_{CDOM}(440)$ [ $\text{m}^{-1}$ ]			$z_{SD}$ [m]		$N$	Źródło danych	
		Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia			SD
1	Jezioro Loosdrecht (Holandia)		88,8			24,4					0,6			Zilioli i Brivio (1997)	
	Jezioro Moon (Austria)		8,5			99,4									
	Jezioro Chilko (Kanada)	0,36–0,82			0,66–23,4						–				
2	Jezioro Taihu (Chiny)	1,9–236* <sup>1</sup>	22,2* <sup>1</sup>		3,4–178* <sup>2</sup>			2,6–8,3* <sup>2</sup>	4,17* <sup>2</sup>	1,47* <sup>2</sup>	0,16–1,5* <sup>2</sup>		135* <sup>1</sup> 26* <sup>2</sup>	Yang i in. (2008) Zhang (2008)	
3	Jeziora fińskie i estońskie	0,3–560			1–100			0,65–93* <sup>3</sup>			0,1–13,5		750	Arst (2003)	
4	Jeziora szwedzkie	0,7–10,3	2,2	3,0	0,2–5,4	3,0	2,6		8,3* <sup>4</sup>	5,3* <sup>4</sup>		2,3	1,3	20	Paavel (2008)
	Jeziora fińskie	0,5–20,6	13,7	14,2	1,3–43,1	5,9	7,3		6,6* <sup>4</sup>	2,8* <sup>4</sup>		2,4	1,6	63	
	Jeziora estońskie	1–20,8	20,8	20,4	1,6–84,8	6,6	5,6		3,8* <sup>4</sup>	3,6* <sup>4</sup>		2,7	1,8	54	
	Jezioro Peipus	1,0–84,9	23,5	17,3	1,4–97,3	7,3	5,8	1,3–16,3* <sup>4</sup>	4,6* <sup>4</sup>	2,6* <sup>4</sup>		1,7	0,7	238	
	Jezioro Vanern	0,6–3,1	3,9	1,2	1,3–7,5	1,2	0,4	1,7–7,3* <sup>4</sup>	2,5* <sup>4</sup>	1,1* <sup>4</sup>		4,0	0,6	48	
	Jezioro Vattern	0,2–0,9	2,0	0,5	0,7–3,2	0,6	0,6	0,5–1,3* <sup>4</sup>	0,5* <sup>4</sup>	0,2* <sup>4</sup>		9,0	0,4	22	

Tabl. 2.7. (ciąg dalszy)

Lp.	Rejon badań	$C_a$ [ $\text{mg m}^{-3}$ ]			$C_{\text{SPM}}$ [ $\text{g m}^{-3}$ ]			$a_{\text{CDOM}(440)}$ [ $\text{m}^{-1}$ ]			$z_{\text{SD}}$ [m]		$N$	Źródło danych	
		Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia			SD
5	Jezioro Vortsjarv	19–102	47		3,9–65	18		4,9–14 <sup>*3</sup>	8,6 <sup>*3</sup>		0,2–1,3	0,8		23	Paavel i in. (2008)
6	Jeziora stanu Minnesota (USA)	1.8–397	60,6	115,6	1,0–82,9	14,1	27,8	0,35–11,9	4,3	3,5	0,2–6,1	1,8	1,4	15	Menken i in. 2006)
7	Jezioro Michigan (USA)	1,0–50			4,6–28,9						0,5–9			13	Lathrop i Lillesand (1986, 1989)
8	Jezioro Bodeńskie	1,4–4,4			1,1–2,6			0,13–0,30			2,9–4,5			17	Miksa i in. (2004)
9	Jezioro Garda (Włochy)	0,1–18,14			0,1–5,5			0,02–0,69							Candiani i in. (2005)
10	Bałtyk	4,73–38,0	12,7	8,88	1,18–6,46	2,81	1,42	0,22–0,63	0,35	0,09				57	Babin i in. (2003b)
	Adriatyk	0,81–30,5	5,91	6,49	0,22–11,5	2,39	2,55	0,024–0,30	0,09	0,06				40	
	Morze Śródziemne	0,07–17,7	1,31	2,70	0,25–30,0	4,81	7,09	0,006–0,29	0,05	0,06				63	
	Morze Północne	0,21–48,0	12,5	10,5	0,51–38,6	6,78	7,08	0,05–0,43	0,23	0,09				92	

Objaśnienia: (\*<sup>1</sup>) – na podstawie danych z pracy Yang i in. (2008); (\*<sup>2</sup>) – na podstawie danych z pracy Zhang (2008),  $a_{\text{CDOM}(440)}$  wyznaczone z danych dla długości referencyjnej 355 nm; (\*<sup>3</sup>) –  $a_{\text{CDOM}(440)}$  wyznaczone z danych dla długości referencyjnej 380 nm; (\*<sup>4</sup>) –  $a_{\text{CDOM}(440)}$  wyznaczone z danych dla długości referencyjnej 400 nm.

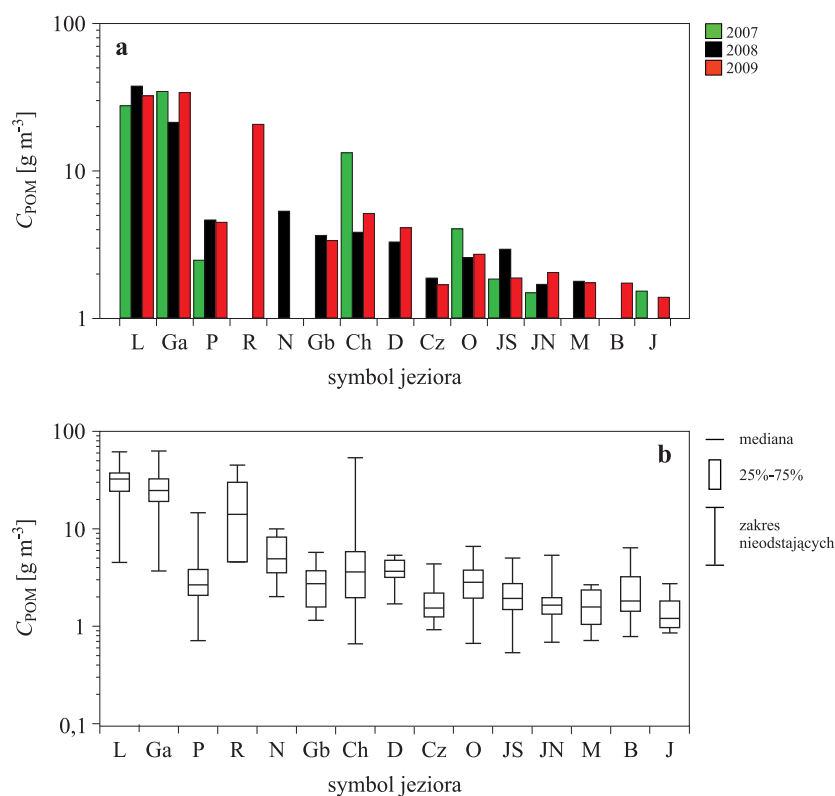
i przybrzeżnych wód Australii ( $C_a = 0,5\text{--}27,9 \text{ mg m}^{-3}$ ), Duan i in. (2007) dla Jeziora Chagan (Chiny) ( $C_a = 6,3\text{--}58,26 \text{ mg m}^{-3}$ ), Jiao i in. (2006) dla Jeziora Tai (Chiny) ( $C_a = 20\text{--}190 \text{ mg m}^{-3}$ ), Lindell i in. (1999) dla 9 jezior norweskich ( $C_a = 2\text{--}95 \text{ mg m}^{-3}$ ), Fraser (1998) dla 27 jezior stanu Nebraska ( $C_a = 1,5\text{--}171,4 \text{ mg m}^{-3}$ ).

Koncentracja  $C_a$  dosyć często mierzona była z niektórymi innymi charakterystykami OAC i czasami z głębokością Secchiego. Rezultaty zawarte w pracy Simisa, Petersa i Gonsa (2007) charakteryzują wody 59 akwenów (jezior i lagun) Holandii i Hiszpanii ( $C_a$  od  $0,5 \text{ mg m}^{-3}$  do  $304 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $z_{SD}$   $0,2\text{--}9,6 \text{ m}$ ). W pracy George i Malthus (2001) scharakteryzowano kilka jezior w północnej Walii, zmierzony w różnych jeziorach zakres wartości  $C_a$  wynosił od  $1,5 \text{ mg m}^{-3}$  do  $1570 \text{ mg m}^{-3}$ . Dla wód jeziora Balaton Tyler i in. (2006) oraz Svab i in. (2005) uzyskali zmienność  $C_a$  od około  $5 \text{ mg m}^{-3}$  do  $1156 \text{ mg m}^{-3}$  oraz  $C_{SPM}$   $2\text{--}40,5 \text{ g m}^{-3}$ . W pracy Gitelson i in. (1993) scharakteryzowano wody kilku jezior i rzek europejskich (jeziora: Balaton, Bajkał, Mügelsee; rzeki: Don, Doniec) oraz Morza Azowskiego i Czarnego, zmierzona koncentracja  $C_a$  zawiera się w przedziale od  $0,1 \text{ mg m}^{-3}$  do  $350 \text{ mg m}^{-3}$ , a koncentracja  $C_{SPM}$  od  $0,1 \text{ g m}^{-3}$  do  $66 \text{ g m}^{-3}$ . Vertucci i Likens (1989) scharakteryzowali wody 44 jezior górskiego regionu Adirondack (USA), zmierzona koncentracja  $C_a$  zawiera się w przedziale od  $0,3 \text{ mg m}^{-3}$  do  $4,8 \text{ mg m}^{-3}$ . Jeziora polarnych regionów Alaski (58 jezior) zostały zbadańe przez Koenings i Edmundson (1991), uzyskano zmienność wartości  $C_a$  od  $0,1 \text{ mg m}^{-3}$  do  $5,6 \text{ mg m}^{-3}$ , a  $z_{SD}$  od  $0,2 \text{ m}$  do  $14,7 \text{ m}$ .

Bardziej kompleksowe dane wybrane z prac różnych autorów zostały przedstawione w tabeli 2.7.

### **2.3. Główne składniki materii zawieszanej (SPM): cząstki materii organicznej (POM), cząstki materii nieorganicznej (mineralne) (PIM) oraz chlorofil *a* (Chl *a*) w badanych jeziorach**

Cząstki materii zawieszanej SPM w wodzie jeziornej są bardzo zróżnicowane nie tylko pod względem ich rozmiarów i kształtów, ale także pod względem właściwości fizycznych oraz budowy chemicznej. Bardzo często materię zawieszoną w wodzie dzieli się na dwie grupy: zawiesinę cząstek materii organicznej POM oraz zawiesinę cząstek materii nieorganicznej PIM. Podział ten jest istotny także z punktu widzenia biooptyki wód. Te dwie różne grupy zawiesin, z uwagi na istotne różnice ich właściwości optycznych,



Rys. 2.6. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości masowej koncentracji zawiesiny cząstek materii organicznej  $C_{POM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

różnie wpływają na podwodne pola światła i modyfikują światło opuszczające akwen, które wykorzystujemy w teledetekcji. Stąd ich koncentracje i wzajemne relacje pomiędzy nimi są przedmiotem badań naukowców zajmujących się teledetekcją wód. Koncentracje tych dwóch komponentów zawiesiny, cząstek POM oraz PIM zmierzone przez autora w jeziorach Pomorza, przedstawione są na rysunkach 2.6 i 2.7 oraz w tabelach 2.8 i 2.9. Jak widać z tych rysunków i tabel, w poszczególnych jeziorach, pomimo dużego zróżnicowania koncentracji tych dwóch wyżej wymienionych grup składników zawiesiny, obserwujemy prawidłowość podobną do opisaną już przy analizie sumarycznej koncentracji zawieszonych materii SPM. To znaczy, że największe koncentracje obu tych grup zawiesin występują w jeziorach płytkich, hipertroficznym, a najniższe w ubogich jeziorach mezotroficznym (lobeliowych).

Tabl. 2.8. Zakresy zmienności, wartości średnie i odchylenie standardowe SD masowej koncentracji zawiesiny cząstek materii organicznej  $C_{\text{POM}}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Koncentracja $C_{\text{POM}}$ [ $\text{g m}^{-3}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	4,62–61,8	31,9	10,7	50
2	Gardno	3,78–63,0	27,3	15,8	26
3	Pyszne	0,7–14,8	3,9	3,3	51
4	Rybiec	4,7–45,3	18,7	15,0	8
5	Niezabyszewskie	2,1–10,1	5,3	2,5	9
6	Głębokie	1,2–5,8	2,9	1,4	49
7	Chotkowskie	0,7–53,9	5,3	3,2	61
8	Dobra	1,7–5,2	3,5	1,2	6
9	Czarne	1,1–4,5	1,8	0,6	44
10	Obłęż	0,7–6,7	3,0	1,5	60
11	Jasień Południowy	0,6–5,1	2,2	1,2	50
12	Jasień Północny	0,7–5,5	1,8	1,1	50
13	Marszewskie	0,7–2,7	1,7	0,8	8
14	Boruja Mała	0,8–6,5	2,4	0,5	23
15	Jeleń	0,9–2,8	1,4	0,6	39
16	Razem	0,6–63,0	7,8	10,7	534

### Zależności pomiędzy masową koncentracją zawieszonyj materii organicznej (POM), nieorganicznej (PIM) i ogółem zawiesiny (SPM)

Wartości przedstawione w tabelach 2.8 i 2.9 pokazują, że w wodach badanych jezior większość materii zawieszonyj stanowią cząstki organiczne. Zależność pomiędzy koncentracją suchej masy wszystkich cząstek zawieszonyj  $C_{\text{SPM}}$  oraz koncentracją suchej masy zawieszonyj cząstek organicznych  $C_{\text{POM}}$  oraz cząstek nieorganicznych  $C_{\text{PIM}}$  przedstawiono na rysunku 2.8. Duży zakres zmienności zarówno  $C_{\text{SPM}}$ , jak i  $C_{\text{POM}}$  oraz  $C_{\text{PIM}}$ , przekraczający dwa rzędy wielkości, pozwala przybliżyć empiryczne zależności pomiędzy tymi wielkościami funkcją potęgową w postaci:

$$C_{\text{POM}} = A (C_{\text{SPM}})^B, \quad (2.1)$$

$$C_{\text{PIM}} = A (C_{\text{SPM}})^B, \quad (2.2)$$

gdzie  $A$  i  $B$  są parametrami tej zależności. Wartości tych parametrów

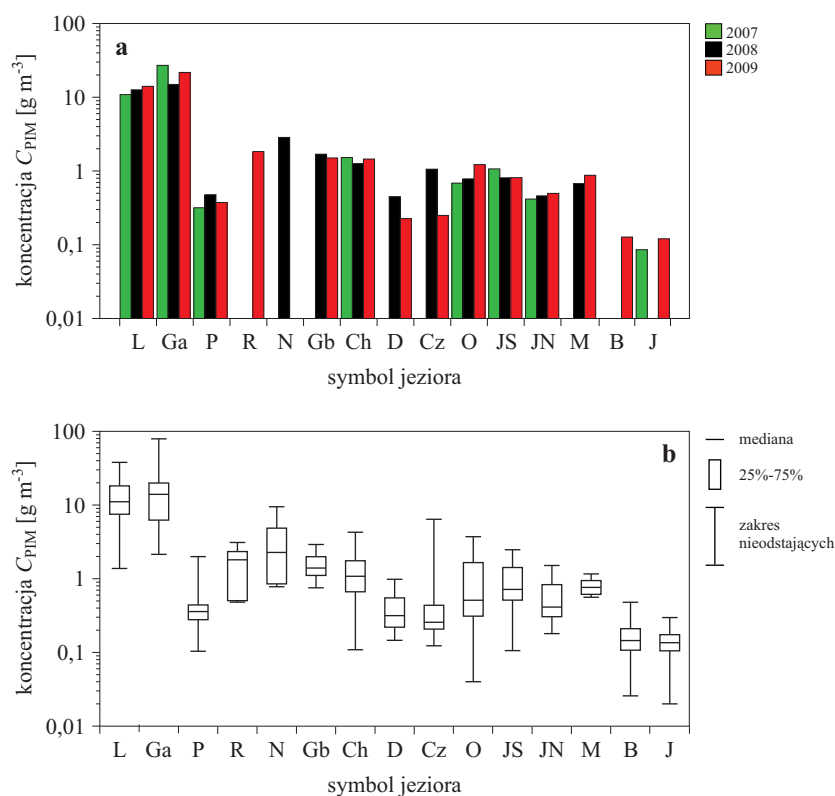
Tabl. 2.9. Zakres zmienności, wartości średnie i odchylenie standardowe SD masowej koncentracji zawiesiny cząstek materii nieorganicznej  $C_{\text{PIM}}$  oraz sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Koncentracja $C_{\text{PIM}}$ [ $\text{g m}^{-3}$ ]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	1,4–37,9	12,3	5,9	50
2	Gardno	2,1–79,1	19,3	22,1	26
3	Pyszne	0,1–2,0	0,5	0,3	51
4	Rybiec	0,5–3,1	1,7	0,9	8
5	Niezabyszewskie	0,8–9,5	2,9	2,8	9
6	Głębokie	1,0–2,9	1,6	0,6	49
7	Chotkowskie	0,1–4,2	1,2	1,0	61
8	Dobra	0,1–1,0	0,4	0,3	6
9	Czarne	0,1–6,4	0,7	1,6	44
10	Obłężę	0,1–3,7	1,1	1,0	60
11	Jasień Południowy	0,1–2,5	0,9	0,6	50
12	Jasień Północny	0,2–1,5	0,5	0,3	50
13	Marszewskie	0,6–1,2	0,8	0,2	8
14	Boruja Mała	0,1–0,48	0,2	0,2	23
15	Jeleń	0,1–0,3	0,2	0,1	39
16	Razem	0,1–75,0	3,2	5,6	534

(w równaniach regresji) wraz z wartością współczynnika determinacji  $R^2$ , wyznaczone dla różnych typów troficznych jezior oraz dla ogółu badanych jezior przedstawiono w tabelach 2.10 i 2.11. Liczby danych dla poszczególnych troficznych typów jezior nie są zbyt wielkie. Z powodu trudności w zakwalifikowaniu niektórych jezior do konkretnych typów troficznych dane z tych jezior nie zostały uwzględnione w tej analizie.

Jak wynika z danych przedstawionych na rysunkach i w tabelach, korelacje pomiędzy masową koncentracją cząstek organicznych i masową koncentracją wszystkich zawieszonych cząstek ( $C_{\text{POM}}$  vs.  $C_{\text{SPM}}$ ) w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza są bardzo duże. Wartości współczynnika determinacji  $R^2$  pomiędzy tymi wielkościami dla wszystkich jezior razem wziętych oraz dla poszczególnych typów troficznych tych jezior we wszystkich przypadkach przekraczają 0,8.

Zależności pomiędzy koncentracją składowej nieorganicznej zawiesiny i całkowitą koncentracją zawieszonych cząstek ( $C_{\text{PIM}}$  vs.  $C_{\text{SPM}}$ ) nie są już tak mocne. Obserwowany rozrzut punktów jest dużo większy zarówno dla



Rys. 2.7. Charakterystyki statystyczne zbiorów wartości masowej koncentracji zawiesiny cząstek materii nieorganicznej  $C_{PIM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

poszczególnych typów troficznych jezior, jak i dla ogółu jezior. Współczynnik determinacji pomiędzy  $C_{PIM}$  a  $C_{SPM}$  dla ogółu jezior ( $R^2 = 0,80$ )

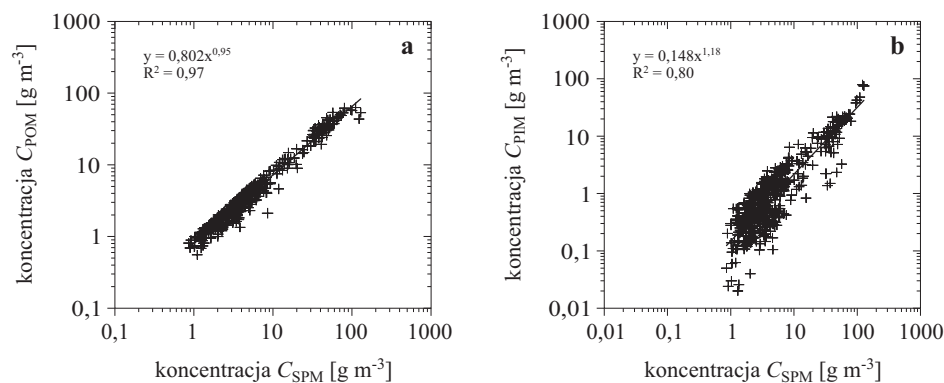
Tabl. 2.10. Zależności pomiędzy masową koncentracją wszystkich cząstek materii zawieszonych  $C_{SPM}$  i zawieszonych cząstek materii organicznej  $C_{POM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej różnych typów troficznych oraz dla ogółu (czyli łącznie wszystkich) badanych jezior Pomorza

Typ jeziora	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba uwzględnionych danych empirycznych $N$
hipertroficzne	$C_{POM} = 0,759 (C_{SPM})^{0,99}$	0,91	67
eutroficzne	$C_{POM} = 0,758 (C_{SPM})^{0,96}$	0,84	141
mezotroficzne	$C_{POM} = 0,879 (C_{SPM})^{0,91}$	0,87	80
ogół jezior	$C_{POM} = 0,802 (C_{SPM})^{0,95}$	0,97	433

Tabl. 2.11. Zależności pomiędzy masową koncentracją wszystkich cząstek materii zawieszonych  $C_{SPM}$  i zawieszonych cząstek materii nieorganicznej  $C_{PIM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej różnych typów troficznych oraz dla ogółu (czyli łącznie wszystkich) badanych jezior Pomorza

Typ jeziora	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba uwzględnionych danych empirycznych $N$
hipertroficzne	$C_{PIM} = 0,124 (C_{SPM})^{1,17}$	0,49	67
eutroficzne	$C_{PIM} = 0,171 (C_{SPM})^{1,18}$	0,37	141
mezotroficzne	$C_{PIM} = 0,084 (C_{SPM})^{1,55}$	0,42	80
ogół jezior	$C_{PIM} = 0,148 (C_{SPM})^{1,18}$	0,80	433

wyraźnie przewyższa bardzo małe współczynniki determinacji ( $R^2 < 0,5$ ) otrzymane dla poszczególnych typów troficznych tych jezior.

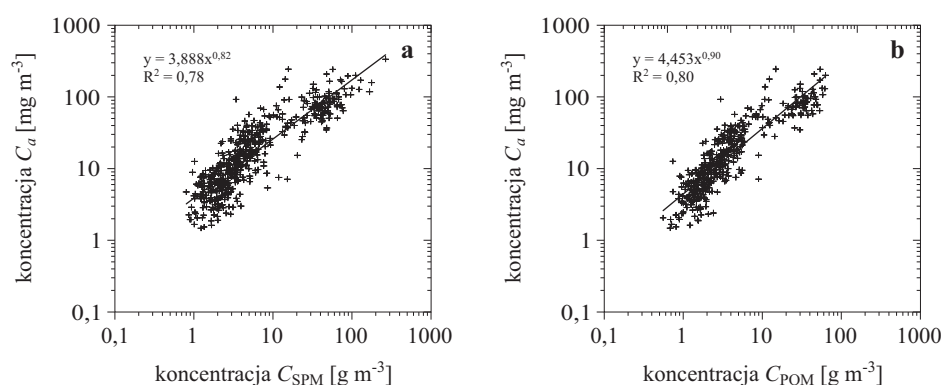


Rys. 2.8. Empiryczne zależności pomiędzy masową koncentracją cząstek różnych grup materii zawieszonych w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) całej materii zawieszonych  $C_{SPM}$  i materii organicznej  $C_{POM}$ , b) materii organicznej  $C_{SPM}$  i materii nieorganicznej  $C_{PIM}$

### Zależności pomiędzy koncentracją chlorofilu $a$ i koncentracją całej materii zawieszonych

Zmienność całkowitej koncentracji zawiesiny w badanych jeziorach spowodowana jest głównie (ale nie tylko) aktywnością fitoplanktonu, gdyż pozostała materia zawieszona jest w dużej mierze produktem metabolizmu i rozpadu organizmów wodnych, których koncentracja zależy od pierwotnej produkcji materii organicznej przez fitoplankton. Skutkuje to generalnie wzrostem koncentracji ogółu zawiesin  $C_{SPM}$  wraz ze wzrostem chlorofilu  $a$ ,





Rys. 2.9. Empiryczne zależności pomiędzy masową koncentracją: a) chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i wszystkich zawieszonych cząstek  $C_{SPM}$ , b) chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i zawieszonych cząstek materii organicznej  $C_{POM}$ , w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

$C_a$ , zawartego w komórkach fitoplanktonu. Istnienie tej zależności potwierdza rysunek 2.9a przedstawiający zależność pomiędzy koncentracjami masy chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i całkowitej suchej masy wszystkich cząstek zawieszonych  $C_{SPM}$ . Jak widać, zależność pomiędzy koncentracją  $C_{SPM}$  a koncentracją chlorofilu  $C_a$  jest słabsza niż pomiędzy koncentracją  $C_{SPM}$  a częścią organiczną zawiesiny  $C_{POM}$  (p. Rys. 2.8a). Tę prawidłowość można logicznie wytłumaczyć: ponieważ chlorofil zawarty jest tylko w części organicznej zawiesin (w komórkach fitoplanktonu), stąd należy oczekiwać lepszej korelacji  $C_a$  z  $C_{POM}$  niż  $C_a$  z  $C_{SPM}$ . Zgodnie z oczekiwaniem – dla danych ze wszystkich jezior współczynnik determinacji sięga 0,8. Zależność  $C_a$  vs.  $C_{SPM}$  oraz  $C_a$  vs.  $C_{POM}$  przedstawiono odpowiednio na rysunkach 2.9a oraz 2.9b.

Do opisu analitycznego zależności masowej koncentracji chlorofilu  $a$  od koncentracji masy wszystkich zawieszonych cząstek,  $C_a$  vs.  $C_{SPM}$  oraz podobnie  $C_a$  vs.  $C_{POM}$ , wykorzystano funkcje wykładnicze opisane formułami analogicznego typu jak wzory 2.1 i 2.2, gdzie współczynniki  $A$  oraz  $B$  wyznaczono empirycznie dla określonych troficznych typów badanych jezior i dla ogółu tych jezior. Wartości współczynników oraz odpowiadające im współczynniki determinacji (w równaniach regresji) przedstawiono w tabelach 2.12 oraz 2.13. Jak tam widać, w poszczególnych typach jezior korelacja pomiędzy wymienionymi wielkościami zachodzi w różnym stopniu. Największa współzależność pomiędzy koncentracją chlorofilu  $a$  i koncentracją całej suchej masy zawiesiny SPM wystąpiła w jeziorach hipertroficznym; współczynnik determinacji wynosi tam  $R^2 = 0,64$ . Słabszą korelację zanotowano w jeziorach mniej eutroficznym ( $R^2 = 0,57$ ) oraz mezotroficznym.

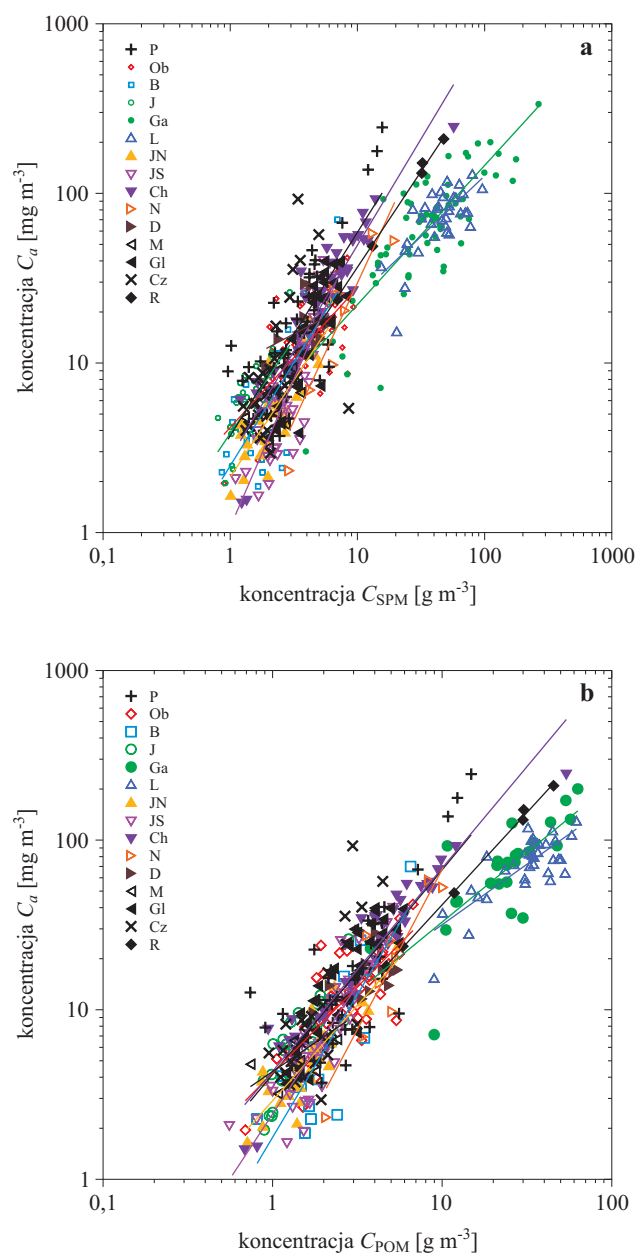
Tabl. 2.12. Zależności pomiędzy masową koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i koncentracją wszystkich cząstek materii zawieszonych  $C_{SPM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej różnych typów troficznych oraz dla ogółu (czyli łącznie wszystkich) badanych jezior Pomorza

Typ jeziora	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba uwzględnionych danych empirycznych $N$
hipertroficzne	$C_a = 3,081 (C_{SPM})^{0,84}$	0,64	67
eutroficzne	$C_a = 2,253 (C_{SPM})^{1,23}$	0,57	141
mezotroficzne	$C_a = 3,180 (C_{SPM})^{0,85}$	0,37	80
ogół jezior	$C_a = 3,888 (C_{SPM})^{0,82}$	0,78	433

Tabl. 2.13. Zależności pomiędzy masową koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i koncentracją zawieszonych materii organicznej  $C_{POM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej różnych typów troficznych oraz dla ogółu (czyli łącznie wszystkich) badanych jezior Pomorza

Typ jeziora	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba uwzględnionych danych empirycznych $N$
hipertroficzne	$C_a = 3,680 (C_{POM})^{0,88}$	0,69	67
eutroficzne	$C_a = 3,332 (C_{POM})^{1,25}$	0,64	141
mezotroficzne	$C_a = 3,098 (C_{POM})^{1,14}$	0,54	80
ogół jezior	$C_a = 4,453 (C_{POM})^{0,90}$	0,80	433

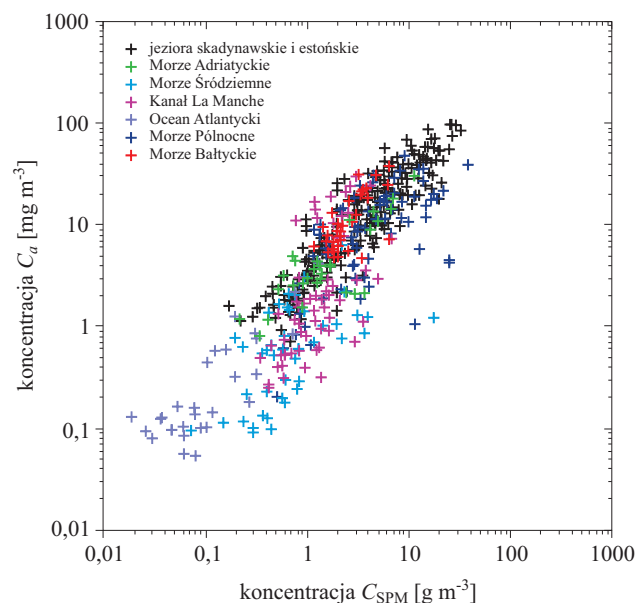
nych ( $R^2 = 0,37$ ). Wyższe korelacje obserwujemy dla zależności pomiędzy koncentracją chlorofilu  $C_a$  a materią organiczną  $C_{POM}$ . Jest tak, ponieważ  $C_{POM}$  nie zawiera części mineralnej (nieorganicznej), której obecność w wodzie zależy od innych czynników niż produkcja pierwotna materii organicznej z chlorofilem. Dla zależności pomiędzy  $C_a$  i  $C_{POM}$  otrzymane współczynniki determinacji dla poszczególnych typów jezior wynoszą: hipertroficznych  $R^2 = 0,69$ , eutroficznych  $R^2 = 0,64$  i mezotroficznych  $R^2 = 0,54$ . Należy jednak zaznaczyć, że taki rozkład korelacji może być niedokładny z powodu możliwych błędów metodycznych. Na przykład niektóre obecne w wodzie zawieszone substancje szybko zatykają pory filtra, przez który nie można wówczas przesączyć większej ilości wody. Jeżeli przy tym koncentracja zawiesiny jest mała, to błąd jej pomiaru zwiększa się. Popelniane błędy są więc tym większe, im koncentracja badanej zawiesiny w wodzie jest mniejsza. W badanych jeziorach taka niekorzystna sytuacja występuje przy badaniach koncentracji cząstek zawieszonych w ubogich w zawiesinę jeziorach mezotroficznych.



Rys. 2.10. Empiryczne zależności pomiędzy masowymi koncentracjami różnych grup materii zawieszanej w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i wszystkich zawieszonych cząstek  $C_{\text{SPM}}$ , b) chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i zawieszonych cząstek materii organicznej  $C_{\text{POM}}$

Empiryczne zależności pomiędzy masową koncentracją chlorofilu  $a$  i koncentracją wszystkich zawieszonych cząstek w warstwie eufotycznej ( $C_a$  vs.  $C_{SPM}$ ) dla poszczególnych badanych jezior, wraz z krzywymi regresji dla tych jezior, zostały przedstawione na rysunku 2.10a. Widzimy tam duże różnice tych zależności pomiędzy poszczególnymi jeziorami. Koncentracja chlorofilu  $a$  w zawieszinie organicznej może zmieniać się w dość dużym zakresie. Świadczy to o dużej zmienności stosunku koncentracji żywego fitoplanktonu, której wskaźnikiem jest koncentracja chlorofilu  $a$ , do koncentracji całkowitej zawieszanej materii SPM.

Rysunek 2.10b przedstawia z kolei empiryczne zależności pomiędzy masową koncentracją chlorofilu  $a$  i koncentracją zawieszanej materii organicznej ( $C_a$  vs.  $C_{POM}$ ) dla poszczególnych badanych jezior, wraz z krzywymi regresji dla tych jezior. Zgodnie z oczekiwaniami odniesienie analiz tylko do składowej organicznej  $C_{POM}$  znacznie zmniejszyło rozbieżność pomiędzy krzywymi. Obserwowane w różnych jeziorach współczynniki determinacji pomiędzy  $C_a$  vs.  $C_{POM}$  są dosyć wysokie i wynoszą: Łebsko  $R^2 = 0,68$ , Gardno  $R^2 = 0,57$ , Pyszne  $R^2 = 0,53$ , Rybiec  $R^2 = 0,86$ , Niezabyszewskie  $R^2 = 0,77$ , Głębokie  $R^2 = 0,65$ , Chotkowskie  $R^2 = 0,87$ , Dobra  $R^2 = 0,77$ ,



Rys. 2.11. Zależność pomiędzy koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i koncentracją wszystkich zawieszonych cząstek  $C_{SPM}$  wyznaczona dla: jezior skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008), Morza Adriatyckiego, Morza Śródziemnego, Kanału La Manche, Oceanu Atlantyckiego, Morza Północnego oraz Morza Bałtyckiego (Babin i in., 2003b)

Czarne  $R^2 = 0,71$ , Obłężę  $R^2 = 0,81$ , Jasiień Południowy  $R^2 = 0,82$ , Jasiień Północny  $R^2 = 0,76$ , Marszewskie  $R^2 = 0,64$ , Boruja Mała  $R^2 = 0,83$ , Jeleń  $R^2 = 0,59$ . Położenia i nachylenia linii regresji dla poszczególnych jezior, widoczne na rysunku 2.10, ukazują naturalne zróżnicowanie ww. zależności obserwowanych w poszczególnych jeziorach. Generalnie jednak we wszystkich badanych jeziorach wraz ze wzrostem koncentracji materii zawieszanej, organicznej  $C_{POM}$  lub całkowitej  $C_{SPM}$ , rośnie koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ .

Nie jest łatwo powiedzieć, jak wyglądają wyżej przedstawione zależności w jeziorach innych rejonów świata. Liczba dostępnych danych jest niewielka. Dane takie dla kilku jezior i mórz, w tym Bałtyku, przedstawia rysunek 2.11. i tabela 2.14.

Tabl. 2.14. Porównanie związków pomiędzy koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , i koncentracją całkowitej materii zawieszanej  $C_{SPM}$ , wraz ze współczynnikiem determinacji  $R^2$  oraz sumaryczną liczbą przeprowadzonych pomiarów  $N$  dla jezior skandynawskich i estońskich

Lp.	Równanie regresji	$R^2$	$N$	Rejon badań	Źródło
1	$C_a = 2,21 C_{SPM} + 5,06$	0,64	238	Jezioro Pejpus (Estonia)	Paavel (2008)
2	$C_a = 1,09 C_{SPM} + 27,10$	0,44	23	Jezioro Vortjav (Estonia)	Paavel (2008)
3	$C_{POM} = 0,0852 C_a + 0,555$	0,85		Jezioro Malaren (Szwecja)	Strömbeck i Pierson (2001)
4	$C_{PIM} = 0,311 C_a - 1,24$	0,93		Jezioro Malaren (Szwecja)	Strömbeck i Pierson (2001)
5	$C_a = 3,87 C_{SPM}$	0,66	885	Jeziora estońskie i fińskie	Arst (2003)

Zależności pomiędzy masową koncentracją chlorofilu  $C_a$  i koncentracją wszystkich zawiesin  $C_{SPM}$ , dla kilku innych jezior, przedstawione w tabeli 2.14 są przez ich autorów przybliżone równaniami linii prostej, co nie w pełni odwzorowuje naturalny przebieg tych zależności. W tej pracy, na rysunku 2.11 autor przedstawił i zanalizował te zależności w skali logarytmicznej analogicznej, jak wyżej dla badanych jezior Pomorza. Ich porównanie z analogicznymi zależnościami uzyskanymi dla jezior Pomorza wykazuje znaczne podobieństwo. Wyniki pomiarów dla mórz, w tym dla Bałtyku z pracy Babina i in. (2003b), naniesiono również na ten rysunek. Układają się one dla Bałtyku podobnie jak dla jezior, a dla innych mórz w obszarze nieco niższych wartości koncentracji. Również rozrzut punktów jest dla mórz większy, ale zależności są podobne jak dla przedstawionych jezior.

### Procentowe udziały materii organicznej i nieorganicznej w całkowitej masie zawiesin jeziornych

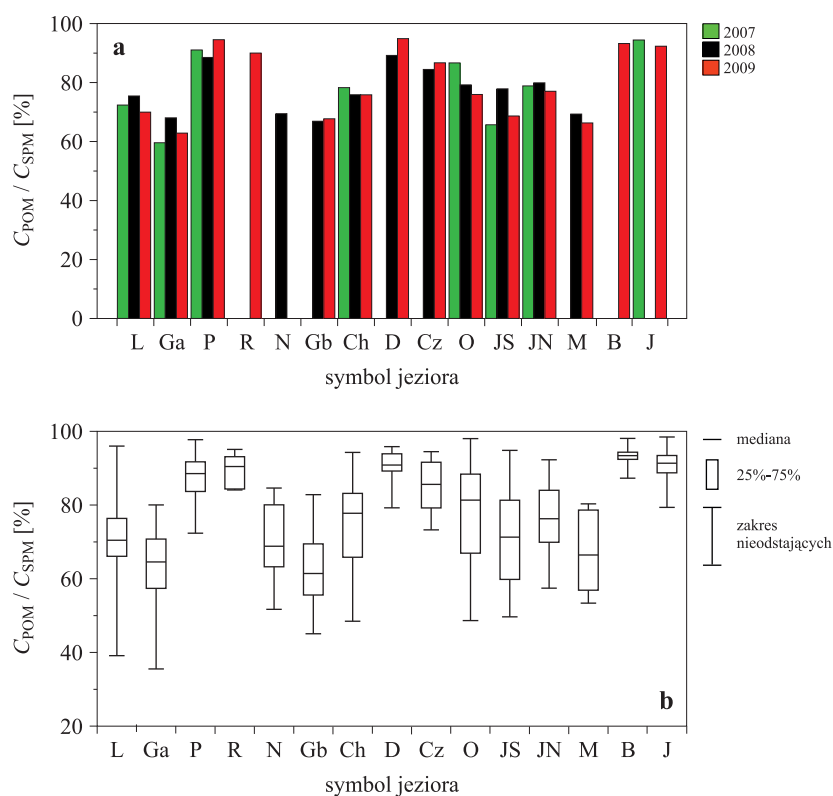
Wyznaczanie koncentracji suchej masy zawiesin  $C_{SPM}$  i jej składników  $C_{POM}$  i  $C_{PIM}$  odbywa się poprzez ważenie sączków z zawiesiną przed i po wyprażeniu w temperaturze  $550^{\circ}\text{C}$ , jak już opisano to w podrozdziale 2.1. Składowa organiczna masy zawiesiny POM wyznaczana jest poprzez odjęcie od całkowitej masy zawiesin SPM masy zawiesiny mineralnej PIM.

Tabl. 2.15. Względne masowe koncentracje składowej organicznej w stosunku do całkowitej koncentracji materii zawieszanej  $C_{POM}/C_{SPM}$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Względna koncentracja $C_{POM}/C_{SPM}$ [%]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	39–96	71	9	50
2	Gardno	35–80	64	10	26
3	Pyszne	73–98	87	7	51
4	Rybiec	84–95	90	4	8
5	Niezabyszewskie	52–85	69	11	9
6	Głębokie	45–83	63	10	49
7	Chotkowskie	49–93	75	13	61
8	Dobra	79–96	90	6	6
9	Czarne	73–94	86	7	44
10	Obłęż	49–98	78	12	60
11	Jasień Południowy	50–94	71	13	50
12	Jasień Północny	57–92	77	10	50
13	Marszewskie	53–80	67	10	8
14	Boruja Mała	87–98	93	1	23
15	Jeleń	79–98	91	5	39
16	Razem	35–98	78	10	534

Pomiary wykazały (p. tabela 2.15), że względna koncentracja substancji organicznej  $C_{POM}/C_{SPM}$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza wynosiła średnio ok. 78%. Naturalnie pomiędzy poszczególnymi jeziorami obserwowano znaczne różnice. Najwyższą wartość wynoszącą 98% zarejestrowano w jeziorach: Pyszne, Obłęż, Boruja Mała i Jeleń, natomiast najniższą 35% w jeziorze Gardno (p. Rys. 2.12a).

W jeziorach płytkich, jak Gardno, Łebsko i Niezabyszewskie, obserwujemy zwiększoną koncentrację zawiesiny nieorganicznej  $C_{PIM}$  w całkowitej masie zawiesin. Czynnikiem wzbogacającym toń wodną w nieorganiczne do-



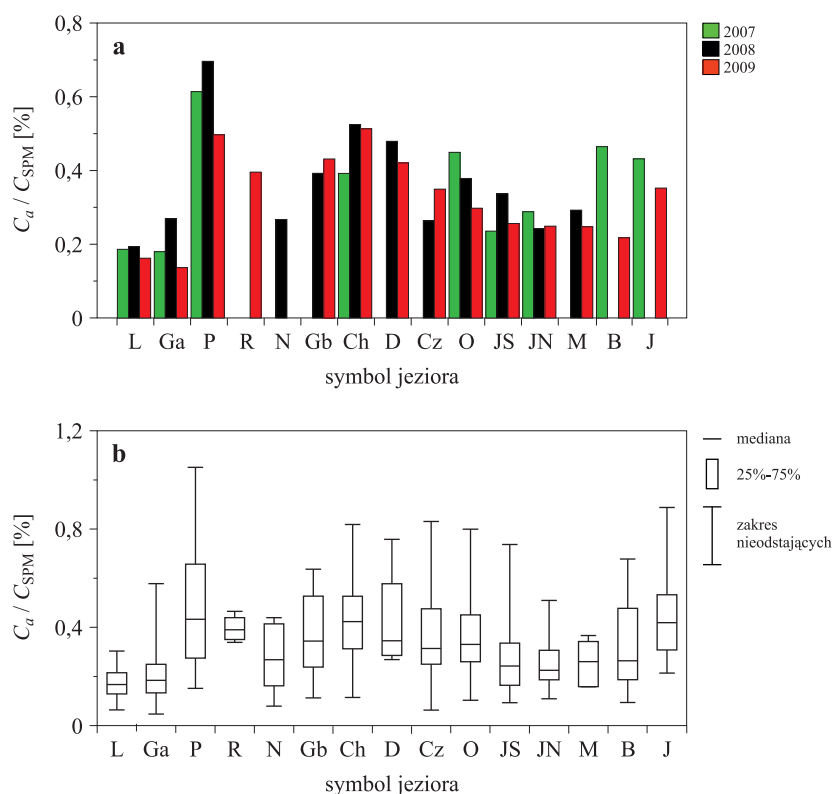
Rys. 2.12. Charakterystyki statystyczne udziału składowej organicznej w całkowitej koncentracji zawiesin  $C_{POM}/C_{SPM}$  wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie wyznaczone dla poszczególnych lat, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

mieszki jest głównie resuspensja osadów spowodowana wiatrem i wywołanym przez niego falowaniem. Jak wiadomo, wielkość tego oddziaływania koreluje z głębokością jeziora a wpływ ma także lokalizacja akwenu, rodzaj dna, stopień jego odsłonięcia na działanie wiatru oraz bezpośrednie otoczenie jeziora. Usytuowanie jeziora w przybrzeżnej strefie morza sprawia, że działanie wiatru jest szczególnie intensywne. Istotnym źródłem zawiesin allogennych jest bezpośrednie sąsiedztwo plaż i wydmy oraz zaoranych pól uprawnych lub prac polowych, szczególnie w okresach wietrznych. Interesującą sytuację obserwujemy w jeziorze Chotkowskim, gdzie zmienność koncentracji zawiesin  $C_{SPM}$ , w tym  $C_a$ ,  $C_{POM}$  i  $C_{PIM}$ , jest bardzo duża, mimo że jezioro to ma parametry morfometryczne masy jeziornej zbliżone do innych jezior z tego regionu (Obłęż, Dobra). Zaskakująco duży udział materii organicznej obserwujemy w bardzo płytkim jeziorze Rybiec. Przyczyną tego może być

zakwit cyjanobakterii, obserwowany w tym jeziorze przez prawie cały okres wegetacyjny.

Porównanie składu zawiesin jeziornych z zawiesinami oceanicznymi i morskimi pokazuje ich duże podobieństwo. Zawiesiny jeziorne mają podobne proporcje koncentracji składnika organicznego do mineralnego jak zawiesiny wysoce eutroficznych wód morskich (patrz np. tabela 5.6 w pracy Woźniaka i Dery, 2007).

Jednym z podstawowych i najczęściej używanych wskaźników zawartości fitoplanktonu w zawiesinach jest koncentracja chlorofilu *a*. Koncentracja chlorofilu *a* odniesiona do koncentracji całkowitej masy zawiesiny  $C_{SPM}$  bądź też do koncentracji składowej organicznej zawiesiny  $C_{POM}$  jest istotnym wskaźnikiem koncentracji żywego fitoplanktonu w zawiesinie. Na rysunkach 2.13 i 2.14 przedstawiono koncentracje chlorofilu *a* w stosunku do



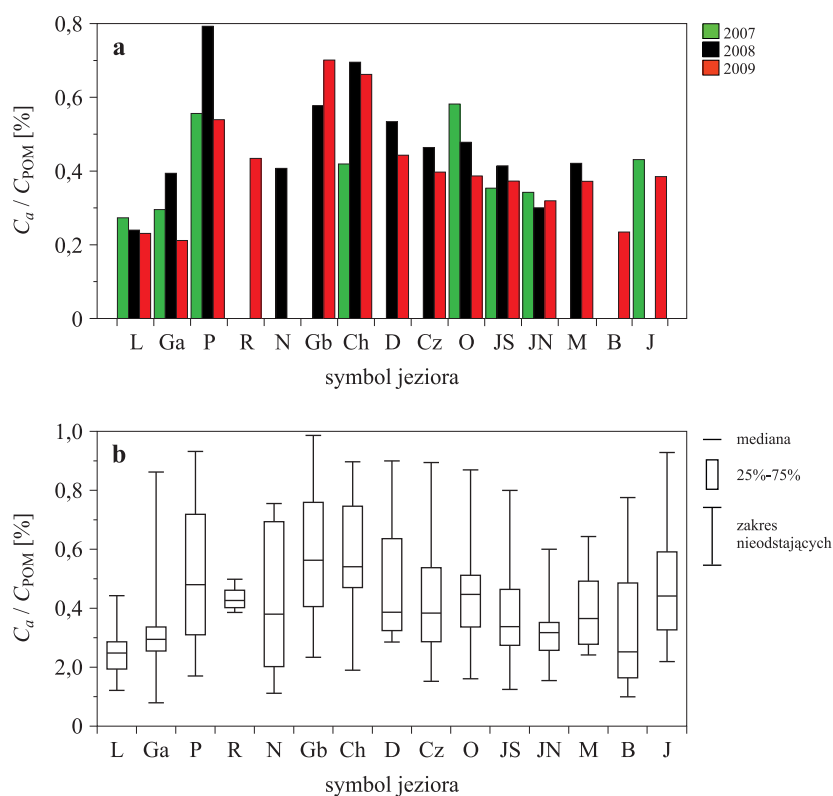
Rys. 2.13. Charakterystyki statystyczne udziału koncentracji chlorofilu *a* w całkowitej koncentracji masy zawiesiny  $C_a/C_{SPM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej różnych badanych jezior Pomorza: a) średnie wyznaczone dla poszczególnych lat, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana



Tabl. 2.16. Względne masowe koncentracje chlorofilu  $a$  w stosunku do całkowitej koncentracji materii zawieszonyj  $C_a/C_{SPM}$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Względna koncentracja $C_a/C_{SPM}$ [%]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów $N$
1	Łebsko	0,1–0,3	0,2	0,1	55
2	Gardno	0,1–0,6	0,2	0,1	66
3	Pyszne	0,2–1,1	0,5	0,4	56
4	Rybiec	0,3–0,5	0,4	0,1	6
5	Niezabyszewskie	0,1–0,4	0,3	0,1	9
6	Głębokie	0,2–0,6	0,4	0,1	47
7	Chotkowskie	0,1–0,8	0,4	0,2	62
8	Dobra	0,3–0,8	0,5	0,2	6
9	Czarne	0,1–0,8	0,3	0,2	36
10	Oblężę	0,1–0,8	0,4	0,1	59
11	Jasień Południowy	0,1–0,7	0,3	0,1	54
12	Jasień Północny	0,2–0,5	0,3	0,1	49
13	Marszewskie	0,2–0,4	0,3	0,1	8
14	Boruja Mała	0,1–0,7	0,3	0,2	28
15	Jeleń	0,2–0,9	0,4	0,1	48
16	Razem	0,1–1,1	0,32	0,11	589

koncentracji całkowitej materii zawieszonyj ( $C_a/C_{SPM}$ ) oraz do koncentracji zawiesiny organicznej ( $C_a/C_{POM}$ ). Wartości liczbowe tych stosunków koncentracji przedstawiono w tabelach 2.16 i 2.17. Widzimy, że średnia wartość  $C_a/C_{SPM}$  oraz  $C_a/C_{POM}$  w poszczególnych jeziorach zmienia się w szerokich granicach. Najniższe wartości  $C_a/C_{SPM}$  obserwujemy w żyznych jeziorach o niewielkiej głębokości (Łebsko, Gardno, Niezabyszewskie), a najwyższe w jeziorach Rybiec, Głębokie, Oblężę, Jeleń, Chotkowskie, Dobra i Pyszne. Zaskakująco duży udział chlorofilu  $a$  w materii zawieszonyj ma bardzo płytkie jezioro Rybiec. Przyczyną tego może być wspomniany już zakwit cyanobakterii, obserwowany w tym jeziorze przez długi okres wegetacyjny, trwający praktycznie cały czas kiedy jezioro jest wolne od lodu. Wartości średnie tych proporcji koncentracji, łącznie dla wszystkich badanych jezior Pomorza, wynoszą:  $C_a/C_{SPM} = 0,32\%$  oraz  $C_a/C_{POM} = 0,43\%$ . Wartości te są zbliżone z wynikami uzyskanymi dla jezior skandynawskich i estońskich przedstawionymi w pracy Paavel (2008). Rezultaty  $C_a/C_{SPM}$  uzyskane dla tych jezior prezentują się następująco: jeziora estońskie 0,3, jeziora fińskie 0,3, jeziora szwedzkie 0,1, całość jezior skandynawskich 0,3. Natomiast w odniesieniu do konkretnych jezior wygląda to następująco: Vänern (Szwecja)



Rys. 2.14. Charakterystyki statystyczne udziału koncentracji chlorofilu  $a$  w koncentracji zawieszanej materii organicznej  $C_a/C_{POM}$ , wyznaczone dla warstwy eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) średnie dla poszczególnych lat, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

0,3, Vättern (Szwecja) 0,4, Peipus (Estonia) 0,4. Porównanie wyników badania zawiesin jeziornych z rezultatami otrzymanymi dla mórz i oceanów (patrz np. tabela 5.5 w pracy Woźniaka i Dery, 2007) pokazuje, że koncentracja chlorofilu  $a$  w suchej masie zawiesin dla jezior jest zbliżona do tej, jaką obserwujemy w bardzo eutroficznym wodach innych akwenów (Ocean Atlantycki, Morze Bałtyckie, Morze Czarne).

## 2.4. Zmienność sezonowa koncentracji optycznie aktywnych składników oraz przezroczystości wody w badanych jeziorach

Liczba publikacji opisujących sezonową zmienność koncentracji wszystkich trzech optycznie aktywnych składników OAC i przezroczystość wody w je-

Tabl. 2.17. Względne masowe koncentracje chlorofilu *a* w stosunku do koncentracji zawieszanej materii organicznej  $C_a/C_{POM}$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza

Lp.	Nazwa jeziora	Względna koncentracja $C_a/C_{POM}$ [%]			
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	Liczba pomiarów <i>N</i>
1	Łebsko	0,1–0,4	0,3	0,1	49
2	Gardno	0,1–0,9	0,3	0,2	26
3	Pyszne	0,2–0,9	0,5	0,2	47
4	Rybiec	0,4–0,5	0,4	0,1	6
5	Niezabyszewskie	0,1–0,8	0,4	0,2	9
6	Głębokie	0,3–1,0	0,6	0,2	47
7	Chotkowskie	0,2–1,0	0,6	0,2	60
8	Dobra	0,3–0,9	0,5	0,2	6
9	Czarne	0,2–0,9	0,4	0,2	36
10	Oblężę	0,2–0,9	0,5	0,1	58
11	Jasień Południowy	0,2–0,8	0,4	0,1	49
12	Jasień Północny	0,2–0,6	0,3	0,1	49
13	Marszewskie	0,3–0,6	0,4	0,1	8
14	Boruja Mała	0,1–0,8	0,3	0,2	21
15	Jeleń	0,2–0,9	0,5	0,2	39
16	Razem	0,1–1,0	0,43	0,13	510

ziorach jest niewielka. Najczęściej pomiary tych wielkości wykonywane były w jeziorach zaledwie kilka razy w roku. Interpretację wyników tych pomiarów utrudnia także brak zrealizowanych w tym samym czasie pomiarów innych wielkości uzupełniających, takich jak: widma oświetlenia powierzchni i toni wodnej jeziora światłem słonecznym, rzeczywiste i pozorne właściwości optyczne akwenu, rozkłady temperatur wody itp. Dla akwenów śródlądowych Europy największa liczba prac charakteryzuje jeziora skandynawskie i estońskie (p. np.: Harma i in., 2001; Kalio i in., 2001; Arst, 2003; Reinart, Arst i Pierson, 2004; Ott i Kõiv, 2005; Reinart i Valdmets, 2007; Pavelel, 2008). Ponadto można znaleźć prace opisujące jeziora innych regionów świata, jednak z powodu zasadniczo odmiennych warunków klimatycznych przedstawiane w nich wyniki badań nie mogą być porównywane z wynikami prezentowanymi w tej pracy (p. np.: Hickman, McShane i Axelard, 1984 (jeziora Australii); Crisman, 1995 (jezioro Okeechobee, USA); Qin, 2008 (jezioro Taihu, Chiny)).

Dla jezior Polski też można znaleźć szereg opracowań opisujących zmienność sezonową wybranych komponentów OAC i przezroczystości wody. Dużo danych na ten temat zawierają opracowania Wojewódzkich Stacji Monito-

ringu Środowiska. Znajdujemy w nich informację o różnych substancjach zawartych w wodzie jeziornej, m.in. o koncentracji chlorofilu *a* i substancji zawieszonych SPM wraz z danymi o przezroczystości wody mierzonej głębokością Secchiego. Niestety, najczęściej pomiary wykonane są tylko dwa razy w roku, co uniemożliwia uchwycenie zmian miesięcznych i sezonowych. Większa liczba pomiarów (co miesiąc) została zrealizowana tylko dla jezior wybranych jako reperowe. Za takie na Pomorzu Środkowym uznano tylko jeziora Jasień Północny i Jasień Południowy. Dla jezior kaszubskich (10 jezior zlokalizowanych w Borach Tucholskich) opracowanie zmienności sezonowej niektórych komponentów biomasy możemy znaleźć w pracy Oleksowicza (1988). Niestety koncentracje chlorofilu *a* mierzone były tam tylko w trzech spośród badanych jezior i tylko w okresie jednego roku.

W badaniach zrealizowanych w ramach niniejszej pracy przeprowadzono kompleksowe pomiary w 15 wybranych jeziorach Pomorza Środkowego, wymienionych w tabeli 2.1 (w podrozdziale 2.1). Dla niektórych z tych jezior zgromadzono serie kompleksowych i możliwie systematycznych danych pomiarowych obejmujących okresy kilkuletnie. Tak duży zbiór danych empirycznych, zebranych z jezior rozlokowanych na niedużym obszarze, o jednakowych warunkach klimatycznych, umożliwił podjęcie próby uchwycenia i przedstawienia rzeczywistego zakresu zmienności właściwości biooptycznych wód różnych typów jezior w ciągu roku oraz cykliczności tych zmian.

Wobec pewnego naturalnego zróżnicowania przestrzennego właściwości wód badanych jezior (p. np. Rys. 1.9), w celu uchwycenia charakterystyk najbardziej reprezentatywnych dla tych jezior, pobór prób wody do analiz, jak i pomiary *in situ* prowadzono zwykle w głównym basenie danego jeziora w miejscu o największej głębokości, w znacznym oddaleniu od źródeł przypadkowo zmieniających właściwości wody, tj. z dala od ujść rzecznych, kanałów łączących jezioro z morzem itp. Przedstawione poniżej wyniki badań odnoszą się więc do największych, reprezentatywnych części każdego z badanych jezior. Metody tych badań opisane są w podrozdziale 2.1.

Poniżej przedstawiono zmienność czasową tylko tych komponentów OAC, które związane są z materią zawieszoną w wodzie, tj. zmienność koncentracji chlorofilu *a* oraz koncentracji całkowitej masy cząstek zawieszonych w wodzie. Drugiej istotnej grupie składników OAC, jaką stanowią kolorowe organiczne substancje rozpuszczone w wodzie CDOM, poświęcono natomiast cały rozdział 6, w którym zamieszczono opis zmienności czasowej i przestrzennej (w profilu pionowym) tych substancji w badanych wodach.

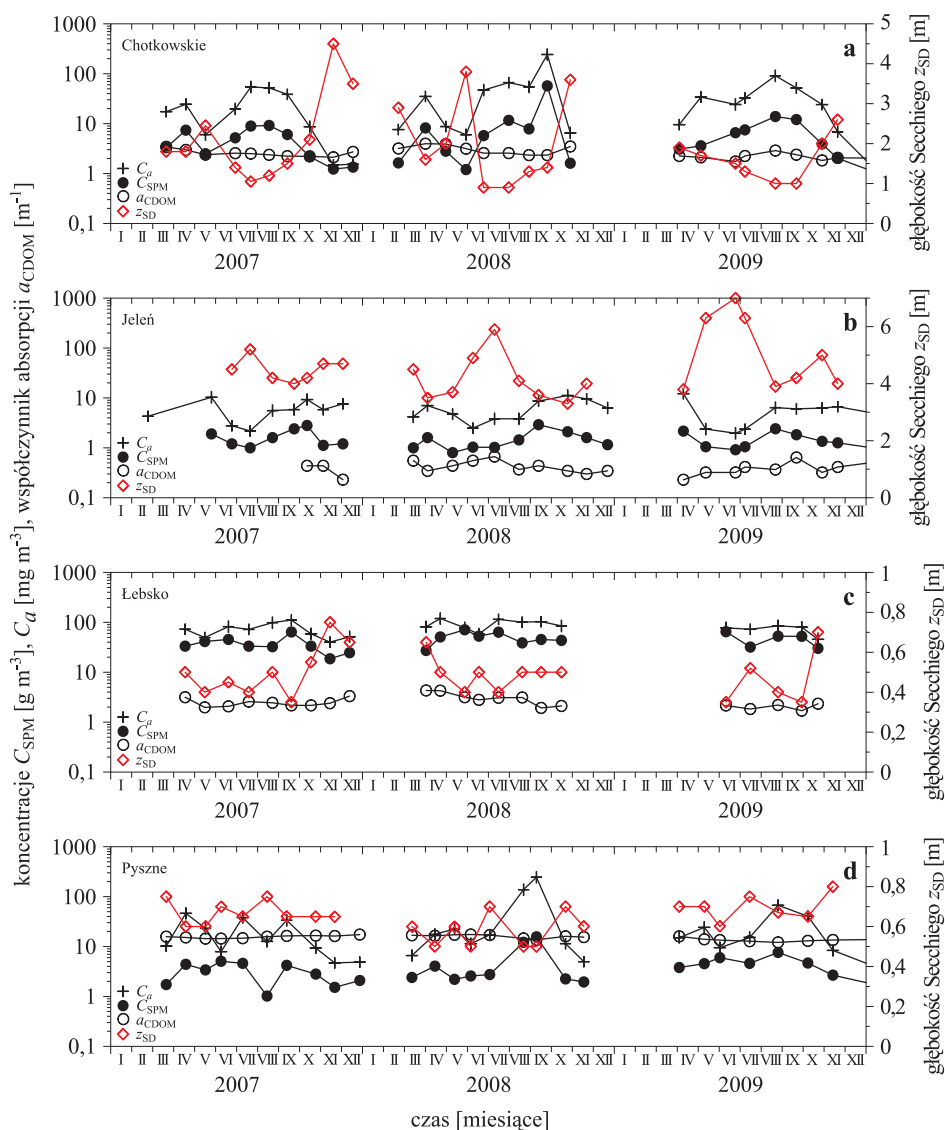
### Sezonowa zmienność koncentracji substancji zawieszonych w powierzchniowej warstwie jezior

W większości jezior, przeważającą część substancji zawieszonych w wodzie tworzą komórki fitoplanktonu. Stąd też obserwujemy na ogół wyraźną zależność pomiędzy koncentracją chlorofilu *a* a koncentracją całkowitej materii zawieszonych SPM w wodzie. Potwierdza to zależność przedstawiona wcześniej na rysunku 2.9a oraz wartości współczynników determinacji podane np. w tabeli 2.12. Koncentracja fitoplanktonu i także zawieszonych w wodzie produktów obumierania jego komórek jest z kolei zdeterminowana przez abiotyczne i biotyczne czynniki regulujące produkcję pierwotną fitoplanktonu, w tym przez czynniki związane z wymianą wody (różna jakość wody dopływającej oraz wypływającej, mieszanie wody w profilu pionowym). Sezonowe zmiany koncentracji fitoplanktonu odzwierciedlają więc w dużym stopniu zmiany sezonowe czynników abiotycznych, takich jak oświetlenie dzienne, temperatura wody i dostępność biogenów w wodzie. Spośród czynników biotycznych wpływ na fluktuacje koncentracji fitoplanktonu ma głównie liczebność zooplanktonu odżywiającego się fitoplanktonem. W akwenach śródlądowych strefy umiarkowanej w przebiegu rocznym obserwujemy zwykle dwa maksima produkcji i koncentracji fitoplanktonu w tzw. okresach zakwitów – jedno wiosną, drugie jesienią oraz szereg spadków tej koncentracji, powodowanych przejściowo niekorzystnymi warunkami wegetacji (słabym oświetleniem, niską temperaturą lub wyczerpywaniem się puli biogenów) bądź zwiększoną aktywnością organizmów odżywiających się fitoplanktonem. Dokładniejszy opis zmienności sezonowej koncentracji fitoplanktonu i innych składników wody w jeziorach wykracza poza ramy tego opracowania. Opisy takie można znaleźć np. w pracach: Kawecka i Eloranta (1994), Willen (2000), Wetzel (2001), Longhi i Beisner (2009), Scheffer (2004). Poniżej przedstawione są tylko przykłady zmian w ciągu roku koncentracji chlorofilu *a*,  $C_a$ , koncentracji całkowitej masy zawieszonych cząstek  $C_{SPM}$  oraz przezroczystości wody mierzonej głębokością Secchiego w strefie eufotycznej czterech typów jezior. W jeziorach strefy umiarkowanej w zależności od typu troficznego jeziora można wyróżnić kilka „klasycznych” sezonowych zmian koncentracji zawiesin związanych z fitoplanktonem (Kawecka i Eloranta, 1994).

W jeziorach **eutroficznym** sezonowe zmiany koncentracji fitoplanktonu najczęściej zawierają dwa wspomniane już wyraźne maksima, związane ze szczytem jego produktywności biologicznej (pierwsze – okres wiosenny i drugie – późne lato–jesień). W okresie zimowym, szczególnie pod warstwą lodu i śniegu, koncentracja zawiesiny, w tym fitoplanktonu jest mała. Fitoplankton ma znacznie ograniczoną aktywność, z powodu niskich wartości strumie-

nia dostępnego promieniowania słonecznego oraz niskich temperatur. Dodatkowo warstwa lodu i śniegu stanowi skuteczną barierę izolującą wody jezior od działania wiatru i krótkotrwałych fluktuacji temperatury powietrza. Zatem redukuje ona drastycznie główne czynniki mieszające wodę w pionie, umożliwiając sedymentację zawiesiny. W rezultacie, w tych warunkach obserwujemy najmniejszą w ciągu roku koncentrację fitoplanktonu (chlorofilu *a*) oraz innych substancji zawieszonych w wodzie. W końcowym okresie zimy następuje wyraźny wzrost oświetlenia dziennego toni wodnej (zwiększa się długość trwania dnia i wysokość Słońca oraz maleje grubość pokrywy lodowej i zwiększa się jej przejrzystość), co powoduje w zasobnej w składniki odżywcze wodzie zwiększenie produkcji fitoplanktonu. Niskie jeszcze temperatury ograniczają co prawda jej tempo, ale też ograniczają aktywność glonożerców. W końcowym okresie zaniku pokrywy lodowej i w pierwszej fazie bez lodu biomasa fitoplanktonu i związanych z nią cząstek zawiesiny osiąga wiosenne maksimum. W tym też okresie, na skutek spływu wody z topniejącego śniegu, woda jeziorna jest dodatkowo wzbogacana w zawiesiny alogeniczne wnoszone z lądu. Wzrastająca koncentracja materii zawieszonych znacznie ogranicza przezroczystość wody i stopniowo odcina dostęp promieni słonecznych do jej głębszych warstw. Powoduje to szybkie zmniejszanie się produkcji biomasy fitoplanktonu, potęgowane dodatkowo przez wyczerpywanie się substancji biogenicznych potrzebnych do tej produkcji. Zwiększa się jednocześnie wyżeranie fitoplanktonu przez zooplankton. Prowadzi to w sumie do szybkiego spadku koncentracji zawiesiny fitoplanktonu i innych związanych z nim cząstek organicznych. W okresie lata koncentracja tej zawiesiny jest regulowana przez dostępność składników pokarmowych i zooplankton. Produkcja pierwotna biomasy jest raczej duża, ale jej koncentracja w wodzie utrzymuje się na niskim poziomie w wyniku intensywnego wyżerania fitoplanktonu przez zooplankton. Wyczerpywanie się puli dostępnych biogenów w dobrze oświetlonej i nagrzanej warstwie powierzchniowej wody powoduje, że organizmy fitoplanktonowe znajdują bardziej sprzyjające warunki wegetacji na większych głębokościach. Zmniejszenie się koncentracji zawiesiny w powierzchniowej warstwie wód jeziora zwiększa przejrzystość tej warstwy i umożliwia głębszą penetrację światła słonecznego. Maksimum produkcji pierwotnej w jej rozkładzie pionowym przesuwają się wtedy do coraz większych głębokości, tak że w okresie lata dochodzi nawet do termokliny.

Jesienią światła dziennego jest jeszcze dużo, a wyżeranie fitoplanktonu maleje. Zaczyna się też wzbogacanie wód powierzchniowych w składniki biogeniczne w wyniku pionowego mieszania wód przez wiatry jesienne oraz przez zwiększoną w tym okresie ilość wód opadowych. Taki układ czynników środowiskowych sprzyja wzrostowi produkcji pierwotnej fitoplanktonu, prowadzącej do wystąpienia drugiego w ciągu roku maksimum jego kon-



Rys. 2.15. Zmiany koncentracji składników OAC oraz przezroczystości wody w warstwie powierzchniowej jezior: a) Chotkowskie, b) Jeleń, c) Łebsko, d) Pyszne, w poszczególnych miesiącach trzech lat badań. Oznaczenia punktów na wykresach: (+) – koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ ; (•) – koncentracja cząstek ogółu zawiesin SPM,  $C_{SPM}$ ; (◊) – współczynnika absorpcji przez CDOM,  $a_{CDOM}$ (440 nm); (◊) – głębokości Secchiego,  $z_{SD}$

centracji w wodzie. Z kolei, z końcem jesieni następuje stopniowy spadek oświetlenia oraz obniżanie się temperatury wody. Powoduje to spadek pier-

wotnej produkcji biomasy fitoplanktonu i zmniejszanie się koncentracji zawiesiny w wodzie, pomimo spadku wyżerania fitoplanktonu przez organizmy zwierzęce. Zwiększona w tym okresie ilość opadów może jednak wzbogacić wodę jeziorną w zawiesiny allogenne. Nasilenie wiatrów oraz miksja jezienna wzbogaca też toń wodną w materię martwą unoszoną z dna i brzegów (PIM i POM). Wizualizacją cykli charakterystycznych dla jezior tego typu jest rysunek 2.15a przedstawiający trzyletnie zmiany komponentów OAC w jeziorze Chotkowskie. Podobne zmiany sezonowe często są obserwowane w jeziorach mezotroficznym. Jednak z uwagi na to, że woda tych jezior zawiera niewielkie koncentracje substancji zawieszonych SPM i rozpuszczonych CDOM, obserwujemy w nich wysokie wartości głębokości Secchiego (np. jezioro Jeleń – rysunek 2.15b).

W płytkich jeziorach **hipertroficznym** zasoby biogenów utrzymują się przez cały rok na bardzo wysokim poziomie (Jarosiewicz i Ficek, 2008). Fitoplankton znajduje tu bardzo dobre warunki rozwoju i przez cały okres wegetacyjny, od wczesnej wiosny do późnej jesieni, jego koncentracja jest bardzo wysoka. Głębokie mieszanie wiatrowe (bardzo często do dna) i związana z tym resuspensja cząstek zawiesiny z dna jeziora powoduje, że często zawiesina związana z fitoplanktonem pelagicznym wzbogacana jest w materię organiczną i mineralną poderwaną z dna. Obserwujemy tu bardzo duże wahania w koncentracjach biomasy i innej materii zawieszonyj. Istotnym czynnikiem ograniczającym produkcję pierwotną w tych akwenach jest mała przejrzystość ich wód powodowana dużą ilością cząstek zawiesiny. W okresach wietrznych grubość strefy eufotycznej może spadać do wartości mniejszych od 1 m. Duża podatność tych zbiorników na zmiany warunków atmosferycznych skutkuje tym, że maksima biomasy są często duże i pojawiają się nieregularnie w ciągu roku. Przebieg sezonowych zmian w przybrzeżnym hipertroficznym jeziorze Łebsko przedstawiono na rysunku 2.15c.

W jeziorach **humusowych**, tj. z wodą brązową od rozpuszczonych w niej dużych ilości rozpuszczonych organicznych substancji kolorowych CDOM, wiosenne maksimum pierwotnej produkcji fitoplanktonu obserwowane jest później niż w jeziorach o wodzie przezroczystej. Słabe oświetlenie przy tej małej przezroczystości wody i jego skład spektralny niekorzystny dla rozwoju glonów powoduje, że strefa eufotyczna takich jezior jest cienka i zwykle cała mieści się w warstwie powierzchniowego, wiatrowego mieszania wód. Zatem komórki fitoplanktonu przebywają zwykle w warunkach niesprzyjających produkcji pierwotnej, co ogranicza wzrost ich biomasy w stosunku do jezior z wodą przezroczystą. W rezultacie zmiany biomasy w tych jeziorach zdeterminowane są w dużym stopniu warunkami pogodowymi. Zmiany sezonowe w jeziorze z brązową wodą Pyszne zilustrowano na rysunku 2.15d.



Naszkicowane wyżej 'klasyczne' cykle sezonowe często są modyfikowane przez różnego rodzaju nieregularnie pojawiające się anomalie wywołane np. czynnikami pogodowymi.

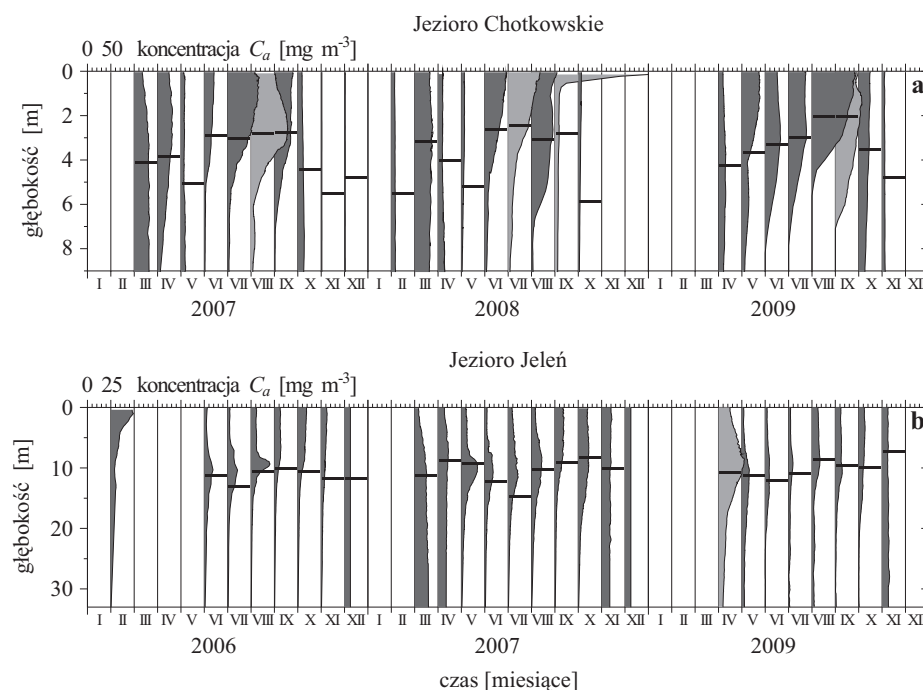
### **Zmienność koncentracji chlorofilu *a* w profilu pionowym oraz zasięgu strefy eufotycznej w cyklu rocznym**

Koncentracje chlorofilu wykazują także zmiany z głębokością. Szczegółowa analiza tych zmian wykracza poza ramy tej pracy a została przedstawiona w opracowaniach innych autorów (np. Starmach, Wróbel i Pasternak, 1976; Morel i Berthon, 1989; Kawecka i Eloranta, 1994; Woźniak i in., 1995; Lampert i Sommer, 2001; Ficek, 2001; Wetzel, 2001; Scheffer, 2004). Tutaj natomiast opisane są krótko najważniejsze naturalne uwarunkowania pionowych rozkładów koncentracji chlorofilu *a* oraz główne prawidłowości jego występowania w badanych jeziorach Pomorza.

W pionowym rozmieszczeniu biomasy fitoplanktonu w badanych jeziorach obserwujemy także wyraźną sezonowość. Wpływ na zmiany pionowego rozmieszczenia biomasy fitoplanktonu mają głównie zmiany oświetlenia toni wodnej, zmiany dostępności biogenów i temperatury wody oraz mieszanie wód. Płytkie jeziora polimiktyczne (Gardno, Łebsko, Niezabyszewskie, Rybiec) charakteryzują się najczęściej wyrównaną lub bardzo mało zróżnicowaną w pionie koncentracją wszystkich składników wody i obserwujemy w nich tylko zmienność sezonową. W jeziorach dimiktycznych koncentracja biomasy i innych zawiesin w pionie jest wyrównana tylko w okresach intensywnego mieszania wód, tj. wczesną wiosną i jesienią, natomiast w okresach termicznej stratyfikacji wód pionowe rozkłady koncentracji biomasy fitoplanktonu (oraz innych zawiesin) są najczęściej skomplikowane i zmienne w czasie i oczywiście zależne od wymienionych wcześniej czynników warunkujących jej pierwotną produkcję. Zmiany widma dostępnego promieniowania docierającego na określoną głębokość są omówione w rozdziale 7. W rozkładach pionowych oświetlenia toni wodnej istnieje zakres głębokości, na których natężenie światła i jego skład spektralny są optymalne dla fotosyntezy materii organicznej przez określone gatunki komórek roślinnych. Nie zawsze oznacza to jednak trwałe zasiedlanie tej właśnie głębokości przez komórki, ponieważ ruchy turbulencyjne wody pod wpływem wiatru wynoszą je stamtąd i zaburzają ich wcześniejsze rozmieszczenie powstałe w wyniku rozmaitych zachowań migracyjnych komórek (Lampert i Sommer, 2001). Jednocześnie komórki, poprzez proces adaptacji natężeniowej i chromatycznej, mają możliwość fizjologicznego dostosowania się do oświetlenia panującego w nowym miejscu ich przebywania (patrz rozdział 5), ale nie jest to proces natychmiastowy. Bardzo istotną rolę pełni także warstwa metalimnionu

(warstwa o największym pionowym gradiencie gęstości wody – „skoku gęstości”). Występujący w niej gradient temperatur i związany z nim gradient gęstości wody stanowi skuteczną barierę odcinającą zasobną w biogeny wodę głębinową od wody powierzchniowej, w której na skutek trwającej produkcji pierwotnej zasób dostępnych biogenów szybko się wyczerpuje. Zubożenie wody w substancje odżywcze powoduje, że tempo rozwoju fitoplanktonu spada i organizmy fitoplanktonowe znajdują lepsze warunki fotosyntezy na większej głębokości, dopóki jeszcze wystarcza tam światła do fotosyntezy. W rezultacie maksimum zagęszczenia fitoplanktonu przesunięte zostaje na większą głębokość. Dodatkowym efektem, który obserwujemy w metalimnionie, jest utrudnienie przemieszczania się w pionie w toni wodnej (głównie opadanie grawitacyjne) fitoplanktonu, który ma gęstość zbliżoną do otaczającego go ośrodka. Przemieszczenie się zawiesiny komórek na większe głębokości wymaga zwiększenia masy właściwej (gęstości) tych komórek, co najczęściej jest trudne. W efekcie w obrębie metalimnionu obserwujemy zwiększoną koncentrację organizmów planktonowych. Czasami koncentracja zawiesiny jest tam tak duża, że stanowi barierę dla przenikania światła, co dodatkowo ogranicza wzrost koncentracji fitoplanktonu w bogatych w biogeny głębszych warstwach wody (hypolimnionie).

Sytuacje przedstawiające występowanie różnorodnych układów pionowych profili koncentracji fitoplanktonu w jeziorach Pomorza (mierzonych koncentracją chlorofilu *a*) w cyklu rocznym ukazuje rysunek 2.16. Analizując te rysunki, możemy dostrzec wyżej opisane prawidłowości charakterystyczne dla cyklu rocznego. Dotyczy to szczególnie okresu jesień–zima. Sytuacja jest bardziej skomplikowana w okresie wiosna–lato. Ogólne zmiany też przebiegają tak, jak to wyżej opisano, ale w różnych jeziorach, a nawet w tym samym jeziorze, ale w różnych latach obserwujemy pewne różnice w kształcie pionowego rozkładu koncentracji chlorofilu *a*, głębokości położenia maksimum tej koncentracji oraz zmienności tych profili koncentracji w czasie. Jest to wynikiem modyfikacji naturalnych cykli rocznych przez indywidualne cechy danego jeziora, takie jak morfometria, położenie, ilość dostępnych biogenów, zawartość kolorowej substancji rozpuszczonej, głębokość zalegania termokliny, stopień osłonięcia przed oddziaływaniem wiatru, wielkość zlewni oraz udział zasilania deszczowego i roztopowego, wlewy wód rzecznych (morskich) i wiele innych. Aby pełniej przedstawić warunki świetlne wegetacji fitoplanktonu, na rysunkach 2.16 i 2.17 poziomymi liniami zaznaczono grubość warstwy eufotycznej, określonej wg optycznego kryterium, jako głębokość, do której dociera 1% strumienia światła dziennego wchodzącego pod powierzchnię jeziora, z przedziału spektralnego światła od ok. 400 do 700 nm, tj. użytecznego dla fotosyntezy materii organicznej przez fito-

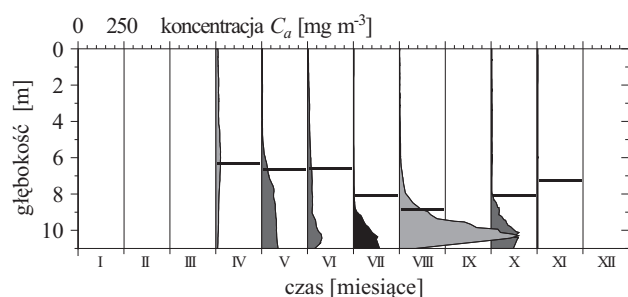


Rys. 2.16. Pionowe rozkłady koncentracji chlorofilu *a* w jeziorach Pomorza: a) Chotkowskie, b) Jeleń. Poziome znaki pokazują głębokość, do której dochodzi 1% promieniowania z zakresu PAR wnikającego pod powierzchnię akwenu

plankton (PAR). Jak widać, w niektórych jeziorach, w pewnych okresach roku, maksimum koncentracji chlorofilu *a* znajduje się poniżej tej głębokości (p. np. Rys. 2.17). Rezultaty te wymagają pewnego komentarza. Przedstawione na rysunkach 2.16 i 2.17 rozkłady pionowe koncentracji chlorofilu *a* uzyskano, stosując metodę spektrofotometryczną, w której koncentrację tę określa się poprzez pomiary absorpcji światła w acetonowych ekstraktach fitoplanktonu dla kilku długości fal (p. rozdział 2.1).

Okazuje się, że metoda ta, nawet po uwzględnieniu poprawek na zawartość feofityny w badanych komórkach, zawyża koncentrację chlorofilu *a* w wodach zawierających anaerobowe bakterie fotosyntetyzujące. Bakterie te znajdują optymalne warunki rozwoju poniżej granicy występowania fitoplanktonu w wodach słabo oświetlonych z beztlenowym hypolimnionem (Takahashi i Ichimura, 1968, 1970). Optimum spektralne fotosyntezy tych bakterii leży w bliskiej podczerwieni, w zakresach wykorzystywanych przez fitoplankton w znikomym stopniu (Hall i Rao, 1999). Podobnie zawyżone koncentracje otrzymali Nöges i Solovjova (2005), prowadząc badania w estońskim jeziorze Verevi. Potwierdzeniem tego, że wyznaczone poniżej war-

stwy eufotycznej spektrofotometrycznie koncentracje chlorofilu  $C_a$  są zawyżone, jest porównanie ich z wartościami wyznaczonymi przy pomocy wysokosprawnej chromatografii ciekowej HPLC. Dla warstwy eufotycznej rezultaty pomiaru koncentracji  $C_a$  otrzymane metodą HPLC wykazują dużą zbieżność z tymi uzyskanymi metodą spektrofotometryczną, natomiast poniżej tej warstwy koncentracje wyznaczone chromatograficznie są dużo niższe. Duży udział bakterii w badanych próbkach potwierdzają też analizy widm acetonowych ekstraktów zawiesin występujących w głębokich wodach (patrz też rysunek 5.17 w podrozdziale 5.3). Widma te zawierają maksima i minima charakterystyczne dla bakterii fotosyntetyzujących (Kobayashi i in., 2006).



Rys. 2.17. Pionowe rozkłady koncentracji chlorofilu  $a$  w jeziorze Boruja Mała w 2009 roku. Poziome znaki pokazują głębokość, do której dochodzi 1% strumienia światła z zakresu spektralnego PAR, wnikającego pod powierzchnię tego jeziora

## 2.5. Zależności pomiędzy koncentracją optycznie aktywnych składników i przezroczystością wody w badanych jeziorach

Jak wiadomo optyczne właściwości wody zdeterminowane są głównie koncentracją optycznie aktywnych składników OAC w wodzie. W wodach drugiego rodzaju relacje pomiędzy koncentracją OAC a właściwościami optycznymi wody są najczęściej skomplikowane. W niektórych jeziorach np. przezroczystość wody jest zdominowana przez jedną z trzech grup składników OAC (tj. rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM lub chlorofil  $a$  i inne pigmenty fitoplanktonu, lub też przez mieszaninę cząstek zawiesiny, występujących w bardzo dużej koncentracji). W innych wodach obserwujemy istotny wpływ na tę przezroczystość dwu lub wszystkich trzech grup składników. Przedstawione w poprzednim podrozdziale wyniki badań pokazały, że wartości i czasowa zmienność głębokości Secchiego

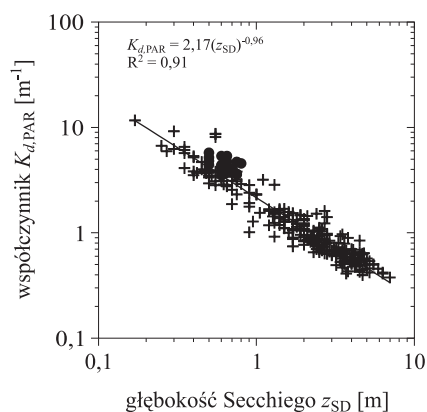
$z_{SD}$  otrzymana dla tego samego jeziora w różnych latach może wykazywać znaczne różnice (p. Rys. 2.15). Na zamieszczonych tam rysunkach widać, że znaczne różnice występują także pomiędzy poszczególnymi jeziorami, pomimo że występują na tym samym obszarze i poddane są podobnym wpływom czynników klimatycznych. We wszystkich badanych jeziorach sezonowa dynamika koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , jest mocno związana z koncentracją cząstek materii zawieszonych  $C_{SPM}$ . W większości jezior czasowa zmienność głębokości Secchiego  $z_{SD}$  jest także skorelowana z koncentracjami  $C_a$  i  $C_{SPM}$ , co potwierdza znaczącą rolę fitoplanktonu w formowaniu podwodnego oświetlenia w tych jeziorach. Wartości koncentracji kolorowych organicznych substancji rozpuszczonych CDOM (wyrażonej poprzez wskaźnik tej koncentracji, jakim jest współczynnik absorpcji światła  $a_{CDOM(440)}$ ) są najbardziej stałe i typowe dla każdego jeziora. Są one najwyższe w humusowym jeziorze Pyszne (z wodą brązową) i obniżają się stopniowo w wodach jezior coraz bardziej przezroczystych aż do najbardziej przezroczystego jeziora Jeleń. Wartości  $a_{CDOM(440)}$  wykazują także zmienność w cyklu rocznym, ale różnice tych wartości pomiędzy różnymi jeziorami wyraźnie przewyższają ich sezonową zmianę w indywidualnym jeziorze.

Reasumując, stwierdzić można, że w jeziorach Pomorza wszystkie trzy grupy składników OAC mają wpływ na przejrzystość wody. Natomiast w formowaniu sezonowych zmian różnych innych właściwości optycznych wody, pomimo wysokich wartości koncentracji CDOM, dominującym czynnikiem jest zwykle fitoplankton i substancje zawieszone. Ponieważ sezonowa zmiana koncentracji rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych CDOM w poszczególnych jeziorach jest relatywnie mała, nie można jej rozpatrywać jako przyczynę występowania maksimów i minimów głębokości Secchiego w ciągu roku.

Zgromadzony materiał eksperymentalny został wykorzystany do analizy zależności pomiędzy koncentracjami głównych składników OAC ( $C_a$ ,  $C_{SPM}$  i współczynnika  $a_{CDOM(440)}$ ) a wielkościami charakteryzującymi przezroczystość wody (głębokość Secchiego  $z_{SD}$  oraz uśredniony w zakresie PAR współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$  z głębokością w jeziorze). Do analiz tej zależności włączono tylko dane z eufotycznej strefy jezior. Głębokość dysku Secchiego skorelowano tylko z powierzchniowymi (mierzonymi ok. 20 cm pod powierzchnią) koncentracjami OAC. Analizy widm współczynnika osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  są opisane dalej w podrozdziale 7.3. Tu natomiast, w tym podrozdziale, przedstawiono tylko zależności statystyczne pomiędzy  $z_{SD}$  i  $K_{d,PAR}$  oraz koncentracjami chlorofilu  $C_a$  i materii zawieszonych  $C_{SPM}$  oraz współczynnikiem absorpcji światła  $a_{CDOM(440)}$ . Ponieważ relacje te są nieliniowe; do opisu tych związków wykorzystano funkcję potęgową, która lepiej je opisuje

niż funkcja liniowa. Podobne podejście możemy znaleźć w pracach innych autorów (p. dalej tabela 2.19).

Odpowiednie równania regresji wraz z odpowiadającymi im współczynnikami determinacji  $R^2$  pomiędzy koncentracjami składników OAC i głębokością Secchiego  $z_{SD}$  oraz współczynnikiem  $K_{d,PAR}$  przedstawiono w tabeli 2.18. W wierszach 1 i 2 tej tabeli przedstawiono równania regresji i wartości współczynników determinacji pomiędzy głębokością Secchiego  $z_{SD}$  a uśrednionym współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia  $K_{d,PAR}$ . Zależność pomiędzy tymi wielkościami pokazano także na rysunku 2.18. Analiza została przeprowadzona na podstawie 272 danych z pomiarów zespołów badanych parametrów, zebranych z jezior Pomorza w latach 2004–2010. Jak należało oczekiwać, wraz ze wzrostem przezroczystości wody mierzonej głębokością Secchiego  $z_{SD}$  maleje wartość współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$ , a współczynnik determinacji  $R^2$  pomiędzy tymi wielkościami wynosi 0,91, czyli jest wysoki. Rozrzut punktów pomiarowych wokół linii trendu zarówno dla małych, jak i dużych wartości  $z_{SD}$  jest podobny.



Rys. 2.18. Empiryczna zależność pomiędzy głębokością Secchiego  $z_{SD}$  i uśrednionym w strefie eufotycznej współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$ , uzyskana na podstawie pomiarów zrealizowanych dla warstwy powierzchniowej badanych jezior Pomorza w latach 2004–2010 ( $N = 272$ ). Znakiem ● oznaczono dane uzyskane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne

W kolejnych wierszach tabeli 2.18 (wiersze 3, 4 i 5) przedstawiono zależności pomiędzy głębokością Secchiego i koncentracjami  $C_a$ ,  $C_{SPM}$  oraz pomiędzy głębokością Secchiego i współczynnikiem absorpcji światła przez materię rozpuszczoną CDOM w wodzie  $a_{CDOM}(440)$ . Dwie pierwsze z wymienionych zależności zostały dodatkowo zilustrowane na rysunku 2.19. Jak widać, współczynniki determinacji  $R^2$  są tam również wysokie, wynoszące 0,85 dla zależności  $z_{SD}$  vs.  $C_a$  oraz 0,91 dla  $z_{SD}$  vs.  $C_{SPM}$ . Znacznie słabsza zależność występuje pomiędzy głębokością Secchiego  $z_{SD}$  i współczynnikiem  $a_{CDOM}(440)$ . Dla tej pary zmiennych współczynnik determinacji wynosi tylko 0,32. Potwierdza to tezę, że zmiany w koncentracji substancji

rozpuszczonych CDOM są w niewielkim stopniu odpowiedzialne za zmiany przezroczystości wody jeziornej.

Tabl. 2.18. Równania regresji pomiędzy wielkościami charakteryzującymi przenikanie światła w wodzie i koncentracjami składników OAC oraz odpowiadające im współczynniki determinacji  $R^2$  uzyskane na podstawie pomiarów zrealizowanych dla warstwy powierzchniowej jezior Pomorza badanych w latach 2004–2010. Jednostki wielkości użytych w równaniach:  $C_{SPM}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ],  $a_{CDOM(440)}$  [ $\text{m}^{-1}$ ],  $z_{SD}$  [m],  $K_{d,PAR}$  [ $\text{m}^{-1}$ ]

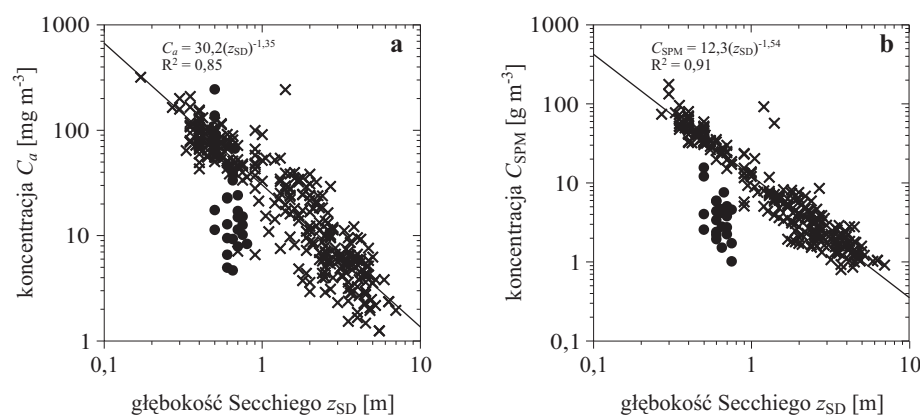
Lp.	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba pomiarów $N$
1	$K_{d,PAR} = 2,17 (z_{SD})^{-0,97}$	0,91	272
2	$z_{SD} = 2,19 (K_{d,PAR})^{-0,94}$	0,91	272
3	$C_a = 30,2 (z_{SD})^{-1,35*}$	0,85	336
4	$C_{SPM} = 12,3 (z_{SD})^{-1,54*}$	0,91	272
5	$a_{CDOM(440)} = 1,56 (z_{SD})^{-0,52*}$	0,32	272
6	$K_{d,PAR} = 0,293 (C_a)^{0,55*}$	0,70	272
7	$K_{d,PAR} = 0,493 (C_{SPM})^{0,55*}$	0,77	272

Uwaga: (\*) – analizy przeprowadzono bez uwzględnienia danych z humusowego jeziora Pyszne.

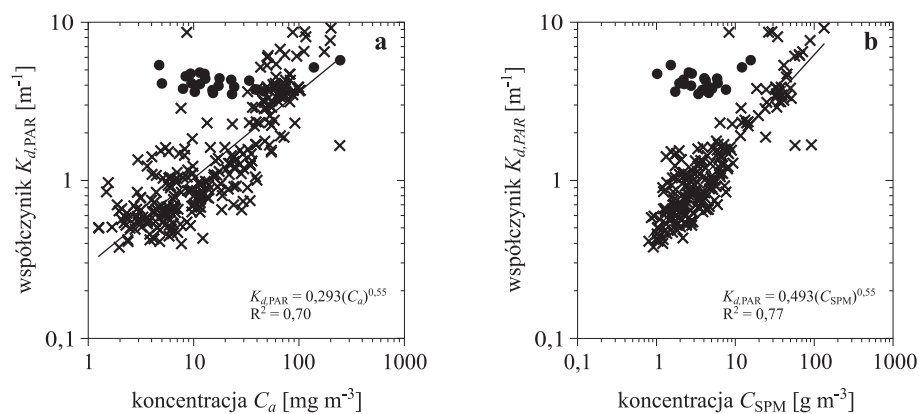
Wiersze 6 i 7 tabeli 2.18 zawierają formuły empiryczne wiążące uśredniony współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia  $K_{d,PAR}$  z koncentracjami  $C_a$  i  $C_{SPM}$ . Dla tych zależności współczynniki determinacji  $R^2$  są wyraźnie niższe i wynoszą odpowiednio 0,70 i 0,77. Zależności pomiędzy  $K_{d,PAR}$  i koncentracjami  $C_a$ ,  $C_{SPM}$  zostały zilustrowane na rysunku 2.20.

W tabeli 2.18 nie pokazano zależności pomiędzy współczynnikiem  $a_{CDOM(440)}$  i koncentracją  $C_a$  oraz pomiędzy współczynnikiem  $a_{CDOM(440)}$  i koncentracją  $C_{SPM}$ , ponieważ w wypadku wód rodzaju drugiego nie ma żadnych przesłanek, by oczekiwać wysokich wartości  $R^2$  dla tych par zmienionych.

Na rysunkach 2.19 i 2.20 widoczna jest grupa punktów reprezentujących dane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne (znaki ●) wyraźnie odstające od ogólnego trendu obserwowanego w innych jeziorach. Dane z tego zawierającego bardzo duże ilości rozpuszczonej kolorowej materii organicznej CDOM jeziora nie zostały wzięte do przeprowadzonych analiz regresji. Występujące w tabeli 2.18 wartości stałych zależą od wielkości użytych jednostek. W tych równaniach koncentracja  $C_{SPM}$  powinna być wyrażana w [ $\text{g m}^{-3}$ ], koncentracja  $C_a$  w [ $\text{mg m}^{-3}$ ] i współczynnik absorpcji światła  $a_{CDOM(440)}$  w [ $\text{m}^{-1}$ ].



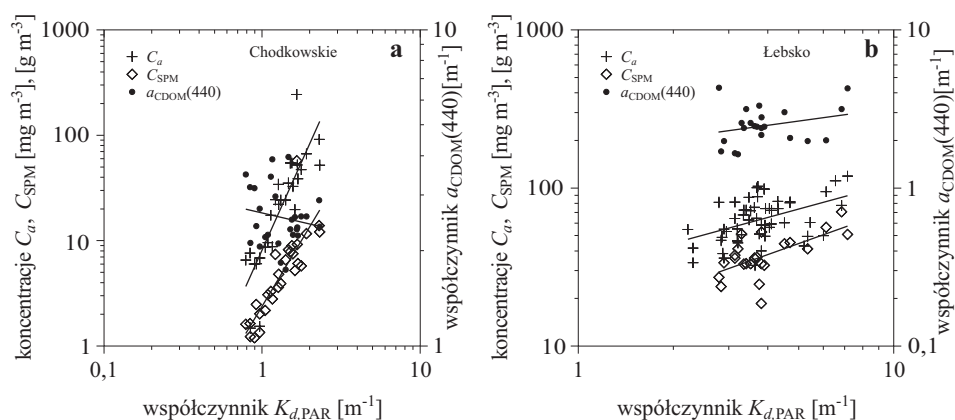
Rys. 2.19. Empiryczne zależności pomiędzy: a) głębokością Secchiego  $z_{SD}$  i powierzchniową koncentracją chlorofilu *a*,  $C_a$ , b) głębokością Secchiego  $z_{SD}$  i powierzchniową koncentracją całkowitej masy materii zawieszanej SPM,  $C_{SPM}$ ; uzyskane na podstawie pomiarów zrealizowanych w badanych jeziorach Pomorza w latach 2004–2010. Znakiem • oznaczono dane uzyskane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne (nie uwzględnione w analizie)



Rys. 2.20. Empiryczne zależności pomiędzy: a) współczynnikiem  $K_{d,PAR}$  i powierzchniową koncentracją chlorofilu *a*,  $C_a$ , b) współczynnikiem  $K_{d,PAR}$  i powierzchniową koncentracją całkowitej masy materii zawieszanej SPM,  $C_{SPM}$ ; uzyskane na podstawie pomiarów zrealizowanych w badanych jeziorach Pomorza w latach 2004–2010. Znakiem • oznaczono dane uzyskane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne (nie uwzględnione w analizie)

Naturalnie, z uwagi na dużą zmienność właściwości jezior, w przypadku gdy poszczególne jeziora są analizowane oddzielnie, otrzymujemy nieco inne zależności. Na rysunku 2.21 przedstawiono dane i krzywe regresji ilustrujące

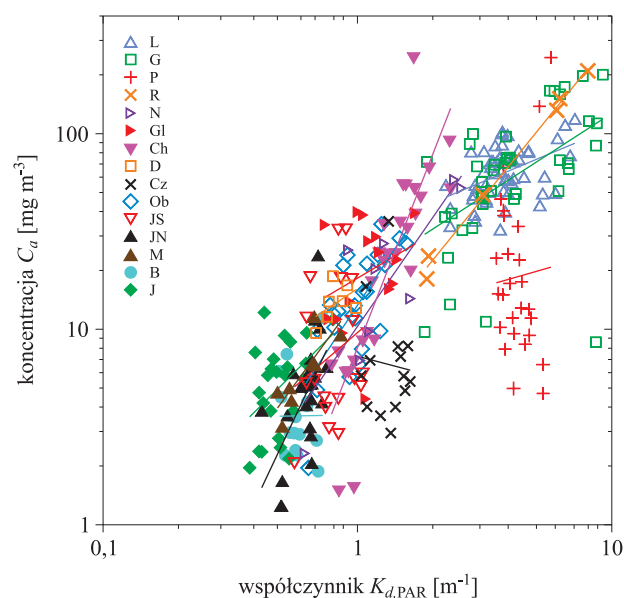




Rys. 2.21. Empiryczne zależności pomiędzy współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_{d,PAR}$  i powierzchniową koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , powierzchniową koncentracją całkowitej masy materii zawieszanej SPM,  $C_{SPM}$ , oraz współczynnikiem absorpcji światła przez rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM,  $a_{CDOM(440)}$ , uzyskane w dwóch wybranych jeziorach Pomorza: (a) jezioro Chotkowskie, (b) jezioro Łebsko

te zależności dla dwóch wybranych spośród badanych jezior Pomorza. W jeziorze Chotkowskie (Rys. 2.21a) uzyskujemy wysokie wartości  $R^2$  zarówno dla  $C_{SPM}$  vs.  $K_{d,PAR}$  ( $R^2 = 0,89$ ), jak i dla  $C_a$  vs.  $K_{d,PAR}$  ( $R^2 = 0,83$ ), jednak dla  $a_{CDOM(440)}$  korelacja już jest bardzo słaba ( $R^2 = 0,05$ ) i obserwujemy nawet spadek  $a_{CDOM(440)}$  wraz ze wzrostem  $K_{d,PAR}$ . W drugim z wybranych jezior, jeziorze Łebsko, (Rys. 2.21b) głównie dwa komponenty OAC wpływają na wartości  $K_{d,PAR}$ , chociaż odpowiednie współczynniki determinacji mają niskie wartości, wynoszące  $R^2 = 0,55$  i  $R^2 = 0,44$  dla  $C_{SPM}$  i  $C_a$  (vs.  $K_{d,PAR}$ ) odpowiednio i zaledwie  $R^2 = 0,12$  dla  $a_{CDOM(440)}$  vs.  $K_{d,PAR}$ .

Na rysunku 2.22 wykreślono zależności korelacyjne pomiędzy współczynnikiem  $K_{d,PAR}$  i koncentracją  $C_a$  dla warstwy powierzchniowej jezior Pomorza. Pozwoliło to zilustrować różnorodność, obserwowanych w poszczególnych jeziorach, zmian w wartościach współczynnika  $K_{d,PAR}$  w zależności od zmian  $C_a$ . Linie trendu  $C_a$  vs.  $K_{d,PAR}$  oraz  $a_{CDOM(440)}$  vs.  $K_{d,PAR}$  występujące w różnych jeziorach (nie pokazane w tej pracy) też bardzo różnią się od siebie. Możemy zobaczyć, że w niektórych jeziorach (Czarne) zależność  $C_a$  vs.  $K_{d,PAR}$  jest odwrotna niż w innych, a dominującym składnikiem OAC, który decyduje praktycznie o wartościach współczynnika  $K_{d,PAR}$ , są kolorowe substancje rozpuszczone CDOM. Takie różnice pomiędzy poszczególnymi jeziorami są w limnologii znane. Nawet duże zmiany koncentracji OAC i charakterystyk optycznych wody, spowodowane zmiennością sezo-



Rys. 2.22. Empiryczne zależności pomiędzy współczynnikami  $K_{d,PAR}$  i koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , uzyskane dla warstwy powierzchniowej jezior Pomorza

nową jeziora, są relatywnie mniejsze niż różnice pomiędzy jeziorami o różnej trofii. Widzimy, że przedstawione w tym podrozdziale formuły korelacyjne stanowią kompromisowe przybliżenia tych empirycznych zależności. Bazując na danych empirycznych łącznie z wielu jezior o dużej zmienności, można uzyskać formuły, które nieco gorzej opisują rzeczywiste relacje pomiędzy właściwościami wody, ale mają szersze, bardziej ogólne zastosowanie. Natomiast lepsze aproksymacje, bardziej zbliżone do rzeczywistości, otrzymujemy w odniesieniu do jezior określonego typu troficznego lub nawet do konkretnego jeziora, z którego dane empiryczne są wyłączną podstawą tych aproksymacji. Przedstawione w tej pracy rezultaty dla bardzo zróżnicowanych troficznie i optycznie jezior pokazują jednak, że pomimo dużych różnic pomiędzy indywidualnymi masami wód istnieją wspólne, ogólne współzależności pomiędzy ich charakterystykami.

Otrzymane rezultaty umożliwiają też porównanie właściwości badanych jezior Pomorza z jeziorami i grupami jezior innych rejonów świata. Wybrane równania regresji empirycznych współzależności i wartości współczynników determinacji uzyskane dla różnych akwenów przedstawiono w tabeli 2.19. Porównując współczynniki stojące przy odpowiednich równaniach, widzimy ich znaczne podobieństwo do tych uzyskanych dla jezior Pomorza (podanych w tabeli 2.18). Porównanie współczynników determinacji pokazuje także

podobne ich wartości jak dla jezior Pomorza. Obserwujemy duże wartości współczynnika  $R^2$  dla relacji  $C_a$  vs.  $z_{SD}$  oraz  $C_{SPM}$  vs.  $z_{SD}$ , natomiast  $a_{CDOM}(440)$  vs.  $z_{SD}$  jest wyraźnie niższy.

Tabl. 2.19. Formuły empiryczne opisujące zależności pomiędzy koncentracją OAC i wielkościami charakteryzującymi przenikanie światła w wodzie oraz odpowiadające im współczynniki determinacji  $R^2$  i sumaryczne liczby przeprowadzonych pomiarów  $N$ , otrzymane przez różnych autorów w akwenach śródlądowych innych rejonów świata i Morzu Bałtyckim. Jednostki wielkości użytych w równaniach:  $C_{SPM}$  [ $g\ m^{-3}$ ],  $C_a$  [ $mg\ m^{-3}$ ],  $a_{CDOM}(440)$  [ $m^{-1}$ ],  $z_{SD}$  [m],  $K_{d, PAR}$  [ $m^{-1}$ ]

Lp.	Równanie regresji	$R^2$	$N$	Rejon badań	Źródło
1	$C_{SPM} = 10,269 (z_{SD})^{-1,1859}$	0,74	135	Jezioro Taihu (Chiny)	Ma i in. (2006)
2	$C_{SPM} = 9,28 (z_{SD})^{-0,99}$	0,69	428	Jeziora estońskie i fińskie	Arst i in. (2003)
3	$C_a = 25,6 (z_{SD})^{-1,30}$	0,68	428	Jeziora estońskie i fińskie	Arst i in. (2003)
4	$a_{CDOM}(380) = 6,4 (z_{SD})^{-0,443}$	0,39	428	Jeziora estońskie i fińskie	Arst i in. (2003)
5	$z_{SD} = 2,56 (K_{d, PAR})^{-1,31}$	0,94		Jeziora szwedzkie i estońskie	Paavel (2008)
6	$z_{SD} = 2,5 (K_{d, PAR})^{-1,2}$	0,56	17	Jezioro Verevi (Estonia)	Reinart i in. (2005)
7	$K_{d, PAR} = 2,6 (z_{SD})^{-1}$	0,74	100	Jeziora estońskie i fińskie	Herlevi (2002)
8	$K_{d, PAR} = 1,6941 (z_{SD})^{-0,6771}$	0,73	267	Jeziora estońskie i fińskie	Arst i in. (2008)
9	$K_{d, PAR} = 2,00 (z_{SD})^{-0,76}$	0,74	2136	Zbiorniki i mo- kradła Parany (Ameryka Pd.)	Padial i Thomaz (2008)
10	$C_a = 70,02 (z_{SD})^{-1,68}$	0,37	3952	Morze Bałtyckie	Sanden i Hakansson (1996)



## Rozdział 3

# Pigmenty występujące w fitoplanktonie badanych jezior Pomorza

Jednym z podstawowych składników wód naturalnych mających istotny wpływ na ich właściwości optyczne jest fitoplankton. Pełni on w środowisku wodnym niezwykle ważną rolę; poprzez proces fotosyntezy jest istotnym źródłem biomasy oraz odpowiada za asymilację dwutlenku węgla i uwalnianie tlenu w tym środowisku. Szczególną rolę w procesie fotosyntezy pełni grupa związków ogólnie zwana pigmentami. Odpowiadają one za szereg istotnych procesów zachodzących w komórkach fitoplanktonu. Część z tych pigmentów absorbuje i przekazuje energię świetlną do centrum reakcji fotosyntezy, inne z kolei pełnią dodatkowe funkcje takie, jak np. zapobieganie fotodestrukcji i fotoutlenianiu chlorofilu. W optyce naturalnych zbiorników wodnych właściwości absorpcyjne pigmentów fitoplanktonu są szczególnie istotne. Obok fundamentalnej roli w procesie fotosyntezy mają one, między innymi, wpływ na kolor wód w dziennym świetle, a w tym na refleksję jako wskaźnik koncentracji fitoplanktonu w zbiornikach wodnych. Kompozycje pigmentów w komórkach fitoplanktonu i wzajemne ich proporcje są charakterystyczne dla różnych klas glonów i cyjanobakterii, a także w pewnym stopniu są modyfikowane przez abiotyczne i biotyczne właściwości środowiska wodnego. Skład pigmentów w fitoplanktonie jest stąd podstawą określania koncentracji głównych grup gatunkowych fitoplanktonu poprzez wykorzystanie tzw. metod chemotaksonomicznych (np. Jeffrey i Veski, 1997). W tym rozdziale przedstawiono ogólnie podział, lokalizację i rolę pełnioną przez pigmenty w fitoplanktonie oraz aktualny stan i wyniki badań koncentracji pigmentów w fitoplanktonie jezior Pomorza.

### 3.1. Opis stosowanej metodyki pomiarów koncentracji pigmentów fitoplanktonu i zebranych danych empirycznych

Istnieją liczne metody określania koncentracji pigmentów fitoplanktonowych, począwszy od prostych metod spektrofotometrycznych i fluorymetrycznych służących do pomiarów stężeń chlorofili *a*, *b*, *c* i ich pochodnych do precyzyjnych metod chromatograficznych. Aktualnie do identyfikacji i ilościowego określenia stężeń pigmentów w wodach naturalnych wykorzystywana jest wysokosprawna chromatografia cieczowa HPLC (ang. *High Performance Liquid Chromatography*). Metody chromatograficzne pozwalają na identyfikację ponad 60 chlorofili i karotenoidów oraz produktów ich degradacji, nawet tych które występują w wodach w ilościach śladowych, tj. poniżej  $1 \text{ ng dm}^{-3}$  (Latasa i in., 1996).

Koncentrację pigmentów fitoplanktonu w próbkach pobranych przez autora z jezior Pomorza oznaczała jego współpracowniczka Joanna Stoń-Egiert metodą wysokosprawnej chromatografii cieczowej HPLC, wg procedury opisanej w fachowej literaturze (Wright i Shearer, 1984; Mantoura i Repeta, 1997; Stoń-Egiert i Kosakowska, 2005). Identyfikacja pigmentów w badanej próbce polegała na identyfikacji eluowanego związku poprzez porównanie jego czasu retencji i widma absorpcji z odpowiednimi wzorcami (Wright i Shearer, 1984).

Analiza ilościowa koncentracji pigmentów zidentyfikowanych w ekstrakcie badanej próbki była oparta na zastosowaniu procedury wg Mantoura i Repeta (1997).

Przykładowe chromatogramy rozdzielania mieszaniny barwników występujących w próbkach naturalnych pochodzących z jezior Gardno i Jeleń, pobranych z powierzchni wody, przedstawione zostały na rysunku 3.1.

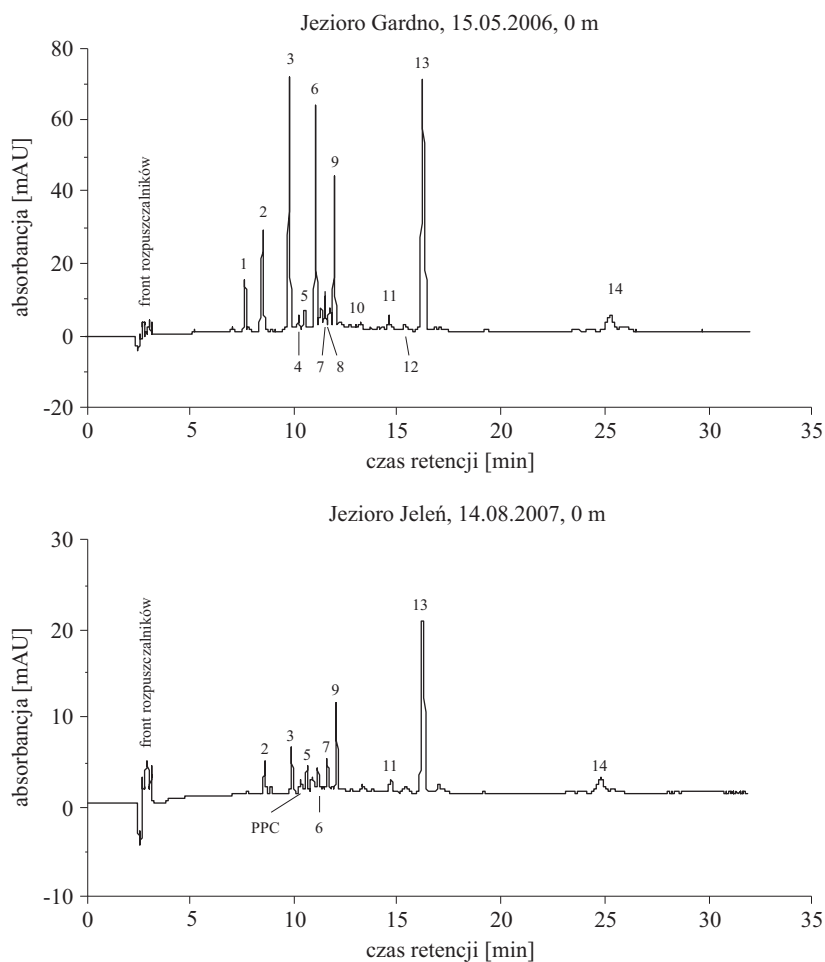
Omówiona wyżej metoda HPLC pozwoliła na rozdzielanie, identyfikację i ilościową ocenę ponad 25 barwników chlorofilowych i ich pochodnych oraz karotenoidów i ich pochodnych występujących w próbkach wód badanych jezior (błąd precyzji oznaczeń był mniejszy od  $2,9\% \pm 1,48\%$ ). Te podlegające identyfikacji pigmenty jeziornego fitoplanktonu przedstawiono w tabeli 3.1 wraz z ich podziałem na podstawowe grupy, tj. chlorofil *a*, chlorofile *b*, chlorofile *c*, karotenoidy fotosyntetyczne PSC<sup>1</sup> i karotenoidy fotoochronne PPC<sup>2</sup>.

---

<sup>1</sup>ang. *Photosynthetic Carotenoids*

<sup>2</sup>ang. *Photoprotecting Carotenoids*

W badaniach, które były realizowane w ramach tej pracy, do określania składu pigmentów w fitoplanktonie posłużono się dwiema metodami, opisaną wyżej metodą HPLC oraz metodą spektrofotometryczną (p. podrozdział 2.1). Drugą z tych metod, dużo prostszą i mniej kosztowną, wykorzystano do analiz wszystkich badanych próbek wody i wykorzystując ją wyznaczano koncentrację tylko jednego pigmentu fitoplanktonu, tzn. chlorofilu *a*.



Rys. 3.1. Chromatogramy rozdzielania mieszaniny barwników w próbkach naturalnych pochodzących z Jeziora Gardno (15.05.2006) i Jeleń (14.08.2007). Oznaczenia maksimów: 1 – chlorofilid *a*, 2 – chlorofil *c1* + *c2*, 3 – fukoksantyna, 4 – neoksantyna, 5 – wiolaksantyna, 6 – diadinoksantyna, 7 – alloksantyna, 8 – diatoksantyna, 9 – zeaksantyna, 10 – kantaksantyna, 11 – chlorofil *b*, 12 – allomer chlorofilu *a*, 13 – chlorofil *a*, 14 –  $\beta$ -karoten (Stoń-Egiert, Ficek i Zapadka, 2009)

Tabl. 3.1. Zestawienie pigmentów, które podlegały identyfikacji metodą HPLC, wraz z podziałem na główne grupy pigmentów: chlorofil *a*, chlorofil *b*, chlorofil *c*, karotenoidy fotosyntetyczne PSC i karotenoidy fotoochronne PPC

Pigmenty		
chlorofile	karotenoidy fotosyntetyczne PSC	karotenoidy fotoochronne PPC
chlorofil <i>a</i>	19'but-fukoksantyna	alloksantyna
chlorofilid <i>a</i>	19'heks-fukoksantyna	anteraksantyna
feofityna <i>a</i>	$\alpha$ -karoten	$\beta$ -karoten
	fukoksantyna	diadinoksantyna
chlorofil <i>b</i>	peridinina	diatoksantyna
	prazinoksantyna	luteina
chlorofil $c_1 + c_2$	echinenon	neoksantyna
chlorofil $c_3$		wiolaksantyna
		zeaksantyna
		afanizofil
		myksoksantofil
		dinoksantyna

Opisane dalej w tym rozdziale rezultaty osiągnięto, opierając się na analizach składu pigmentów przeprowadzonych metodą HPLC. Z uwagi na kosztocłonność metody HPLC liczba próbek przebadanych tą metodą była znacznie mniejsza. Sposób i miejsca poboru próbek wody do analiz opisano wcześniej w podrozdziale 2.1. Próbkę pobrane w latach 2006–2009 z dziewięciu różnych jezior poddane zostały izolacji, identyfikacji oraz ilościowemu określeniu zawartości chlorofili i karotenoidów. W tabeli 3.2 przedstawiono liczby próbek wody z poszczególnych jezior, jakie zostały poddane analizie metodami HPLC. Łącznie pobrano i poddano analizie 208 próbek fitoplanktonu jeziornego, z czego 164 dla przypowierzchniowej warstwy wód. Ponadto 22 razy w czterech jeziorach przeprowadzono pomiary w profilu pionowym. Sposób poboru wody został już opisany w rozdziale 2.1. Pobrana woda była następnie po przewiezieniu do laboratorium filtrowana. Do sączenia prób używano zalecane przez wielu autorów (Mantoura i Repeta, 1997, Stoń-Egiert i Kosakowska, 2005) sączków szklanych Whatman GF/F o średnicy 25 mm z porami  $0,7\mu\text{m}$ . Sączono takie ilości wody, by uzyskać maksymalne koncentracje zawiesiny, a jednocześnie czas sączenia nie przekraczał 10 minut. Najczęściej było to od 0.05 do 1 litra wody. Sączki z zawiesiną natychmiast po zakończeniu sączenia składano, zawijano w aluminiową folię i zanurzano w ciekłym azocie. Zakłada się, że w tak przechowywanych próbkach z fitoplanktonem skład pigmentów



nie ulega zmianie. To założenie jest powszechnie wykorzystywane w praktyce pomiarowej. Następnie tak zamrożone próbki przewożono do Instytutu Oceanologii Polskiej Akademii Nauk, gdzie przeprowadzono analizy koncentracji zawartych w nich pigmentów opisaną już wcześniej metodą HPLC.

Tabl. 3.2. Zestawienie liczb i miejsc pobrania próbek wody do oznaczeń zawartości pigmentów w fitoplanktonie jezior Pomorza w latach 2006–2009

Lp.	Jezioro	Ogólna liczba analizowanych próbek	Liczba próbek wody powierzchniowej	Liczba profili pionowych
1	Łebsko	19	19	0
2	Gardno	34	34	0
3	Pyszne	22	20	1
4	Chotkowskie	36	18	9
5	Obłężę	34	16	9
6	Jasień Pd.	20	20	0
8	Jeleń	28	22	3
9	Boruja Mała	15	15	0

Ponieważ w tej pracy pigmenty wyznaczone były dwiema metodami, aby uporządkować stosowaną terminologię wprowadzono następujące oznaczenia. Koncentrację chlorofilu *a* wyznaczoną metodą spektrofotometryczną oznaczono  $C_a$ . Natomiast do oznaczenia pigmentów określonych metodą chromatograficzną zastosowano następujące oznaczenia:

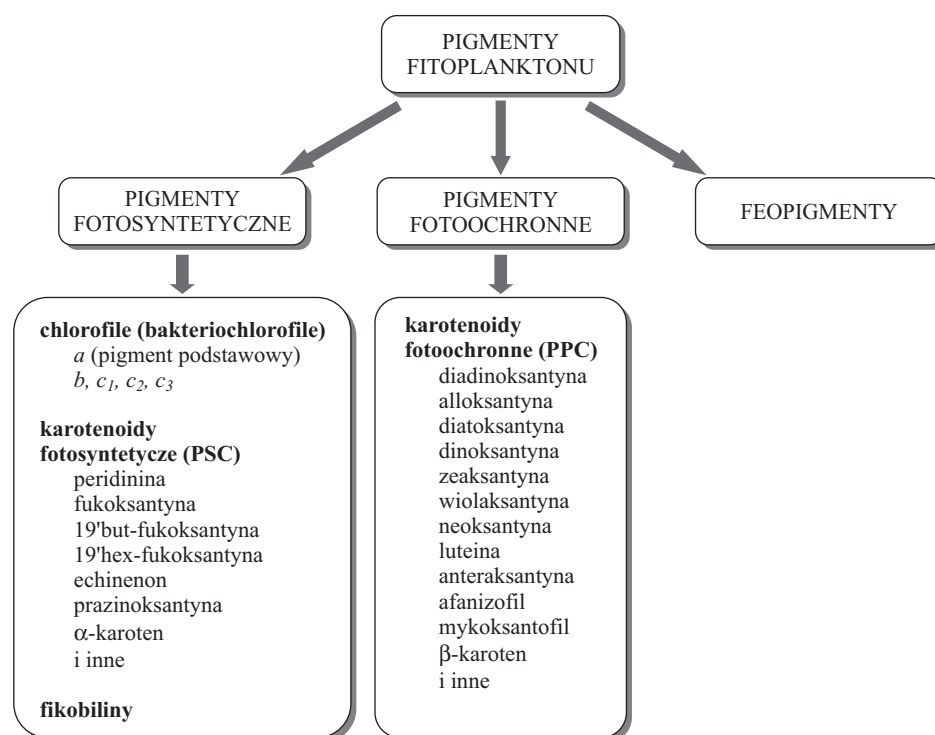
- $C_{chl\ a\ tot}$  – sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili *a* i związków będących pochodnymi chlorofili *a*,
- $C_{chl\ b\ tot}$  – sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili *b* i związków będących pochodnymi chlorofili *b*,
- $C_{chl\ c\ tot}$  – sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili *c* i związków będących pochodnymi chlorofili *c*,
- $C_{PSC}$  – sumaryczna zawartość zidentyfikowanych karotenoidów fotosyntetycznych PSC i związków będących pochodnymi PSC,
- $C_{PPC}$  – sumaryczna zawartość zidentyfikowanych karotenoidów fotoochronnych PPC i związków będących pochodnymi PPC,
- $C_{\sum P}$  – sumaryczna zawartość wszystkich zidentyfikowanych pigmentów zarówno fotosyntetycznych, jak i fotoochronnych.

### 3.2. Rodzaje pigmentów i ich rola w aparacie fotosyntetycznym

Występujący w akwenach naturalnych fitoplankton zawiera w swoim wnętrzu wyspecjalizowane w przeprowadzaniu fotosyntezy, otoczone podwójną błoną struktury zwane chloroplastami. Pojedyncza komórka glonu zawiera od jednego do kilkudziesięciu chloroplastów. Chloroplasty w swojej budowie posiadają bardzo rozbudowany, zawieszony w stromie, system wewnętrznych błon, zwany systemem lamellarnym. Podstawową strukturą tego systemu jest dyskowata struktura zwana tylakoidem. Charakterystycznym składnikiem błon tylakoidów są wbudowane w dwuwarstwę lipidową, niezbędne do przeprowadzania fotosyntezy, pigmenty. Pigmenty stanowią od 2 do 10% masy chloroplastów (Koblentz-Mishke i Vedernikov, 1977; Heldt, 1997). Wśród pigmentów, które można nazywać fotosyntetycznie aktywnymi, wyróżnia się trzy główne typy związków mogących absorbować i emitować światło widzialne: chlorofile, karotenoidy i fikobiliny. Podstawowym barwnikiem jest chlorofil, natomiast karotenoidy i fikobiliny są barwnikami pomocniczymi. Pigmenty te występują w różnych proporcjach, w zależności od gatunku komórek, a także od warunków abiotycznych panujących aktualnie w środowisku wodnym. Ponadto w każdej grupie pigmentów występuje szereg ich chemicznych odmian. Dzięki tej różnorodności pigmentów fitoplankton może absorbować i wykorzystywać energię światła z różnych przedziałów widma widzialnego. Poprzez zmianę składu chemicznego komórki fitoplanktonu dopasowują się do określonych warunków oświetlenia spektralnego w środowisku. Jest to jeden z objawów zjawisk zwanych fotoaklimacją i chromatoklimacją komórek fitoplanktonowych (Stemann-Nielsen, 1975). Dotychczas poznano 50 rodzajów chlorofili aktywnych w procesie fotosyntezy (Scheer, 1991) oraz około 600 karotenoidów i fikobilin. Różne grupy pigmentów charakteryzują się absorpcją światła w różnych zakresach spektralnych z przedziału światła widzialnego. I tak: chlorofile posiadają pasma absorpcji w przedziale 430–450 nm i 600–690 nm, karotenoidy 400–500 nm, a fikobiliny w centralnej części widma: 540–550 nm (p. dalej podrozdział 5.3). Pomimo niewielkiej koncentracji pigmenty są główną, a praktycznie jedyną grupą absorbentów światła widzialnego decydującą o widmie absorpcji glonów w widzialnym paśmie fal (Woźniak i Dera, 2007). Pozostałe składniki organiczne wpływają na absorpcję promieniowania przez komórki fitoplanktonu praktycznie dopiero w ultrafiolecie. W środowisku naturalnym barwniki fitoplanktonu mogą pochłaniać nawet 50% energii promieniowania widzialnego wnikającego do akwenu (Kaczmarek i Dera, 1998).

Do podstawowych funkcji barwników fitoplanktonowych zalicza się ich współdziałanie w fotosyntezie materii organicznej. Najważniejszym barwni-

kiem tego procesu jest chlorofil *a*. Pozostałe barwniki: chlorofile *b*, *c*<sub>1</sub>, *c*<sub>2</sub>, *c*<sub>3</sub>, karotenoidy i fikobiliny – pełnią funkcje barwników akcesoryjnych w tym procesie. Na rysunku 3.2 podano podział pigmentów roślinnych ze względu na pełnione funkcje. Jak widać z tego rysunku, cechą wspólną wszystkich trzech wymienionych grup pigmentów jest przede wszystkim pełnienie roli „anten”, to znaczy „zbieranie” – poprzez absorpcję fotonów – energii promieniowania słonecznego z różnych przedziałów widma fal, jakie docierają do komórki. Są to tak zwane pigmenty fotosyntetyczne PSP (ang. *Photosynthetic Pigments*). Energia przez nie zaabsorbowana jest następnie częściowo wykorzystywana na fotosyntetyczną produkcję materii organicznej, zachodzącą w jednostkach fotosyntetycznych. Dzieje się to dzięki łańcuchom bezpromienistej migracji energii wzbudzenia pomiędzy molekułami różnych pigmentów lub pomiędzy molekułami różnych natywnych odmian tego samego pigmentu (Shlyk, 1974; Parsons i Ke, 1987). Migracja ta zachodzi z dysypacją pewnej części zaabsorbowanej energii od molekuł bardziej „krótkofalowych” pigmentów (to znaczy absorbujących fotony o energiach wyższych, a więc



Rys. 3.2. Podział barwników roślinnych pod względem funkcji pełnionych w komórkach fitoplanktonu

o wyższych poziomach wzbudzenia) do bardziej „długofalowych” (o niższych poziomach wzbudzenia) i kończy się na tzw. „pułapkach energetycznych” zaangażowanych bezpośrednio w dalszych procesach fotosyntetycznych. Pułapki są pierwotnymi donorami elektronów niezbędnych dla uruchomienia cyklu fotosyntetycznych reakcji chemicznych. Pułapkami tymi są prawdopodobnie różne długofalowe odmiany chlorofilu *a* (u roślin zielonych) lub bakteriochlorofilu *a* (u bakterii fotosyntetyzujących).

Jak wynika z przedstawionych wyżej faktów, chlorofil *a* w odróżnieniu od innych pigmentów, tj. pozostałych odmian chlorofilu, karotenoidów i fikobilin, bierze bezpośredni udział w fotosyntezie roślin zielonych i jest dla przebiegu tego procesu niezbędny. Podobną rolę w przypadku bakterii fotosyntetyzujących spełnia bakteriochlorofil *a*. Oba te pigmenty można przyjąć za podstawowe. Natomiast obecność pozostałych tzw. akcesoryjnych pigmentów, wspomagających pozyskiwanie energii, nie jest niezbędna do fotosyntezy. Pojawiają się one jako mechanizm adaptacyjny w warunkach świetlnych, nie zawsze optymalnych dla fotosyntezy (Margalef, 1967). Ich skład i koncentracja zależą więc od uwarunkowań zewnętrznych oraz od przynależności danej rośliny (glonu) do określonego podzespołu świata roślinnego.

Na uwagę zasługują karotenoidy, które towarzyszą chlorofilowi *a* w zasadzie we wszystkich organizmach roślinnych. Jak przedstawiono dalej w tym rozdziale, w fitoplanktonie jezior ich koncentracje są bardzo duże (po chlorofilu *a* stanowią grupę najliczniej występujących pigmentów). Dzięki posiadanym właściwościom absorpcyjnym (posiadają maksimum absorpcji w przedziale  $\lambda = 400\text{--}500$  nm) mogą one pełnić różne funkcje, które ogólnie określić można jako fotosyntetyczne i fotoochronne (Rys. 3.2). Funkcja fotosyntetyczna polega głównie na absorpcji energii świetlnej i przekazaniu jej do centrów reaktywnych (Melkozernov i Blankenship, 2006). Funkcja fotoochronna związana jest z wieloma procesami mającymi na celu ochronę aparatu fotosyntetycznego przed fotodestrukcją. Najważniejsze z nich to:

- **tłumienie singletowego tlenu ( $^1\text{O}_2$ )** – przez przejęcie energii wzbudzenia tlenu i wyemitowanie energii w postaci fluorescencji lub rozproszenie w formie ciepła;
- **działanie antyutleniające** – poprzez reakcje z wolnymi rodnikami (Edge, McGarvey i Truscott, 1997);
- **tłumienie singletowego i trypletowego stanu chlorofilu** – chroniąc fotosystemy przed konsekwencjami nadmiernego oświetlenia (Mimuro i Akimoto, 2003);
- **tłumienie energii wzbudzenia w sposób niefotochemiczny (tzw. cykl ksantoflowy)** – poprzez odwracalną sekwencję reakcji

enzymatycznych wywoływanej przez zmiany natężenia światła (Olazola i in., 1994).

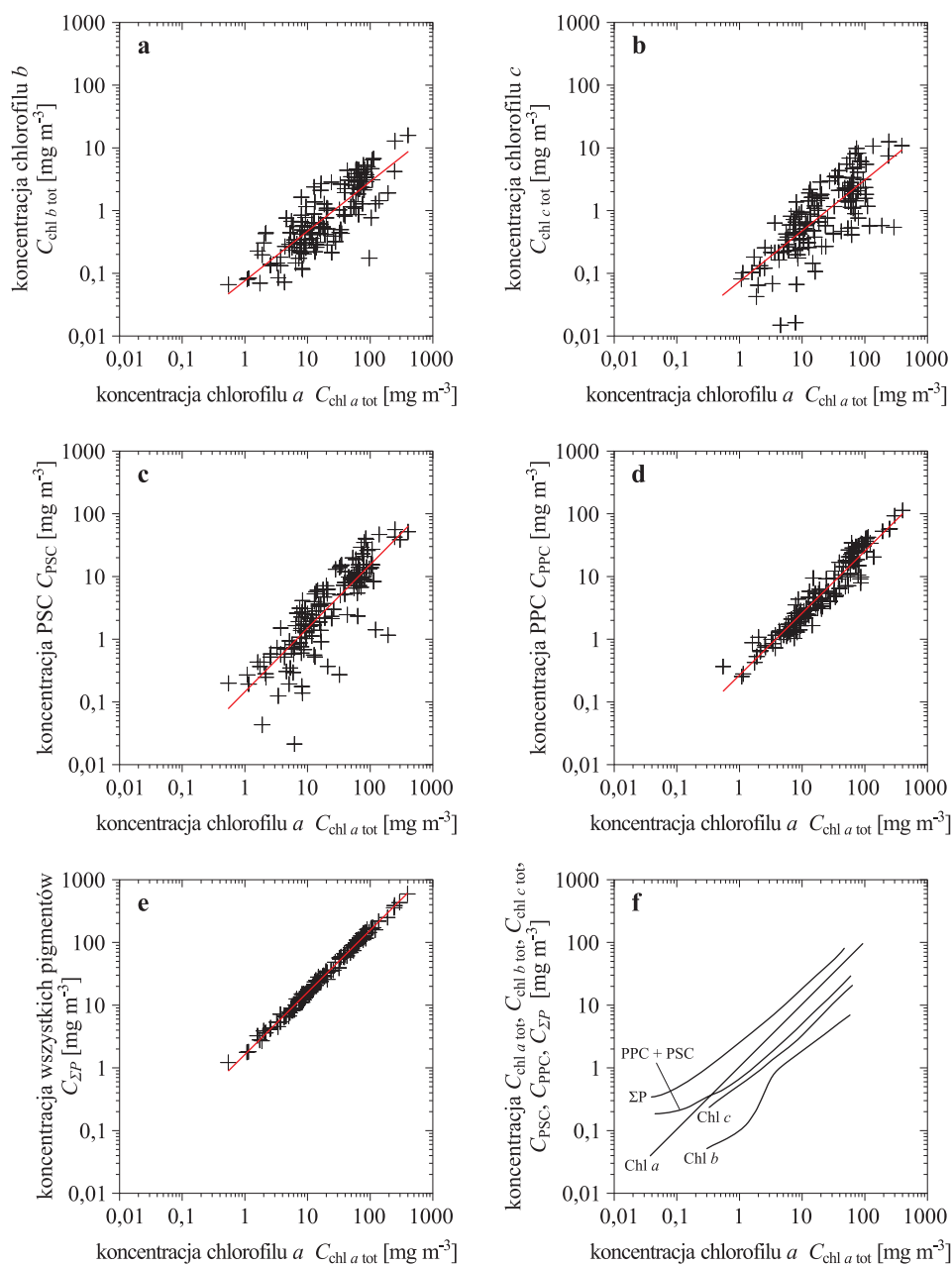
Obok omówionych wyżej trzech głównych grup pigmentów fotosyntezy aktywnych w roślinach zielonych (a szczególnie w fitoplanktonie morskim, np. w ciemnościach nocy lub na dużych głębokościach) występuje jeszcze jedna grupa silnych absorbentów światła zwanych **feopigmentami** (Yentsch, 1965; Wolken, 1975). Wpływają one znacząco na sumaryczne zdolności absorpcyjne fitoplanktonu, wiadomo jednak, że zaabsorbowana przez nie energia światła nie jest wykorzystywana na fotosyntezę. Natomiast spełniają one w fotosyntezie inne role, np. uczestniczą jako układy pośrednie w transporcie elektronów (p. np. Shipman, 1987; Rubin i in., 1988; Ostrowska i Woźniak, 1991).

Obecność barwników w środowisku jest ściśle związana ze składem taksonomicznym populacji fitoplanktonu charakterystycznej dla badanego akwenu śródlądowego. Dla poszczególnych grup glonów określona kompozycja barwnikowa jest cechą gatunkową i może być wykorzystana do ich identyfikacji (Rowan, 1989; Jeffrey i Veski, 1997; Jeffrey, Mantoura i Wright, 2005; Schlüter i in. 2006; Greisberger i Teubner, 2007). Ponadto, w zależności od wielu czynników środowiskowych, np.: spektralnych rozkładów oświetleń na różnych głębokościach czy innych parametrów stresowych działających na organizmy fitoplanktonowe – skład pigmentów oraz ich wzajemne proporcje mogą ulegać zmianom. Ponieważ komórki glonów mają zdolność do syntezy niektórych barwników oraz mechanizmy ochronne są związane z odwracalnymi reakcjami przemian barwników (tzw. cykle ksantofilowe) – odpowiednia kompozycja barwników jest dodatkowo efektem zachodzących w komórkach glonów procesów aklimacji świetlnej: chromatycznej i natężeniowej.

Naturalnie, przedstawiony powyżej skrótowy opis nie przedstawia wszystkich funkcji barwników fitoplanktonu. Omówiono tylko te, które są istotne z punktu widzenia biooptyki jezior. Bardziej szczegółowe analizy można znaleźć w pracach np. Heldt (1997), Grimm i in. (2006).

### 3.3. Charakterystyka składu pigmentów występujących w fitoplanktonie badanych jezior

Zarówno koncentracja chlorofilu *a*, jak i koncentracje pigmentów akcesoryjnych fitoplanktonu w jeziorach wykazują silne zróżnicowanie w czasie i przestrzeni wodnej. Ilustrują to wyniki badań prezentowane w tym podrzdziale. Dalej na rysunkach widoczna jest skala zróżnicowania koncentracji



Rys. 3.3. Zależność bezwzględnej koncentracji różnych pigmentów: a) koncentracji chlorofilu *b*,  $C_{chl\ b\ tot}$ , b) koncentracji chlorofilu *c*,  $C_{chl\ c\ tot}$ , c) koncentracji fotosyntetycznych karotenoidów PSC,  $C_{PSC}$ , d) koncentracji fotochromnych karotenoidów PPC,  $C_{PPC}$ , e) sumarycznej koncentracji wszystkich pigmentów, z wyjątkiem fikobilin  $C_{\Sigma P}$ , w zależności od koncentracji chlorofilu *a*,  $C_{chl\ a\ tot}$  zmierzonych w badanych jeziorach Pomorza (*ciąg dalszy na następnej stronie*)

(Rys. 3.3, *ciąg dalszy*) (punkty wyrażają dane empiryczne, linie – aproksymacje do tych punktów wg autora tej pracy). Odpowiednie równania aproksymujące są przedstawione w tabeli 3.3. Na rysunku f) przedstawiono zależności uzyskane dla różnych mórz i oceanów (Woźniak i Ostrowska, 1990)

pigmentów, sięgająca około czterech rzędów wielkości. Dodatkowo, względne koncentracje poszczególnych pigmentów (np. w odniesieniu do sumarycznej koncentracji wszystkich pigmentów, czy też do koncentracji chlorofilu *a*) wykazują zróżnicowanie zależne między innymi od troficzności wody i pory roku. Ilustrują to obserwowane rozkłady pigmentu głównego, jakim jest chlorofil *a*, oraz czterech głównych grup pigmentów akcesoryjnych (chlorofili *b* i *c*, karotenoidów fotosyntetycznych PSC i karotenoidów fotoochronnych PPC, jak to dalej zilustrowano na wykresach: dla jezior na rysunkach 3.3a–e oraz dla mórz i oceanów na rysunku 3.3f). To zróżnicowanie względnych koncentracji pigmentów wraz z pewną interpretacją jego przyczyn opisano w niniejszym podrozdziale.

Przedstawione na rysunku 3.3 i tabeli 3.3 wyniki badań charakteryzują jakościowo i ilościowo zestawy głównych grup pigmentów w różnych jeziorach Pomorza. W chwili obecnej nie dysponujemy jeszcze wystarczająco dużym zbiorem danych empirycznych, który pozwoliłyby stworzyć opis ogólny występowania poszczególnych jednostek taksonomicznych glonów, w różnych typach jezior, w różnych sezonach i na różnych głębokościach. Spróbujemy natomiast przedstawić sumaryczne ilościowe opisy składu i koncentracji różnych pigmentów w różnych naturalnych populacjach fitoplanktonu, w różnych jeziorach Pomorza i na różnych głębokościach.

W pracy Woźniaka i Dery (2007) podano rezultaty statystycznej analizy zależności koncentracji poszczególnych grup pigmentów (bez fikobilin) od troficznego typu akwenu<sup>3</sup>, spotykanych w różnych morzach i oceanach (wyznaczone metodą spektrofotometryczną). Uzyskane przez tych autorów wyniki badań pokazują wyraźne tendencje zmian składu pigmentów w zależności od typu troficznego akwenu. Przy przejściu od biologicznie ubogich akwenów oligotroficznych do żyznych wód eutroficznych maleje względny udział pigmentów towarzyszących chlorofilowi *a*. Natomiast w najczystszych akwenach oligotroficznych względna koncentracja chlorofilu *a* może spadać nawet do 10%, podczas gdy koncentracja sumaryczna pozostałych pigmentów wzrasta do 90%. Z kolei w wysoko produktywnych akwenach eutrofic-

---

<sup>3</sup>Miarą tego troficznego typu akwenu jest koncentracja chlorofilu *a* w wodach przypowierzchniowych (p. Woźniak i Dera, 2007).

Tabl. 3.3. Równania regresji pomiędzy koncentracją głównych grup pigmentów i koncentracją chlorofilu *a*,  $C_{chl\ a\ tot}$ , uzyskane na podstawie pomiarów autora w wodach jezior Pomorza w latach 2006–2010

Grupa pigmentów	Równanie regresji	Współczynniki determinacji $R^2$	Liczba wykorzystanych danych empirycznych
chlorofil <i>b</i>	$C_{chl\ b\ tot} = \exp(0,7904 \ln(C_{chl\ a\ tot}) - 2,5818)$	0,68	146
chlorofil <i>c</i>	$C_{chl\ c\ tot} = \exp(0,8072 \ln(C_{chl\ a\ tot}) - 2,6194)$	0,60	146
karotenoidy fotosyntetyczne	$C_{PSC} = \exp(1,0133 \ln(C_{chl\ a\ tot}) - 1,9340)$	0,70	146
karotenoidy fotoochronne	$C_{PPC} = \exp(0,9885 \ln(C_{chl\ a\ tot}) - 1,3221)$	0,92	146
suma pigmentów bez fikobilin	$C_{\Sigma\ P} = \exp(0,9900 \ln(C_{chl\ a\ tot}) + 0,4796)$	0,99	146

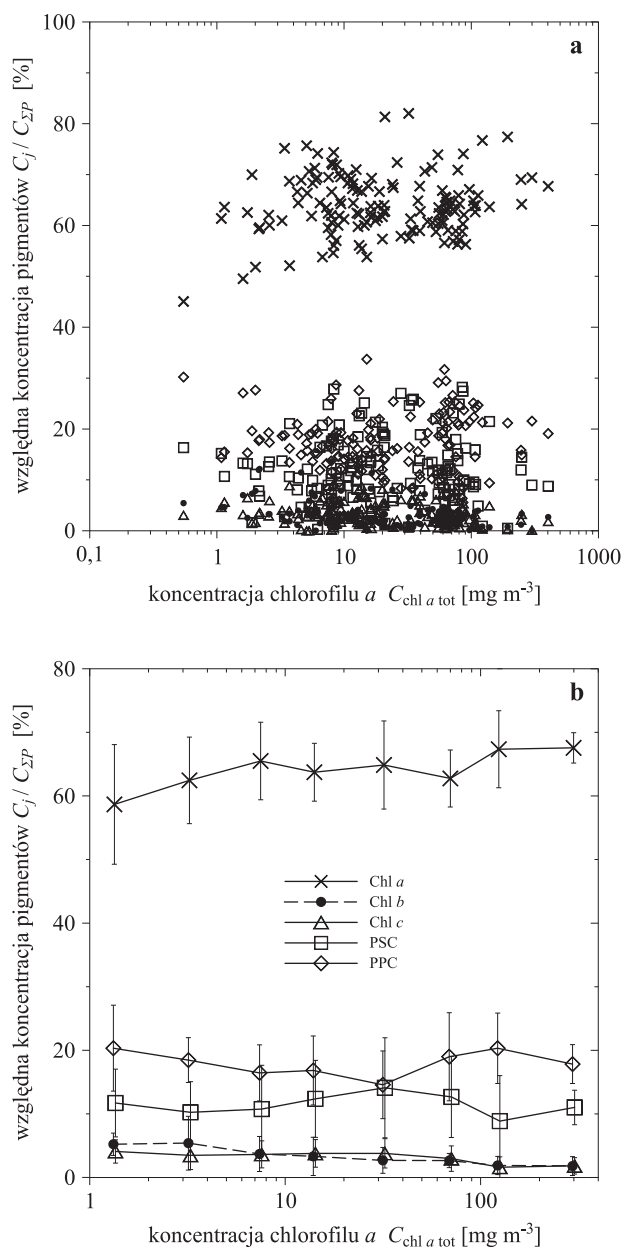


nych pigmentem dominującym jest zwykle chlorofil *a*, którego koncentracja dochodzi do 60% koncentracji wszystkich pigmentów, podczas gdy pozostałe pigmenty zajmują niewiele ponad 40%.

W wodach jezior Pomorza koncentracja chlorofilu *a* prawie zawsze przekracza  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , z punktu widzenia więc klasyfikacji morskich są to akweny eutroficzne. Znajduje to też swoje odzwierciedlenie we względnych koncentracjach chlorofilu *a* względem pozostałych pigmentów. Zmienność koncentracji poszczególnych pigmentów wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu *a* w badanych jeziorach jest niewielka. Jak widzimy na rysunku 3.4, względna koncentracja chlorofilu *a* zmienia się od około 60% przy najniższych bezwzględnych koncentracjach  $C_{\text{chl } a \text{ tot}}$  tego pigmentu i wzrasta do około 70% dla jezior hipertroficzych. W niektórych akwenach, w szczególnych przypadkach (p. Rys. 3.4a) udział ten może przekroczyć nawet 80% zawartości wszystkich pigmentów. Spośród czterech grup analizowanych pigmentów towarzyszących (Chl *b*, Chl *c*, karotenoidy fotosyntetyczne PSC i fotoochronne PPC), w fitoplanktonie z badanych jezior największymi koncentracjami charakteryzują się karotenoidy. Karotenoidów fotoochronnych jest około 20%, a fotosyntetycznych około 10%. Chlorofili *b* oraz *c* jest znacznie mniej i ich udział w całkowitej masie pigmentów najczęściej jest znacznie niższy od 10%. Jak już wspomniano, taki skład pigmentów jest charakterystyczny dla wód eutroficznych. W przypadku akwenów oligotroficzych mamy do czynienia z zupełnie odmienną sytuacją. Udział karotenoidów średnio jest ponad dwa razy większy, a w skrajnych przypadkach nawet cztery razy, niż zawartość chlorofilu *a* (patrz np. Majchrowski, 2001; Woźniak i Dera, 2007).

Przedstawione wyżej prawidłowości występowania pigmentów charakteryzują się dużym rozrzutem punktów eksperymentalnych od przebiegów uśrednionych (patrz punkty eksperymentalne 3.4a oraz wartości średnie wraz z odchyleniami standardowymi na rysunku 3.4b).

Jak widać z rysunku 3.4, w badanych wodach eutroficznych, tj. w warunkach najbardziej sprzyjających fotosyntezie, w komórkach fitoplanktonu ustala się optymalny zestaw pigmentów – ok. 65% Chl *a* i ok. 35% pigmentów dopełniających. Jeżeli natomiast warunki wegetatywne fitoplanktonu są gorsze (np. w biednych akwenach oligotroficzych), to organizmy uruchamiają procesy obronne. Według szeregu autorów (Margalef, 1967; Koblentz-Mishke, 1971; Woźniak i Ostrowska, 1990) procesy adaptacyjne do „gorszych” warunków objawiają się wzmożeniem produkcji dodatkowych pigmentów towarzyszących. Wzrasta więc dominacja tych pigmentów nad chlorofilem.



Rys. 3.4. Względne koncentracje głównych grup pigmentów fitoplanktonu (odniesione do całkowitej koncentracji wszystkich mierzonych pigmentów), w zależności od koncentracji chlorofilu *a*,  $C_{chl\ a\ tot}$ , obserwowane w badanych jeziorach Pomorza: a) dane empiryczne, b) przebiegi uśrednione statystycznie. (Oznaczenia punktów: × – Chl *a*, • – Chl *b*, △ – Chl *c*, □ – PSC, ◇ – PPC)

### Skład pigmentów w różnych jeziorach Pomorza

W poprzednich akapitach pokazano ogólne zależności pomiędzy różnymi grupami pigmentów obserwowane w fitoplanktonie jezior Pomorza. Poniżej są przedstawione te zależności w odniesieniu do konkretnych jezior. W tabeli 3.4 przedstawiono względne koncentracje poszczególnych pigmentów  $C_j$  odniesione do sumarycznej koncentracji wszystkich pigmentów (z wyjątkiem fikobilin)  $C_{\Sigma P}$ , występujące w fitoplanktonie warstwy powierzchniowej zróżnicowanych troficznie jezior. Na rysunku 3.5 przedstawiono te zależności w postaci wykresów. W przypadku średnich koncentracji dla wszystkich badanych jezior największy udział w puli wszystkich pigmentów ma chlorofil *a*, jego średnia koncentracja stanowi około 64%. W dalszej kolejności mamy karotenoidy fotoochronne PPC (~18%) oraz fotosyntetyczne PSC (~13%). Na każdy z pozostałych chlorofili, tzn. *b* oraz *c* przypada tylko około 3% koncentracji wszystkich pigmentów.

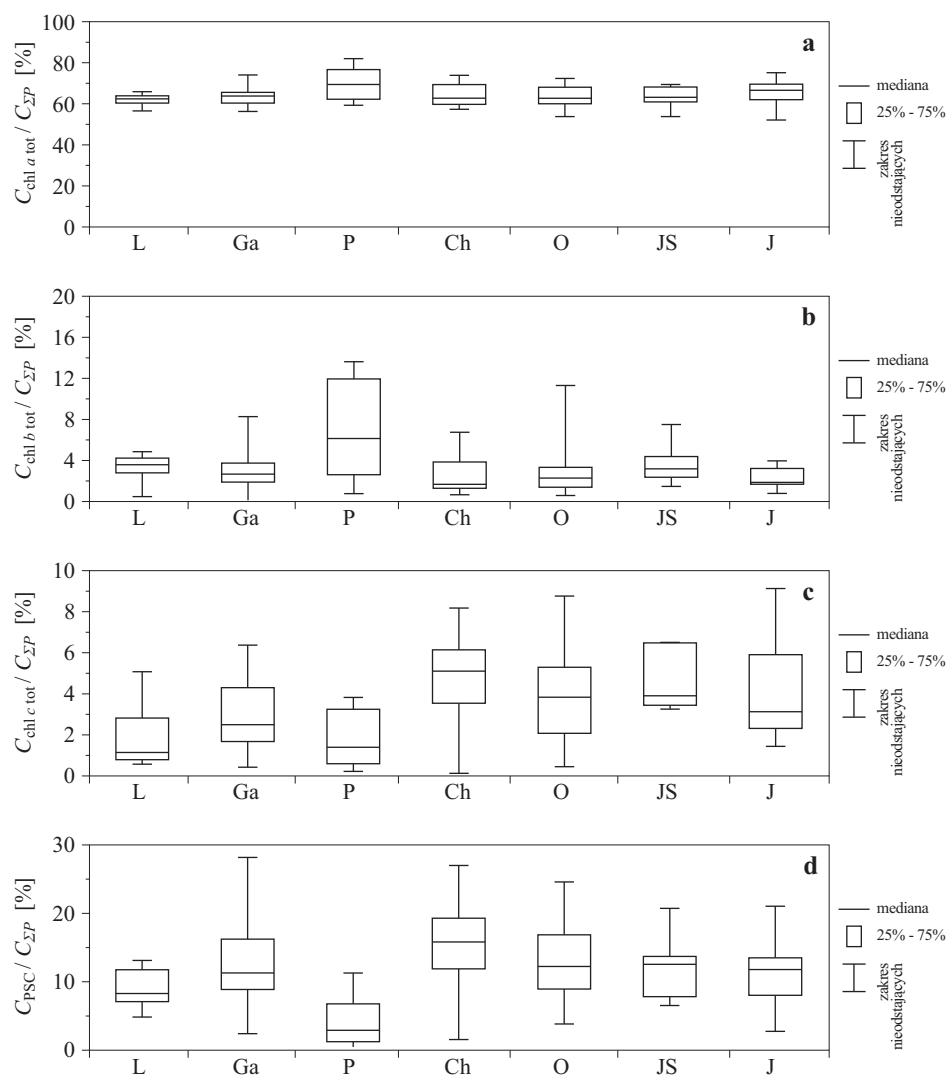
Analizując sytuację w poszczególnych jeziorach, widzimy, że średnie względne koncentracje chlorofilu *a* w fitoplanktonie wszystkich badanych jezior oscylują w pobliżu wartości ok. 64%. Wyjątkiem jest tutaj humusowe jezioro Pyszne z koncentracją chlorofilu *a* sięgającą ok. 70% oraz w mniejszym stopniu jezioro Chotkowskie (ok. 64%). W przypadku pozostałych pigmentów ich względne koncentracje są bardziej zmienne. Okazuje się, że i w odniesieniu do tych pigmentów fitoplankton jeziora Pyszne pokazuje swój odmienny charakter. Wyróżnia się największą zawartością nie tylko chlorofilu *a*, ale także chlorofilu *b*, natomiast chlorofilu *c* i karotenoidów PSC zawiera najmniej z badanych jezior. Fitoplankton jeziora Chotkowskiego ma też szereg specyficznych cech. Jak już informowaliśmy, stosunkowo dużo jest w nim chlorofilu *a*, dodatkowo jest bardzo dużo także chlorofilu *c* oraz karotenoidów PSC. Z kolei chlorofilu *b* oraz karotenoidów PPC jest najmniej spośród badanych próbek jeziornych. Przyczyny tego mógłby wyjaśnić skład gatunkowy tego fitoplanktonu. Autor nie miał jednak możliwości zbadania tego składu podczas przeprowadzania opisywanych tu badań.

Fitoplankton hipertroficznego jeziora Łebsko też ma kilka elementów wyróżniających jego wody. Zawiera najmniejszą względną koncentrację chlorofilu *a* oraz bardzo małe koncentracje chlorofilu *c* i karotenoidów PSC. Z kolei koncentracja karotenoidów PPC jest największa, w stosunku do innych badanych jezior Pomorza.

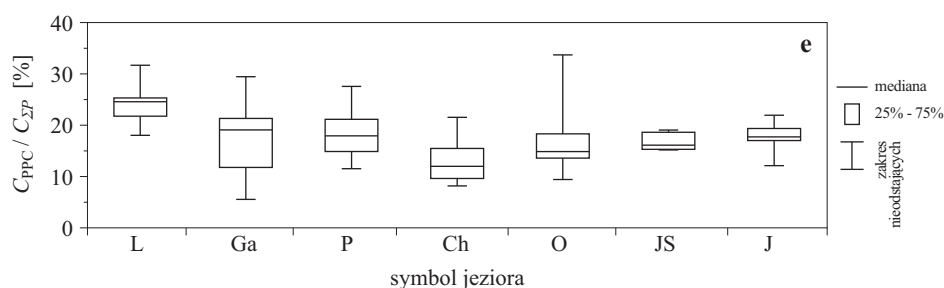
W akwenach naturalnych najczęściej wyznaczana jest tylko koncentracja chlorofilu *a*, natomiast koncentracje pozostałych pigmentów są wyzna-

Tabl. 3.4. Wartości średnie oraz odchylenie standardowe SD względnych koncentracji poszczególnych pigmentów (odniesione do całkowitej koncentracji wszystkich mierzonych pigmentów), występujące w fitoplanktonie warstwy powierzchniowej wód badanych jezior Pomorza

Jezioro	$\frac{C_{chl\ a\ tot}}{C_{\Sigma\ P}}$	SD	$\frac{C_{chl\ b\ tot}}{C_{\Sigma\ P}}$	SD	$\frac{C_{chl\ c\ tot}}{C_{\Sigma\ P}}$	SD	$\frac{C_{PSC}}{C_{\Sigma\ P}}$	SD	$\frac{C_{PPC}}{C_{\Sigma\ P}}$	SD
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Łebsko	61,87	2,56	3,41	1,14	1,70	1,21	8,74	2,42	24,22	3,38
Gardno	63,42	4,15	3,12	1,89	2,92	1,66	13,10	6,88	17,45	5,84
Pyszne	69,63	7,90	6,66	4,41	1,70	1,28	4,01	3,23	18,20	3,92
Chotkowskie	64,19	5,01	2,26	1,55	4,89	1,86	15,71	6,40	13,00	3,75
Obłęż	63,14	5,73	2,76	2,33	3,76	2,20	13,20	5,54	16,84	5,90
Jasień Pd.	63,16	4,82	3,56	1,85	4,60	1,42	11,92	4,50	16,76	1,62
Jeleń	64,98	6,54	2,22	0,92	3,90	2,54	11,20	4,90	17,70	2,74
Całość	64,05	5,49	3,29	2,56	3,41	2,12	11,81	6,40	17,32	5,46



Rys. 3.5. Charakterystyki statystyczne względnej koncentracji głównych grup pigmentów (minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana) odniesione do całkowitej koncentracji wszystkich mierzonych pigmentów  $C_{\Sigma P}$  w fitoplanktonie warstwy powierzchniowej badanych jezior Pomorza: a) koncentracji chlorofilu a,  $\frac{C_{chl\ a\ tot}}{C_{\Sigma P}}$ , b) koncentracji chlorofilu b,  $\frac{C_{chl\ b\ tot}}{C_{\Sigma P}}$ , c) koncentracji chlorofilu c,  $\frac{C_{chl\ c\ tot}}{C_{\Sigma P}}$ , d) koncentracji fotosyntetycznych karotenoidów PSC,  $\frac{C_{PSC}}{C_{\Sigma P}}$ , e) koncentracji fotoochronnych karotenoidów PPC,  $\frac{C_{PPC}}{C_{\Sigma P}}$ . Widoczne na rysunku symbole jezior wyjaśnione są w tabeli 1.2 w rozdziale 1 (ciąg dalszy rysunku na następnej stronie)



Rys. 3.5. (ciąg dalszy)

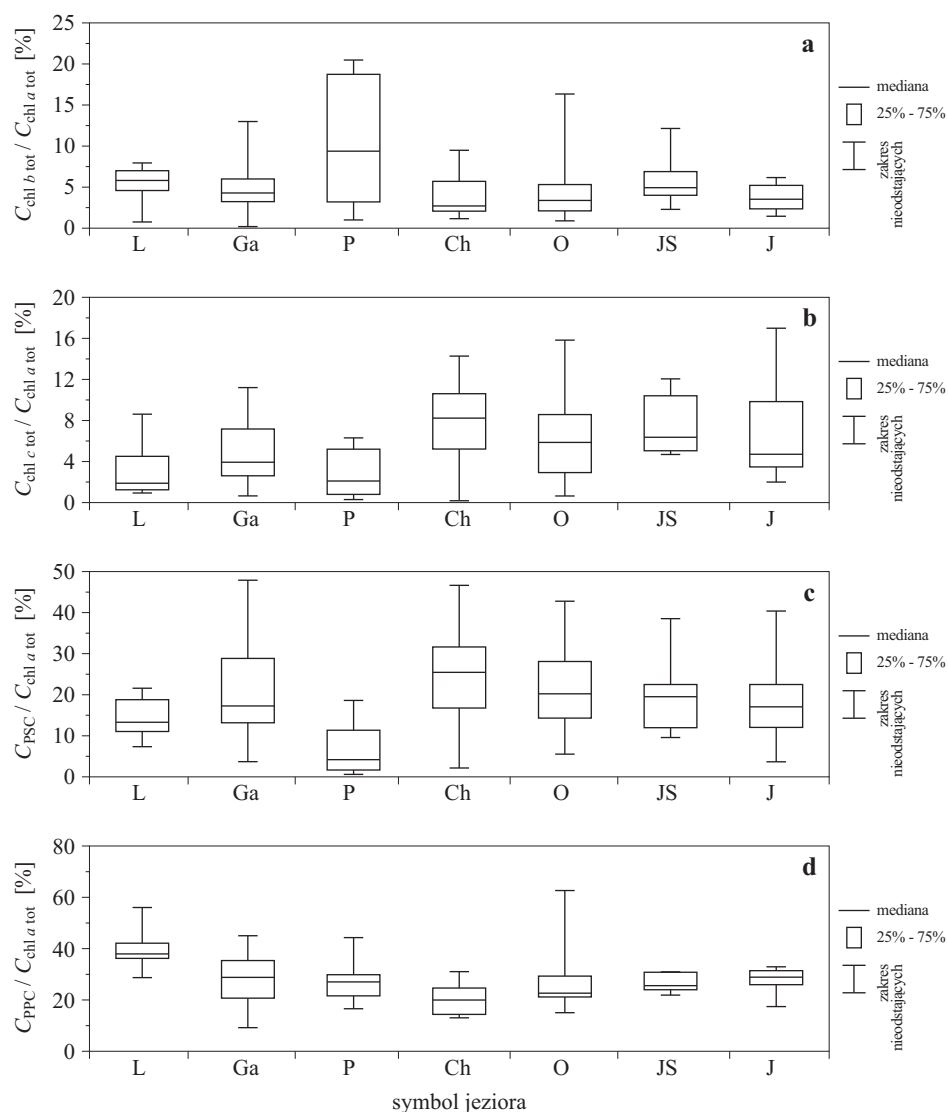
czane sporadycznie. Poniżej w tabeli 3.5 oraz na rysunku 3.6 przedstawiono względne koncentracje głównych grup występujących w fitoplanktonie pigmentów odniesione do koncentracji chlorofilu *a*. Jak widać z tej tabeli, w fitoplanktonie badanych jezior chlorofilu *b* i *c* jest około 5% w stosunku do koncentracji chlorofilu *a*, natomiast karotenoidów fotosyntetycznych i fotoochronnych jest odpowiednio około 18% i 28%.

Tabl. 3.5. Wartości średnie oraz odchylenie standardowe SD względnych koncentracji głównych grup pigmentów fitoplanktonu odniesionych do koncentracji chlorofilu *a*,  $C_{chl\ a\ tot}$ , występujące w fitoplanktonie warstwy powierzchniowej badanych jezior Pomorza

Jezioro	$\frac{C_{chl\ b\ tot}}{C_{chl\ a\ tot}}$	SD	$\frac{C_{chl\ c\ tot}}{C_{chl\ a\ tot}}$	SD	$\frac{C_{PSC}}{C_{chl\ a\ tot}}$	SD	$\frac{C_{PPC}}{C_{chl\ a\ tot}}$	SD
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Łebsko	5,54	1,88	2,78	2,07	14,18	4,14	39,22	6,28
Gardno	4,92	2,91	4,71	2,86	21,20	12,15	27,52	9,15
Pyszne	10,09	7,11	2,65	2,20	6,21	5,43	26,48	7,18
Chotkowskie	3,50	2,28	8,01	3,25	25,21	11,50	20,22	5,46
Oblężę	4,26	3,37	6,03	3,85	21,37	10,19	26,92	11,07
Jasień Pd.	5,63	2,94	7,42	2,73	19,42	9,07	26,71	3,60
Jeleń	3,44	1,48	6,42	5,04	18,10	9,91	27,49	4,80
Całość	5,12	3,95	5,51	3,71	19,05	11,26	27,17	9,28

### Skład pigmentów fitoplanktonu na różnych głębokościach akwenu

Biomasa fitoplanktonu oraz jej skład taksonomiczny w obrębie jednego jeziora zmienia się również wraz z głębokością. Związane jest to z wertykalną zmianą warunków występujących w jeziorze, a poszczególne gatunki fito-



Rys. 3.6. Charakterystyki statystyczne względnej koncentracji głównych grup pigmentów (minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana) odniesione do koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_{chl a tot}$  w fitoplanktonie warstwy powierzchniowej badanych jezior Pomorza: a) koncentracji chlorofilu  $b$ ,  $\frac{C_{chl b tot}}{C_{chl a tot}}$ , b) koncentracji chlorofilu  $c$ ,  $\frac{C_{chl c tot}}{C_{chl a tot}}$ , c) koncentracji fotosyntetycznych karotenoidów PSC,  $\frac{C_{PSC}}{C_{chl a tot}}$ , d) koncentracji fotoochronnych karotenoidów PPC,  $\frac{C_{PPC}}{C_{chl a tot}}$ . Widoczne na rysunku symbole jezior wyjaśnione są w tabeli 1.2 w rozdziale 1

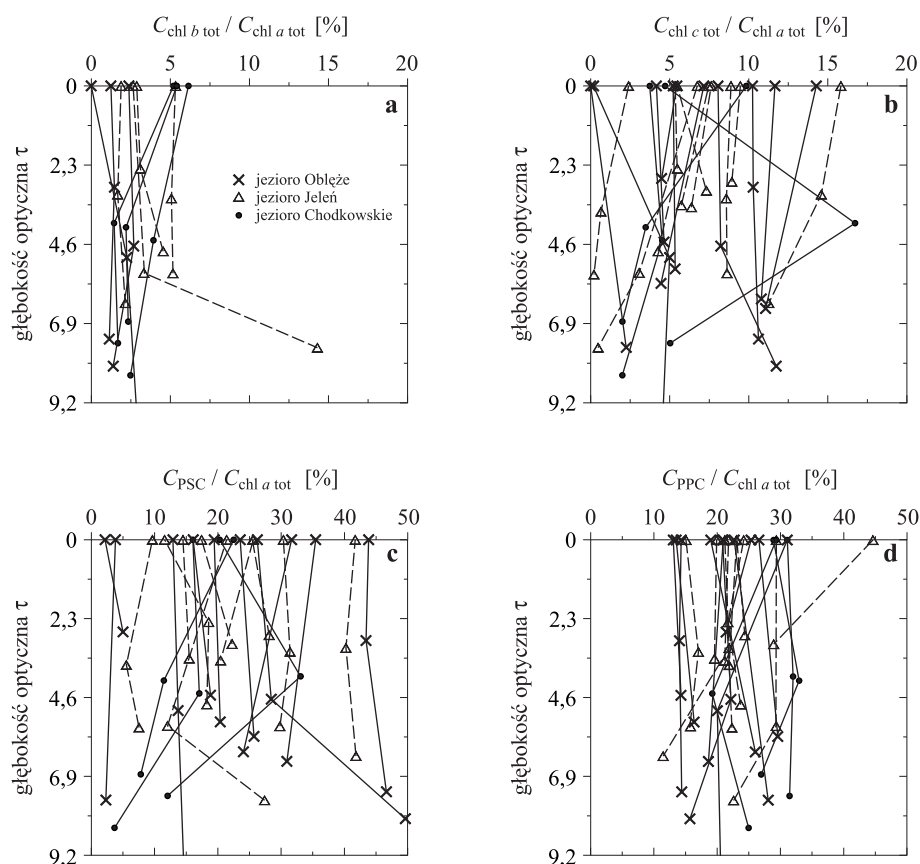
planktonu mają różne wymagania środowiskowe. I tak w głębokich warstwach wody występują gatunki przystosowane do słabszego oświetlenia i składu spektralnego światła, jakie panuje na tych głębokościach. Niżej przedstawiono pionową zmienność składu pigmentów związanych z fitoplanktonem. Ponieważ obecność pigmentów fitoplanktonu oraz ich główna rola związana jest z procesem fotosyntezy, ich występowanie uwarunkowane jest dostępnością oraz składem spektralnym światła w zakresie PAR. Jak zostało to pokazane w rozdziałach 2 i 7, wraz ze wzrostem głębokości ilość dostępnej energii światła ulega zmniejszeniu, co ogranicza zasięg występowania fitoplanktonu do dobrze oświetlonej, przypowierzchniowej warstwy wody zwanej strefą eufotyczną. Jednocześnie w zróżnicowanych troficznie i optycznie akwenach zmienia się użyteczność fotosyntetyczna dostępnego światła, związana ze zmianami jego składu spektralnego. Te zróżnicowane optycznie warunki przyczyniają się do uruchomienia procesów foto- i chromatoaklimacji fitoplanktonu, powodujących zróżnicowanie ilości pigmentów fotosyntetycznych i fotoochronnych w ogólnej puli pigmentów w komórkach fitoplanktonu.

Na rysunku 3.7a–d przedstawiono, jak zmienia się skład pigmentów wraz ze zmianą głębokości w trzech badanych jeziorach Pomorza. Z uwagi na to, że procesy foto- i chromatoaklimacji (Majchrowski, 2001; Woźniak i Dera, 2007) są generowane przez oświetlenie, na osi pionowej wykresów tego rysunku zamieszczono skalę głębokości optycznej  $\tau^4$  zamiast zwykłej głębokości  $z$ . Liczby pionowych rozkładów koncentracji pigmentów zmierzonych w poszczególnych jeziorach zostały przedstawione w tabeli 3.2. Pomiar koncentracji pigmentów w profilu pionowym zostały wykonane w trzech zróżnicowanych troficznie i optycznie jeziorach: mezotroficznym Jeleń oraz eutroficznym Obłężę i Chotkowskie. Przedstawione na rysunku 3.7 pionowe profile pokazują, że pomimo dużego zróżnicowania pionowego bezwzględnych koncentracji chlorofilu  $a$ , jak to pokazano w podrozdziale 2.4 (p. Rys. 2.16 i 2.17), na różnych głębokościach udział poszczególnych pigmentów w odniesieniu do koncentracji chlorofilu  $a$  jest prawie stały. Koncentracja nefotosyntetycznych pigmentów występujących w jeziorach jest wysoka i zawiera się w granicach 5–35% sumy wszystkich pigmentów (p. Rys. 3.5e). Jedną z przyczyn tego stanu może być mała przezroczystość wód, w wyniku której w niektórych jeziorach cała strefa eufotyczna znajduje się w warstwie powierzchniowego mieszania wód. W tych warunkach fitoplankton,

---

<sup>4</sup> $\tau$  – głębokość optyczna, bezwymiarowa wielkość, opisująca zmianę natężenia światła wzdłuż drogi  $r$  podczas jego przechodzenia przez ośrodek o współczynniku osłabiania światła  $c$ :  $\tau(r) = \int_{r=0}^z c(r)dr$ .

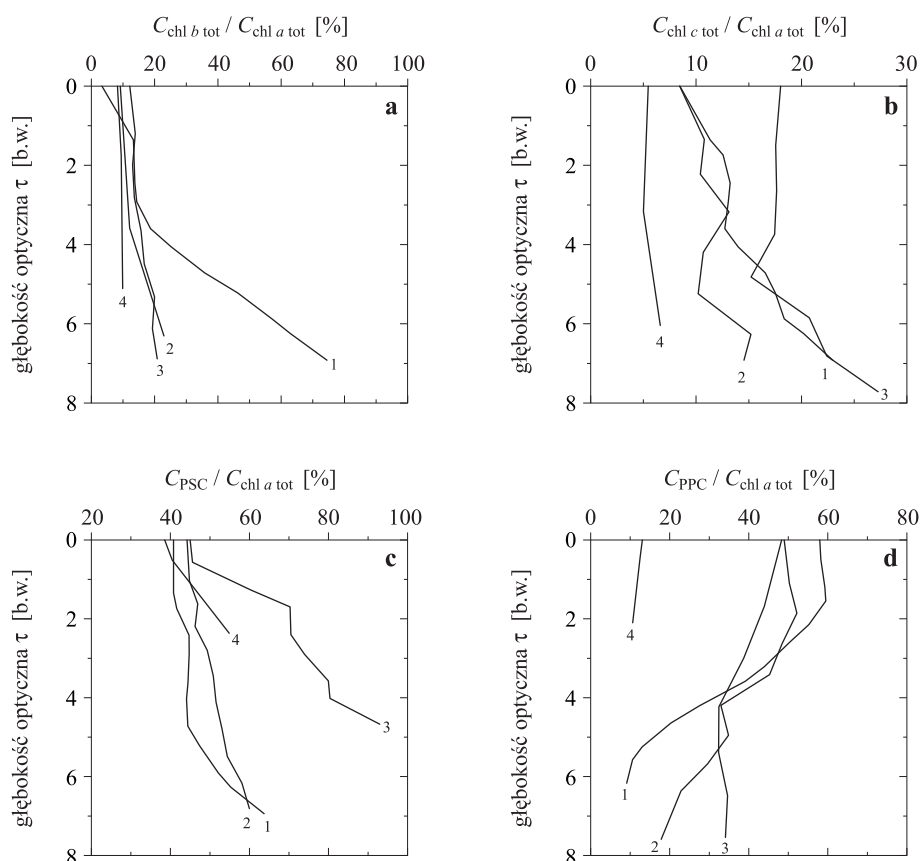




Rys. 3.7. Pionowe rozkłady względnych koncentracji głównych grup pigmentów (odniesione do koncentracji chlorofilu *a*): a) chlorofilu *b*,  $\frac{C_{\text{Chl } b \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , b) chlorofilu *c*,  $\frac{C_{\text{Chl } c \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , c) fotosyntetycznych karotenoidów PSC,  $\frac{C_{\text{PSC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , d) fotoochronnych karotenoidów PPC,  $\frac{C_{\text{PPC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , wyznaczonych w badanych jeziorach Pomorza

nawet przy niewielkich zmianach głębokości, musi radzić sobie z bardzo dużą zmiennością warunków świetlnych. Na powierzchni poddany jest intensywnemu działaniu bezpośrednich promieni Słońca, przed którymi chronią go pigmenty fotoochronne. Z kolei w dolnych partiach warstwy mieszania może przebywać już w ciemności.

Badane jeziora wykazują duże podobieństwo do wód eutroficznych Bałtyku. W wodach Bałtyku, jak pokazuje Majchrowski (2001) (p. Rys. 3.8a–d), udział poszczególnych grup pigmentów zmienia się nie tylko z głębokością, ale także zależy od troficznego typu akwenu. Największe koncentracje niefotosyntetycznych pigmentów oraz największe zmiany w składzie pigmentów



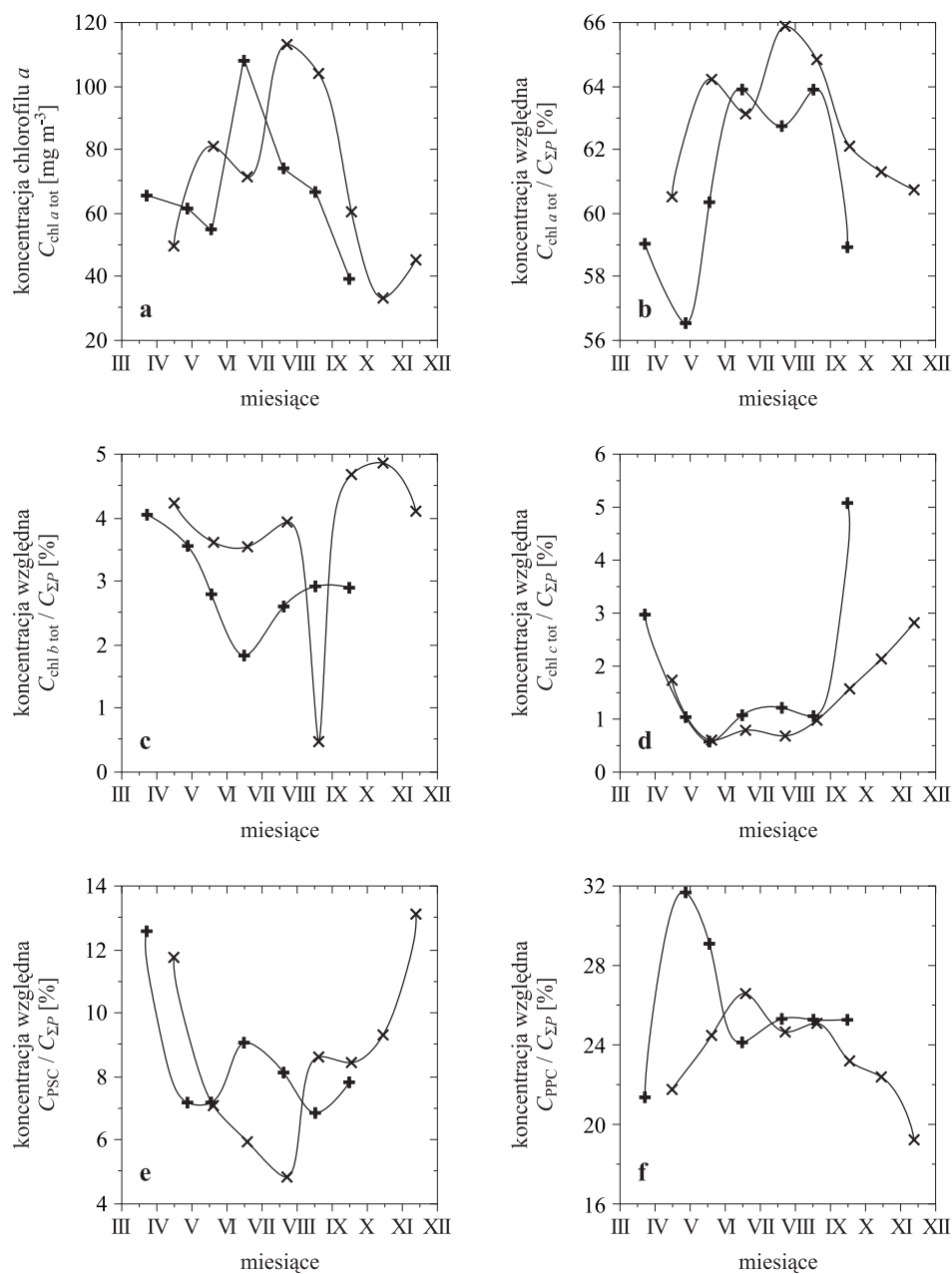
Rys. 3.8. Typowe pionowe profile względnych koncentracji głównych grup pigmentów (odniesione do koncentracji chlorofilu *a*): a) chlorofilu *b*,  $\frac{C_{chl\ b\ tot}}{C_{chl\ a\ tot}}$ , b) chlorofilu *c*,  $\frac{C_{chl\ c\ tot}}{C_{chl\ a\ tot}}$ , c) fotosyntetycznych karotenoidów PSC,  $\frac{C_{PSC}}{C_{chl\ a\ tot}}$ , d) fotoochronnych karotenoidów PPC,  $\frac{C_{PPC}}{C_{chl\ a\ tot}}$ , wyznaczonych w: 1 – Pacyfiku ( $C_a(0) = 0,05\ \text{mg m}^{-3}$ ); 2 – Morzu Arabskim ( $C_a(0) = 0,341\ \text{mg m}^{-3}$ ); 3 – Morzu Arabskim ( $C_a(0) = 1,38\ \text{mg m}^{-3}$ ); 4 – Morzu Bałtyckim ( $C_a(0) = 7,09\ \text{mg m}^{-3}$ ) (Majchrowski, 2001)

z głębokością odnotowuje się w morskich akwenach oligotroficznych. Przy powierzchni duże natężenie światła i niewielkie jego osłabianie z głębokością powodują powstanie warunków, w których konieczne jest zabezpieczenie aparatu fotosyntetycznego glonów przez odpowiednio dużą koncentrację pigmentów fotoochronnych. Udział tych pigmentów wraz ze wzrostem głębokości w morzu ulega stopniowemu zmniejszeniu, tak że na dużych głębokościach obserwujemy już dominację pigmentów fotosyntetycznych. W przy-

padku akwenów eutroficznych, w morzu podobnie jak w jeziorach, sytuacja jest zupełnie inna. Prawie nie obserwuje się zróżnicowania w profilu pionowym względnej koncentracji pigmentów fotosyntetycznych i fotoochronnych. Dodatkowo cały profil pionowy w takim akwenu jest zdominowany przez pigmenty fotosyntetyczne. W odróżnieniu od badanych jezior, w których koncentracja pigmentów fotoochronnych wynosiła średnio około 20–40% względem koncentracji chlorofilu *a*, występująca w Bałtyku koncentracja tych pigmentów jest jednak dużo niższa i stanowi tylko około 10%.

### Zmienność sezonowa składu pigmentów

Występująca w naszym klimacie zmienność sezonowa czynników abiotycznych, głównie oświetlenia, temperatury oraz dostępności biogenów, wpływa na warunki wegetacji fitoplanktonu. Wymusza to na fitocenozach zmiany w liczebności oraz składzie gatunkowym glonów tak, aby optymalnie wykorzystać dostępne źródła energii i składników pokarmowych. Jednym z elementów pomagających fitoplanktonowi przetrwać jest dostosowanie (adaptacja) aparatów fotosyntetycznych do panujących warunków środowiskowych, czyli aklimacja komórek. Takie procesy adaptacyjne polegają na zmianie składu pigmentów w pojedynczym organizmie lub na szczeblu pojedynczego gatunku fitoplanktonu (tzw. ograniczona adaptacja), lub na szczeblu fitocenozy w wyniku sukcesji. Jeżeli warunki świetlne dla danego gatunku są niekorzystne, to jego koncentracja zmniejsza się, a jego miejsce w niszy ekologicznej zajmuje inny gatunek, którego aparat fotosyntetyczny zawiera pigmenty pozwalające skuteczniej wykorzystać dostępne zasoby energii świetlnej. Na rysunku 3.9 przedstawiono zmiany sezonowe w składzie pigmentów zaobserwowane w jeziorze Łebsko. W tym płytkim, hipertroficznym jeziorze koncentracja biogenów przez cały rok utrzymuje się na bardzo wysokim poziomie (Jarosiewicz i Ficek, 2008). Zmiany w fitoplanktonie spowodowane są więc głównie zmianami oświetlenia i temperatury. Rysunek 3.9a przedstawia bezwzględne koncentracje chlorofilu *a* zmierzone w latach 2007 i 2008. Widać na nim wyraźny, typowy dla naszej strefy klimatycznej cykl roczny. Sezonowa zmienność natężenia oświetlenia światłem słonecznym i związana z nim zmiana temperatury wody powoduje powstanie wysokiego letniego maksimum i zimowej stagnacji oraz okresy przejściowe występujące wiosną, jesienią. Kolejne rysunki przedstawiają procentowe udziały zawartości poszczególnych grup pigmentów w całkowitej masie pigmentów. Jak widzimy (p. Rys. 3.9b–f), w niekorzystnych dla wegetacji warunkach (wiosna, jesień, zima) maleje udział chlorofilu *a* w całkowitej masie pigmentów, natomiast rośnie zawartość pigmentów dopełniających – wspomagających fotosyntezę, takich jak chlorofile *b* i *c* oraz



Rys. 3.9. Zmienność sezonowa koncentracji pigmentów, zarejestrowana w jeziorze Łebsko w latach 2007 (x) i 2008 (+): a) – bezwzględnych koncentracji chlorofilu  $a$ , b–f) względnej koncentracji głównych grup pigmentów (odniesionej do całkowitej koncentracji wszystkich mierzonych pigmentów): chlorofilu  $a$ , chlorofilu  $b$ , chlorofilu  $c$ , fotosyntetycznych karotenoidów PSC i fotoochronnych karotenoidów PPC, odpowiednio

fotosyntetyczne karotenoidy. Wyraźny wpływ ww. czynników abiotycznych obserwujemy także na rysunku 3.9f przedstawiającym względną koncentrację pigmentów fotoochronnych. Ich zadaniem jest m.in. zabezpieczanie aparatów fotosyntetycznych w komórkach fitoplanktonu przed fotooksydacją spowodowaną zbyt intensywnym oświetleniem lub spektrum światła zawierającego dużo potencjalnie destruktywnej radiacji (PDR) o długości fali  $\lambda < 480$  nm (Majchrowski, 2001; Woźniak i Dera, 2007). Widzimy tutaj wyraźny wpływ intensywności promieniowania na koncentracje ochronnych karotenoidów (PPC). Porównując rysunek 3.9f z przedstawionym w rozdziale 1 rysunkiem 1.2, widzimy, że największe koncentracje PPC pokrywają się z letnim maksimum występowania największych oświetleń. Z kolei najniższe koncentracje PPC obserwowane są zimą, w miesiącach charakteryzujących się najmniejszą intensywnością oświetleń. Tę obserwowaną prawidłowość można wytłumaczyć tym, że w okresie lata wysokość Słońca i ilość dni bezchmurnych jest największa. Występujące w tym okresie duże bezwzględne wartości oświetleń mogące powodować fotooksydację chlorofilu *a* przyczyniają się do tego, że w tych warunkach w fitoplanktonie dominują gatunki zawierające dużą ilość pigmentów fotoochronnych.



## Rozdział 4

# Absorpcja światła przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne (CDOM) w badanych wodach

Wody jezior zawierają duże ilości kolorowej rozpuszczonej materii organicznej CDOM. Występujące w niej pigmenty pochłaniają światło w zakresie UV i VIS i nadają wodzie charakterystyczne żółte, a nawet brunatne zabarwienie. Dlatego też w optyce wód często określa się je nazwą „substancje żółte” (ang. *Yellow Substances* lub niem. *Gelbstoff*) zaproponowaną przez Kalle (1949). W przypadku jezior rola tej materii jest szczególnie istotna; jej duże zróżnicowanie zmienia radykalnie funkcjonowanie ekosystemów wodnych. Znalazło to odzwierciedlenie już w pierwszych klasyfikacjach jezior. Akweny zawierające duże ilości CDOM znalazły się w osobnej grupie – jako *humus lakes* (ang.) (Nauman, 1917, za Hansenem, 1962) lub jako jeziora dysharmoniczne (Thienemann, 1925).

Kolorowe substancje organiczne CDOM w wodach jezior są jednym z głównych absorbentów światła słonecznego i głównym czynnikiem, który określa ich optyczne właściwości, oddziałuje bezpośrednio na energię i skład spektralny światła przenikającego te wody oraz pośrednio na intensywność zachodzących tam procesów biologicznych.

Optyczne właściwości CDOM powodują, że nawet ich niewielkie koncentracje silnie absorbują promieniowanie ultrafioletowe, chroniąc organizmy przed jego destrukcyjnym działaniem. Przy wyższych koncentracjach CDOM absorpcja także znacznej części światła widzialnego znacząco ogranicza dostępność światła PAR dla fotosyntezy, przyczyniając się do ograniczenia pierwotnej produkcji materii organicznej w danym zbiorniku wodnym (Górniak, 1996; Wetzel, 2001). Substancje te pełnią także ważną rolę w innych procesach biologicznych zachodzących w akwenie. Obecność CDOM wpływa np. na skład gatunkowy, liczebność i wielkość organizmów planktonowych, a w jeziorach o niskiej trofii sprzyja rozwojowi bakterioplanktonu

(Moran i Hodson, 1994). Szereg autorów wskazuje też na CDOM jako potencjalne źródło reaktywnych form tlenu w ekosystemach wodnych, który ma duży wpływ na różne procesy biologiczne (Whitehead i de Mora, 2000; Kieber i in., 2003).

W ostatnich latach obserwowane globalne zmiany zachodzące w środowisku naturalnym wzmogły zainteresowanie globalnym obiegiem węgla w przyrodzie, zdalnymi pomiarami właściwości wód oraz wzrostem poziomu promieniowania z zakresu UV, intensyfikując badania nad CDOM w akwenach morskich i także śródlądowych.

#### 4.1. Opis zastosowanej metody badań CDOM i zebranych danych empirycznych

Metodyka poboru próbek wody z akwenu została już opisana w rozdziale 2.1. Poniżej w tabeli 4.1 przedstawiono zestawienie liczby widm absorpcji światła przez CDOM zmierzonych w latach 2004–2010. Ogółem w tych latach

Tabl. 4.1. Zestawienie liczb współczynników absorpcji światła przez CDOM zmierzonych w wodach różnych jezior Pomorza w latach 2004–2010

Lp.	Nazwa jeziora	Okres obserwacji	Liczba ekspedycji	Liczba stacji <sup>1</sup>	Liczba pomiarów
1	Łebsko	2007–2010	36	7	73
2	Gardno	2006–2009	34	5	46
3	Pyszne	2006–2010	27	1	46
4	Rybiec	2009	10	1	10
5	Niezabyszewskie	2008–2009	9	1	9
6	Głębokie	2008–2009	15	1	36
7	Chotkowskie	2006–2010	28	1	51
8	Dobra	2008–2010	10	1	16
9	Czarne	2008–2009	15	1	32
10	Obłęż	2007–2010	29	1	61
11	Jasień Południowy	2007–2010	23	2	45
12	Jasień Północny	2007–2010	20	2	40
13	Marszewskie	2008–2009	7	1	9
14	Boruja Mała	2004–2010	17	1	48
15	Jeleń	2004–2010	26	2	63

<sup>1</sup>Miejsca przeprowadzania pomiarów podane są w tabeli 1.3 w rozdziale 1.



przebadano 15 jezior Pomorza i pomierzono 585 widm absorpcji światła przez substancje rozpuszczone.

Określenie koncentracji indywidualnych organicznych składników CDOM lub ich mieszaniny w wodach naturalnych zbiorników (mórz, jezior) jest kosztowne i wymaga użycia bardzo zaawansowanych technik analitycznych. Z tego względu w oceanografii i limnologii wykorzystuje się widmo absorpcji światła przez CDOM jako pewnego wskaźnika tej koncentracji. W tej pracy autor posługuje się również tą metodą optyczną, analizując widma absorpcji światła w przefiltrowanej wodzie, czyli zawierającej CDOM, a pozostawionej cząstek zawiesiny. Współczynnik absorpcji wykorzystany jest jako wskaźnik koncentracji CDOM, a nachylenie wykresu widma absorpcji może być dodatkowo wskaźnikiem kompozycji mieszaniny tych substancji (np. Arst, 2003; Kowalczyk i in., 2006; Woźniak i Dera, 2007; Paavel, 2008). Analizowane próbki wody były filtrowane dwukrotnie. Najpierw przez filtry Whatman GF/F, a następnie przez filtry membranowe z octanu celulozy (średnica poru 0,2  $\mu\text{m}$ ). Przygotowana w ten sposób woda poddana została analizie na spektrofotometrze Hitachi U2810. Mierzono absorbancję względem wody dwukrotnie destylowanej. Absorbancja mierzona była w kwarcowych kuwetach 5 lub 10 cm w zakresie od 200 do 800 nm, z krokiem co 1 nm. Współczynnik absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  dla każdej długości fali  $\lambda$  został obliczony wg wzoru Kirk (1996):

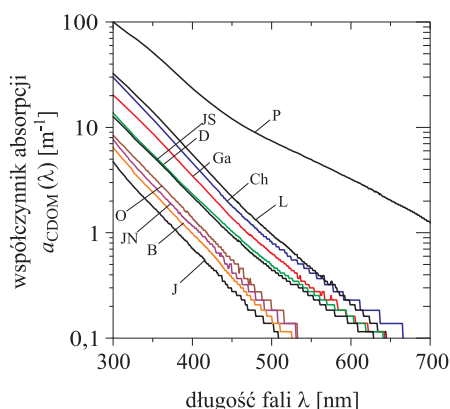
$$a_{\text{CDOM}}(\lambda) = 2.03A(\lambda)/l \text{ [m}^{-1}\text{]}, \quad (4.1)$$

gdzie:  $A(\lambda)$  jest zmierzona dla danej długości fali absorbancją,  $l$  jest długością kuwety w metrach.

Naturalnie, współczynnik  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  nie może określić rzeczywistej koncentracji CDOM jako mieszaniny różnych frakcji tych substancji ze zmiennym ciężarem cząsteczkowym i różnymi właściwościami optycznymi. Daje on jednak pewien obraz wpływu substancji CDOM na właściwości optyczne wody, zależny niewątpliwie od ich koncentracji.

## 4.2. Współczynnik absorpcji światła przez CDOM ( $a_{\text{CDOM}}$ ) w jeziorach Pomorza

Przykładowe widma absorpcji światła  $a_{\text{CDOM}}$ , w zakresie spektralnym od 200 nm do 700 nm, pomierzone przez autora w różnych jeziorach Pomorza, przedstawiono na rysunku 4.1. Spektralne pomiary pokazują, że absorpcja przez substancje żółte jest kompozycją kilku pasm absorpcji różnych substancji zawartych w CDOM (p. np. Schwarz i in., 2002). Absorbancję tę, szczególnie w ultrafioletowej części widma, można opisać jako kompozycję



Rys. 4.1. Przykładowe widma współczynników absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza: J – Jeleń (8.07.2010), B – Boruja Mała (13.03.2007), JN – Jasień Pn. (14.05.2009), JS – Jasień Pd. (3.04.2008), O – Obłężę (23.08.2010), D – Dobra (4.04.2008), Ga – Gardno (12.12.2007), L – Łebsko (12.11.2010), Ch – Chotkowskie (4.05.2009), P – Pyszne (13.11.2009)

krzywych Gaussa. W zakresie widzialnym, co zauważył już Kalle (1966), charakterystyczną cechą wszystkich tych widm jest monotoniczny spadek wartości absorpcji ze wzrostem długości fali. Widma te mają prawie eksponencjalne przebiegi, można je więc dobrze aproksymować dwuparametrową zależnością:

$$a_{\text{CDOM}}(\lambda) = a_{\text{CDOM}}(\lambda_0)e^{-S_{\text{CDOM}}(\lambda-\lambda_0)} \quad [\text{m}^{-1}], \quad (4.2)$$

gdzie:

$S_{\text{CDOM}}$  – średni współczynnik nachylenia widm absorpcji (w skali półlogarytmicznej) dla CDOM [ $\text{nm}^{-1}$ ];

$a_{\text{CDOM}}(\lambda_0)$  – współczynnik absorpcji światła przez CDOM dla dowolnie wybranej długości fali  $\lambda_0$  w przedziale UV VIS [ $\text{m}^{-1}$ ]. W pracach różnych autorów używane są różne długości fal  $\lambda_0$  (Dall’Olmo i Gitelson, 2006:  $\lambda_0 = 440$  nm; Arst, 2003, Paavel, 2008, Zhang, 2008:  $\lambda_0 = 380$  nm; Le i in., 2009:  $\lambda_0 = 355$  nm), w tej pracy stosowna jest  $\lambda_0 = 440$  nm.

Mimo wspomnianych wyżej podobieństw widm absorpcji światła przez CDOM w różnych jeziorach wykazują duże zróżnicowanie. Dotyczy ono różnych właściwości tych widm, a w szczególności:

- wartości absolutnych współczynników absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$ ,
- nachyleń widm absorpcji  $S_{\text{CDOM}}$ .

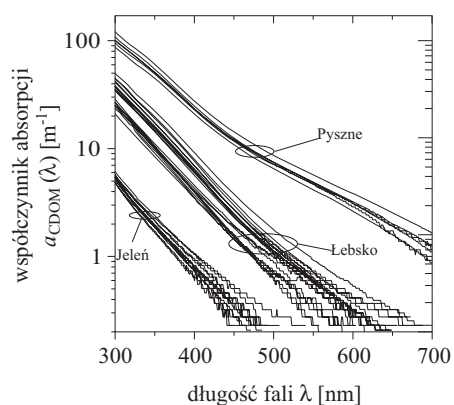
W czasie realizacji programu badawczego zebrano i przebadano 585 próbek dla absorpcji CDOM. Orientacyjne zakresy zmian spotykanych w jeziorach Pomorza wartości  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$  przedstawione już zostały w tabeli 2.4 oraz zilustrowane na rysunku 2.3 (p. podrozdział 2.2). Jak widać z tych danych, zakres zmienności współczynników absorpcji CDOM w badanym obszarze obejmował prawie dwa rzędy wielkości. Najmniejszą absorpcją światła przez CDOM charakteryzowały się wody lobeliowego je-

ziora Jeleń (bliskie oligotrofii), wartość średnia  $a_{\text{CDOM}}(440\text{ nm})$  wynosiła  $0,41\text{ m}^{-1}$ , a nachylenie widma  $S_{\text{CDOM}} 0,018\text{ nm}^{-1}$ . Stosunkowo małe koncentracje CDOM zaobserwowano także w jeziorach Boruja Mała i Jasiień Północny. Natomiast wśród badanych wód bardzo wysoką koncentracją CDOM wyróżnia się humusowe jezioro Pyszne, średnia wartość  $a_{\text{CDOM}}$  przekracza w nim  $15\text{ m}^{-1}$  i  $S_{\text{CDOM}} 0,012\text{ nm}^{-1}$ . Stosunkowo duże koncentracje substancji żółtych zawierają także jeziora Czarne, Chotkowskie oraz Łebsko.

Analiza danych przedstawionych w tabeli 2.4 oraz zilustrowanych na rysunkach 2.3 oraz 4.2 pokazuje, że dużo mniejsze zróżnicowanie koncentracji CDOM obserwujemy w obrębie tego samego jeziora. Największymi względnymi zmianami charakteryzują się jeziora przybrzeżne Gardno oraz Łebsko. Spowodowane jest to, o czym już wspomniano, ich dużą podatnością na resuspensję osadów (niewielka głębokość) oraz dużymi wlewami wód morskich oraz rzecznych. Najmniejsze względne wahania zaobserwowano w humusowym jeziorze Pyszne.

Jak już wspomniano, współczynnik absorpcji światła przez kolorowe substancje organiczne CDOM, w przedziale spektralnym od bliskiego ultrafioletu, poprzez całe widmo widzialne aż do czerwieni, maleje monotonicznie (p. Rys. 4.1 i Rys. 4.2). Średnie nachylenie wykresu tego widma absorpcji (w skali półlogarytmicznej), opisane współczynnikiem nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$  (zdefiniowanym wyżej poprzez równanie 4.2), może więc stanowić użyteczny wskaźnik charakteryzujący widmo CDOM w badanej wodzie.

Różne wartości współczynnika nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$  w różnych wodach wskazują na zróżnicowanie składu mieszaniny CDOM zawartej w tych wodach. Z uwagi na to, że współczynnik absorpcji przez CDOM nie maleje ściśle wykładniczo ze wzrostem długości fali (p. Rys. 4.1 i Rys. 4.2), wartość współczynnika  $S_{\text{CDOM}}$  nieznacznie się zmienia w zależności od zakresu



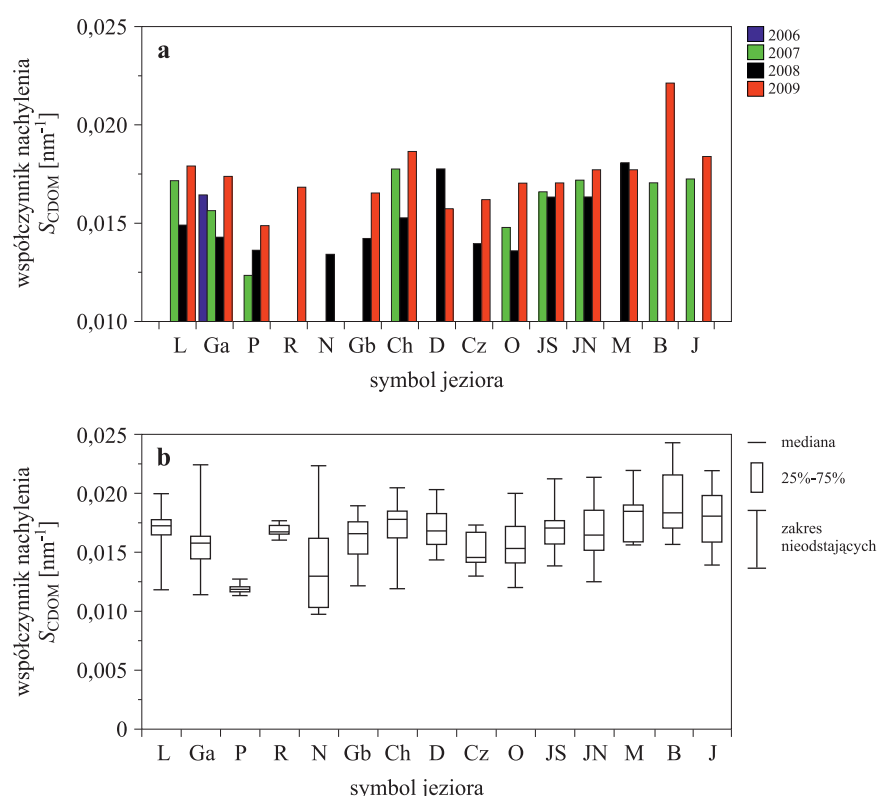
Rys. 4.2. Widma współczynników absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  w wodach powierzchniowych trzech wybranych jezior Pomorza: Jeleń, Łebsko i Pyszne

Tabl. 4.2. Zakres zmienności, wartości średnie oraz odchylenie standardowe średniego współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{\text{CDOM}}$ , zmierzonego w warstwie eufotycznej badanych wód

Lp.	Nazwa jeziora	$S_{\text{CDOM}}$ [ $\text{nm}^{-1}$ ]			Liczba pomiarów $N$
		Zakres zmienności	Wartość średnia	Odchylenie standardowe SD	
1	Łebsko	0,012–0,020	0,017	0,002	73
2	Gardno	0,011–0,022	0,016	0,002	46
3	Pyszne	0,011–0,013	0,012	0,001	36
4	Rybiec	0,016–0,018	0,017	0,001	10
5	Niezabyszewskie	0,010–0,022	0,014	0,004	9
6	Głębokie	0,012–0,019	0,016	0,002	22
7	Chotkowskie	0,012–0,020	0,017	0,002	37
8	Dobra	0,014–0,020	0,017	0,002	14
9	Czarne	0,013–0,017	0,015	0,001	22
10	Oblężę	0,012–0,020	0,016	0,002	44
11	Jasień Południowy	0,014–0,021	0,017	0,001	34
12	Jasień Północny	0,012–0,021	0,017	0,002	27
13	Marszewskie	0,016–0,022	0,018	0,002	8
14	Boruja Mała	0,016–0,024	0,019	0,003	25
15	Jeleń	0,014–0,022	0,018	0,002	41
16	Razem jeziora Pomorza	0,010–0,024	0,016	0,002	448

widma, dla którego jest on wyznaczany. W tej pracy współczynnik  $S_{\text{CDOM}}$  wyznaczono dla długości fal od 350 nm do 450 nm, wykorzystując algorytm optymalizacji nieliniowej Levenberga-Marquardta. Wartości współczynnika średniego nachylenia widma  $S_{\text{CDOM}}$  zmierzonego w różnych jeziorach Pomorza zostały przedstawione w tabeli 4.2 oraz zilustrowane na rysunku 4.3. Jak widać z tych danych, wartości tego parametru nie wykazują dużej zmienności i zawierają się w granicach od 0,010  $\text{nm}^{-1}$  do 0,024  $\text{nm}^{-1}$ . Najmniejszą zmienność obserwujemy w jeziorach zawierających dużą ilość CDOM (wysokie wartości  $a_{\text{CDOM}}$ ), takich jak Pyszne, Czarne i Rybiec.

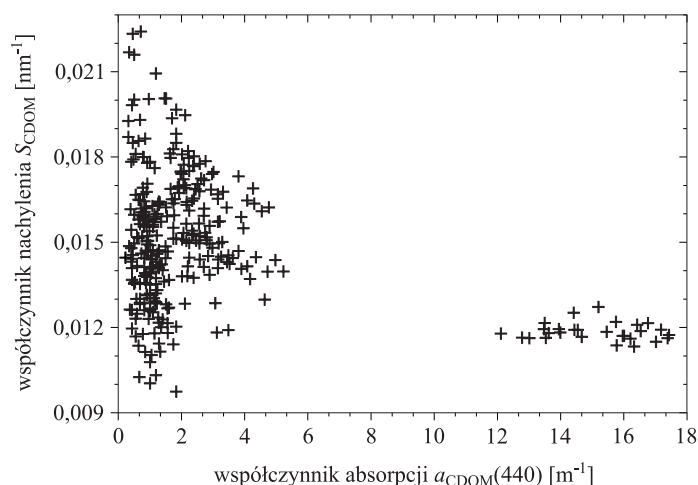
Na rysunku 4.4 przedstawiono zależność  $S_{\text{CDOM}}$  vs.  $a_{\text{CDOM}}(440)$  dla wszystkich przebadanych jezior Pomorza. Generalnie wraz ze wzrostem wartości  $a_{\text{CDOM}}$  maleją wartości współczynnika nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$ . W odniesieniu do ogółu przebadanych jezior (p. Rys. 4.4) tendencję tę trudno dostrzec, jednak w odniesieniu do pojedynczych jezior (p. Rys. 4.5) widać ją dosyć wyraźnie. Różna jest jednak wielkość tych zmian. W jeziorach z niewielką koncentracją CDOM przy małych zmianach  $a_{\text{CDOM}}$  obserwujemy duże zmiany  $S_{\text{CDOM}}$  (Rys. 4.5a–h), co wskazuje na znaczące zmiany składu (w tym masy cząsteczkowej) mieszaniny CDOM, jak można przypuszczać na podstawie



Rys. 4.3. Wartości średniego współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{CDOM}$  w warstwie eufotycznej badanych jezior Pomorza: a) zmierzone w poszczególnych latach, b) minimum, maksimum, pierwszy i trzeci kwartył oraz mediana

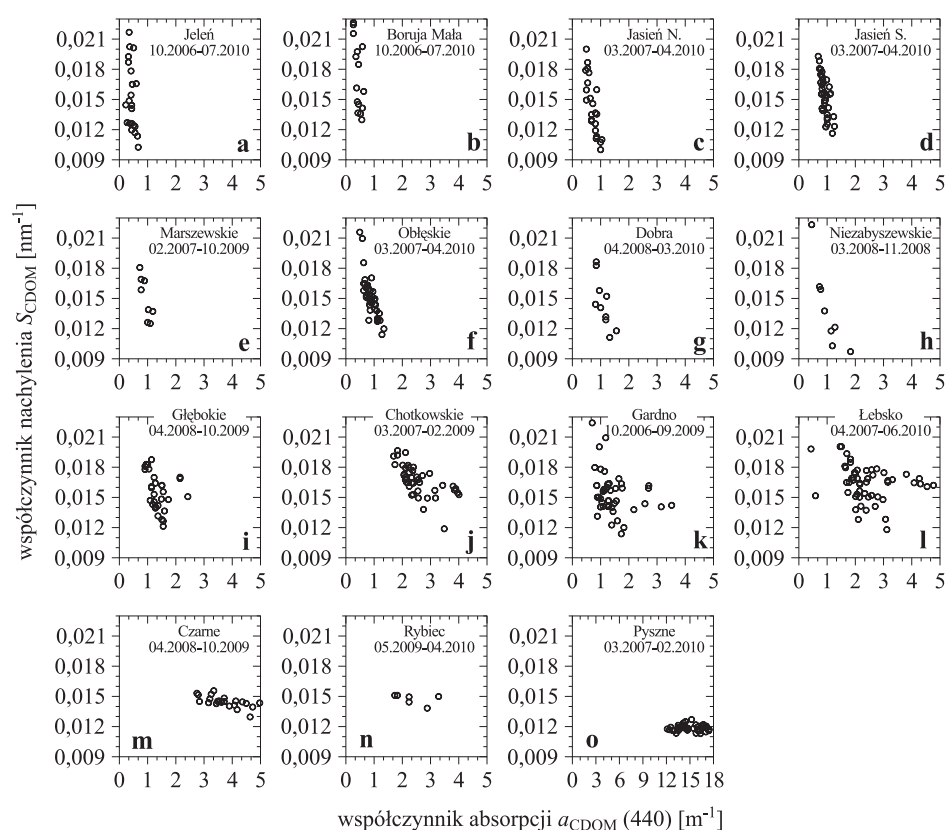
przesłanek z literatury dalej cytowanej. Dla dużych koncentracji CDOM współczynnik  $S_{CDOM}$  ulega niewielkim zmianom (Rys. 4.5m–o), co wskazuje na dominację pewnych grup tych substancji (np. kwasów humusowych) trwale występujących w dużych ilościach w badanej wodzie. Wyjątkiem są tutaj płytkie polimiktyczne jeziora przybrzeżne, w których zanotowano największe zmiany (Rys. 4.5e, f). Stosunkowo dużą zmienność zarówno  $a_{CDOM}$ , jak i  $S_{CDOM}$  zaobserwowano w jeziorze Chotkowskie (Rys. 4.5j). Na obecnym etapie badań przyczyny tej zmienności nie udało się wyjaśnić.

Rysunek 4.5 pokazuje także pośrednio zmiany koncentracji oraz składu mieszaniny CDOM w poszczególnych jeziorach. Jak widać, zmienność  $S_{CDOM}$  vs.  $a_{CDOM}(440)$  w obrębie tego samego jeziora jest najczęściej znaczna. Małe zmiany wartości współczynnika absorpcji  $a_{CDOM}(440)$  pociągają za sobą duże zmiany współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{CDOM}$ . Wyjątek stanowią tu jeziora Czarne, Rybiec i Pyszne, w których



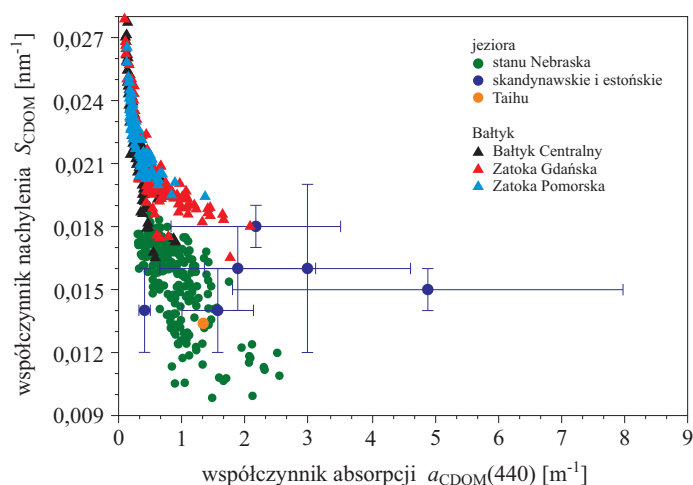
Rys. 4.4. Zbiór punktów empirycznych zależności współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{\text{CDOM}}$  od współczynnika absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w wodzie powierzchniowej badanych jezior Pomorza w różnych sezonach w latach 2006–2010. Odstające od innych wyniki pomiarów położone w prawym dolnym rogu zostały zmierzone w jeziorze Pyszne

pomimo znacznych zmian wartości  $a_{\text{CDOM}}$ , współczynnik nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$  zmienia się nieznacznie. Przyjmuje się, że  $S_{\text{CDOM}}$  jest w przybliżeniu odwrotnie proporcjonalny do masy cząsteczkowej CDOM (Hayase i Tsubota, 1985; Carder i in., 1989; Yacobi i in., 2003). Przedstawiony zatem, dla różnych jezior, na rysunku 4.5 rozkład danych obrazuje zmiany zachodzące w składzie CDOM. Zmiany te są wynikiem zasilania warstwy powierzchniowej tych akwenów w CDOM oraz degradacji tego składnika. Proces rozpadu dużych molekuł substancji humusowych na mniejsze powoduje, że wraz z postępem tego procesu maleje  $a_{\text{CDOM}}$ , a rośnie parametr nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$ . Oznacza to jednocześnie postępujący wzrost przewagi absorpcji fal krótkich nad absorpcją fal dłuższych widma światła w zakresie UV–VIS. Pomierzone charakterystyki widmowe współczynnika absorpcji światła przez CDOM i znalezione relacje pomiędzy  $S_{\text{CDOM}}$  i  $a_{\text{CDOM}}(440)$  pokazują więc efekty zmian składu CDOM spowodowane dopływem rozpuszczonych substancji organicznych do badanych wód oraz ich mineralizacją w tych wodach. Jak widać na rysunku 4.5, podobne w wielu jeziorach relacje pomiędzy  $S_{\text{CDOM}}$  vs.  $a_{\text{CDOM}}(440)$  mogą wskazywać, że w tych jeziorach rozpuszczone substancje organiczne były wspólnego albo podobnego pochodzenia i przeszły podobne procesy degradacji. Z drugiej strony, różne relacje pomiędzy  $S_{\text{CDOM}}$  i  $a_{\text{CDOM}}(440)$  mogą wskazywać, że CDOM w takich różnych wodach miały różne źródła lub drogi degradacji. Jak widać, w większo-



Rys. 4.5. Empiryczne zależności pomiędzy nachyleniem widma absorpcji  $S_{\text{CDOM}}$  i współczynnikiem absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w warstwie powierzchniowej poszczególnych badanych jezior: a) Jeleń, b) Boruja Mała, c) Jasiień Pn., d) Jasiień Pd., e) Marszewskie, f) Obłęż, g) Dobra, h) Niezabyszewskie, i) Głębokie, j) Chotkowskie, k) Gardno, l) Łebsko, m) Czarne, n) Rybiec, o) Pyszne (w tym ostatnim jest z konieczności inna skala  $a_{\text{CDOM}}$ )

ści jezior cykl wzbogacania w CDOM i jej degradacja nie ulegają wielkim zmianom – w poszczególnych latach jeziora zachowują swój poziom i cykl przemian CDOM. Większe różnice obserwujemy w jeziorach nadmorskich (Gardno i Łebsko). Ponieważ jeziora te (przez krótkie kanały) mają bezpośrednie połączenie z Morzem Bałtyckim, na skutek bezpośrednich wlewów wód morskich woda w tych jeziorach często radykalnie zmienia swój skład (p. Rys. 4.5e, f). Spowodowane jest to tym, że woda bałtycka charakteryzuje się znacznie niższymi wartościami współczynnika absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440)$  oraz inną wartością współczynnika nachylenia  $S_{\text{CDOM}}$ . Podana przez Kowalczyk i in. (2006) średnia dla Bałtyku wartość  $a_{\text{CDOM}}(440)$  wynosi  $0,4137 \text{ m}^{-1}$ , natomiast  $S_{\text{CDOM}}$   $0,0193$  (p. dalej Rys. 4.6).



Rys. 4.6. Empiryczne zależności pomiędzy  $S_{\text{CDOM}}$  i  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w jeziorach stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006), w jeziorach skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008), w jeziorze Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009) oraz w Morzu Bałtyckim (Kowalczyk i in., 2006). Dla jezior skandynawskich, jeziora Taihu oraz Morza Bałtyckiego wyznaczono  $a_{\text{CDOM}}(440)$  odpowiednio z  $a_{\text{CDOM}}(380)$ ,  $a_{\text{CDOM}}(355)$  i  $a_{\text{CDOM}}(375)$ . Dla jezior skandynawskich i estońskich podano wartości średnie wraz z odchyleniem standardowym

Dla porównania na rysunku 4.6 przedstawiono rezultaty uzyskane przez innych autorów dla jezior: stanu Nebraska (USA) (Dall’Olmo i Gitelson, 2006), skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008) oraz jeziora Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009). Różni autorzy do scharakteryzowania  $a_{\text{CDOM}}$  wykorzystują różne referencyjne długości fal, np. dla jezior stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006)  $\lambda_0 = 440$  nm, dla jezior skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008)  $\lambda_0 = 380$  nm, dla jeziora Taihu (Zhang, 2008)  $\lambda_0 = 355$  nm. Z tej przyczyny dla potrzeb niniejszej pracy, wykorzystując wzór 4.2, wszystkie wartości dla tych różnych jezior przeliczono dla  $\lambda_0 = 440$  nm. Porównując rysunek 4.6 z rysunkiem 4.5, można zauważyć, że w jeziorach Pomorza wartości oraz zakres zmienności  $a_{\text{CDOM}}$  i  $S_{\text{CDOM}}$  są zbliżone do tych obserwowanych w jeziorach skandynawskich i estońskich. W jeziorach stanu Nebraska najwyższe obserwowane wartości  $S_{\text{CDOM}}$  niewiele przekraczają  $0,0018 \text{ m}^{-1}$ , najniższe są zbliżone do tych obserwowanych w jeziorach Pomorza. Parametry CDOM jeziora Taihu są zbliżone do tych obserwowanych w Polsce. Na rysunku 4.6 przedstawiono również dane z pracy Kowalczyk i in. (2006) zmierzone w wodach Bałtyku.

Analiza substancji humusowych obecnych w wodach jezior jest bardzo istotna z punktu widzenia teledetekcji (p. np. Dera, 2003). Wysoka wartość



współczynnika  $a_{\text{CDOM}}$  ogranicza znacznie zakres fal światła przydatnego do zdalnych pomiarów pigmentów w wodzie i pośrednio produkcji pierwotnej materii organicznej. Istniejące algorytmy dobrze odtwarzające stan biooptyczny wód oceanicznych są nieprzydatne w teledetekcji jezior. Duże wartości współczynników absorpcji światła przez substancje CDOM w wodach badanych i podobnych jezior, szczególnie wartości w części krótkofalowej widma widzialnego, gdzie absorpcja przez CDOM przewyższa lub jest porównywalna z absorpcją przez pigmenty fitoplanktonu, bardzo utrudniają wykorzystanie tego przedziału widma w algorytmie dla teledetekcji fitoplanktonu. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym teledetekcję pigmentów w takich wodach (drugiego rodzaju) jest niezależność absorpcji światła przez CDOM od koncentracji fitoplanktonu oraz niestabilność właściwości optycznych tych wód, przejawiająca się w ich silnej czasowej i przestrzennej zmienności.

### 4.3. Wstępny zarys zmienności sezonowej CDOM w jeziorach Pomorza

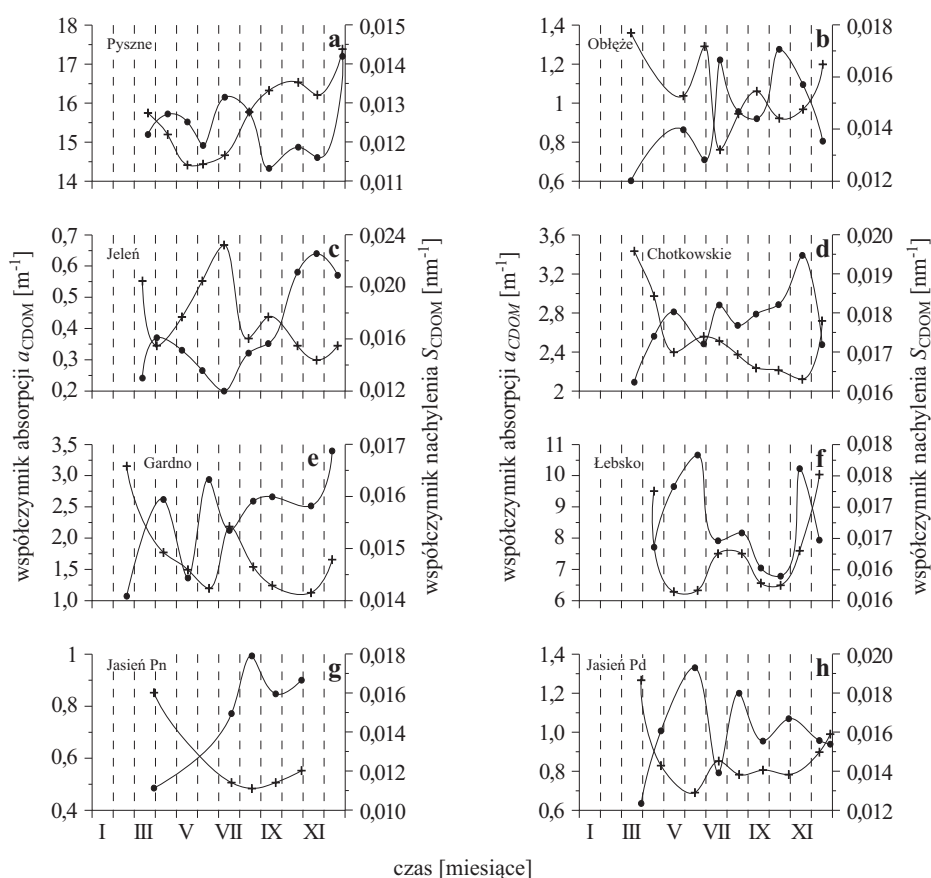
Wartości współczynników absorpcji światła i współczynników nachylenia widma absorpcji dwóch głównych składników substancji humusowych (kwasów fulwowych i kwasów huminowych) znacznie różnią się pomiędzy sobą, a substancje te stanowią w wodach jezior znaczną (Pempkowiak, 1989; Górniak, 1996; Woźniak i Dera, 2007) część mieszaniny substancji CDOM. Spośród kwasów humusowych rozpuszczonych w wodzie, kwasy huminowe są znacznie silniejszymi absorbentami niż kwasy fulwowe. Jest to konsekwencją struktur chemicznych tych związków i wynika z faktu, że głównymi składowymi kwasów fulwowych, wokół których kondensują się inne związki, są najczęściej węglowodory alifatyczne słabo absorbujące światło. W kwasach huminowych funkcje tych związków spełniają pierścienie aromatyczne, często sprzężone wielokrotnie, co potęguje zdolności absorpcyjne tych kwasów. Drugą charakterystyką rozróżniającą proces pochłaniania światła z różnych obszarów spektralnych przez kwasy huminowe i fulwowe, są wielkości parametrów nachyleń ich widm absorpcji. Nachylenia te są mniejsze dla kwasów huminowych (ok.  $0,011 \text{ nm}^{-1}$ ) niż dla kwasów fulwowych (ok.  $0,018\text{--}0,020 \text{ nm}^{-1}$ ) (Haltrin, 2006; Woźniak i Dera, 2007). Jest to oczywistą konsekwencją faktu, że w przypadku tych pierwszych, stosunek chromoforów o wysokich sprzężeniach elektronowych, a więc absorbujących dłuższe fale, do prostych chromoforów absorbujących w ultrafiolecie jest większy niż dla

molekuł kwasów fulwowych. Właściwość ta może posłużyć do przedstawienia analizy zmienności stopnia fulwizacji substancji humusowych w jeziorach.

Źródłem większości substancji humusowych są gleby. Jednak ich duża podatność na wymywanie powoduje, że część tych substancji migruje z gleb do wód, ulegając w trakcie przemieszczania różnym transformacjom. Podczas przemieszczania absorbowane są głównie kwasy huminowe, w wyniku czego kwasy fulwowe stanowią ponad 90% sumy substancji humusowych opuszczających glebę (Górniak, 1996). W zależności od rodzaju i wielkości zasilania wód powierzchniowych z poszczególnych typów gleb stężenie substancji humusowych w wodach powierzchniowych jest zmienne w przestrzeni i w ciągu roku. W różnych akwenach należy więc oczekiwać zróżnicowania właściwości absorpcyjnych naturalnych zespołów humusów tworzących CDOM. Zróżnicowanie to zależne będzie m.in. od wzajemnych proporcji i indywidualnych właściwości kwasów fulwowych i huminowych docierających do danego akwenu oraz od udziału i właściwości substancji humusowych pochodzenia autogennego.

Stopień fulwizacji, obok wpływu na bezwzględne wielkości współczynników absorpcji światła przez ogół humusów w wodzie, decyduje także o nachyleniu widma  $S_{CDOM}$  i wypadkowym widmie absorpcji  $a_{CDOM}(\lambda)$ . Obserwowane w różnych akwenach sezonowe zmiany nachyleń widm absorpcji są wskaźnikiem występujących w cyklu rocznym zmian właściwości i składu kwasów humusowych. Wykonywane w odstępach miesięcznych w ciągu kilku sezonów wegetacyjnych pomiary umożliwiły autorowi tej pracy poznanie zarysów sezonowej dynamiki stężeń tych substancji w jeziorach Pomorza. Problem ten rzadko był prezentowany w publikowanych dotąd opracowaniach (p. Ficek i Zapadka, 2009). Wybrane rezultaty zmienności sezonowej  $a_{CDOM}$  oraz  $S_{CDOM}$  są przedstawione na rysunku 4.7. Jak możemy zauważyć, zmienność współczynników  $a_{CDOM}$  jest generalnie niewielka i osiąga kilkanaście procent, chociaż dla kilku jezior przekracza nawet 30%. Natomiast interesująca jest zmienność sezonowa  $S_{CDOM}$ . Obserwuje się tu szereg mniej lub bardziej złożonych prawidłowości, z których na obecnym etapie rozpoznania nie wszystkie można wyjaśnić w prosty sposób. Najważniejsze ewidentne prawidłowości, dające się wyjaśnić, wymieniam poniżej.

Duża wartość współczynnika  $a_{CDOM}(440\text{ nm})$  i niezbyt duże wartości  $S_{CDOM}$  w okresie wczesnowiosennym sugerują, że w tym czasie w warstwie powierzchniowej jeziora obserwowana jest szczególnie wysoka koncentracja kwasów huminowych, najprawdopodobniej wypłukiwanych do akwenu przez wodę w czasie wiosennych roztopów oraz opadów. Stosunkowo wysokie wzrosty wartości zarówno  $a_{CDOM}(440\text{ nm})$ , jak i  $S_{CDOM}$  obserwowane



Rys. 4.7. Zmiany współczynnika absorpcji światła  $a_{CDOM}(440\text{ nm})$  (+) i współczynnika nachylenia widm absorpcji światła  $S_{CDOM}$  (•) przez substancje żółte w wodach badanych jezior Pomorza, obserwowane w różnym czasie w roku 2007. Linie łączą jedynie punkty w celu ich lepszego zobrazowania (wg Ficka i Zapadki, 2009, uzupełnione i zmodyfikowane)

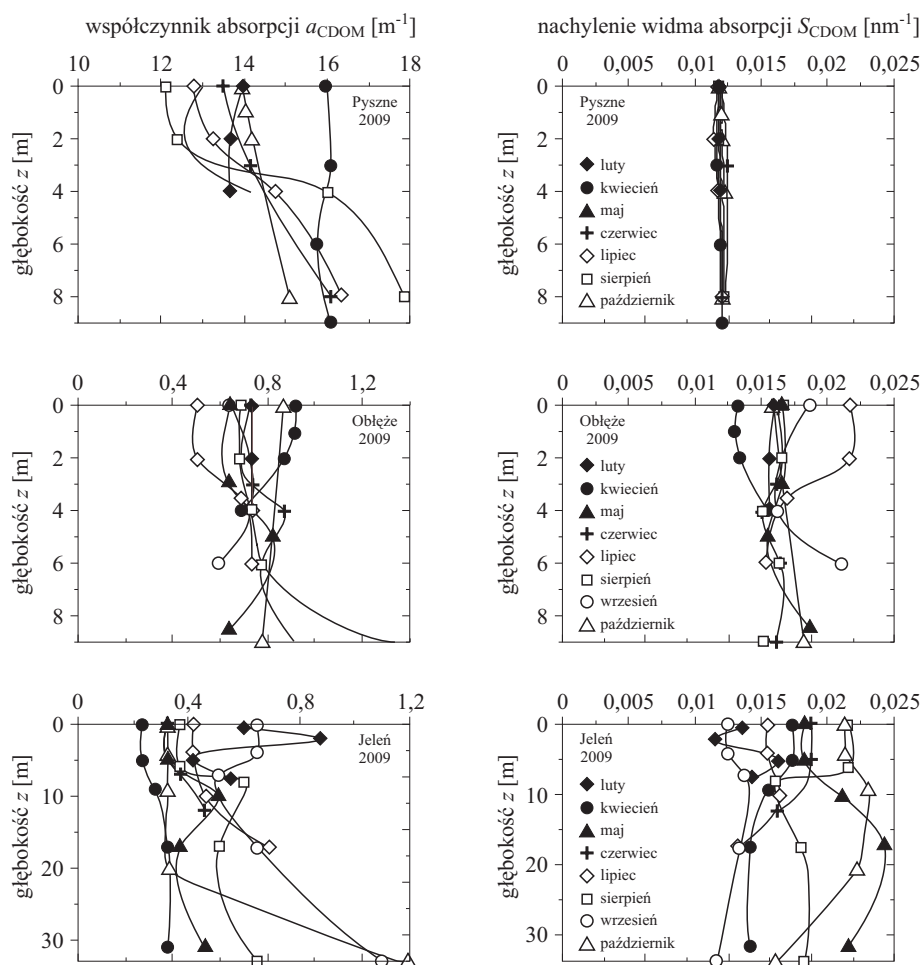
jesienią sugerują wzrost stężeń substancji humusowych, a szczególnie kwasów fulwowych w wodach badanych jezior. Przyczyną jest najprawdopodobniej wypłukiwanie tych związków do badanych jezior przez opady jesienne oraz dodatkowo zasilenie powierzchniowej warstwy w wodę z bardziej zasobnych w kwasy huminowe warstw meta- i hypolimnionu podczas mieszania jesiennego wód. W ciągu lata, w różnych miesiącach, obserwowane są także mniejsze maksima, których geneza na obecnym etapie badań nie jest łatwa do wyjaśnienia. W jeziorze Jeleń zarejestrowane maksimum letnie przewyższyło nawet wartości obserwowane w okresie jesienno-zimowym (Rys. 4.7c). Potwierdzeniem słuszności przedstawionych tutaj wniosków są

badania przeprowadzone przez Górniaka (1996). Przedstawione przez niego rezultaty badań sezonowych zmian składu kwasów humusowych wyodrębnionych z jezior innego regionu Polski potwierdzają te jakościowe wnioski.

### Zmienność sezonowa pionowych rozkładów CDOM

Obserwowana w cyklu rocznym zmienność zasilania oraz degradacji wody w akwenach uwidacznia się też w zmienności pionowych profili CDOM. Jak widać na rysunku 4.8, skład wody w kolumnie nie jest jednorodny. Co ciekawe, dzieje się tak nawet w okresach wiosennego i jesiennego mieszania wód przez silne wiatry. Naturalnie w okresach stratyfikacji rozkłady pionowe koncentracji CDOM mają dużo bardziej skomplikowane kształty. Jest to wynikiem współdziaływania złożonych procesów wzbogacania akwenów w CDOM przez spływające z łądów wody opadowe, aktywności biologicznej organizmów żyjących w akwencie oraz fotodestrukcją molekuł CDOM, zachodzącą w warstwie powierzchniowej pod wpływem promieniowania słonecznego (Pempkowiak, 1989; Górniak, 1996; Whitehead i de Mora, 2000; Hargreaves, 2003; Kowalczyk i in., 2006), w wyniku czego zmianom ulegają obserwowane na różnych głębokościach wartości zarówno współczynników  $a_{\text{CDOM}}$ , jak i  $S_{\text{CDOM}}$ . W warstwie przypowierzchniowej zjawiska związane z mieszaniem wiatrowym wód powodują, że najczęściej w warstwie tej obserwujemy wyrównane koncentracje i skład CDOM. Najczęściej też górna warstwa, głównie z uwagi na zachodzące w niej procesy fotochemiczne, charakteryzuje się znacznie niższymi wartościami  $a_{\text{CDOM}}$  niż warstwy usytuowane głębiej. W wodach hypolimnionu najczęściej obserwujemy wyższe wartości  $a_{\text{CDOM}}$  niż w wodach płytszych. Największe zróżnicowanie CDOM obserwowane jest w dolnym epilimnionie oraz metalimnionie. W warstwach tych obserwujemy wyraźne maksima i minima. Miejsce ich występowania koreluje z obserwowanymi maksimami biomasy fitoplanktonu (p. rozdział 2.4). Można więc przypuszczać, że są one wynikiem procesów związanych z działalnością organizmów żywych, zarówno fitoplanktonu, zooplanktonu, jak i różnego rodzaju bakterii.

Na rysunku 4.8 przedstawiono pionowe profile wartości współczynników  $a_{\text{CDOM}}$  i  $S_{\text{CDOM}}$  zmierzone w kolejnych miesiącach roku w trzech jeziorach: humusowym (Pyszne), eutroficznym (Obłężę) oraz mezotroficznym – bliskim oligotrofii (Jeleń). Jak widać, profile o najmniej skomplikowanym kształcie (minimalne wartości  $a_{\text{CDOM}}$  przy powierzchni, wysokie przy dnie, prawie brak wyraźnych maksimów i minimów) obserwujemy w jeziorze Pyszne. Jest to zrozumiałe, ponieważ organizmy żywe generalnie mają niewielki wpływ na koncentracje i skład CDOM w jeziorach humusowych. W jeziorach Obłężę i Jeleń obserwujemy już wyraźne maksima i minima



Rys. 4.8. Przykładowe pionowe profile wartości współczynników  $a_{\text{CDOM}}$  i  $S_{\text{CDOM}}$  zmierzone w różnych miesiącach w jeziorach: Pyszne, Obłęż i Jeleń (punkty – dane z pomiarów w kolejnych miesiącach, linie – łączą punkty pomiarowe wykonane w tym samym miesiącu na różnych głębokościach)

występujące, jak już wcześniej wspomniano, w obszarach o zwiększonej aktywności biologicznej. Wody tych dwóch jezior zawierają niezbyt wielkie koncentracje CDOM, przez co nawet niezbyt duże zmiany w ich zestawie wpływają wyraźnie zarówno na wartości współczynnika  $a_{\text{CDOM}}$  związanego z ilością, jak i  $S_{\text{CDOM}}$  związanego z kompozycją zawartej w wodzie jeziornej rozpuszczonej materii organicznej.

W czasie wykonywania pomiarów kilkakrotnie zaobserwowano sytuację odmienną, tzn. współczynnik  $a_{\text{CDOM}}$  w warstwie powierzchniowej miał wartość większą niż w warstwach głębszych. Z uwagi na to, że stan taki wystąpił

po dłuższym okresie intensywnych opadów, możemy przypuszczać, że przyczyną tego było znaczne wzbogacenie wód powierzchniowych w substancje humusowe wypłukane z gleby przez wody opadowe.

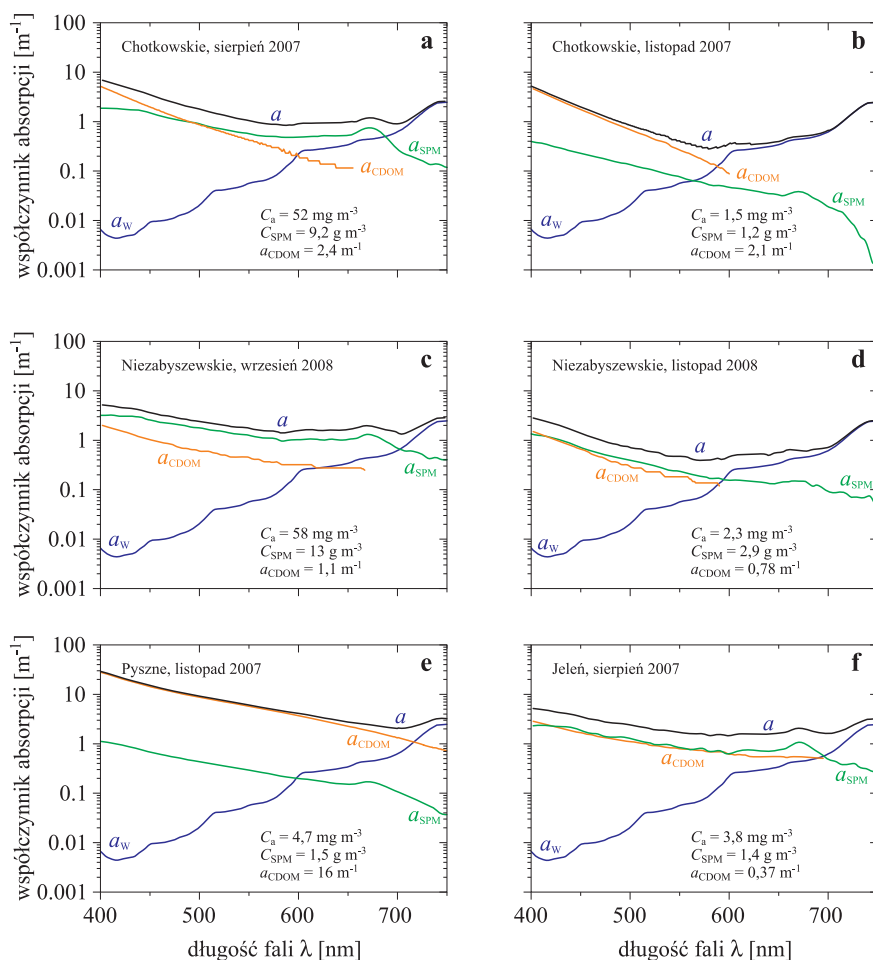
## Rozdział 5

# Absorpcja światła przez cząstki materii zawieszono (SPM) i sumę OAC w badanych wodach

W wodach naturalnych substancje zawieszono SPM (p. Jerlov, 1975; Kirk, 1996) wymieniane są, jako jedna z trzech głównych grup absorbentów światła w zakresie widzialnym, obok molekuł wody i rozpuszczonej materii organicznej. Koncentracje i skład materii zawieszonoj w wodach jezior Pomorza zostały już przedstawione w rozdziale 2. W tym rozdziale opisane są właściwości absorpcyjne materii zawieszonoj SPM w badanych wodach jezior Pomorza i innych. Ogół cząstek zawieszonoj spotykanych w wodach naturalnych SPM, ze względu na ich właściwości optyczne, dzielimy na cząstki fitoplanktonu AP oraz cząstki pozostałe, inne niż fitoplankton NAP<sup>1</sup>. Z kolei cząstki zawieszonoj NAP dzieli się na organiczne zwane detrytem i nieorganiczne, czyli mineralne. Źródłem cząstek organicznych są głównie produkty metabolizmu i rozpadu organizmów wodnych (obumarły plankton i produkty jego rozpadu, wydzieliny zooplanktonu itp.). W przypadku jezior bardzo istotnym źródłem detrytu i również cząstek mineralnych jest też resuspensja materii z dna zbiorników. Znaczne ilości detrytu i cząstek mineralnych wnoszą do zbiorników wodnych rzeki i inne ciekł wodne wymywające te cząstki z obszarów lądowych. Ten drugi komponent NAP, składnik mineralny, zawiera głównie piasek, glinę, cząsteczki szlamu, wytrącenia żelaza, wodorotlenki manganu, węglany wapnia i in. Na rysunku 5.1 przedstawiono przykładowe porównania udziału poszczególnych grup absorbentów w sumarycznej ab-

---

<sup>1</sup>Cząstki niefitoplanktonowe, cząsteczki zawieszonoj występujące w toni wodnej niezwiązane z fitoplanktonem. Czasami nazywane też tryptonem. Chociaż definicja tryptonu nie jest jednoznaczna, zobacz Kishino i in. (1985), Nelson i Robertson (1993), Tassan i Ferrari (1995).



Rys. 5.1. Widma współczynników absorpcji światła w jeziorach Pomorza: sumaryczne widmo ( $a$ ), składowa od wody ( $a_w$ ), od kolorowych rozpuszczonych substancji organicznych ( $a_{CDOM}$ ), od cząstek zawiesiny ( $a_{SPM}$ ); w warstwach powierzchniowych jezior z różnymi koncentracjami materii zawieszanej  $C_{SPM}$ , chlorofilu  $C_a$  i kolorowych rozpuszczonych substancji organicznych CDOM

sorpcji światła widzialnego w wodach badanych jezior. Wyróżniono tam współczynniki absorpcji światła przez wodę  $a_w(\lambda)$ , przez CDOM, tj. rozpuszczone substancje kolorowe  $a_{CDOM}(\lambda)$ , i przez ogół cząstek zawiesiny  $a_{SPM}(\lambda)$ , które w sumie składają się na sumaryczny współczynnik absorpcji światła w badanej wodzie  $a(\lambda)$ . Jak widać z tego rysunku, w zróżnicowanych troficznie i optycznie jeziorach Pomorza obserwujemy dużą zmienność bezwzględnych wartości współczynników absorpcji  $a_{CDOM}$  oraz  $a_{SPM}$ . W przypadku niektórych jezior różnice te przekraczają nawet rząd wielkości. Zależą



one w znacznym stopniu od typu akwenu i głębokości położenia badanej wody.

W pionowym profilu współczynnika absorpcji światła widzialnego przez zawiesiny obserwujemy dużą zmienność. Wyższa ich koncentracja, w obrębie strefy eufotycznej, nad i w warstwie termokliny powoduje, że absorpcja światła jest tam na ogół wyższa (p. podrozdział 2.4).

Z punktu widzenia biooptyki wód najbardziej istotna jest warstwa powierzchniowa związana ze strefą eufotyczną. W wodach powierzchniowych niektórych jezior absorpcja światła jest zdominowana przez materię zawieszoną (p. Rys. 5.1c, d), w innych jeziorach obserwujemy dominację rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych CDOM (p. Rys. 5.1b, e), w jeszcze innych wpływ tych dwóch grup składników jest porównywalny (p. Rys. 5.1a, f). Dokładniejsza analiza wpływu różnych grup składników wody na sumaryczną absorpcję światła w jeziorach opisana jest dalej w tym rozdziale. Badania widm absorpcji przeprowadzono w zakresie długości fal światła od 350 do 750 nm. Ograniczenie to jest zasadne w wodach jezior Pomorza, gdzie oprócz dużej absorpcji światła przez samą wodę w zakresie długofalowym widma, występuje duża absorpcja w zakresie krótkofalowym przez CDOM i przez ogół cząstek zawiesiny SPM. Z tej przyczyny nawet w najbardziej przezroczystych wodach badanych jezior światło spoza wyżej wymienionego przedziału widma praktycznie nie dociera do toni wodnej poza cienką warstwę powierzchniową (p. podrozdział 7.2). Dalej w tym rozdziale omówiono absorpcję światła przez zawiesiny cząstek niefitoplanktonowych NAP (rozdział 5.2) oraz oddzielnie przez fitoplankton i poszczególne grupy jego pigmentów (rozdział 5.3). Ze względu na ważność problemu absorpcji przez pigmenty w jeziorze omówieniu tego procesu poświęcono więcej uwagi.

## **5.1. Opis zastosowanej metody pomiarów absorpcji światła przez SPM i charakterystyka zebranych danych empirycznych**

Metodyka poboru próbek wody została już opisana w podrozdziale 4.1. W tym podrozdziale przedstawiono na wstępie tabelę 5.1 z zestawieniem liczby zmierzonych współczynników absorpcji światła przez cząstki zawiesiny SPM, w latach 2004–2010, wraz z podziałem na poszczególne jeziora. Z uwagi na pracochłonność pomiarów nie dla wszystkich pobranych próbek wody wyznaczano współczynnik absorpcji światła przez zawiesiny. Dlatego

Tabl. 5.1. Zestawienie liczb współczynników absorpcji światła przez zawiesiny zmierzonych w wodach różnych jezior Pomorza w latach 2004–2010

Lp.	Nazwa jeziora	Okres obserwacji	Liczba ekspedycji	Liczba stacji <sup>2</sup>	Liczba pomiarów
1	Łebsko	2007–2010	25	3	28
2	Gardno	2006–2009	29	2	66
3	Pyszne	2006–2010	26	1	47
4	Rybiec	2009	7	1	7
5	Niezabyszewskie	2008	9	1	9
6	Głębokie	2008–2009	15	1	35
7	Chotkowskie	2006–2010	28	1	51
8	Dobra	2008–2010	3	1	5
9	Czarne	2008–2009	15	1	33
10	Obłężce	2007–2010	24	1	49
11	Jasień Południowy	2007–2010	22	2	52
12	Jasień Północny	2007–2010	15	2	33
13	Marszewskie	2008–2009	1	1	1
14	Boruja Mała	2004–2010	22	1	73
15	Jeleń	2004–2010	34	2	95

też liczba wyznaczonych widm  $a_{SPM}(\lambda)$  jest znacznie mniejsza od np. liczby oznaczeń koncentracji chlorofilu  $C_a$ . Ogółem w latach 2004–2010 przebadano 15 jezior i wyznaczono 584 widma współczynników absorpcji światła przez substancję zawieszoną.

Określanie widm współczynnika absorpcji światła przez zawiesiny  $a_{SPM}(\lambda)$  oraz zawarty w nich fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$  jest złożonym zagadnieniem eksperymentalnym. Można wyróżnić cztery główne metody określania wielkości tych współczynników: metody hydrooptyczne (np. Morel i Prieur, 1977; Morel, 1978), metody fluorometryczne (np. Mashke i Haardt, 1987; Mitchell i Kiefer, 1984, 1988; Lazzara i in., 1996; Ostrowska, 2001; Falkowski i Raven, 2007), ekstrakcyjne metody spektrofotometryczne (np. Jeffrey i Humphrey, 1975; Lorentzen, 1968; Strickland i Parsons, 1968), bezekstrakcyjne metody spektrofotometryczne (np. Morrow i in., 1989; Bricaud i Stramski, 1990; Konovalov, 1992; Babin i in., 1993b; Tassan i Ferrari, 1995; Koblentz-Mishke i in., 1995).

Spośród wymienionych wyżej metod najbardziej przydatne do analiz właściwości absorpcyjnych żywego fitoplanktonu *in vivo*, ale jednocześnie najbardziej złożone, są metody bezekstrakcyjnych pomiarów spektrofotometrycznych. Wiąże się to jednak z poważnymi trudnościami eksperymen-

<sup>2</sup>Miejsca przeprowadzania pomiarów podane są w podrozdziale 1.3.

talnymi. W związku z tym liczba widm absorpcji światła przez fitoplankton *in vivo*, opublikowanych w literaturze światowej, jest stosunkowo niewielka. Takie bezekstrakcyjne metody spektrofotometryczne polegają na bezpośrednich pomiarach widm absorpcji światła w próbach wyizolowanego fitoplanktonu *in vivo*. Pomiarów takich realizuje się w zagęszczonych, a częściej w odsączonych (zebranych na sączku), próbach naturalnego fitoplanktonu lub hodowlanych kultur. W celu zmierzenia samego współczynnika absorpcji tej zawiesiny (a wyeliminowania wpływu rozpraszania światła na pomiar) stosuje się tzw. sfery integrujące (Shibata i in., 1954). Są to sferyczne komory pomiarowe, których wewnętrzne ścianki pokryte są substancją doskonale odbijającą i rozpraszającą światło (białą i matową). W centrum takiej sfery umieszcza się badaną próbkę fitoplanktonu i oświetla ją wiązką wejściową ze spektrofotometru. Światło rozproszone na próbce nie może opuścić sfery, więc jego osłabienie mierzone przez detektor umieszczony na ścianie sfery wynika jedynie z absorpcji. Pojawia się jednak problem „efektu wydłużenia drogi optycznej”, wynikający z wzajemnego przesłaniania się cząstek gęsto upakowanych na sączku i z możliwości absorpcji w próbce światła już rozproszonego (Duysens, 1956). Pozostaje więc konieczność uwzględnienia poprawki na tzw. efekt drogowy (ang. *effect of the path length amplification*). Wprowadza się więc poprawkę, powszechnie znaną jako tzw.  $\beta$ -faktor, którą wyznacza się doświadczalnie, porównując wyniki pomiarów absorpcji światła przez zawiesinę w wodzie (w kuwecie) oraz taką samą zawiesinę osadzoną na sączku. Na temat metodyki tych pomiarów istnieje wiele publikacji (np. Kishino i in., 1984; Bricaud i Stramski, 1990; Konovalow, 1992; Koblentz-Mishke i in., 1995; Tassan i Ferrari, 1995; Allali i in., 1997), a mimo to dotychczas nie można powiedzieć, że istnieje standard takich pomiarów. Niektóre z wymienionych prac proponują istotne modyfikacje tej metody. Tassan i Ferrari (1995) opracowali metodę pozwalającą pracować ze sferą o małych rozmiarach (średnica około 6 cm). Ponieważ w tak małej sferze jest zbyt mało miejsca, by umieścić w niej sączek z badanym fitoplanktonem, sączek ten do pomiarów przystawia się do specjalnego otworu na zewnątrz sfery. Współczynniki absorpcji światła wyznacza się, stosując procedury szczegółowo opisane w pracy Tassan i Ferrari (1995). Ich metoda została zastosowana w pomiarach prowadzonych w niniejszej pracy autora.

Przedstawione w tej pracy widma absorpcji  $a_{SPM}(\lambda)$  oraz  $a_{pl}(\lambda)$  uzyskano, stosując następującą procedurę. Próbkę wody do pomiarów absorpcji światła przez zawiesinę przywożono do laboratorium w czasie zwykle nie dłuższym jak 3 godziny po pobraniu z jeziora. W laboratorium próbki te natychmiast przesączano przez sączki szklane Whatman GF/F o średnicy 25 mm z porami  $0,7 \mu\text{m}$ , zalecane i powszechnie stosowane do tego typu pomiarów. Przesączano zwykle od 50 ml do 500 ml badanej wody, zależnie

od koncentracji zawiesiny. Natychmiastowe wykonanie pomiarów spektrofotometrycznych wszystkich pobranych próbek było niemożliwe, więc w celu ujednolicenia metodyki badań sączi z badaną zawiesiną były natychmiast po zakończeniu sączenia zanurzane w ciekłym azocie i tak przechowywane do pomiarów spektrofotometrycznych. Zakłada się, że tak przechowywane próbki z fitoplanktonem zachowują właściwości absorpcyjne fitoplanktonu *in vivo*. To założenie jest powszechnie wykorzystywane w praktyce pomiarowej. Pomiary widm absorpcji wykonywała współpracowniczka autora Justyna Meler, używając spektrofotometru UNICAM UV4-100 wyposażonego w sferę integrującą firmy LABSPHERE model RSA-UC-40 o średnicy 66 mm. Stosowana metoda pomiarowa wymaga dwukrotnych pomiarów. Pierwszego w modzie transmisji dającym informację o osłabieniu światła, które przeszło przez sącze i drugiego w modzie reflektancji dającym poprawkę na rozproszenie światła wstecz na sączku. Po wykonaniu obu pomiarów sącze odbarwiano (niszczono pigmenty), nasączaając go 2% roztworem CaClO. Odbarwianie prowadzono do widocznego zaniku zabarwienia, około 5–15 min. Następnie powtórnie wykonywano oba pomiary. Zebrane w ten sposób 4 widma dla danej próbki pozwalają wyznaczyć poszukiwane składowe współczynniki absorpcji światła przez wykorzystanie odpowiednich procedur obliczeniowych opisanych w pracy Tassan i Ferrari (1995). Użykuje się tym sposobem widma współczynników absorpcji dla wszystkich pigmentów fitoplanktonu łącznie  $a_{pl}(\lambda)$  oraz pozostałych niefitoplanktonowych cząstek zawiesiny  $a_{NAP}(\lambda)$ . Do wyznaczenia poprawki  $\beta$  zastosowano równanie wyznaczone przez Kaczmarska (Kaczmarek, 2002) dla wód morskich i przybrzeżnych drugiego rodzaju. Z uwagi na to, że pigmenty fitoplanktonu nie absorbują promieniowania w zakresie bliskiej podczerwieni, niezerowa wartość  $a_{pl}(750)$ , uzyskana w czasie pomiarów, traktowana była jako błąd pomiarowy. O wartość tego błędu korygowano całe widma absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$  i  $a_{NAP}(\lambda)$ , zakładając jego niezależność od długości fali.

## 5.2. Absorpcja światła przez zawiesiny cząstek niefitoplanktonowych (NAP)

W rozdziale 2 przedstawiono wartości koncentracji substancji zawieszonych i chlorofilu *a* w wodach badanych jezior. Jak widać, koncentracje tych substancji są w tych jeziorach zróżnicowane w profilu pionowym i ulegają zmianom w ciągu roku (p. podrozdział 2.4). Jak pokazano dalej w rozdziale 7, substancje te poprzez swoje właściwości absorpcyjne i rozpraszające światło,

modyfikują zarówno podwodne pole światła, jak i radiację światła wychodzącego spod powierzchni akwenu. Modyfikują więc reflektancję wykorzystywaną w optycznej teledetekcji tych substancji w wodach. Precyzyjne wyznaczanie widm absorpcji i rozpraszania światła przez cząsteczki zawieszone w wodzie stanowi więc jeden z ważniejszych problemów optyki, który ciągle jeszcze nie jest rozwiązany wystarczająco dla potrzeb teledetekcji.

W literaturze najczęściej spotyka się zmierzone widma absorpcji światła przez ogół cząstek zawiesiny w wodzie (SPM) i przez fitoplankton (pl) (p. np. Morel i Pieur, 1977; Bukata i in. 1981; 1991; Bowers i in., 1996; Babin i in., 2003b). Prac wyróżniających absorpcję światła przez NAP jest stosunkowo niewiele, a szczególnie mało jest tych odnoszących się do akwenuń śródlądowych. Dla jezior Europy zagadnienie to jest opisane w pracach: Duarte i in. (2000), Pierson i Strömbeck (2000), Kutser i in. (2001), Reinart i in. (2004) Simis i in. (2005), Paavel i in. (2007), Paavel (2008), dla jezior Ameryki Północnej: Bukata i in. (1979), Weidemann i Bannister (1986), Bergmann i in. (2004), Dall’Olmo i Gitelson (2006), dla jezior Chin Zhang (2008).

Metodyka pomiarów absorpcji światła zastosowana w tej pracy (p. podrozdział 5.1) pozwala na bezpośredni pomiar spektralnych wartości współczynników absorpcji przez ogół cząstek zawiesiny w wodzie  $a_{\text{SPM}}(\lambda)$  oraz przez cząstki niefitoplanktonowe  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ , natomiast współczynniki absorpcji światła przez cząstki fitoplanktonu  $a_{\text{pl}}(\lambda)$  wyznaczane są pośrednio, z wykorzystaniem zależności:

$$a_{\text{pl}}(\lambda) = a_{\text{SPM}}(\lambda) - a_{\text{NAP}}(\lambda). \quad (5.1)$$

Bezwzględne wartości współczynników absorpcji światła  $a_{\text{SPM}}(\lambda)$  oraz  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  zależą od właściwości absorpcyjnych cząstek zawiesiny i od ich koncentracji w wodzie. Dlatego do opisu tych absorpcyjnych właściwości stosuje się współczynniki absorpcji, przypadające na jednostkę suchej masy badanych cząstek, zwane masowymi specyficznymi współczynnikami absorpcji światła,  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ,  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ,  $a_{\text{pl}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  wyrażanymi w jednostkach  $[\text{m}^2 \text{g}^{-1}]$  (patrz np. Woźniak i Dera, 2007):

$$a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda) = a_{\text{SPM}}(\lambda)/C_{\text{SPM}}, \quad (5.2a)$$

$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda) = a_{\text{NAP}}(\lambda)/C_{\text{SPM}}, \quad (5.2b)$$

$$a_{\text{pl}}^{*(\text{SPM})}(\lambda) = a_{\text{pl}}(\lambda)/C_{\text{SPM}}. \quad (5.2c)$$

Stosuje się też współczynniki absorpcji przypadającej na jednostkę masy chlorofilu  $a$  zawartego w badanych cząstkach, zwane chlorofilowymi specyficznymi współczynnikami absorpcji światła,  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{Chl})}(\lambda)$ ,  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{Chl})}(\lambda)$   $a_{pl}^{*(\text{Chl})}(\lambda)$  wyrażanymi w jednostkach  $[\text{m}^2 \text{mg}^{-1}]$ :

$$a_{\text{SPM}}^{*(\text{Chl})}(\lambda) = a_{\text{SPM}}(\lambda)/C_a, \quad (5.3a)$$

$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{Chl})}(\lambda) = a_{\text{NAP}}(\lambda)/C_a, \quad (5.3b)$$

$$a_{pl}^{*(\text{Chl})}(\lambda) = a_{pl}(\lambda)/C_a. \quad (5.3c)$$

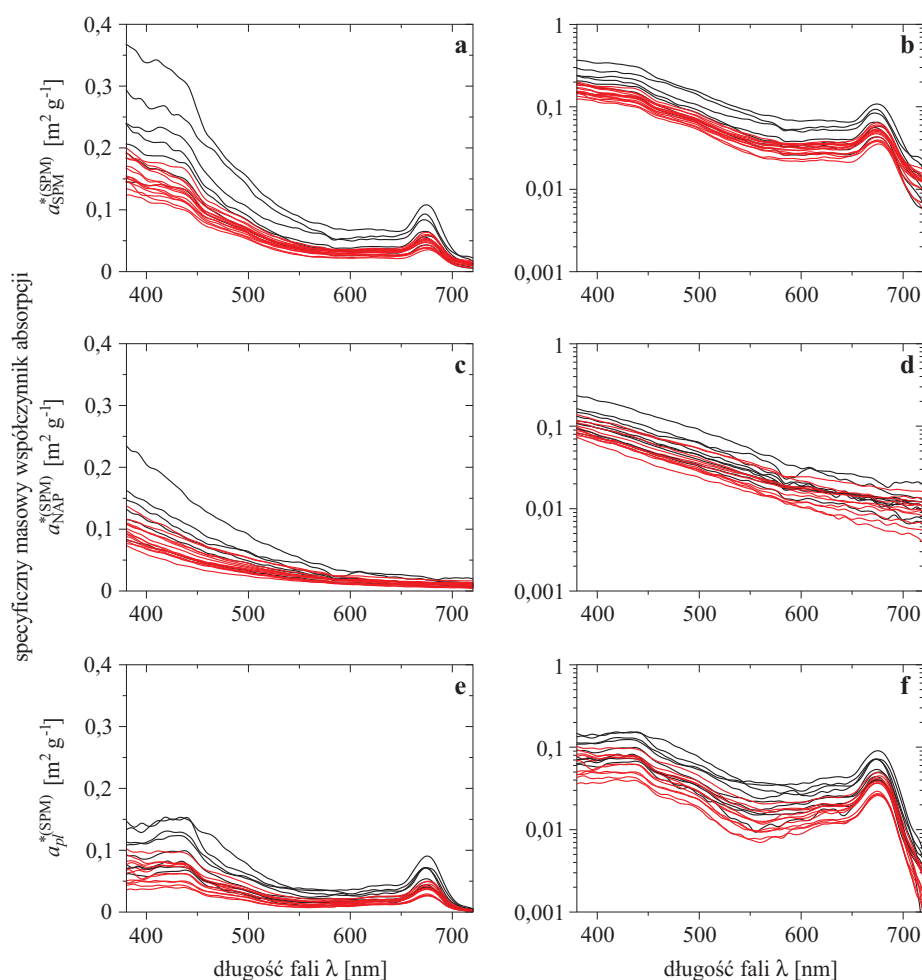
W literaturze przedmiotu (p. np. Woźniak i Dera, 2007), w celu uproszczenia zapisu, często ostatnią z wielkości  $a_{pl}^{*(\text{Chl})}(\lambda)$  oznacza się poprzez  $a_{pl}^*(\lambda)$ .

W tej pracy zastosowano taką właśnie notację, tzn.  $a_{pl}^*(\lambda) \equiv a_{pl}^{*(\text{Chl})}(\lambda)$ .

Zdefiniowane wzorami (5.2a, b, c) specyficzne współczynniki masowe uniezależnione są już od koncentracji cząstek zawiesiny w wodzie  $C_{\text{SPM}}$ , a ich wartości i rozkłady spektralne są zdeterminowane właściwościami absorpcyjnymi samych cząstek zawiesiny, to znaczy zależą od właściwości chemicznych i fizycznych materiału, z którego są zbudowane (od składu chemicznego, właściwości optycznych, rozmiarów i kształtów i in.). Przykładowe widma masowych specyficznych współczynników absorpcji, zmierzone przez autora w badanych jeziorach, są przedstawione na rysunku 5.2.

Dalej w tym podrozdziale opisane są przedziały zmienności współczynników  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  i  $a_{pl}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  oraz nachylenia widm absorpcji  $S_{\text{NAP}}$ . Dodatkowo przeanalizowano absorpcję światła oddzielnie przez cząstki organiczne i mineralne. Problemy związane z badaniem absorpcji światła przez składową mineralną zawiesin nie zostały jeszcze dostatecznie wyjaśnione i są przedmiotem analiz wielu prac (patrz np. Bowers i in., 1996; Babin i in., 2003b; Woźniak i Dera, 2007; Binding i in., 2008; Zhang, 2008).

Z badań wielu autorów wynika, że wartości masowych specyficznych współczynników absorpcji światła dla ogółu cząstek zawiesiny SPM ( $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ), jak i dla cząstek NAP ( $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ) w naturalnych akwenach są zmienne w czasie i różne w różnych akwenach (np. Bowers i Binding, 2006; Woźniak i in., 2006; Paavel i in., 2007; Woźniak i Dera, 2007; Binding i in., 2008; Zhang, 2008; Paavel, 2008). Wynika to z rozmaitych kompozycji cząstek mineralnych i organicznych, z ich różnych składów chemicznych i zróżnicowanych rozmiarów. Nawet w tych samych akwenach te specyficzne współczynniki  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  i  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  mogą się zmieniać nawet o rząd wielkości. Wskazują na to przykładowe widma  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  zilustrowane dalej na rysunkach (p. dalej rysunek 5.5). Przedstawione tam m.in. widma dla jeziora Gardno były pomierzone w próbkach wody, pobieranych przynajmniej raz



Rys. 5.2. Typowe widma specyficznych masowych współczynników absorpcji światła w badanych jeziorach Pomorza: Rys. a, b – dla ogółu cząstek zawiesiny  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ; Rys. c, d – dla cząstek (NAP),  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ; Rys. e, f – dla fitoplanktonu (pl)  $a_{\text{pl}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ . Współczynniki wykreślone są w skali liniowej – Rys. a, c i e oraz w skali półlogarytmicznej – Rys. b, d i f; linie czarne przedstawiają widma absorpcji, w przypadkach kiedy koncentracja zawieszona materii organicznej POM stanowiła ponad 75% koncentracji ogółu cząstek zawiesiny SPM; linie czerwone to pozostałe przypadki widm, to jest gdy koncentracja zawieszona materii organicznej POM była mniejsza od lub równa 75% (z pomiarów własnych autora)

w miesiącu w ciągu dwóch lat. Wody w tym płytkim hipertroficznym jeziorze na różnych stacjach, w różnych porach roku, a nawet różnych godzinach wykazują duże zmiany właściwości. Na skutek występujących w tym akwie nie dużych zmian proporcji pomiędzy składnikami zawiesiny (fitoplankton

– pozostałe cząstki organiczne – cząstki mineralne), np. W wyniku zakwitów fitoplanktonu albo resuspcji materii z dna, wlewów wód z Bałtyku i z rzeki Łupawy, współczynniki  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  zmieniały swoje wartości, dla poszczególnych długości fal światła, ok. 10-krotnie.

### Kształty i nachylenia widm absorpcji światła przez zawiesiny NAP

Obok bezwzględnych wartości masowych specyficznych współczynników absorpcji światła  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  i  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  charakterystyczną cechą widm absorpcji, niezależną od koncentracji SPM w toni wodnej, a zależną jedynie od chemicznych i fizycznych właściwości zawiesiny, są ich kształty. Widma absorpcji światła przez fitoplankton są szczegółowo przedstawione dalej w podrozdziale 5.3. Tutaj skoncentrowano się na opisie kształtów masowych specyficznych widm absorpcji dla cząstek niefitoplanktonowych NAP, to jest  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ . Większość takich widm obserwowanych w naturze charakteryzuje się monotonicznym spadkiem wartości współczynników absorpcji ze wzrostem długości fali światła (p. np. Rys. 5.2c, d). Jednak współczynnik nachylenia widma  $S_{\text{NAP}}$  zmienia się nieco z długością fali światła i w zakresie długofalowym widma światła widzialnego (zwłaszcza powyżej 600 nm) przyjmuje zdecydowanie mniejsze wartości niż w zakresie fal krótkich. Niestety, wobec złożoności pomiarów absorpcji światła przez zawiesiny, nie można jednoznacznie rozstrzygnąć, w jakim stopniu jest to spadek rzeczywisty, a w jakim wynika z błędów pomiarowych. W rezultacie w literaturze spotyka się dwa warianty opisu widm absorpcji  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  i  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ . W pierwszym z nich zakłada się monotoniczny spadek wartości względem długości fali  $\lambda$  dla całego zakresu widzialnego (np. Yentsch, 1962; Kirk, 1980; Bricaud i in., 1998; Babin i in., 2003b i inni). W tym przypadku spadek absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  jest dobrze opisany przez jednoskładnikowe wyrażenie będące funkcją eksponencjalną:

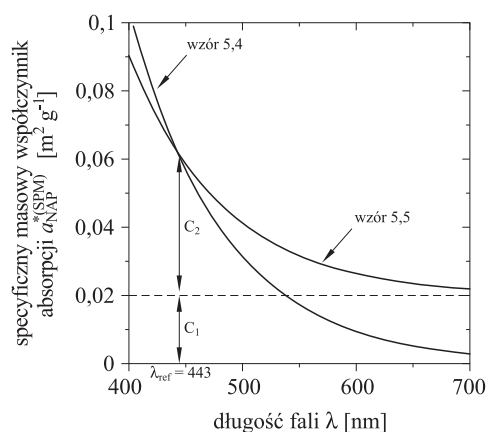
$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda) = a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda_{\text{ref}})e^{-S_{\text{NAP}}(\lambda - \lambda_{\text{ref}})}, \quad (5.4)$$

gdzie parametr  $S_{\text{NAP}}$ , zwany współczynnikiem nachylenia widma absorpcji światła przez NAP, jest stały w całym zakresie widma światła widzialnego, czyli nie zależy od długości fali  $\lambda$ .

W drugim wariantcie zakłada się, że rzeczywiste współczynniki absorpcji  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  i  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  są lepiej opisywane przez wyrażenie dwuskładnikowe, zawierające jeden składnik eksponencjalny i jeden składnik stały (np. Bowers i Binding, 2006):

$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda) = C_1 + C_2e^{-S_{\text{NAP}}(\lambda - \lambda_{\text{ref}})}, \quad (5.5)$$





Rys. 5.3. Widmo specyficznego masowego współczynnika absorpcji światła przez zawiesiny NAP  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  wg wzorów (5.4) i (5.5)

gdzie:  $C_1$  i  $C_2$  są parametrami tej zależności,  $\lambda_{\text{ref}}$  referencyjną długością fali. Zgodnie z sugestią Bowers i Binding (2006) to wyrażenie (5.5) w wielu przypadkach, zwłaszcza dla wód zawierających dużo zawiesin mineralnych, lepiej przybliży rzeczywiste kształty widm  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  (p. Rys. 5.3) niż wyrażenie jednoskładnikowe (5.4).

Należy jednak zaznaczyć, że z uwagi na wyżej wspomniane problemy z pomiarami widm  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  (lub  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ ) w części długofalowej, najczęściej wartości  $S_{\text{NAP}}$  występujące w dwóch wyżej wymienionych wyrażeniach aproksymujących (5.4 i 5.5) wyznacza się jedynie w oparciu o empiryczne przebiegi tych widm w części krótkofalowej (np. dla  $\lambda < 550$  nm). Powoduje to, że wyznaczane w ten sposób wartości parametru  $S_{\text{NAP}}$  są praktycznie zbieżne dla obu tych alternatywnych równań.

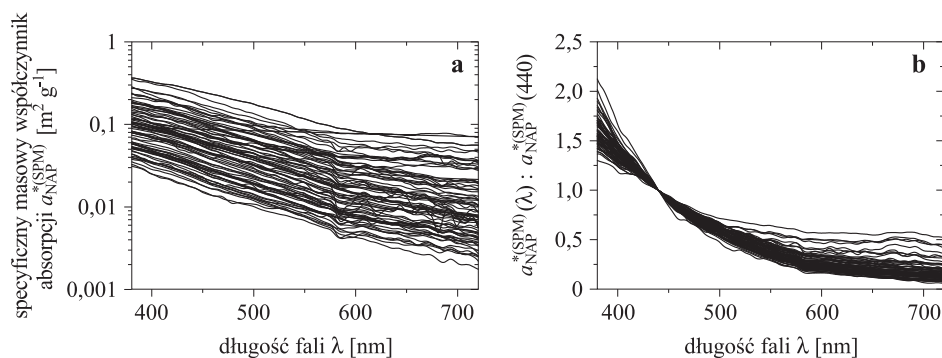
Reasumując, na obecnym etapie badań nie można stwierdzić, które z tych dwu matematycznych wyrażeń (równ. (5.4) i równ. (5.5)) dokładniej opisuje realne widma absorpcji światła przez NAP. Wydaje się, że w analizach spektralnych przebiegów współczynników absorpcji światła przez NAP, rozsądnym wyborem jest alternatywa używania obydwu z tych dwu wyrażeń aproksymujących, w zależności od naszej wiedzy o typach cząstek występujących w danym akwenu. Wyrażenie eksponencjalne jednoskładnikowe (równ. (5.4)) może być bardziej użyteczne dla przypadków, gdy wśród ogółu cząstek zawiesiny przeważają cząstki organiczne, zaś wyrażenie dwuskładnikowe (równ. (5.5)) dla przypadków, gdy ogół cząstek zdominowany jest przez składowe zawierające minerały, których absorpcja w czerwieni i podczerwieni nie maleje.

Próbie analitycznego opisanie wpływu zawiesin mineralnych na wartości współczynnika absorpcji przedstawiono w pracy Bowers i Binding (2006). Według opinii tych autorów wyrażenie na specyficzny masowy

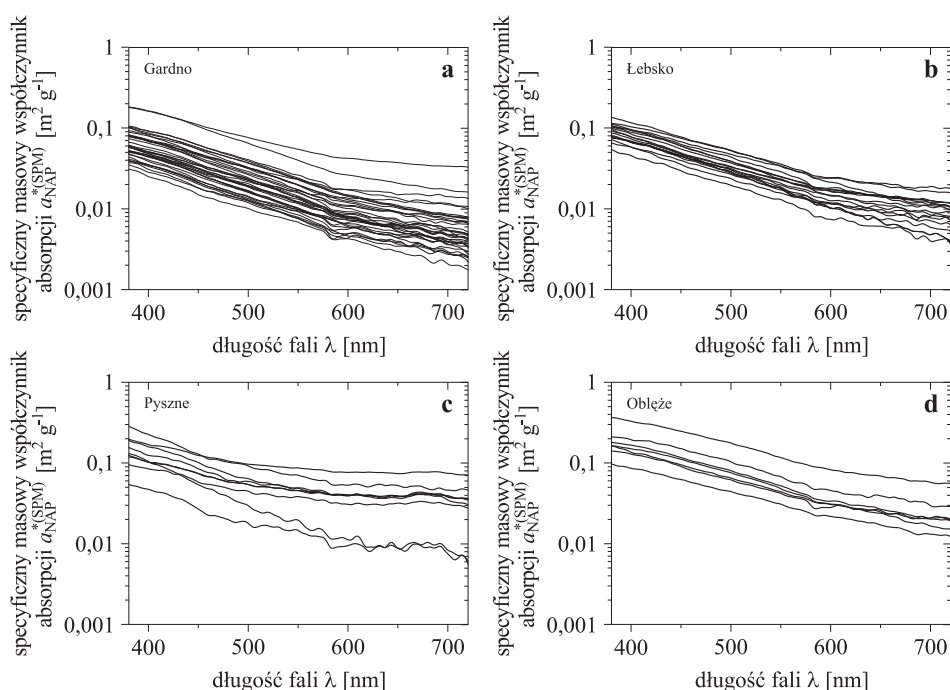
współczynnik absorpcji światła przez zawiesiny mineralne PIM  $a_{\text{PIM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  wg równania (5.5), z wartościami współczynników proponowanymi przez tych autorów ( $C_1 = 0,020 \pm 0,005 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ,  $C_2 = 0,042 \pm 0,012 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ,  $S_{\text{NAP}} = 0,012 \pm 0,002 \text{ nm}^{-1}$ ), może być w pierwszym przybliżeniu uznane za uniwersalne dla opisu widma tego współczynnika, dla ogółu zawiesin mineralnych w akwenach naturalnych. Jest to jednak sprawą dyskusyjną, gdyż zarówno współczynnik absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda_{\text{ref}} = 443 \text{ nm})$ , jak i parametr nachylenia widma absorpcji  $S_{\text{NAP}}$  dla empirycznych widm absorpcji NAP z przewagą zawiesiny cząstek mineralnych, przyjmują w różnych akwenach wartości w szerokim przedziale (p. tabela 5.2 w tej pracy i np. Woźniak i Dera, 2007).

### Specyficzne masowe współczynniki absorpcji światła przez cząsteczki NAP w jeziorach Pomorza

Z uwagi na to, że podwodne pole światła determinowane jest głównie właściwościami składników wody w przypowierzchniowej warstwie eufotycznej, w dalszych analizach przedstawionych w tym rozdziale uwzględniono tylko dane z warstwy przypowierzchniowej. Na rysunkach 5.4 i 5.5 przedstawiono wyznaczone dla tej warstwy widma współczynników absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  w różnych jeziorach Pomorza. Opisy i formuły (5.4) i (5.5) przedstawione wyżej dotyczą także widm współczynnika absorpcji światła pomierzonych w wodach jezior tego regionu. Obserwujemy tu wspomniany wyżej monotoniczny spadek wartości współczynnika absorpcji ze wzrostem długości fali światła, zmianę nachylenia widm absorpcji dla fal dłuższych od ok. 550 nm



Rys. 5.4. Zbiór typowych widm specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez zawieszane cząstki niefitoplanktonowe  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , zmierzonych w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza w latach 2004–2010; a – wartości bezwzględne w skali półlogarytmicznej, b – wartości względne, znormalizowane w odniesieniu do wartości dla fali 440 nm

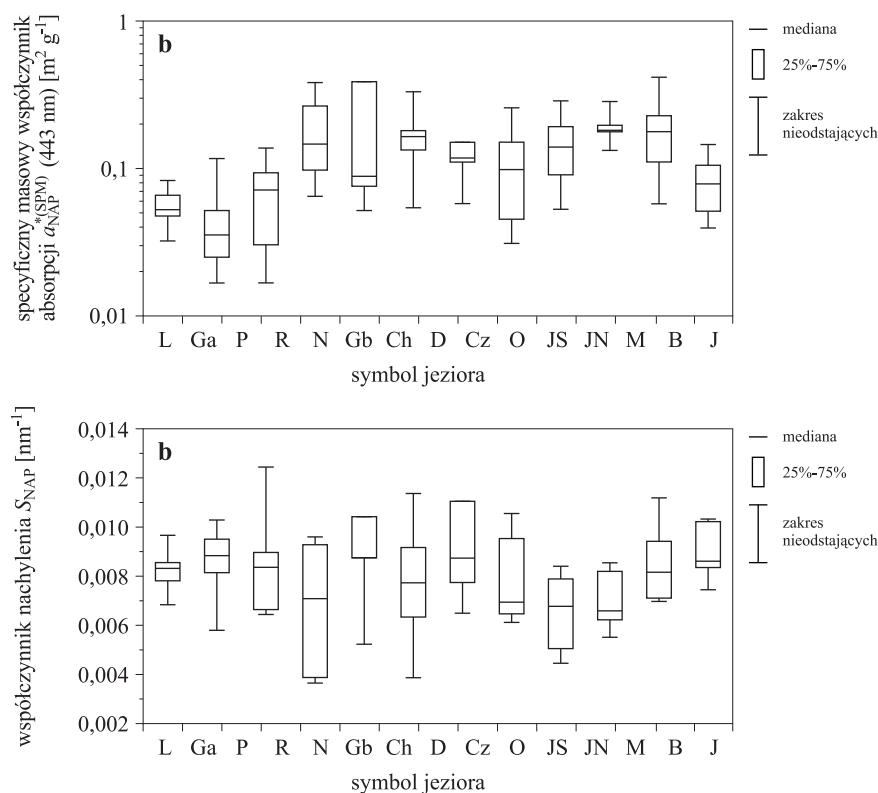


Rys. 5.5. Widma specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez zawieszone cząstki niefitoplanktonowe  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , typowe dla wód powierzchniowych czterech wybranych jezior: a) Gardno, b) Łebsko, c) Pyszne, d) Obłęż

oraz wzrastający wpływ szumów aparaturowych na wynik pomiaru w tym długofalowym zakresie spektralnym z niskimi wartościami współczynnika absorpcji.

Rysunek 5.5 przedstawia zmierzone widma absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  oddzielnie dla czterech wybranych jezior Pomorza. Widać na nim różnice przebiegu przeciętnych widm rejestrowanych w różnych jeziorach oraz w każdym z tych jezior zróżnicowanie zarówno wartości współczynników  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , jak i nachylenia ich widma  $S_{\text{NAP}}$ . Jak widać, zakres zmienności tego współczynnika dla wybranej długości fali przekracza nawet jeden rząd wielkości. Najniższe wartości zaobserwowano w płytkim przybrzeżnym jeziorze Gardno (Rys. 5.5a).

Dane statystyczne charakteryzujące średnie specyficzne masowe współczynniki absorpcji dla  $\lambda = 443 \text{ nm}$  oraz średnie nachylenia widm absorpcji  $S_{\text{NAP}}$  w różnych jeziorach Pomorza, z wykorzystaniem formuły aproksymującej (5.4), przedstawiono na rysunku 5.6 oraz w tabeli 5.2. Wyznaczone współczynniki absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  w badanych jeziorach (tabela 5.2, kolumna 3) mieszczą się w szerokim przedziale wartości od ok.  $0,014 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$



Rys. 5.6. Rozkłady statystyczne zbiorów wartości parametrów charakteryzujących widma specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez cząsteczki niefitoplanktonowe NAP w wodzie powierzchniowej badanych jezior Pomorza: a) współczynnika absorpcji dla  $\lambda = 443 \text{ nm}$   $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm); b) współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{\text{NAP}}$

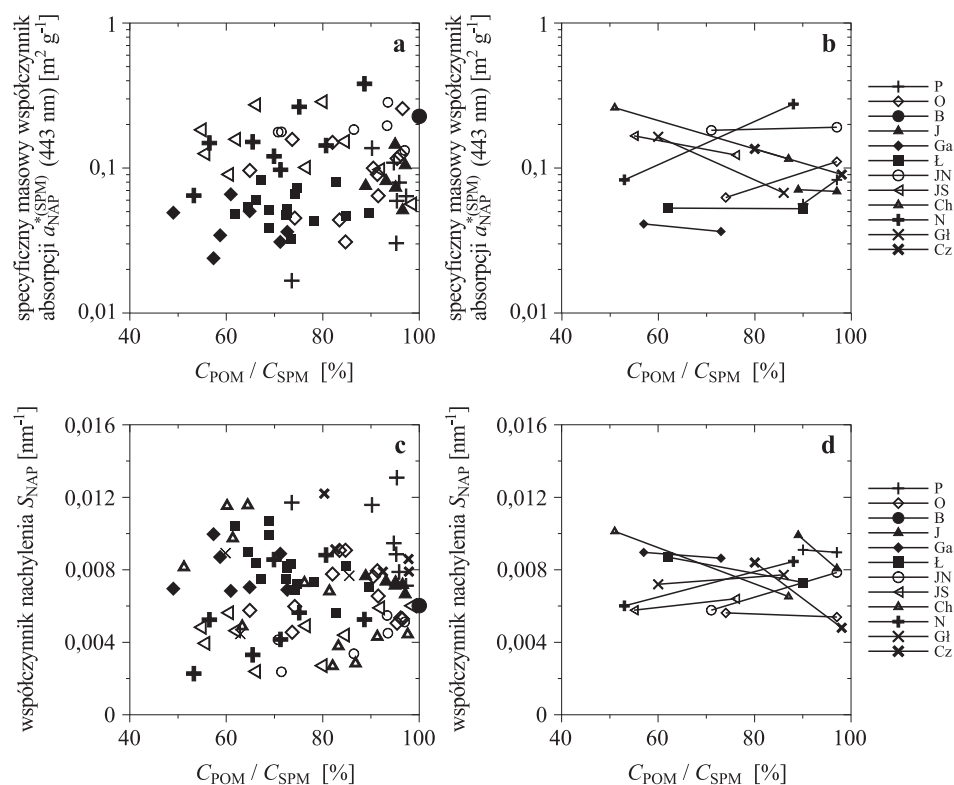
do ok.  $0,415 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ , natomiast wartości współczynnika nachylenia widma  $S_{\text{NAP}}$  (kolumna 6, tabela 5.2) mieszczą się w przedziale od ok.  $0,0036 \text{ nm}^{-1}$  do ok.  $0,0124 \text{ nm}^{-1}$ .

Abstrahując od tych wartości ekstremalnych, można przyjąć, że zakres zróżnicowania obserwowany najczęściej w różnych jeziorach jest jednak mniejszy. Świadczą o tym wyznaczone dla tych różnych jezior wartości średnie i odchylenia standardowe  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm) oraz  $S_{\text{NAP}}$  podane w tabeli 5.2.

Wykonane pomiary koncentracji  $C_{\text{PIM}}$  oraz  $C_{\text{POM}}$  w jeziorach Pomorza wykorzystano do analiz wpływu zawiesiny nieorganicznej na widma współczynników absorpcji światła przez NAP. Zależności pomiędzy względną koncentracją materii organicznej w całkowitej zawieszynie a specyficznymi

Tabl. 5.2. Wartości parametrów charakteryzujących widma specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez cząsteczki niefitoplanktonowe w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza:  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm) – specyficzny masowy współczynnik absorpcji światła dla  $\lambda = 443$  nm;  $S_{\text{NAP}}$  – współczynnik nachylenia widma absorpcji,  $N$  – liczba danych empirycznych widm

Lp.	Nazwa jeziora	Masowy współczynnik absorpcji			Współczynnik nachylenia			$N$
		$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$ (443 nm) [ $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ ]			$S_{\text{NAP}}$ [ $\text{nm}^{-1}$ ]			
		Zakres zmienności	Średnia	Odchylenie standardowe	Zakres zmienności	Średnia	Odchylenie standardowe	
1	Łebsko	0,032–0,083	0,056	0,014	0,0068–0,0097	0,0083	0,0007	19
2	Gardno	0,017–0,117	0,042	0,022	0,0058–0,0103	0,0088	0,0010	40
3	Pyszne	0,017–0,137	0,069	0,038	0,0064–0,0124	0,0083	0,0018	10
4	Niezabyszewskie	0,065–0,381	0,171	0,103	0,0036–0,0096	0,0069	0,0025	8
5	Głębokie	0,052–0,386	0,154	0,137	0,0052–0,0104	0,0086	0,0021	5
6	Chotkowskie	0,054–0,330	0,152	0,072	0,0039–0,0114	0,0073	0,0021	13
7	Czarne	0,058–0,150	0,113	0,034	0,0065–0,0110	0,0086	0,0017	5
8	Obłężę	0,031–0,257	0,106	0,063	0,0061–0,0106	0,0076	0,0015	12
9	Jasień S	0,053–0,286	0,147	0,076	0,0045–0,0084	0,0066	0,0014	12
10	Jasień N	0,132–0,284	0,192	0,050	0,0055–0,0085	0,0069	0,0012	6
11	Boruja Mała	0,057–0,415	0,183	0,117	0,0070–0,0112	0,0085	0,0015	7
12	Jeleń	0,039–0,145	0,083	0,035	0,0074–0,0103	0,0090	0,0010	12
13	Całość	0,014–0,415	0,098	0,076	0,0036–0,0124	0,0081	0,0016	150



Rys. 5.7. Współzależności (a–b) pomiędzy specyficznymi masowymi współczynnikami absorpcji światła przez cząsteczki niefitoplanktonowe  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  oraz (c–d) współczynnikami nachylenia  $S_{\text{NAP}}$  jako funkcja koncentracji  $C_{\text{POM}}/C_{\text{SPM}}$ , w badanych jeziorach Pomorza (wody powierzchniowe)

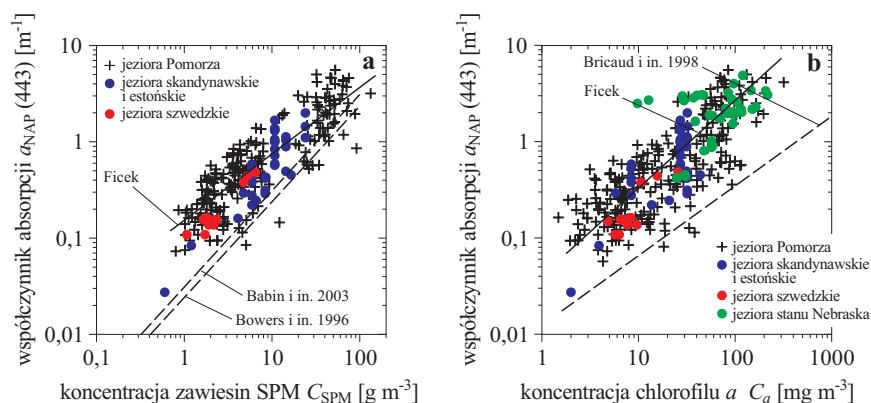
masowymi współczynnikami absorpcji dla  $\lambda = 443 \text{ nm}$  oraz średnimi nachyleniami  $S_{\text{NAP}}$  widm absorpcji światła przez NAP dla różnych jezior nie wykazują żadnych prawidłowości, jak to widać z rysunku 5.7. Wraz ze wzrostem ilorazu  $C_{\text{POM}}/C_{\text{SPM}}$ , czyli zmniejszaniem się koncentracji mineralnej części zawiesiny w całej zawieszynie, w różnych akwenach nie zaobserwowano żadnych wspólnych dla wszystkich jezior wyraźnych trendów zmian wartości zarówno  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$ , jak i  $S_{\text{NAP}}$ . W poszczególnych jeziorach występują zarówno wzrosty, jak i spadki wartości  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  i  $S_{\text{NAP}}$  wraz ze wzrostem koncentracji masy cząstek organicznych zawiesiny w koncentracji sumarycznej masy cząstek. Widzimy także rozrzut punktów pomiarowych, spowodowany najprawdopodobniej przedstawionymi wcześniej błędami pomiarów. Pomimo tych możliwych błędów, na podstawie przedstawionych danych empirycznych, można przyjąć, że w badanych je-

ziorach można się spodziewać występowania zarówno takich sytuacji, w których specyficzne zdolności absorpcyjne cząstek mineralnych są większe od tych dla cząstek organicznych, jak i sytuacji odwrotnych, kiedy te specyficzne absorpcje cząstek organicznych są większe od absorpcji cząstek mineralnych.

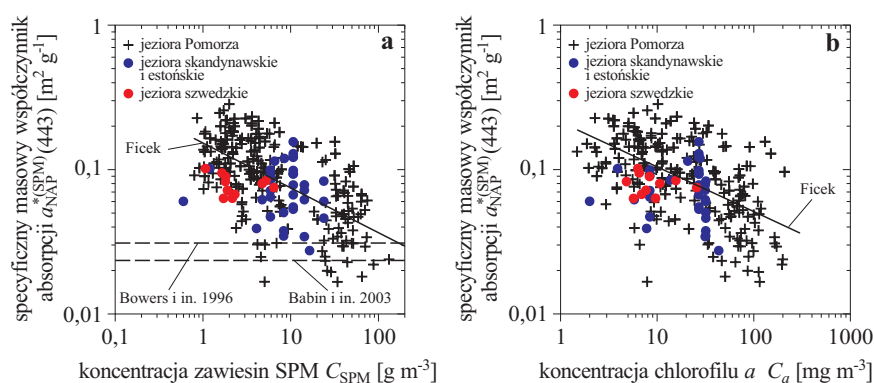
Przedstawiony wyżej problem z rozdzieleniem specyficznych współczynników absorpcji światła dla dwu głównych grup cząstek niefitoplanktonowych (organicznych i mineralnych) potwierdzają prace innych autorów. Woźniak i Dera (2007), na podstawie badań własnych oraz analizując dane dostępne w literaturze, stwierdzili, że na obecnym etapie badań można powiedzieć, że w skali globalnej widma te są podobne. Odnosi się to zarówno do wartości tych współczynników, jak i kształtów ich widm. Można jednakże przypuszczać, że wobec dużego zakresu zróżnicowania możliwych wartości tej specyficznej absorpcji dla cząstek mineralnych, w skali lokalnej, w jakimś konkretnym akwenie i w określonym czasie, wartości specyficznych masowych współczynników absorpcji obu tych typów cząstek mogą przyjmować wartości bardzo się różniące.

### **Porównanie absorpcji światła przez NAP w wodach jezior Pomorza z absorpcją w wodach innych jezior i mórz**

Zarówno współczynnik  $a_{\text{NAP}}(443)$ , jak i specyficzny masowy współczynnik  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$ , tj. unormowany do stężenia całkowitej masy zawiesiny SPM, w wielu różnych jeziorach koreluje w pewnym stopniu ze stężeniami tej zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$  i także ze stężeniem chlorofilu  $C_a$  (Rys. 5.8 i 5.9). Wartości tych współczynników są jednak w jeziorach znacznie wyższe niż wartości zmierzone (p. tabela 5.3) oraz modelowe opracowane przez Babin i in. (2003b) oraz Bovers i in. (1996) (p. linie na wykresach 5.8a, b oraz 5.9a) wyznaczone dla wód wokół Europy (Bałtyku, Morza Śródziemnego, Morza Północnego, Północnego Atlantyku, Morza Irlandzkiego). Analizując przedstawione w tych pracach rezultaty, widzimy, że wartości współczynników absorpcji światła  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  cząstek występujących w poszczególnych akwenach znacznie się różnią. Przykładowo, zmierzone w Morzu Bałtyckim współczynniki  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  mają znacznie wyższe wartości niż wyznaczona dla ogółu badanych akwenów zależność modelowa. Wartości te są zbliżone do tych zmierzonych w jeziorach Pomorza i pokazanych na rysunku 5.8a. Podobnie duże wartości współczynników  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  zmierzono w jeziorach innych regionów świata: np. Szwecji (Pierson i Strömbeck, 2001), Skandynawii i Estonii (Paavel, 2008), jeziora Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009) i in. Współczynnik  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  zależy od zespolonego współczyn-



Rys. 5.8. Empiryczne oraz modelowe (linie ciągłe na wykresach; patrz dalej wzory (5.6) i (5.7)) zależności pomiędzy współczynnikami absorpcji i stężeniami zawieszin: a)  $a_{\text{NAP}}(443)$  versus  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $a_{\text{NAP}}(443)$  versus  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza (wg autora tej pracy), jeziorach skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008), jeziorach szwedzkich (Pierson i Strömbeck, 2001) i jeziorach stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006) – punkty oraz zależności modelowe dla wód morskich i oceanicznych (Bałtyku, Morza Śródziemnego, Morza Północnego, Północnego Atlantyku) (Babin i in., 2003b); (Morza Irlandzkiego) (Bowers i in., 1996) – linie przerywane na wykresie a; (Atlantyku, Pacyfiku i Morza Śródziemnego) (Bricaud i in., 1998) – linia przerywana na wykresie b



Rys. 5.9. Empiryczne oraz modelowe (linie ciągłe na wykresach; patrz dalej wzory (5.12) i (5.13)) zależności pomiędzy współczynnikami absorpcji i stężeniami zawieszin: a)  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443)$  versus  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443)$  versus  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza (wg autora tej pracy, p. dalej wzór (5.6) i (5.7)), jeziorach skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008) i jeziorach szwedzkich (Pierson i Strömbeck, 2001) – punkty oraz zależności modelowe dla wód morskich (Bałtyku, Morza Śródziemnego, Morza Północnego, Północnego Atlantyku) (Babin i in., 2003b); Morza Irlandzkiego (Bowers i in., 1996) – linie przerywane na wykresie a



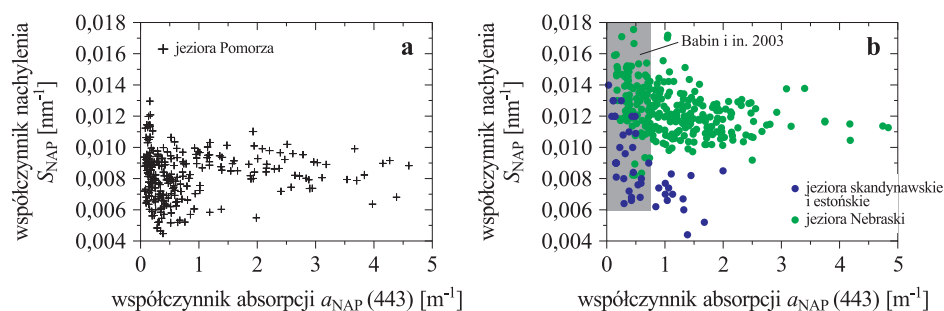
Tabl. 5.3. Uśrednione statystycznie parametry widm specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez cząsteczki niefitoplanktonowe w wodach różnych akwenów:  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm) – masowy specyficzny współczynnik absorpcji światła dla  $\lambda_{\text{ref}} = 443$  nm;  $S_{\text{NAP}}$  – współczynnik nachylenia widma masowego specyficznego współczynnika absorpcji światła

Lp.	Rejon badań	Specyficzny masowy współczynnik $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$ (443 nm) [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ]			Współczynnik nachylenia widma $S_{\text{NAP}}$ [nm <sup>-1</sup> ]			$N^{(1*)}$	Źródło danych
		Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD		
1	Różne oceany (wody typu 1): – całość: ultraoligotroficzne <sup>(2*)</sup> oligo/mezotroficzne <sup>(2*)</sup> eutroficzne <sup>(2*)</sup>				0,008–0,016	0,011 0,012 0,011 0,010	0,0025 0,002 0,002 0,001		Bricaud i in. (1998)
2	Wody morskie wokół Europy: – całość: Adriatyk Atlantyk Kanał La Manche M. Śródziemne M. Północne Bałtyk		0,041 0,041 0,044 0,035 0,036 0,033 0,067	0,023 0,017 0,030 0,018 0,019 0,023 0,022	0,0089–0,0178 0,0114–0,0168 0,0089–0,0161 0,0093–0,0155 0,0104–0,0178 0,0089–0,0143 0,0114–0,0147	0,0123 0,0128 0,0124 0,0117 0,0129 0,0116 0,0130	0,0013 0,0011 0,0015 0,0011 0,0016 0,0007 0,0007	348 39 33 82 52 88 54	Babin i in. (2003b)
3	Jeziora fińskie i estońskie – całość: Lammi Pääjärvi (F) Lohjanjärvi (F)	0,034–0,122	0,073 0,062 0,097	0,032 0,033 0,033	0,0044–0,0109 0,0044–0,0090	0,0075 0,0064 0,0068	0,0014 0,0013	29 1 11	Paavel i in.

Tabl. 5.3. (ciąg dalszy)

Lp.	Rejon badań	Specyficzny masowy współczynnik $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$ (443 nm) [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ]			Współczynnik nachylenia widma $S_{\text{NAP}}$ [nm <sup>-1</sup> ]			$N^{(1*)}$	Źródło danych
		Zakres zmienności	Średnia	SD	Zakres zmienności	Średnia	SD		
			N. Valgjärv (E)		0,039				
	Tuusulanjärvi ((F)	0,046–0,083	0,063	0,019	0,0082–0,0085	0,0083	0,0002	3	
	Verevi (F)	0,035–0,050	0,041	0,008	0,0066–0,0096	0,0081	0,0015	3	
	Vesijärvi (E)	0,047–0,099	0,075	0,021	0,0068–0,0108	0,0080	0,0016	5	
	Vörtsjärv (E)	0,034–0,078	0,062	0,019	0,0066–0,0109	0,0080	0,0020	4	
	Ülemiste (E)		0,027			0,0084		1	
4	Peipus (E)		0,12	0,14		0,012	0,001	16	Paavel
	Vänern (Sz)		0,10	0,05		0,012	0,001	48	(2004) <sup>(4*)</sup>
	Vättern (Sz)		0,06	0,03		0,014	0,004	22	

Objaśnienia: <sup>(1\*)</sup> – liczba danych empirycznych widm  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm); <sup>(2\*)</sup> – poszczególne akweny zaliczane były do różnych typów troficznych w zależności od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$  [mg m<sup>-3</sup>] wg następującego podziału: ultraoligotroficzne  $C_a < 0.1$ ); oligo/mezotroficzne ( $0.1 \leq C_a \leq 1$  mg m<sup>-3</sup>); eutroficzne  $C_a > 1$  mg m<sup>-3</sup>), <sup>(3\*)</sup> na podstawie danych Paavel i in. (2007) (tabela 3 u tych autorów), <sup>(4\*)</sup> na podstawie danych Paavel (2004) (tabela 5.5 u tych autorów). Oznaczenia w nawiasach, przy nazwie jezior (F) – Finlandia, (E) – Estonia, (Sz) – Szwecja.



Rys. 5.10. Empiryczne zależności pomiędzy  $S_{\text{NAP}}$  i  $a_{\text{NAP}}(443)$  a) w badanych jeziorach Pomorza, b) w jeziorach skandynawskich i estońskich (Paavel, 2008), jeziorach stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006). Zaciemniony prostokąt przedstawia przybliżony zakres zmienności zaobserwowany w morskich wodach przybrzeżnych Europy (Babin i in., 2003b)

nika załamania światła w materiale cząstek (w tym współczynnika absorpcji) i od rozkładu rozmiarów cząstek (Mikkelsen, 2002). Wspomniane różnice dla mórz i jezior pozwalają więc przypuszczać, że cząstki NAP w jeziorach różnią się w swej masie od tych występujących w morzach. Nie jest łatwe wyjaśnienie tych różnic. Jak już wspomniano, cząstki NAP dzieli się na dwie grupy: cząstki organiczne POM i cząstki mineralne PIM. Grupy te różnią się znacznie właściwościami optycznymi. Współczynnik absorpcji cząsteczek organicznych jest znacznie większy niż mineralnych i ma inny rozkład spektralny (Woźniak i Dera, 2007). Można więc przypuszczać, że właściwości absorpcyjne cząstek zawieszonych występujących w morzach i oceanach są różne od tych występujących w wodach śródlądowych. Natomiast zawiesiny występujące w Morzu Bałtyckim mają zbliżone właściwości optyczne do zawieszin jeziornych.

Wartości współczynnika nachylenia widm NAP,  $S_{\text{NAP}}$  w zależności od wartości  $a_{\text{NAP}}(443)$  zostały przedstawione na rysunku 5.10. Dla jezior Pomorza (Rys. 5.10a) wartości  $S_{\text{NAP}}$  zawierają się w granicach 0,004 i 0,013  $\text{nm}^{-1}$  (wartość średnia wynosi 0,0082  $\text{nm}^{-1}$ ). Porównania pokazują ich duże podobieństwo do wartości dla jezior skandynawskich i estońskich oraz mniejsze wartości niż w jeziorach stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006) (Rys. 5.10b).

### Parametryzacja widm absorpcji przez cząstki NAP dla jezior Pomorza

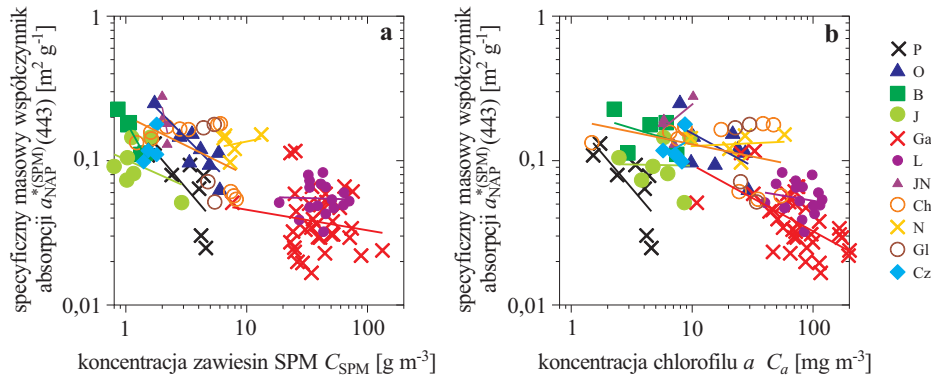
W poprzednim podrozdziale scharakteryzowano dane empiryczne dotyczące właściwości absorpcyjnych materii zawieszonych w niefitoplanktonowej NAP.

Dla poszczególnych badanych jezior oraz dla ogółu jezior określono najważniejsze cechy spektralne jej widm absorpcji. Cechy te wymagają jeszcze odpowiedniego usystematyzowania, tak aby ilościowo charakteryzowały zróżnicowanie współczynników absorpcji światła przez NAP w zależności od warunków środowiskowych lub w zależności od typu troficznego akwenu. Takie ich usystematyzowanie jest jednym z głównych celów poznawczych statystycznych analiz lub półempirycznego, matematycznego modelowania, podejmowanego przez różnych autorów. Dodatkowo, wobec aktualnej potrzeby rozwijania satelitarnych metod monitoringu ekologicznego jezior, równie ważnym, praktycznym celem tych systematyzacji jest opracowanie odpowiednich matematycznych algorytmów estymowania właściwości absorpcyjnych materii zawieszanej, przydatnych w teledetekcji produkcji pierwotnej i innych parametrów stanu ekosystemów wodnych (por. np. Antoine i Morrel, 1996; Antoine i in., 1996; Ficek, 2001). Wykorzystanie tych algorytmów powinno umożliwić estymowanie widm współczynników absorpcji światła przez cząstki materii zawieszanej NAP w oparciu o znane, wybrane parametry środowiskowe powierzchniowej warstwy wody w akwenu, ale parametry możliwe do określenia zdalnie, np. przy pomocy teledetekcji lotniczej lub satelitarnej (np. Gitelson i in., 1993; Woźniak i in., 2004; Miller i McKee, 2004). Tymi parametrami są między innymi: powierzchniowa koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a(0)$ , i powierzchniowa koncentracja materii zawieszanej  $C_{SPM}$ .

Prowadzone w różnych rejonach świata od wielu lat badania pozwoliły na stworzenie kilku takich statystycznych zależności, które umożliwiają opis właściwości widm absorpcji światła przez zawiesiny niefitoplanktonowe w wodach charakteryzujących się zróżnicowanym składem i koncentracją tych zawiesin. Z uwagi na różnice regionalne w składzie cząstek materii zawieszanej i związane z tym różnice w widmach, zależności te mają charakter lokalny (np. Bowers i in., 1996; Babin i in., 2003b; Paavel, 2008). Natomiast w odniesieniu do ogółu spotykanych na Ziemi jezior, do chwili obecnej nie stworzono modelu na tyle uniwersalnego, aby z zadowalającą dokładnością opisywał absorpcyjne właściwości zawiesin w tych charakteryzujących się bardzo dużym zróżnicowaniem akwenach. W niniejszym podrozdziale przedstawiono próbę stworzenia pierwszego takiego regionalnego modelu dla wód jezior Pomorza.

Na wstępie przeanalizowano wpływ koncentracji ogółu zawiesin,  $C_{SPM}$ , oraz chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , na wartości specyficznego masowego współczynnika absorpcji oraz współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{NAP}$  dla nieplanktonowych zawiesin w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza.

Na rysunku 5.11 przedstawiono empiryczne zależności specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez zawiesinę cząstek niefito-



Rys. 5.11. Empiryczne zależności specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez zawiesinę cząstek niefitoplanktonowych  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  od koncentracji suchej masy wszystkich cząstek zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$  (a) i od koncentracji chlorofilu  $C_a$  (b) w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza. Widoczne na rysunku symbole jezior wyjaśnione są w tabeli 1.2, w rozdziale 1

planktonowych  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  od koncentracji suchej masy wszystkich cząstek zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$  (Rys. 5.11a) i od koncentracji chlorofilu  $C_a$  (Rys. 5.11b) w wodach powierzchniowych badanych jezior Pomorza. Jak widać z rysunku 5.11a, pomimo dużego rozrzutu punktów pomiarowych, istnieje dość wyraźna zależność pomiędzy współczynnikiem  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  a koncentracją zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$  w badanej toni wodnej. Podobną zależność obserwujemy między  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  a wartościami  $C_a$  (Rys. 5.11b). Na rysunku 5.11, oprócz punktów pomiarowych, narysowano także linie trendów dla poszczególnych jezior. Założono przy tym, że współzależności te dobrze opisuje funkcja potęgowa typu  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm}) = A(C_{\text{SPM}})^B$  (lub  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm}) = A(C_a)^B$ ). Na obecnym etapie badań, nie udało się znaleźć wartości parametrów  $A$  i  $B$  występujących w wyżej wymienionych formułach, jako uniwersalnych funkcji parametrów stanu środowiska, które pozwalałyby opisywać dobrze z pomocą tych formuł różne przebiegi widm absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  dla dowolnego jeziora. Znaleziono natomiast wartości tych parametrów uśrednione łącznie dla wszystkich badanych jezior. Takie statystyczne zależności specyficznego masowego współczynnika absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  od koncentracji  $C_{\text{SPM}}$  i  $C_a$ , uwzględniające łącznie dane ze wszystkich jezior przedstawiono poniżej:

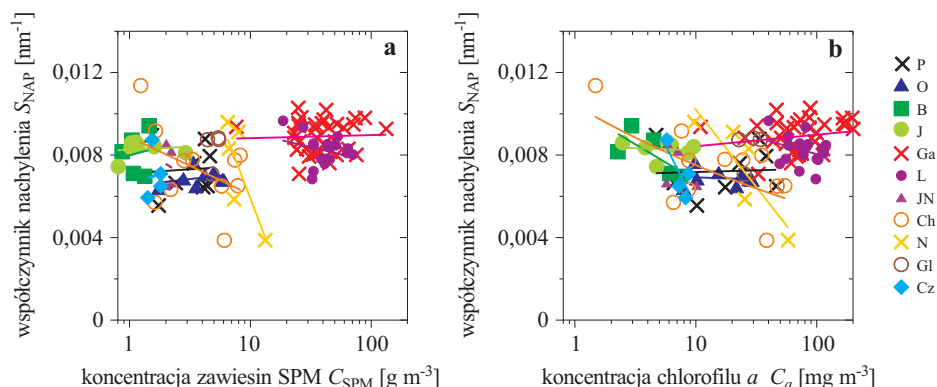
$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(C_{\text{SPM}}, \lambda = 443 \text{ nm}) = A_{\text{SPM}}(C_{\text{SPM}})^{B_{\text{SPM}}}, \quad (5.6)$$

gdzie:  $A_{\text{SPM}} = 0,153 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ,  $B_{\text{SPM}} = -0,310 \text{ nm}^{-1}$  – określone na dro-

dze analiz statystycznych numeryczne współczynniki (gdzie współczynnik determinacji  $R^2 = 0,40$ );

$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(C_a, \lambda = 443 \text{ nm}) = A_{\text{Chl}}(C_a)^{B_{\text{Chl}}}, \quad (5.7)$$

gdzie:  $A_{\text{Chl}} = 0,213 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ,  $B_{\text{Chl}} = -0,309 \text{ nm}^{-1}$  – określone na drodze analiz statystycznych numeryczne współczynniki (gdzie współczynnik determinacji  $R^2 = 0,32$ ).



Rys. 5.12. Współczynnik nachylenia widma absorpcji przez zawiesiny niefitoplanktonowe  $S_{\text{NAP}}$  versus: a) koncentracja materii zawieszonych  $C_{\text{SPM}}$ , b) koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w badanych jeziorach Pomorza. Widoczne na rysunku symbole jezior wyjaśnione są w tabeli 1.2, w rozdziale 1

Dla parametru nachylenia  $S_{\text{NAP}}$  już takiej wyraźnej korelacji z koncentracją ogółu zawiesin  $C_{\text{SPM}}$  lub koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , nie zaobserwowano (Rys. 5.12). W różnych jeziorach występują różne trendy, wraz ze zmianami koncentracji  $C_{\text{SPM}}$  (lub  $C_a$ ). W jednych jeziorach wartość tego parametru rośnie wraz ze wzrostem  $C_{\text{SPM}}$  (lub  $C_a$ ), w innych obserwujemy tendencję odwrotną. Średnia wartość współczynnika  $S_{\text{NAP}}$  wynosi  $0,0080 \text{ nm}^{-1}$ , rozrzut punktów eksperymentalnych nie jest zbyt wielki, odchylenie standardowe równa się  $0,0013 \text{ nm}^{-1}$ , prawie wszystkie wartości  $S_{\text{NAP}}$  mieszczą się w przedziale od  $0,0039 \text{ nm}^{-1}$  do  $0,012 \text{ nm}^{-1}$ . Do modelowania w tej pracy przyjęto dla uproszczenia stałą wartość  $S_{\text{NAP}} = 0,0080 \text{ nm}^{-1}$ , czyli wartość średnią.

Wyliczone na podstawie równań (5.6) oraz (5.7) modelowe zależności  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  oraz  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  od koncentracji ogółu cząstek zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$  i koncentracji fitoplanktonu  $C_a$  zostały zilustrowane wcześniej na rysunkach 5.8 i 5.9. Znajomość tych zależności w jeziorze dla wybranej długości fali światła pozwala na jej ustalenie również dla całego przedziału

widma światła widzialnego. W tym celu należy skorzystać z równania (5.4) i w miejsce  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  podstawić równanie (5.6) lub (5.7). Naturalnie parametr nachylenia, zgodnie z tym co napisano powyżej, wynosi  $S_{\text{NAP}} = 0,008 \text{ nm}^{-1}$ . Reasumując, widmo specyficznego, masowego współczynnika absorpcji (na jednostkę masy zawiesiny SPM) można wyznaczyć, wykorzystując poniższe równania:

$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(C_{\text{SPM}}, \lambda) = 0,153(C_{\text{SPM}})^{-0,310} e^{-0,008(\lambda-443)}, \quad (5.8)$$

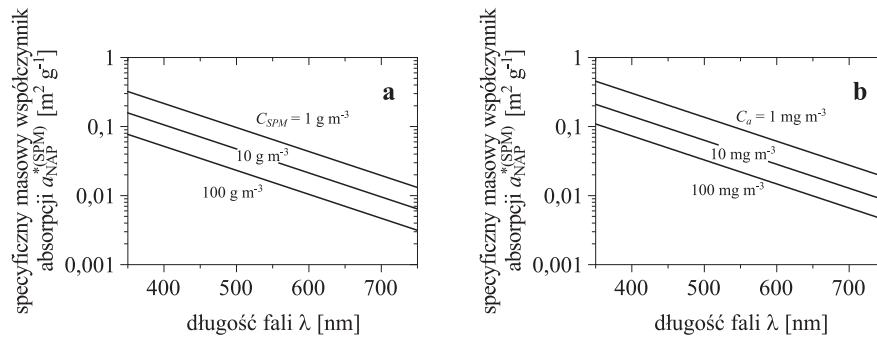
$$a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(C_a, \lambda) = 0,213(C_a)^{-0,309} e^{-0,008(\lambda-443)}. \quad (5.9)$$

Wykorzystując powyższe równania ((5.8) lub (5.9)) oraz posługując się wzorami (5.2) lub (5.3), możemy także wyznaczyć wartości spektralne współczynników absorpcji światła przez zawiesiny cząstek niefitoplanktonowych:

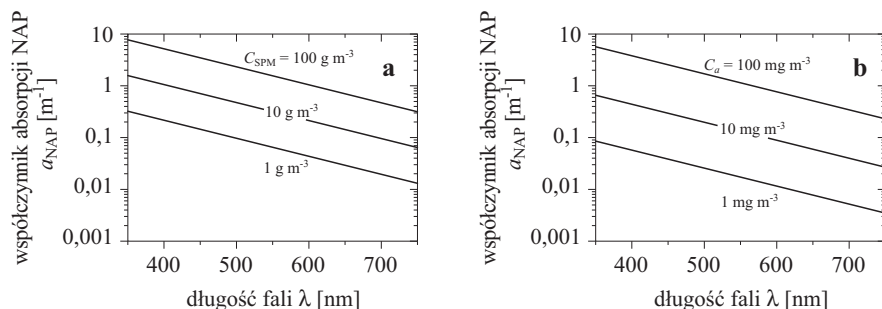
$$a_{\text{NAP}}(C_{\text{SPM}}, \lambda) = 0,153(C_{\text{SPM}})^{-0,310+1} e^{-0,008(\lambda-443)}, \quad (5.10)$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{NAP}}(C_a, \lambda) &= 0,213 C_{\text{SPM}} (C_a)^{-0,309} e^{-0,008(\lambda-443)} \\ C_{\text{SPM}} &= \left(\frac{C_a}{3,89}\right)^{\frac{1}{0,82}} \end{aligned} \right\}. \quad (5.11)$$

Omówione wyżej równania umożliwiają więc wyznaczanie modelowych widm współczynników absorpcji  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  światła oraz specyficznych masowych współczynników absorpcji  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  światła przez cząstki niefitoplanktonowe na podstawie znajomości koncentracji  $C_{\text{SPM}}$  (lub  $C_a$ ) w wodach jezior Pomorza, zaliczanych do wód drugiego rodzaju. W lite-



Rys. 5.13. Modelowe widma specyficznych masowych współczynników absorpcji światła przez cząstki zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ : a) wyznaczonych na podstawie równania (5.8) dla trzech różnych koncentracji suchej masy całej materii zawieszonych  $C_{\text{SPM}} = 1, 10, 100 \text{ g m}^{-3}$ , b) wyznaczonych na podstawie równania (5.9) dla trzech różnych koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a = 1, 10, 100 \text{ mg m}^{-3}$



Rys. 5.14. Modelowe widma współczynników absorpcji światła przez cząstki zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ : a) wyznaczonych na podstawie równania (5.10) dla trzech różnych koncentracji suchej masy całej materii zawieszanej  $C_{\text{SPM}} = 1, 10, 100 \text{ g m}^{-3}$ , b) wyznaczonych na podstawie równania (5.11) dla trzech różnych koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a = 1, 10, 100 \text{ mg m}^{-3}$

naturze, w odniesieniu do tego typu wód spotyka się niewiele prac. Takie modelowe widma wyznaczone dla trzech wybranych koncentracji  $C_{\text{SPM}}$  oraz  $C_a$  zostały zilustrowane na rysunkach 5.13 i 5.14.

### 5.3. Współczynnik absorpcji światła przez cząsteczki fitoplanktonu $a_{\text{pl}}$

W poprzednim podrozdziale opisano absorpcję światła przez materię niefitoplanktonową zawieszoną w toni wodnej. Poniżej przedstawiono procesy, za które odpowiada kolejny składnik zawiesiny – fitoplankton. Absorpcja energii świetlnej przez fitoplankton i jej konwersja na biomasę w procesie fotosyntezy jest jednym z najważniejszych procesów zachodzących w ekosystemach naturalnych. Proces ten nie tylko dostarcza energii żyjącym tam organizmom, ale także bezpośrednio wpływa na obieg dwutlenku węgla i tlenu w przyrodzie, przez co pełni istotną rolę w kształtowaniu klimatu na Ziemi.

Proces absorpcji światła przez fitoplankton i jego uwarunkowania środowiskowe ciągle jeszcze nie są dobrze poznane ze względu na ich ogromną złożoność. Mimo to można wyróżnić kilka najważniejszych czynników, które decydują o bezwzględnych wartościach i najważniejszych cechach widm absorpcji światła przez fitoplankton w naturalnych zbiornikach wodnych.

Uwarunkowania wewnętrzne (wewnątrzkomórkowe) właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu zależą bezpośrednio od trzech następujących grup czynników (p. np.: Morel i Bricaud, 1981; Hoepffner i Sathyendranath, 1991; Woźniak i in., 1999; Ficek i in., 2004; Woźniak i Dera, 2007):



1. indywidualnych właściwości absorpcyjnych poszczególnych pigmentów fitoplanktonu ( $a_j^*(\lambda)$ );
2. koncentracji pigmentów fitoplanktonu na poszczególnych głębokościach w akwenu ( $C_j(z)$ );
3. wielkości absorbujących światło komórek i rozmieszczenie w nich pigmentów, czyli efekt upakowania pigmentów ( $Q^*(\lambda, z)$ ).

Wyrażenie opisujące widmo współczynnika absorpcji światła przez fitoplankton w środowisku wodnym  $a_{pl}(\lambda)$  można przedstawić w postaci następującego równania (patrz np.: Morel i Bricaud, 1981; Woźniak i Dera, 2007):

$$a_{pl}(\lambda) = Q^*(\lambda) \sum_j [a_j^*(\lambda) C_j], \quad (5.12)$$

gdzie:

$a_{pl}$  [ $\text{m}^{-1}$ ] – współczynnik absorpcji światła przez fitoplankton;

$Q^*$  [bez wymiaru] – funkcja efektu upakowania pigmentów w komórce;

$C_j$  [ $\text{mg } j\text{-tego pigmentu } \text{m}^{-3}$ ] – koncentracja  $j$ -tego pigmentu (w tym także chlorofilu  $a$ );

$a_j^*$  [ $\text{m}^2 (\text{mg } j\text{-tego pigmentu})^{-1}$ ] – specyficzny współczynnik absorpcji dla  $j$ -tego pigmentu;

$\lambda$  [ $\text{nm}$ ] – długość fali światła.

Przy analizach właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu, oprócz wymienionych wyżej czynników wewnątrzkomórkowych, uwzględnić należy także różne środowiskowe czynniki abiotyczne, które pośrednio warunkują te właściwości. Umownie i w znacznym uproszczeniu można podzielić je na dwie grupy:

1. Tzw. „troficzność” akwenu, która jest głównym złożonym czynnikiem abiotycznym, powiązany bezpośrednio z zasobami i z pionowymi rozkładami fitoplanktonu mającymi wpływ na bezwzględne wartości współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$ .
2. Rozkłady przestrzenne i spektralne podwodnego oświetlenia, wpływające m.in. na skład pigmentów fitoplanktonu poprzez procesy fotoaklimacji natężeniowej i chromatycznej. Pierwszy z tych procesów aklimacji występuje zwykle na małych głębokościach, gdzie widmo oświetlenia dziennego zawiera dużo fioletu ( $\lambda < 480 \text{ nm}$ ) mogącego powodować fotoutlenianie chlorofilu w komórkach. Polega on m.in. na wytwarzaniu przez komórki tzw. pigmentów fotoochronnych, ekranujących dopływ nadmiaru fioletu do centrów fotosyntezy. Drugi proces aklimacji, aklimacja chromatyczna, zachodzi głównie w wyniku zawężania się widma podwodnego oświetlenia wraz ze wzrostem głębokości

w akwenie. Na większych głębokościach brakuje światła, które bezpośrednio może absorbować chlorofil *a* i wykorzystywać w procesie fotosyntezy. W tych warunkach komórki fitoplanktonu wytwarzają inne pigmenty (tzw. fotosyntetyczne), które absorbują energię światła z przedziału widma dostępnego na tej głębokości i przekazują ją chlorofilowi *a*.

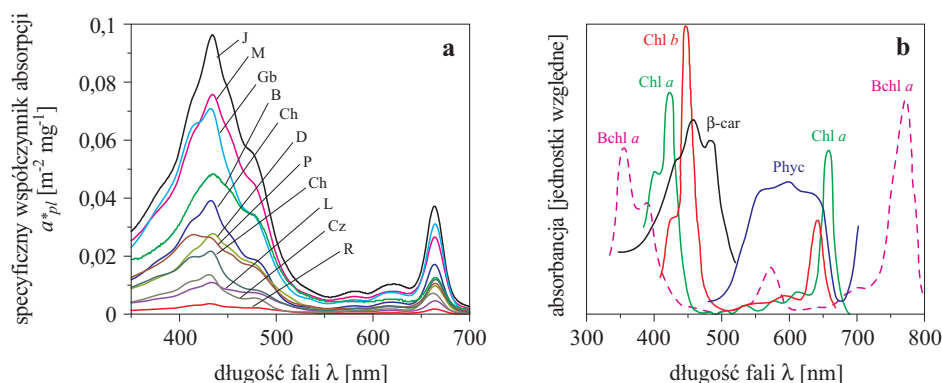
W dalszej części tego podrozdziału przedstawione są struktury i wartości bezwzględne widm współczynników absorpcji światła przez fitoplankton oraz wyniki modelowego ich opisu. Należy podkreślić, że z uwagi na trudności eksperymentalne pomiaru współczynników absorpcji światła żywego fitoplanktonu *in vivo*, liczba opublikowanych widm absorpcji światła przez fitoplankton jeziorny *in vivo* jest stosunkowo niewielka. Natomiast w odniesieniu do jezior Polski, w tak szerokim zakresie, widma te zostały przebadane po raz pierwszy.

### Właściwości absorpcyjne pigmentów w fitoplanktonie jeziornym

Do tej pory nie znaleziono metody pozwalającej zmierzyć widma absorpcji światła przez oddzielne pigmenty bezpośrednio w żywym organizmie. Istnieje natomiast szereg metod, za pomocą których uzyskujemy widma sumaryczne kompletnych aparatów fotosyntetycznych. Widma te są sumą absorpcji mieszaniny różnych pigmentów *in vivo* zlokalizowanych w żywym organizmie. Wielu naukowców, na podstawie tych sumarycznych widm, uwzględniając koncentrację wybranych grup pigmentów, pośrednio określa w przybliżeniu położenia lokalnych spektralnych maksimum<sup>3</sup> i wartości spektralnych współczynników absorpcji dla poszczególnych pigmentów. Znacznie prostsza jest analiza widm absorpcji światła dla oddzielnych pigmentów wyekstrahowanych w rozmaitych rozpuszczalnikach. Widma te od wielu lat są wykorzystywane w standardowych spektrofotometrycznych metodach oznaczania koncentracji pigmentów w fitoplanktonie (Strickland i Parsons, 1968; Bove, 2002). W przypadku chlorofilu i karotenoidów stosuje się różne rozpuszczalniki organiczne – np. aceton (p. Jeffrey i in., 1975; 1997; Kobayashi i in., 2006; Porra, 2006). Przykładowe widma absorpcji światła przez pigmenty fitoplanktonu rozpuszczone w 90% acetonie przedstawia rysunek 5.15. Na rysunku 5.15a widzimy sumaryczne widma zmierzone przez autora w acetonowych ekstraktach zawiesiny z próbek wody pobranej z badanych jezior, zróżnicowanych troficznie. Z kolei na rysunku 5.15b pokazano

---

<sup>3</sup>W dalszej części pracy, dla uproszczenia opisu, pojęcie maksimum lub minimum przebiegu spektralnego nie oznacza ekstremum tego przebiegu w sensie matematycznym, lecz ekstremum lokalne lub ekstremum w przedziale (paśmie).

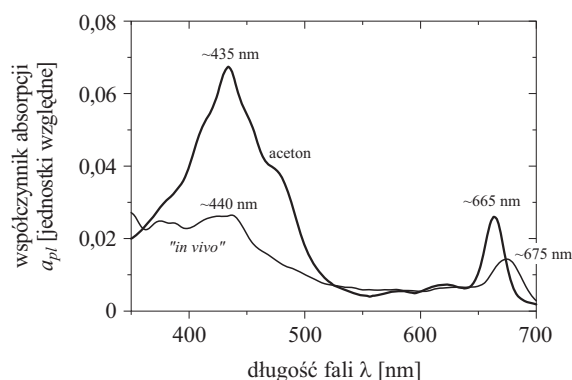


Rys. 5.15. Widma absorpcji światła przez ekstrakty pigmentów fitoplanktonu: a) całej mieszaniny pigmentów zawartych w wybranych jeziorach Pomorza (rozpuszczone w 90% acetonie), b) wybranych pigmentów: Chl *a*, Chl *b*, Chl *c*, Bchl *a*,  $\beta$ -karoten (rozpuszczone w 90% acetonie) i fikobiliny Phyc z różnych wód (wg danych różnych autorów, zebranych w pracy Woźniaka i Ostrowskiej, 1991).

widma ekstraktów acetonowych ważniejszych pigmentów fitoplanktonu, wybrane z prac różnych autorów przez Woźniaka i Ostrowską (1991).

Ogólna struktura wszystkich obserwowanych widm absorpcji światła przez fitoplankton w przedziale widzialnym jest podobna do tych przedstawionych na rysunku 5.15a. Obserwujemy w nich dwa główne pasma absorpcji. Pierwsze, wyższe i szersze, zlokalizowane jest w paśmie niebieskim, zwanym pasmem Soreta, drugie węższe i niższe, położone jest w czerwieni. Jak widać z rysunku 5.15b, w pierwszym z tych pasm (Soreta) absorbują prawie wszystkie główne pigmenty, za wyjątkiem fikobilin. Natomiast maksimum, zlokalizowane w czerwieni, wywołane jest głównie absorpcją chlorofilu *a* oraz w mniejszym stopniu chlorofilu *b*, ze względu na małe koncentracje tego ostatniego w fitoplanktonie. Absorpcja w środkowej części widma widzialnego zdominowana jest głównie przez fikobiliny (światło żółte, pomarańczowe, a także pomarańczowo-czerwone) oraz w mniejszym stopniu przez karotenoidy (światło żółte i pomarańczowe).

Należy zaznaczyć, że widma pokazane na rysunku 5.15a obserwujemy w wodach jeziornych w obrębie strefy eufotycznej. W głębszych warstwach kształty widm są dodatkowo zmienione przez absorpcję anaerobowych bakterii fotosyntetyzujących (żyjących w strefie beztlenowej), które mają główne pasma absorpcyjne w bliskiej podczerwieni – zielone bakterie siarkowe w paśmie 700–760 nm i bakterie purpurowe w paśmie powyżej 800 nm (Takahashi i Ichimura, 1968; 1970; Lampert i Sommer, 2001; Kobayashi i in., 2006) (np. patrz dalej krzywa z głębokości 10 m na Rys. 5.17). W ży-



Rys. 5.16. Porównanie zmierzonych widm współczynnika absorpcji światła przez fitoplankton *in vivo* i w acetonowym ekstrakcie (90%), w wodzie jeziora Boruja Mała 3.04.2007 r.

wym fitoplanktonie widma absorpcji światła przez poszczególne pigmenty zazwyczaj odbiegają w znacznym stopniu od właściwości absorpcyjnych ich ekstraktów. Przykładowo zilustrowano to na rysunku 5.16. Jak widać, użycie rozpuszczalnika powoduje wyostrenie struktury spektralnej widm. Charakterystyczne jest też przesunięcie pasm pochłaniania światła w acetonowych ekstraktach pigmentów zazwyczaj w kierunku fal krótszych, względem absorpcji *in vivo*. Mimo wyraźnych, wymienionych wyżej, różnic widma absorpcji światła żywego fitoplanktonu wykazują szereg podobieństw do widm w ekstraktach acetonowych. Wyróżnić w nich możemy dwa wyżej już wymienione wyraźne, szerokie pasma absorpcji: pasmo Soreta, z maksimum najczęściej w okolicy 435–445 nm (średnio 441 nm) i szerokością połówkową często przekraczającą nawet 100 nm, oraz pasma czerwone, z maksimum pochłaniania zlokalizowanym ok. 675 nm. To ostatnie maksimum jest wyraźnie węższe (szerokość połówkowa 20–30 nm) i niższe. Wysokość oraz kształt widm absorpcji światła przez fitoplankton jest oczywiście uwarunkowany absorpcyjnymi właściwościami i koncentracjami jego pigmentów (patrz np. Rys. 5.15b).

W tabeli 5.4 przedstawiono położenia maksimów głównych pasm absorpcyjnych ekstraktów przykładowych chlorofili i karotenoidów w 90-procentowym roztworze acetonu (kolumna 2 w tabeli 5.4), wraz z położeniami tych maksimów w stanie *in vivo* (kolumna 3 tej tabeli), określone w przybliżeniu przez różnych autorów, na podstawie przeglądu sumarycznych widm absorpcji światła w różnych roślinach *in vivo*.

Jak widać, główne pasma absorpcyjne w żywym fitoplanktonie wykazują często struktury złożone i składają się z szeregu węższych pasm pochłaniania. Pasma te odpowiadają różnym natywnym formom pigmentów spotykanych w warunkach naturalnych. Występowanie tych form zależy od indywidualnych właściwości komórek różnych gatunków fitoplanktonu i zależy od wielu czynników, np. może się zmieniać w zależności od środowiskowych

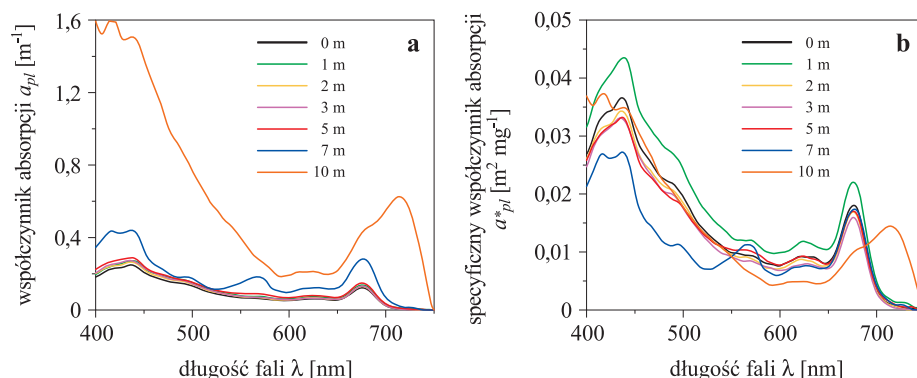
Tabl. 5.4. Pozycja maksimum w widmie absorpcji wybranych pigmentów fitoplanktonu  $\lambda_{\max}$  [nm]\*

Pigment	W acetonie	<i>In vivo</i>
chlorofil <i>a</i>		
maksimum krótkofalowe	430	435
maksimum długofalowe	663	650, 661–663, 669, <b>672–674</b> , <b>677–680</b> , 684, 687, 695–699,
chlorofil <i>b</i>		
maksimum krótkofalowe	453	470–480
maksimum długofalowe	645	650–653
chlorofil <i>c</i>		
maksimum krótkofalowe	445	460
maksimum długofalowe	631	633
$\alpha$ -karoten	<b>450–460</b> , 480	445, <b>470</b> , 500
fukoksantyna	448–449	<b>490</b> , 540

\*wg różnych autorów zebrane w pracy Woźniaka i Ostrowskiej (1991).

warunków wegetacji. Dlatego też naturalne widma absorpcji światła nawet przez ten sam pigment dla różnych zbiorów komórek mogą być różne.

Jak widać z tabeli 5.4, obserwowane w naturze widma absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$  wykazują duże zróżnicowanie. W ogólnej dwupasmowej strukturze tych widm obserwujemy szereg dodatkowych subtelných pasm absorpcji. Ich występowanie wynika z absorpcji światła przez pigmenty akcesoryjne obecne w komórkach obok chlorofilu *a*. Te pigmenty akcesoryjne wspomagają fotosyntezę pochłoniętą energią światła albo zabezpieczają aparat fotosyntetyczny przed uszkodzeniem światłem niepożądanym lub pełnią inne funkcje niezbędne do życia komórek. W zależności od składu i koncentracji pigmentów w komórkach poszczególne widma absorpcji różnią się zarówno ilością, jak i wielkością wyżej wymienionych widmowych maksimumów i minimumów pochłaniania. Natomiast zróżnicowanie tego składu i koncentracji pigmentów w naturalnych zbiorach komórek fitoplanktonu jest charakterystyczne zarówno dla całych fitocenoz różnych akwenów, jak i dla poszczególnych gatunków fitoplanktonu występujących w różnych akwenach i na różnych głębokościach. W akwenach oligotroficzných (małoproduktywných) obserwuje się najczęściej bardziej rozbudowaną subtelną strukturę widm absorpcji (więcej pasm absorpcji wyższych rzędów i pasm przepuszczenia), co wskazuje na zwiększoną liczbę pigmentów akcesoryjnych w komórkach żyjącego tam fitoplanktonu. Wraz ze wzrostem troficzności wód

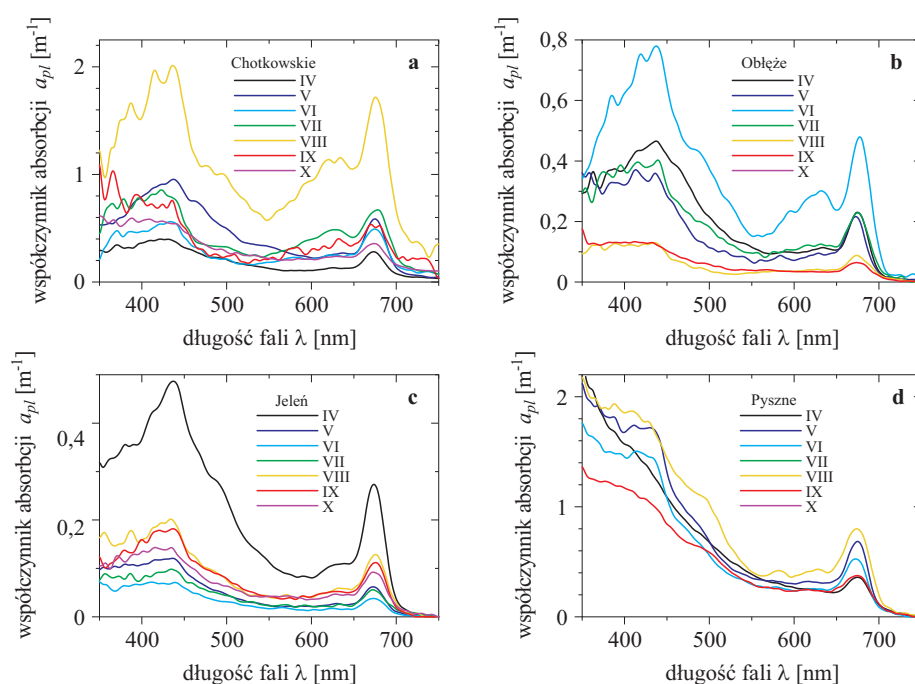


Rys. 5.17. Przykładowe widma współczynników absorpcji światła *in vivo* zmierzone na różnych głębokościach w jeziorze Boruja Mała 27.09.2005 r.: a) zwyczajne współczynniki absorpcji  $a_{pl}$  mierzone w  $[m^{-1}]$ , b) specyficzne współczynniki absorpcji  $a_{pl}^*$  mierzone w  $[m^2 mg^{-1}]$

akwenu liczba i wielkość maksimów wyższych rzędów w widmie absorpcji światła ulega zmniejszeniu. Różnice takie obserwowane są także w widmach absorpcji fitoplanktonu żyjącego w danym akwenu na różnych głębokościach (p. Rys. 5.17).

W strefie wód powierzchniowych występuje więcej pigmentów fotoochronnych, absorbujących światło niepożądane przez komórki, a w strefie głębinowej z deficytem światła, więcej pigmentów akcesoryjnych wspomagających fotosyntezę energią światła absorbowaną przez te pigmenty. Z tej przyczyny, w obu przypadkach (przy powierzchni i na dużej głębokości akwenu), obserwujemy najczęściej zwiększenie subtelných cech widm absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$  w stosunku do widm z głębokości pośrednich, na których warunki vegetacji fitoplanktonu są bardziej optymalne i nie wymuszają wytwarzania przez komórki dodatkowych pigmentów akcesoryjnych. W klimatycznej strefie umiarkowanej w zróżnicowaniu widm absorpcji dodatkowo daje się zauważyć wyraźną sezonowość, wywołaną rocznym cyklem zmian klimatu. Sezonowe zmiany warunków vegetacji fitoplanktonu wywołują nie tylko zmiany jego składu gatunkowego, ale także wymuszają zmiany składu pigmentów w komórkach. W rezultacie obserwujemy sezonowe zmiany zarówno bezwzględnych wartości współczynników absorpcji światła przez fitoplankton, jak i zmiany kształtów ich widm absorpcji. Przykładowe widma absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$  zmierzone w warstwie powierzchniowej różnych troficznych typów jezior w różnych miesiącach roku są zilustrowane na rysunku 5.18.

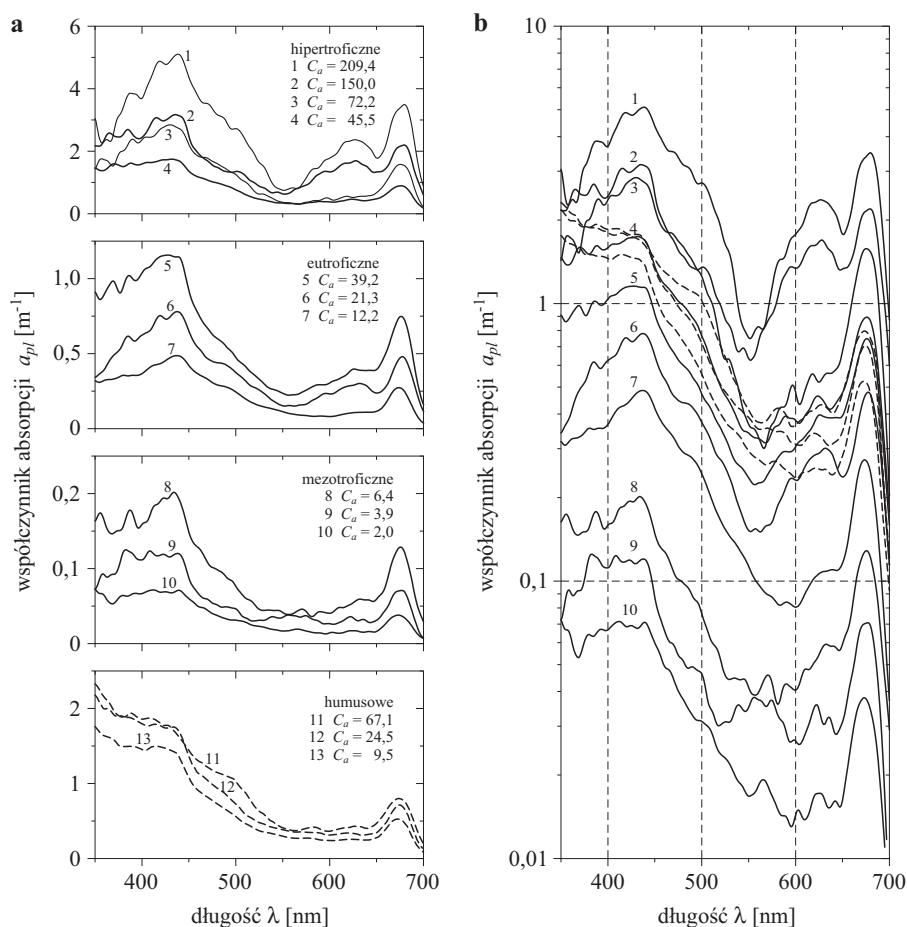
Przykładowe, empiryczne widma absorpcji światła  $a_{pl}(\lambda)$  przez naturalne populacje fitoplanktonu *in vivo* w jeziorach Pomorza zilustrowano na



Rys. 5.18. Widma absorpcji światła przez pigmenty fitoplanktonu zmierzone *in vivo* w różnych miesiącach 2009 roku w warstwie powierzchniowej jezior: a) Chotkowskie, b) Obłężę, c) Jeleń, d) Pyszne

rysunku 5.19. Wyboru tych widm dokonano, mając na względzie ich reprezentatywność dla szerokiego zakresu występujących w naturze warunków ekologicznych, od najbardziej produktywnych jezior hipertroficznyc i eutroficznyc, poprzez średnio produktywny akweny mezotroficznyc, do mało produktywnych wód bliskich oligotrofii. Dodatkowo zaprezentowano widma uzyskane w jeziorach humusowych (linie przerywane). Jak widać z tego rysunku, generalny kształt widm absorpcji światła w przedziale widzialnym widma,  $a_{pl}(\lambda)$ , jest podobny dla fitoplanktonu występującego we wszystkich troficznych typach jezior. Również przeglądana przez autora literatura na temat widm absorpcji światła przez fitoplankton innych akwenów pokazuje, że podobne w zarysie są także widma absorpcji fitoplanktonu morskiego, a nawet widma wielu kultur glonów hodowanych w laboratoriach (p. np. Ficek i in., 2004; Woźniak i Dera 2007). Wskazuje to na podobne zestawy pigmentów występujących w komórkach większości tych planktonowych zbiorów.

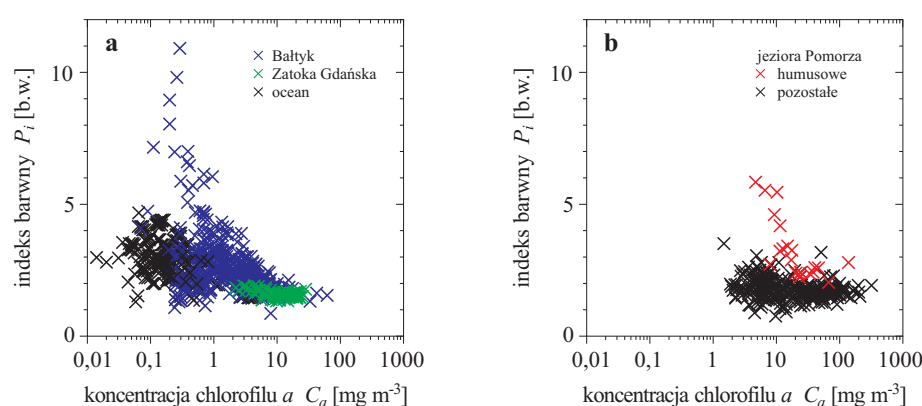
Jak już wspomniano w rozdziale 3, w akwenach oligotroficznyc trudne warunki wegetacji powodują, że glony, oprócz chlorofilu *a*, zmuszone są wy-



Rys. 5.19. Empiryczne widma współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$ : a) współczynniki  $a_{pl}(\lambda)$  przedstawione w skali liniowej, b) współczynniki  $a_{pl}(\lambda)$  przedstawione w skali półlogarytmicznej. Numery na rysunkach oznaczają odpowiednio koncentracje chlorofilu  $a$  w badanych próbkach wody: 1)  $C_a = 209 \text{ mg m}^{-3}$ , 2)  $C_a = 150 \text{ mg m}^{-3}$ , 3)  $C_a = 85 \text{ mg m}^{-3}$ , 4)  $C_a = 45 \text{ mg m}^{-3}$ , 5)  $C_a = 39,2 \text{ mg m}^{-3}$ , 6)  $C_a = 21 \text{ mg m}^{-3}$ , 7)  $C_a = 12 \text{ mg m}^{-3}$ , 8)  $C_a = 6,4 \text{ mg m}^{-3}$ , 9)  $C_a = 2,0 \text{ mg m}^{-3}$ , 10)  $C_a = 67 \text{ mg m}^{-3}$ , 11)  $C_a = 24 \text{ mg m}^{-3}$ ; 12)  $C_a = 9,5 \text{ mg m}^{-3}$ ; miejsce pomiaru: 1, 2) Rybiec; 3, 4) Łebsko; 5) Głębokie; 6) Obłężę; 7, 9) Jeleń; 8) Boruja Mała; 10, 11, 12) Pyszne

tworząc znacznie większe ilości pigmentów dodatkowych, wspomagających fotosyntezę, w stosunku do pigmentów potrzebnych w akwenach eutroficznych (wysokoproduktywnych, patrz w rozdziale 3 Rys. 3.4b). Pigmenty te posiadają silne pasma absorpcji w części krótkofalowej widma światła widzialnego, natomiast w części czerwonej widma ich wpływ jest najczęściej





Rys. 5.20. Empiryczna współzależność pomiędzy indeksem barwy widm absorpcji fitoplanktonu  $P_i$  a koncentracjami chlorofilu  $a$ , wyznaczona dla a) Morza Bałtyckiego i oceanów (Majchrowski, 2001), b) dla wód powierzchniowych badanych jezior Pomorza. Współczynniki absorpcji światła  $a_{pl}$  zmierzone *in vivo*

niewielki. W dwupasmowej strukturze widma absorpcji, wraz ze wzrastającą troficznością wód, obserwujemy więc charakterystyczne zmiany w stosunkach między maksimami tych pasm. Charakteryzuje to odpowiedni indeks barwy  $P_i$ , zdefiniowany jako iloraz wartości współczynników absorpcji światła dla dwóch maksimów widma absorpcji: dla  $\lambda = 439 \text{ nm}$  i dla  $\lambda = 675 \text{ nm}$ . Czyli indeks barwy dla fitoplanktonu jest:

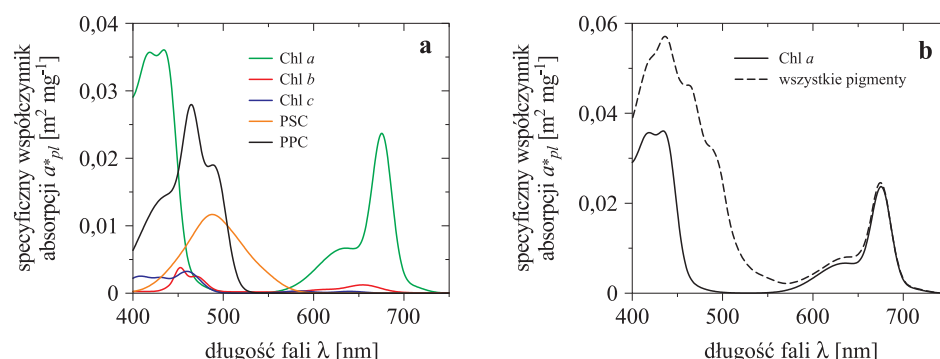
$$P_i = a_{pl}(439 \text{ nm})/a_{pl}(675 \text{ nm}). \quad (5.13)$$

Indeks ten, określany dla różnych fitocenoz naturalnych, ma zwykle znacznie wyższą wartość dla fitoplanktonu z akwenów oligotroficznych (tj. dla małych koncentracji chlorofilu  $a$ ) niż z bogatych w chlorofil akwenów eutroficznych (p. Rys. 5.20). Zależność ta jest wyraźniej widoczna w przypadku indeksów  $P_i$  wyznaczonych dla widm z oceanów i Morza Bałtyckiego (Rys. 5.20a). W badanych jeziorach Pomorza z uwagi na brak jezior sensu stricto oligotroficznych zależność ta nie jest już tak wyraźna (Rys. 5.20b). Przedstawione na rysunku 5.20b wyjątkowo wysokie wartości rejestrowane w Morzu Bałtyckim prawdopodobnie powstały w wyniku opisanych już w rozdziale 5.1 trudności metodycznych pomiarów (zostały zmierzone w roku 1984). Na uwagę zasługuje także fitoplankton jezior humusowych, wyróżniony czerwonym kolorem na rysunku 5.20b. Jak widać, jego właściwości absorpcyjne powodują, że wyraźnie odróżnia się on od fitoplanktonu pozostałych jezior Pomorza. Właściwości optyczne składników OAC zawartych w wodach tego typu jezior są generalnie słabo poznane i wymagają jeszcze dalszych badań.

Optyczne właściwości absorpcyjne poszczególnych pigmentów fitoplanktonu *in vivo* nie są do końca poznane, pomimo wielu lat badań i znacznego postępu w rozwoju metod tych badań. Określenie tych właściwości na drodze pomiarowej jest procesem niezmiernie złożonym. Do tego celu, oprócz pomiarów spektrofotometrycznych sumarycznych widm absorpcji światła przez fitoplankton *in vivo*, wymagana jest także znajomość koncentracji poszczególnych pigmentów w badanej próbce. Następnie, korzystając ze złożonych metod statystycznych tzw. spektralnej dekompozycji tych widm (p. np. Woźniak i in., 1999; Woźniak, 2000) na składowe wnoszone przez poszczególne pigmenty, otrzymujemy widma absorpcyjne dla poszczególnych pigmentów. Przy analizach trzeba także uwzględnić fakt, że pigmenty fitoplanktonu nie są izotropowo rozmieszczone w toni wodnej, lecz są skupione tylko w komórkach fitoplanktonu, a więc występują w formie polidispersyjnej zawiesiny. Jak wiadomo właściwości optyczne roztworów dyspersyjnych różnią się od właściwości optycznych ośrodków jednorodnych o takim samym składzie molekularnym (Mie, 1908; Born i Wolf, 1968; Król, 1998; Woźniak i Dera, 2007). Związane jest to ze zjawiskiem zwanym potocznie efektem upakowania (ang. *package effect*). O skali trudności tych analiz świadczy fakt, że w chwili obecnej w literaturze światowej funkcjonuje kilka takich opisów, do tego opracowanych nie dla każdego pigmentu osobno, ale tylko dla kilku podstawowych grup pigmentów (chlorofili *a*, *b*, *c*, karotenoidów fotosyntetycznych i fotoochronnych oraz fikobilin). Ponadto widma absorpcji światła przez te pigmenty, uzyskane przez poszczególnych autorów, różnią się pomiędzy sobą.

Przykładowe widmo specyficznego współczynnika absorpcji światła przez fitoplankton (tj. przeliczonego na jednostkę masy chlorofilu *a*) oraz jego składowe pochodzące od absorpcji przez poszczególne pigmenty (Chl *a*, Chl *b*, Chl *c*, PSP, PPC) przedstawiono na rysunku 5.21a. Jednocześnie na rysunku 5.21b zamieszczono porównanie sumarycznego widma absorpcji światła przez fitoplankton (wszystkie jego pigmenty łącznie) z widmem absorpcji światła tylko przez sam chlorofil *a*. Do obliczenia tych widm wykorzystano model absorpcji światła stworzony dla fitoplanktonu bałtyckiego (Ficek i in., 2004), przyjmując wartości koncentracji pigmentów zbliżone do średnich koncentracji notowanych w badanych jeziorach (patrz opis pod rysunkiem 5.21 i tabela 3.5 w podrozdziale 3.3). Przedstawione na rysunku 5.21b sumaryczne widmo absorpcji jest nieco zaniżone w paśmie 500–600 nm, ponieważ nie uwzględniono w nim fikobilin (z uwagi na brak danych o ich koncentracji w wodach badanych jezior), mających pasma absorpcyjne w tym zakresie spektralnym (p. Rys. 5.15b). W modelu tym uwzględniony jest również efekt upakowania, co predestynuje go do wykorzystania również w akwenach, dla

których efekt ten jest istotny, tzn. zawierających większe koncentracje chlorofilu *a*.



Rys. 5.21. Widma specyficznego współczynnika absorpcji światła: a) przez główne pigmenty fitoplanktonu, b) przez chlorofil *a* i przez ogół pigmentów fitoplanktonu (bez fikobilin), wyznaczone na podstawie modelu Ficka i in. (2004) dla koncentracji chlorofilu *a*,  $C_a = 1 \text{ mg m}^{-3}$ . Koncentracje pozostałych pigmentów przyjęto proporcjonalnie do wartości średnich koncentracji chlorofilu w badanych jeziorach Pomorza, tj.  $C_b = 0,0526 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_c = 0,0543 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{PSP}} = 0,1830 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{PPC}} = 0,2832 \text{ mg m}^{-3}$  (patrz tabela 3.5 rozdział 3). Podane na rysunku skróty Chl *a*, Chl *b*, Chl *c* – oznaczają chlorofile *a*, *b*, *c*, odpowiednio oraz PSC – karotenoidy fotosyntetyczne i PPC – karotenoidy fotoochronne

### Modelowe opisy właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu

Dotąd w tym podrozdziale dokonano przeglądu danych eksperymentalnych dotyczących właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu i na tej podstawie scharakteryzowano, głównie jakościowo, ich najważniejsze cechy spektralne. Dane te nie są usystematyzowane, w szczególności nie oddają ilościowych charakterystyk zróżnicowania współczynników absorpcji światła przez fitoplankton w różnych warunkach środowiskowych, czy różnych troficznych typach akwenów. Dokonanie takiej systematyzacji jest głównym celem poznawczym statystycznych analiz lub półempirycznego, matematycznego modelowania właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu, podejmowanych przez różnych autorów. Celem praktycznym tej systematyzacji jest stworzenie odpowiednich algorytmów estymowania właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu, możliwych do wykorzystania w satelitarnej teledetekcji stanu akwenów (p. np. Antoine i Morel, 1996; Antoine i in., 1996; Woźniak i in. 2004). Algorytmy te mają za założenia umożliwić estymowanie spektralnych współczynników absorpcji światła przez fitoplankton na podstawie znajomości tylko kilku wybranych parametrów środowiskowych, charakteryzujących po-

wierzchnię akwenów lub środowisko w jego warstwie powierzchniowej (Majchrowski, 2001; Ficek, 2001; Campbell i in., 2002; Woźniak i in., 2003), możliwych do określenia na drodze teledetekcji satelitarnej. Tymi parametrami są między innymi: powierzchniowa koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a(0)$ , i słoneczne oświetlenie odgórne powierzchni akwenu  $E_d(0^-)$  (p. np. Krężel, 1997; Sathyendranath, 2000 i in.).

W ostatnim trzydziestoleciu powstało wiele statystycznych uogólnień lub półempirycznych modeli właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu, spełniających w większym lub mniejszym stopniu przedstawione wyżej wymogi. Duża część tych modeli i opartych na nich algorytmów ma charakter lokalny, to znaczy odnosi się do charakterystyk optycznych wybranego akwenu (np. Mitchel i Kieffer, 1988; Morrow i in., 1989; Konovalov i in., 1990; Carder i in., 1991; Sosik i Mitchell, 1995; Cleveland, 1995) lub do określonych grup fitoplanktonu (np. Hoepffner i Sathyendranath, 1991). Prawie wszystkie te modele stworzone zostały dla mórz i oceanów. Natomiast w odniesieniu do jezior, do chwili obecnej nie stworzono modelu, który mógłby претендовать do miana modelu ogólnego, to znaczy odnoszącego się do szerokiego przedziału zmienności absorpcyjnych charakterystyk fitoplanktonu żyjącego w różnych warunkach środowiskowych występujących w jeziorach.

Cechą wspólną wszystkich półempirycznych modeli lub uogólnionych statystycznie opisów współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}$  jest przyjęcie założenia, że ten współczynnik  $a_{pl}(\lambda)$  równa się iloczynowi specyficznego współczynnika absorpcji  $a_{pl}^*(\lambda)$  i koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w akwencie:

$$a_{pl}(\lambda) = C_a a_{pl}^*(\lambda), \quad (5.14a)$$

gdzie specyficzny współczynnik absorpcji jest funkcją czynników środowiskowych:

$$a_{pl}^* = f(\text{warunki w środowisku}). \quad (5.14b)$$

Ze względu na to założenie i w zależności od stopnia złożoności tej ostatniej formuły (5.14b), przyjmowanej przez różnych autorów, można istniejące modelowe opisy podzielić na następujące typy:

- **opisy klasyczne (modele jednoskładnikowe)** – określone wzorem (5.14a), w których współczynnik absorpcji  $a_{pl} = f(C_a)$  zależny jest tylko od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w wodzie (stąd modele **jednoskładnikowe**). Początkowo w modelach tych przyjmowano wartości spektralnych specyficznych współczynników absorpcji  $a_{pl}^*(\lambda) = \text{const}(\lambda)$  jednakowe dla wszystkich warunków środowiskowych (p. np. Kopelevich, 1983; Morel, 1988). W późniejszych pracach

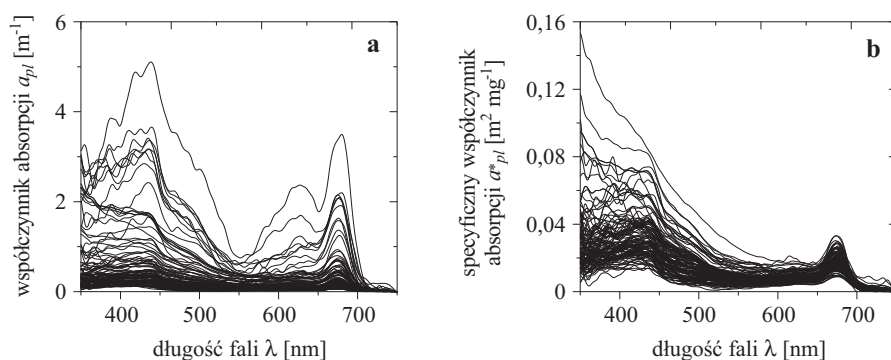
uwzględniono zmienność absorpcji specyficznej wraz ze zmieniającą się troficznością wody  $a_{pl}^* = f(C_a)$ , za wskaźnik której przyjęto koncentrację chlorofilu  $a$  w tej wodzie. Przykładem takiego modelu jest model Bricaud i in. (1995, 1998), Pierson i Strömbeck (2001), Stæhr i Markager (2004), Ficek i in. (2009);

- **modele wieloskładnikowe** – określone także wzorem (15.4a), ale w którym uwzględnia się wpływ na absorpcję  $a_{pl}(\lambda)$  koncentracji wszystkich pigmentów fitoplanktonu  $\{C_j\}$ , a nie tylko chlorofilu  $a$  (stąd modele **wieloskładnikowe**). Specyficzny współczynnik absorpcji  $a_{pl}^* = f\left(\frac{C_j}{C_a}\right)$  w tych modelach zależy od względnych (odniesionych do koncentracji chlorofilu  $a$ ) koncentracji różnych pigmentów fitoplanktonu. W pierwszych modelach tego typu przyjmowana absorpcja specyficzna była jednakowa dla ustalonych kompozycji ( $\{C_j/C_a\} = \text{const}$ ) pigmentów fitoplanktonu. Do takich modeli zalicza się m.in. algorytm wyznaczania współczynników absorpcji światła przez fitoplankton w morzach oligotroficznym, zaproponowany w pracy Bidigare i in. (1990). Później założono w tych modelach zależność specyficznych współczynników absorpcji od funkcji efektu upakowania  $a_{pl}^*(\lambda) = f\left(Q^*(\lambda)\frac{C_j}{C_a}\right)$ , i przyjmowano też, że w różnych troficznych typach mórz i na różnych głębokościach współczynniki  $a_{pl}^*$  mogą przyjmować różne wartości nawet dla takich samych kompozycji pigmentów. Do takich modeli zalicza się model opracowany w zespole z udziałem autora (p. Woźniak i in., 1998; 1999; Ficek i in., 2004).

Dokładniejszy opis wyżej przedstawionych modeli możemy znaleźć m.in. W pracy Woźniaka i Dery (2007), natomiast dalej w tym podrozdziale przedstawiony jest opis modelu jednoskładnikowego, stworzonego przez autora w oparciu o wyniki pomiarów przeprowadzonych w badanych jeziorach Pomorza.

### **Półempiryczny, jednoskładnikowy, model absorpcji światła przez fitoplankton w jeziorach Pomorza (na przykładzie opisu wg Ficka i in., 2009)**

Notowane w jeziorach Pomorza sumaryczne współczynniki absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$  wykazują zróżnicowanie wartości w zakresie przekraczającym 3 rzędy wielkości (p. Rys. 5.22 i 5.23). Wahają się one w granicach od ok.  $10^{-2} \text{ m}^{-1}$  (wartości współczynników  $a_{pl}(\lambda)$  dla światła środkowego rejonu zakresu widzialnego) w jeziorach bliskich oligotrofii do



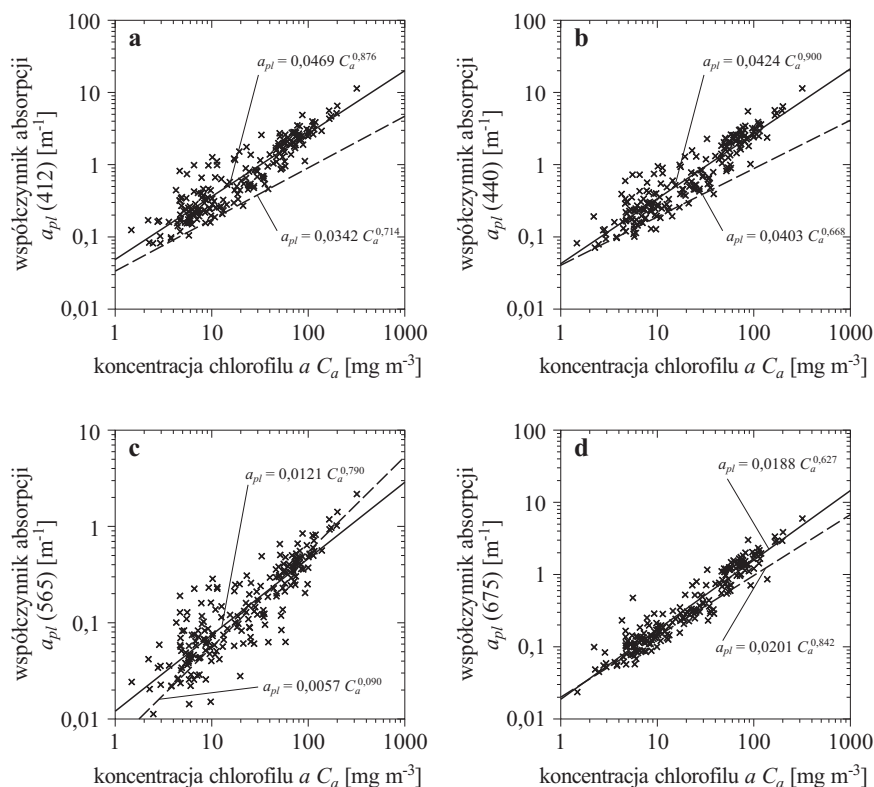
Rys. 5.22. Widma współczynników absorpcji światła przez fitoplankton, zmierzone w badanych jeziorach Pomorza w 2009 roku, a) współczynników zwyczajnych, b) współczynników specyficznych

wartości ok.  $10 \text{ m}^{-1}$  i więcej, charakterystycznych dla jezior eutroficznych. Należy tutaj zaznaczyć, że w jeziorach ultraoligotroficznych, np. Jezioro Kraterowe, spadają nawet do wartości około  $10^{-3} \text{ m}^{-1}$  i mniej (Hargreaves i in., 2007). Obok tego zróżnicowania związanego z troficznością akwenów, wielkości współczynników absorpcji światła przez glony zależą także od głębokości w akwenie (patrz Rys. 5.17a, patrz dalej Rys. 5.25b).

Głównym czynnikiem decydującym o bezwzględnych wartościach współczynników absorpcji światła przez fitoplankton w akwenie  $a_{pl}(\lambda)$  jest koncentracja chlorofilu  $a$  w toni wodnej,  $C_a$ , którego jest zwykle najwięcej wśród innych pigmentów. Mimo pewnych odstępstw zwykle im większa jest koncentracja chlorofilu  $a$ , tym wyższe są wartości  $a_{pl}(\lambda)$  dla wszystkich długości fal widzialnych – patrz rysunek 5.19. Przykładowe zależności współczynników  $a_{pl}$  dla czterech wybranych długości fal ilustrują wykresy na rysunku 5.23. Jak widać z tych wykresów, ogólną obserwowaną tendencją jest wzrost wartości współczynników absorpcji światła  $a_{pl}$  wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $C_a$ . Dlatego do analitycznego przedstawienia tych zależności wykorzystuje się często funkcję potęgową postaci zaproponowanej przez Bricaud i in. (1995):

$$a_{pl}(\lambda) = A(\lambda)(C_a)^{D(\lambda)}. \quad (5.15)$$

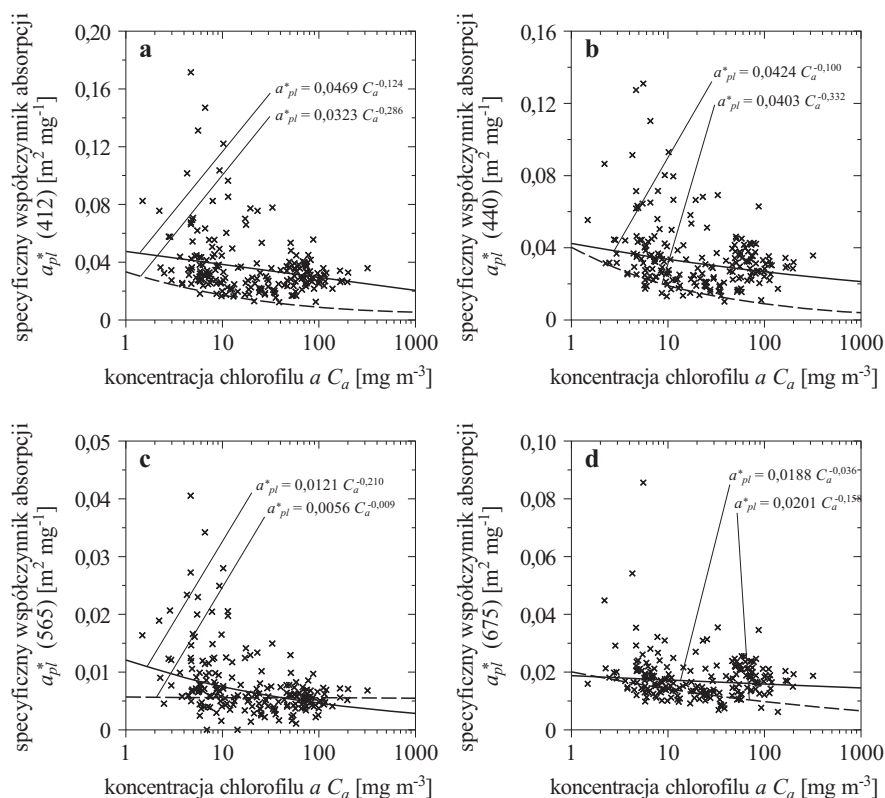
Analiza wartości współczynników  $D$  pokazuje, że zwykle wartości współczynników absorpcji rosną wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu i dodatkowo zależą od długości fali. Potwierdzają to rezultaty odpowiednich parametryzacji uzyskanych przez zespół autorski Bricaud i in. (1995) – patrz odpowiednie wzory i przerywane linie wykresów na rysunku 5.23. Jak widać, wykładniki w tych wzorach są dużo niższe dla światła niebieskiego (np. dla



Rys. 5.23. Zależności empirycznych współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$  dla wybranych długości fali  $\lambda$  (400 nm, 440 nm, 500 nm, 550 nm, 600 nm, 675 nm) od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w badanych jeziorach Pomorza. Linie i wzory na wykresach ilustrują uśrednione statystycznie zależności współczynników  $a_{pl}(\lambda)$  od koncentracji chlorofilu  $C_a$  ustalone przez Ficka i in. (2009) (linia ciągła), Bricaud i in. (1995) (linia przerywana)

$\lambda = 440$  nm,  $D = 0,67$ ) niż np. dla światła czerwonego (np. dla  $\lambda = 675$  nm,  $D = 0,84$ ).

Tendencję większych zmian  $a_{pl}^*(\lambda)$  wraz ze wzrostem  $C_a$  dla długości światła z części krótkofalowej widma widzialnego niż dla części długofalowej potwierdzają empiryczne zależności specyficznych współczynników absorpcji światła od koncentracji chlorofilu  $a$  – widoczne na rysunku 5.24. Przypomnijmy, że przez te ostatnie współczynniki specyficzne rozumie się ilorazy:  $a_{pl}^*(\lambda) = a_{pl}(\lambda)/C_a$ , zwyczajnych (bezwzględnych) współczynników absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$  do koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ . Jak widać z tych rysunków, dla jezior Pomorza te specyficzne współczynniki absorpcji dla krótkofalowego maksimum absorpcji światła przez fitoplankton ( $\lambda = 440$  nm) silnie maleją ze wzrostem koncentracji chlorofilu (średnio do ok. 15 razy, a w



Rys. 5.24. Zależności empirycznych specyficznych współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}^*(\lambda)$  dla wybranych długości fali  $\lambda$  (412, 440, 565 i 675 nm) w badanych jeziorach Pomorza od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ . Linie i wzory na wykresach ilustrują uśrednione statystycznie zależności współczynników  $a_{pl}^*(\lambda)$  od koncentracji chlorofilu  $C_a$  ustalone przez Ficka i in. (2009) (linia ciągła), Bricaud i in. (1995) (linia przerywana)

skrajnych przypadkach ok. 40 razy) w akwenach hipertroficznym względem akwenów prawie oligotroficznym, podczas gdy dla maksimum długofalowego (ok. 675 nm) spadek ten jest tylko około trzykrotny. W efekcie odpowiednie wykładniki potęg we wzorach empirycznych opisujących przybliżone zależności  $a_{pl}^*$  vs.  $C_a$  (wg Bricaud i in., 1995):

$$a_{pl}^*(\lambda) = A(\lambda)(C_a)^{-B(\lambda)} \quad (5.16)$$

są stosunkowo wysokie dla światła niebieskiego (dla  $\lambda = 440$  nm,  $B = 0,33$ ) i znacznie niższe dla światła czerwonego (np. dla  $\lambda = 675$  nm,  $B = 0,16$ ).

Poniżej przedstawiono wyjaśnienie tych charakterystycznych, obserwowanych w różnych warunkach, cech współczynników absorpcji światła przez



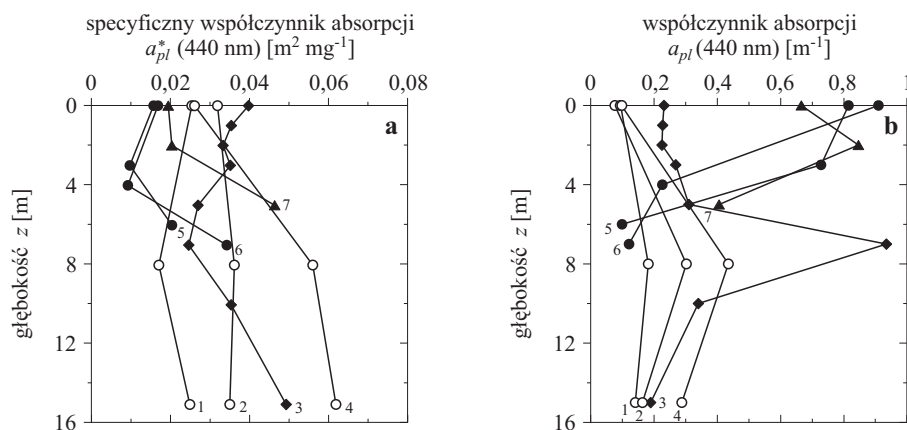
glony (sumarycznych  $a_{pl}(\lambda)$  oraz powiązanych z nimi specyficznych współczynników absorpcji  $a_{pl}^*(\lambda)$ ).

Największymi różnicami specyficznych współczynników  $a_{pl}^*(\lambda)$  spotykanych w różnych jeziorach Pomorza charakteryzuje się głównie pasmo pochłaniania światła z maksimum w obszarze niebieskim. Tak np.  $a_{pl}^*(440 \text{ nm})$  zmienia się najczęściej w zakresie od około  $0,005 \text{ [m}^2 \text{ mg}^{-1}]$  w akwenach eutroficznym do około  $0,20 \text{ [m}^2 \text{ mg}^{-1}]$  i więcej w akwenach bliskich oligotrofii (Rys. 5.24a, b). Zmienność ta wpływa także na wartość indeksów barwnych  $P_i$ , które najczęściej w małoproduktywnych wodach oligotroficznym osiągały wartości znacznie wyższe niż w zasobnym w fitoplankton akwenach eutroficznym. Jak pokazano na rysunku 5.20, w tych ostatnich akwenach  $P_i$  osiągały wartości niewiele wyższe od jedności. Na powyższe zróżnicowanie współczynników  $a_{pl}^*$  w obszarze niebieskim, obserwowane wśród naturalnych populacji fitoplanktonu, ma wpływ zarówno zróżnicowanie składu pigmentów w fitocenozach różnych jezior, jak i efekt upakowania. Jak przedstawiono w pracach (Morel i Bricaud, 1981; Bricaud i in., 1995; Woźniak i in., 1999; 2000), wpływ efektu upakowania na właściwości absorpcyjne komórek jest minimalny w przypadku akwenów oligotroficznym i rośnie ze wzrostem koncentracji chlorofilu w akwencie.

W środkowym obszarze widma (550–650 nm) obserwowane dla różnych populacji zróżnicowanie przebiegów  $a_{pl}(\lambda)$  jest względnie duże (Rys. 5.24c). Przyczyną tego mogą być różnice w koncentracji fikobilin absorbujących w tym zakresie spektralnym. Dodatkowo w obszarze tym występuje szerokie minimum, a bardzo niskie wartości współczynników absorpcji mogą być obciążone dużymi błędami eksperymentalnymi.

Względnie małe zróżnicowanie specyficznych współczynników absorpcji w czerwieni wynika z decydującego wpływu chlorofilu  $a$  na sumaryczne pochłanianie światła w tym obszarze. Pigment ten dla długości fali 675 nm posiada wyraźne maksimum, natomiast inne barwniki w tym obszarze (za wyjątkiem niektórych fikobilin i w niewielkim stopniu chlorofilu  $b$ ) praktycznie nie absorbują (p. Rys. 5.15). Obserwowane różnice w długofalowym paśmie pochłaniania nie są więc spowodowane przez zmiany w składzie pigmentów fitoplanktonu. Przyjmuje się, że główną przyczyną zróżnicowania wartości współczynnika  $a_{pl}^*$  w tym paśmie jest efekt upakowania (Morel i Bricaud, 1981; Bricaud i in., 1995). Obserwowana w jeziorach Pomorza zmienność jego wartości zawiera się w granicach od  $0,01$  do  $0,03 \text{ [m}^2 \text{ mg}^{-1}]$  (Rys. 5.24d).

Na omówione wyżej zróżnicowanie bezwzględnych wielkości sumarycznych i specyficznych współczynników absorpcji światła przez glony w akwencie ma wpływ nie tylko typ troficzny akwenu, ale także głębokość występowania fitoplanktonu. Jak pokazano w poprzednich podrozdziałach



Rys. 5.25. Przykładowe zmiany z głębokością specyficznych współczynników absorpcji  $a_{pl}^*$  (a) i współczynników absorpcji  $a_{pl}$  (b) dla światła o długości fali  $\lambda = 440$  nm obserwowane w badanych jeziorach Pomorza:

jeziro Jeleń:	jeziro Chotkowskie:	jeziro Obłęż:
1 – 14.08.2007,	5 – 21.07.2007,	7 – 17.06.2007
2 – 8.06.2007,	6 – 17.08.2007;	
3 – 25.08.2005,		
4 – 9.07.2007;		

(p. podrozdział 2.4, 3.2), zarówno koncentracja, jak i skład pigmentów fitoplanktonu zmieniają się również z głębokością w akwenu (np. Rys. 2.16). W efekcie obserwujemy głębokościowe zmiany absorpcyjnych właściwości fitoplanktonu. W pracach różnych autorów (Majchrowski, 2001; Ficek, 2001; Woźniak i Dera, 2007) przedstawiono szereg prawidłowości charakteryzujących pionowe profile  $a_{pl}$  w wodach oceanicznych i Bałtyckich. W akwenach tych głębokościowe profile specyficznego współczynnika absorpcji  $a_{pl}^*(\lambda)$  charakteryzują się występowaniem minimum na pewnych głębokościach w akwenu. Jest ono silniej wyrażone w akwenach o niewielkiej ilości OAC i słabiej w akwenach zawierających duże ilości tych substancji. Powyżej i poniżej głębokości występowania tych minimum obserwuje się wzrost wartości  $a_{pl}^*$ . Wyższy charakter profili  $a_{pl}^*(\lambda)$  wynika głównie ze zmian składu pigmentów. Wyższe wartości współczynników  $a_{pl}^*$  w warstwie powierzchniowej są wynikiem nagromadzenia się w komórkach występujących tam glonów dużych zawartości karotenoidów fotoochronnych PPC. Natomiast wzrost wartości  $a_{pl}^*$  w warstwie poniżej minimum jest konsekwencją rosnącego najczęściej na dużych głębokościach udziału w aparacie fotosyntetycznym glonów, akcesoryjnych pigmentów fotosyntetycznych (np. Chl *b*, Chl *c*, PSC, fikobiliny). Odwrotnymi natomiast do pionowych rozkładów  $a_{pl}^*(\lambda)$  tendencjami charakteryzują się głębokościowe profile sumarycznych

współczynników absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$ . Podobnie jak w przypadku głębokościowych profili koncentracji chlorofilu  $a$ , na pewnych pośrednich głębokościach obserwuje się maksima absorpcji  $a_{pl}$ . Poniżej i powyżej tych głębokości absorpcja spada, co koreluje bezpośrednio z obniżeniem poziomu zawartości chlorofilu  $a$ .

W jeziorach Pomorza (p. Rys. 5.25) wyżej opisane prawidłowości są dużo słabiej wyrażone i obserwowane w okresach występowania stratyfikacji termicznej. Duże koncentracje OAC i związana z tym stosunkowo niewielka głębokość penetracji światła powodują, że bardzo często cała warstwa eufotyczna znajduje się w strefie mieszania wiatrowego. Dlatego wyraźne, „klasyczne” profile obserwujemy najczęściej w akwenach bliskich oligotrofii, (patrz krzywe 1, 2, 3, 4 na Rys. 5.25).

Stworzony przez Bricaud i in. (1995, 1998) dla fitoplanktonu mórz i oceanów jednoskładnikowy model (często nazywany parametryzacją) uwzględnia fakt, że bezwzględne wielkości specyficznych współczynników absorpcji  $a_{pl}^*$  silnie zależą od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , (p. Rys. 5.24). Prostota tego modelu oraz brak alternatywnych modeli powoduje, że wielu autorów stosuje ten, opracowany dla wód typu I, model również do innych akwenów, w tym jezior (Herlevi, 2002; Arst, 2003; Reinart i in., 2004; Albert, 2004; Lee i Carder, 2007; Paavel i in., 2007). W modelu tym wyrażenie na specyficzny współczynnik absorpcji światła przez fitoplankton określone jest wzorem (5.16), z parametrami  $A$ ,  $B$  zależnymi od długości fali, określonymi na drodze analiz statystycznych ok. 800 empirycznych widm  $a_{pl}^*(\lambda)$ , i stabilizowane w zakresie spektralnym 400–700 nm z krokiem 2 nm (p. Tabl. 2 w pracy Bricaud i in., 1995).

Parametryzacja Bricaud została opracowana na podstawie statystycznych analiz danych empirycznych zebranych na obszarach oceanicznych z koncentracjami chlorofilu  $a$  z zakresu 0,01–25 mg m<sup>-3</sup>. Tylko znikoma część tych danych dotyczyła akwenów z koncentracjami chlorofilu  $a$  powyżej 10 mg m<sup>-3</sup>, tj. takimi jakie spotyka się w jeziorach. W parametryzacji tej uwzględniono prawidłowość zmniejszania się wartości specyficznych współczynników absorpcji  $a_{pl}^*$  wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$ . Największe zróżnicowanie tego współczynnika jest charakterystyczne dla wód oligotroficznych, dla których spadek wartości  $a_{pl}^*(\lambda)$  ze wzrostem koncentracji chlorofilu jest bardzo silny. Natomiast w przypadku wód eutroficznych współczynniki  $a_{pl}^*(\lambda)$  zmieniają się już tylko w niewielkim zakresie (p. Rys. 1 w pracy Bricaud i in., 1995). W wodach jeziornych najczęściej mamy do czynienia z dużymi koncentracjami fitoplanktonu. Przekraczają one o jeden, a nawet więcej rzędów, koncentracje chlorofilu spotykane w wodach oceanicznych i morskich, tzn. te, dla których była opracowana parametryzacja Bricaud.

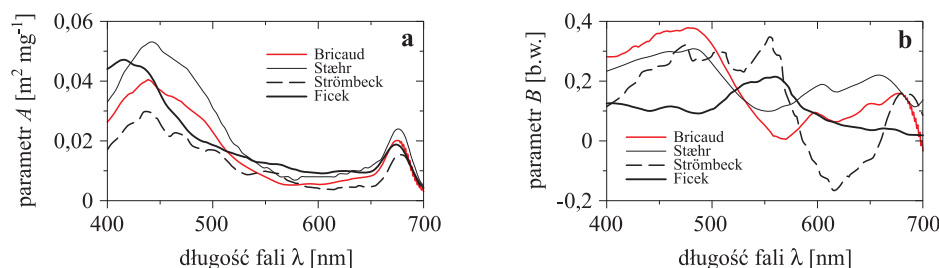
Przebadane i przedstawione w tej pracy przypadki wód jezior charakteryzowały się zwykle bardzo dużą koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ . Próby zastosowania parametryzacji Bricaud do tych wód wykazały, że – szczególnie dla dużych koncentracji chlorofilu  $a$  – parametryzacja ta daje duże błędy i jej stosowanie jest niewskazane. Wynika to m.in. z rysunków 5.23 i 5.24, na których przedstawiono empiryczne punkty zależności odpowiednio  $a_{pl}$  i  $a_{pl}^*$  dla czterech długości fal od koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ . Przedstawiono tam także podobną, modelową zależność wynikającą z parametryzacji Bricaud (linia przerywana) oraz taką zależność wynikającą z omówionej dalej w tym rozdziale, zmodyfikowanej przez autorów parametryzacji (linia ciągła). Jak widać, w odniesieniu do badanych jezior, dla prawie wszystkich długości fal modelowe wartości wg parametryzacji Bricaud znajdują się znacznie niżej niż wartości wyznaczone eksperymentalnie, a rozbieżności są tym większe im większa jest koncentracja chlorofilu  $a$ .

Duże odstępstwa od wartości pomiarowych uzyskiwane przy wykorzystaniu modelu Bricaud oraz brak alternatywnych modeli umożliwiających wyznaczenie absorpcji światła w wodach o wyższej troficzności z zadowalającą dokładnością skłoniło naukowców do opracowania własnych, regionalnych parametryzacji lepiej opisujących właściwości fitoplanktonu badanego regionu. Oparto je na takiej samej postaci matematycznej jak u Bricaud i in. (1995), tylko z innymi wartościami parametru  $A$  i  $B$ . Takie parametryzacje możemy znaleźć m.in. w pracach: Pierson i Strömbeck (2001), Stæhr i Markager (2004), Ficek i in. (2009). Ostatnia z parametryzacji stworzona m.in. z udziałem autora opracowana została w oparciu o dane eksperymentalne pochodzące z jezior Pomorza i naturalnie najlepiej opisuje właściwości absorpcyjne tych akwenów. Poniżej przedstawiono skrótowo tę parametryzację.

Aby uprościć opis i ograniczyć wpływ czynników opisanych w poprzednich podrozdziałach, w parametryzacji Ficek i in. (2009) autorzy ograniczyli się tylko do danych z warstwy przypowierzchniowej. Nową parametryzację stworzono, przybliżając wyrażeniem (5.16) zależność specyficznego współczynnika absorpcji światła od koncentracji chlorofilu  $a$  dla badanych jezior. Analizy wykonano dla fal o różnych długościach z zakresu od 400 do 700 nm z krokiem 1 nm. Wartości nowych zależności tych parametrów  $A$  i  $B$  od długości fali przedstawiono w tabeli 5.5 oraz zilustrowano na rysunku 5.26. Na rysunku tym przedstawiono także podobne zależności odnoszące się do tych parametrów uzyskane przez Bricaud, a także przez innych autorów (Stæhr i Marcager, 2004; Strömbeck i Pierson, 2001). Jak widać z tego rysunku, parametry  $A$  we wszystkich tych modelach wykazują jakościowo taki sam charakter zmian wartości ze wzrostem długości fali. Należy przypomnieć, że

Tabl. 5.5. Wartości stałych uzyskanych w wyniku przybliżenia zależności  $a_{ph}^*(\lambda)$  versus  $C_a$  równaniem  $a_{pl}^* = A(\lambda)(C_a)^{-B(\lambda)}$ 

$\lambda$ [nm]	$A$	$B$	$\lambda$ [nm]	$A$	$B$	$\lambda$ [nm]	$A$	$B$	$\lambda$ [nm]	$A$	$B$
400	0.0441	0.1250	476	0.0235	0.0988	552	0.0125	0.2114	628	0.0099	0.0494
402	0.0445	0.1259	478	0.0228	0.0964	554	0.0123	0.2110	630	0.0098	0.0482
404	0.0450	0.1261	480	0.0221	0.0943	556	0.0123	0.2121	632	0.0098	0.0468
406	0.0455	0.1258	482	0.0215	0.0929	558	0.0123	0.2139	634	0.0097	0.0457
408	0.0460	0.1252	484	0.0211	0.0922	560	0.0123	0.2146	636	0.0096	0.0449
410	0.0465	0.1245	486	0.0206	0.0916	562	0.0122	0.2132	638	0.0095	0.0443
412	0.0469	0.1238	488	0.0202	0.0917	564	0.0121	0.2097	640	0.0095	0.0436
414	0.0471	0.1229	490	0.0199	0.0925	566	0.0119	0.2046	642	0.0094	0.0421
416	0.0472	0.1218	492	0.0197	0.0946	568	0.0116	0.1983	644	0.0094	0.0400
418	0.0470	0.1205	494	0.0196	0.0977	570	0.0113	0.1907	646	0.0094	0.0380
420	0.0466	0.1187	496	0.0192	0.1000	572	0.0111	0.1821	648	0.0095	0.0365
422	0.0461	0.1167	498	0.0189	0.1039	574	0.0108	0.1676	650	0.0097	0.0356
424	0.0456	0.1144	500	0.0187	0.1055	576	0.0106	0.1518	652	0.0100	0.0353
426	0.0453	0.1123	502	0.0184	0.1084	578	0.0105	0.1452	654	0.0105	0.0358
428	0.0451	0.1106	504	0.0181	0.1139	580	0.0103	0.1361	656	0.0112	0.0374
430	0.0450	0.1091	506	0.0178	0.1204	582	0.0100	0.1258	658	0.0121	0.0394
432	0.0448	0.1074	508	0.0174	0.1265	584	0.0098	0.1165	660	0.0131	0.0409
434	0.0445	0.1052	510	0.0170	0.1319	586	0.0097	0.1098	662	0.0143	0.0414
436	0.0439	0.1029	512	0.0167	0.1379	588	0.0096	0.1056	664	0.0154	0.0410
438	0.0432	0.1009	514	0.0164	0.1443	590	0.0095	0.1026	666	0.0165	0.0404
440	0.0424	0.1000	516	0.0162	0.1529	592	0.0095	0.0999	668	0.0174	0.0398
442	0.0413	0.1001	518	0.0160	0.1602	594	0.0094	0.0971	670	0.0182	0.0393
444	0.0401	0.1013	520	0.0157	0.1647	596	0.0094	0.0944	672	0.0186	0.0385
446	0.0387	0.1032	522	0.0155	0.1693	598	0.0093	0.0913	674	0.0188	0.0373
448	0.0373	0.1056	524	0.0152	0.1742	600	0.0092	0.0876	675	0.0188	0.0364
450	0.0358	0.1080	526	0.0150	0.1797	602	0.0091	0.0834	676	0.0186	0.0353
452	0.0344	0.1102	528	0.0148	0.1854	604	0.0091	0.0787	678	0.0181	0.0325
454	0.0331	0.1121	530	0.0146	0.1897	606	0.0091	0.0739	680	0.0173	0.0291
456	0.0320	0.1138	532	0.0146	0.1922	608	0.0092	0.0699	682	0.0161	0.0256
458	0.0310	0.1150	534	0.0141	0.1941	610	0.0093	0.0672	684	0.0147	0.0226
460	0.0302	0.1154	536	0.0137	0.1961	612	0.0095	0.0656	686	0.0131	0.0208
462	0.0295	0.1150	538	0.0133	0.1968	614	0.0097	0.0639	688	0.0115	0.0198
464	0.0287	0.1141	540	0.0131	0.1964	616	0.0098	0.0616	690	0.0100	0.0195
466	0.0280	0.1128	542	0.0129	0.1966	618	0.0098	0.0588	692	0.0085	0.0193
468	0.0272	0.1111	544	0.0128	0.1983	620	0.0099	0.0560	694	0.0072	0.0193
470	0.0263	0.1085	546	0.0128	0.2028	622	0.0099	0.0536	696	0.0060	0.0192
472	0.0253	0.1052	548	0.0128	0.2074	624	0.0099	0.0519	698	0.0051	0.0186
474	0.0244	0.1018	550	0.0127	0.2104	626	0.0099	0.0505	700	0.0043	0.0185



Rys. 5.26. Porównanie wartości spektralnych parametrów  $A$  i  $B$  przedstawionej w pracach: Bricaud i in. (1995), Stæhr i Markager (2004), Strömbeck i Pierson (2001), Ficek i in. (2009)

współczynnik  $A$  odzwierciedla wartość specyficznego współczynnika absorpcji dla koncentracji chlorofilu równej  $1 \text{ mg m}^{-3}$ . Z uwagi na to, że parametryzacja Bricaud ukazała się najwcześniej i jest najbardziej znana, w pierwszej kolejności opiszemy różnice między tym modelem a nową parametryzacją ukazaną w tej pracy. Analizując współczynnik  $A$  w części krótkofalowej, widzimy różnicę w stosunku do rezultatów uzyskanych przez Bricaud. Nowy model ukazuje dwa maksima, jedno w około  $440 \text{ nm}$  (podobnie jak u Bricaud) oraz drugie usytuowane w zakresie fal krótszych około  $425 \text{ nm}$ . Analiza literatury (p. np. Arst, 2003; Reinart i in., 2004; Albert, 2004) pokazuje, że nie jest to specyfika tylko jezior Polskiego Pomorza. Takie widma spotyka się także w jeziorach innych części Europy. Kolejne różnice to wysokość tych krótkofalowych maksimów. Są one zauważalnie wyższe niż te z parametryzacji Bricaud. Przesuwając się w kierunku fal dłuższych, widzimy, że w jeziorach koncentracje pigmentów dopełniających – absorbujących w zakresie  $450\text{--}520 \text{ nm}$  są niższe, niż te które absorbują w środkowej części widma, tj. między  $520\text{--}650 \text{ nm}$  (prawdopodobnie związanych z większą koncentracją różnych form fikobilin). Analiza współczynnika  $B$  ukazuje jego dużo niższe wartości, co związane jest z dużo mniejszą niż u Bricaud zmiennością współczynników absorpcji ze zmianami koncentracji chlorofilu  $a$ . Dotyczy zarówno części niebieskiej widma, jak i części czerwonej. Ciekawą sytuację obserwujemy w środkowej części widma. U Bricaud i in. (1995) w okolicach  $570 \text{ nm}$  współczynnik  $B$  jest bliski zera, co świadczy o niewielkiej zmienności  $a_{pl}$  ze wzrostem koncentracji chlorofilu. W jeziorach, dla tej długości fali, notujemy bardzo wyraźne maksimum. Prawdopodobnie związane jest to z faktem występowania w aparatach fotosyntetycznych fitoplanktonu jeziornego fikobilin, które raczej nie występują w fitoplanktonie morskim, i wzrostem ich koncentracji ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$ .

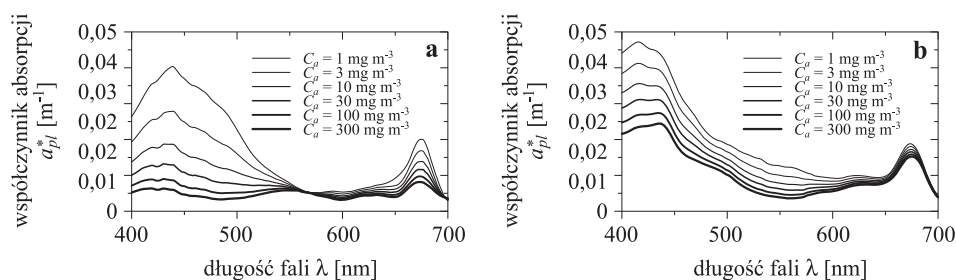
W pracach: Stæhr i Markager (2004) i Strömbeck i Pierson (2001) dokonano pełnej modyfikacji parametryzacji Bricaud i in. (1995) przez zastą-

pienie parametrów  $A$  i  $B$  wyznaczonych dla wód oceanicznych wartościami tych parametrów wyznaczonymi dla innych akwenów naturalnych, w tym dla jezior i estuariów. Generalnie wartości parametru  $A$  uzyskane przez pierwszy z wymienionych modeli są najwyższe w prawie całym zakresie długości fal. Z kolei wartości tego parametru uzyskane przez Strömbeck są najniższe w prawie całym zakresie widmowym. Bardziej skomplikowaną sytuację obserwujemy przy analizie współczynników  $B$ .

Są one bardzo zróżnicowane, biorąc pod uwagę ich wartości wyznaczone przez różnych autorów, a geneza tego zróżnicowania jest trudna do wyjaśnienia w sposób jednoznaczny.

Rodzi się pytanie, co jest przyczyną różnic w wartościach parametrów  $A$  i  $B$  wyznaczonych przez różnych autorów. Rezultaty zaprezentowane w pracy Strömbeck i Pierson (2001) zostały uzyskane w oparciu o niewielką ilość danych dla koncentracji chlorofilu zmieniających się jedynie w niedużym zakresie (od 5 do 40 mg m<sup>-3</sup>), przez co nie jest ona adekwatna w odniesieniu do jezior o koncentracjach chlorofilu mniejszych od 5 mg m<sup>-3</sup> lub większych od 40 mg m<sup>-3</sup>. Nieco inaczej przedstawia się sytuacja w parametryzacji opracowanej przez Stæhr i Markager (2004). Jej autorzy wykorzystali bowiem dane nie tylko z estuariów, ale także z akwenów oceanicznych i wód przybrzeżnych. Użycie danych z akwenów oceanicznych powoduje, że parametryzacja upodabnia się do parametryzacji Bricaud i in. (1995). Różnice w parametryzacjach różnych autorów może powodować fakt dokonywania przez niektórych z nich selekcji widm  $a_{pl}(\lambda)$  uwzględnionych w analizach. Tak np. W drugiej z wymienionych wyżej prac Stæhr i Markager (2004) znajdujemy informację o usunięciu części widm zawierających znaczne ilości feopigmentów. Kryterium usunięcia była porównywalna wielkość maksimum absorpcji dla długości fal 420 nm i 440 nm. Jak widzimy, analizowana przez Stæhr i Markager baza danych została zmodyfikowana. Takiej sytuacji pragnęli uniknąć autorzy parametryzacji zrealizowanej dla jezior Pomorza (Ficek i in., 2009). Jak już wspomniano, w tej pracy postanowiono usunąć tylko widma z dużych głębokości. Natomiast wszystkie pozostałe widma, mogące prawdopodobnie zawierać dość wysokie ilości feofityny, zostały wzięte do analiz. Zostawiono je, ponieważ problemy metodyczne powodują, że większość widm jeziornych może być obciążona tym zniekształceniem. Dla autorów te widma  $a_{pl}$  są „typowymi” widmami dla przebadanych akwenów. Celem autorów było uzyskanie modelu, który najpełniej opisywałby bardzo duże zróżnicowanie współczynników absorpcji światła obserwowane w akwenach śródlądowych Pomorza.

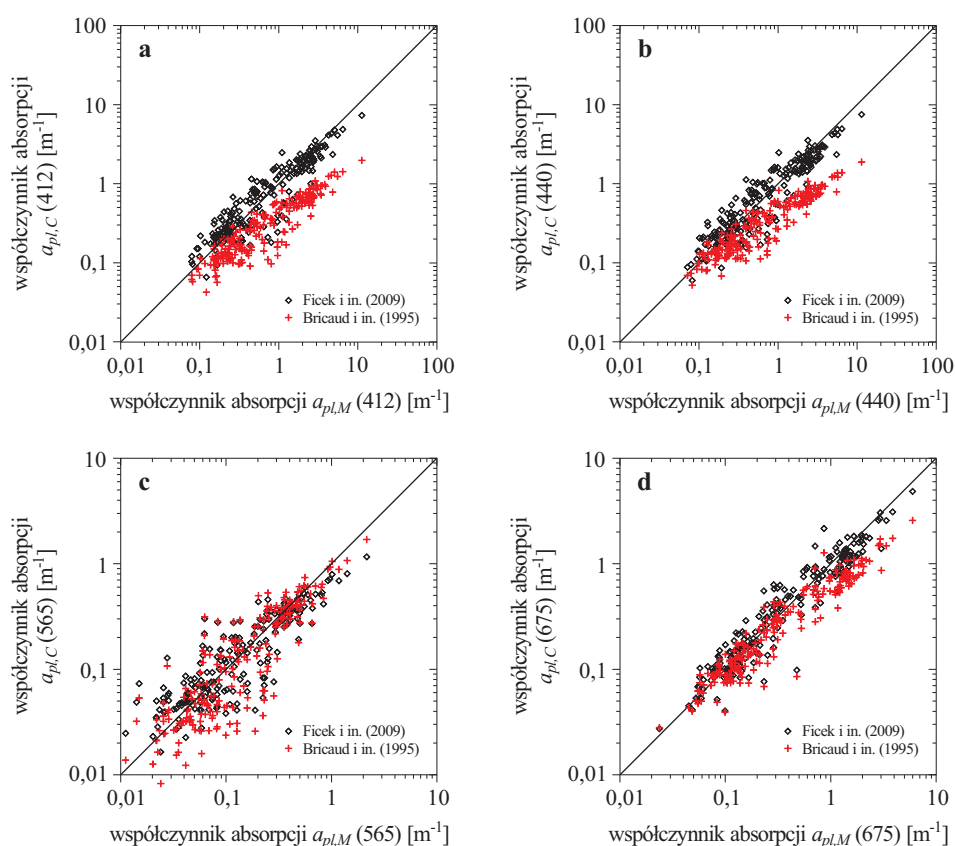
Przykładowe przebiegi spektralne współczynnika absorpcji  $a_{pl}(\lambda)$  wyliczone dla różnych koncentracji chlorofilu  $a$  z zakresu od 1 do 300 mg m<sup>-3</sup>



Rys. 5.27. Widma współczynników absorpcji fitoplanktonu  $a_{pl}(\lambda)$  dla różnych koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , (1 to  $300 \text{ mg m}^{-3}$ ) wyznaczone z parametryzacji a) Bricaud i in. (1995), b) Fick i in. (2009)

uzyskane z parametryzacji Bricaud i in., (1995) oraz Ficka i in. (2009) przedstawiono na rysunku 5.27. Jak widać z przedstawionych wykresów, zróżnicowanie widm absorpcji w zakresie światła niebieskiego (440 nm i okolice) oraz czerwonego (665 nm i okolice) estymowanych na podstawie parametryzacji Ficka i in. (2009) jest znacznie mniejsze niż te wyznaczone na podstawie parametryzacji Bricaud i in. (1995). Natomiast sytuacja ta w odniesieniu do środkowej części widma światła widzialnego (światło żółte i zielone) jest odwrotna, i tak – zróżnicowanie widm estymowanych z wykorzystaniem parametryzacji Ficka jest większe niż u Bricaud. Charakterystyczny jest też fakt, że w części krótkofalowej widma wyznaczone przy pomocy nowej parametryzacji wykazują dwa wyraźne maksima w części krótkofalowej (420 i 440 nm), podczas gdy widma estymowane z parametryzacji Bricaud charakteryzują się tylko jednym maksimum w okolicy 440 nm. Przedstawiony wyżej model uwzględnia ilościowe zróżnicowania współczynników absorpcji światła przez fitoplankton spowodowane tylko różnymi troficznościami wód naturalnych. Nie uwzględniają natomiast zmian spowodowanych procesami adaptacyjnymi fitoplanktonu do różnych warunków środowiska. W różnych akwenach, co jest szczególnie istotne w przypadku jezior, skład pigmentów akcesoryjnych jest różny (patrz rozdział 3). Do tego trzeba dodać zmiany w zestawie pigmentów na różnych głębokościach, spowodowane procesami foto- i chromatoadaptacji. Różny skład pigmentów w komórkach fitoplanktonu jest jedną z możliwych przyczyn odpowiedzialnych za zmiany  $a_{pl}^*(\lambda)$ , natomiast drugą – wspomniany już efekt upakowania. Uwzględnienie tych dwóch efektów jest bardzo istotne np. W analizach i modelowaniu procesu fotosyntezy. Spełnienie tych ostatnich wymogów jest możliwe dopiero przy wykorzystaniu wspomnianych wcześniej modeli wieloskładnikowych uwzględniających wpływ na absorpcję nie tylko chlorofilu  $a$ , ale także pozostałych grup pigmentów fitoplanktonu oraz efektu upakowania.





Rys. 5.28. Porównanie zmierzonych  $a_{pl,M}$  i modelowych  $a_{pl,C}$  spektralnych współczynników absorpcji dla wybranych długości fal a) 412, b) 440 c) 565 i c) 675, uzyskanych przy użyciu parametryzacji Ficka i in. (2009), Bricaud i in. (1995)

Na rysunku 5.28 oraz w tabeli 5.6 przedstawiono dla czterech długości fal rezultaty empirycznej weryfikacji parametryzacji Ficka i in. (2009) i porównanie jej dokładności z parametryzacją Bricaud i in. (1995) w zastosowaniu do jezior Pomorza. Jak należało oczekiwać, wykorzystując parametryzację wg Ficka i in. (2009), osiągnięto dużo lepsze rezultaty. Nie powinno to dziwić, biorąc pod uwagę fakt, że pierwsza z tych parametryzacji została zrobiona w oparciu o dane z tych jezior.

Stosując parametryzację Ficka i in. (2009), otrzymujemy także mniejsze, w stosunku do parametryzacji Bricaud i in. (1995), błędy statystyczne. Wartości uzyskane z tej parametryzacji są wyższe, przez co bardziej zbliżone do tych zmierzonych *in situ*. Nadal jednak rozrzut punktów wokół wartości średniej jest znaczny. Przyczyną takiego stanu jest prostota modelu i bardzo duże zróżnicowanie badanych jezior. Z pewnością, parametryzując

Tabl. 5.6. Błędy względne aproksymacji spektralnych współczynników absorpcji estymowanych za pomocą: A – parametryzacji opracowanej przez Ficka i in. (2009), B – parametryzacji Bricaud i in. (1995)

Długość fali $\lambda$ [nm]	Statystyka arytmetyczna		Statystyka logarytmiczna				
	Błąd systematyczny	Błąd statystyczny	Błąd systematyczny	Czynnik zmienności	Zakres zmienności		
	$\langle \varepsilon \rangle$ [%]	$\sigma_\varepsilon$ [%]	$\langle \varepsilon \rangle_g$ [%]	X	$\sigma_-$ [%]	$\sigma_+$ [%]	
A	412	9,55	45,3	0,00	1,56	-36,0	56,2
	440	9,48	47,0	0,00	1,54	-35,2	54,4
	565	8,54	104,0	0,00	1,71	-41,6	71,3
	675	6,01	36,5	0,00	1,42	-29,5	41,9
B	412	-52,6	21,9	-57,6	1,62	-38,4	62,4
	440	-46,2	27,1	-52,6	1,67	-40,1	67,0
	565	-5,8	86,3	-15,5	1,80	-44,4	79,8
	675	-20,0	28,8	-25,6	1,46	-31,5	45,9

gdzie:

$\varepsilon = (a_{pl,C} - a_{pl,M})/a_{pl,M}$  – błąd;

$\langle \varepsilon \rangle$  – średni błąd arytmetyczny;

$\sigma_\varepsilon$  – odchylenie standardowe (błąd statystyczny);

$\langle \varepsilon \rangle_g = 10^{\langle \log(a_{pl,C}/a_{pl,M}) \rangle} - 1$  – średni błąd logarytmiczny,  $\langle \log(a_{pl,C}/a_{pl,M}) \rangle$  – średnia z  $\log(a_{pl,C}/a_{pl,M})$ ;

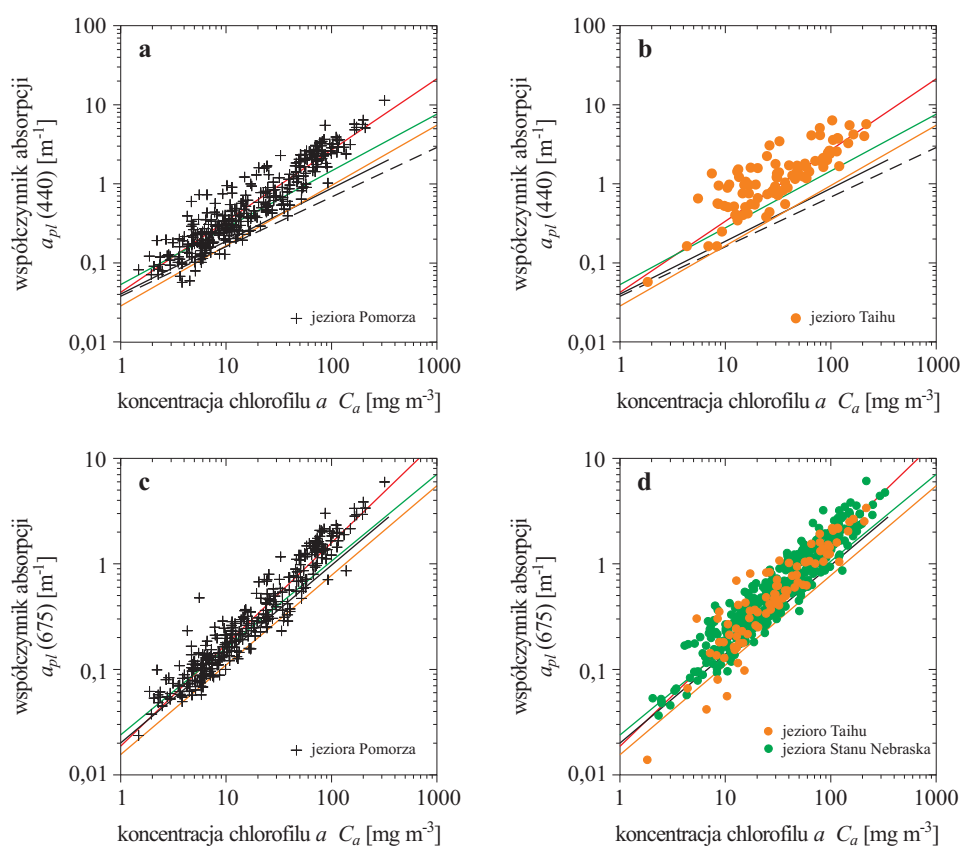
$\sigma_{\log}$  – odchylenie standardowe z  $\log(a_{pl,C}/a_{pl,M})$ ;

$x = 10^{\sigma_{\log}}$  – standardowy czynnik błędny;

$\sigma_- = \frac{1}{x} - 1$  i  $\sigma_+ = x - 1$ .

osobno widma absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}$  dla różnych grup jezior o zbliżonej trofii lub budując modele wieloskładnikowe, uwzględniające koncentracje różnych pigmentów w fitoplanktonie, można osiągnąć lepsze rezultaty. Postępując jednak w ten sposób, tracimy jedną z podstawowych zalet wyżej przedstawionego modelu, jego prostotę i uniwersalność. Prace te należy traktować jako wstępne, i wymagają one dalszych badań.

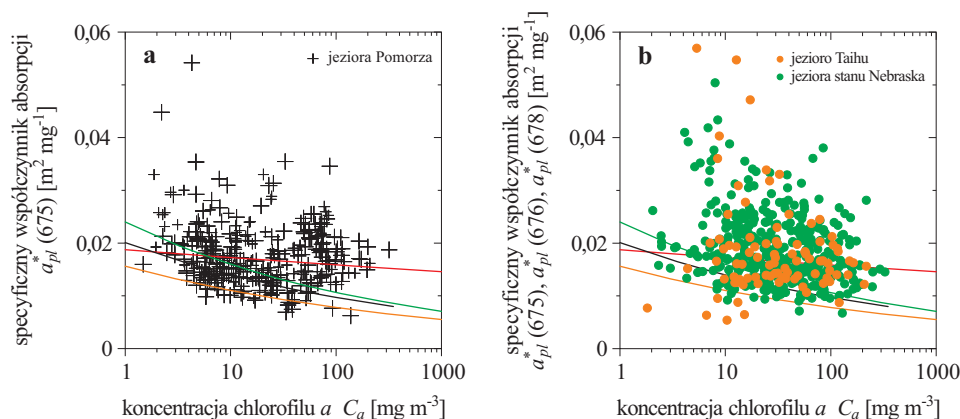
Na zakończenie przedstawiono porównanie widm absorpcji przez fitoplankton  $a_{pl}$  w jeziorach Pomorza z dostępnymi danymi z innych regionów świata (Rys. 5.29). Jak widać, zarówno w zakresie niebieskim (440 nm), jak i czerwonym (675 nm) wartości  $a_{pl}$  otrzymane dla jezior Pomorza są jednak znacznie wyższe niż te rejestrowane w morzach i wodach przybrzeżnych Europy (Bricaud i in., 1995; Oubelkheir, 2005). Natomiast porównanie wartości uzyskanych w jeziorach Pomorza z wynikami uzyskanymi dla jezior z innych regionów świata: jezior Szwecji (Pierson i Strömbeck, 2001), Skan-



Rys. 5.29. Zależność między: a)  $a_{pl}(440)$  i  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza, b)  $a_{pl}(440)$  i  $C_a$  w jeziorze Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009) c)  $a_{pl}(676)$  i  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza, d)  $a_{pl}(676)$  i  $C_a$  w jeziorze Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009) i jeziorach stanu Nebraska (Dall’Olmo i Gitelson, 2006). Liniami zaznaczono modelowe wartości uzyskane z parametryzacji Bricaud i in. (1995) – czarna, Bricaud i in. (1998) – czarna przerywana, Stæhr i Markager (2004) – zielona, Pierson i Strömbeck (2001) – pomarańczowa, Ficek i in. (2009) – czerwona

dynawii i Estonii (Paavel, 2008), jeziora Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009), pokazuje dużą zbieżność właściwości ich zawiesin.

Unormowane do stężenia chlorofilu specyficzne współczynniki absorpcji  $a_{pl}^*(675)$  także korelują z  $C_a$  (p. Rys. 5.30). Zależność  $a_{pl}^*(676)$  od  $C_a$  jest jednak dużo słabsza. Analiza wartości  $a_{pl}^*$  pokazuje, że są one znacznie wyższe niż te rejestrowane w morzach i oceanach (Bricaud i in., 1995; Oubelkheir, 2005). Zakres zmienności  $a_{pl}^*(676)$  obejmuje wartości od 0,009 do 0,038  $\text{m}^2 \text{mg}^{-1}$  z wartością średnią równą 0,0156  $\text{m}^2 \text{mg}^{-1}$ . Natomiast porównanie wartości  $a_{pl}^*$  uzyskanych w jeziorach Pomorza z wyni-



Rys. 5.30. Zależność między: a)  $a_{pl}^*(440)$  i  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza, b)  $a_{pl}^*(440)$  i  $C_a$  w jeziorze Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009), c)  $a_{pl}^*(676)$  i  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza, d)  $a_{pl}^*(675)$  i  $C_a$  w jeziorze Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009),  $a_{pl}^*(676)$  i  $C_a$  w jeziorach stanu Nebraska (Dall'Olmo i Gitelson, 2005) i  $a_{pl}^*(678)$  i  $C_a$  (Dall'Olmo i Gitelson, 2006). Liniami zaznaczono modelowe wartości uzyskane z parametryzacji: Bricaud i in. (1995) – czarna, Stæhr i Markager (2004) – zielona, Pierson i Strömbeck (2001) – pomarańczowa, Ficek i in. (2009) – czerwona

kami uzyskanymi dla jezior z innych regionów świata: jezior stanu Nebraska (Dall'Olmo i Gitelson, 2005; Dall'Olmo i Gitelson, 2006), jeziora Taihu (Zhang, 2008; Le i in., 2009), pokazuje dużą zbieżność ich właściwości (Rys. 5.30a, b).

#### 5.4. Parametryzacja widm absorpcji światła przez zawiesinę wszystkich cząstek SPM

W poprzednich podrozdziałach (5.2 i 5.3) dokonano m.in. przeglądu danych empirycznych dotyczących wartości współczynników absorpcji światła widzialnego przez ogół zawiesin jeziornych  $a_{SPM}$  i wartości tych współczynników dla dwóch głównych składowych tych współczynników dla ogółu zawiesin:  $a_{pl}$  – tj. absorpcji światła przez pigmenty fitoplanktonu, oraz  $a_{NAP}$  – tj. absorpcji światła przez cząstki niefitoplanktonowe. Scharakteryzowano także najważniejsze cechy spektralne tych absorpcji. Dane te charakteryzują właściwości optyczne zawiesin jezior Pomorza, a także umożliwiają poczynienie porównań spektralnych współczynników  $a_{SPM}(\lambda)$ ,  $a_{pl}(\lambda)$  i  $a_{NAP}(\lambda)$  ze zmierzonymi w innych wodach świata. Dodatkowo dokonano także parametryzacji współczynników absorpcji światła zarówno przez pigmenty fito-

planktonu, jak i przez cząstki zawiesin niefitoplanktonowych. Opracowane zależności stanowią uzupełnienie istniejącego stanu wiedzy o regiony nowe, dotychczas pod tym kątem nie przebadane. Takie regionalne algorytmy są bardzo pożądane, ponieważ, ze względu na ogromne zróżnicowanie charakterystycznych dla różnych akwenów naturalnych czynników środowiskowych, warunkujących koncentracje i właściwości różnych optycznie aktywnych składników OAC, do tej pory nie stworzono modeli na tyle uniwersalnych, by przy ich pomocy można było scharakteryzować optyczne właściwości wód dowolnego akwenu. Stosunkowo dobrze zostały one opracowane dla wód oceanicznych (ang. *case 1 waters*), w których parametryzacje absorpcji światła przez cząstki mogą być wykorzystane do estymacji tych widm na podstawie znajomości tylko koncentracji chlorofilu  $C_a$  w akwenu (Bricaud i in., 1998, patrz też Bricaud i in., 1995). Niestety, nie jest możliwe przeprowadzenie takiej systematyzacji w odniesieniu do ogółu *case 2 waters*, w tym jezior. Duże zróżnicowanie wód tego typu powoduje, że dla tych wód niemożliwe jest ustalenie ogólnych jednoznacznych ilościowych zależności pomiędzy współczynnikami optycznymi, takimi jak np.  $a_{SPM}$ ,  $a_{NAP}$  i  $a_{pl}$ , a koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w wodzie. Występują tam bowiem optyczne składniki allogeenne, które z tą koncentracją  $C_a$  są powiązane słabo lub nie są powiązane. Dla tych przypadków konieczne jest tworzenie lokalnych optycznych modeli wieloskładnikowych uwzględniających fakt, że rzeczywiste właściwości optyczne wody w akwenu są funkcjami wielu zmiennych o charakterze lokalnym.

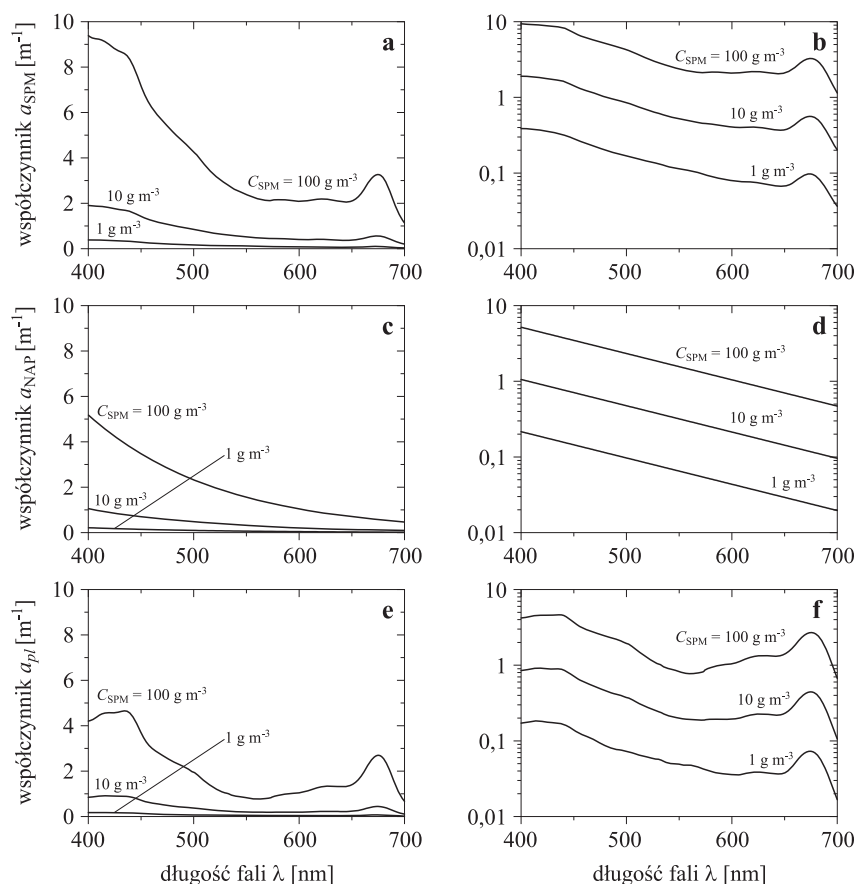
Przedstawione w poprzednich podrozdziałach (patrz rozdział 5.2, 5.3) zależności współczynników  $a_{NAP}^{*(SPM)}(\lambda)$ ,  $a_{pl}^*(\lambda)$  od koncentracji suchej masy zawiesin  $C_{SPM}$  lub koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , w akwenu pozwalają na ustalenie takich zależności w funkcji  $C_a$  i  $C_{SPM}$  również dla widm absorpcji światła widzialnego przez ogół zawiesin  $a_{SPM}(\lambda)$  w wodach jezior Pomorza. Jak już powiedziano, specyficzny współczynnik absorpcji światła przez ogół zawiesin w wodzie  $a_{SPM}(\lambda)$  można przedstawić w postaci sumy współczynników absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{pl}(\lambda)$  oraz cząstki zawiesiny niefitoplanktonowej  $a_{NAP}(\lambda)$ :  $a_{SPM}(\lambda) = a_{pl}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda)$ . Korzystając ze wzoru (5.3), powyższe równanie można zapisać w postaci:

$$a_{SPM}(\lambda, C_a, C_{SPM}) = C_a a_{pl}^*(\lambda) + C_{SPM} a_{NAP}^{*(SPM)}(\lambda). \quad (5.17)$$

Korzystając ze wzorów (5.17) oraz (5.8), możemy zapisać:

$$a_{SPM}(\lambda, C_a, C_{SPM}) = C_a a_{pl}^*(\lambda) + C_{SPM} 0,1528(C_{SPM})^{-0,310+1} \times (5.18) \\ \times e^{-0,008(\lambda-443)}.$$

Przedstawione wyżej równanie (5.18) pozwala na wyznaczenie współczynników absorpcji  $a_{SPM}$  w wodach jeziornych Pomorza w oparciu o znane



Rys. 5.31. Widma absorpcji światła przez różne cząstki zawiesiny: ogół cząstek zawiesiny  $a_{SPM}(\lambda)$  (Rys. a, b); cząstek niefitoplanktonowych  $a_{NAP}(\lambda)$  (Rys. c, d); pigmentów fitoplanktonu  $a_{pl}(\lambda)$  (Rys. e, f), wyznaczone na podstawie parametryzacji przedstawionej w tej pracy zrealizowanej dla wód badanych jezior Pomorza, dla zawierających różne koncentracje cząstek zawiesiny SPM. Współczynniki wykreślone są w skali liniowej – Rys. a, c, e oraz w skali logarytmicznej – Rys. b, d, f

koncentracje chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , oraz koncentracje suchej masy zawiesin  $C_{SPM}$ . Występujący w tym równaniu specyficzny chlorofilowy współczynnik absorpcji światła przez fitoplankton może być wyznaczony przy wykorzystaniu jednego z modeli zaprezentowanych wcześniej (patrz rozdział 5.3).

W rutynowych badaniach limnologicznych bardzo często badany jest tylko jeden z parametrów biogeochemicznych – koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , natomiast koncentracja suchej masy zawiesin  $C_{SPM}$  nie jest dostępna. Dla takiego przypadku wyznaczenie spektralnego współczynnika absorpcji

$a_{SPM}$  też jest możliwe. W tym celu, korzystając ze wzorów (5.18) i (5.11), otrzymujemy równanie:

$$a_{SPM}(\lambda, C_a, C_{SPM}) = C_a a_{pl}^*(\lambda) + C_{SPM} 0,213(C_a)^{-0,309} \times \quad (5.19) \\ \times e^{-0,008(\lambda-443)}.$$

Koncentrację  $C_{SPM}$  można wyznaczyć z koncentracji chlorofilu  $C_a$ , posługując się zależnościami przedstawionymi w tabeli 2.12 (patrz rozdział 2.2). W rezultacie dla warstwy eufotycznej ogółu przebadanych jezior Pomorza otrzymujemy równanie:

$$a_{SPM}(\lambda, C_a) = C_a a_{pl}^*(\lambda) + \left(\frac{C_a}{3,89}\right)^{\frac{1}{0,82}} 0,213(C_a)^{-0,309} \times \quad (5.20) \\ \times e^{-0,008(\lambda-443)}$$

lub po uproszczeniu:

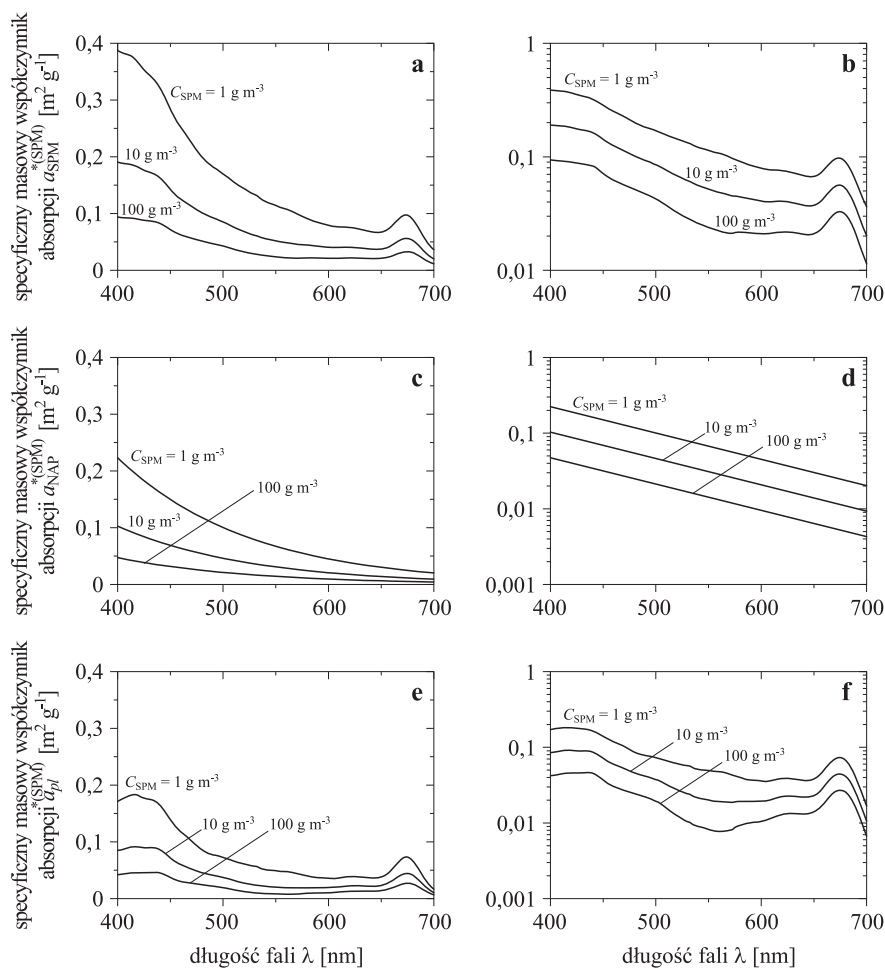
$$a_{SPM}(\lambda, C_a) = C_a a_{pl}^*(\lambda) + 0,0406(C_a)^{0,911} e^{-0,008(\lambda-443)}. \quad (5.21)$$

Należy jednak zaznaczyć, że parametryzacja ta jest mniej dokładna, ponieważ koncentracja  $C_{SPM}$  wyznaczona jest pośrednio z koncentracji chlorofilu  $C_a$ . Jak pokazano w tabeli 2.12, współczynniki determinacji dla tej zależności dla wszystkich danych z warstwy eufotycznej badanych jezior wynosi 0,86. Gdy znany jest typ troficzny jeziora, dla którego wyznaczany jest współczynnik absorpcji zawiesin  $a_{SPM}$ , można zwiększyć dokładność wyznaczonych przy wykorzystaniu równania (5.20) współczynników absorpcji światła przez ogół zawiesin, dobierając z tabeli 2.12 wartości odpowiednich współczynników do typu troficznego jeziora.

Jak widać, powyższe równania umożliwiają wyznaczanie widm współczynników absorpcji światła dla ogółu zawiesin  $a_{SPM}(\lambda)$  w jeziorach Pomorza. Stanowią grupę równań umożliwiającą wyznaczenie współczynników absorpcji światła dla wszystkich trzech wyróżnionych grup cząstek (tj. dla ogółu zawiesin  $a_{SPM}(\lambda)$  oraz dla dwóch ich głównych składowych: pigmentów fitoplanktonu –  $a_{pl}(\lambda)$  oraz cząstek zawiesiny niefitoplanktonowej –  $a_{NAP}(\lambda)$ ). Przykładowe, wyznaczone przy wykorzystaniu równania (5.20), masowe widma absorpcji światła przez ogół zawiesin  $a_{SPM}(\lambda)$ , cząstki zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{NAP}(\lambda)$  oraz pigmenty fitoplanktonu  $a_{pl}(\lambda)$  zostały zilustrowane na rysunku 5.31. Przedstawione na nich współczynniki absorpcji przez fitoplankton  $a_{pl}$ , dla różnych koncentracji chlorofilu  $a$ , zostały wyznaczone na podstawie parametryzacji Ficka i in., (2009).

Dla porównania na rysunku 5.32 przedstawiono masowe, unormowane do koncentracji zawiesiny SPM, widma absorpcji światła przez cząstki ogółu zawiesin  $a_{SPM}^{*(SPM)}(\lambda)$ , cząstki zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{NAP}^{*(SPM)}(\lambda)$ , oraz

pigmenty fitoplanktonu  $a_{pl}^{*(SPM)}(\lambda)$ , wyznaczone w oparciu o parametryzację przedstawioną w tej pracy. Porównując otrzymane widma z empirycznymi widmami przedstawionymi na rysunku 5.2, widzimy, że zarówno wartości, jak i kształty widm odpowiednich modelowych współczynników absorpcji są zbliżone do tych obserwowanych w badanych jeziorach Pomorza.



Rys. 5.32. Specyficzne masowe widma absorpcji światła przez różne cząstki zawiesiny: ogół cząstek zawiesiny  $a_{SPM}^{*(SPM)}$  (Rys. a, b), cząstek niefitoplanktonowych  $a_{NAP}^{*(SPM)}$  (Rys. c, d), pigmentów fitoplanktonu  $a_{pl}^{*(SPM)}$  (Rys. e, f), wyznaczone na podstawie parametryzacji przedstawionej w tej pracy dla różnych koncentracji cząstek ogółu zawiesin,  $C_{SPM}$ . Współczynniki wykreślone są w skali liniowej – Rys. a, c, e oraz w skali logarytmicznej – Rys. b, d, f



## 5.5. Sumaryczna absorpcja światła

Proces absorpcji światła w naturalnej wodzie związany jest z oddziaływaniem fotonów z molekułami wody i materii w niej rozpuszczonej oraz z cząstkami materii zawieszonych w tej wodzie. Jak pokazano w tym rozdziale, każdy z tych składników ma wpływ na proces absorpcji światła, ale ich udział w sumarycznej absorpcji w środowisku wodnym nie jest jednakowo istotny. Wpływ danego składnika na proces absorpcji zależy od długości fali światła, od koncentracji i rozmiarów jego molekuł lub cząstek w zawiesinie oraz od jego składu chemicznego. Ta złożoność procesu absorpcji światła jest szeroko opisana w literaturze przedmiotu, na przykład w monografii Woźniaka i Dery (2007) oraz w wielu pracach wcześniej już w tym rozdziale cytowanych i innych. Całkowity (sumaryczny) współczynnik absorpcji światła  $a(\lambda)$  może być zapisany jako suma cząstkowych współczynników absorpcji przez poszczególne składniki ośrodka, tj. czystą wodę i zawarte w niej główne grupy składników:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{\text{CDOM}}(\lambda) + a_{\text{pl}}(\lambda) + a_{\text{NAP}}(\lambda) + a_i(\lambda), \quad (5.22)$$

gdzie:

$a_w(\lambda)$  – współczynnik absorpcji światła przez czystą wodę,

$a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  – współczynnik absorpcji światła przez rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM,

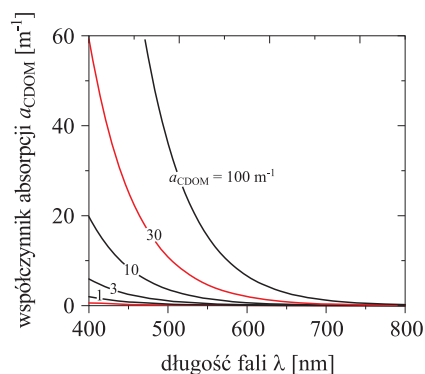
$a_{\text{pl}}(\lambda)$  – współczynnik absorpcji światła przez zawieszony w wodzie fitoplankton,

$a_{\text{NAP}}(\lambda)$  – współczynnik absorpcji światła przez zawieszony w wodzie pozostałe cząstki, tj. niefitoplanktonowe,

$a_i(\lambda)$  – współczynnik absorpcji światła przez możliwe inne składniki obecne w wodzie, których nie będziemy rozważać dalej w tej pracy.

Poniżej przeanalizowano sumaryczny wpływ na widmo absorpcji każdego ze składników sumy w równaniu (5.22).

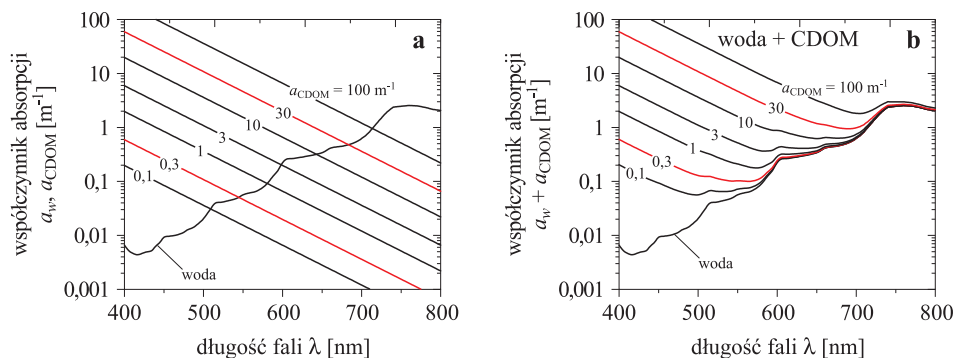
Właściwości absorpcyjne kolorowej rozpuszczonej w wodzie materii organicznej CDOM zostały przedstawione już w rozdziałach 2 i 4. W zakresie widzialnym widma światła współczynniki absorpcji  $a_{\text{CDOM}}$  można opisać funkcją wykładniczą (4.2). Na rysunku 5.33 przedstawiono krzywe absorpcji CDOM obliczone przy wykorzystaniu tej formuły. Parametry zawarte w tej formule  $a_{\text{CDOM}}(440)$  i  $S_{\text{CDOM}}$  zostały wybrane tak, aby ukazywały cały zakres zmienności absorpcji światła przez CDOM, spotykany w badanych jeziorach Pomorza. Kolorem czerwonym oznaczono krzywe, które odzwierciedlają spotykany zakres zmienności widm absorpcji przez CDOM w tych jeziorach. Górna krzywa odpowiada widmu absorpcji maksymalnej zbliżonej do zaobserwowanej w jeziorach humusowych ( $a_{\text{CDOM}}(440) = 30 \text{ m}^{-1}$ ),



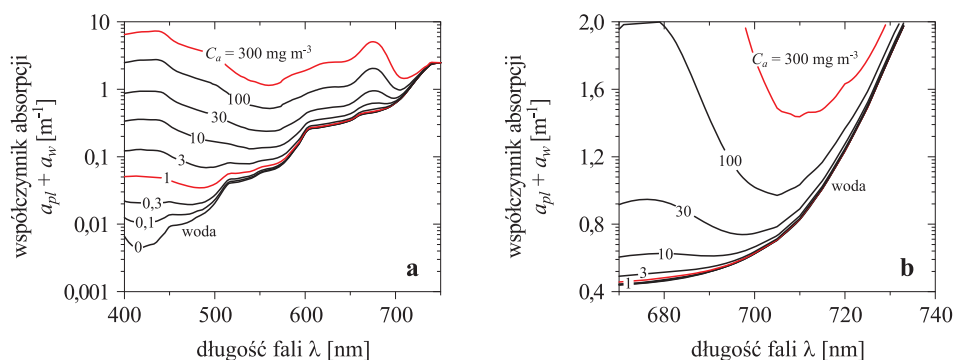
Rys. 5.33. Modelowe widma współczynników absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  wyznaczone z formuły (4.2) dla różnych wartości  $a_{\text{CDOM}}(440)$  zmieniających się w zakresie  $0,3 \div 100 \text{ m}^{-1}$ . Pogrubione czerwone linie określają widma minimalnej i maksymalnej absorpcji światła przez CDOM spotykane w jeziorach Pomorza. Wymieniony dalej w tekście parametr  $S_{\text{CDOM}} = 0,016 \text{ nm}^{-1}$  opisuje nachylenie linii wykresów widocznych na tym rysunku

krzywa dolna – minimalnej absorpcji występującej w jeziorach bliskich oligotrofii ( $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,3 \text{ m}^{-1}$ ). W celu uproszczenia analiz przyjęto parametr  $S_{\text{CDOM}}$  jednakowy dla wszystkich krzywych, i który jest średnią ze wszystkich pomiarów  $S_{\text{CDOM}} = 0,016 \text{ nm}^{-1}$  (p. tablica 4.2 rozdział 4).

Na rysunku 5.34 przedstawiono w skali półlogarytmicznej rodzinę krzywych absorpcji przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne dla tych samych wartości  $a_{\text{CDOM}}(440)$  jak na rysunku 5.33 na tle absorpcji wody. Widzimy, że widma wykreślone dla wysokich koncentracji CDOM ( $a_{\text{CDOM}}(440) > 30 \text{ m}^{-1}$ ) przewyższają absorpcję wody w całym zakresie PAR, podczas gdy dla niskich koncentracji ( $a_{\text{CDOM}}(440) < 0,3 \text{ m}^{-1}$ ) przewyższają absorpcję wody tylko dla długości fal poniżej 550 nm. Mimo że absorpcja przez CDOM jest dominująca szczególnie w zakresie krótkofalowym, niemniej jednak wpływa na natężenie oświetlenia  $E_d$ , obniżając je w całym zakresie PAR i UV. Jednocześnie, jak to pokazuje rysunek 5.34b,



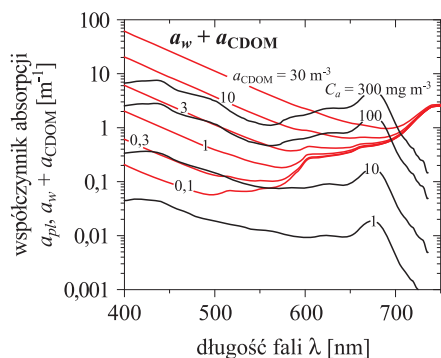
Rys. 5.34. a) Porównanie absorpcji wody z absorpcją CDOM. b) Sumaryczna absorpcja wody i CDOM. Modelowe współczynniki absorpcji CDOM wyznaczone ze wzoru (4.2) dla  $a_{\text{CDOM}}(440)$  z zakresu  $0,3 \div 100 \text{ m}^{-1}$ . Pogrubione czerwone linie obejmują zakresy CDOM spotykane w jeziorach Pomorza



Rys. 5.35. Wartości sumarycznego współczynnika absorpcji przez czystą wodę i fitoplankton a) dla różnych koncentracji  $C_a$  chlorofilu  $a$  z zakresu od 0,1 do  $300 \text{ mg m}^{-3}$ . b) Powiększony fragment rysunku a, dla fal z otoczenia 700 nm, ukazujący przesuwanie maksimum sumarycznej absorpcji wody i fitoplanktonu w kierunku fal dłuższych wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $C_a$ . Współczynnik absorpcji fitoplanktonu został wyznaczony z modelu przedstawionego w podrozdziale 5.2. Wartości współczynnika absorpcji czystej wody zaczerpnięto z pracy Woźniaka i Dery (2007). Czerwonymi liniami zaznaczono minimalne i maksymalne wartości tych współczynników absorpcji dla koncentracji chlorofilu  $a$  odpowiednio 1 i  $300 \text{ mg m}^{-3}$ , notowanych w badanych jeziorach Pomorza

sumaryczna absorpcja CDOM i wody silnie przemieszcza minimum absorpcji światła w kierunku fal dłuższych. Dla minimalnych „jeziornych” koncentracji CDOM minimum absorpcji światła obserwowane jest w okolicy 550 nm, dla najwyższych występuje już dla 700 nm.

Sumaryczną absorpcję światła przez czystą wodę i fitoplankton z różną koncentracją chlorofilu  $a$  przedstawiają krzywe na rysunku 5.35. Przedstawione na tym rysunku widma absorpcji światła przez fitoplankton zostały wyznaczone na podstawie parametryzacji absorpcji dla badanych jezior opracowanej przez autora w oparciu o dane empiryczne zebrane z tych jezior. Parametryzacja ta jest opisana w rozdziale 5.2, (p. Tabl. 5.5). Jak widać z rysunku 5.35, dla bardzo niskich koncentracji chlorofilu  $a$  widmo absorpcji światła jest głównie zdominowane właściwościami absorpcyjnymi wody. Obserwujemy minimum absorpcji w części krótkofalowej tego widma ( $\lambda < 450 \text{ nm}$ ) i stopniowy jej wzrost wraz ze wzrostem długości fali  $\lambda$ . Dla większych koncentracji chlorofilu  $a$ , powyżej  $1 \text{ mg m}^{-3}$  (takich jakie spotykamy w badanych jeziorach), maksima wywołane wzrostem absorpcji chlorofilu  $a$  w paśmie Soreta ( $\lambda \approx 440 \text{ nm}$ ) oraz w czerwieni ( $\lambda \approx 675 \text{ nm}$ ) są już wyraźnie widoczne. Sumaryczna absorpcja wody i fitoplanktonu generuje jednocześnie głębokie minimum widma absorpcji, stopniowo przemieszczające się w stronę fal dłuższych wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$ .

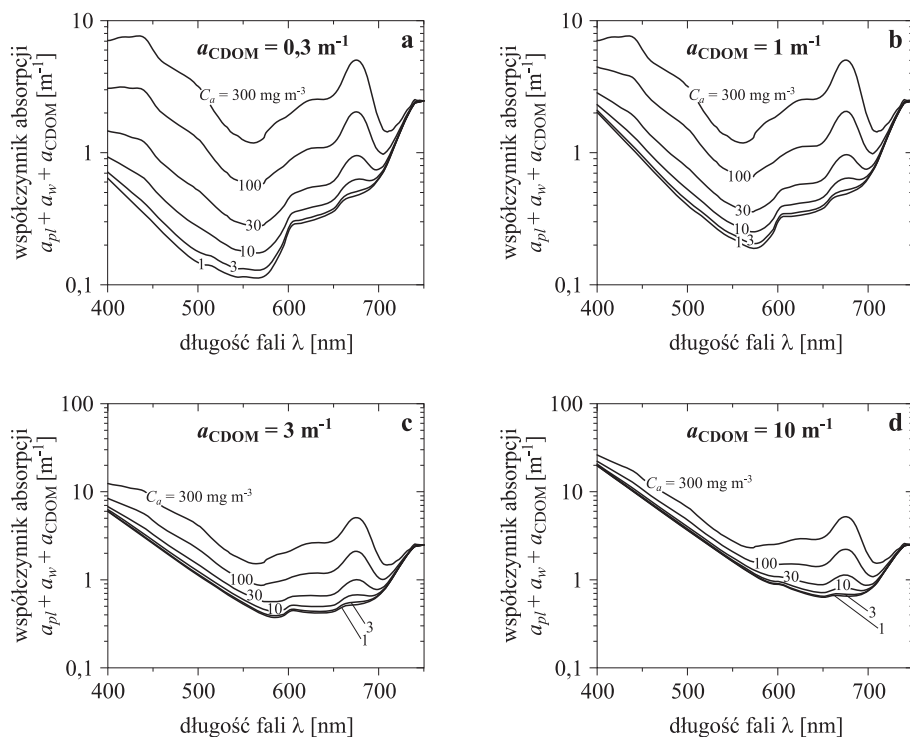


Rys. 5.36. Porównanie sumarycznej absorpcji światła przez wodę i CDOM (zobacz rysunek 5.34b) z absorpcją fitoplanktonu (zobacz rysunek 5.27b). Suma współczynników absorpcji przez wodę i CDOM ( $a_w + a_{\text{CDOM}}$ ) została wyznaczona dla wartości współczynnika absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440)$  z zakresu od 0,1 do 30  $\text{m}^{-1}$  (kolor czerwony). Współczynniki absorpcji fitoplanktonu wyznaczono z modelu przedstawionego w rozdziale 5.3 tej książki dla koncentracji chlorofilu  $C_a$  z zakresu 1 ÷ 300  $\text{mg m}^{-3}$  (kolor czarny)

Jak widać, dla czystej wody zawierającej fitoplankton z koncentracją chlorofilu  $a$  10  $\text{mg m}^{-3}$  i więcej minimum widma absorpcji jest już przesunięte w stronę fal dłuższych do pasma  $\lambda \approx 560$  nm. Pojawia się także drugie lokalne minimum w paśmie  $680 < \lambda < 710$  nm (wyraźniej przedstawione na rysunku 5.35b). Jego wyrazistość jest uwypuklona przez silną absorpcję chlorofilu  $a$  w przedziale widma przyległym do tego minimum od strony fal krótkich i silną absorpcję wody od strony fal długich. To wyraźne przesuwanie się położenia tego minimum widma absorpcji w kierunku fal dłuższych wraz ze wzrostem koncentracji fitoplanktonu jest istotne przy analizach widma reflektancji  $R_{rs}$  (p. podrozdział 7.4), która z tej przyczyny wykazuje maksimum w swoim rozkładzie spektralnym. To maksimum reflektancji jest jednak dodatkowo modyfikowane przez fluorescencję pigmentów i rozpraszanie światła przez komórki fitoplanktonu.

Jak już wspomniano, w akwenach naturalnych rozpuszczone substancje organiczne zawsze występują łącznie z fitoplanktonem. Poniżej przedstawiono wpływ absorpcji światła przez fitoplankton na sumaryczną absorpcję wody i CDOM. Krzywe absorpcji z rysunku 5.34b zostały zestawione z wybranymi widmami absorpcji fitoplanktonu z rysunku 5.27b. Dla niskich koncentracji  $C_a < 5$   $\text{mg m}^{-3}$  absorpcja przez algi jest niższa od spotykanej w jeziorach sumarycznej absorpcji światła przez wodę i CDOM. Dla koncentracji wyższych niż 5  $\text{mg m}^{-3}$  poniżej 560 nm w wodach z niską koncentracją CDOM zaczyna dominować absorpcja światła przez fitoplankton. Aby uzyskać podobny efekt w wodach z wyższą koncentracją CDOM, koncentracja alg musi osiągać duże wartości. Na przykład dla  $a_{\text{CDOM}} = 10$   $\text{m}^{-1}$   $C_a$  powinno przekraczać 300  $\text{mg m}^{-3}$ . W czerwonym zakresie widma tylko bardzo duże koncentracje  $C_a > 30$   $\text{mg m}^{-3}$  są w stanie przewyższyć sumaryczną absorpcję światła przez CDOM i wodę.

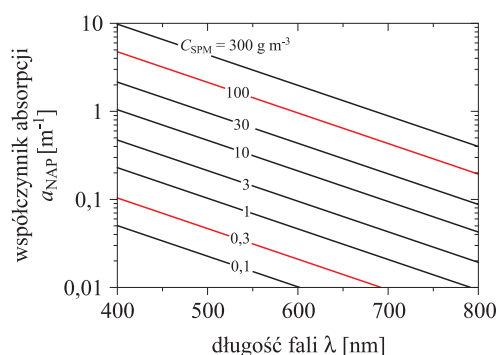
Przedstawione na rysunku 5.37 widma absorpcji światła uzyskane dla różnych współczynników absorpcji przez CDOM i koncentracji chlorofilu ułatwiają analizę prawidłowości obserwowanych w widmach podwodnych oświetleń oraz reflektancji (patrz dalej w rozdziale 7) w badanych akwenach Pomorza. Rysunek 5.37a wyjaśnia, dlaczego w nawet najczystszych jeziorach Pomorza z niską, jak na wodę jeziorną, koncentracją chlorofilu  $C_a \approx 1 \text{ mg m}^{-3}$  na dużych głębokościach nie obserwujemy maksymalnej transmisji oświetleń dla fal o długościach krótszych niż 570 nm (p. dalej Rys. 7.3). Odpowiadają za to substancje rozpuszczone CDOM, których nawet niewielka koncentracja przesunęła pasmo maksymalnej transmisji w środkowy zakres promieniowania widzialnego. Dla większej koncentracji CDOM, gdy współczynnik ich absorpcji wynosi  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1 \text{ m}^{-1}$  (Rys. 5.37b), nie obserwujemy większych zmian położenia maksimum transmisji, rosną tylko



Rys. 5.37. Sumaryczna absorpcja światła przez wodę, CDOM i fitoplankton dla różnych wartości współczynnika absorpcji światła przez CDOM: a)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,3 \text{ m}^{-1}$ , b)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1 \text{ m}^{-1}$ , c)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 3 \text{ m}^{-1}$ , d)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 10 \text{ m}^{-1}$ . Współczynniki absorpcji fitoplanktonu wyznaczono z modelu przedstawionego w rozdziale 5.3 tej książki dla koncentracji chlorofilu  $C_a$  z zakresu  $1 \div 300 \text{ mg m}^{-3}$

wartości absorpcji, szczególnie po krótkofalowej stronie widma. Następne dwa rysunki 5.37c i d, z uwagi na bardzo duże wartości współczynników absorpcji mają zwiększony zakres osi pionowej. Na rysunku 5.37c pokazano krzywe dla absorpcji CDOM  $a_{\text{CDOM}}(440) = 3 \text{ m}^{-1}$ . Widzimy wyraźne zdominowanie przez substancje rozpuszczone części krótkofalowej widma absorpcji, aż do fal o długości około 590 nm. Minimum absorpcji obserwowane dla  $\lambda = 570 \text{ nm}$  prawie zanikło, co spowodowało wypłaszczenie się widma rozciągające się od 590–650 nm. Dla niskich koncentracji chlorofilu wypłaszczenie to dochodzi do około 700 nm. Dla większych koncentracji  $C_a$  wzrost absorpcji dla 675 nm powoduje wygenerowanie maksimum dla tej długości fali i podział wypłaszczenia na dwie części. Część długofalowa ma minimum dla  $\lambda \approx 700 \text{ nm}$  (p. też Rys. 5.37a, b i c). Ostatni z rysunków (Rys. 5.37d) przedstawia sytuację obserwowaną w jeziorach humusowych. Praktycznie cały zakres widzialny promieniowania jest zdominowany przez CDOM. Minimum absorpcji przesunięte zostało do około 700 nm. W tym też zakresie znajduje się pasmo największej transmisji dla wód zawierających dużą koncentrację CDOM. Jak widać z rysunku 5.35, w tych wodach absorpcja fitoplanktonu nie wpływa znacząco na absorpcję całkowitą. Tym bardziej, jak już wspomniano w rozdziałach 2 i 4, wody w akwenach zawierających duże ilości CDOM charakteryzują się niekorzystnymi warunkami wegetacji i obserwowane w nich koncentracje fitoplanktonu nie są zbyt duże.

Ostatnim składnikiem, którego właściwości absorpcyjne wnoszą istotny wkład do sumarycznej absorpcji światła w akwenach naturalnych, są cząstki niefitoplanktonowe (NAP). Właściwości absorpcyjne tego składnika materii zawieszonych zostały przedstawione już w podrozdziale 5.2. W zakresie widzialnym kształt widma absorpcji światła tych zawiesin jest podobny do widma absorpcji przez CDOM. Jednak w badanych jeziorach Pomorza, najczęściej duża koncentracja rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych powoduje, że wpływ NAP na sumaryczną absorpcję światła jest



Rys. 5.38. Modelowe widma absorpcji  $a_{\text{NAP}}(443)$  wyznaczone z równania (5.10) dla różnych  $C_{\text{SPM}}$  zmieniających się w zakresie  $0,1 \div 300 \text{ g m}^{-3}$

znacznie mniejszy niż CDOM. Na rysunku 5.38 przedstawiono krzywe absorpcji przez NAP obliczone przy wykorzystaniu równania (5.10). Wartości  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  zostały wybrane tak, aby obejmowały cały zakres zmienności absorpcji NAP spotykany w jeziorach Pomorza. Górna czerwona krzywa ( $C_{\text{SPM}} = 100 \text{ g m}^{-3}$ ) odpowiada maksymalnej absorpcji spotykanej w jeziorach hipertroficznym (Gardno, Łebsko), natomiast czerwona krzywa dolna ( $C_{\text{SPM}} = 0,3 \text{ g m}^{-3}$ ) – minimalnej absorpcji występującej w jeziorach bliskich oligotrofii (Jeleń). Dla wszystkich krzywych przyjęto stałą wartość parametru nachylenia widm absorpcji równą wartości średniej ze wszystkich zrealizowanych pomiarów  $S_{\text{NAP}} = 0,081 \text{ m}^{-1}$  (patrz tabela 5.2).





## Rozdział 6

# Rozpraszanie światła w badanych wodach

Procesy absorpcji i rozpraszania światła przez składniki zawarte w wodzie pełnią kluczową rolę w propagacji promieniowania słonecznego w toni wodnej, modyfikując zarówno promieniowanie wnikające w głąb akwenu, jak i opuszczające akwen. Absorpcja światła została opisana w rozdziałach 4 i 5. Proces rozproszenia może być opisany jako absorpcja i natychmiastowa emisja fotonu. Jeżeli następuje emisja o tej samej długości fali co promieniowanie pierwotne, a tylko zmieniający jest kierunek emitowanego promieniowania, to mamy do czynienia z rozpraszaniem elastycznym. Jeżeli emitowane światło ma inną długość fali, to taki proces rozpraszania nazywany jest rozpraszaniem nieelastycznym. Wiele szczegółowych opisów rozpraszania światła można znaleźć w literaturze przedmiotu (np. van de Hulst, 1981; Dera, 2003; Sharma i Somerford, 2006; Kokhanovsky, 2006 i in.). W tym rozdziale opisane jest rozpraszanie światła w badanych wodach.

### 6.1. Opis metodyki pomiarów rozpraszania światła i charakterystyka zebranych wyników

Od 2009 roku do pomiarów włączono dwa nowe instrumenty pozwalające mierzyć bezpośrednio w akwenu rzeczywiste właściwości optyczne wody, tj. (1) spektrofotometr do pomiarów osłabiania i absorpcji światła w akwenu *in situ* typu „ac-9” oraz (2) miernik rozpraszania światła *in situ* typu „ECO VSF”, obydwie firmy WET Labs (USA). Obydwie mierniki są rekomendowane do badań właściwości optycznych wód drugiego rodzaju przez Mueller i in. (2002). Miernik „ac-9” wyposażony jest w filtry interferencyjne z maksimum pasma przepuszczania dla długości fal 412, 440, 488, 510, 532, 555, 650, 676, 715 nm, z szerokością połówkową około 5 nm. Jego wskazania

były kalibrowane względem optycznie czystej wody oraz względem powietrza. Kalibracja względem wody wykonywana była średnio co 12 miesięcy w laboratoriach producenta. Sprawdzenie stabilności i dokładności wskazań miernika względem powietrza było przeprowadzane w kontrolowanych warunkach laboratoryjnych około raz w miesiącu. Poprawki odpowiednie do rezultatów tej kontroli uwzględniano w wynikach pomiarów właściwości optycznych badanych wód. Do wyznaczania wartości współczynników osłabiania  $c(\lambda)$  i absorpcji  $a(\lambda)$  zastosowano procedury rekomendowane przez producenta, opisane szczegółowo w dokumentacji miernika (*Absorption and attenuation meter ac-9 user's guide*, 2008). Wyznaczone tym urządzeniem wartości wyżej wymienionych współczynników optycznych obarczone są błędem od 4% do 12%, zbadanym szczegółowo przez Zanevela i in. (1994). Należy jednak zaznaczyć, że niektórzy autorzy szacują wartość tego błędu nawet na 10% do 27% (McKee i Cunningham, 2005). Wartości współczynników rozpraszania światła  $b(\lambda)$  wyznaczone były pośrednio z powszechnie przyjętego w hydrooptyce związku pomiędzy tymi trzema współczynnikami:  $b(\lambda) = c(\lambda) - a(\lambda)$  (p. np. Jerlov, 1976; Dera, 2003).

Drugi z mierników ECO VSF jest urządzeniem pomiarowym powszechnie stosowanym w hydrooptyce do pomiarów wartości objętościowej funkcji rozpraszania światła wstecz *in situ* pod trzema kątami rozpraszania ( $\theta = 100^\circ$ ;  $125^\circ$  i  $150^\circ$ ), ale tylko dla jednej długości fali  $\lambda = 532$  nm. Na

Tabl. 6.1. Zestawienie liczb współczynników rozpraszania i rozpraszania wstecz w różnych jeziorach Pomorza zmierzonych w latach 2009–2010

Lp.	Nazwa jeziora	Okres obserwacji	Liczba ekspedycji	Liczba stacji <sup>1</sup>	Liczba pomiarów	Liczba ekspedycji	Liczba pomiarów
					$b$	$b_b$	
1	Łebsko	2009–2010	6	3	16	7	12
2	Pyszne	2009–2010	5	1	6	5	18
3	Rybiec	2009	2	1	2	4	5
4	Głębokie	2009	1	1	4	1	18
5	Chotkowskie	2009–2010	1	1	4	6	19
6	Czarne	2009–2009	1	1	4	5	17
7	Obłęż	2009–2010	3	1	12	1	27
8	Jasień Południowy	2009–2010	5	1	10	1	4
9	Jasień Północny	2009–2010	2	1	5	5	12
10	Boruja Mała	2009–2010	5	1	19	9	26
11	Jeleń	2009–2010	10	1	37	6	18

<sup>1</sup>Miejsca przeprowadzania pomiarów podane są w podrozdziale 1.3.

podstawie zmierzonych wartości funkcji  $\beta(\theta)$  dla tych trzech kątów rozpraszania wyznaczano współczynnik rozpraszania światła wstecz  $b_b$  (532 nm), wg procedury rekomendowanej przez producenta (formuł z licznymi poprawkami aparaturowymi, korektą na temperaturę i in.), których dokładny opis jest zawarty w dokumentacji miernika (*ECO volume scattering function meter (VSF) user's guide*, 2007). Te stosowane w jeziorach przyrządy zasilane były z baterii akumulatorów i opuszczane do pomiarów w głąb wód jeziora na linie z kablem transmisyjnym z pokładu łódki. Sondowanie odbywało się jednocześnie obydwoma złączonymi przyrządami. Czujniki tych przyrządów przesyłały sygnały pomiarowe do komputera na pokładzie łódki i jednocześnie sygnały o głębokości pomiaru (z głębokościomierza, w który wyposażony jest miernik „ac-9”).

W tabeli 6.1 przedstawiono liczby zmierzonych współczynników rozpraszania i rozpraszania wstecz światła, w latach 2009–2010, wraz z podziałem na poszczególne jeziora. Ogółem przebadano 11 jezior i wyznaczono w nich 83 profile współczynników rozpraszania i 128 profili współczynników rozpraszania wstecz.

## 6.2. Współczynnik rozpraszania światła w badanych wodach

Rozpraszanie światła w naturalnej wodzie spowodowane jest oddziaływaniem fotonów z molekułami wody i materii w niej rozpuszczonej oraz z cząstkami materii zawieszanej w tej wodzie. Każdy z tych składników ma wpływ na proces rozpraszania światła, ale ich udział w sumarycznym rozpraszaniu w środowisku wodnym nie jest jednakowo istotny (Kokhanovsky, 2006). Wpływ danego składnika na proces rozproszenia zależy od długości fali światła, od koncentracji i rozmiarów jego molekuł lub cząstek w zawiesinie oraz od jego składu chemicznego, a bezpośrednio od zespolonego współczynnika załamania światła. Ta złożoność procesu rozpraszania światła jest szeroko opisana w literaturze przedmiotu, na przykład w fundamentalnej monografii van de Hulsta (1981) oraz w wielu pracach dalej cytowanych i innych. Podobnie jak całkowity (sumaryczny) współczynnik absorpcji  $a$ , całkowity współczynnik rozpraszania światła  $b$  może być zapisany jako suma cząstkowych współczynników rozpraszania przez poszczególne składniki ośrodka, tj. czystą wodę i zawarte w niej główne grupy składników:

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{\text{CDOM}}(\lambda) + b_p(\lambda) + b_i(\lambda), \quad (6.1)$$

gdzie:

$b_w(\lambda)$  – współczynnik rozpraszania światła przez czystą wodę,

$b_{\text{CDOM}}(\lambda)$  – współczynnik rozpraszania światła przez rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM,

$b_p(\lambda)$  – współczynnik rozpraszania światła przez zawieszone w wodzie cząstki,

$b_i(\lambda)$  – współczynnik rozpraszania światła przez możliwe inne składniki obecne w wodzie, których nie będziemy rozważać dalej w tej pracy.

Analogicznie do wyrażenia na całkowity współczynnik rozpraszania (6.1) można przedstawić wyrażenie na współczynnik rozproszenia światła wstecz  $b_b^2$ , który ma istotny wpływ na reflektancję i stąd praktyczne zastosowanie w satelitarnej teledetekcji stanu akwenów:

$$b_b(\lambda) = b_{b,w}(\lambda) + b_{b,\text{CDOM}}(\lambda) + b_{b,p}(\lambda). \quad (6.2)$$

Poniżej scharakteryzowano pokrótce procesy rozpraszania przez wyżej wymienione składniki.

Rozpraszanie światła (i rozpraszanie wstecz) w czystej wodzie jest opisane m.in. w pracach: Morel (1974); Hakvoort (1994); Quan i Fry (1995); Dera (2003). Rozpraszanie przez molekuly płynów, czyli tzw. rozpraszanie molekularne, jest opisane z pomocą klasycznej teorii Rayleigha (Strutt, 1871) oraz teorii fluktuacji molekul Smoluchowskiego (1908) i Einsteina (1910). Wynika z nich, że natężenie światła rozproszonego  $I_r$  na niejednorodnościach ośrodka dużo mniejszych od długości fali światła (np. chwilowych zgrupowaniach molekul w procesie ich termicznych fluktuacji) jest w przybliżeniu odwrotnie proporcjonalne do 4-tej potęgi długości fali rozpraszanego światła  $\lambda$ , czyli  $I_r \sim \lambda^{-4}$ . Stąd, w myśl tych teorii, również współczynnik rozpraszania światła przez molekuly wody  $b_w$  i objętościowa funkcja rozpraszania pod dowolnym kątem (zwana też funkcją fazową rozpraszania) przez molekuly wody  $\beta_w(\theta)$  są w przybliżeniu odwrotnie proporcjonalne do 4-ej potęgi długości fali, czyli  $b_w \sim \lambda^{-4}$  i  $\beta_w(\theta) \sim \lambda^{-4}$ . Z tej przyczyny w widmie dziennego światła rozproszonego na molekulach w bardzo czystych wodach dominuje ultrafiolet i fiolet, który nadaje wodom takich najczystszych głębokich akwenów ciemnobłękitny kolor. Badania doświadczalne rozpraszania światła w wodzie, z wykorzystaniem współczesnych precyzyjnych urządzeń pomiarowych, pokazały jednak, że ta modelowa zależność charakterystyk rozpraszania molekularnego od długości fali jak  $1/\lambda^4$  nie jest spełniona dokładnie. Dlatego udoskonalono wcześniejsze teoretyczne opisy poprzez wprowadzenie do nich poprawek empirycznych uwzględniających wpływ temperatury, ciśnienia i zasolenia wody na wartości współczynnika rozpra-

---

<sup>2</sup>Wzory i definicje na rozpraszanie światła w ośrodku wodnym można znaleźć w pracach: Mobley (1994), Dera (2003) i in.

szania światła przez wodę morską (np. Morel, 1974; Hakvoort, 1994; Quan i Fry, 1995).

W zastosowaniach praktycznych najczęściej korzysta się z uproszczonych zależności zaproponowanych przez Morela (1974). W wodach jeziornych, z uwagi na ich praktycznie zerowe zasolenie, objętościową funkcję rozpraszania molekularnego można opisywać zależnością jak dla czystej (niezasolonej) wody. W takim przypadku spektralne przebiegi objętościowej funkcji rozpraszania światła przez molekuly wody jeziora  $\beta_w$  mogą być opisane wzorem Morela (1974) dla molekularnego rozpraszania światła w czystej wodzie:

$$\beta_w(\lambda, \theta) = \beta_w(\lambda_0, \theta) \left( \frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^{4,32}, \quad (6.3)$$

gdzie, jak widzimy,  $\beta_w \sim \lambda^{-4,32}$ , a  $\lambda_0$  jest długością wybranej fali referencyjnej. Zależności funkcji  $\beta_w(\theta)$  dla kilku długości fal przedstawiono na rysunku 6.1a (Hakvoort, 1994).

Stosownie do wyrażenia (6.3), współczynnik rozpraszania światła przez wodę  $b_w$  można w myśl definicji (patrz np. Dera, 2003) przedstawić podobnym wyrażeniem:

$$b_w(\lambda) = b_w(\lambda_0) \left( \frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^{4,23}, \quad (6.4)$$

gdzie wg Morela (1974) wartość  $b_w(\lambda_0 = 550 \text{ nm}) = 0.0014584 \text{ m}^{-1}$ , dla wody o temperaturze  $20^\circ\text{C}$ .

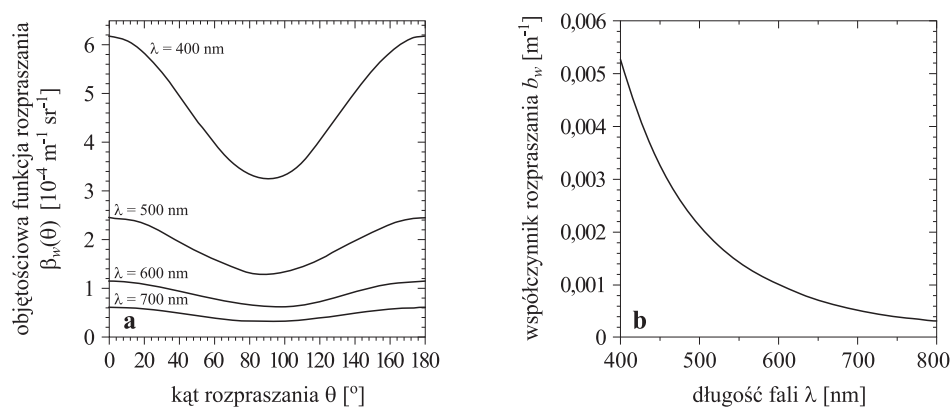
Widma funkcji rozpraszania światła w czystej wodzie  $\beta_w$  dla kilku długości fal oraz widmo współczynnika rozpraszania  $b_w(\lambda)$  w temperaturze wody równej  $20^\circ\text{C}$ , obliczone wg formuł (6.3) i (6.4) odpowiednio, przedstawione są na rysunku 6.1.

Jak widać z rysunku 6.1a, funkcja rozpraszania molekularnego w czystej wodzie ma minimum dla kąta rozpraszania  $90^\circ$  oraz jest symetryczna w kierunkach w przód i wstecz. W rezultacie dla czystej wody współczynnik rozpraszania światła wstecz  $b_{b,w}$  jest połową całkowitego współczynnika rozpraszania światła  $b_w$ :

$$b_{b,w}(\lambda, T) = \frac{1}{2} b_w(\lambda, T). \quad (6.5)$$

Obserwowana w wodach jezior Polski zmienność temperatury i ciśnienia nie ma znaczącego wpływu na wartości współczynników molekularnego rozproszenia światła i rozproszenia światła wstecz. Jak wynika z prac: Morel (1974); Hakvoort (1994); Albert (2004), zmienność tych współczynników wywołana zmianami temperatury wynosi ok. 2%, natomiast wpływ zwiększenia ciśnienia wywołany głębokością badanych w tej pracy jezior praktycznie można zaniedbać.

**Rozpraszanie światła przez kolorowe substancje rozpuszczone CDOM** w wodach naturalnych zostało opisane m.in. w pracach: Pozdnyakov i Grassl (2003), Kokhanovsky (2006). Ponieważ wielkość wszystkich składników CDOM jest mniejsza niż długości fal światła widzialnego, proces rozpraszania światła dla takich cząstek opisuje teoria Rayleigha. Zgodnie z tą teorią natężenie tak rozproszonego światła jest proporcjonalne do  $\lambda^{-4}$ . Z uwagi na to, że w zakresie widzialnym, zarówno współczynnik rozpraszania, jak i współczynnik rozpraszania światła wstecz przez CDOM, jest bardzo mały w porównaniu do współczynnika absorpcji, do tej pory prawdopodobieństwo rozproszenia przez CDOM jest zaniedbane w optycznej oceanografii (Haltrin, 2006).

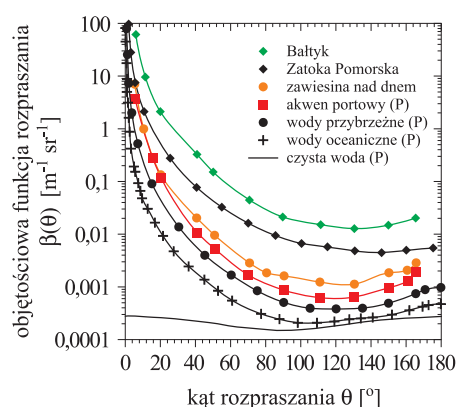


Rys. 6.1. Modelowe charakterystyki molekularnego rozpraszania światła w wodzie: a) Objętościowa funkcja rozpraszania dla czystej wody wyznaczona wg formuły (6.3) (wg Hakvoort, 1994), obliczona z wykorzystaniem parametryzacji współczynnika rozpraszania wody (Quan i Fry, 1995) dla temperatury  $t = 20^\circ\text{C}$ . b) Widmo współczynnika rozpraszania światła przez czystą wodę wyznaczone wg formuły (6.4) (Hakvoort, 1994) z użyciem parametryzacji współczynnika rozpraszania Quan i Fry (1995) dla temperatury  $t = 20^\circ\text{C}$  wg Albert (2004)

**Rozpraszanie światła przez zawieszone w wodach cząstki ciał stałych** jest bardzo zróżnicowane, tak jak zróżnicowane są pod względem składu chemicznego, właściwości fizycznych oraz rozmiarów i kształtów cząstki tej zawiesiny. W zależności od tych właściwości różny jest też wkład określonej grupy cząstek w proces rozpraszania światła, a jego opis teoretyczny zależy m.in. od rozmiarów cząstek rozpraszających. Do analizy rozpraszania na cząstkach, których wielkość jest dużo mniejsza w porównaniu z długością fali oddziaływującego światła, zastosować można teorię Rayleigha i jej późniejsze modyfikacje. Do opisu rozpraszania przez cząstki

większe od długości fali światła stosuje się dużo bardziej złożone opisy, np. równania teorii Mie (Mie, 1908) i jej modyfikacje (np. Born i Wolf, 1968; Kokhanovsky, 2006). Dla wód w naturalnych zbiornikach, zawierających wiele różnych składników, dokładne ogólne rozwiązania tych równań nie zostały jeszcze znalezione. Aby uprościć analizy zjawiska rozpraszania, w praktyce oceanograficznej i limnologicznej korzysta się często z różnych formuł i modeli empirycznych.

Badania kąowego rozkładu promieniowania rozproszonego na cząstkach dużo większych od długości fali światła pokazały, że najwięcej energii strumienia światła penetrującego ośrodek jest rozpraszane w małe kąty do przodu w stosunku to jego pierwotnego kierunku, a minimum rozpraszania przesunięte jest do kątów większych od  $90^\circ$ . Można przyjąć, że w kąty  $\Phi$  wokół kierunku penetracji pierwotnego strumienia objętościowa funkcja rozpraszania  $\beta(\theta, \Phi)$  jest symetryczna, czyli  $\beta(\theta, \Phi) = \beta(\theta)$  (p. np. Dera, 2003 i Rys. 6.2). Wobec dużych trudności eksperymentalnych, związanych z pomiarem kątowych rozkładów funkcji rozpraszania światła w wodach naturalnych w całym zakresie kątów  $\theta$  od 0 do  $180^\circ$ , do tej pory wykorzystuje się wzorce takich funkcji  $\beta(\theta)$  (kątowe rozkłady rozpraszania) zmierzonych w różnych wodach morskich przez Petzolda (1977).



Rys. 6.2. Porównanie przebiegów empirycznych objętościowej funkcji rozpraszania światła  $\beta(\theta)$  zmierzonych w różnych miejscach Bałtyku ze zmierzonymi przez Petzolda (1977) – (P), wg Siegel i in. (2005)

Najczęściej wykonywane są pomiary całkowitego objętościowego współczynnika rozpraszania światła  $b$  lub rozpraszania światła wstecz  $b_b$  dla całej materii zawieszonyj w jednostkowej objętości badanej wody. Odejmując od ww. współczynników wartości wnoszone przez samą wodę, otrzymujemy współczynniki rozpraszania światła  $b_p$  lub rozpraszania światła wstecz  $b_{b,p}$  dla występujących w tej wodzie cząstek materii zawieszonyj. W wodach oceanicznych pierwszego rodzaju z niską koncentracją zawiesin nieorganicznych rozpraszanie jest zdeterminowane głównie przez fitoplankton. Wpływ

fitoplanktonu na całkowity współczynnik rozpraszania światła zależy od jego koncentracji. Dla tych wód Gordon i Morel (1983) rozwinęli empiryczny model, w którym współczynnik rozpraszania światła przez fitoplankton jest skorelowany bezpośrednio z koncentracją chlorofilu  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ]. Współczynnik rozpraszania światła przez zawiesiny związane z fitoplanktonem  $b_p$  [ $\text{m}^{-1}$ ] wg wyżej wymienionych autorów może być przedstawiony w postaci:

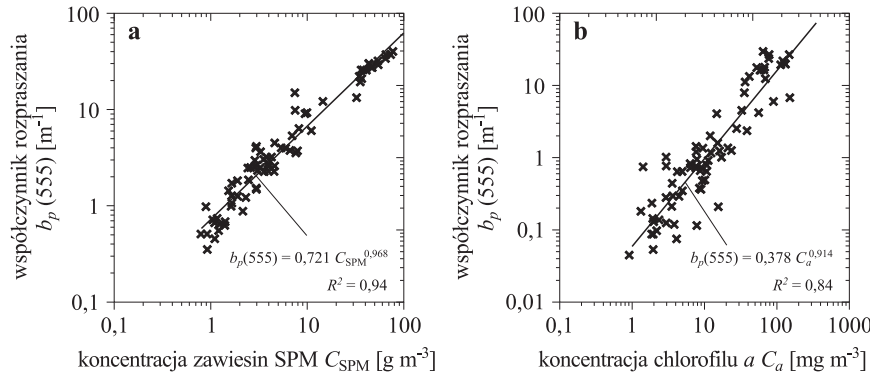
$$b_p(\lambda) = B C_a^{0,62} \left( \frac{550}{\lambda} \right)^\eta, \quad (6.6)$$

gdzie stałe występujące w tym równaniu wynoszą  $B = 0,3$  i  $\eta = 1$ . Widać tu, że na stosunkowo dużych cząstkach (w porównaniu z długością fal światła), jakie tworzy większość masy zawieszonych w wodzie komórek fitoplanktonu oceanicznego, współczynnik rozpraszania światła  $b_p$  jest odwrotnie proporcjonalny tylko do pierwszej potęgi fali ( $b_p \sim \lambda^{-1}$ , a nie  $\sim \lambda^{-4}$  czy  $\lambda^{-4,23}$  jak w rozpraszaniu molekularnym). To znaczy, że rozpraszanie przez zawiesiny fitoplanktonowe dużo słabiej rośnie ze spadkiem długości fali światła niż rozpraszanie na molekułach wody. W wodach drugiego rodzaju zależność ta jest jeszcze słabsza. Wartość średnia parametru  $\eta$  z równania (6.6) wyznaczona dla wód Bałtyku wynosi 0,404, z odchyleniem standardowym  $SD = 0,432$  (Woźniak i in., 2011), natomiast dla wód jezior fińskich i estońskich  $\eta = 0,847$ ,  $SD = 0,439$  (Paavel i in., 2007). Pomiar przeprowadzone w jeziorach Pomorza pokazały, że dla tych akwenów wartość średnia parametru  $\eta$  także w niewielkim stopniu zmienia się z długością fali i wynosi 0,551 ( $SD = 0,397$ ).

Równanie (6.6) obowiązuje dla koncentracji chlorofilu z przedziału wartości od 0,05 do 1  $\text{mg m}^{-3}$ . Należy jednak zaznaczyć, że dla danych uwzględniających także pomiary w wodach drugiego rodzaju z koncentracją chlorofilu  $a$  od 0,02 do 4  $\text{mg m}^{-3}$  zaprezentowano podobne do równania (6.6) zależności, ale z innymi wartościami odpowiednich stałych:  $b_p(560) = 0,416 C_a^{0,766}$  (Morel i Maritorena, 2001),  $b_p(550) = 0,45 C_a^{0,62}$  (Gordon i Morel, 1983),  $b_p(560) = 0,69 C_a^{0,766}$  (Morel i Belanger, 2006). Dwie ostatnie zależności wg jej autorów rozgraniczają wody pierwszego i drugiego rodzaju. Podobną zależność ( $b_p(715) = 0,32 C_a^{0,676}$ ), opracowaną dla wód Morza Bałtyckiego przedstawiono w pracy Woźniaka i in. (2011).

W badanych jeziorach współczynnik  $b_p(\lambda)$  także w dużym stopniu skorelowany jest z koncentracją zawiesiny SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , oraz z koncentracją chlorofilu  $C_a$ . Na rysunku 6.3 przedstawiono zależność współczynnika rozpraszania światła  $b_p$  dla fali o długości  $\lambda = 555$  nm od koncentracji  $C_{\text{SPM}}$  oraz  $C_a$ . Jak widać z tego rysunku, wraz ze wzrostem koncentracji  $C_{\text{SPM}}$





Rys. 6.3. Empiryczne zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania światła  $b_p(555)$  i koncentracją zawiesin CSPM (a) oraz koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$  (b), w warstwie powierzchniowej badanych jezior Pomorza (wg autora tej pracy). Linia na wykresie przedstawia krzywą regresji dla prezentowanych punktów

oraz  $C_a$  obserwujemy wzrost wartości współczynnika tego współczynnika. Zależność ta została opisana równaniami potęgowymi:

$$b_p(\lambda) = A_1(C_{\text{SPM}})^{B_1}, \quad (6.7a)$$

$$b_p(\lambda) = A_2(C_a)^{B_2}. \quad (6.7b)$$

Wartości parametrów  $A_1$  i  $B_1$  oraz  $A_2$  i  $B_2$  równań (6.7a) oraz (6.7b) dla 9 długości fali wraz z odpowiednimi współczynnikami determinacji  $R^2$  przedstawiono w tabeli 6.2. W równaniach tych koncentracje  $C_{\text{SPM}}$  oraz  $C_a$  wyrażone są odpowiednio w  $[\text{g m}^{-3}]$ ,  $[\text{mg m}^{-3}]$ . Zależności te uzyskano na podstawie pomiarów zrealizowanych w warstwie powierzchniowej jezior Pomorza. Dla wszystkich badanych długości fal uzyskano wysokie wartości współczynnika determinacji. Dla zależności współczynnika rozpraszania  $b_p$  z koncentracją materii zawieszanej SPM uzyskana wartość współczynnika determinacji  $R^2$  przekracza wartość 0,92, natomiast z koncentracją chlorofilu wartość 0,82.

Spektralną zmienność parametrów  $A_1$  i  $B_1$  oraz  $A_2$  i  $B_2$  równań regresji (6.7a) oraz (6.7b) pokazano na rysunku 6.4. Opisuując tę zmienność zależności można przedstawić w postaci poniższych równań liniowych:

$$A_1(\lambda) = 0,7129 - 1,055 \times 10^{-3}(\lambda - 550), \quad (6.8a)$$

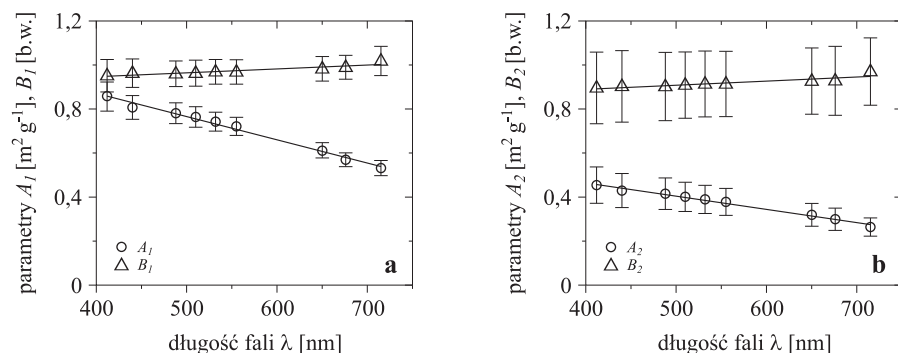
$$B_1(\lambda) = 0,9734 + 1,765 \times 10^{-4}(\lambda - 550),$$

$$A_2(\lambda) = 0,3742 - 6,012 \times 10^{-3}(\lambda - 550), \quad (6.8b)$$

$$B_2(\lambda) = 0,9175 + 1,876 \times 10^{-4}(\lambda - 550).$$

Tabl. 6.2. Wartości parametrów  $A_1$  i  $B_1$  oraz  $A_2$  i  $B_2$  równań (6.7a) oraz (6.7b) opisujących, dla 9 długości fali, zależność współczynnika rozpraszania  $b_p$  od koncentracji materii zawieszonych  $C_{SPM}$  oraz koncentracji chlorofilu  $C_a$ , odpowiednio. Zależności uzyskano na podstawie pomiarów zrealizowanych dla warstwy powierzchniowej jezior Pomorza

Długość fali $\lambda$ [nm]	$A_1$ [ $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ ]	$B_1$ [b.w.]	Współczynnik determinacji $R^2$	$A_2$ [ $\text{m}^2 \text{mg}^{-1}$ ]	$B_2$ [b.w.]	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba pomiarów $N$
412	0.8565	0.9515	0.92	0.4544	0.8961	0.82	119
440	0.8072	0.9628	0.93	0.4296	0.9028	0.82	119
488	0.7812	0.9602	0.94	0.4152	0.9021	0.83	119
510	0.7639	0.9628	0.94	0.4013	0.9088	0.83	119
532	0.7424	0.9690	0.94	0.3895	0.9138	0.84	119
555	0.7214	0.9684	0.94	0.3781	0.9139	0.84	119
650	0.6127	0.9828	0.94	0.3194	0.9269	0.84	119
676	0.5694	0.9896	0.95	0.2995	0.9283	0.83	119
715	0.5317	1.0184	0.93	0.2640	0.9701	0.84	119



Rys. 6.4. Zależność spektralna parametrów: a)  $A_1$  i  $B_1$  równania (6.7a) opisującego zależność pomiędzy współczynnikiem rozpraszania  $b_p$  i koncentracją materii zawieszonych  $C_{SPM}$ , b)  $A_2$  i  $B_2$  równania (6.7b) opisującego zależność pomiędzy współczynnikiem rozpraszania  $b_p$  i koncentracją chlorofilu  $a$ ,  $C_a$

Zależności opisane równaniami (6.7) oraz (6.8) pozwalają na wyznaczenie, dla dowolnej długości fali z zakresu widzialnego, wartości współczynnika rozpraszania  $b_p$  na podstawie znanych koncentracji materii zawieszonych  $C_{SPM}$  lub koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ .

Bezwzględne wartości współczynników rozpraszania światła  $b_p(\lambda)$  zależą nie tylko od właściwości rozpraszających cząstek zawiesiny, ale także od ich koncentracji w wodzie. Dlatego do opisu tych rozpraszających właściwości stosuje się tzw. specyficzne współczynniki rozpraszania:

- przypadające na jednostkę suchej masy SPM badanych cząstek  $b_p^{*(\text{SPM})}$ , zwane masowymi specyficznymi współczynnikami rozpraszania światła:

$$b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda) = b_p(\lambda)/C_{\text{SPM}} [\text{m}^2 \text{ g}^{-1}], \quad (6.9a)$$

- przypadające na jednostkę suchej masy POM badanych cząstek  $b_p^{*(\text{POM})}(\lambda)$ , zwane masowymi organicznymi specyficznymi współczynnikami rozpraszania światła:

$$b_p^{*(\text{POM})}(\lambda) = b_p(\lambda)/C_{\text{POM}} [\text{m}^2 \text{ g}^{-1}], \quad (6.9b)$$

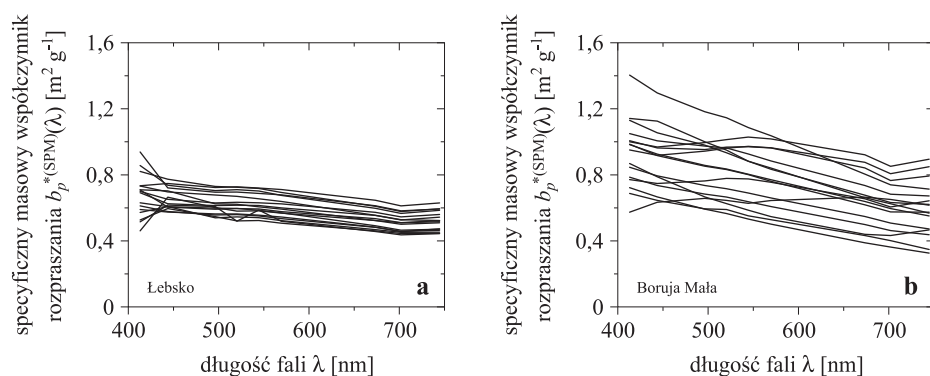
- przypadające na jednostkę chlorofilu *a*,  $b_p^{*(Ca)}$ , zwane chlorofilowymi specyficznymi współczynnikami rozpraszania światła:

$$b_p^{*(\text{Chl})}(\lambda) = b_p(\lambda)/C_a [\text{m}^2 \text{ g}^{-1}]. \quad (6.9c)$$

Zdefiniowane wzorami (6.9a, b, c) specyficzne współczynniki masowe nie zależą już od koncentracji, odpowiednio: cząstek zawiesiny  $C_{\text{SPM}}$ , cząstek zawiesiny  $C_{\text{POM}}$ , cząstek chlorofilu *a*,  $C_a$ , w wodzie, a ich wartości i rozkłady spektralne są zdeterminowane właściwościami rozpraszającymi ww. cząstek, to znaczy zależą od właściwości chemicznych i fizycznych materiału, z którego są zbudowane (od rozmiarów, kształtów, właściwości optycznych i in.).

Z badań wielu autorów wynika, że wartości masowych specyficznych współczynników rozpraszania światła dla ogółu cząstek zawiesiny ( $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ) w naturalnych akwenach są zmienne w czasie i różne w różnych akwenach (np. Babin i in., 2003a; McKee i Cunningham, 2006, Doxaran i in., 2009; Woźniak i in., 2011). Nawet w tych samych akwenach te specyficzne współczynniki  $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  mogą się zmieniać w szerokim zakresie. Zmienność ta dla wybranych jezior Pomorza została zilustrowana na rysunku 6.5.

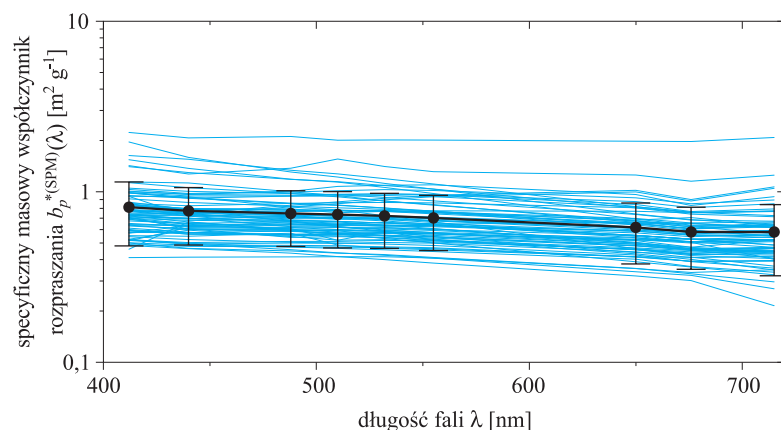
Widma specyficznych masowych współczynników rozpraszania  $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , zmierzone przez autora w warstwie powierzchniowej całości badanych jezior, dla 9 długości fal  $\lambda = 412, 440, 488, 510, 532, 555, 650, 676, 715$  nm, są przedstawione na rysunku 6.6. W tabeli 6.3 w pierwszym wierszu przedstawiono wyznaczoną dla prezentowanych na rysunku 6.6 danych wartość średnią oraz odpowiadające im odchylenia standardowe. W tabeli tej umieszczono także wartości współczynników rozpraszania unormowane do koncentracji chlorofilu *a*,  $b_p^{*(\text{Chl})}(\lambda)$ , oraz zawiesiny organicznej POM,  $b_p^{*(\text{POM})}(\lambda)$ . Jak widać, selektywność spektralna rozpraszania w wodach badanych jezior, które charakteryzują się bardzo dużą zmiennością koncentracji optycznie aktywnych składników OAC, a w tym dużych cząstek zawieszonych materii (w stosunku do długości fal światła), jest niewielka



Rys. 6.5. Widma specyficznych masowych współczynników rozpraszania światła przez zawieszone cząstki SPM  $b_p^{*SPM}$ , typowe dla wód powierzchniowych dwóch wybranych jezior: a) Łebsko, b) Boruja Mała

i otrzymane widma są dosyć płaskie. Dla mierzonych długości fal współczynnik zmienności (obliczony jako iloraz odchylenia standardowego i wartości średniej) wykazuje niewielkie zróżnicowanie. Najniższe jego wartości dla współczynników  $b_p^{*(SPM)}(\lambda)$ ,  $b_p^{*(Chl)}(\lambda)$ ,  $b_p^{*(POM)}(\lambda)$  zaobserwowano dla promieniowania o długości fali  $\lambda$  odpowiednio 532, 510 i 440 nm (p. tabela 6.3).

Opisana wyżej zmienność spektralna specyficznego współczynnika rozpraszania światła cały czas jest przedmiotem analiz (patrz np. Huot i in.,

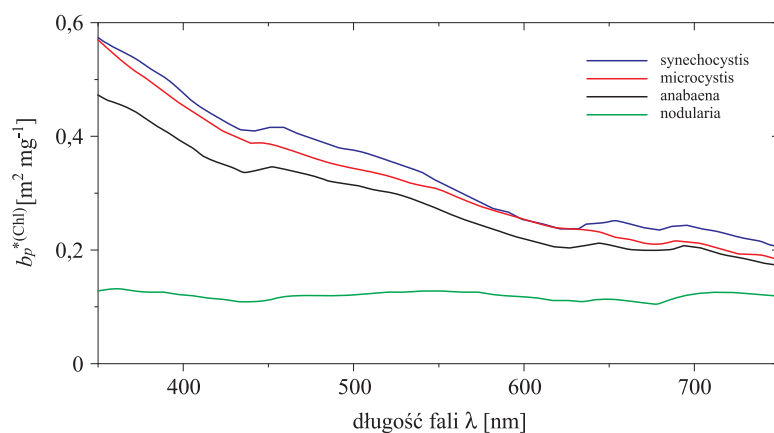


Rys. 6.6. Widma specyficznego masowego współczynnika rozpraszania światła przez zawiesiny obserwowane w warstwie powierzchniowej badanych jezior. Pogrubiona czarna linia na wykresie oznacza wyznaczoną dla zbioru wszystkich widm wartość średnią wraz z odpowiadającym jej odchyleniem standardowym

Tabl. 6.3. Zmienność specyficznych (masowego  $b_p^{*(SPM)}(\lambda)$ , chlorofilowego  $b_p^{*(Chl)}(\lambda)$  i masowego organicznego  $b_p^{*(POM)}(\lambda)$ ) współczynników rozpraszania światła przez zawiesiny obserwowane w badanych jeziorach. Dla każdej długości fali podano wartość średnią, odchylenie standardowe (kursywa) i współczynnik zmienności (w nawiasach)

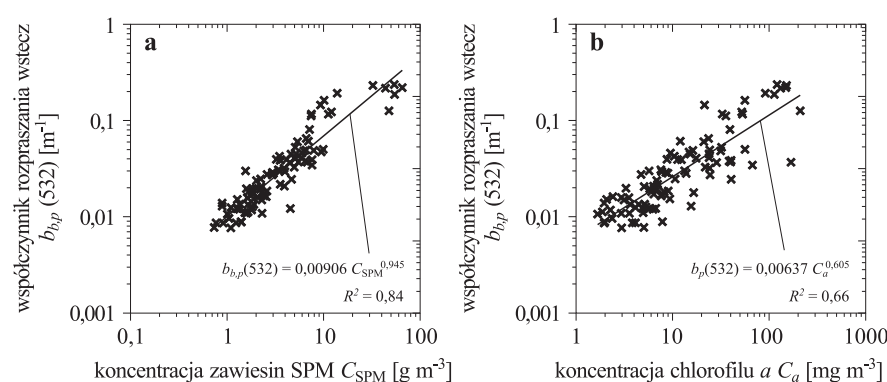
	Długość fali $\lambda$ [nm]									Liczba pomiarów
	412	440	488	510	532	555	650	676	715	
$b_p^{*(SPM)}(\lambda)$ [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ]	0.812 <i>0.330</i> (41%)	0.773 <i>0.286</i> (37%)	0.746 <i>0.268</i> (36%)	0.735 <i>0.267</i> (36%)	<b>0.722</b> <i>0.256</i> (35%)	0.702 <i>0.250</i> (36%)	0.618 <i>0.241</i> (39%)	0.581 <i>0.230</i> (40%)	0.581 <i>0.259</i> (45%)	83
$b_p^{*(Chl)}(\lambda)$ [m <sup>2</sup> mg <sup>-1</sup> ]	0.386 <i>0.200</i> (52%)	0.371 <i>0.193</i> (52%)	0.358 <i>0.188</i> (52%)	<b>0.351</b> <i>0.179</i> (51%)	0.346 <i>0.181</i> (52%)	0.337 <i>0.177</i> (52%)	0.297 <i>0.164</i> (55%)	0.282 <i>0.164</i> (58%)	0.278 <i>0.158</i> (57%)	83
$b_p^{*(POM)}(\lambda)$ [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ]	1.025 <i>0.380</i> (37%)	<b>0.978</b> <i>0.333</i> (34%)	0.947 <i>0.328</i> (35%)	0.934 <i>0.327</i> (35%)	0.919 <i>0.321</i> (35%)	0.895 <i>0.320</i> (36%)	0.793 <i>0.325</i> (41%)	0.748 <i>0.315</i> (42%)	0.749 <i>0.352</i> (47%)	83

2008; Woźniak i in., 2011). Ostatnie prace (Wojtasiewicz i Stramski, 2010) pokazują, że jego widmo zależy także od gatunku fitoplanktonu, co przykładowo dla czterech gatunków cyjanobakterii zostało zilustrowane na rysunku 6.7.



Rys. 6.7. Porównanie specyficznych (chlorofilowych) widm rozpraszania światła przez cztery gatunki cyjanobakterii. (Reprodukcja za uprzejmą zgodą autorów: Wojtasiewicz i Stramski, 2010)

Przy analizach promieniowania opuszczającego akwen ważna jest znajomość ilości promieniowania rozproszonego do tyłu. Jak pokazano na rysunku 6.2, w wodach zawierających znaczne koncentracje materii zawieszonyj tylko niewielka część promieniowania jest zawracana, co skutkuje relatywnie niskimi wartościami współczynnika rozpraszania wstecz  $b_{b,p}$ . Pomierzone w jeziorach Pomorza wartości tego współczynnika w zależności od koncentracji materii zawieszonyj oraz chlorofilu  $a$  przedstawiono na rysunku 6.8. Użyty przyrząd (ECO VSF, WETLabs) umożliwił pomiary tego współczynnika dla jednej długości fali  $\lambda = 532$  nm. Jak widać, wartości współczynnika rozpraszania wstecz wzrastają wraz ze wzrostem koncentracji  $C_{SPM}$  oraz  $C_a$ . Równania opisujące zależność  $b_{b,p}$  od koncentracji  $C_{SPM}$ ,  $C_a$ ,  $C_{POM}$  wraz z odpowiednimi współczynnikami determinacji przedstawiono w ta-



Rys. 6.8. Empiryczne zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania wstecz światła i stężeniami zawiesin: a)  $b_{b,p}(532)$  versus  $C_{SPM}$ , b)  $b_{b,p}(532)$  versus  $C_a$  w badanych jeziorach Pomorza (wg autora tej pracy). Linia na wykresie przedstawia krzywą regresji dla prezentowanych punktów

Tabl. 6.4. Równania regresji pomiędzy współczynnikami rozpraszania  $b_b$  oraz współczynnikami rozpraszania wstecz  $b_{b,p}$  światła przez substancje zawieszony w wodzie i koncentracjami składników zawiesin oraz odpowiadające im współczynniki determinacji  $R^2$  uzyskane na podstawie pomiarów zrealizowanych dla warstwy powierzchniowej jezior Pomorza badanych w latach 2009 – 2010. Jednostki wielkości użytych w równaniach:  $C_{SPM}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_{POM}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ]

Lp.	Równanie regresji	Współczynnik determinacji $R^2$	Liczba pomiarów $N$
1	$b_{b,p}(532) = 0,00906 (C_{SPM})^{0,945}$	0,84	129
2	$b_{b,p}(532) = 0,00637 (C_a)^{0,605}$	0,66	129
3	$b_{b,p}(532) = 0,0111 (C_{POM})^{0,949}$	0,78	129

beli 6.4. Wysokie wartości współczynnika  $R^2$  potwierdzają dużą korelację współczynnika  $b_{b,p}$  z koncentracjami wyżej wymienionych składników wód naturalnych. Oprócz opisanego wyżej procesu rozpraszania światła bez zmiany jego długości fali (rozpraszanie elastyczne) w naturalnych warunkach światło rozproszone jest często wzbogacone światłem rozproszonym nieelastycznie (rozpraszanie Ramana) oraz światłem emitowanym przez niektóre składniki ośrodka w procesie fluorescencji (np. chlorofil *a*, CDOM). Opisy tych procesów w wodach naturalnych można znaleźć w pracach: np. Gordon (1979), Haltrin i Kattawar (1993), Mobley (1994), Ostrowska (2001), Haltrin (2006).

### Porównanie rozpraszania światła przez cząstki zawieszone w wodach jezior Pomorza z rozpraszaniem w wodach innych akwenów

Zrealizowane w jeziorach Pomorza pomiary umożliwiają też porównanie właściwości badanych wód z akwenami innych regionów świata. Wybrane rezultaty pomiarów współczynnika  $b_p^{*(SPM)}(555)$  dla różnych akwenów przedstawiono w tabeli 6.5. Można zauważyć, że wartość współczynników rozpraszania światła  $b_p^{*(SPM)}(555)$  cząstek występujących w poszczególnych akwenach nie wykazują znacznych różnic. Przykładowo, wyznaczona dla jezior Pomorza wartość średnia współczynnika  $b_p^{*(SPM)}(555) = 0,702 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$  (p. tabela 6.3) ma nieznacznie wyższe wartości niż wyznaczona dla Morza Bałtyckiego.

Na rysunku 6.9 porównano zależności pomiędzy współczynnikiem rozpraszania światła  $b_p(555)$  i stężeniem zawiesin  $C_{SPM}$ , uzyskane dla jezior Pomorza z danymi empirycznymi zmierzonymi w wodach innych akwenów. Liniją zaznaczono odpowiednią krzywą regresji opracowaną dla wód jezior Pomorza (p. równania (6.7) i (6.8)). Można zauważyć, że wyznaczona dla jezior Pomorza prosta dosyć dobrze koreluje z przedstawionymi na wykresie punktami wyznaczonymi dla innych akwenów.

Na rysunku 6.10 przedstawiono porównanie zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania światła  $b_p(555)$  i koncentracją chlorofilu *a*,  $C_a$ , zmierzonymi w jeziorach Pomorza z analogicznymi zależnościami wyznaczonymi dla wód innych akwenów: wód różnych mórz i oceanów (Gordon i Morel, 1983; Morel i Belanger, 2006), Morza Bałtyckiego (Woźniak i in., 2011), wód przybrzeżnych Gujany Francuskiej (Loisel i in., 2009). Spośród dostępnych w literaturze przedmiotu opracowań wybrano tylko te, które odnoszą się do właściwości wód typu drugiego. Należy zaznaczyć, że przedstawione na rysunku zależności opracowano dla promieniowania o różnej długości fal.

Tabl. 6.5. Uśrednione statystycznie parametry widm specyficznych masowych współczynników rozpraszania światła przez cząsteczki zawiesiny w wodach różnych akwenów:  $b_p^{*(SPM)}(555)$  – masowy specyficzny współczynnik rozpraszania światła dla  $\lambda = 555$  nm;  $\eta$  – współczynnik nachylenia widma współczynnika rozpraszania światła (p. wzór (6.6))

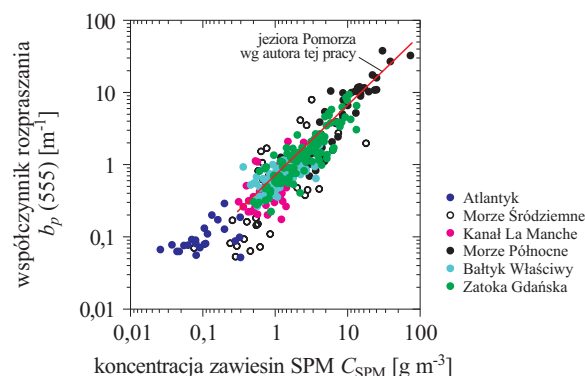
Lp.	Rejon badań	Specyficzny masowy współczynnik			Współczynnik nachylenia widma $\eta$			$N^{(1*)}$	Źródło danych
		$b_p^{*(SPM)}(555 \text{ nm}) [\text{m}^2 \text{ g}^{-1}]$			$[\text{nm}^{-1}]$				
		Zakres zmienności	Średnia	SD <sup>(2*)</sup>	Zakres zmienności	Średnia	SD <sup>(2*)</sup>		
1	Wody przybrzeżne wschodniej Australii	0,5–2,3	0,85	0,48				Oubelkheir i in. (2006)	
2	Zatoka Meksykańska	0,32-1,2						Stavn i Richter (2008)	
3	Atlantyk		0,97	1,9			25		
	Kanał La Manche		0,56	1,7			46	Babin	
	M. Śródziemne		0,42	2,6			35	i in. (2003a)	
	M. Północne		0,54	1,6			55		
4	M. Bałtyckie		0,49	1,7		0,4	44	Babin i in. (2003a)	
			0,64	0,30	–1,3 ÷ 0,779	0,404	0,432	223	Woźniak i in. (2011)
5	M. Irlandzkie		0,36	0,02				McKee i Cunningham (2006)	



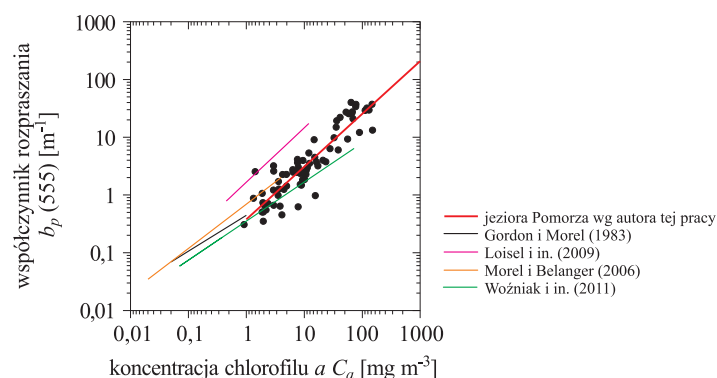
Tabl. 6.5. (ciąg dalszy)

Lp.	Rejon badań	Specyficzny masowy współczynnik			Współczynnik nachylenia widma $\eta$			$N^{(1*)}$	Źródło danych
		$b_p^{*(SPM)}(555 \text{ nm}) [\text{m}^2 \text{ g}^{-1}]$			$[\text{nm}^{-1}]$				
		Zakres zmienności	Średnia	SD <sup>(2*)</sup>	Zakres zmienności	Średnia	SD <sup>(2*)</sup>		
6	Estuarium Tamar		0,57	0,11			16	Doxaran	
	Estuarium Elby		0,41	0,06			11	i in.	
	Estuarium Żyronda		0,39	0,11			38	(2009)	

Objaśnienia:  $N^{(1*)}$  – liczba danych empirycznych widm  $b_p^{*(SPM)}(555 \text{ nm})$ ,  
SD<sup>(2\*)</sup> – odchylenie standardowe.



Rys. 6.9. Empiryczne zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania światła  $b_p(555)$  i stężeniami zawiesin  $C_{SPM}$  uzyskane w morzach i oceanach wokół Europy: Atlantyku, M. Śródziemnego, Kanału La Manche, M. Północnego (wg Babin i in. 2003a) oraz Bałtyku Właściwego i Zatoki Gdańskiej (wg Woźniak i in., 2011). Linia na wykresie – prosta regresji wyznaczona dla danych z jezior Pomorza (p. równanie (6.7a) ze współczynnikami z tabeli 6.2)

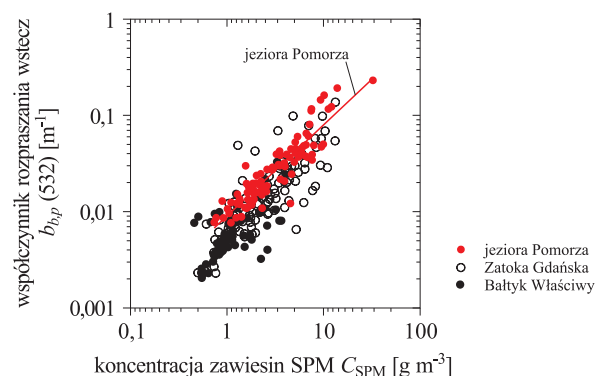


Rys. 6.10. Porównanie zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania światła  $b_p(555)$  i koncentracjami chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , zmierzonymi w jeziorach Pomorza (p. równanie (6.7b) ze współczynnikami z tabeli 6.2) z analogicznymi zależnościami wyznaczonymi przez różnych autorów dla wód innych akwenów. Punktami na wykresie zaznaczono wartości zmierzone w jeziorach Pomorza, liniami – krzywe regresji. Uwaga: Niektóre ze współczynników zostały przeliczone do  $\lambda = 555$  nm z innych długości fali:  $\lambda = 550$  nm (Gordon i Morel, 1983),  $\lambda = 560$  nm (Morel i Belanger, 2006),  $\lambda = 650$  nm (Loisel i in., 2009),  $\lambda = 716$  nm (Woźniak i in., 2011)

Aby można je było między sobą porównać, zostały one przeliczone dla  $\lambda = 555$  nm. Przedstawione na wykresie dwie proste (czarna oraz pomarańczowa) wg ich twórców (Gordon i Morel, 1983; Morel i Belanger, 2006)

wyznaczają górną granicę wartości współczynników rozpraszania światła w wodach pierwszego rodzaju, tzn. punkty znajdujące się nad tymi krzywymi są ze względu na wartości  $b_p$  zaliczane do wód rodzaju drugiego. Jak widać, większość wartości  $b_p$  zmierzonych w wodach jezior Pomorza znajduje się w okolicy oraz powyżej tych dwóch granicznych linii. Warto zauważyć, że w niektórych rejonach świata rejestrowane są znacznie wyższe wartości współczynnika  $b_p$ , np. w wodach przybrzeżnych Gujany Francuskiej (Loisel i in., 2009). Zmierzone w wodach jezior Pomorza współczynniki rozpraszania światła  $b_p$  nie odbiegają znacznie od innych, zmierzonych w różnych wodach typu drugiego. Można także zaobserwować, że dla niskich koncentracji  $C_a$  zmierzone w jeziorach Pomorza wartości  $b_p$  są bardzo zbliżone do tych rejestrowanych w wodach Bałtyku. Ponieważ współczynnik  $b_p$  zależy od zespolonego współczynnika załamania światła w materiale cząstek (w tym współczynnika rozpraszania) i od rozkładu rozmiarów cząstek (Mikkelsen, 2002), można więc przypuszczać, że cząstki zawiesin w jeziorach Pomorza podobne są w swej masie do tych występujących w wodach Bałtyku.

Porównanie pomierzonych w jeziorach Pomorza współczynników rozpraszania wstecz  $b_{b,p}$  z rezultatami uzyskanymi w Morzu Bałtyckim (Woźniak i in., 2011) przedstawiono na rysunku 6.11. Wartości  $b_{b,p}$  zmierzone w wodach jezior Pomorza wykazują dużą zbieżność z wartościami tego współczynnika zmierzonymi w Morzu Bałtyckim, a szczególnie z tymi zmierzonymi w Zatoce Gdańskiej. Należy zaznaczyć, że pomiary zrealizowane w Bałtyku wykonane były przy wykorzystaniu miernika Hydroscat 4, natomiast w jeziorach ECO VSF. Ta metodyczna uwaga jest istotna, gdyż jak zauważa



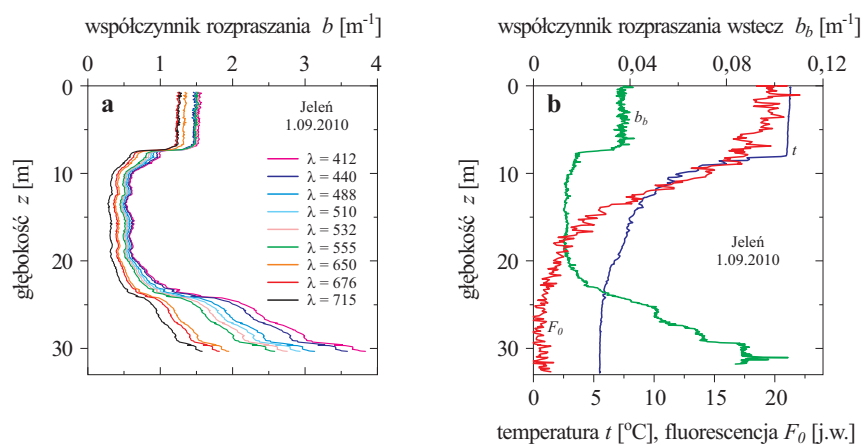
Rys. 6.11. Porównanie zależności pomiędzy współczynnikami rozpraszania światła  $b_{b,p}(532)$  i stężeniami zawiesin  $C_{SPM}$ , zmierzonych w jeziorach Pomorza, z analogicznymi zależnościami wyznaczonymi dla Morza Bałtyckiego przez Woźniaka i in. (2011). Linia na wykresie – prosta regresji wyznaczona dla danych z jezior Pomorza (p. tabela 6.4)

Huot i in. (2008), wyniki pomiarów  $b_{b,p}$  zmierzone dwoma wyżej wymienionymi przyrządami nieznacznie się różnią.

### Zróźnicowanie przestrzenne współczynników rozpraszania światła

Zróźnicowanie pionowych rozkładów właściwości optycznych wód jest pośrednio obrazem pionowych rozkładów koncentracji OAC występujących w tych wodach (p. rozdział 2). Te rozkłady koncentracji OAC odzwierciedlają z kolei zróźnicowanie procesów biochemicznych (jak produkcja i rozpad materii organicznej) i hydrodynamicznych (przemieszczanie się wód, ich pionowa stratyfikacja) na różnych głębokościach. Często decydujący wpływ na pionowe rozkłady koncentracji OAC, a co za tym idzie i na pionowe rozkłady właściwości optycznych wody ma jej pionowa stratyfikacja. Brak stratyfikacji w okresach ochłodzenia i mieszania wód przez silne wiatry i występowanie stratyfikacji termicznej wód w pozostałych okresach roku determinuje w dużym stopniu obserwowane w jeziorach pionowe rozkłady wartości współczynników  $b$  i  $b_b$ , wyraźnie różne w różnych porach roku. Wyniki badań autora stworzyły możliwość zobrazowania i opisu charakterystycznych cech tych pionowych rozkładów w jeziorach Pomorza.

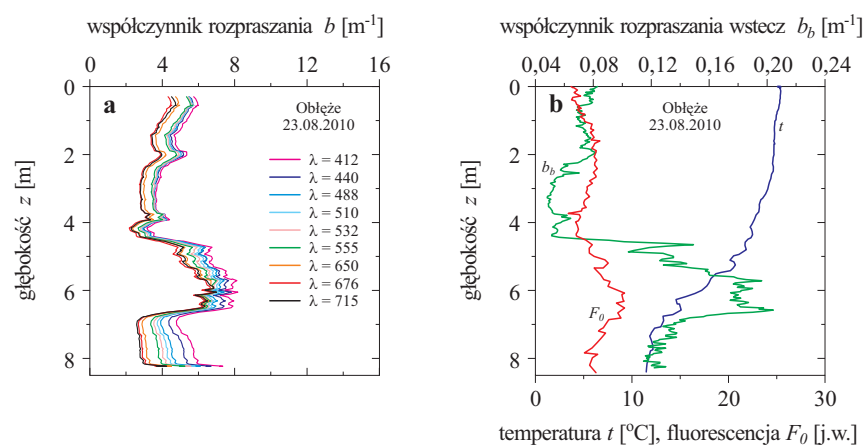
Na rysunku 6.12. przedstawiono wybrane wyniki badań ww. współczynników optycznych w jeziorze Jeleń. Pomiary tych współczynników zostały wykonane w letnim okresie (wrzesień) występowania stratyfikacji termicznej wód. Widzimy, że przebieg ich pionowych rozkładów związany jest bezpo-



Rys. 6.12. Przykładowe rozkłady pionowe współczynników: rozpraszania światła (a) dla różnych długości fal światła oraz rozpraszania światła wstecz, fluorescencji chlorofilu  $a$  i temperatury (b), zmierzone 1.09.2010 r. w jeziorze Jeleń

średnio z sezonowymi zmianami koncentracji głównych składników OAC. Przyczyny tych zmian zostały już opisane w rozdziale 2. W rozkładzie pionowym współczynników  $b$  i  $b_b$  widoczne jest wyraźne uwarstwienie. Główną cechą charakterystyczną tych rozkładów jest obecność warstwy powierzchniowej (epilimnion) charakteryzującej się względnie dużymi wartościami wszystkich wyżej wymienionych współczynników. W dolnym metalimnionie i górnym hipolimnionie najczęściej obserwujemy gwałtowny spadek wartości tych współczynników do wartości najmniejszych w danym rozkładzie pionowym. W dolnym hypolimnionie, w miarę zbliżania się do dna, wyróżnić można warstwę wody przydennej, w której wartości wszystkich wspomnianych współczynników optycznych rosną. Występowanie tej warstwy tłumaczy się unoszeniem osadów z dna pod wpływem prądów przydennych, które nazywamy czasem resuspensją. Grubość tej przydennej warstwy uzależniona jest od prędkości prądu wody oraz typu osadów dennych (Kuhrts i in., 2004). Naturalnie, w okresach zaniku stratyfikacji wód następuje także stopniowe wyrównanie się ich właściwości optycznych, tak że w okresie cyrkulacji wiosennej i jesiennej cała warstwa wody w pionie jest prawie jednorodna. Procesami tymi rządzą reguły opisane w rozdziale 2.

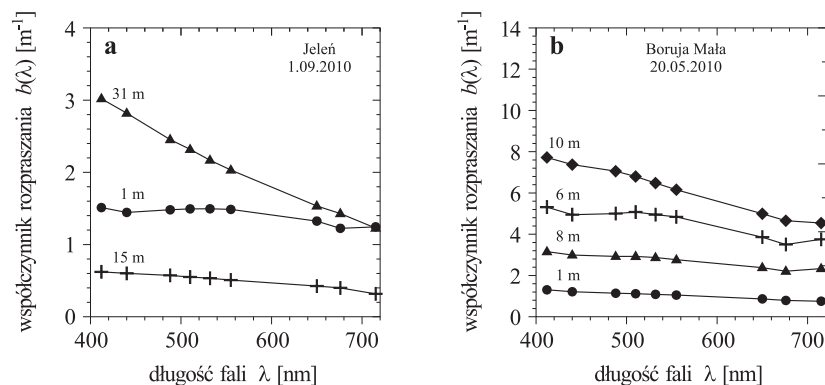
Przedstawionego wyżej opisu profilu pionowego nie można traktować jako uniwersalnego i charakterystycznego dla wszystkich jezior. W wielu z nich pionowe zróżnicowanie wartości współczynnika rozpraszania jest dużo bardziej złożone. Na rysunku 6.13 przedstawiono taki przykładowy bardziej złożony profil pionowy zarejestrowany w jeziorze Obłęże. W jeziorze tym w dolnym metalimnionie wartości tego współczynnika zamiast maleć rosną



Rys. 6.13. Przykładowe profile pionowe współczynników: rozpraszania światła (a) dla różnych długości fal światła oraz rozpraszania światła wstecz, fluorescencji chlorofilu  $a$  i temperatury (b), zmierzone 23.08.2010 r. w jeziorze Obłęże

i osiągają w tej warstwie wartości najwyższe w całym profilu. Ich wyraźny spadek obserwowany jest dopiero w hypolimnionie. Wystąpienie tego maksimum można wiązać z występującą w tym jeziorze strefą beztlenową z bardzo dużą koncentracją materii rozpuszczonej i zawieszanej, w tym bakterii.

Pionowe zróżnicowanie właściwości optycznych wody znajduje swoje odzwierciedlenie w zróżnicowaniu pionowych spektralnych charakterystyk współczynników rozpraszania światła *b*. Zostało to przykładowo zilustrowane na rysunku 6.14. Jak widać z przedstawionych na nim wykresów widm,



Rys. 6.14. Zróżnicowanie spektralne współczynników rozpraszania światła na różnych głębokościach odpowiadających poszczególnym warstwom charakterystycznym dla rozkładu pionowego:

a) przedstawionego na rysunku 6.12, zmierzone 1.09.2010 r. w jeziorze Jeleń:

Koncentracje OAC zmierzone na poszczególnych głębokościach:

$$1 \text{ m} - C_a = 8,51 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2,96 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,37 \text{ m}^{-1},$$

$$15 \text{ m} - C_a = 1,87 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 0,79 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,41 \text{ m}^{-1},$$

$$31 \text{ m} - C_a = 1,42 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2,87 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,44 \text{ m}^{-1},$$

b) przedstawionego na rysunku 6.15, zmierzone 20.05.2010 r. w jeziorze Boruja Mała:

Koncentracje OAC zmierzone na poszczególnych głębokościach:

$$1 \text{ m} - C_a = 3,53 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 1,62 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,37 \text{ m}^{-1},$$

$$6 \text{ m} - C_a = 9,34 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2,14 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,41 \text{ m}^{-1},$$

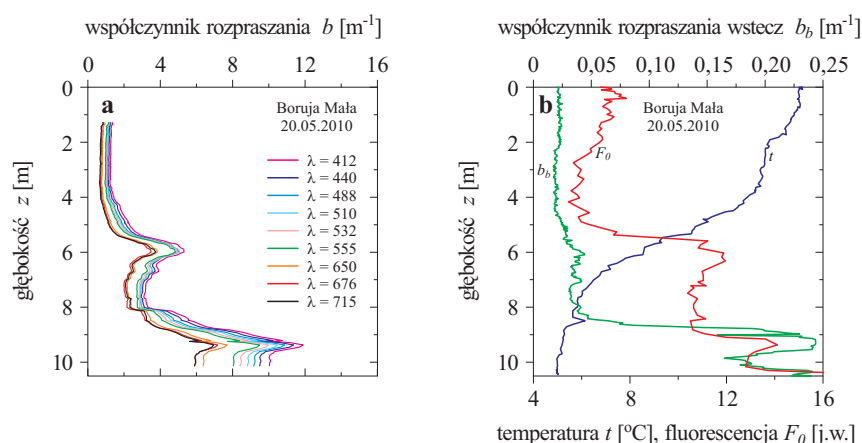
$$8 \text{ m} - C_a = 5,21 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 1,89 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,39 \text{ m}^{-1},$$

$$10 \text{ m} - C_a = 83,9 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 10,82 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}}(440) = 0,92 \text{ m}^{-1}$$

dla różnych głębokości (za wyjątkiem warstwy przydennej) widma te charakteryzują się niewielką zmiennością spektralną, a wartości współczynnika rozpraszania w pewnym stopniu korelują z koncentracją chlorofilu *a* i materii zawieszanej. W warstwie przydennej (31 m w jeziorze Jeleń, 10 m w jeziorze Boruja Mała) widmo rozpraszania w porównaniu z widmem warstwy powierzchniowej charakteryzuje się wyraźnie wyższymi wartościami w części krótkofalowej światła widzialnego; świadczy to o innej strukturze cząstek występujących na tych większych głębokościach (np. w jeziorze Boruja Mała na głębokości 10 m stwierdzono znaczną koncentrację bakterii).

Pomiary przeprowadzone przez autora w jeziorach Pomorza ujawniają także istnienie w nich wyraźnych cienkich warstw wód charakteryzujących się nierzadko kilkukrotnie większymi wartościami współczynników rozpraszania światła niż w wodach położonych poniżej i powyżej takiej warstwy. Zjawiska związane z powstawaniem i utrzymywaniem się takich warstw stały się przedmiotem badań już w latach 1990 (Donaghay i in., 1996; Zeneveld i Pegau, 1998). Wpływ tych warstw na środowisko nie jest jeszcze wystarczająco zbadany. Niektóre z tych warstw charakteryzują się wysoką koncentracją komórek fitoplanktonu. Zaobserwowano też w nich zwiększoną szybkość procesów tworzenia się i transformacji CDOM jako rezultatu lokalnej aktywności żywych organizmów (Twardowski i Donaghay, 2001). Występowanie cienkich warstw na małych głębokościach (w strefie eufotycznej) może wpływać na zdalną reflektancję akwenu, wykorzystywaną w teledetekcji. Badania przeprowadzone przez szereg autorów (np. Petrenko i in., 1998; Zaneveld i Pegau, 1998) wykazały, że obecność cienkiej warstwy wody o właściwościach optycznych różnych od otoczenia modyfikuje radiację oddolną  $L_u$ , a więc wpływa na wartość reflektancji  $R_{rs}$ , będącej podstawą wielu algorytmów zdalnej oceny właściwości wód.

Na rysunku 6.15 przykładowo przedstawiono rozkład pionowy właściwości optycznych zmierzony w jeziorze Boruja w maju 2010 roku. Widzimy na nim dwie cienkie warstwy różniące się właściwościami optycznymi od warstw przyległych. Jak widać, ich położenie ściśle koreluje z położeniem maksimów fluorescencji chlorofilu  $F_0$  (Rys. 6.15b). Płytszą z tych warstw, znajdującą się na głębokości około 6 m, można powiązać ze zwiększoną koncentracją fitoplanktonu, prawdopodobnie spowodowaną występującymi tam optymalnymi dla niego warunkami wegetacji, tj. odpowiednim oświetleniem i dostępnością substancji biogenicznych. Obecność drugiej warstwy, na głębokości około 9 m (obserwowanej na granicy strefy eufotycznej), można powiązać z koncentracją materii zawieszanej i rozpuszczonej, zwiększającą się zwykle przy dolnej granicy termokliny. W warstwie tej autor niniejszej pracy stwierdził m.in. zwiększoną koncentrację bakterii, zauważoną na podstawie analizy widma absorpcji w acetonowych ekstraktach zawiesiny.

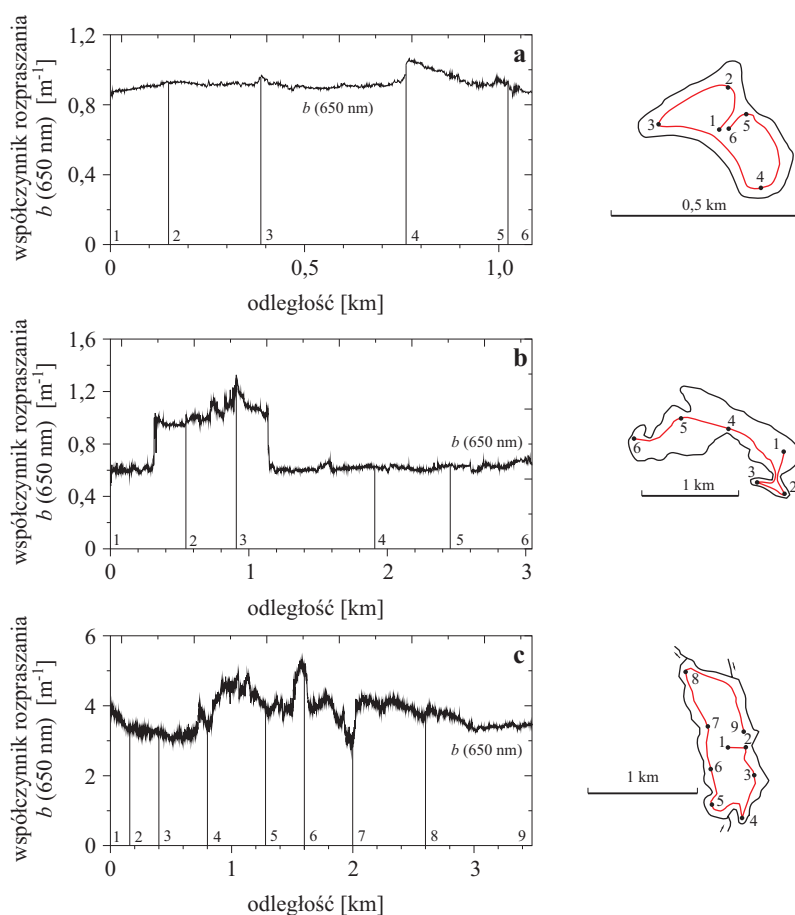


Rys. 6.15. Przykładowe profile pionowe współczynników: rozpraszania (a) światła dla różnych długości fal światła oraz rozpraszania światła wstecz, fluorescencji i temperatury (b), zmierzone 20.05.2010 r. w jeziorze Boruja Mała

Jak sygnalizowano już w poprzednich rozdziałach, w jeziorach obserwujemy zmienność przestrzenną właściwości wody nie tylko w profilu pionowym, ale również w kierunku poziomym. Największe zmiany właściwości optycznych obserwujemy w powierzchniowej warstwie wody. Są one uwarunkowane głównie morfometrią jeziora, jego położeniem względem dopływów wód z zewnątrz oraz odległością miejsca badań od brzegu jeziora. Częściowo zagadnienie to zostało już opisane w odniesieniu do składników OAC w rozdziale 2. Każde jezioro ma swoją własną specyfikę, wynikającą między innymi z lokalnej topografii, lokalnych warunków klimatycznych, czy też typowego dla niego dopływu i odpływu wód. Specyfika ta w istotny sposób może wpływać i warunkować lokalne cechy właściwości optycznych wody w poszczególnych częściach danego jeziora. Największe zróżnicowanie właściwości optycznych wód oraz największą dynamikę zmian tych właściwości obserwujemy zwykle w strefie dopływów rzecznych bądź w miejscach połączeń jeziora z morzem w przypadku jezior przybrzeżnych. Nie bez znaczenia jest też płytkość akwenu i działanie wiatru, które to czynniki, dzięki zjawisku resuspensji, mogą bardzo szybko zmienić optyczne właściwości wody.

Przykładowe rozkłady poziome średnich wartości współczynników rozpraszania światła dla fali 650 nm w powierzchniowej warstwie wody w sezonie letnim w trzech jeziorach zilustrowano na rysunku 6.16. Wartości współczynników rozpraszania wyznaczono z pomiarów *in situ* za pomocą spektrofotometru „ac-9”, zanurzonego na głębokości 1 m i przemieszczanego za łódką wzdłuż tras rejsów narysowanych na szkicach jezior z prawej





Rys. 6.16. Przykładowe transekty poziome rejestrowanych wartości współczynnika rozpraszania światła  $b(650)$  w jeziorach: Boruja M. (a), Jeleń (b) i Obłęż (c). Obok wykresów zamieszczone są szkice jezior z naniesionymi na nich trasami rejsów, wzdłuż których mierzono ww. współczynnik

strony rysunków 6.16. Odpowiednie liczby na skalach odległości wykresów odpowiadają punktom na zamieszczonych obok szkicach jezior.

Pierwsze z badanych jezior, Boruja Mała, (p. Rys. 6.16 a) jest zbiornikiem stosunkowo małym bez dopływów i odpływów powierzchniowych, o prostym kształcie misy jeziornej. Jak widać, właściwości optyczne wody powierzchniowej w tym zbiorniku nie wykazują znacznego zróżnicowania. Drugi badany zbiornik, jezioro Jeleń, też nie posiada dopływów, jednak w południowo-wschodniej części zawiera zatokę oddzieloną od głównego zbiornika znacznym wypłycciem. Przeprowadzone badania pokazały, że woda zawarta w tej zatoce posiada zupełnie inne właściwości optyczne niż

pozostałe wody tego jeziora (p. Rys. 6.16b). Także woda w zachodnim krańcu tego jeziora charakteryzowała się wyższymi wartościami współczynnika rozpraszania światła. W jeziorach z dopływami wód rzecznych obserwujemy dużo większe zróżnicowanie optycznych właściwości wód. Przykładem tego jest jezioro Obłęż. Jak widać z rysunku 6.16c, warstwa powierzchniowa wody w całym jeziorze charakteryzowała się znacznym zróżnicowaniem wartości współczynnika rozpraszania. Szczególnie duże wartości i znaczne wahania wzdłuż trasy zaobserwowano w części południowej jeziora, miejscu dopływu wody rzecznej do jeziora.

## Rozdział 7

# Podwodne pole światła w badanych jeziorach i innych zbiornikach wodnych

Wnikające do akwenu promieniowanie słoneczne jest kluczowym elementem zarówno dla środowiska wodnego, jak i dla osób zajmujących się badaniem tego środowiska. Z jednej strony promieniowanie to generuje w akwenu środowisko do życia, warunkując szereg bardzo istotnych dla funkcjonowania tego ekosystemu procesów, z drugiej stanowi źródło informacji wykorzystywanej m.in. do oceny stanu tego środowiska (p. np. Platt i in., 1980; Gallegos i in., 1990; Woźniak i in., 1995; Antoine i Morel, 1996; Kirk, 1996; Ficek, 2001). Natura podwodnego pola światła, jak pokazano dalej, jest określona przez właściwości optyczne ośrodka wodnego, a te z kolei zależą od typu i koncentracji optycznie aktywnych substancji (OAC) w wodzie. W tym rozdziale zaprezentowano wpływ tych substancji na charakterystyki przestrzenne i spektralne podwodnego oświetlenia w zróżnicowanych troficznie i optycznie wodach oraz przeanalizowano możliwości wykorzystania tego zmodyfikowanego pola światła do określania koncentracji OAC w badanych akwenach.

### 7.1. Opis zastosowanej metody pomiaru podwodnej radiacji i oświetlenia oraz zebranych danych empirycznych

Metodyka poboru próbek wody i ich analiza zostały już opisane w rozdziale 2.1. W tym podrozdziale przedstawiono sposób wykonania pomiarów podwodnych pól światła. Liczby wykonanych pomiarów w poszczególnych jeziorach przedstawione są w tabeli 7.1.

Tabl. 7.1. Zestawienie liczb pomiarów podwodnych pól światła, wykonane w jeziorach Pomorza w latach 2004–2010, w okresach wolnych od lodu

Lp.	Nazwa jeziora	Okres obserwacji	Liczba ekspedycji	Liczba stacji <sup>1</sup>
1	Łebsko	2007–2010	32	3
2	Gardno	2006–2009	45	1
3	Pyszne	2006–2009	28	1
4	Rybiec	2009	9	1
5	Niezabyszewskie	2008	9	1
6	Głębokie	2008–2009	15	1
7	Chotkowskie	2006–2009	28	1
8	Dobra	2008–2009	2	1
9	Czarne	2008–2009	15	1
10	Obłęż	2007–2010	29	1
11	Jasień Południowy	2007–2010	24	2
12	Jasień Północny	2007–2010	24	1
13	Marszewskie	2008–2009	1	1
14	Boruja Mała	2004–2010	28	1
15	Jeleń	2004–2010	37	2

Pomiary optyczne przedstawione w pracy zostały wykonane spektrometrem firmy Satlantic typu HyperPro. Instrument ten wyposażony był w trzy hiperspektralne mierniki optyczne, tj. miernik zanurzeniowy oświetlenia odgórnego  $E_d(z, \lambda)$ <sup>2</sup>, miernik zanurzeniowy radiacji oddolnej  $L_u(z, \lambda)$  i miernik referencyjny oświetlenia odgórnego w powietrzu  $E_d(z = 0^-, \lambda)$  nad powierzchnią akwenu. Wszystkie czujniki mierzyły widmo promieniowania w zakresie długości fal 350–800 nm z rozdzielczością 3 nm. Granice czułości dla czujników oświetlenia  $E_d$  przyjmowały wartości pomiędzy  $10^{-2} \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$  i  $10^{-3} \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$  zależnie od długości fali światła, a czujnika radiacji  $L_u$  pomiędzy  $10^{-4} \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$  i  $10^{-5} \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$ , także w zależności od długości fali. Pomiary podwodnych oświetleń i radiacji wykonywane były poprzez opuszczanie czujników na żądane głębokości. Głębokości zmieniane były z krokiem od 0,1 m w wodach bardzo słabo przezroczystych (zasięg widzenia dysku Secchiego  $< 2$  m) do 1 m w wodach bardziej przezroczystych. Czas pomiaru na każdej głębokości wynosił około 2 minut, podczas których rejestrowano automatycznie wartości oświetlenia co około 2 sekundy. Tych wiele odczytów na każdej głębokości następnie uśredniano. Wszystkie stacje pomiarowe były

<sup>1</sup>Miejsca przeprowadzania pomiarów podane są w podrozdziale 1.3.

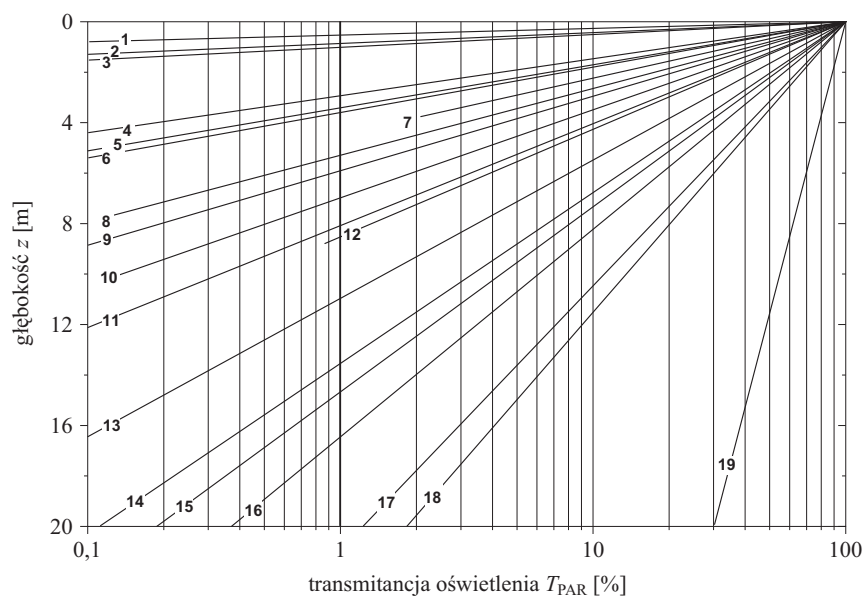
<sup>2</sup>Wzory i definicje oświetlenia odgórnego  $E_d$  oraz radiacji oddolnej  $L_u$  można znaleźć w pracach: Dera (2003), Mobley i in. (1994).

usytuowane w miejscach jezior na tyle głębokich, że można było zaniedbać wpływ odbicia światła od dna jeziora, co jest istotne przy wyznaczaniu refleksyjności (stosunek całkowitej głębokości do głębokości Secchiego był większy niż 1,5). Pomiary wykonywane były zwykle w godzinach południowych, przy względnie wysoko położonym słońcu na niebie i ustalonych warunkach pogodowych. Dodatkowo przez cały czas rejestracji przez czujniki podwodne mierzono oświetlenie odgórne (referencyjne) nad wodą  $E_d(z = 0^-, \lambda)$  (wiele odczytów jw.) i odrzucano wszystkie wyniki pomiarów pod wodą wykonane w czasie wyraźnie zmieniającego się oświetlenia referencyjnego (np. z powodu zmiany zachmurzenia). Zmierzona radiacja oddolna  $L_u(z, \lambda)$  była korygowana ze względu na występowanie efektu samozacieniania, którą przeprowadzono zgodnie z międzynarodowymi zaleceniami (Mueller, 2003). Dla pełnej ścisłości należy jednak zaznaczyć, że korekcja samozacieniania, szczególnie w odniesieniu do wód o dużym zmętnieniu, jest dość trudna i nie do końca jeszcze rozpracowana. W równaniach korygujących uwzględnia się zarówno elementy charakteryzujące propagację promieniowania w badanym ośrodku (rozkład kątowy padania promieni słonecznych, współczynnik osłabiania radiacji oddolnej), jak i parametry czujnika pomiarowego (średnicę detektora oraz obudowy) (Zibordi i Ferrari, 1995). Zdaniem autora tej pracy, ze względu na bardzo duży zakres zmienności właściwości optycznych badanych wód, efekty spowodowane niedoskonałością metodyki korekcji tego efektu nie wpłynęły znacząco na prezentowane w tej pracy rezultaty.

Na podstawie pomierzonych w opisany sposób widm oświetlenia odgórnego  $E_d(z, \lambda)$  na poszczególnych głębokościach wyznaczano z definicji (wzór 7.2) widma współczynnika osłabiania tego oświetlenia  $K_d(\lambda)$  opisane dalej w podrozdziale 7.3. Również na podstawie oświetlenia  $E_d(z = 0^+, \lambda)$  i radiacji  $L_u(z = 0^+, \lambda)$  tuż pod powierzchnią wody wyznaczano z definicji (wzór 7.6) refleksyjność  $R_{rs}(\lambda)$ , opisaną dalej w podrozdziale 7.4.

## 7.2. Oświetlenie odgórne $E_d(\lambda)$ i radiacja oddolna $L_u(\lambda)$

Spotykane w naturze warunki oświetleniowe w jeziorach są bardzo zróżnicowane. W rutynowych, aktywnościowych badaniach jezior najczęściej mierzoną charakterystyką podwodnego pola światła jest oświetlenie odgórne. Standardowe mierniki mierzą to oświetlenie nie spektralnie, najczęściej w całym przedziale spektralnym fotosyntetycznie aktywnej radiacji (PAR). Przykładowe rezultaty takich pomiarów w różnych akwenach i na różnych głębokościach zilustrowano na rysunku 7.1. Przedstawiono na nim względne spadki wartości tego oświetlenia z głębokością w akwie, zwane



Rys. 7.1. Pionowe profile transmitancji oświetlenia odgórnego  $E_{d,PAR}(z)/E_{d,PAR}(0)$  w różnych jeziorach i Morzu Bałtyckim:

- 1 – Gardno 16.11.2006 ( $C_a = 86,9 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 26,33 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 1,27 \text{ m}^{-1}$ ),
- 2 – Łebsko 15.05.2007 ( $C_a = 49,45 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 41,20 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 1,98 \text{ m}^{-1}$ ),
- 3 – Pyszne 14.07.2009 ( $C_a = 15,20 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 4,60 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 12,78 \text{ m}^{-1}$ ),
- 4 – Chotkowskie 10.07.2009 ( $C_a = 32,55 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 7,49 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 6,74 \text{ m}^{-1}$ ),
- 5 – Czarne 7.07.2009 ( $C_a = 2,95 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 2,07 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 3,16 \text{ m}^{-1}$ ),
- 6 – Oblężę 17.07.2009 ( $C_a = 21,34 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 9,31 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 0,50 \text{ m}^{-1}$ ),
- 7 – Niezabyszewskie 11.03.2008 ( $C_a = 25,36 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 7,30 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 0,46 \text{ m}^{-1}$ ),
- 8 – Dobra 28.06.2009 ( $C_a = 13,90 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 5,18 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 1,33 \text{ m}^{-1}$ ),
- 9 – Głębokie 7.07.2009 ( $C_a = 11,26 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 4,14 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 1,10 \text{ m}^{-1}$ ),
- 10 – Marszewskie 28.06.2009 ( $C_a = 6,68 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 3,56 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 1,01 \text{ m}^{-1}$ ), (ciąg dalszy na następnej stronie)

(Rys. 7.1, ciąg dalszy)

11 – Jasiień Pd. 14.05.2009 ( $C_a = 6,29 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2,25 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,83 \text{ m}^{-1}$ ),

12 – Boruja Mała 14.07.2009 ( $C_a = 2,40 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2,55 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,18 \text{ m}^{-1}$ ),

13 – Jasiień Północny 4.06.2009 ( $C_a = 3,83 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1,21 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,73 \text{ m}^{-1}$ ),

14 – Jeleń 10.07.2009 ( $C_a = 2,36 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1,05 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,41 \text{ m}^{-1}$ ),

15 – Hańcza 22.08.2012 ( $C_a = 1,88 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1,06 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}} = 0,60 \text{ m}^{-1}$ ),

16 – Morze Bałtyckie (Zatoka Gdańska) ( $C_a = 1,61 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0,82 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}} = 0,37 \text{ m}^{-1}$ ),

17 – Morskie Oko 23.07.2011 ( $C_a = 1,44 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0,43 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,092 \text{ m}^{-1}$ ),

18 – Morze Bałtyckie (Głębia Gdańska) ( $C_a = 0,54 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0,21 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}} = 0,23 \text{ m}^{-1}$ ),

19 – Jezioro Kraterowe ( $C_a = 0,014 \text{ mg m}^{-3}$ )

(zestawiono według: 1–18 – badania własne autora, 19 – Hargreaves i in (2007))

transmitancją oświetlenia odgórnego w zakresie spektralnym PAR (tj. stosunek oświetlenia odgórnego rejestrowanego na danej głębokości  $E_{d, \text{PAR}}(z)$  względem oświetlenia mierzonego tuż pod powierzchnią akwenu,  $E_{d, \text{PAR}}(0)$ , wyrażony w procentach). Jak widać, we wszystkich przypadkach obserwuje się znaczny spadek poziomu oświetlenia z głębokością. Jednak w różnych jeziorach, w zależności od troficzności akwenu, a także od optycznego typu jego wód, osłabianie tego oświetlenia jest wyraźnie różne. Najmniejsze osłabianie jest obserwowane w jeziorach oligotroficznym. Na rysunku 7.1 numerem 19 oznaczono krzywą transmitancji zmierzoną w jednym z najbardziej przezroczystych jezior na świecie – Jeziorze Kraterowym (USA). Jak widać, jeziora Polski charakteryzują się znacznie mniejszą przezroczystością wód. Nawet w najbardziej przezroczystych z nich, jak Hańcza (krzywa 15) i Morskie Oko (krzywa 17), osłabianie oświetlenia jest dużo większe. Krzywe oznaczone numerami od 1 do 14 przedstawiają transmitancje oświetlenia  $E_{d, \text{PAR}}$  zmierzone przez autora w jeziorach Pomorza. W podpisie pod rysunkiem określono zawartość składników OAC w wodzie. Jak widać, wraz ze wzrostem ich koncentracji obserwujemy wzrost osłabiania światła. Z wykresu 7.1 możemy odczytać głębokość tej penetracji promieniowania w różnych akwenach. Pod pojęciem takiego zasięgu penetracji rozumie się głębokości w toni wodnej, do których dociera określony procent oświetlenia  $E_{d, \text{PAR}}(z)$  względem oświetlenia  $E_{d, \text{PAR}}(0)$ , wnikającego tuż pod powierzchnię akwenu. Taki

1-procentowy zasięg oświetlenia  $E_{d,PAR}(z)$  utożsamiany jest często z grubością strefy eufotycznej  $z_e$ . W najbardziej przezroczystym na Pomorzu, jeziorze Jeleń  $z_e$  wynosi około 14 m, natomiast w wodach bardzo bogatych biologicznie, hipertroficznym jeziorach Gardno i Łebsko ten zasięg oświetlenia  $z_e$  spada do około 1 metra i mniej (patrz pionowa gruba linia na Rys. 7.1). Granicznie wysokie wartości strefy eufotycznej  $z_e$  rejestrowane są w najbardziej przezroczystych na świecie jeziorach superoligotroficznym jak np. Jezioro Kraterowe, w którym zasięg  $z_e$  wynosi około 44 m i więcej (Larson, 1972). Warto podkreślić, że właściwości optyczne wód najczystszych jezior są podobne do właściwości bardzo czystych wód oceanicznych (p. np. Morel i in., 2007).

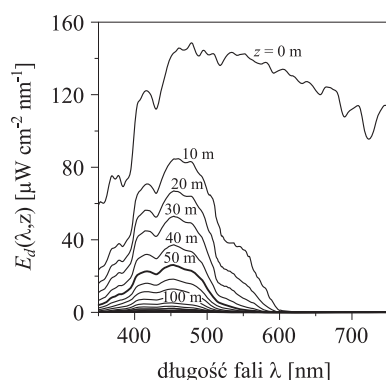
Rozwój metod i przyrządów badawczych spowodował, że obecnie czujniki rejestrujące oświetlenie sumaryczne w całym zakresie PAR zostały zastąpione przez czujniki wielospektralne i hiperspektralne. Pierwsze z nich mierzą oświetlenie dla kilku wybranych długości fal, drugie zaś mierzą prawie ciągle widmo oświetlenia ( $\Delta\lambda \approx$  kilka nanometrów) najczęściej w całym zakresie promieniowania widzialnego wraz z bliskim nadfioletem i podczerwienią. Jednocześnie, aby oddzielić zjawiska występujące nad powierzchnią akwenu od tych zachodzących w akwenu, przez cały czas prowadzenia pomiarów podwodnych monitorowane są warunki nad powierzchnią wody. Dodatkowo, aby ograniczyć wpływ jednostek pływających, z pokładu których przeprowadzane są pomiary, konstruuje się przyrządy mogące mierzyć oświetlenie w dużej odległości od jednostki pływającej. Wyniki przedstawione w tym rozdziale zostały zebrane z wykorzystaniem hiperspektralnego miernika HyperPro (Satlantic, Kanada), którego konstrukcja umożliwia pomiary uwzględniające wyżej wymienione elementy.

Pomiary spektralnych pól światła, szczególnie w ośrodkach o małej przezroczystości, w których niewielkie różnice w głębokości mogą powodować duże zmiany oświetlenia, wymagają szczególnej uwagi. W naturalnych warunkach podwodne oświetlenie nie jest nigdy stałe. Wraz z upływem czasu zmienia się wysokość Słońca oraz najczęściej stan atmosfery i stan powierzchni wody. Powoduje to zmiany wartości oraz składu spektralnego oświetlenia. Szczególnie gwałtowne zmiany oświetleń są spowodowane przez sfalowaną powierzchnię wody. Refrakcja promieni słonecznych przy ich przejściu przez zakrzywioną powierzchnię grzbietów fal wywołuje efekt skupiania promieni Słońca. Jest to źródłem bardzo szybkich wzrostów oświetlenia w warstwie powierzchniowej wody. Chwilowe oświetlenie, w miejscach skupienia promieni słonecznych pod powierzchnią wody, potrafi wzrosnąć 2 do 5-krotnie i więcej ponad jego wartość średnią (Stramski, 1986; Dera, 2003) i znacznie zmaleć w obszarach sąsiednich. Problemy błędów w czasie



pomiarów podwodnego oświetlenia zostały przedstawione m.in. w pracy: Mueller (2003).

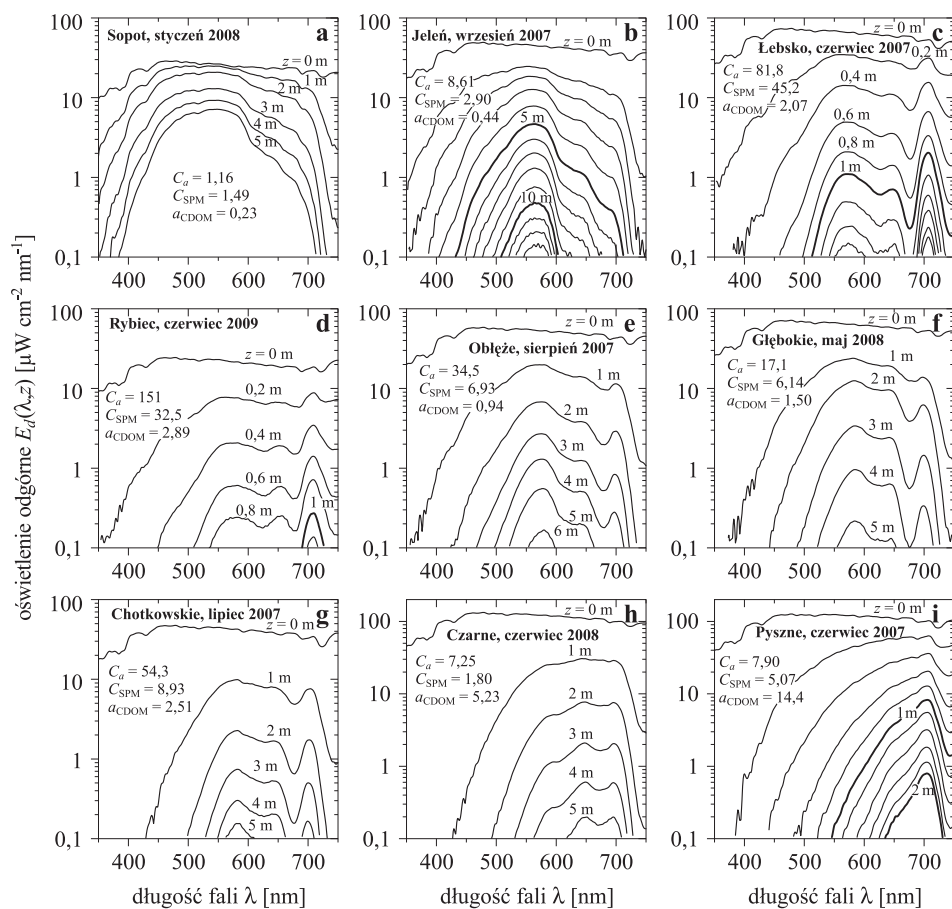
Większość przyrządów służących do pomiarów podwodnych oświetleń najczęściej mierzy wartości uśrednione, z różnym czasem uśredniania, określonym przez użytkownika. Otrzymane widma analizuje się spektralnie bądź ich wartość scałkowaną (zwykle w zakresie PAR). Scałkowane po długości fali światła wartości oświetlenia dają nam informację o całkowitej ilości energii światła w zakresie PAR. Widma tego oświetlenia umożliwiają z kolei analizowanie wpływu składników badanej wody na wartości i charakterystyki spektralne oświetlenia. Przykładowe widma zmierzone w różnych akwenach, zostały zilustrowane na rysunkach 7.2 i 7.3.



Rys. 7.2. Widma oświetleń odgórnych  $E_d(\lambda, z)$  zmierzonych na różnych głębokościach w Jeziorze Kraterowym 21.08.2001 roku (adaptacja z Hargreaves i in., 2007)

Widma zaprezentowane na rysunku 7.2 zostały zmierzone w jednym z najczystszych na ziemi jezior, w Jeziorze Kraterowym. Z uwagi na to, że wody tego jeziora zawierają ekstremalnie niskie koncentracje OAC, widma te pokazują, jakie warunki świetlne panują w akwenach, których właściwości optyczne zdeterminowane są głównie przez właściwości samej wody. Jak widać, w superoligotroficznym akwenie oświetlenie odgórne  $E_d$  jest ograniczone bardzo mocno w części długofalowej promieniowania widzialnego. Na dużych głębokościach ( $z > 10$  m) praktycznie nie obserwuje się promieniowania dla fal o długości  $\lambda > 600$  nm. W części krótkofalowej szybki spadek oświetleń następuje dla promieniowania z zakresu UV-B<sup>3</sup> oraz UV-C, tj. dla fal krótszych od 350 nm (Hargreaves i in., 2007). Promieniowanie z zakresu UV-A w bardzo czystych akwenach głęboko penetruje toń wodną. Widmo oświetlenia rejestrowane na dużych głębokościach w takich akwenach po-

<sup>3</sup>UV-A, UV-B, UV-C – promieniowanie elektromagnetyczne o długości fal z zakresów: 315–400 nm, 280–315 nm, 100–280 nm, odpowiednio.



Rys. 7.3. Typowe widma oświetleń odgórnych  $E_d(\lambda, z)$  zmierzone na różnych głębokościach w zróżnicowanych troficznie i optycznie jeziorach oraz wodach przybrzeżnych Bałtyku (przy moło w Sopocie), reprezentujące szeroki zakres zmienności optycznie aktywnych składników. Przy liniach wykresów podane są głębokości pomiaru w [m] i obok wartości koncentracji chlorofilu  $C_a$  w [ $\text{mg m}^{-3}$ ], koncentracji suchej masy zawieszanej materii  $C_{\text{SPM}}$  w [ $\text{g m}^{-3}$ ] oraz współczynnika absorpcji światła przez rozpuszczoną materię organiczną  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w [ $\text{m}^{-1}$ ]

siada wyraźne maksimum w paśmie 470 nm, tj. w niebieskiej części zakresu VIS.

Z dużej grupy widm zmierzonych przez autora w różnych warunkach, sezonach, okresach wegetacji i zróżnicowanych troficznie jeziorach Pomorza wybrano dziewięć, tak aby odzwierciedlały najpełniej występującą w nich różnorodność pól światła. Zostały one przedstawione na rysunku 7.3. W tym rozdziale, dla tych samych przypadków, są zaprezentowane jeszcze widma radiacji oddolnej  $L_u$  (Rys. 7.4) oraz transmitancji  $T$  (Rys. 7.5),

a w kolejnych (rozdział 7.3, 7.4) są pokazane i omówione widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia  $K_d$  oraz reflektancji  $R_{rs}$ . Zakres zmienności OAC w wodach, w których pomierzono te widma jest następujący: koncentracja chlorofilu  $a$ ,  $C_a = 1,16\text{--}151 \text{ mg m}^{-3}$ , koncentracja materii zawieszanej  $C_{SPM} = 1,49\text{--}45,2 \text{ g m}^{-3}$ , absorpcja przez CDOM  $a_{CDOM}(440) = 0,23\text{--}14,4 \text{ m}^{-1}$ . Jak widać, przykłady obejmują akweny o szerokim zakresie zmienności OAC ze zmiennością koncentracji chlorofilu oraz współczynnika absorpcji przez CDOM obejmującą dwa rzędy wielkości. Poniżej przedstawiono najbardziej charakterystyczne cechy widm oświetlenia odgórnego w wodach zdeterminowanych przez tak znaczną ilość OAC.

Pierwszy z przedstawionych wykresów przedstawia widmo oświetlenia odgórnego w wodach przybrzeżnych Bałtyku zmierzone przez autora w styczniu 2008 roku w Sopocie (Rys. 7.3a). Jak widać, wody te charakteryzują się niewielkimi koncentracjami OAC:  $C_a = 1,16 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 1,49 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{CDOM}(440) = 0,23 \text{ m}^{-1}$ . Te niewielkie koncentracje składników wystarczyły jednak, aby przesunąć maksimum oświetlenia  $E_d(z, \lambda)$  z pasma  $\lambda_{\max} = 470 \text{ nm}$  obserwowanego w czystych wodach Jeziora Kraterowego do pasma  $\lambda_{\max} \approx 570 \text{ nm}$  w badanych przybrzeżnych wodach Bałtyku. Szybki ubytek strumienia promieniowania wraz ze wzrostem głębokości w części krótkofalowej spowodowany jest obecnością głównie CDOM oraz w mniejszym stopniu substancji zawieszonych i pigmentów fitoplanktonu. Niskie oświetlenia w zakresie długofalowym zdeterminowane są głównie przez wysoką absorpcję samej wody. Minimum wywołane obecnością chlorofilu w okolicy  $675 \text{ nm}$  jest ledwie widoczne.

Lobeliowe jezioro Jeleń (Rys. 7.3b), spośród jezior Pomorza, wyróżnia się dużą przezroczystością wody i reprezentuje grupę jezior z najmniejszymi koncentracjami optycznie aktywnych składników OAC. Efektem tego jest głęboka penetracja promieniowania, jak na warunki jeziorne. Nawet na głębokości kilkunastu metrów rejestrujemy tu stosunkowo duże wartości oświetlenia. Koncentracje OAC są tu tylko nieznacznie wyższe od tych zarejestrowanych w wodzie bałtyckiej przy moło w Sopocie (Rys. 7.3a). Z tej to przyczyny, kształty widm oświetlenia  $E_d$  zmierzonych w tym jeziorze wykazują duże podobieństwo do tych zmierzonych w Sopocie. Obserwujemy podobne ograniczenie w części czerwonej i niebieskiej widma oraz na większych głębokościach maksimum widma oświetlenia rejestrowane dla fal o długościach  $570 \text{ nm}$ . Także, lokalne minimum widma, wywołane obecnością chlorofilu, w okolicy  $675 \text{ nm}$  jest ledwie widoczne. Większa jednak koncentracja OAC spowodowała wyraźnie większe osłabianie oświetlenia odgórnego w części krótkofalowej widma widzialnego.

Wykresy 7.3c i 7.3d reprezentują płytkie, bardzo zeutrofizowane akweny – hipertroficzne jeziora Łebsko i Rybiec – z bardzo wysoką koncentracją

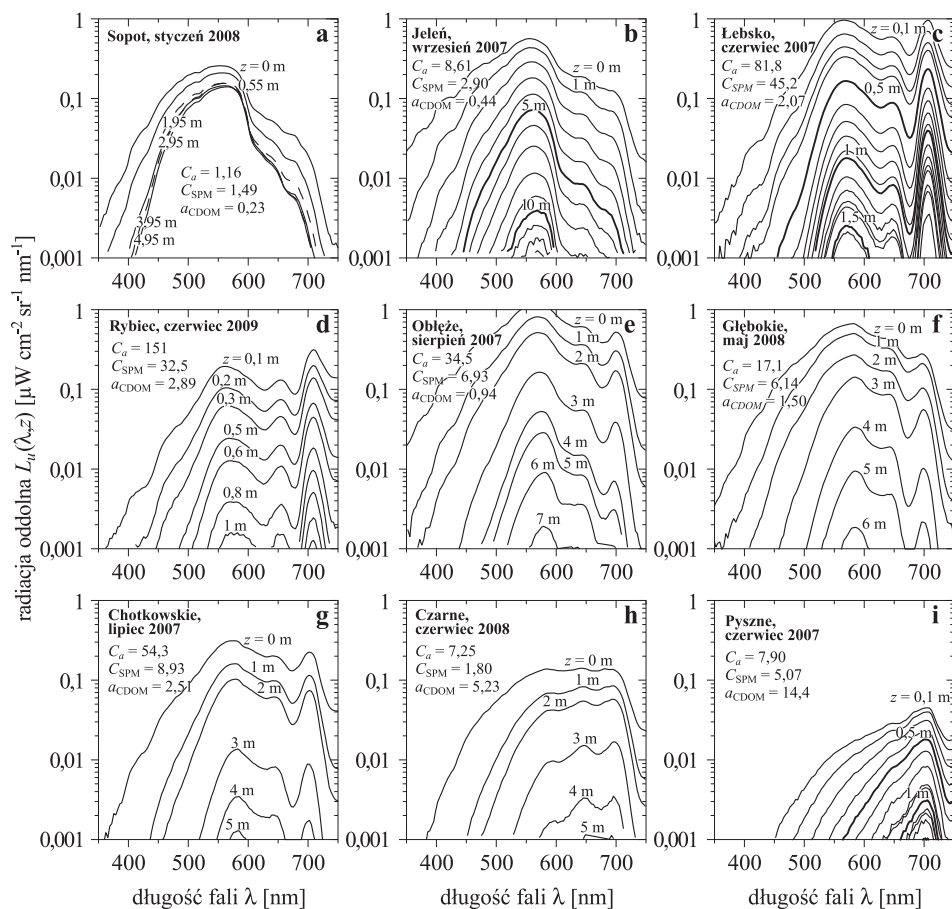
zawiesin. Penetracja światła w tych jeziorach jest bardzo niewielka. Widma oświetlenia  $E_d$  są bardzo pofalowane, oprócz spadków wartości – na krańcach przedziału widzialnego obserwujemy trzy wyraźne maksima, dla fal w pasmach 570 nm, 650 nm i trzecie około 700 nm. Powstały one w wyniku rozdzielenia widma promieniowania penetrującego toń wodną przez pasma wysokiej absorpcji światła wywołanej obecnością dużych koncentracji fitoplanktonu. Wyraźne minima wywołane fitoplanktonem obserwujemy w  $\lambda = 675$  nm spowodowane absorpcją chlorofilu *a* oraz  $\lambda = 620$  nm wywołane przez występujący w cyjanobakteriach pigment fikocyjaninę (Dekker i in., 1996; Schalles i Yacobi, 2000; Yang i Pan, 2006; Simis i in., 2007). W jeziorze Rybiec mamy większą koncentrację CDOM, skutkiem czego lewa strona widm ma niższe wartości.

Wody jeziora Obłęż (Rys. 7.3e) w sierpniu 2007 roku zawierały stosunkowo dużo materii zawieszanej  $C_a = 34,5$  mg m<sup>-3</sup> oraz  $C_{SPM} = 6,93$  g m<sup>-3</sup>. Zawartość kolorowej rozpuszczonej materii organicznej, której wskaźnikiem koncentracji jest współczynnik absorpcji światła  $a_{CDOM}(440) = 0,94$  m<sup>-1</sup>, była blisko dwukrotnie większa niż w jeziorze Jeleń. Efektem tego są wyraźne widoczne różnice w widmach tych dwóch jezior. Zwiększona absorpcja światła przez zarówno cząstki zawieszone w wodzie, jak i przez substancje w niej rozpuszczone oraz rozpraszanie światła na cząstkach zawieszonych powoduje płytszą penetrację światła oraz wyraźne zmiany w widmach  $E_d$  – wyższe osłabianie światła w części krótkofalowej promieniowania z zakresu widzialnego oraz mocniej zaznaczone minima dla  $\lambda = 675$  nm i  $\lambda = 625$  nm wywołane obecnością fitoplanktonu.

Na kolejnych czterech wykresach (Rys. 7.3f, g, h, i) przedstawiono widma oświetlenia odgórne  $E_d$  zmierzone i przedstawione kolejno, w wodach zawierających coraz większe koncentracje CDOM. Efektem zwiększania się koncentracji tego składnika OAC jest wyraźne obniżanie się wartości oświetlenia  $E_d$  na poszczególnych głębokościach, widoczne szczególnie w części krótkofalowej widma. Za tym idzie również przesuwanie się maksimum widma oświetlenia w kierunku fal dłuższych. W pierwszym z tej grupy, jeziorze Głębokie, absorpcja światła przez rozpuszczone substancje organiczne wynosi  $a_{CDOM}(440) = 1,50$  m<sup>-1</sup>, maksimum oświetlenia obserwujemy dla fal o długości  $\lambda \approx 580$ -590 nm. W drugim jeziorze – Chotkowskie (Rys. 7.3g), efekty związane z dużą koncentracją substancji rozpuszczonych,  $a_{CDOM}(440) = 2,51$  m<sup>-1</sup>, potęgowane są przez dużą koncentrację fitoplanktonu. Pod powierzchnią wody, nawet na niewielkich głębokościach, światło z przedziału widma ultrafioletowego praktycznie nie występuje. Trend ten pogłębiony jest w jeziorze Czarne, w którym absorpcja światła przez CDOM wynosi  $a_{CDOM}(440) = 5,23$  m<sup>-1</sup>. W efekcie maksimum oświetlenia rejestrowane jest w paśmie fal  $\lambda \approx 650$  nm.

Ostatnim z przedstawionych na rysunku 7.3 rezultatów pomiarów są widma  $E_d$  zmierzone w czerwcu 2007 w jeziorze Pyszne. Jest to jezioro humusowe z bardzo ciemną i kwaśną wodą ( $\text{pH} < 5$ ). Koncentracja CDOM w wodach tego jeziora jest bardzo duża. W dniu pomiaru współczynnik absorpcji światła przez rozpuszczone substancje organiczne wynosił  $a_{\text{CDOM}}(440) = 14,4 \text{ m}^{-1}$ . Tak duża absorpcja światła przez rozpuszczoną materię organiczną powoduje, że prawie niewidoczny jest wpływ substancji zawieszonych i fitoplanktonu na podwodne pole światła. W paśmie maksimum absorpcji światła przez chlorofil  $a$  w czerwieni ( $\lambda \approx 675 \text{ nm}$ ) minimum na widmach oświetlenia  $E_d$  jest ledwo widoczne.

Penetrujące wieloskładnikową toń wodną promieniowanie słoneczne oddziałuje ze składnikami tego ośrodka w procesach absorpcji i rozpraszania. W efekcie część promieniowania jest zawracana wstecz, tworząc promieniowanie oddolne (skierowane ku górze, w kąty górnej półsfery). W głębszych akwenach, gdzie nie ma dodatkowo odbicia światła od dna, źródłem tego promieniowania jest głównie jego rozpraszanie przez rozpuszczone molekuly ośrodka (w tym wody) i zawieszony w nim cząstki materii, które tworzą ten ośrodek wodny. Rozpraszanie światła opisane jest w rozdziale 6, natomiast w rozdziale bieżącym przedstawione są pola radiacji oddolnej  $L_u$  w badanych akwenach, będące efektem procesu rozpraszania. Widma tej radiacji, zmierzone na różnych głębokościach w różnych jeziorach Pomorza oraz w strefie brzegowej Zatoki Gdańskiej zostały zilustrowane na rysunku 7.4. Porównując wykresy na rysunkach 7.3 i 7.4, możemy dostrzec, że radiacja oddolna stanowi zaledwie około 3 procent, a często dużo mniej strumienia światła odgórnego. Z uwagi na to, że na danej głębokości akwenu w świetle rozproszonym ku górze dominuje światło rozproszone, które dotarło z góry do tej głębokości, kształty widm radiacji oddolnej  $L_u$  na poszczególnych głębokościach są podobne do kształtów widm oświetlenia odgórnego  $E_d$  na tych samych głębokościach. Naturalnie nie jest to zwierciadlane odbicie, gdyż promieniowanie oddolne jest także wzmacniane przez strumień rozproszony w głębszych warstwach akwenu, który jest bardziej selektywnie przefiltrowany w wyniku absorpcji na dłuższej drodze w tym ośrodku. W rezultacie, widma  $L_u$  mają maksima bardziej zawężone (ostre) niż widma  $E_d$ . Podobnie jak oświetlenie  $E_d$  radiacja  $L_u$  w całym zakresie widmowym przyjmuje największe wartości tuż pod powierzchnią akwenu i wraz ze wzrostem głębokości jej wartości maleją, a widma zawężają się znacznie wraz z głębokością. Na pewną uwagę, szczególnie w wodach zawierających duże koncentracje chlorofilu  $a$ , zasługuje pasmo około 685 nm. Szacuje się, że w paśmie tym na powierzchni akwenów 10 do 40% radiacji oddolnej stanowi fluorescencja chlorofilu  $a$



Rys. 7.4. Typowe widma radiacji oddolnych  $L_u(\lambda, z)$  zmierzone przez autora na różnych głębokościach w zróżnicowanych troficznie i optycznie jeziorach Pomorza oraz w wodach przybrzeżnych Bałtyku (przy molo w Sopocie), reprezentujące szeroki zakres zróżnicowania koncentracji optycznie aktywnych składników OAC. Przy liniach wykresów podane są głębokości pomiaru w [m] i obok wartości koncentracji chlorofilu  $C_a$  w [ $\text{mg m}^{-3}$ ], koncentracji suchej masy zawieszanej materii  $C_{SPM}$  w [ $\text{g m}^{-3}$ ] oraz współczynnika absorpcji światła przez rozpuszczoną materię organiczną  $a_{CDOM}(440)$  w [ $\text{m}^{-1}$ ]

(Culver i Perry, 1997). Kształty widm  $L_u$  są wynikiem złożonego, selektywnego oddziaływania promieniowania z cząsteczkami ośrodka. Zawierają więc informacje o składnikach występujących w akwenu.

Należy podkreślić, że radiacja oddolna jest wielkością, która decyduje o wrażeniach barwnych odbieranych przez nasze oko, gdy obserwujemy powierzchnię jeziora, morza czy rzeki. W promieniowaniu opuszczającym wody Jeziora Kraterowego dominuje kolor błękitny (Hargreaves i in., 2007),

wody przybrzeżne Bałtyku (Rys. 7.4a) oraz najczystsze jeziora Pomorza (Rys. 7.4b) mają barwę żółtozieloną. Duża ilość fitoplanktonu w akwenach hipertroficznym, jak niektóre badane w tej pracy jeziora, powoduje, że oprócz koloru żółto-zielonego w kolorze jeziora pojawia się dodatkowo składowa czerwona (Rys. 7.4c, d). Wody takie widzimy jako brązowo-zielone. Wraz ze wzrostem ilości OAC, szczególnie substancji rozpuszczonych, w widmie radiacji oddolnej ubywa promieniowania od strony fal krótszych, skutkiem czego wody jezior robią się coraz bardziej pomarańczowe i czerwone (Rys. 7.4e, f, g, h, i). W skrajnym przypadku, w humusowym jeziorze Pyszne, dominującym kolorem jest czerwony (Rys. 7.4i). W przypadku jezior humusowych (z dużą zawartością CDOM) wrażenia wzrokowe są dodatkowo potęgowane przez niskie wartości radiacji wychodzącej z akwenów. W przypadku wspomnianego jeziora Pyszne radiacja  $L_u$  ma wartość średnio o dwa rzędy wielkości mniejszą niż w wodach czystych (jak Jezioro Kraterowe), w rezultacie wody takie widzimy dodatkowo jako ciemne.

Przedstawione wcześniej na rysunku 7.3 widma oświetleń odgórnych  $E_d(\lambda, z)$  przedstawiają bezwzględne wartości oświetlenia obserwowane na określonych głębokościach w akwenu. Jak już informowano w rozdziale 6, wartości energii docierające na różne głębokości są bardzo istotne z punktu widzenia różnych procesów fizycznych i biochemicznych zachodzących w środowisku wodnym. Napędzany tą energią proces fotosyntezy jest głównym źródłem energii żyjących tam organizmów. Należy jednak przypomnieć, że bezwzględne wartości oświetleń odgórnych zależą nie tylko od właściwości absorpcyjnych i rozpraszających wody akwenu wraz z jej komponentami, ale także od ilości i składu spektralnego promieniowania docierającego do jego powierzchni, o czym piszę w rozdziale 1. Poniżej zaprezentowano wpływ na podwodne pole światła samej wody i zawartych w niej komponentów. Wielkością, która dobrze opisuje zmiany podwodnego oświetlenia spowodowane przez samo środowisko wodne z jego optycznie aktywnymi składnikami OAC, jest transmitancja oświetlenia odgórnego wyrażona wzorem:

$$T(\lambda, z) = E_d(\lambda, z)/E_d(\lambda, 0^+), \quad (7.1)$$

gdzie:

$E_d(\lambda, z)$  – oświetlenie odgórne na określonej głębokości  $z$  w akwenu,

$E_d(\lambda, 0^+)$  – oświetlenia odgórne tuż pod powierzchnią akwenu (tj. na głębokości  $z = 0^+$ ).

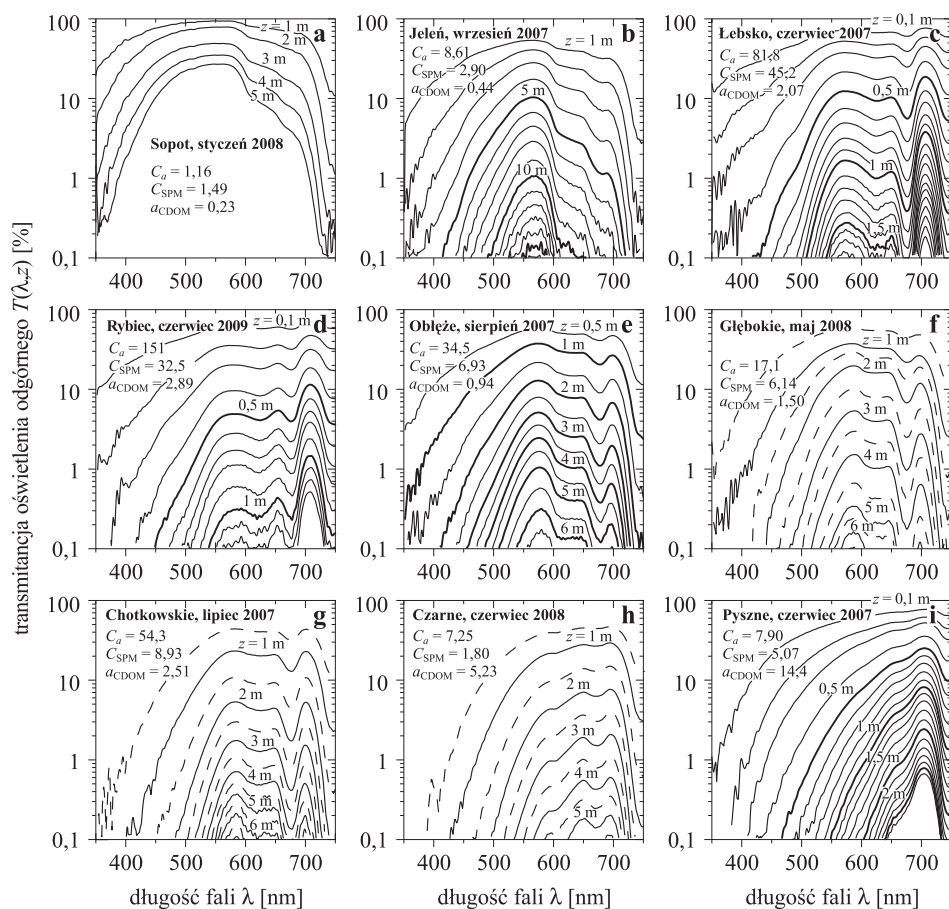
Wartość tej transmitancji w badanej wodzie zależy od jej absorpcyjnych i rozpraszających światło właściwości, czyli od jej rzeczywistych właściwości optycznych (patrz dalej, przypis str. 242). Te z kolei zależą od koncentracji substancji pochłaniających i rozpraszających światło w danym

ośrodka. Transmitancja zawiera zatem informacje o rzeczywistych właściwościach optycznych danej wody, a pośrednio o stężeniach OAC w toni wodnej. Transmitancje zarejestrowane w różnych wodach Pomorza przedstawiono na rysunku 7.5. Ponieważ transmitancje są w dużym stopniu niezależne od warunków panujących nad powierzchnią wody, a pokazują względne zmiany oświetlenia z głębokością, dużo lepiej charakteryzują właściwości optyczne akwenów i umożliwiają ich porównanie. Posługując się rysunkiem 7.5, możemy określić, jaki procent energii światła o określonej długości fali dociera do poszczególnych głębokości toni wodnej. Na przykład izobaty przecinające oś OX informują, do jakich głębokości, dla danej długości fali, dociera 0,1% z całej energii wnikającej tuż pod powierzchnię akwenu.

Przedstawione powyżej zależności w bardzo szerokim zakresie charakteryzują wody jeziorne spotykane na Pomorzu i pozwalają na sformułowanie pewnych uogólnień. Widzimy, że skład spektralny podwodnych oświetleń zależy zarówno od typu akwenu, jak i od głębokości w akwenu. Abstrahuując od bezwzględnych wielkości energii, które są znacznie silniej zredukowane z głębokością w akwenach zawierających duże koncentracje OAC, widzimy, że cechą wspólną dla wszystkich akwenów jest wzrastająca z głębokością w akwenu ilościowa dominacja światła w obszarze (lub obszarach) najwyższej przepuszczalności nad innymi długościami fali. Natomiast cechą różniącą spektralne rozkłady oświetleń w różnych typach wód jest położenie oraz kształt spektralny wyżej wymienionego uprzywilejowanego pasma najlepszego przepuszczania. Poniżej przedstawiono wpływ koncentracji AOC na kształt podwodnych oświetleń oraz główne charakteryzujące je prawidłowości.

We wszystkich typach wód widmo energii tuż pod powierzchnią jest prawie takie same. Jednakże, w miarę wzrostu głębokości jego kształt jest modyfikowany przez właściwości optyczne samej wody oraz zawarte w niej optycznie aktywne składniki OAC. Ilość energii transmitowana na określoną głębokość zależy od wartości współczynnika absorpcji światła oraz współczynnika rozpraszania światła przez ośrodek, w którym przemieszcza się światło. Ponieważ, jak pokazano w rozdziale 6, widmo współczynnika rozpraszania światła w wodach drugiego rodzaju słabo lub, jak pokazują badania innych autorów, nie zależy od długości fali (Dekker, 1993, Dekker i in., 2001; Heege, 2000), zmiany w widmie podwodnych oświetleń są zdeterminowane głównie przez spektralny kształt współczynnika absorpcji. W pierwszym przybliżeniu jest to zależność typu  $E_d \sim \exp(-a)$ ; wzrostowi współczynnika absorpcji światła  $a$  towarzyszy eksponencjalny spadek oświetlenia  $E_d$ . Widmo współczynnika absorpcji światła i jego zależność od koncentracji składników OAC jest przeanalizowana w rozdziale 5.5. Przedstawione tam rysunki ułatwiają analizę wpływu OAC na podwodne oświetlenia.





Rys. 7.5. Typowe widma transmitancji oświetlenia odgórnego  $T(\lambda, z)$ , zmierzonych przez autora na różnych głębokościach w zróżnicowanych troficznie i optycznie jeziorach oraz wodach przybrzeżnych Zatoki Gdańskiej (przy moło w Sopocie) reprezentujące szeroki zakres koncentracji optycznie aktywnych składników. Przy liniach wykresów podane są głębokości pomiaru w [m] i obok: wartości koncentracji chlorofilu  $C_a$  w  $[\text{mg m}^{-3}]$ , koncentracji suchej masy zawieszanej materii  $C_{\text{SPM}}$  w  $[\text{g m}^{-3}]$  oraz współczynnika absorpcji światła przez rozpuszczoną materię organiczną  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w  $[\text{m}^{-1}]$

### 7.3. Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego $K_d(\lambda)$

Użyteczną wielkością, bezpośrednio związaną z oświetleniem odgórnym  $E_d(\lambda)$ , często używaną do scharakteryzowania przenikania światła w głąb naturalnych wód jest spektralny współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświe-

tlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  (Baker i Smith, 1982; Dera, 2003). Współczynnik  $K_d(\lambda)$  zaliczany jest do grupy pozornych właściwości optycznych wód AOP<sup>4</sup>, ponieważ jego wartość zależna jest nie tylko od właściwości optycznych wód danego akwenu, ale także od zespołu zewnętrznych warunków oświetlenia, głównie od położenia Słońca, stanu atmosfery, zachmurzenia nieba oraz stanu powierzchni akwenu. Wpływ tych zewnętrznych czynników jest znaczny w powierzchniowej warstwie wody i zanika na większych głębokościach.

Wartości współczynnika  $K_d(\lambda)$  najczęściej zmieniają się wraz z głębokością  $z$  w akwenu oraz wykazują silną zależność od długości fali  $\lambda$ . Wyznacza się je z następującej definicji tego współczynnika

$$K_d(\lambda) = -\frac{1}{E_d(\lambda, z)} \frac{dE_d(\lambda, z)}{dz} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (7.2a)$$

na podstawie zmierzonych oświetleń odgórnych  $E_d(z)$  na różnych głębokościach ( $z$ ) w badanym akwenu (np. Jerlov, 1976; Højerslev, 1986; Dera, 2003). W praktyce, wartości uśrednione dla warstwy wody od głębokości  $z_1$  do głębokości  $z_2$  wylicza się z wzoru wynikającego z tej definicji (7.2a):

$$\overline{K_d}(\lambda, z_1 \div z_2) = \frac{1}{z_2 - z_1} \ln \frac{E_d(\lambda, z_1)}{E_d(\lambda, z_2)}. \quad (7.2b)$$

Współczynnik  $K_d$  jest wielkością związaną z rzeczywistymi właściwościami ośrodka wodnego IOP<sup>5</sup> (Gordon i in., 1975; Højerslev, 1986; Dera, 2003) następującą przybliżoną zależnością:

$$K_d \approx \frac{a + b_b}{\mu_d}, \quad (7.3)$$

gdzie:

$a$  – współczynnik absorpcji światła przez badany ośrodek wodny,

$b_b$  – współczynnik rozpraszania światła wstecz,

$\mu_d$  – średni kosinus kąta, wyznaczającego średni kierunek przepływu strumienia odgórnego promieniowania na głębokości  $z$ .

Równanie (7.3) nie jest jedynym, które opisuje zależność pomiędzy współczynnikiem  $K_d$  i rzeczywistymi właściwościami ośrodka (p. np. Gordon, 2002; Dera, 2003).

Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  jest wielkością bardzo użyteczną i powszechnie wykorzystywaną w oceanografii.

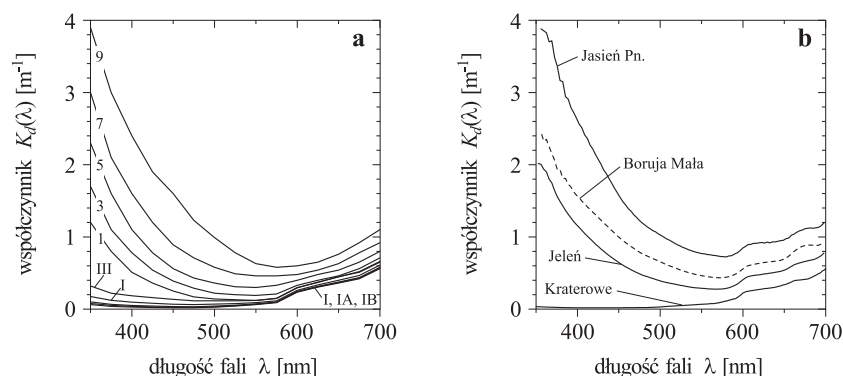
<sup>4</sup>AOP – ang. *Apparent Optical Properties* (patrz np. Jerlov, 1976; Højerslev, 1986; Dera, 2003).

<sup>5</sup>IOP – ang. *Inherent Optical Properties* (patrz j.w.).

Gdy znane jest jego widmo, można je wykorzystać do wyznaczenia spektralnych rozkładów oświetlenia na dowolnej głębokości w akwenu, na podstawie widma oświetlenia tuż pod powierzchnią wody. Można też wykorzystać jego zależność od rzeczywistych właściwości optycznych badanych wód i wyznaczyć przybliżone wartości współczynnika absorpcji światła lub współczynnika rozpraszania wstecz w tych wodach. Ponadto istnieją różne rodzaje parametryzacji właściwości optycznych wód, pozwalające powiązać współczynnik  $K_d(\lambda)$  z koncentracją składników OAC, np. z koncentracją chlorofilu. Dla wód typu pierwszego wg klasyfikacji optycznej (Morel i Prieur, 1977) zagadnienia te są już dosyć dobrze poznane, a istniejące sposoby parametryzacji pozwalają wyznaczać koncentracje OAC w oparciu o znane widma  $K_d$  z zadowalającą dokładnością. Niestety dla wód typu drugiego, a takimi są właśnie wody jezior badanych w tej pracy (i także wody Bałtyku), pomimo wielu lat badań, współzależności pomiędzy współczynnikiem  $K_d$  i różnymi rzeczywistymi właściwościami optycznymi tych wód kryją nadal wiele nieścisłości i wymagają dalszych działań.

### **Widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego $K_d(\lambda)$ wyznaczone dla jezior Pomorza i innych części świata, model Jerlova**

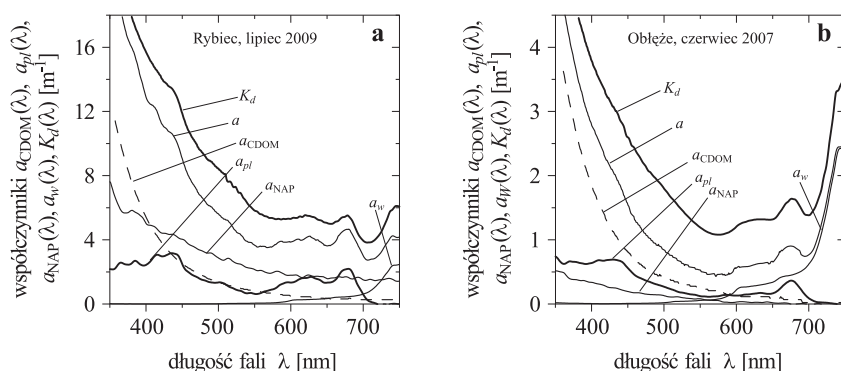
Widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  charakteryzują w pewien sposób właściwości optyczne wód i łatwo się je wyznacza poprzez pomiary widm oświetlenia dziennego na różnych głębokościach akwenu. Z tego względu współczynnik  $K_d(\lambda)$  jest wykorzystany do charakterystyki akwenów w różnego rodzaju optycznych klasyfikacjach wód (p. np. Jerlov, 1976; Morel i Prieur, 1977; Hørjerslev, 1986; Woźniak i Pelevin, 1991). Osłabianie oświetlenia odgórnego z głębokością w toni wodnej jest podstawą jednej z pierwszych klasyfikacji wód morskich otwartych i przybrzeżnych, stworzonej przez Jerlova (1964, 1977, 1978). Odnosi się ona do górnej (eufotycznej) warstwy morza i dzieli wody oceaniczne na 4 różne typy (oznaczone: I, IA, IIB, i III), a wody przybrzeżne na dziewięć typów (oznaczone: 1, 2, ... 9). Widma współczynników dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia  $K_d(\lambda)$  dla różnych typów wody wg tej klasyfikacji zostały przedstawione na rysunku 7.6a. Dodatkowo, aby porównać otrzymane widma współczynnika  $K_d(\lambda)$ , na rysunku 7.6b pokazano rezultaty pomiarów tego współczynnika przeprowadzonych w jednym z najczystszych jezior świata: Jeziorze Kraterowym (USA). Klasyfikacja wg Jerlova, opracowana dla wód oceanicznych oraz mórz przybrzeżnych, dobrze opisuje też wody Jeziora Kraterowego i wody strefy przybrzeżnej Bałtyku (p. dalej Rys. 7.8a). Nie znajduje natomiast zastosowania do większości wód jeziornych Pomorza



Rys. 7.6. Widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$ : a) wg optycznej klasyfikacji wód morskich Jerlova (1976) wyznaczone na podstawie danych z tabeli XXXII z wyżej cytowanej pracy: I...III – wody oceaniczne, 1–9 – wody przybrzeżne, b) w jeziorach: Kraterowym 20.08.2001 r. (wyznaczone na podstawie danych z prac: Smith i in., 1973; Hargreaves i in., 2007) oraz Jeleń 20.05.2010 r., Boruja Mała 20.05.2010 r. i Jasiień Północny 19.06.2008 r.

(p. dalej Rys. 7.8c–i), szczególnie tych wód, które mają bardzo małą przezroczystość. Tylko najbardziej przezroczyste spośród badanych w tej pracy wód jeziornych zaliczyć można do typów wód przybrzeżnych od 4 do 9 wg optycznej klasyfikacji Jerlova. Należą do nich wody jezior Jeleń, Boruja Mała, Jasiień Północny (p. Rys. 7.6b). Wody pozostałych jezior znajdują się poza nią. Największe różnice osłabiania oświetlenia pomiędzy wodą przybrzeżną wg klasyfikacji Jerlova a wodą jeziorną obserwuje się w zakresie krótkofalowym widma światła widzialnego. Przyczyną jest dużo większa w badanych jeziorach koncentracja substancji organicznych CDOM niż w wodach morskich przybrzeżnych.

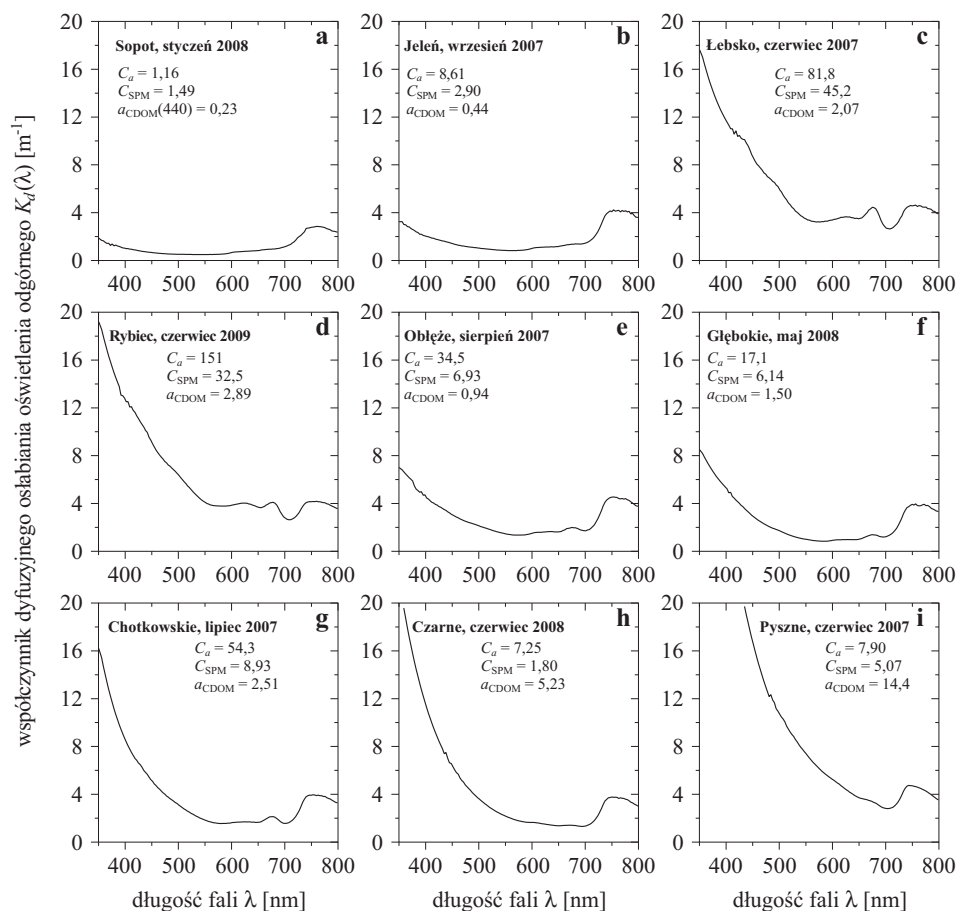
Jak wynika ze wzoru (7.3), współczynnik  $K_d(\lambda)$  rośnie w pierwszym przybliżeniu proporcjonalnie do współczynnika absorpcji światła  $a(\lambda)$ , dla tej samej długości fali. Jakościowo potwierdzają to wyniki pomiarów przedstawione na rysunku 7.7, na którym zestawiono widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  oraz widma współczynników absorpcji światła: absorpcji sumarycznej  $a(\lambda)$  i jej składowych (wody  $a_w(\lambda)$ , substancji rozpuszczonych  $a_{CDOM}(\lambda)$ , fitoplanktonu  $a_{pl}(\lambda)$  i zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{NAP}(\lambda)$ ); w warstwie wód powierzchniowych jezior z różnymi koncentracjami tych grup OAC. Jak widać z wykresu, kształt widma współczynnika  $K_d(\lambda)$  odzwierciedla w zarysie rozkład spektralny sumarycznego współczynnika absorpcji światła  $a(\lambda)$  tej jeziornej wody. Jednak wkład absorpcji przez poszczególne grupy składników tej wody w róż-



Rys. 7.7. Widma współczynników dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  i absorpcji światła – sumarycznej  $a(\lambda)$  oraz jej składowych (wody  $a_w(\lambda)$ , substancji rozpuszczonych  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ , cząstek fitoplanktonu  $a_{\text{Pl}}(\lambda)$ , cząstek niefitoplanktonowych  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ ); w warstwie powierzchniowej jezior: a) Rybiec i b) Obłęż

nych przedziałach widzialnego widma światła jest oczywiście różny. Absorpcja w długofalowej części widma zdominowana jest przez molekuły wody, a w części krótkofalowej głównie przez rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM. Natomiast za charakterystyczne maksima absorpcji w paśmie fal 675 nm i (rzadziej obserwowane) 625 nm odpowiada fitoplankton. Dokładniej zależność widma absorpcji światła od składników wody OAC opisana jest w rozdziale 5. Korzystając z tego, że współczynnik osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  jest w przybliżeniu proporcjonalny do współczynnika absorpcji światła  $a(\lambda)$ , opisy w rozdziale 5 wyjaśniają także wpływ składników OAC na modyfikacje widma współczynnika  $K_d(\lambda)$ .

Wykresy na kolejnym rysunku 7.8 pokazują, jak bardzo zróżnicowanie koncentracji składników OAC wpływa na widma  $K_d(\lambda)$  rejestrowane w badanych wodach. Na pierwszym wykresie tego rysunku (Rys. 7.8a) przedstawiono widmo współczynnika  $K_d(\lambda)$  zmierzone w wodach Bałtyku przy molo w Sopocie w styczniu 2008 roku. Niewielkie koncentracje OAC:  $C_a = 1.16 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1.49 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.86 \text{ m}^{-1}$  są przyczyną słabej absorpcji światła i niskich wartości współczynnika  $K_d(\lambda)$  w całym zakresie badanego widma światła widzialnego. Kształt części długofalowej tego widma zdeterminowany jest głównie przez właściwości absorpcyjne czystej wody, natomiast części krótkofalowej przez substancje rozpuszczone CDOM, występujące tu w czasie badań w niewielkiej koncentracji. Wpływ fitoplanktonu oczekiwany w paśmie fal ok.  $\lambda \approx 675 \text{ nm}$  jest prawie niezauważalny. Pozostałe wykresy (Rys. 7.8b–i) przedstawiają widma współczynnika  $K_d(\lambda)$  wyznaczone z pomiarów w wodach badanych jezior. Jak widzimy, wartości współczynnika  $K_d(\lambda)$  obserwowane w krótkofalowej części widma rosną lub maleją wraz ze wzrostem lub spadkiem wartości współczynnika absorpcji



Rys. 7.8. Widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  wyznaczone dla warstwy powierzchniowej zróżnicowanych troficznie i optycznie jezior Pomorza oraz wód przybrzeżnych Bałtyku (przy moło w Sopocie). Jednostki miar wartości podanych obok wykresów są następujące:  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ],  $C_{SPM}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $a_{CDOM(440)}$  [ $\text{m}^{-1}$ ]

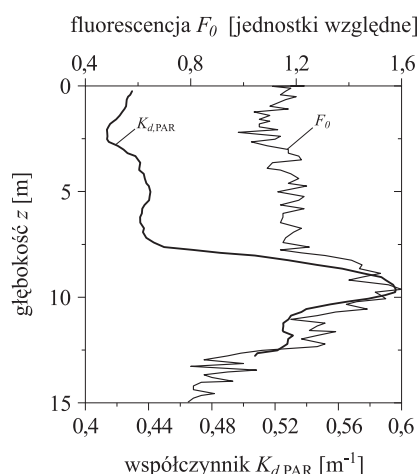
światła przez CDOM. W jeziorze Jeleń i Obłęż (Rys. 7.8b i 7.8e) niska absorpcja światła przez CDOM generuje niskie wartości współczynnika  $K_d(\lambda)$  w zakresie krótkofalowym widma. W pozostałych jeziorach, gdzie absorpcja światła przez substancje CDOM jest znacznie wyższa, w części niebieskiej widma obserwujemy wyższe wartości współczynnika  $K_d(\lambda)$ . Kulminację tego efektu widzimy na rysunku 7.8i, przedstawiającym widmo współczynnika  $K_d(\lambda)$  w humusowym jeziorze Pyszne. W zakresie krótkofalowym widma fal widzialnych zmierzone w tym jeziorze wartości  $K_d(\lambda)$  są wyraźnie wyższe od tych zmierzonych w pozostałych jeziorach. W części długofalowej

widma światła widzialnego we wszystkich jeziorach rozkład spektralny wartości współczynnika osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda)$  jest podobny. Jak pokazano w rozdziale 5.5, w tym zakresie widma absorpcja światła jest głównie zdeterminowana przez właściwości absorpcyjne samej wody, natomiast wpływ pozostałych komponentów wody jest niewielki. W części środkowej widma  $K_d(\lambda)$ , na wykresach możemy dostrzec charakterystyczne maksimum w paśmie ok. 675 nm. Jest ono wyraźniej zaznaczone dla wód z dużą koncentracją chlorofilu *a*, związanego z fitoplanktonem. W jeziorach zawierających wysokie koncentracje cyjanobakterii (np. Rybiec, Łebsko) dla długości fali  $\lambda = 620$  nm obserwujemy dodatkowo charakterystyczne maksimum wywołane absorpcją światła przez występujący w tych organizmach pigment fikocyjaninę (Dekker i in., 1996; Schalles i Yacobi, 2000; Schalles, 2006; Simis i in., 2007). Jak pokazano w rozdziale 5.3, absorpcja światła przez fitoplankton w zakresie czerwonym jest znacznie niższa niż absorpcja w paśmie Soreta. Duże koncentracje fitoplanktonu wpływają więc także znacząco na część niebieską widma absorpcji. Na wykresach  $K_d(\lambda)$  wpływ ten też jest obserwowany, ale wpływ absorpcji światła przez fitoplanktonowe maksimum w paśmie Soreta jest maskowany przez dominującą w tym zakresie spektralnym absorpcję światła przez kolorowe rozpuszczone w wodzie substancje organiczne CDOM.

Przy analizach wpływu zawartych w wodzie składników OAC na wartości i kształt widm współczynnika  $K_d(\lambda)$  nie można nie wspomnieć o cząstkach niefitoplanktonowej materii zawieszonych (NAP). Jak pokazano w rozdziale 5.2, widma absorpcji światła przez te zawiesiny, zwłaszcza gdy dominują w nich cząstki materii organicznej, mają podobne kształty do widm absorpcji przez substancje rozpuszczone CDOM, z tym że najczęściej obserwowane wartości  $a_{\text{NAP}}$  są znacznie niższe niż  $a_{\text{CDOM}}$ . Należy jednak zaznaczyć, że wartość współczynnika  $K_d(\lambda)$  zależy nie tylko od współczynnika absorpcji, ale także od współczynnika rozpraszania wstecz  $b_b$  światła przenikającego w głąb toni wodnej (p. wzór (7.3)). Rozpraszanie światła przez zawieszony w wodzie cząstki NAP zostało opisane w rozdziale 6. Rozpraszanie przez te cząstki zwiększa wartość współczynnika  $K_d(\lambda)$  w całym zakresie widmowym widzialnego światła.

### Pionowe profile $K_d$

Spektralny współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(\lambda, z)$  najczęściej nie ma stałej wartości w profilu pionowym zbiornika wodnego. Jego wartości ulegają zmianie wraz ze zmianą głębokości, na skutek niejednorodności mas wody. Jak pokazano w rozdziale 2, związane jest



Rys. 7.9. Pionowe rozkłady współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia  $K_{d,PAR}(z)$  oraz fluorescencji chlorofilu  $a$ ,  $F_0$  zmierzone w jeziorze Jeleń 21.09.2009. Profil  $K_{d,PAR}$  został wyznaczony z pomiarów oświetleń wykonanych dla warstw wody grubości około 0,15 m

to ze zróżnicowaniem koncentracji i kompozycji składników OAC w rozkładzie pionowym, w tym głównie koncentracji chlorofilu i cząstek materii zawieszonych oraz w mniejszym stopniu materii rozpuszczonej CDOM. Dodatkowo, nawet w pionowo jednorodnej wodzie, wartość współczynnika  $K_{d,PAR}$  (tj. współczynnika osłabiania sumarycznego oświetlenia odgórne – dla światła w zakresie widmowym PAR) ulega zmianom ze wzrostem głębokości, na skutek zmian składu spektralnego tego oświetlenia. W wyniku spektralnie selektywnego osłabiania oświetlenia przez substancje OAC, wraz ze wzrostem głębokości, stopniowo zawęża się pasmo promieniowania penetrującego toń wodną, tak że na dużych głębokościach panuje już tylko światło o długościach fal z wąskiego pasma o największej przepuszczalności w danej wodzie. W wyniku tego zawężenia widm światła penetrujących toń wodną – uśredniony w zakresie PAR współczynnik  $K_{d,PAR}$  ma wyższe wartości niż współczynnik  $K_d(\lambda)$  zmierzony tylko dla jednej długości fali w paśmie największej przepuszczalności. Należy jednak zaznaczyć, że wpływ wyżej opisanego efektu na wartości współczynnika  $K_{d,PAR}$  jest niewielki, natomiast obserwowane w stratyfikowanych jeziorach, nieregularne zmiany wraz ze wzrostem głębokości wartości współczynnika  $K_{d,PAR}$  spowodowane są głównie zmianami wraz z głębokością koncentracji składników OAC.

Przykładowy pionowy profil  $K_{d,PAR}(z)$  wyznaczony z pomiarów *in situ* fluorymetrem (PrimProd, EcoMonitor) wyposażonym w kwantometr mierzący oświetlenie odgórne w zakresie 400–700 nm, w jeziorze Jeleń 21.09.2009 roku, jest pokazany na rysunku 7.9. Jak widać z rysunku, na głębokości 10 m obserwujemy wyraźne maksimum  $K_{d,PAR}$  skorelowane z maksimum fluorescencji chlorofilu. Różne koncentracje składników OAC na różnych głębokościach (chlorofilu  $a$  oraz materii zawieszonych) potwierdzają też



Tabl. 7.2. Wartości  $K_{d, PAR}(z)$  dla różnych warstw wody w jeziorze Jeleń zmierzone 21.09.2009 i odpowiednie wartości  $C_a$ ,  $C_{SPM}$ ,  $a_{CDOM}(440 \text{ nm})$ 

Głębokość [m]	$C_a$ [mg m <sup>-3</sup> ]	$C_{SPM}$ [g m <sup>-3</sup> ]	$a_{CDOM}(440 \text{ nm})$ [m <sup>-1</sup> ]	$K_{d, PAR}$ [m <sup>-1</sup> ]
0	6,04	1,35	0,64	0,43
7	6,45	1,29	0,50	0,44
10	9,47	2,72	0,51	0,59
17	1,82	0,79	0,64	-
33	1,09	8,97	1,10	-

wyniki pomiarów laboratoryjnych próbek wody pobranych na określonych głębokościach, przedstawione w tabeli 7.2.

#### 7.4. Zdalna reflektancja $R_{rs}(\lambda)$

Zdalne szacowanie koncentracji składników OAC w wodach przybrzeżnych morza i jeziorach (np. z satelity lub z samolotu) w ostatnich latach nabiera szczególnego znaczenia. W myśl Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/EC) ocenie ma podlegać stan całego ekosystemu wodnego. Wymusza to zmianę podejścia do monitoringu wód powierzchniowych. Szczególnego znaczenia nabierają metody teledetekcyjne umożliwiające jednoczesny pomiar wielu zbiorników rozmieszczonych na dużym obszarze i na całej powierzchni akwenu, w przeciwieństwie do metod tradycyjnych realizujących pomiary w konkretnym punkcie. Podczas gdy algorytmy do zdalnego monitorowania wód pierwszego rodzaju (wg optycznej klasyfikacji) są już dobrze opracowane i z powodzeniem wykorzystywane, to dla wód drugiego rodzaju, takich jak morskie wody przybrzeżne, rzeki i jeziora, dotychczas opracowane algorytmy są mało dokładne i stanowią problem daleki od zadowalającego rozwiązania. Przyczyną tego jest występowanie w tych wodach złożonej kompozycji różnego rodzaju optycznie aktywnych składników (OAC), tj. zawiesin organicznych i mineralnych, rozpuszczonych substancji organicznych, pigmentów roślinnych i in., z których znaczna część nie jest wynikiem funkcjonowania miejscowego ekosystemu wodnego, lecz jest wprowadzana z zewnątrz – przez wody spływające z lądu, opady atmosferyczne i wiatry. Skład i właściwości tych substancji w wodzie zależy od lokalnych warunków środowiskowych i ulega przypadkowym zmianom w czasie. Z tych przyczyn, pomimo istnienia wielu prac, w których przedstawiono szereg formuł obliczeniowych dla konkretnych zbiorników wodnych (Schalles i in., 1998; Pierson i Strömbeck, 2000; Kallio i in., 2003; Qin, 2008; Yacobi i in., 2011) bądź określonych rejonów występowania jezior (Vertucci i Likens, 1989; Gons, 1999;

Carder i in., 1999; 2003; Thiemann i Kaufmann, 2002; D'Sa i Miller, 2003; Dall' Olmo i in., 2003; Kutser i in., 2005a, b), operacyjny monitoring jakości wód śródlądowych z wykorzystaniem danych satelitarnych nie jest jeszcze prowadzony, a operacyjne algorytmy, instrumenty pomiarowe, czujniki na satelitach wymagają lepszego przystosowania do tego celu.

Większość algorytmów do zdalnego szacowania koncentracji zawartych w wodzie składników OAC wykorzystuje fakt, że absorpcja światła słonecznego przez materię zawieszoną (komórki fitoplanktonu i zawiesiny niefitoplanktonowe) oraz materię rozpuszczoną (CDOM) w obecności światła rozproszonego przez wszystkie zawiesiny modyfikuje podwodne pole światła w stopniu zależnym od rodzaju i koncentracji tych składników. Zmodyfikowana procesami absorpcji i rozpraszania część podwodnego światła wychodzi z powrotem ze zbiornika wodnego do atmosfery i rejestrowana przez radiometry pozwala wnioskować o tych procesach, a pośrednio o koncentracji niektórych optycznie aktywnych składników OAC. Ze względu na wspomnianą wyżej złożoność źródeł i natury tych OAC wody przybrzeżne morza oraz wody jeziorne i rzek stanowią poważne wyzwanie dla interpretacji tych świetlnych sygnałów (widma światła) trafiających do detektora po wyjściu ze zbiornika wodnego. Utrudnia to znacznie odróżnienie i wyodrębnienie z całkowitego sygnału (koloru zbiornika w dziennym świetle) części tego sygnału, która pochodzi od określonego składnika OAC (p. np. Carder i in., 1989; Gallegos i in., 1990; Ritchie i in., 1994; Schalles, 2006). W dążeniu do rozwiązania tego problemu liczba prac związanych ze spektralnymi pomiarami pól światła w mętnych wodach śródlądowych i wodach mórz szelfowych zwiększyła się znacznie w ostatnich latach (p. np. Gitelson i in., 2000; Cunningham i in., 2001; Lahet i in., 2001; Gons i in., 2002; Brando i Dekker, 2003; Dall'Olmo i in., 2003; Richardson i LeDrew, 2006; Miller i in., 2007; Qin, 2008; Hunter i in., 2008; Yacobi i in., 2011). Te wymienione i inne prace doprowadziły do opracowania wielu algorytmów określania składników OAC w wodach typu 2 różnych rejonów Ziemi.

Do monitorowania stanu wód zdalnymi metodami optycznymi wykorzystuje się funkcję odbicia odgórnego oświetlenia dziennego przez toń zbiornika wodnego, zwaną reflektancją  $R(\lambda, z)$ . Na określonej głębokości  $z$  w wodzie i dla długości fali  $\lambda$  reflektancję  $R(\lambda, z)$  wyznacza się z definicji jako stosunek oświetlenia oddolnego  $E_u(\lambda, z)$  do oświetlenia odgórnego  $E_d(\lambda, z)$ :

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} \quad [\text{b.w.}] \quad (7.4)$$

Widmo tej reflektancji oświetlenia na powierzchni zbiornika wodnego określa kolor tego zbiornika w dziennym świetle, który zależy od tego, ile i jakie części widma światła penetrującego toń wodną zostały pochłonięte przez składniki OAC. Reflektancja, podobnie jak omawiany w podrozdziale 7.3 współczynnik osłabiania oświetlenia odgórnego  $K_d(z, \lambda)$ , jest jedną z pozornych właściwości optycznych zbiornika wodnego (AOP).

Oświetlenie oddolne  $E_u(\lambda, z)$  występujące w definicji reflektancji (7.4) obejmuje strumień światła biegnącego ku górze we wszystkich kierunkach górnej półsfery kątów. Natomiast czujniki optyczne umieszczone np. na satelitach, tj. daleko od badanej wody, przystosowane są do odbierania światła z określonego kierunku (np. z wybranego obszaru powierzchni zbiornika wodnego), czyli odbierają radiację oddolną światła  $L_u(\lambda, z)$  przypadającego na mały kąt bryłowy z danego kierunku. Do takiej zdalnej rejestracji wprowadzono zmodyfikowaną funkcję odbicia (7.4), nazwaną reflektancją zdalną (na głębokości  $z$  w wodzie)  $R_{rs}(\lambda, z)$  (ang. *remote sensing reflectance*) i zdefiniowaną jako:

$$R_{rs}(\lambda, z) = \frac{L_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} \quad [\text{sr}^{-1}], \quad (7.5)$$

gdzie  $L_u$  jest radiacją oddolną światła, mierzoną w  $[\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}]$ .

Tuż pod powierzchnią akwenu (gdzie  $z = 0^+$ , gdy oś  $z$  skierowana jest pionowo w dół) tę reflektancję zdalną możemy wyrazić wzorem:

$$R_{rs}(\lambda, 0^+) = \frac{L_u(\lambda, 0^+)}{E_d(\lambda, 0^+)} \quad [\text{sr}^{-1}], \quad (7.5a)$$

a tuż nad powierzchnią akwenu (gdzie  $z = 0^-$ ), wzorem:

$$R_{rs}(\lambda, 0^-) = \frac{L_u(\lambda, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} \quad [\text{sr}^{-1}]. \quad (7.5b)$$

Przedstawione w tej pracy wielkości  $L_u(z, \lambda)$  i  $E_d(z, \lambda)$  mierzono za pomocą spektrometrii HyperPro, a sposób pomiarów opisano w rozdziale 7.1.

Do wyznaczania zdalnej reflektancji tuż nad powierzchnią wody badanych akwenów  $z = 0^-$  wykorzystano oświetlenie odgórne zmierzone tuż nad powierzchnią akwenu  $E_d(\lambda, 0^-)$  oraz radiację oddolną  $L_u(\lambda, z)$  zmierzoną pod powierzchnią akwenu, uznając, że ze względu na fluktuacje radiacji światła przechodzącego przez powierzchnię wody i odbicia oświetlenia od powierzchni, pomiar radiacji  $L_u(\lambda, z)$  pod powierzchnią jest znacznie dokładniejszy niż nad powierzchnią (Darecki, 1998). Zmierzone w warstwie przy powierzchniowej na kilku głębokościach  $z$  widma radiacji oddolnej  $L_u(\lambda, z)$  były ekstrapolowane do wartości tuż pod powierzchnią oraz zgodnie z międzynarodowymi zaleceniami korygowane ze względu na występowanie efektu

samozacieniania przez miernik tej radiacji (Mueller, 2003). Tak wyznaczone wartości radiacji oddolnej tuż pod powierzchnią akwenu  $L_u(\lambda, 0^+)$  zostały następnie ekstrapolowane nad powierzchnię wody z uwzględnieniem transmitancji przez samą powierzchnię wody (Darecki i in., 2005). Ostatecznie, stosownie do definicji (7.5) i z uwzględnieniem efektów przejścia strumienia światła przez powierzchnię wody, zdalna reflektancja tuż nad powierzchnią wody wyrażona jest równaniem:

$$R_{rs}(\lambda, 0^-) = 0,544 \frac{L_u(\lambda, 0^+)}{E_d(\lambda, 0^-)} \text{ [sr}^{-1}\text{]}, \quad (7.6)$$

w którym czynnik 0,544 wynika z odbicia i załamania światła przy przechodzeniu przez powierzchnię akwenu (Darecki i in., 2005).

Spektralne rozkłady reflektancji  $R_{rs}(\lambda, 0^-)$  przedstawione i analizowane w tej pracy zostały wyznaczone wg powyższego wzoru (7.6), z wykorzystaniem wartości oświetleń odgórnych zmierzonych tuż nad powierzchnią wody  $E_d(\lambda, 0^-)$  i radiacji oddolnych zmierzonych pod powierzchnią wody na kilku głębokościach  $L_u(\lambda, z)$  i ekstrapolowanych na tej podstawie radiacji tuż pod powierzchnią wody  $L_u(\lambda, 0^+)$ .

Analizy wykazały, że radiację  $R_{rs}(0^-)$  można powiązać ze współczynnikami rozpraszania światła wstecz  $b_b$  i absorpcji światła  $a$  w środowisku wodnym (Gordon i in., 1975; Morel i Prieur, 1977; Gordon i Morel, 1983; Gordon i in., 1988) oraz może ona być wyrażona za pomocą zależności:

$$R_{rs}(0^-) = \frac{f}{Q} \frac{b_b}{a + b_b}, \quad (7.7)$$

gdzie:

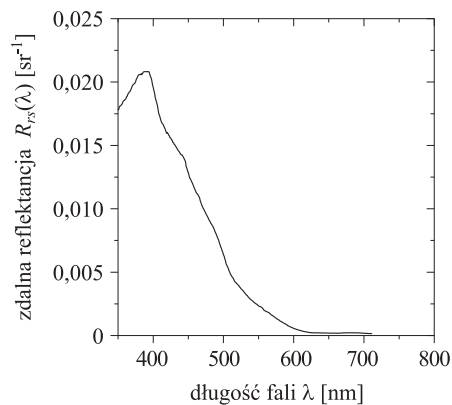
$f$  – zmienna środowiskowa, zależna od kąta zenitalnego Słońca, optycznych własności wody i długości fali światła (Morel i Gentili, 1991),

$Q$  – współczynnik określający anizotropowość oddolnego pola radiacji w wodzie, zdefiniowany jako stosunek oświetlenia oddolnego  $E_u$  i radiacji oddolnej  $L_u$ .

Równanie (7.7) wiąże zdalną reflektancję z rozpraszającymi i absorpcyjnymi właściwościami wody, które są z kolei określone przez składniki wody takie, jak biomasa fitoplanktonu, rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM i pozostałe, niefitoplanktonowe organiczne i mineralne cząstki zawiesiny. Wartość występującego w równaniu (7.7) wyrażenia  $f/Q$  w wodach naturalnych zmienia się w zakresie od 0,09 dla czystych wód oceanicznych do 0,12 dla mętnych wód regionów przybrzeżnych zdominowanych przez wodę rzeczną (D'Sa i Miller, 2003). Równanie (7.7) jest bardzo ogólne i może być wykorzystane do wszystkich rodzajów wód.

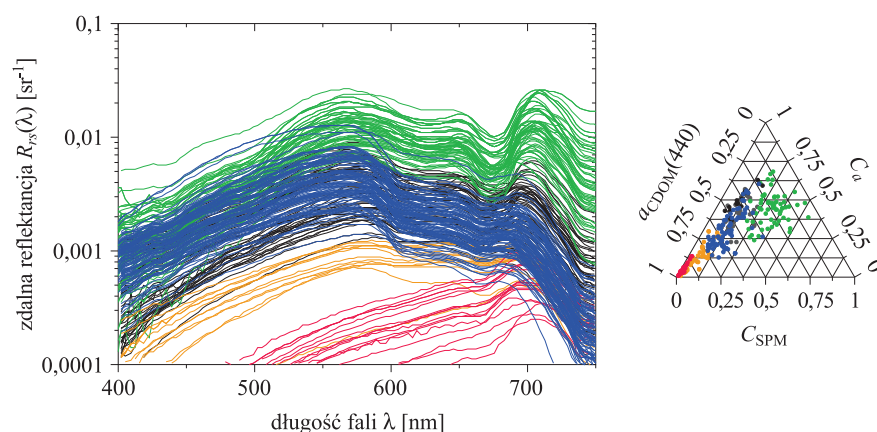
### Przykładowe refleksje obserwowane w badanych akwenach

W rozdziale 7.2 przedstawiono widma oświetlenia odgórnego zmierzone w jednym z najczystszych na Ziemi Jeziorze Kraterowym (p. Rys. 7.2). Poniżej, na rysunku 7.10 przedstawiona jest refleksja zdalna  $R_{rs}$  zmierzona w tym jeziorze. Jak już wspomniano, superoligotroficzne wody tego jeziora zawierają bardzo niskie koncentracje optycznie aktywnych składników OAC. Widmo zaprezentowane na tym wykresie pokazuje więc graniczną refleksję, jaką uzyskuje się w głębokich akwenach, których właściwości optyczne zdeterminowane są głównie przez właściwości samej wody. Jak widać, w takich superoligotroficznych akwenach refleksja posiada bardzo wysokie wartości. Jej maksimum, wynikające głównie z molekularnego rozpraszania światła w czystej wodzie (np. Dera, 2003), przekracza wartość  $0,02 \text{ sr}^{-1}$  i obserwowane jest w niebieskiej części widma (około 400 nm). Ze wzrostem długości fali wartości refleksji dla takiej czystej wody szybko maleją, podobnie jak wartości funkcji molekularnego rozpraszania światła (p. Rys. 6.1 w rozdz. 6). Dla fal o długościach powyżej 600 nm refleksja jest bardzo słaba, ponieważ w tym zakresie widma fal molekularne rozpraszanie światła jest już bardzo słabe i z długością fali raptownie rośnie jego pochłanianie przez wodę (porównaj pochłanianie przez wodę na rysunku 5.34 w rozdziale 5 i rozpraszanie na rysunku 6.1 w rozdz. 6). Woda o takich właściwościach w dziennym świetle ma kolor granatowy (niebieskofioletowy), co wynika z widma refleksji i widma czułości ludzkiego oka.



Rys. 7.10. Widmo refleksji  $R_{rs}$  wyznaczone w Jeziorze Kraterowym w sierpniu 2001 roku (adaptacja z Hargreaves i in., 2007)

Przykładowe widma refleksji zmierzone w zróżnicowanych troficznie i optycznie wodach różnych akwenów przedstawiono na rysunku 7.11. Większość z nich reprezentuje wyniki pomiarów w badanych jeziorach Pomorza. Tylko kilka z nich autor zmierzył w wodach przybrzeżnych Bałtyku w rejonie Sopotu. Rysunek pokazuje zakres zmienności obserwowanych widm



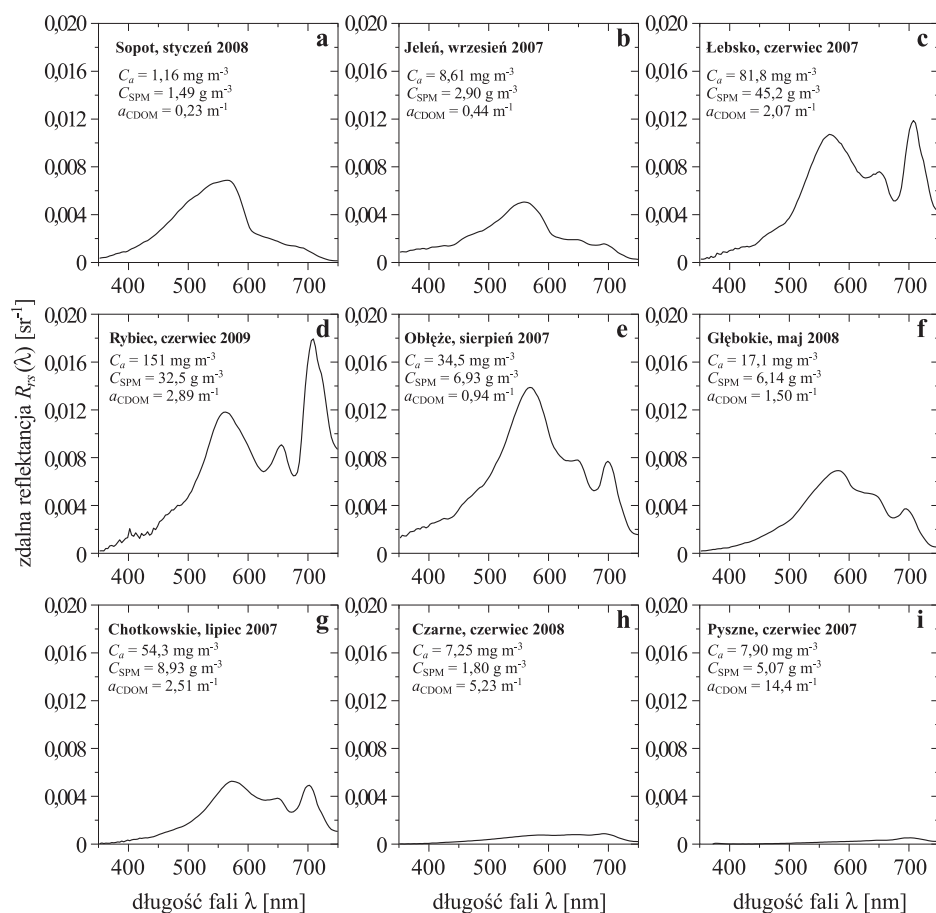
Rys. 7.11. Przykładowe widma zdalnej reflektancji  $R_{r,s}(\lambda)$  zmierzone w badanych jeziorach Pomorza i wodach przybrzeżnych Bałtyku. Różnymi kolorami zaznaczone są widma różnych typów wód: niebieskie – Typ I, jeziora mezotroficzne; czerwone i pomarańczowe – Typ II, jeziora humusowe; zielone – Typ III, jeziora eutroficzne; czarny – pozostałe widma, które trudno było zaklasyfikować jednoznacznie do jednego z wymienionych wyżej typów. Wykres trójkątny (z prawej strony) ilustruje zróżnicowanie składników OAC w wodach, dla których zmierzono widma zdalnej reflektancji  $R_{r,s}(\lambda)$

$R_{r,s}$  oraz różnorodność ich kształtów. Można jednak wyróżnić szereg typów widm, na rysunku zaznaczonych różnymi kolorami, charakteryzujących się specyficznym kształtem, pozycją i wartościami minimów i maksimów. Na rysunku 7.11 wyróżniono trzy takie typy. Pierwszy z nich (Typ I – kolor niebieski) obserwowany w wodach z najniższą absorpcją światła przez CDOM (najczęściej  $0,1 < a_{\text{CDOM}(440)} < 1,3 \text{ m}^{-1}$ ) oraz najniższą koncentracją chlorofilu  $a$  ( $1,3 < C_a < 33 \text{ mg m}^{-3}$ ) posiada szerokie maksimum reflektancji w zakresie 560–580 nm. Drugi typ (Typ II – kolor czerwony) związany jest z wodami o bardzo wysokim współczynniku absorpcji światła przez CDOM (zwykle  $a_{\text{CDOM}(440 \text{ nm})} > 10 \text{ m}^{-1}$ ). Widmo jego reflektancji w całym zakresie widmowym charakteryzuje się stosunkowo niskimi wartościami ( $R_{r,s} < 0,001 \text{ sr}^{-1}$ ) i dwoma widocznymi maksimami występującymi dla fal o długości ok. 650 i 690–710 nm. Widma trzeciego typu (Typ III – kolor zielony) są charakterystyczne dla wód jeziornych o niższym współczynniku absorpcji światła przez CDOM (zwykle  $a_{\text{CDOM}(440 \text{ nm})} < 5 \text{ m}^{-1}$ ) oraz wysoką koncentracją chlorofilu  $a$  (zwykle  $C_a > 4 \text{ mg m}^{-3}$ , do  $336 \text{ mg m}^{-3}$  w jeziorze Gardno). Widma reflektancji w tych wodach zawsze wykazują trzy maksima ( $R_{r,s} > 0,005 \text{ sr}^{-1}$ ): szerokie dla 560–580 nm, mniejsze dla ok. 650 nm i wyraźnie wykształcone dla 690–720 nm. Należy jednak zaznaczyć, że podział na wyżej wymienione trzy typy widm i związane z nim klasy

wody jest dosyć umowny. Istnieją jeziora z wodą o właściwościach, które trudno jest przypisać jednoznacznie do określonego typu wód (kolor czarny i pomarańczowy). Zauważmy, że żadne z tych widm reflektancji w badanych jeziorach Pomorza i wodach przybrzeżnych Bałtyku nie ma maksimum we fiolecie, jak to zaprezentowano na rysunku 7.10 dla czystych wód Jeziora Kraterowego. Fiolet jest bowiem pochłaniany w nich silnie przez rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM, a maksima widma reflektancji powstają głównie na skutek rozpraszania światła przez różnego rodzaju cząstki materii zawieszonych w wodzie. Z rysunku 7.11 widać, że najwyższe wartości widm reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  zaobserwowano w hipertroficznym zbiorniku z bardzo dużą ilością materii zawieszonych i relatywnie małą absorpcją światła przez CDOM. Nie można jednak określić minimalnych wartości  $R_{rs}$ . Jest to logiczną konsekwencją tego, że bardzo duże koncentracje CDOM mogą zaabsorbować prawie całe wpadające do akwenu promieniowanie, tym samym obniżyć  $R_{rs}$  do bardzo niskich wartości. Na rysunku 7.11 ilustrują ten efekt krzywe czerwone, znajdujące się w dolnej części rysunku, zmierzone w zbiornikach humusowych (z wodą zabarwioną na brązowo przez substancje CDOM, występujące tam w dużych ilościach). W zbiornikach o większej koncentracji CDOM można spodziewać się jeszcze niższych wartości reflektancji  $R_{rs}$ .

Na rysunku 7.11 przedstawiono także wykres trójkątny (trójkąt Fetera) przedstawiający zróżnicowanie składników OAC (koncentracji substancji zawieszonych SPM,  $C_{SPM}$ , koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , oraz współczynnika absorpcji światła przez CDOM,  $a_{CDOM}$ ) w badanych wodach, dla których zmierzono widma zdalnej reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$ . Do jego uzyskania w pierwszym kroku unormowano wartości każdego ze składników OAC do wartości maksymalnej, dzieląc jego wartość przez wartość maksymalną ( $C_{SPM}/C_{SPM, \max}$ ,  $C_a/C_{a, \max}$ ,  $a_{CDOM}/a_{CDOM, \max}$ ). Względny wkład każdego ze składników (np.  $a_{CDOM}$ ) został obliczony jako iloczyn unormowanej wartości tego składnika ( $a_{CDOM}/a_{CDOM, \max}$ ) do sumy wszystkich trzech unormowanych komponentów ( $C_{SPM}/C_{SPM, \max}$ ,  $C_a/C_{a, \max}$ ,  $a_{CDOM}/a_{CDOM, \max}$ ). Im większa jest dominacja jednego ze składników OAC, tym bliżej określonego wierzchołka znajduje się punkt na wykresie. Przykładowo punkty czerwone w lewym dolnym rogu są związane z wodami, których skład (a co za tym idzie i właściwości optyczne) zdominowany jest przez CDOM. Punkty zgrupowane blisko środka trójkąta określają wody, w których względne udziały wszystkich trzech składników OAC mają zbliżoną wartość.

Z dużej grupy widm z rysunku 7.11 wybrano 9 zmierzonych w zróżnicowanych troficznie akwenach. Zostały one przedstawione na rysunku 7.12, a poniżej przedstawiono charakteryzujące je główne prawidłowości.



Rys. 7.12. Typowe widma refleksyjności zmierzone przez autora w różnych typach badanych jezior Pomorza i wodach przybrzeżnych Bałtyku (przy moło w Sopocie)

Widmo zdalnej refleksyjności  $R_{rs}(\lambda)$  dla wód przybrzeżnych Bałtyku (zmierzone przy moło w Sopocie; Rys. 7.12a) przedstawia refleksyjność wód charakteryzujących się koncentracjami OAC prawie jak wody mezotroficzne (p. Woźniak i Dera, 2007):  $C_a = 1,16 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1,49 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,23 \text{ m}^{-1}$ . W stosunku do najczystszych występujących na Ziemi wód (p. z Rys. 7.10) obserwujemy tu obniżenie się wartości maksimum  $R_{rs}(\lambda)$  z około  $0,02 \text{ sr}^{-1}$  do  $0,007 \text{ sr}^{-1}$  z jednoczesnym jego przesunięciem w stronę fal długich do około  $560 \text{ nm}$ . Lewe zbocze tego widma charakteryzuje się niskimi spadkami wartości  $R_{rs}(\lambda)$ , z prawej strony natomiast obserwujemy jej szybki spadek, szczególnie wysoki w zakresie  $568\text{--}608 \text{ nm}$ . Minimum  $R_{rs}(\lambda)$  wywołane obecnością chlorofilu w okolicy  $675 \text{ nm}$  jest le-



dwie widoczne. Dla fal dłuższych od 750 nm wartości reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  są prawie równe zeru.

Jeziro Jeleń (Rys. 7.12b) jest reprezentantem jezior względnie przezroczystych zawierających niewielkie koncentracje OAC ( $C_a = 8,61 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2,90 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,44 \text{ m}^{-1}$ ). Maksimum widma reflektancji wynoszące około  $0,005 \text{ sr}^{-1}$  obserwowane jest dla fal o długości  $\lambda \approx 560 \text{ nm}$ . Lewe zbocze widma reflektancji ( $\lambda < 560 \text{ nm}$ ) ma wartości mocno zredukowane w wyniku sumarycznej absorpcji światła przez chlorofil  $a$  oraz substancje zawieszone i rozpuszczone. Obserwowane w tym widmie wygięcie w pobliżu 600 nm i wypłaszczenie rozciągające się od 600 do 650 nm jest spowodowane przez interakcję pomiędzy rozpraszaniem światła przez zawiesiny i jego pochłanianiem przez wodę w tym przedziale spektralnym. Porównując reflektancję tego jeziora z reflektancją zmierzoną w morzu Bałtyckim (Rys. 7.12a), można zauważyć, że zaczyna tu być widoczne minimum w okolicy 675 nm, wywołane absorpcją chlorofilu  $a$ . Reflektancja dla fal dłuższych niż 730 nm ma bardzo niskie wartości, co można wiązać z niską koncentracją cząstek zawieszonych.

Widma przedstawione na rysunkach 7.12c i d są charakterystyczne dla jezior bardzo zeutrofizowanych. Zostały sporządzone na podstawie pomiarów zrealizowanych w hipertroficznym jeziorze Łebsko i Rybiec, których wody zawierają bardzo wysoką koncentrację chlorofilu  $a$  i cząstek zawieszonych SPM (Łebsko  $C_a = 81,8 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 45,2 \text{ g m}^{-3}$ , Rybiec  $C_a = 151 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 32,5 \text{ g m}^{-3}$ ) oraz charakteryzują się stosunkowo dużą absorpcją światła przez substancje rozpuszczone CDOM (odpowiednio,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 2,07 \text{ m}^{-1}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 2,89 \text{ m}^{-1}$ ). Wyznaczone w tych jeziorach widma reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  posiadają trzy maksima: dwa bardzo wysokie (574 nm i 720 nm) i jedno mniejsze (około 670 nm). „Czerwone” maksimum w widmie Jeziora Rybiec ( $R_{rs} \approx 0,018 \text{ sr}^{-1}$ ) ma znacznie wyższą wartość niż w Jeziorze Łebsko ( $R_{rs} \approx 0,012 \text{ sr}^{-1}$ ), co związane jest z większą koncentracją chlorofilu  $a$  występującą w tym jeziorze. Przesunięcie czerwonego maksimum w kierunku fal dłuższych spowodowane jest nałożeniem się widma absorpcji chlorofilu  $a$  na widmo absorpcji wody. Przyczyna tego zjawiska została już wyjaśniona wcześniej (p. Rys. 5.35b). Wyraźne minimum obserwowane dla  $\lambda \approx 673 \text{ nm}$  spowodowane jest absorpcją światła przez chlorofil  $a$ , natomiast dla fali  $\lambda \approx 620 \text{ nm}$  – absorpcją przez chlorofil  $a$  i dodatkowo przez fikocyjaninę. Bardzo duża koncentracja materii zawieszonych spowodowała podniesienie widma  $R_{rs}(\lambda)$  w paśmie bliskiej podczerwieni (NIR) 750–800 nm.

Jeziro Obłęż (p. Rys. 7.12e) reprezentuje średnio przezroczyste akweny z dużą koncentracją zawieszonych i niewielką koncentracją substancji rozpuszczonych ( $C_a = 34,5 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 6,93 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,94 \text{ m}^{-1}$ ).

Widma reflektancji zmierzone w tym jeziorze mają jedne z najwyższych wartości spośród zarejestrowanych w jeziorach Pomorza. Maksimum widma  $R_{rs}$  wynoszące około  $0,014 \text{ sr}^{-1}$  występuje w paśmie 570 nm. Wygięcie w widmie w paśmie 600 nm i wypłaszczenie rozciągające się od 600 do 650 nm są spowodowane interakcją rozpraszania światła przez zawiesiny i rosnącej absorpcji przez fitoplankton w tym paśmie spektralnym. Dużo mniejsza koncentracja chlorofilu  $a$ , w stosunku do tej zmierzonej w jeziorach Łebsko i Rybiec, jest przyczyną tego, że obserwowane minimum  $R_{rs}$  w okolicach 673 nm oraz maksimum około 690 nm jest dużo słabiej wyrażone. Wyższe wartości reflektancji  $R_{rs}$  w zakresie niebieskim i zielonym w jeziorze Obłężę spowodowane są niższą absorpcją światła przez substancje CDOM, występujące tu w mniejszej koncentracji.

Na ostatnich czterech wykresach przedstawiono widma reflektancji typowe dla jezior charakteryzujących się coraz większą koncentracją kolorowych organicznych substancji rozpuszczonych CDOM. Na pierwszym z nich, przedstawiającym widmo reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  zmierzone w jeziorze Głębokie (Rys. 7.12f), kształt tego widma jest podobny do kształtu widma reflektancji w jeziorze Obłężę (Rys. 7.12e). Ma ono jednak wyraźne niższe wartości. Obecność zarówno chlorofilu  $a$ ,  $C_a = 17,1 \text{ mg m}^{-3}$ , jak i substancji zawieszonych  $C_{SPM} = 6,14 \text{ g m}^{-3}$  pozwoliła zachować kształt widma reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$ , natomiast dużo większa absorpcja światła przez substancje rozpuszczone ( $a_{CDOM}(440) = 1,50 \text{ m}^{-1}$ ) obniżyła jej wartości, szczególnie w części krótkofalowej widma.

Kolejny rysunek (Rys. 7.12g) przedstawia widmo reflektancji zarejestrowane w jeziorze Chotkowskim. Wody tego jeziora są bardzo żyzne, chociaż zawierają bardzo dużo kolorowej organicznej materii rozpuszczonej powodującej wyraźnie brązowe zabarwienie wody. Widmo reflektancji jest podobne do tego zarejestrowanego w jeziorze Łebsko (Rys. 7.12c), z tym że jego wartości reflektancji są dużo niższe. Spowodowane jest to niższymi koncentracjami cząstek zawieszonych, rozpraszających światło ( $C_{SPM} = 8,93 \text{ g m}^{-3}$ ), w tym fitoplanktonu ( $C_a = 54,3 \text{ mg m}^{-3}$ ) oraz głównie większą absorpcją światła przez materię rozpuszczoną  $a_{CDOM}(440) = 2,51 \text{ m}^{-1}$ .

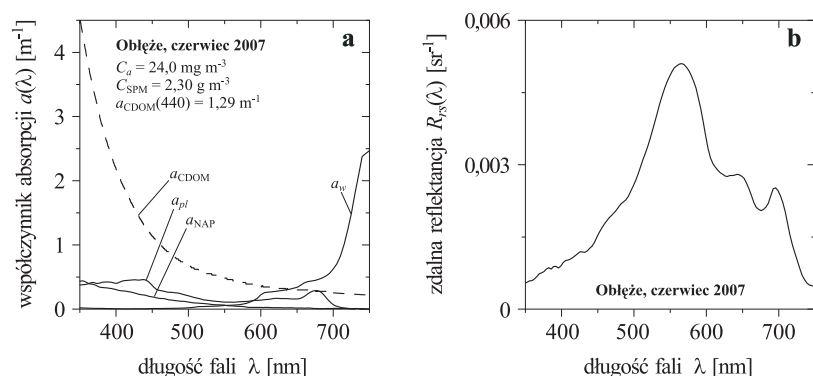
W brązowych wodach jeziora Czarne fitoplankton nie znajduje dogodnych warunków do życia. Przyczynia się do tego zbyt duża koncentracja CDOM zawarta w wodzie tego jeziora, objawiająca się silną absorpcją światła ( $a_{CDOM}(440) = 5,23 \text{ m}^{-1}$ ) skutecznie ograniczającą dopływ światła dziennego niezbędnego do fotosyntezy. W efekcie koncentracje, zarówno fitoplanktonu, jak i innych cząstek zawiesiny, są w tych wodach niewielkie ( $C_a = 7,25 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{SPM} = 1,8 \text{ g m}^{-3}$ ). Tak więc wody jezior o takich właściwościach absorbują totalną część promieniowania widzialnego, reflektancja jest bardzo niska ( $R_{rs} = 0,0008 \text{ sr}^{-1}$ ) (Rys. 7.12h). W widmie re-

flektancji  $R_{rs}(\lambda)$  tych wód możemy jeszcze wyróżnić trzy maksima (588 nm, 649 nm oraz 692 nm) rozdzielone dwoma minimami (605 nm oraz 666 nm), jednak z uwagi na niskie wartości  $R_{rs}$  są one słabo wyrażone. Absorpcja światła przez substancje CDOM, występujące tu w dużej koncentracji, obniżyła szczególnie mocno krótkofalową część widma, przesuując przez to położenie krótkofalowego maksimum  $R_{rs}(\lambda)$ , w kierunku fal dłuższych.

Ostatni z wykresów przedstawia reflektancję wyznaczoną w humusowym jeziorze Pyszne. Wody tego jeziora zawierają rozpuszczone kolorowe substancje organiczne CDOM w niezwykle dużych ilościach ( $a_{\text{CDOM}}(440) = 14,4 \text{ m}^{-1}$ ) oraz stosunkowo mało zawiesin ( $C_{\text{SPM}} = 5,07 \text{ g m}^{-3}$ ,  $C_a = 7,90 \text{ mg m}^{-3}$ ). Wartości reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  są więc w tych wodach bardzo niskie w całym zakresie widma światła widzialnego (a najbardziej w jego części krótkofalowej), na skutek silnej absorpcji światła przez te substancje. Maksimum, wynoszące około  $0,0005 \text{ sr}^{-1}$ , obserwowane jest dla fal o długości około 700 nm. Mimo znacznego osłabienia reflektancji w całym badanym przedziale widmowym, dla fali ok.  $\lambda \approx 665 \text{ nm}$ , widoczne jest jeszcze niewielkie minimum spowodowane absorpcją światła przez fitoplankton. Materia zawieszona w tych humusowych wodach jest przyczyną tego, że ich widmo reflektancji ma maksimum w czerwieni, gdzie dla ok.  $\lambda \approx 700 \text{ nm}$ ,  $R_{rs}(\lambda) \approx 0,0003 \text{ sr}^{-1}$ . Wody tego jeziora w dziennym świetle mają barwę zbliżoną do ciemno czerwonej, a nawet wydają się być czarne, ponieważ w wyniku silnej absorpcji bardzo niewiele światła wychodzi spod powierzchni wody.

### Wpływ składników OAC na formowanie się zdalnej reflektancji

Współczynniki  $a$  i  $b_b$  występujące w równaniu (7.7) zależą od różnych indywidualnych komponentów wód naturalnych, włączając w to także czystą wodę. Przykładowe widma absorpcji światła przez fitoplankton  $a_{\text{pl}}$ , zawiesiny niefitoplanktonowe  $a_{\text{NAP}}$ , kolorowe rozpuszczone substancje organiczne CDOM  $a_{\text{CDOM}}$  i czystą wodę  $a_w$  oraz widmo zdalnej reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  zmierzone w jeziorze Obłęże przedstawiono na rysunku 7.13. Już wstępna analiza rysunków pokazuje, że niskie wartości reflektancji w krótkofalowym przedziale tego widma mogą zostać przypisane wysokim wartościom absorpcji przez organiczne kolorowe substancje rozpuszczone CDOM oraz przez część składników materii zawieszonych (fitoplankton, zawiesiny organiczne niefitoplanktonowe). Wysoki współczynnik reflektancji w przedziale zielonym widma (około 555 nm) wywołany jest rozpraszaniem światła przez zawiesiny oraz stosunkowo niską całkowitą absorpcją światła w tym przedziale spektralnym przez wszystkie zawarte w wodzie optycznie aktywne składniki. Minimum widma  $R_{rs}(\lambda)$  dostrzegane w otoczeniu 675 nm może



Rys. 7.13. Przykładowe widma absorpcji światła przez czystą wodę  $a_w$ , cząstki fitoplanktonu  $a_{pl}$ , cząstki zawiesin niefitoplanktonowych  $a_{NAP}$  i rozpuszczone kolorowe substancje organiczne  $a_{CDOM}$  zmierzone w próbkach wody powierzchniowej jeziora Obłęż (czerwiec 2007) (a) wraz z widmem zdalnej reflektancji  $R_{rs}$  zmierzonym na tym samym stanowisku pomiarowym (b)

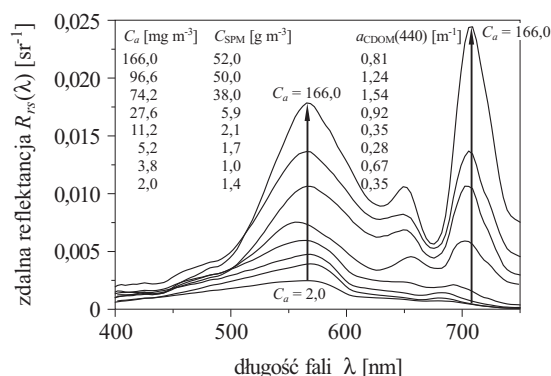
zostać przypisane maksimum absorpcji światła przez chlorofil  $a$  zawarty w komórkach fitoplanktonu. Spadek wartości reflektancji w czerwonym paśmie fal ( $\lambda > 700$  nm) wraz ze wzrostem długości fali związany jest z szybko rosnącą absorpcją wody w tym przedziale spektralnym.

Jak pokazano w podrozdziale 5.3, widmo absorpcji światła przez fitoplankton w części krótkofalowej promieniowania widzialnego ma wyraźne maksimum (pasmo Soreta,  $\lambda \approx 440$  nm) wywołane absorpcją głównie przez chlorofile i karotenoidy. Wielkość tego maksimum absorpcji rośnie wraz ze wzrostem koncentracji fitoplanktonu w wodzie (p. np. Rys. 5.35 w podrozdziale 5.5), obniżając wartości reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  w części niebieskiej widma. Jednocześnie ze wzrostem koncentracji fitoplanktonu rośnie rozpraszanie światła na jego komórkach, zwiększając wartości reflektancji. Ten ostatni efekt jest szczególnie dobrze widoczny w środkowym (zielonym) zakresie długości fal, ze względu na niższą w tym zakresie absorpcję światła. Prosty iloraz wartości reflektancji z zakresu niebieskiego do zielonego jest wrażliwy na zmiany koncentracji zawartego w wodzie chlorofilu  $a$  i wykorzystywany jest w algorytmach wyznaczania koncentracji chlorofilu w oparciu o zdalną reflektancję  $R_{rs}$  w wodach morskich rodzaju 1 (Gordon i Morel, 1983; O'Reilly i in., 1998). Niestety zależność ta staje się mniej czuła dla większych koncentracji chlorofilu (powyżej  $\sim 30$  mg m<sup>-3</sup>), tzn. takich jakie bardzo często występują w wodach jeziornych. Dodatkowo relacja ta jest także wrażliwa na zmiany w składzie pigmentów wywołane zmianami składu gatunkowego fitoplanktonu i efektami foto- i chromatoaklimacji. Kolejnym bardzo istotnym elementem, który może zakłócić tę prostą relację, jest duża

koncentracja substancji CDOM w wodzie oraz zawiesiny cząstek niefitoplanktonowych (organicznych, mineralnych). Podstawowe problemy zdalnej detekcji wód bogatych w różne optycznie aktywne składniki zostały przedstawione dalej w tym podrozdziale.

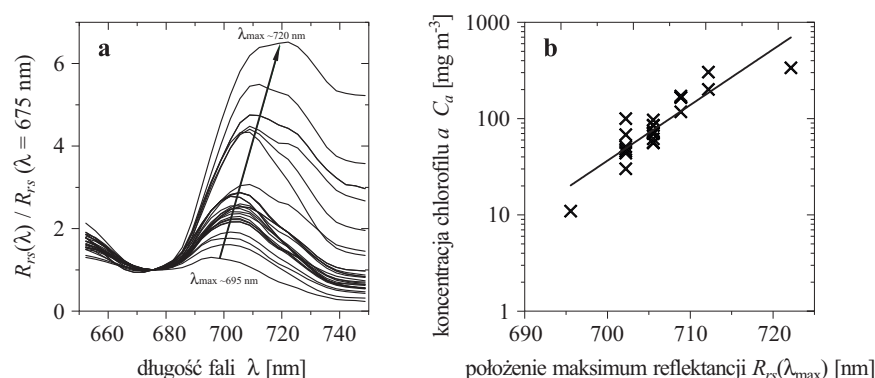
**Koncentracja chlorofilu  $a$**  jest parametrem najczęściej wyznaczanym z widma zdalnej reflektancji. Jak widać we wzorze (7.7), zdalna reflektancja zależy m.in. od współczynnika absorpcji światła. W pierwszym przybliżeniu zależność ta jest odwrotnie proporcjonalna. Wzrost absorpcji światła powoduje spadek wartości reflektancji  $R_{rs}$ . W rozdziale 5.5 (patrz Rys. 5.35) pokazano wpływ wzrastających koncentracji chlorofilu  $a$  na sumaryczną absorpcję światła przez wodę i fitoplankton. Analiza krzywych przedstawionych na tym rysunku ułatwia interpretację głównych maksimów, minimów oraz punktów przegięcia w widmach reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$ . Dla bardzo niskich koncentracji chlorofilu  $a$  oraz niskich koncentracji rozpuszczonych kolorowych substancji organicznych CDOM widmo absorpcji światła jest głównie zdeterminowane właściwościami absorpcyjnymi wody. Obserwujemy minimum absorpcji światła w części krótkofalowej i stopniowy jej wzrost wraz ze wzrostem długości fal. Dla koncentracji chlorofilu  $a$  większych, powyżej  $1 \text{ mg m}^{-3}$ , oraz wzrastających koncentracji CDOM (takich jakie spotykamy w jeziorach) występuje szybki wzrost absorpcji w paśmie krótkofalowym widzialnego widma światła oraz w paśmie czerwonym w pobliżu 675 nm. Jednocześnie pojawia się głębokie minimum absorpcji światła w okolicach 560 nm, korespondujące z zielonym maksimum reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$ , które wynika z przewagi rozpraszania światła nad jego absorpcją w tym paśmie (p. Rys. 7.13). Jednocześnie pojawia się drugie lokalne minimum absorpcji światła w okolicach 680–710 nm. Jego wyrazistość jest podkreślona przez silną absorpcję światła przez chlorofil w czerwieni (około 675 nm) i silną absorpcję wody w przyległych większych długościach fal. Warto odnotować zmianę pozycji tego minimum absorpcji w kierunku fal dłuższych wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$  (p. Rys. 5.35b). Ta właściwość jest istotna przy analizach widma reflektancji, którego maksimum w tym paśmie (680–710 nm) jest dodatkowo powiększane przez fluorescencję pigmentów i rozpraszanie światła przez komórki fitoplanktonu. Rysunek 5.35a pokazuje jeszcze inną właściwość. Przedział krótkofalowy widma absorpcji, w przeciwieństwie do przedziału długofalowego, wykazuje dużą zmienność dla niskich koncentracji chlorofilu. Naturalnie takie zmiany absorpcji w zakresie krótkofalowym wpływają na widma reflektancji w tym zakresie spektralnym, co jest wykorzystywane w algorytmach *remote sensing* dla wód morskich pierwszego rodzaju.

Przedstawiona powyżej analiza wpływu absorpcji światła przez fitoplankton na widma reflektancji pozwala na wyjaśnienie szeregu prawi-



Rys. 7.14. Przykładowe widma zdalnej reflektancji  $R_{rs}$  zmierzone w wybranych jeziorach Pomorza, charakteryzujących się względnie niskimi koncentracjami CDOM. Strzałki na wykresie wskazują kierunki wzrostu widma zdalnej reflektancji wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu

długości obserwowanych w widmach  $R_{rs}(\lambda)$ . Na rysunku 7.14 przedstawiono przykładowe widma  $R_{rs}$ , zmierzone w wodach charakteryzujących się dużą zmiennością koncentracji chlorofilu  $a$  i stosunkowo niewielką koncentracją CDOM ( $a_{CDOM(440)} \leq 1.54$ ). W zakresie krótkofalowym promieniowania widzialnego wartości reflektancji są bardzo niskie na skutek dominującej w tym zakresie absorpcji przez pigmenty fitoplanktonu oraz substancje rozpuszczone CDOM. W środkowej ( $\lambda \approx 560$  nm) oraz długofalowej ( $\lambda \approx 700$  nm) części widma występują maksima, których wysokości rosną wraz ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$ . W części długofalowej widma ( $\lambda \approx 675$  nm) widać też wyraźnie wykształcone minimum reflektancji  $R_{rs}$  związane z „czerwonym maksimum” absorpcji światła przez chlorofil  $a$  (p. Rys. 5.21). Fragmenty widm  $R_{rs}$  dla fal z zakresu 690–750 nm, unormowanych do wartości  $R_{rs}$  dla  $\lambda = 675$  nm, z pomiarów w jeziorze Gardno, przedstawia rysunek 7.15a. Na rysunku 7.15b przedstawiono z kolei zależność empiryczną pomiędzy położeniem tego przesuwającego się maksimum  $R_{rs}(\lambda)$  i koncentracją chlorofilu  $a$ . Jak widać, ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$  wysokość tego maksimum rośnie i jednocześnie obserwowane jest przesuwanie się jego położenia w kierunku fal dłuższych. Przyczyną tego przesunięcia jest rosnąca absorpcja światła przez wzrastającą koncentrację pigmentów fitoplanktonu i absorpcja przez wodę (p. Rys. 5.35). Badania laboratoryjne przeprowadzone przez Shalles (2006) w wodzie zawierającej tylko różne koncentracje fitoplanktonu wykazały, że pozycja tego maksimum zmieniała się od około 685 nm do około 705 nm przy wzroście koncentracji chlorofilu  $a$  od 1 mg m<sup>-3</sup> do 200 mg m<sup>-3</sup>. Badania *in situ* przeprowadzone w jeziorach Pomorza pokazały zmianę położenia tego maksimum od około 695 nm do około 710 nm przy podobnym jak u Shalles (2006) wzroście koncentracji chlorofilu  $a$ , a nawet do 722 nm dla koncentracji  $C_a$  przekraczających 300 mg m<sup>-3</sup>. Analiza  $R_{rs}(\lambda)$  w tym paśmie widma wydaje się być bardzo istotna dla zdalnej oceny koncentracji chlorofilu  $a$



Rys. 7.15. Widma zdalnej reflektancji w paśmie czerwieni zmierzone w jeziorze Gardno (unormowane do wartości reflektancji dla fali 675 nm chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ ). Koncentracja chlorofilu  $a$  zmienia się w zakresie  $10.93 \div 336.21 \text{ mg m}^{-3}$ ; a) powiększony fragment widm w okolicy 700 nm, b) zależność pomiędzy położeniem maksimum a koncentracją chlorofilu  $a$

w wodach zawierających znaczne koncentracje tego składnika OAC (Shalles, 2006).

Przedstawione wcześniej na rysunku 7.14 widma reflektancji  $R_{rs}$  ilustrują także podstawy do szacowania koncentracji chlorofilu  $a$  przy pomocy metod zdalnych. W algorytmach dla wód pierwszego rodzaju wykorzystuje się promieniowanie z zakresu niebieskiego i zielonego (np. Gordon i Morel, 1983; O'Reiley i in., 1998; 2000; D'Sa i Miller, 2002). W zakresie niebieskim  $R_{rs}$  maleje ze wzrostem koncentracji fitoplanktonu. Absorpcja przez pigmenty fitoplanktonu rośnie ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$  i obniża efekty wywołane przez rozpraszanie na molekułach wody i cząstkach materii zawieszanej. W paśmie zielonym widma rozpraszanie przewyższa absorpcję i obserwujemy wzrost wartości  $R_{rs}$  ze wzrostem koncentracji chlorofilu  $a$ . Wartość ilorazu  $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$  wykazuje więc wyraźną zależność od koncentracji  $C_a$ .

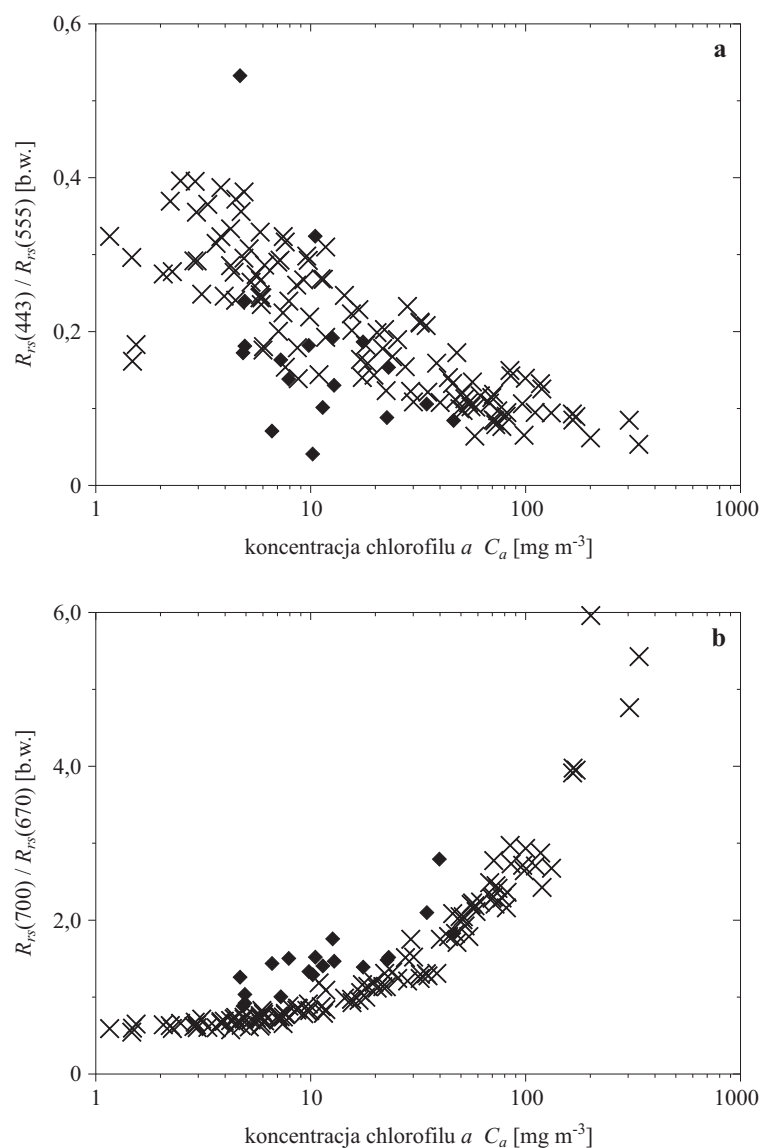
Zależność tego ilorazu wyznaczona na podstawie pomiarów przeprowadzonych w badanych jeziorach Pomorza została przedstawiona na rysunku 7.16a. Jak widać, zależność ta jest nieliniowa (Rys. 7.16a). Dla względnie niskich koncentracji chlorofilu ( $C_a < 20 \text{ mg m}^{-3}$ ) obserwujemy wyraźny spadek wartości  $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$  ze wzrostem koncentracji  $C_a$ , natomiast dla większych koncentracji  $C_a$  następuje stopniowe spłaszczenie (osłabienie) tej zależności. Dodatkowo, ta oparta na części krótkofalowej promieniowania widzialnego zależność dla jezior Pomorza daje rezultaty charakteryzujące się dużym rozrzutem punktów empirycznych na wykresie. Rozrzut tych punktów rośnie wraz ze zmniejszaniem się koncentracji

chlorofilu *a*. Przyczyną tego są zniekształcenia sygnału reflektancji pochodzącego od fitoplanktonu przez obserwowane w tych akwenach, relatywnie duże koncentracje substancji rozpuszczonych CDOM obniżające reflektancję w wyniku absorpcji światła, szczególnie silną w części krótkofalowej widma.

Algorytmy wykorzystujące maksima reflektancji w długofalowej części widzialnego widma światła są bardziej przydatne do zdalnej detekcji wód z dużą koncentracją chlorofilu *a*, spotykanych w wodach morskich rodzaju drugiego (Dekker i in., 1996; Gitelson i in., 2000; Gons i in., 2002; Gileron i in., 2010) i większości jezior badanych w niniejszej pracy. Stosunek maksimum reflektancji ( $\lambda = 700$  nm) do jej minimum ( $\lambda = 670$  nm) w dużo mniejszym stopniu zależy od absorpcji światła przez CDOM oraz inne pigmenty. Dla danych pochodzących z badanych jezior Pomorza zależność ta została zilustrowana na rysunku 7.16b. Jak widać z tego rysunku, dla koncentracji chlorofilu *a* mniejszych od  $10 \text{ mg m}^{-3}$ , stosunek  $R_{rs}(700)/R_{rs}(670)$  ma prawie stałą wartość wynoszącą około 0.8. Wraz ze wzrostem koncentracji fitoplanktonu maksimum reflektancji  $R_{rs}$  w okolicy 700 nm rośnie dużo szybciej niż minimum w 670 nm. W rezultacie, dla koncentracji  $C_a > 10 \text{ mg m}^{-3}$  obserwujemy wyraźną zależność pomiędzy stosunkiem  $R_{rs}(700)/R_{rs}(670)$ . Na rysunku 7.16 widzimy grupę punktów oznaczonych znakiem  $\blacklozenge$ , które wyraźnie odstają od ogólnego trendu. Reprezentują one jeziora humusowe z bardzo ciemną wodą (czerwonobrazową), z wysokimi wartościami koncentracji CDOM, których absorpcja powoduje, że obserwowane tam wartości reflektancji są bardzo niskie, a zmiany w kształcie widma  $R_{rs}(\lambda)$  spowodowane obecnością fitoplanktonu zarówno w części krótkofalowej, jak i długofalowej są ledwie widoczne (p. Rys. 5.37d i 7.12).

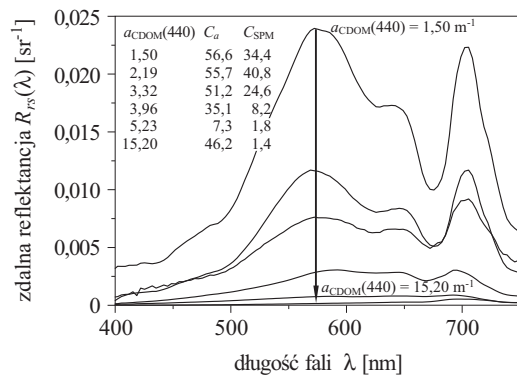
Występujące w wodach drugiego rodzaju znaczne koncentracje kolorowych rozpuszczonych substancji organicznych CDOM są kolejnym po chlorofilu *a* składnikiem OAC, modyfikującym widma zdalnej reflektancji w istotnym stopniu. Kształt i amplitudy sumarycznej absorpcji światła przez wodę i CDOM zostały już przedstawione w podrozdziale 5.5 na rysunku 5.34. Jak widać z tego rysunku, substancje te mają istotny wpływ na spektralne cechy widm absorpcji, a tym samym powinny też w znacznym stopniu modyfikować widma reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$ . Na rysunku 7.17 przedstawiono wybrane widma reflektancji zmierzone w badanych jeziorach Pomorza z wodą o zróżnicowanych współczynnikach absorpcji światła  $a_{\text{CDOM}}$ . Dodatkowo większość pomiarów została wykonana w wodach charakteryzujących się zbliżoną, wysoką koncentracją chlorofilu *a*,  $C_a$ . Wody jeziorne z niską koncentracją CDOM miały wysokie maksima  $R_{rs}$  obserwowane dla fal o długości około 570 i 710 nm oraz wyraźne minimum dla  $\lambda \approx 675$  nm. Dla wzrastających koncentracji CDOM obserwujemy spadek wartości reflektancji





Rys. 7.16. Porównanie dwóch powszechnie wykorzystywanych zależności stosunku reflektancji w dwóch pasmach spektralnych od koncentracji chlorofilu *a*: a) dla wód rodzaju pierwszego wg optycznej klasyfikacji:  $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$  versus  $C_a$ , b) dla mętnych i eutroficznyc wód (rodzaju drugiego):  $R_{rs}(700)/R_{rs}(670)$  versus  $C_a$ . Dane pochodzą z pomiarów w badanych jeziorach Pomorza. Znakiem  $\blacklozenge$  oznaczono dane uzyskane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne

w całym badanym zakresie. Zgodnie z oczekiwaniami spadek ten jest większy dla maksimum zlokalizowanego w części krótkofalowej, tak że dla du-



Rys. 7.17. Porównanie dwóch powszechnie wykorzystywanych zależności stosunku reflektancji w dwóch pasmach spektralnych od koncentracji chlorofilu  $a$

zych koncentracji CDOM wysokość długofalowego maksimum ( $\lambda \approx 710$  nm) przewyższa to zlokalizowane w części zielonej widma ( $\lambda \approx 570$  nm). Spadki wartości maksimum w zielonym zakresie są szczególnie czułe dla zmian koncentracji przy niewielkich koncentracjach CDOM w wodzie. Przedstawione rezultaty są podobne do tych otrzymanych w wyniku eksperymentów laboratoryjnych (Shalles, 2006) oraz modelowania (Dekker, 1993).

Obecność w wodach naturalnych czasami dużych koncentracji **materii zawieszanej SPM** może znacznie zwiększyć poziom radiacji oddolnej  $L_u$  oraz zdalnej reflektancji  $R_{rs}$ . Naturalnie wielkość tego oddziaływania zależy od koncentracji zawiesiny i właściwości rozpraszających i absorpcyjnych tworzących ją cząstek. Jak pokazano w rozdziale 6, cząstki zawiesiny SPM silnie rozpraszają światło. Natomiast właściwości absorpcyjne tej zawiesiny wykazują znaczne różnice w zależności od rodzaju zawiesin (p. rozdział 5). Bardzo ogólnie możemy powiedzieć, że absorpcja przez cząstki zawiesin nieorganicznych PIM jest relatywnie mała i jej kształt spektralny zależy od składu tworzących ją cząsteczek. Z kolei absorpcja światła przez cząstki zawiesin materii organicznej POM przypomina absorpcję przez CDOM; jej wartości maleją eksponencjalnie wraz ze wzrostem długości fali (p. rozdział 5). W zależności od intensywności procesów rozpraszania i absorpcji wywołanych przez obecność zawiesin SPM w kolumnie wody poziom radiacji oddolnej  $L_u$  oraz zdalnej reflektancji  $R_{rs}$  może ulec znacznemu podwyższeniu. Wpływ substancji zawieszonych widoczny jest na przedstawionym wcześniej rysunku 7.14. Jak widać, w zielonym i czerwonym maksimum reflektancji wzrastająca koncentracja  $C_{\text{SPM}}$  mimo zwiększonej absorpcji przez chlorofil  $a$  wyraźnie podwyższa widmo  $R_{rs}$ .

Rejestrowany przez czujnik radiometru sygnał zmodyfikowany jest przez wszystkie składniki OAC razem i najczęściej niemożliwe jest wyizolowanie składowej pochodzącej tylko od pojedynczego składnika. Obecność różnych koncentracji substancji rozpuszczonych CDOM ma duży

wpływ na trafność określania koncentracji chlorofilu z widma zdalnej reflektancji. W szczególnym stopniu dotyczy to tych, które oparte są na promieniowaniu z zakresu krótkofalowego widma światła. Iloraz reflektancji  $X = R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$  jest bardzo wrażliwy na zmiany przy niskich koncentracjach CDOM (Rys. 7.16). Natomiast stosunek reflektancji  $R_{rs}(700)/R_{rs}(670)$  w całym zakresie zmienności CDOM wykazuje niewielką czułość na zmiany w koncentracji CDOM. Z powyższego wynika, że do wód przybrzeżnych i śródlądowych, które z reguły zawierają znaczne koncentracje CDOM, bardziej odpowiednie są algorytmy chlorofilowe oparte na promieniowaniu z zakresu czerwonego niż te wykorzystujące niebieską i zieloną część widma reflektancji.

Nie są to jedyne problemy, które są istotne przy zdalnych, z wykorzystaniem reflektancji, pomiarach składników wody. Jak pokazano w podrozdziale 5.3, widmo absorpcji światła przez fitoplankton ma różne kształty spowodowane obecnością w jego komórkach różnych pigmentów oraz efektem upakowania. Przykładowe widmo współczynnika absorpcji światła przez wszystkie pigmenty fitoplanktonu oraz widma od poszczególnych jego składowych (Chl *a*, Chl *b*, Chl *c*, PSP, PPC) przedstawiono wcześniej na rysunku 5.21a, b. Jak widać z tego rysunku, pigmenty akcesoryjne mogą w znacznym stopniu wpływać na spektralne współczynniki absorpcji światła przez glony i tym samym modyfikować widma reflektancji. Wpływ na widma reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  ma także niejednorodny rozkład koncentracji składników OAC w kolumnie wody. Pionowe rozkłady koncentracji tych składników wody są jednorodne tylko w czasie wiosennego i jesiennego mieszania wód. W pozostałych okresach występują różnego kształtu pionowe profile z wyraźnymi maksimami i minimami na różnych głębokościach (patrz podrozdział 2.4). Zdalne obserwacje znad powierzchni wody nie dają informacji o tych pionowych rozkładach. Dalsza komplikacja związana jest z tym, że zdalne algorytmy najczęściej wykorzystują kilka długości fal. Na skutek tego, że różne długości fal w różnym stopniu penetrują toń wodną, osiągając różne głębokości, rejestrowany nad powierzchnią sygnał zawiera zatem informację z różnych warstw wody. Najczęściej część niebieska i czerwona widma światła jest osłabiana bardzo szybko przy powierzchni i nie wnika zbyt głęboko do akwenu, natomiast światło z zakresu zielonego przenika głębiej. Dokładniej głębokości penetracji promieniowania w różnych typach wód są zaprezentowane w podrozdziale 7.2.

### Algorytmy wyznaczania składników OAC z widma reflektancji

Zdalne pomiary koncentracji optycznie aktywnych składników OAC w wodach naturalnych z wykorzystaniem pasywnej, indukowanej słońcem reflek-

tancji są złożonym i ciągle jeszcze nie do końca rozwiązany zagadnieniem badawczym. Szczególnie dotyczy to wód przybrzeżnych i śródlądowych zawierających różne proporcje często bardzo dużych koncentracji OAC. Jak pokazują prace wielu autorów (p. np. Kallio i in., 2001; Koponen, 2006; Schalles i in., 2006), konstruowanie algorytmów i modeli, pozwalających wyznaczyć koncentracje OAC w wodach drugiego rodzaju w oparciu o widma zdalnej reflektancji, cały czas jest przedmiotem intensywnych badań. Duże zróżnicowanie właściwości optycznych tych wód powoduje, że tworzone są oddzielne algorytmy dla różnych typów wody, dla tych samych typów wody, ale zlokalizowanych w innych regionach, a czasami nawet uwzględniana jest w nich zmienność sezonowa. Realizacja takich modeli wymaga odpowiednich danych z pomiarów zrealizowanych bezpośrednio w badanym akwenu. Poniżej przedstawiono kilka algorytmów wziętych z literatury oraz algorytm stworzony przez autora tej pracy, służących do wyznaczania składników OAC w oparciu o widma  $R_{rs}(\lambda)$  i przetestowano je na materiale eksperymentalnym zgromadzonym w wyniku badań przeprowadzonych w jeziorach Pomorza.

Jako pierwszą opisano grupę algorytmów służących do wyznaczania z widma zdalnej reflektancji **koncentracji chlorofilu *a***. Algorytmy do zdalnych pomiarów chlorofilu *a* ze względu na wykorzystywane długości fal światła można ogólnie podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich obejmuje fale z zakresu silnej absorpcji chlorofilu *a* i karotenoidów pomiędzy 440 a 510 nm oraz pasmo zielone, minimalnej absorpcji pigmentów fitoplanktonu pomiędzy 550 a 555 nm. Druga grupa opiera się na przedziale widma z zakresu minimum sumarycznej absorpcji wody i pigmentów fitoplanktonu, fluorescencji chlorofilu *a* pomiędzy 685–710 nm oraz maksimum absorpcji chlorofilu pomiędzy 670–675 nm.

Pierwszy z algorytmów, OC4 (Ocean Color 4) (wiersz 1, tabela 7.3) jest standardowo wykorzystywany do satelitarnej detekcji koncentracji chlorofilu *a*,  $C_a$ , w wodach oceanicznych i przybrzeżnych. Oparty jest on na wartościach reflektancji dla czterech długości fal. W algorytmie porównuje się trzy ilorazy reflektancji  $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$ ,  $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ ,  $R_{rs}(510)/R_{rs}(555)$ . Największa wartość tych ilorazów jest wstawiana do wielomianu trzeciego stopnia występującego w wykładniku funkcji potęgowej. Standardowo pierwszy z tych stosunków daje największe wartości dla koncentracji poniżej  $0,3 \text{ mg m}^{-3}$ , drugi pomiędzy  $0,3\text{--}1,5 \text{ mg m}^{-3}$ , a ostatni powyżej  $1,5 \text{ mg m}^{-3}$  (O'Reilley i in., 1998). Model został skonstruowany w oparciu o 919 danych z różnych oceanicznych i przybrzeżnych akwenów z koncentracją chlorofilu obejmującą zakres od  $0,019$  do  $32,79 \text{ mg m}^{-3}$ . Algorytm ten cały czas jest rozwijany, testowany na różnych akwenach (Carder i in., 1999; O'Reilley i in., 2000; Stumpf i in., 2000; Sathyendranath i in.,

Tabl. 7.3. Zestawienie algorytmów do zdalnej oceny koncentracji składników OAC w wodach pierwszego i drugiego rodzaju (Morel i Prieur, 1977)

Lp.	Algorytm	Źródło	$R^2$	Miejsce
<b>Koncentracja chlorofilu <math>a</math></b>				
1	$C_a = 10^{0,4708 - 3,8469X + 4,5338X^2 - 2,4434X^3 - 0,0414X^4}$ gdzie: $X = \log \left( \left\{ \frac{R_{rs}(443)}{R_{rs}(555)}, \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)}, \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(555)} \right\} \right)$	O'Reilly i in. (1998)	0,93	oceany, wody przybrzeżne
2	$C_a = 1,629 \left( \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)} \right)^{-2,551}$	D'Sa i Miller (2003)	0,81	ujście Mississippi – – Zatoka Meksykańska
3	$C_a = -74,8 + 90,3 \left( \frac{R_{rs}(702)}{R_{rs}(673)} \right)$	Koponen i in. (2001)	0,82	jeziora fińskie
4	$C_a = -52,91 + 73,59 \left( \frac{R_{rs}(705)}{R_{rs}(678)} \right)$	Thiemann i Kaufmann (2002)	0,89	jeziora polodowcowe (Niemcy)
5	$C_a = R(704)/R(672) \left( ((a_w(704) + b_b(776)) - a_w(672)) - (b(776))^p \right) / a_{pl}^*(672)$ gdzie: $a_w(704) = 0,630$ ; $a_w(672) = 0,415$ ; $a_{pl}^*(672) = 0,0176$ $b_b(776) = 1,2 \left( (R(778) - 2,69) / (0,187 - R(778)) \right)$ ; $p = 1,065$	Gons (1999)	0,95	jeziora i estuaria (Holandia, Chiny)

Tabl. 7.3. (ciąg dalszy)

Lp.	Algorytm	Źródło	$R^2$	Miejsce
6	$C_a = 56,7 + 161,0X - 28,3X^2$ gdzie: $X = [R_{rs}^{-1}(660 - 670) - R_{rs}^{-1}(720 - 730)] (R_{rs}(740 - 750))$	Dall'Olmo i in. (2003)	0,94	jeziora i zbiorniki, stan Nebraska (USA)
7	$C_a = 23,09 + 117,42 [R_{rs}^{-1}(660 - 670) - R_{rs}^{-1}(700 - 730)] R_{rs}(740 - 760)$ $C_a = -16,2 + 136,3 [R_{rs}^{-1}(662 - 672) R_{rs}^{-1}(743 - 753)]$	Gitelson i in. (2008)	0,96 0,95	jeziora i zbiorniki, stan Nebraska USA)
<b>Koncentracja materii zawieszanej <math>C_{SPM}</math></b>				
8	$C_{SPM} = a_1(\overline{C_a})X^{b_1(\overline{C_a})}$ gdzie: $X = \frac{R_{rs}(560) - R_{rs}(520)}{R_{rs}(560) + R_{rs}(520)}$ lub $X = \frac{R_{rs}(560) - R_{rs}(620)}{R_{rs}(560) + R_{rs}(620)}$	Gitelson i in. (1993)	0,92	jeziro Balaton, jezioro Bajkał, jezioro Mügelsee, rzeka Don, rzeka Doniec, Morze Azowskie, Morze Czarne
9	$C_{SPM} = -1,91 \times 1140,25$ (MODIS Band 1)	Miller i McKee (2004)	0,89	wody przybrzeżne Zatoki Meksykańskiej
10	$C_{SPM} = 0,1915 \exp(624,72 (R_{rs}(645) - R_{rs}(859)))$	Hu i in. (2004)	0,90	Zatoka Tampa – – Zatoka Meksykańska
11	$X = \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(670)}$	Melin i in. (2003)	0,75	Morze Adriatyckie

Tabl. 7.3. (ciąg dalszy)

Lp.	Algorytm	Źródło	$R^2$	Miejsce
<b>Współczynnik absorpcji światła przez CDOM, <math>a_{\text{CDOM}}</math></b>				
12	$a_{\text{CDOM}}(412) = 10^{-0,603-2,225 \log X}$ gdzie: $X = \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(555)}$	D'Sa i Miller (2003)	0,80	ujście Missisipi – – Zatoka Meksykańska
13	$a_{\text{CDOM}}(420) = 5,20 X^{-2,76}$ gdzie: $X = \frac{R_{rs}(565)}{R_{rs}(660)}$	Kutser i in. (2005a)	0,84	jeziora szwedzkie i fińskie
14	$a_{\text{CDOM}}(400) = 10^{-0,20-0,50X+0,65X^2}$ gdzie: $X = \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(590)}$	Kowalczuk i in. (2005)	0,63	Morze Bałtyckie

Oznaczenia:  $a_w$  – współczynnik absorpcji światła przez wodę [ $\text{m}^{-1}$ ],  $b_b$  – współczynnik rozpraszania wstecz [ $\text{m}^{-1}$ ].

2001; Blondeau-Patissier i in., 2004). Pewną modyfikacją tego algorytmu jest także przedstawiona w wierszu 2 tabeli 7.3 formuła z pracy D'Sa i Miller (2003).

Większość modeli wyznaczania koncentracji chlorofilu w wodach drugiego rodzaju wykorzystuje promieniowanie z zakresu czerwonego i bliskiej podczerwieni (NIR). Na falach z tego zakresu oparty jest algorytm stworzony dla jezior fińskich przez Koponen i in. (2001) (wiersz 3, tabela 7.3) z koncentracjami  $C_a$  od około 1 do 100 mg m<sup>-3</sup>. Dla tych akwenów najlepsze rezultaty wyznaczania koncentracji  $C_a$  otrzymano dla ilorazu refleksyjności  $R_{rs}(702)/R_{rs}(673)$ . Wartość współczynnika determinacji otrzymanego przez autorów tej zależności wynosi 0,82.

Fale o zbliżonych długościach wykorzystali też Thiemann i Kaufman (2002) (wiersz 4, tabela 7.3). W swoim algorytmie stworzonym na podstawie pomiarów w polodowcowych jeziorach w północnych Niemczech z koncentracjami  $C_a$  od 5 do 35 mg m<sup>-3</sup> wykorzystali iloraz refleksyjności  $R_{rs}(705)/R_{rs}(678)$ , otrzymując wysoką wartość współczynnika determinacji  $R^2 = 0,89$ .

Kolejny, zaprezentowany w tabeli 7.3 algorytm (wiersz 5) stworzony przez Gons (1999) dla wód śródlądowych typu 2 z zakresem koncentracji chlorofilu  $a$  od 2 do 994 mg m<sup>-3</sup> zawiera elementy oparte na modelowaniu biooptycznym. By uwzględnić rozpraszanie światła wstecz przez cząstki zawieszonych do ilorazu  $R_{rs}(704)/R_{rs}(672)$  dołączono refleksyjność dla fali o długości  $R_{rs}(776)$  oraz współczynnik absorpcji światła przez wodę oraz fitoplankton. Ten biooptyczny model został następnie przez Gons i in. (2002) oraz Ruddick i in. (2003) zmodyfikowany i dostosowany do radiometru MERIS (ang. *MEDium Resolution Imaging Spectrometer*).

Dall'Olmo i in. (2003) zaproponowali nową technikę określania koncentracji  $C_a$  wywodzącą się z algorytmów lądowych szacowania pigmentów (wiersz 6, tabela 7.3). Parametryzacja została wykonana dla wód stanu Nebraska (USA) o zakresie zmienności koncentracji chlorofilu  $C_a$  od 7 do 194 mg m<sup>-3</sup> oraz materii zawieszonych  $C_{SPM}$  od około 0,1 do 214 g m<sup>-3</sup>. W modelu tym, by określić wpływ współczynnika absorpcji światła przez pigmenty fitoplanktonu, autorzy użyli różnicy odwrotności refleksyjności dla promieniowania z dwóch zakresów (660–670 nm i 720–730 nm). Dodatkowo, podobnie jak w modelu Gons i in. (2002), aby skompensować rozpraszanie światła wstecz przez cząstki zawieszonych SPM, wykorzystano refleksyjność w zakresie NIR (z zakresu 740–750 nm). Model ten cały czas jest rozwijany (p. Gitelson i in., 2007, 2008; Gilerson i in., 2010), a używane w algorytmach długości fal przystosowywane do zakresów spektralnych skanerów zainstalowanych na satelitach (wiersz 7, tabela 7.3).



Kolejnym składnikiem OAC, którego koncentracja wyznaczana jest z widma zdalnej reflektancji, jest **materia zawieszona SPM**. Dla wód śródlądowych i przybrzeżnych opracowano kilka takich algorytmów. W algorytmach tych wykorzystuje się fakt, że obecność SPM może znacznie zwiększyć intensywność procesów rozpraszania światła w kolumnie wody, co prowadzi do podwyższenia wartości zdalnej reflektancji  $R_{rs}$ . W pewnych zakresach spektralnych wartość tego podwyższenia jest proporcjonalna do koncentracji zawiesin. Wykorzystywanych jest kilka różnych rodzajów algorytmów wyznaczania SPM w wodach śródlądowych; większość z nich to zależności empiryczne lub półempiryczne.

Gitelson i in. (1993) (wiersz 8, tabela 7.3) proponują dwa modele wykorzystujące zależność potęgową na oszacowanie  $C_{SPM}$ . Zostały one skonstruowane na podstawie badań empirycznych zrealizowanych dla kilku jezior i rzek z różnych krajów Europy oraz Morza Czarnego i Azowskiego. Mierzone wody charakteryzowały się szerokim zakresem zmian koncentracji  $C_a$  i  $C_{SPM}$  (odpowiednio: 0,1–350 g m<sup>-3</sup> i 0,1–66 g m<sup>-3</sup>) oraz współczynnika absorpcji światła przez CDOM,  $a_{CDOM}(380)$  (0,1–12 m<sup>-1</sup>). Modele te są bardzo regionalne i dedykowane do konkretnego akwenu. Występujące w modelu stałe  $a_1(\overline{C_a})$  i  $b_1(\overline{C_a})$  zależą od średnich koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $\overline{C_a}$  występującego w danym akwenu. Uzyskana przez autorów tego modelu wartość współczynnika determinacji jest wysoka i wynosi około 0,92.

Miller i McKee (2004) (wiersz 9, tabela 7.3) opracowali zależność liniową pozwalającą wyznaczyć koncentrację SPM w oparciu o kanał 1 skanera satelitarnego MODIS (ang. *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*)  $R(620-670)$ , uzyskując wysoką wartość współczynnika determinacji 0,89.

Hu i in. (2004) (wiersz 10, tabela 7.3) dla danych z Zatoki Tampa (Zatoka Meksykańska) wykorzystali różnicę reflektancji dla fal o długości fal 645 nm oraz 859 nm. Uzyskany przez nich współczynnik determinacji wynosi 0,90.

Melin i in. (2003) (wiersz 11, tabela 7.3) swój algorytm stworzyli w oparciu o iloraz reflektancji dla dwóch długości fal 510 nm i 670 nm, uzyskując dla Morza Adriatyckiego współczynnik determinacji  $R^2 = 0,75$ .

Detekcja **kolorowych rozpuszczonych substancji organicznych CDOM** z widma zdalnej reflektancji w wodach drugiego rodzaju jest zadaniem znacznie trudniejszym niż wyznaczanie koncentracji cząstek zawieszonych. Stąd też niewielka liczba publikacji zawierających odpowiednie formuły na wyznaczanie absorpcji przez CDOM oraz ich niezbyt duża dokładność. Jak przedstawiono w rozdziale 5, kolorowa rozpuszczona materia organiczna CDOM szczególnie intensywnie absorbuje światło z zakresu krótkofalowego. Niestety w tym zakresie spektralnym obserwujemy też wysoką absorpcję światła przez pigmenty fitoplanktonu oraz cząsteczki mate-

rii zawieszanej SPM, co w połączeniu z wysokim rozpraszaniem przez te ostatnie, znacznie utrudnia identyfikację sygnału pochodzącego od CDOM w widmie reflektancji. Mimo tych trudności w kilku opublikowanych pracach można znaleźć algorytmy pozwalające na wyznaczenie współczynnika absorpcji światła  $a_{\text{CDOM}}$  w wodach rodzaju drugiego.

W pracy D'Sa i Miller (2003) przetestowano formułę wyznaczania współczynnika  $a_{\text{CDOM}}$  z widma  $R_{rs}$  dla kilku długości fal i najlepszą korelację znaleziono z ilorazem  $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$  (wiersz 11, tabela 7.3). Niestety, zależność tę skonstruowano w oparciu o niewielką liczbę danych (tylko 19). Podobną zależność, dla innego regionu, dla 99 danych przedstawili Kahru i Mitchell (2001). Najlepszą korelację  $R^2 = 0,77$  uzyskali dla ilorazu  $R_{rs}(443)/R_{rs}(510)$ .

Kutser i in. (2005a) (wzór (12) tabela 7.3) opracowali zależność pozwalającą wyznaczyć współczynnik absorpcji światła przez CDOM w oparciu o dwa kanały spektralne skanera satelitarnego ALI (ang. *Advanced Land Imager*)  $R_{rs}(565)/R_{rs}(660)$ , uzyskując wartość współczynnika determinacji 0,84. Parametryzacja została wykonana dla danych zebranych na 34 jeziorach fińskich i szwedzkich, w wodach których zakres zmienności  $a_{\text{CDOM}}(420)$  wynosił od 0,68 do 11,13  $\text{m}^{-1}$ .

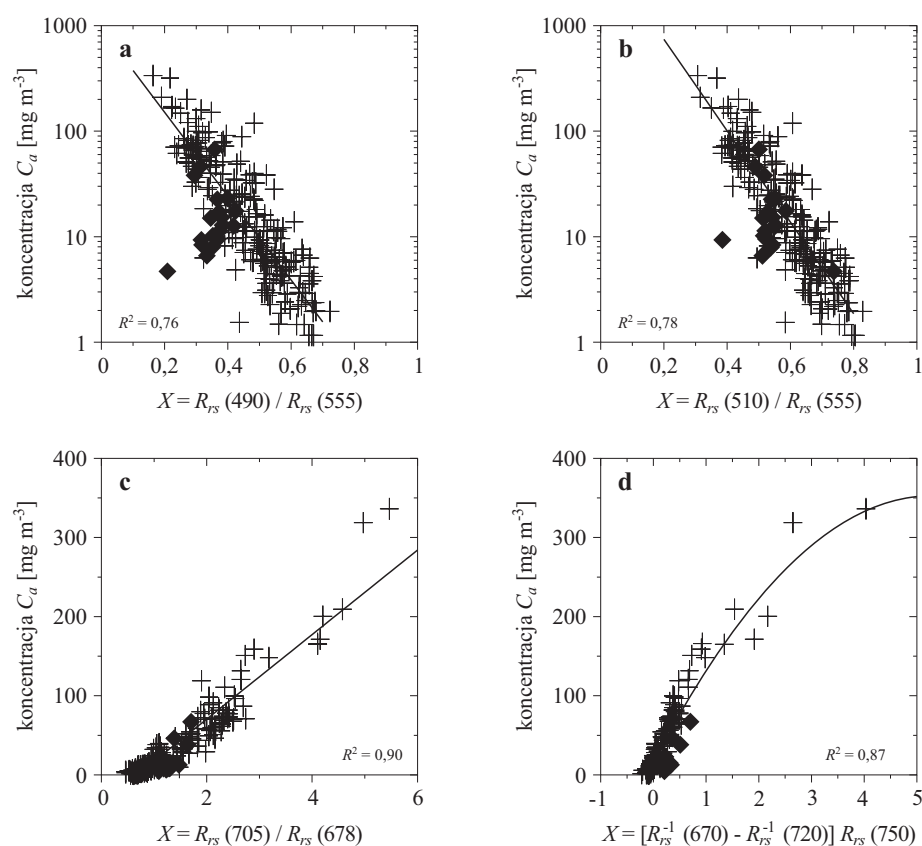
Możliwość wyznaczania współczynnika absorpcji światła przez CDOM w wodach Morza Bałtyckiego badali Kowalczyk i in. (2005). Najlepszą korelację znaleziono dla ilorazu  $R_{rs}(490)/R_{rs}(590)$ , uzyskując wartość współczynnika determinacji  $R^2 = 0,63$  (wzór (13) tabela 7.3).

W ramach niniejszej pracy przetestowano użyteczność przedstawionych w tabeli 7.3 formuł do wód jezior Pomorza. W tym celu wykorzystano ogólną postać równań przedstawionych w tej tabeli z 235 wartościami reflektancji wyznaczonymi dla jezior Pomorza. Odpowiednie stałe oraz współczynniki determinacji występujące w tych równaniach zostały wyznaczone za pomocą metod estymacji nieliniowych programem Statistica 6.0 (©StatSoft). Otrzymane rezultaty przedstawiono w tabeli 7.4.

W wierszach od 1 do 4 tabeli 7.4 przetestowano konwencjonalny (zrealizowany dla wód typu pierwszego) stosunek reflektancji użyty w algorytmie Ocean Color 4 (wiersz 1 tabela 7.3) z odpowiednimi danymi reflektancji uzyskanymi dla jezior Pomorza. Jak widać z tej tabeli, w algorytmach chlorofilowych dużo wyższe współczynniki determinacji uzyskano, stosując zależności logarytmiczne. Testowanie trzech różnych ilorazów reflektancji z zależności O'Reilly i in. (1998) potwierdziło największą przydatność, do wód zawierających duże koncentracje chlorofilu  $a$ , ilorazu reflektancji  $R_{rs}(510)/R_{rs}(555)$ . Otrzymany dla tej zależności współczynnik determinacji osiągnął wartość 0,78. Rezultaty uzyskane dla zależności przedstawionych w wierszach 2 i 3 tabeli 7.4 zostały dodatkowo zilustrowane na rysunku 7.18a, b.

Tabl. 7.4. Porównanie zależności pomiędzy wartościami modelowymi wyznaczonymi z widma zdalnej reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  i uzyskanymi z pomiarów w jeziorach Pomorza: koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , koncentracji materii zawieszanej  $C_{SPM}$ , współczynnika absorpcji przez CDOM,  $a_{CDOM}(440)$ . Dane uzyskane w humusowym jeziorze Pyszne zostały uwzględnione w analizach przedstawionych w wierszach 11–13

Lp.	Model	Równanie	$R^2$
<b>Koncentracja chlorofilu <math>a</math></b>			
1	$X = \frac{R_{rs}(443)}{R_{rs}(555)}$	$C_a = 118,7 - 341,7X$ $\log(C_a) = 2,393 - 4,930X$	0,42 0,63
2	$X = \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)}$	$C_a = 159,3 - 272,7X$ $\log(C_a) = 2,972 - 3,972X$	0,50 0,76
3	$X = \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(555)}$	$C_a = 209,7 - 296,7X$ $\log(C_a) = 3,737 - 4,334X$	0,51 0,78
4	$X = \max \left[ \frac{R_{rs}(443)}{R_{rs}(555)}, \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)}, \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(555)} \right]$	$C_a = 209,7 - 296,7X$ $\log(C_a) = 3,737 - 4,334X$	0,51 0,78
5	$X = \frac{R_{rs}(705)}{R_{rs}(678)}$	$C_a = -35,73 + 53,39X$	0,90
6	$X = \frac{R_{rs}(702)}{R_{rs}(673)}$	$C_a = -45,70 + 56,58X$	0,87
7	$X = [R_{rs}^{-1}(670) - R_{rs}^{-1}(720)] R_{rs}(750)$	$C_a = 18,29 + 98,30X$ $C_a = 16,64 + 126,97X - 11,99X^2$	0,84 0,87
<b>Koncentracja zawieszanej materii SPM, <math>C_{SPM}</math></b>			
8	$X = \frac{R_{rs}(560) - R_{rs}(520)}{R_{rs}(560) + R_{rs}(520)}$	$C_{SPM} = 10^{-0,751+7,274X}$	0,73
9	$X = R_{rs}(648)$	$C_{SPM} = -2,70 + 4745,43X$ $C_{SPM} = 37617,68X^{1,500}$	0,33 0,80
10	$X = \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(670)}$	$C_{SPM} = 8,029 X^{-1,782}$	0,38
<b>Współczynnik absorpcji światła przez CDOM, <math>a_{CDOM}(440)</math></b>			
11	$X = \frac{R_{rs}(510)}{R_{rs}(555)}$	$a_{CDOM}(440) = 10^{-0,468-2,603 \log(X)}$	0,24
12	$X = \frac{R_{rs}(565)}{R_{rs}(660)}$	$a_{CDOM}(440) = 3,74 X^{-1,83}$	0,81
13	$X = \frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(590)}$	$a_{CDOM}(440) = 10^{1,30-3,04X+1,06X^2}$	0,57



Rys. 7.18. Porównanie czterech modeli wyznaczania wartości koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , z widma zdalnej reflektancji  $R_{r,s}(\lambda)$  z wartościami tych koncentracji uzyskanymi z bezpośrednich pomiarów w badanych jeziorach Pomorza: a) model O'Reilly i in. (1998) (wiersz 2 tabela 7.4); b) model O'Reilly i in. (1998) (wiersz 3 tabela 7.4); c) model Thiemann i Kaufmann (2002) (wiersz 5 tabela 7.4); d) model Dall'Olmo i in. (2003) (wiersz 7 tabela 7.4). Zaznaczone czarnymi kwadratami na wykresie dane uzyskane w humusowym jeziorze Pyszne nie zostały uwzględnione w przeprowadzonych analizach

Następne wiersze tabeli 7.4 (wiersze od 5 do 7) zawierają równania i współczynniki determinacji, które otrzymano, stosując algorytm wykorzystujący reflektancję dla promieniowania z zakresu czerwonego widma światła oraz bliskiej podczerwieni.

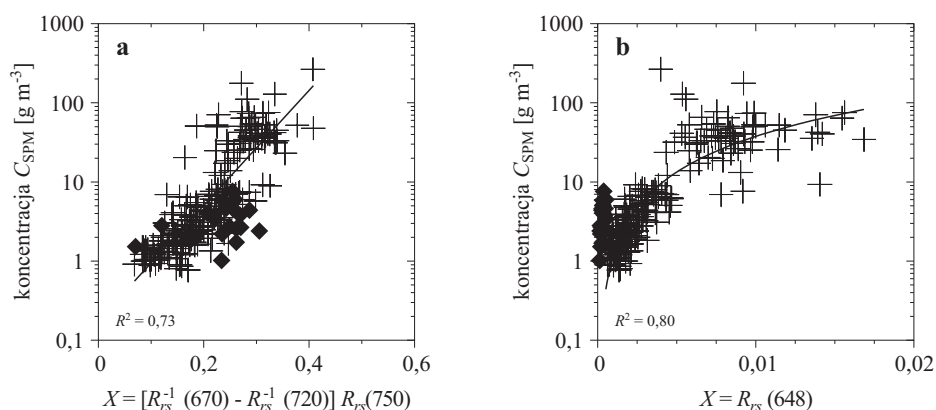
Na zgromadzonym zbiorze danych przetestowano dwa modele Thiemann i Kaufmann (2002) (wiersz 5 tabela 7.4) oraz Koponen i in. (2001) (wiersz 6 tabela 7.4). W pierwszym z modeli wykorzystano iloraz reflektancji dla dwóch długości fal: maksimum reflektancji dla  $\lambda = 705$  nm oraz „chlorofilowe” minimum dla  $\lambda = 678$  nm, uzyskując współczynnik determinacji

$R^2 = 0,90$ . Dla drugiego modelu (Koponen i in., 2001), opartym na ilorazie  $R_{rs}(702)/R_{rs}(673)$ , otrzymana wartość współczynnika determinacji wynosi  $R^2 = 0,87$ . Rezultaty testowania modelu Thiemann i Kaufmann (2002) zostały przedstawione na rysunku 7.18c.

Danymi uzyskanymi z badanych jezior Pomorza przetestowano także model Dall'Olmo i in. (2003) (wiersz 7 tabela 7.4), wykorzystując równanie liniowe oraz kwadratowe. Uzyskane wartości współczynnika determinacji wynoszą odpowiednio  $R^2 = 0,84$  oraz  $R^2 = 0,87$ . Zależność z równaniem kwadratowym przedstawiona została na rysunku 7.18d.

Jak widać z tabeli 7.4, opracowane dla wód typu pierwszego (wód oceanicznych) algorytmy do wyznaczania koncentracji chlorofilu *a* wykorzystujące zielony i niebieski zakres widma, dla wód badanych akwenów osiągają znacznie niższe współczynniki determinacji  $R^2$  niż te oparte na współczynnikach reflektancji z zakresu czerwonego widma.

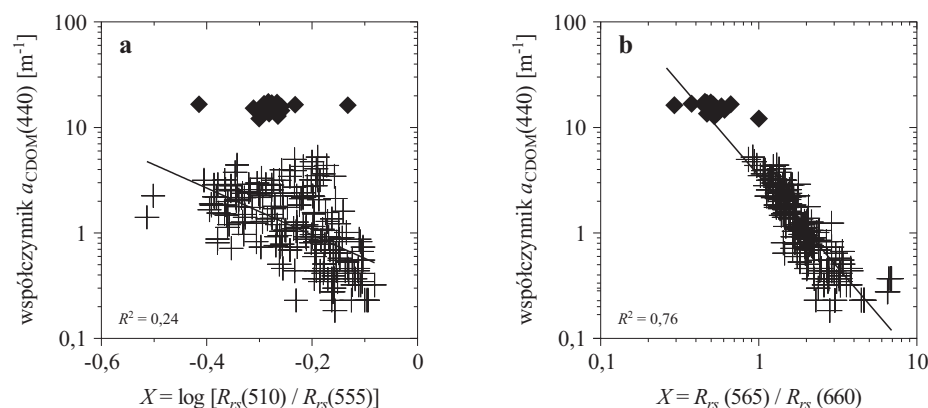
W kolejnych wierszach tabeli 7.4 (wiersze od 8 do 10) przedstawiono rezultaty testowania algorytmów wyznaczania z widma zdalnej reflektancji koncentracji materii zawieszanej SPM. Jak widać, najwyższe wartości współczynnika determinacji  $R^2 = 0,80$  uzyskano dla zależności opracowanej przez Miller i McKee (2004) opartej na funkcji potęgowej z wartościami  $R_{rs}$  dla fal z zakresu czerwonego widma światła. Rezultaty uzyskane w wyniku zastosowania do danych z jezior Pomorza formuł opracowanych przez



Rys. 7.19. Porównanie dwóch modeli wyznaczania wartości koncentracji materii zawieszanej SPM,  $C_{SPM}$  z widma zdalnej reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  z wartościami tych koncentracji uzyskanymi z bezpośrednich pomiarów w badanych jeziorach Pomorza: a) model Gitelson i in. (2003) (p. wiersz 8, tabela 7.4); b) model Miller i McKee (2004) (p. wiersz 9, tabela 7.4). Zaznaczone czarnymi kwadratami na wykresie dane uzyskane w humusowym jeziorze Pyszne nie zostały uwzględnione w przeprowadzonych analizach

Gitelson i in. (2003) (p. wiersz 8, tabela 7.4) oraz Miller i McKee (2004) (p. wiersz 9, tabela 7.4) zostały zilustrowane na rysunku 7.19.

Rezultaty wyznaczania współczynnika absorpcji światła przez CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440)$  z widm  $R_{rs}$  zmierzonych w badanych akwenach Pomorza przedstawiono w wierszach 11–14 tabeli 7.4. Jak widać z tej tabeli, najwyższe wartości współczynnika determinacji  $R^2 = 0,83$  uzyskano dla zależności opracowanej przez Kutser i in. (2005a) (p. wiersz 12, tabela 7.4). Rezultaty zastosowania dwóch przykładowych zależności opracowanych przez D'Sa i Miller (2003) oraz Kutser i in. (2005a) (p. wiersz 11 i 12, tabela 7.4, odpowiednio) do danych z jezior Pomorza zilustrowano na rysunku 7.20a i b.



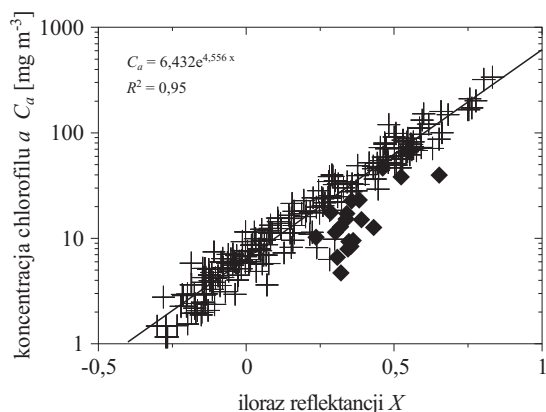
Rys. 7.20. Porównanie dwóch modeli wyznaczania wartości absorpcji światła przez CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440)$  z widma zdalnej reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  z wartościami tych absorpcji uzyskanymi z bezpośrednich pomiarów w badanych jeziorach Pomorza: a) model D'Sa i Miller (2003) (p. wiersz 11, tabela 7.4); b) model Kutser i in. (2005a) (p. wiersz 12, tabela 7.4). Zaznaczone czarnymi kwadratami na wykresie dane uzyskane w humusowym jeziorze Pyszne uwzględniono w przeprowadzonych analizach

Podsumowując, przedstawione w tabeli 7.4 algorytmy na wyznaczenie koncentracji chlorofilu, koncentracji materii zawieszanej oraz współczynnika absorpcji przez CDOM stworzone dla wód przybrzeżnych i śródlądowych innych części świata dają też zadowalające rezultaty dla jezior Pomorza. Należy jednak zwrócić uwagę na to, że występujące w nich współczynniki empiryczne dla badanych jezior Pomorza przyjmują wartości różne od tych wyznaczonych przez ich autorów i przedstawionych w tabeli 7.3. Opracowane dla innych rejonów świata zależności wymagają więc regionalnego dopasowania. Aby metodami zdalnymi uzyskać wiarygodne rezultaty, wymagana jest realizacja pomiarów biooptycznych *in situ* bezpośrednio w akwenach, które mają być monitorowane zdalnie.

Zebrany przez autora materiał eksperymentalny umożliwił także opracowanie **nowych, oryginalnych formuł** pozwalających z pomiarów widma reflektancji wyznaczać przybliżone wartości koncentracji składników OAC w eufotycznej strefie wód badanych jezior Pomorza. Dla wyznaczenia koncentracji chlorofilu  $a$  wykorzystano wartości maksimum w widmie reflektancji zlokalizowane w zakresie czerwonym i bliskiej podczerwieni ( $695 \text{ nm} \leq \lambda \leq 720 \text{ nm}$ ). Ponieważ pozycja tego maksimum ulega zmianie w zależności od koncentracji chlorofilu  $a$  (p. Rys. 7.15), do opracowanej formuły wstawiono maksymalną wartość reflektancji z tego wybranego zakresu długości fal:  $\max R_{rs}(695 \leq \lambda \leq 720)$ . Od tej wartości została odjęta wartość  $R_{rs}(\lambda = 670 \text{ nm})$ , z pozycji związanej z maksymalną absorpcją chlorofilu  $a$  i występującym w tym miejscu minimum reflektancji  $R_{rs}$ . Aby uwzględnić wpływ rozpraszania na zawieszinach, całe wyrażenie podzielono przez  $\max R_{rs}(695 \leq \lambda \leq 720)$ . Otrzymaną zależność przedstawiono na rysunku 7.21 i opisano równaniem wykładniczym:

$$C_a = 6,432e^{4,556X}, \quad (7.8)$$

gdzie:  $X = [\max R_{rs}(695 \leq \lambda \leq 720) - R_{rs}(\lambda = 670)] / \max R_{rs}(695 \leq \lambda \leq 720)$ .



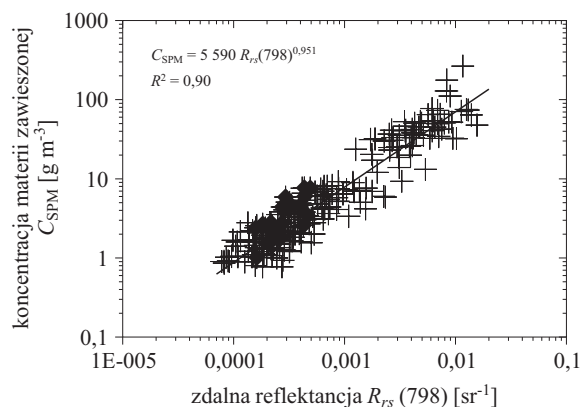
Rys. 7.21. Zależność pomiędzy koncentracją chlorofilu  $a$  i kombinacją wybranych spektralnych wartości reflektancji  $R_{rs}(\lambda)$  dla badanych wód jezior Pomorza wg formuły (7.8). W analizie nie uwzględniono danych z humusowego jeziora Pyszne (czarne kwadratowe punkty na wykresie)

Dla tej zależności otrzymano wysoką wartość współczynnika determinacji  $R^2 = 0.95$ . Z ogólnej liczby danych  $N = 235$  z wyżej przedstawionej analizy wyłączono 20 wyznaczonych z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne, odbiegających od ogólnego trendu.

Dla koncentracji materii zawieszzonej  $C_{SPM}$  wysoką korelację z wartościami reflektancji  $R_{rs}$  udało się uzyskać dla fal o długości  $\lambda = 798 \text{ nm}$ . Z analiz wyłączono dane uzyskane z pomiarów w humusowym jeziorze Pyszne. Otrzymaną zależność przedstawiono na rysunku 7.22 i opisano równaniem potęgowym:

$$C_{\text{SPM}} = 5590 R_{rs}(798)^{0,951}. \quad (7.9)$$

O przydatności tej formuły świadczy jej wysoki współczynnik determinacji  $R^2 = 0,90$ .

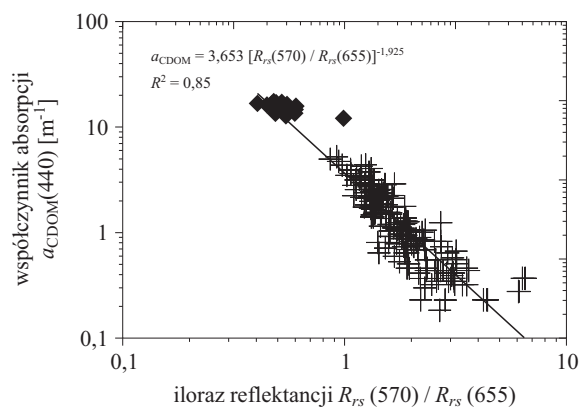


Rys. 7.22. Zależność pomiędzy koncentracją materii zawieszanej  $C_{\text{SPM}}$  i wartością spektralnej reflektancji dla fali 798 nm dla badanych wód jezior Pomorza wg formuły (7.9). W analizie nie uwzględniono danych z humusowego jeziora Pyszne (czarne kwadratowe punkty na wykresie)

Ostatnią wielkością, której zależność od reflektancji przeanalizowano w ramach tej pracy, jest współczynnik absorpcji przez CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$ . Ponieważ w jeziorach Pomorza występują najczęściej duże koncentracje składników OAC, przyczyniając się do znacznego obniżenia sygnału  $R_{rs}$  w części krótkofalowej zakresu widzialnego, do analiz wykorzystano fale dłuższe. Najlepszą korelację uzyskano z ilorazem  $R_{rs}(570)/R_{rs}(655)$  dla równania potęgowego (Rys. 7.23):

$$a_{\text{CDOM}}(440) = 3,653 R_{rs}(X)^{-1,925}, \quad (7.10)$$

gdzie:  $X = R_{rs}(570)/R_{rs}(655)$ .

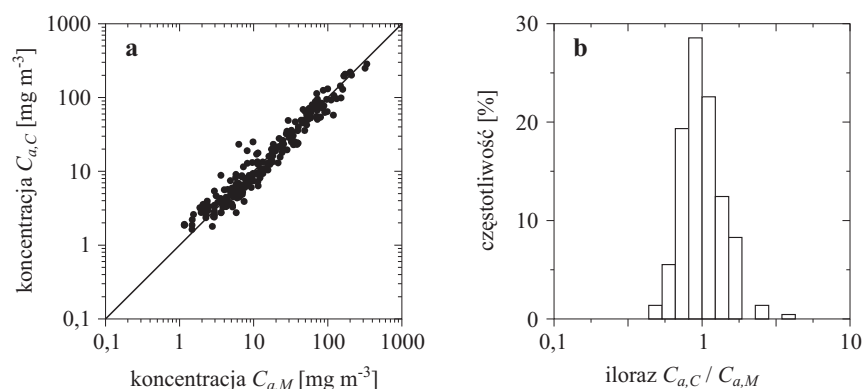


Rys. 7.23. Zależność pomiędzy współczynnikiem absorpcji  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$  i ilorazem zdalnej reflektancji  $R_{rs}(570)/R_{rs}(655)$  dla wszystkich badanych jezior (z jeziorem Pyszne włącznie). Dane uzyskane w humusowym jeziorze Pyszne zaznaczono czarnymi kwadratami na wykresie



Dla tej zależności (dla danych ze wszystkich badanych jezior, z danymi uzyskanymi z pomiarów w jeziorze Pyszne włącznie) uzyskano wartość współczynnika determinacji  $R^2 = 0,85$ . Wartość ta jest satysfakcjonująca, jeżeli porównamy ją z odpowiednimi współczynnikami przedstawionymi w tabelach 7.3 i 7.4.

Przedstawione wyżej rezultaty pokazują, że nowo opracowane formuły (p. wzory (7.8), (7.9) i (7.10)) pozwalają z większą dokładnością wyznaczać koncentracje chlorofilu  $a$ , materii zawieszanej oraz współczynnika absorpcji światła przez CDOM w badanych akwenach, niż formuły wcześniej znane, opracowane dla innych rejonów.



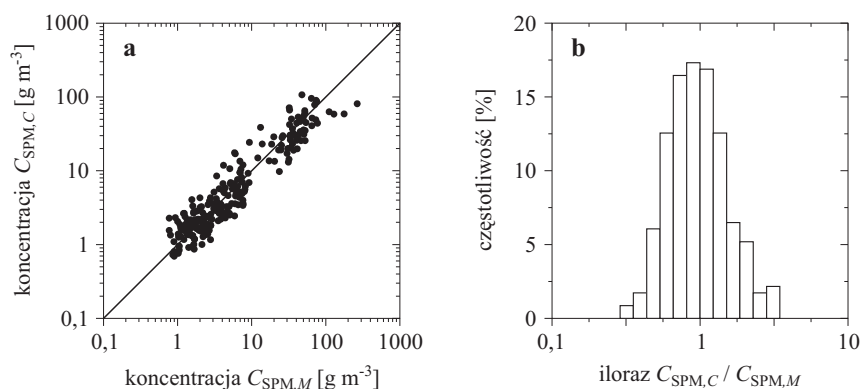
Rys. 7.24. Porównanie wartości koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_{a,M}$  pomierzonych w wodach badanych jezior Pomorza i wyznaczonych z widma zdalnej reflektancji  $C_{a,C}$  przy pomocy równania (7.8) (a) oraz histogram ilorazu  $C_{a,C}/C_{a,M}$  (b)

Dokonano także oceny błędów opracowanych dla jezior Pomorza wyżej przedstawionych aproksymacji wyznaczania trzech głównych składników OAC z widma zdalnej reflektancji. W tym celu porównano błędy wartości  $C_{a,C}$ ,  $C_{\text{SPM},C}$ ,  $a_{\text{CDOM},C}(440 \text{ nm})$  wyznaczonych z widma zdalnej reflektancji za pomocą równań (7.8) i (7.9) oraz (7.10) z wartościami określonymi bezpośrednio w próbkach wody jeziornej  $C_{a,M}$ ,  $C_{\text{SPM},M}$ ,  $a_{\text{CDOM},M}(440 \text{ nm})$ . Wyniki zostały przedstawione w tabeli 7.5 oraz na rys. 7.24–7.26. Jak widać z tych rezultatów weryfikacji, zaletą opracowanych algorytmów jest fakt, że nie dają one znaczących systematycznych błędów estymacji ( $\langle \epsilon \rangle_g < 0,5\%$ ). Nieduże są także błędy statystyczne: dla koncentracji  $C_a$ ,  $\sigma_+ \approx 36\%$ ; dla koncentracji  $C_{\text{SPM}}$ ,  $\sigma_+ \approx 56\%$  oraz dla współczynnika  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$ ,  $\sigma_+ \approx 46\%$ . Również czynnik błędu  $X$  jest względnie nieduży w porównaniu z zakresem zmienności estymowanych wielkości, wynoszących dla koncentracji  $C_a$  i  $C_{\text{SPM}}$  ok. 3 rzędy wielkości oraz dla współczynnika absorpcji

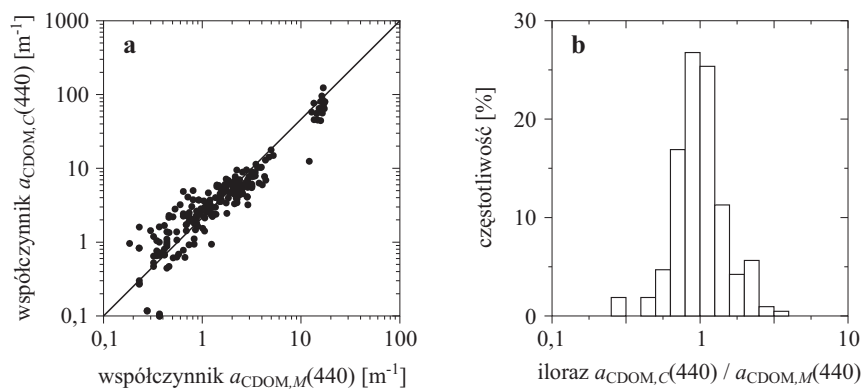
Tabl. 7.5. Błędy względne estymacji koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , koncentracji cząstek materii zawieszonych,  $C_{SPM}$  oraz współczynnika absorpcji światła przez CDOM,  $a_{CDOM}(440 \text{ nm})$  wyznaczonych z widma zdalnej reflektancji przy pomocy równań (7.8) i (7.9) oraz (7.10), odpowiednio

Model	Statystyka arytmetyczna*		Statystyka logarytmiczna*			
	Błąd systematyczny	Błąd statystyczny	Błąd systematyczny	Czynnik zmienności	Zakres zmienności	
	$\langle \varepsilon \rangle$ [%]	$\sigma_\varepsilon$ [%]	$\langle \varepsilon \rangle_g$ [%]	X	$\sigma_-$ [%]	$\sigma_+$ [%]
$C_a$ (równ. 7.8)	5,12	37,5	-0,02	1,36	-26,4	35,8
$C_{SPM}$ (równ. 7.9)	10,5	54,1	-0,29	1,56	-36,1	56,5
$a_{CDOM}(440)$ (równ. 7.10)	8,65	47,8	-0,49	1,46	-31,4	45,81

\* Błędy były liczone tak samo jak w tabeli 5.6.



Rys. 7.25. Porównanie wartości koncentracji cząstek materii zawieszonych,  $C_{SPM, M}$ , pomierzonych w wodach badanych jezior Pomorza i wyznaczonych z widma zdalnej reflektancji  $C_{SPM, C}$  przy pomocy równania (7.9) (a) oraz histogram ilorazu  $C_{SPM, C}/C_{SPM, M}$  (b)



Rys. 7.26. Porównanie wartości współczynnika absorpcji światła przez CDOM,  $a_{CDOM, M}(440 \text{ nm})$ , pomierzonych w wodach badanych jezior Pomorza i wyznaczonych z widma zdalnej reflektancji  $a_{CDOM, C}(440 \text{ nm})$  przy pomocy równania (7.10) (a) oraz histogram ilorazu  $a_{CDOM, M}(440 \text{ nm})/a_{CDOM, C}(440 \text{ nm})$  (b)

$a_{CDOM}(440 \text{ nm})$  ok. 2 rzędy wielkości. Jak widać z tabeli 7.5, wyniki wyznaczania wartości  $C_a$ ,  $C_{SPM}$  i  $a_{CDOM}(440 \text{ nm})$  przy pomocy, odpowiednio, równań (7.8) i (7.9) oraz (7.10) dają rezultaty obarczone stosunkowo małymi błędami.



# Rozdział 8

## Podsumowanie i wnioski końcowe

W pracy przedstawiono wyniki kompleksowych badań właściwości biooptycznych wód wybranych jezior Pomorza i ich porównania z właściwościami wód innych akwenów, w tym Morza Bałtyckiego. Badania te autor przeprowadził głównie w latach 2006–2010 w 15 jeziorach reprezentatywnych dla Pomorza. Opisy zbadanych przez autora właściwości wód poprzedzane są w odpowiednich podrozdziałach przeglądami literaturowymi bieżącego stanu wiedzy o tychże właściwościach wód jezior Pomorza i wód innych akwenów, z innych regionów świata.

W wyniku przeprowadzonych badań uzyskano m.in. następujące rezultaty:

- Określono koncentracje optycznie aktywnych składników wody i jej przezroczystość oraz zakresy zmienności tych wielkości w poszczególnych badanych jeziorach. Łącznie dla wszystkich badanych jezior przedziały zarejestrowanych wartości koncentracji są następujące: chlorofilu  $a$ ,  $C_a$  od 1,3 do 336,2 mg m<sup>-3</sup> (liczba pomiarów  $N = 873$ ), materii zawieszanej  $C_{SPM}$  od 0,8 do 256,3 g m<sup>-3</sup> ( $N = 616$ ), współczynnika absorpcji światła przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne  $a_{CDOM}(440)$  od 0,18 do 17,43 m<sup>-1</sup> ( $N = 448$ ) oraz głębokości Secchiego od 0,2 do 7,0 m ( $N = 409$ ).
- Opracowano pakiet odpowiednich formuł matematycznych opisujących współzależności pomiędzy wyżej wymienionymi wielkościami, charakteryzującymi składniki wód naturalnych. Podano przybliżone formuły uzyskane dla poszczególnych troficznych typów jezior oraz dla całości wód badanych jezior. Opisano także przestrzenno-czasowe zmiany wyżej wymienionych parametrów wody.
- Określono względne koncentracje składników zawiesiny w stosunku do całkowitej masy zawieszonych cząstek SPM. W całkowitej masie

zawiesin badanych jezior średnio około 78% zajmuje materia organiczna, natomiast chlorofil *a* około 0,3%, a masa cząstek nieorganicznych zawieszonych w wodzie zajmuje średnio niecałe 22%.

- Przeprowadzone analizy zależności pomiędzy koncentracją składników OAC a przezroczystością wody pokazały, że dla ogółu jezior wszystkie trzy składniki OAC wpływają znacząco na zmiany tej przezroczystości. Natomiast w odniesieniu do poszczególnych jezior, z uwagi na stosunkowo niewielką zmienność (konserwatywność) stężenia CDOM, zmiany przezroczystości są spowodowane głównie zmianami koncentracji  $C_a$  i  $C_{SPM}$ . Uzyskano wysokie współczynniki determinacji  $R^2$  dla zależności pomiędzy koncentracją chlorofilu  $C_a$  i głębokością Secchiego  $z_{SD}$  ( $R^2 \approx 0,85$ ), oraz pomiędzy koncentracją materii zawieszonej  $C_{SPM}$  i głębokością Secchiego  $z_{SD}$  ( $R^2 \approx 0,95$ ).
- Wykorzystując wyniki analiz uzyskane metodą wysokosprawnej chromatografii cieczowej (HPLC), określono skład pigmentów fitoplanktonu badanych jezior oraz zależności pomiędzy głównymi grupami pigmentów. Analizy 208 próbek wody pobranych z 9 jezior Pomorza pokazały, że średnio proporcje masy innych pigmentów *x* do masy chlorofilu *a* wynoszą: około 5% chlorofil *b*, około 5% chlorofil *c*, około 18% karotenoidy fotosyntetyczne i około 28% karotenoidy fotoochronne. Skład pigmentów fitoplanktonu wykazuje także wyraźne zmiany w ciągu roku, natomiast nie zaobserwowano wyraźnych trendów w zmianach jego składu wraz ze zmianami głębokości.
- Scharakteryzowano właściwości absorpcyjne kolorowej rozpuszczonej materii organicznej CDOM. W wyniku analiz 585 próbek wody z 15 jezior Pomorza uzyskano zakres zmienności wartości współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{CDOM}$  od 0,010 do 0,024  $\text{nm}^{-1}$  oraz wartość średnią  $S_{CDOM} \approx 0,016 \text{ nm}^{-1}$ . Pomiary pokazały, że poszczególne jeziora zachowują pewien charakterystyczny dla siebie zakres zmienności wartości współczynnika absorpcji  $a_{CDOM}(440)$  oraz współczynnika nachylenia widma absorpcji  $S_{CDOM}$ . Większe zmiany obserwujemy w jeziorach przybrzeżnych, w których woda zmienia drastycznie swój skład na skutek wymiany wód z Morzem Bałtyckim. Pokazano także wstępny zarys zmienności współczynników  $a_{CDOM}(440)$  oraz  $S_{CDOM}$  w skali roku oraz w profilu pionowym.
- Przebadano 584 widma absorpcji światła przez zawarte w wodzie jeziornej substancje zawieszane. Wyniki tych badań pozwoliły na scharakteryzowanie właściwości absorpcyjnych fitoplanktonu oraz oddzielnie materii niefitoplanktonowej. Przeprowadzone analizy pokazały, że dostępne w literaturze parametryzacje, modele absorpcji

światła przez zawiesiny, opracowane dla innych akwenów, nie opisują wystarczająco dokładnie właściwości absorpcyjnych zawiesin występujących w jeziorach Pomorza. Dlatego w tej pracy opracowano nowy, oryginalny, półempiryczny model absorpcji światła przez zawiesiny badanych wód Pomorza. Model ten pozwala wyznaczać widma absorpcji światła oddzielnie przez fitoplankton, przez zawieszoną materię niefitoplanktonową oraz łącznie przez całość materii zawieszoną, na podstawie znanych koncentracji chlorofilu  $a$  lub koncentracji materii zawieszonej SPM. Model ten w zastosowaniu do wód badanych jezior daje znacznie lepsze rezultaty niż np. często stosowane modele: do wyznaczania widma absorpcji światła przez fitoplankton – model Bricaud i in. (1995) lub do wyznaczania widma absorpcji światła przez cząstki zawiesin – model Babin i in. (2003b).

- Scharakteryzowano właściwości rozpraszające optycznie aktywnych składników wody jeziornej OAC. W wyniku analiz 129 próbek wody jeziornej wyznaczono wartość średnią wartości współczynnika nachylenia widma rozpraszania światła  $\eta = 0,551$  oraz wartość średnią specyficznego masowego współczynnika rozpraszania światła przez cząstki zawieszane  $b_p^{*SPM}(555) = 0,702 \text{ m}^{-1}$  ( $N = 129$ ). Dla badanych wód opracowano oryginalny spektralny model pozwalający wyznaczyć wartość współczynnika rozpraszania światła dla dowolnej długości fali z zakresu VIS w oparciu o znaną koncentrację materii zawieszonej  $C_{SPM}$  lub chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ . Dla promieniowania o długości fali 532 nm przebadano zależność współczynnika rozpraszania wstecz od koncentracji  $C_{SPM}$ ,  $C_{POM}$  oraz  $C_a$ . Opracowano odpowiednie równania opisujące tę zależność. W oparciu o pomiary *in situ* pokazano dużą zmienność przestrzenną tych współczynników, zarówno w profilu pionowym, jak i wzdłuż transektów.
- Pomierzono i scharakteryzowano podwodne pola światła (rozkłady spektralne oświetlenia odgórnego, radiacji oddolnej oraz transmitancji oświetlenia) i widma współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego w różnych typach wód, spotykanych na Pomorzu. Dla jezior Pomorza charakterystyki spektralne wymienionych wyżej wielkości nie były do tej pory prezentowane.
- Obszernie scharakteryzowano wyznaczone dla jezior Pomorza spektralne rozkłady reflektancji zdalnej. Ze względu na różnice w kształcie widm, pozycje oraz wartości ich minimów i maksimów wyróżniono trzy typy widm. Pierwszy z nich obserwowany w wodach z najniższą absorpcją światła przez CDOM (najczęściej  $0,1 < a_{CDOM(440)} < 1,3 \text{ m}^{-1}$ ) oraz najniższymi koncentracjami chlorofilu  $a$

( $1,3 < C_a < 33 \text{ mg m}^{-3}$ ) posiada szerokie maksimum reflektancji w zakresie 560–580 nm. Drugi typ związany jest z wodami o bardzo wysokim współczynniku absorpcji światła przez CDOM (zwykle  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm}) > 10 \text{ m}^{-1}$ ). Widmo jego reflektancji w całym zakresie widmowym charakteryzuje się stosunkowo niskimi wartościami ( $R_{rs} < 0,001 \text{ sr}^{-1}$ ) i dwoma widocznymi maksimumami występującymi dla fal o długości ok. 650 i 690–710 nm. Widma trzeciego typu są charakterystyczne dla wód jeziornych o niższym współczynniku absorpcji światła przez CDOM (zwykle  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm}) < 5 \text{ m}^{-1}$ ) oraz wysoką koncentracją chlorofilu  $a$  (zwykle  $C_a > 4 \text{ mg m}^{-3}$ , do  $336 \text{ mg m}^{-3}$  w jeziorze Gardno). Widma reflektancji w tych wodach zawsze wykazują trzy maksima ( $R_{rs} > 0,005 \text{ sr}^{-1}$ ): szerokie dla 560–580 nm, mniejsze dla ok. 650 nm i wyraźnie wykształcone dla 690–720 nm.

- Przeanalizowano kilka dostępnych w literaturze algorytmów pod kątem możliwości ich wykorzystania do zdalnego wyznaczania koncentracji chlorofilu  $a$ ,  $C_a$ , koncentracji materii zawieszanej  $C_{\text{SPM}}$  oraz współczynnika absorpcji światła przez CDOM  $a_{\text{CDOM}}(440)$  w wodach badanych jezior. Rezultaty tych analiz pokazały, że niektóre półempiryczne modele i algorytmy, stworzone dla wód innych regionów, po odpowiedniej modyfikacji można stosować z dużym powodzeniem do wód Pomorza. Niezbędna ich modyfikacja do tego celu (dopasowanie do wód regionu) polegać musi głównie na ustaleniu i wprowadzeniu do równań innych wartości współczynników, specyficznych dla jezior Pomorza.
- W oparciu o zgromadzony obszerny zbiór danych empirycznych, zebranych w tej pracy, stworzono nowe, oryginalne formuły, pozwalające wyznaczać koncentracje  $C_a$ ,  $C_{\text{SPM}}$  oraz współczynnik absorpcji światła  $a_{\text{CDOM}}(440)$  na podstawie widma zdalnej reflektancji. Te nowe formuły, zastosowane do wód jezior Pomorza dają znacznie dokładniejsze wyniki niż dostępne w literaturze formuły opracowane dla innych akwenów. Wyznaczone dla tych formuł błędy statystyczne wynoszą: dla koncentracji  $C_a - \sigma_+ \approx 36\%$ , dla koncentracji  $C_{\text{SPM}} - \sigma_+ \approx 56\%$  oraz dla współczynnika  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm}) - \sigma_+ \approx 46\%$ .
- Przeprowadzone badania humusowego jeziora Pyszne, z bardzo ciemną wodą zawierającą duże koncentracje CDOM, pokazały, że w większości przypadków dane z tego jeziora są wyraźnie inne niż w pozostałych badanych jeziorach i nie przystają do ogólnie panujących trendów w tych jeziorach. Dodatkowo niewielka wartość radiacji odolnej oraz zdalnej reflektancji w tym jeziorze powoduje, że jest ono



wyjątkowo trudne do badań metodami teledetekcji. Należy przypuszczać, że jeziora tego humusowego typu wymagają innych, specjalnie dla nich opracowanych modeli i algorytmów. Dalsze badania charakterystyk biooptycznych jezior tego typu powinny być prowadzone.

Zebrany obszerny zbiór danych empirycznych z pomiarów różnych wielkości w wodach jezior Pomorza umożliwił także porównanie właściwości optycznych tych wód i zawartych w nich optycznie aktywnych składników z właściwościami wód innych regionów, głównie jezior innych krajów oraz Morza Bałtyckiego. Analizy pokazały duże podobieństwo właściwości badanych jezior do jezior skandynawskich i estońskich oraz eutroficznych wód Bałtyku.

Reasumując, można przyjąć, że założone cele niniejszej pracy zostały osiągnięte w zadowalającym stopniu. W oparciu o wybraną reprezentatywną grupę 15 jezior, przebadano i scharakteryzowano właściwości biooptyczne wód jezior Pomorza. Opracowano szereg formuł i parametryzacji wiążących charakterystyki optyczne badanych wód jeziornych z zawartą w nich materią rozpuszczoną i zawieszoną. Scharakteryzowano właściwości absorpcyjne i rozpraszające badanych wód oraz skonstruowano algorytmy umożliwiające dla badanych wód wyznaczenie widm współczynników absorpcji i rozpraszania światła. Opracowano także algorytmy umożliwiające określanie zawartości optycznie aktywnych składników wody w ekosystemach jeziornych Pomorza na podstawie widma zdalnej reflektancji tych jezior.

Przedstawione w tej pracy rezultaty nie wykluczają celowości kontynuowania badań w tym kierunku i dalszego uściślenia opracowanych formuł i wniosków. Na tle jezior Polski, przebadane akweny to zaledwie ich niewielka część. Jeziora innych rejonów kraju nie zostały jeszcze pod tym kątem przebadane. Przedstawione w pracy rezultaty porównań właściwości wód badanych jezior z właściwościami innych jezior, wód Bałtyku i innych, pozwalają przypuszczać, że właściwości biooptyczne wód innych regionów Polski w znacznym stopniu pokrywają się z właściwościami przebadanych akwenów i do ich scharakteryzowania można wykorzystać zaprezentowane w niniejszej monografii modele i formuły matematyczne. W celu potwierdzenia tego wymagane są jednak dalsze prace w tym zakresie. Dla uzupełnienia i rozszerzenia rezultatów przedstawionych w niniejszej pracy wskazane byłoby w przyszłości przeprowadzenie badań właściwości biooptycznych w jeziorach innych regionów Polski, a także w słabo zbadanej pod tym kątem strefie przybrzeżnej Morza Bałtyckiego.



# Literatura

- Absorption and attenuation meter, ac-9 user's guide*, 2008, Rev. Q, 5 February 2008, WET Labs, Inc., 39.
- Albert A., 2004, *Inversion technique for optical remote sensing in shallow water*, Univ. Hamburg, Hamburg, 187.
- Allali K., Bricaud A., Claustre H., 1997, *Spatial variations in the chlorophyll specific absorption coefficients of phytoplankton and photosynthetically active pigments in the equatorial Pacific*, J. Geophys. Res., 102 (C6), 12 413–12 423.
- Antoine D., André J. M., Morel A., 1996, *Oceanic primary production: 2. Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll*, Global Biogeochem. Cy., 10 (1), 56–69.
- Antoine D., Morel A., 1996, *Oceanic primary production: 1. Adaptation of spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations*, Global Biogeochem. Cy., 10 (1), 42–55.
- Arst H., 2003, *Optical properties and remote sensing of multicomponential water bodies*, Springer Praxis Publ., Chichester, 231.
- Arst H., Erm A., Herlevi A., Kutser T., Leppaeranta M., Reinart A., Virta J., 2008, *Optical properties of boreal lake waters in Finland and Estonia*, Boreal Environ. Res., 13 (2), 133–158.
- Babin M., Morel A., Fournier-Sicre V., Fell F., Stramski D., 2003a, *Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration*, Limnol. Oceanogr., 48 (2), 843–859.
- Babin M., Stramski D., Ferrari G., Claustre H., Bricaud A., Obolensky G., Hoepffner N., 2003b, *Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe*, J. Geophys. Res., 108 (C7), 3211.
- Babin M., Therriault J. C., Legendre L., Condal A., 1993, *Variations in the specific absorption coefficient for natural phytoplankton assemblages: Impact on estimates of primary production*, Limnol. Oceanogr., 38 (1), 154–177.

- Baker K. S., Smith R. C., 1982, *Bio-optical classification and model of natural waters*, Limnol. Oceanogr., 27 (3), 500–509.
- Bergmann T., Fahnenstiel G., Lohrenz S., Millie D., Schofield O., 2004, *Impacts of a re-current resuspension event and variable phytoplankton community composition on remote sensing reflectance*, J. Geophys. Res., 109 (C10S15), 12 pp., doi:10.1029/2002/JC001575.
- Bidigare R., Ondrusek M. E., Morrow J. H., Kiefer D. A., 1990, *'In vivo' absorption properties of algal pigments*, Ocean Opt., 10, Proc. SPIE 1302, 290–302.
- Binding C. E., Jerome J. H., Booty W. G., Bukata R. P., 2008, *Spectral absorption properties of dissolved and particulate matter in Lake Erie*, Remote Sens. Environ., 112 (4), 1702–1711.
- Blondeau-Patissier D., Tilstone G. H., Martinez-Vicente V., Moore G. F., 2004, *Comparison of biophysical marine products from SeaWiFS, MODIS, and a bio-optical model with in situ measurements from Northern European waters*, J. Opt. A – Pure Appl. Op., 6 (9), 875–889.
- Borengasser M., Hungate W. S., Watkins R., 2008, *Hyperspectral remote sensing – principles and applications*, CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, 119.
- Born M., Wolf E., 1968, *Principles of optics*, Pergamon Press, Oxford, 719.
- Borowiak D. (red.), 2007a, *Atlas jezior Kaszubskiego Parku Krajobrazowego*, Ser. Bad. Limnol., 4, Wyd. KLUG, Gdańsk, 284.
- Borowiak D. (red.), 2007b, *Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego*, Ser. Bad. Limnol., 5, Wyd. KLUG, Gdańsk, 284.
- Borowiak D., 2005, *Visibility of Secchi disk in lakes of Eastern Pomerania: the role of chlorophyll a and turbidity*, Limnol. Rev., 5, 3–9.
- Borowiak D., 2011, *Właściwości optyczne wód jeziornych Pomorza*, Wyd. UG, Gdańsk, 276.
- Bowe G., 2002, *Extraction and determination of chlorophylls*, [w:] *Detection methods for algae, Protozoa and Helminths in fresh and drinking water*, F. Palumbo, G. Ziglio i A. van der Beken (red.), John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 83–90.
- Bowers D. G., Binding C. E., 2006, *The optical properties of marine suspended particles: A review and synthesis*, Estuar. Coast. Shelf Sci., 67 (1–2), 219–230.
- Bowers D., Harker G., Stephan B., 1996, *Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll*, Int. J. Remote Sens., 17 (12), 2449–2460.

- Brando V.E., Dekker A.G., 2003, *Satellite hyperspectral remote sensing for estimating estuarine and coastal water quality*, IEEE T. Geosci. Remote, 41, 1378–1387.
- Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H., 1995, *Variability in the chlorophyll-specific absorption-coefficients of natural phytoplankton – analysis and parameterisation*, J. Geophys. Res., 100 (C7), 13321–13332.
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H., 1998, *Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models*, J. Geophys. Res., 103 (C13), 31 033–31 044.
- Bricaud A., Morel A., Prieur L., 1981, *Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains*, Limnol. Oceanogr., 26 (1), 43–53.
- Bricaud A., Stramski D., 1990, *Spectral absorption coefficient of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter. A comparison between the Peru upwelling area and the Sargasso Sea*, Limnol. Oceanogr., 35 (3), 562–582.
- Bukata R.P., Jerome J.H., Bruton J.E., Jain S.C., 1979, *Determination of inherent optical properties of Lake Ontario coastal waters*, Appl. Optics, 18 (23), 3926–3932.
- Bukata R.P., Jerome J.H., Bruton J.E., Jain S.C., Zwick H.H., 1981, *Optical water quality model of Lake Ontario. 1. Determination of the optical cross sections of organic and inorganic particulates in Lake Ontario*, Appl. Optics, 20 (9), 1696–1703.
- Bukata R.P., Jerome J.H., Kondratyev K.Y., Pozdnyakov D.V., 1991, *Estimation of organic and inorganic matter in inland waters: Optical cross sections of lakes Ontario and Ladoga*, J. Great Lakes Res., 17 (4), 461–469.
- Campbell J., Antoine D., Armstrong R., Arrigo K., Balch W., Barber R., Behrenfeld M., Bidigare R., Bishop J., Carr M.-E., Esaias W., Falkowski P., Hoepffner N., Iverson R., Kiefer D., Lohrenz S., Marra J., Morel A., Ryan J., Vedernikov V., Waters K., Yentsch C., Yoder J., 2002, *Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature and irradiance*, Global Biogeochem. Cy., 16 (3), 1035, 10.1029/2001GB001444.
- Candiani G., Floricioiu D., Giardino C., Rott H., 2005, *Monitoring water quality of the perialpine Italian Lake Garda through multi-temporal MERIS data*, [w:] *Proceedings of the MERIS (A)ATSR workshop*, H.

- Lacoste (red.), Frascati, Italy, 26–30 Spetember 2005, [CD-ROM], ISBN 92-9092-908-1 ESA.
- Carder K. L., Chen F. R., Lee Z., Hawes S. K., Cannizzaro J. P., 2003, *MODIS Ocean Science Team Algorithm. Theoretical basis document*, ATBD 19, Case 2 Chlorophyll *a*, Ver. 7, 67, [[http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod19.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod19.pdf)].
- Carder K. L., Chen F. R., Lee Z. P., Hawes S. K., Kamykowski D., 1999, *Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll *a* and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures*, J. Geophys. Res., 104 (C3), 5403–5421.
- Carder K. L., Hawes S. K., Baker K. A., Smith R. C., Steward R. G., Mitchell B. G., 1991, *Reflectance model for quantifying chlorophyll *a* in the presence of productivity degradation products*, J. Geophys. Res., 96 (C11), 20 599–20 611.
- Carder K., Steward R., Harvey G., Ortner P., 1989, *Marine humic and fulvic acids: their effects on remote sensing of ocean chlorophyll*, Limnol. Oceanogr., 34 (1), 68–81.
- Chlost I., Cieśliński R., 2005, *Change of level of waters Lake Łebsko*, Limnol. Rev., 5, 17–26.
- Choiński A., 2000, *Jeziora kuli ziemskiej*, Wyd. PWN, Warszawa, 203.
- Choiński A., 2006, *Katalog jezior Polski*, Wyd. UAM, Poznań, 600.
- Choiński A., 2007, *Limnologia fizyczna Polski*, Wyd. UAM, Poznań, 547.
- Cieśliński R., Drwal J., Chlost I., 2009, *Sea water intrusions to the Lake Gardno*, Baltic Coast. Zone, 13, 85–98.
- Cleveland J. S., 1995, *Regional models for phytoplankton absorption as a function of chlorophyll *a* concentration*, J. Geophys. Res., 10 (C7), 13 333–13 344.
- Crisman T. L., 1995, *Relationships between light availability, chlorophyll *a*, and tripton in a large, shallow subtropical lake*, Limnol. Oceanogr., 40 (2), 416–421.
- Culver M. E., Perry M. J., 1997, *Calculation of solar-induced fluorescence in the surface and subsurface waters*, J. Geophys. Res., 102 (C5), 10 563–10 572.
- Cunningham A., Wood P., Jones K., 2001, *Reflectance properties of hydrographically and optically stratified fjords (Scottish sea lochs) during the Spring diatom bloom*, Int. J. Remote Sens., 22 (15), 2885–2897.
- Czochański J., 2007, *Makrostruktura krajobrazowa i regionalizacja fizyczno-geograficzna*, [w:] *Aktualizacja opracowania ekofizjograficznego do*

- planu zagospodarowania województwa pomorskiego*, J. Czochański i J. Lemańczyk (red.), Urz. Marsz. Woj. Pom., Słupsk-Gdańsk, 96–106.
- Czochański J., Rachocki A., 2007, *Struktura geomorfologiczna*, [w:] *Aktualizacja opracowania ekofizjograficznego do planu zagospodarowania województwa pomorskiego*, J. Czochański i J. Lemańczyk (red.), Urz. Marsz. Woj. Pom., Słupsk-Gdańsk, 22–29.
- Czyszek W., Wensierski W., Dera J., 1979, *Dopływ i absorpcja energii słonecznej w wodach Bałtyku*, Stud. Mater. Oceanol. KBM PAN, 26, 107–140.
- D'Sa E. J., Miller R. L., 2003, *Bio-optical properties in waters influenced by the Mississippi River during low flow conditions*, Remote Sens. Environ., 84 (4), 538–549.
- Dall'Olmo G., Gitelson A. A., Rundquist D. C., 2003, *Towards a unified approach for remote estimation of chlorophyll-a in both terrestrial vegetation and turbid productive waters*, Geophys. Res. Lett., 30 (18), 1938–1941.
- Dall'Olmo G., Gitelson A., 2006, *Absorption properties of dissolved and particulate matter in turbid productive inland lakes*, Ocean Opt. XVIII, Montreal, Quebec, 9–13, October 2006, 1–15.
- Dall'Olmo G., Gitelson A., 2005, *Effect of bio-optical parameter variability on the remote estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters: experimental results*, Appl. Opt., 44 (3), 412–422.
- Darecki M., 1998, *Analiza wpływu składników wód Bałtyku na spektralne charakterystyki oddolnego pola światła*, Praca doktorska, Inst. Oceanol. PAN, Sopot, 148.
- Darecki M., Kaczmarek S., Olszewski J., 2005, *SeaWiFS chlorophyll algorithms for the Southern Baltic*, Int. J. Remote Sens., 26 (2), 247–260.
- Davies-Colley R. J., Vant W. N., 1987, *Absorption of light by yellow substance in freshwater lakes*, Limnol. Oceanogr., 32 (2), 416–425.
- Dekker A. G., 1993, *Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing*, Praca doktorska, Proefschrift Vrije Univ., Amsterdam, 240.
- Dekker A. G., Brandt V. E., Anstee J. M., Pinnel N., Kutser T., Hoogenboom E. J., Peters S., Pasterkamp R., Vos R., Olbert C., Malthus T. J. M., 2001, *Imaging spectrometry of water*, [w:] *Imaging spectrometry: basic principles and prospective applications*, F. D. van der Meer i S. M. de Jong (red.), Kluwer, Dordrecht, 307–359.
- Dekker A. G., Zamurovic-Nenad Z., Hoogenboom H. J., Peters S. W. M., 1996, *Remote sensing, ecological water quality modeling, and in situ*

- measurements: a case study in shallow lakes*, Hydrol. Sci. J., 41 (4), 531–547.
- Dera J., 1995, *Underwater irradiance as a factor affecting primary production*, Diss. Monogr., 7, Inst. Oceanol. PAS, Sopot, 110.
- Dera J., 2003, *Fizyka morza*, Wyd. PWN, Warszawa, 541.
- Dera J., Rozwadowska A., 1991, *Solar radiation variability over the Baltic Sea due to weather conditions*, Oceanologia, 30, 4–36.
- Dobson F. W., Smith S. D., 1988, *Bulk models of solar radiation at the sea*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 114, 165–182.
- Donaghay P. L., Twardowski M. S., Sullivan J. M., Rines J. E. B., Hanson A. K., 1996, *Optical layers in an isotropic coastal ocean: an ephemeral phenomenon or an inappropriate physical model?*, EOS T. Am. Geophys. Union., 76 (3), 104.
- Doxaran D., Ruddick K., McKee D., Gentili B., Tailliez D., Chami M., Babin M., 2009, *Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from the visible to the near infrared*, Limnol. Oceanogr., 54, 1257–1271.
- Duan H. T., Zhang Y. Z., Zhan B., Song K. S., Wang Z. M., 2007, *Assessment of chlorophyll-a concentration and trophic state for Lake Chagan using Landsat TM and field spectral data*, Environ. Monit. Assess., 129 (1–3), 295–308.
- Duarte C. M., Agusti S., Kalff J., 2000, *Particulate light absorption and the prediction of phytoplankton biomass and planktonic metabolism in northeastern spanish aquatic ecosystems*, Can. J. Fish. Aquat. Sci., 57 (1), 25–33.
- Duxbury A. C., Duxbury A. B., Sverdrup K. A., 2002, *Oceany świata*, Wyd. PWN, Warszawa, 636.
- Duysens L. N. M., 1956, *The flattening of the absorption spectrum of suspensions, as compared to that of solutions*, Biochim. Biophys. Acta, 19, 1–12.
- Dyrektywa Wodna, 2000, *Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000, establishing a framework for Community action in the field of water policy*, OJEC, L327, 1–72.
- Eagleson S., 1978, *Hydrologia dynamiczna*, Wyd. PWN, Warszawa, 501.
- ECO Volume Scattering Function Meter (VSF), User's Guide*, 2007, Rev. AJ, 11 Sept. 2007, WET Labs, Inc., 27.
- Edge R., McGarvey D. J., Truscott T. G., 1997, *The carotenoids as antioxidants – a review*, J. Photoch. Photobio. B., 41 (3), 189–200.



- Einstein A., 1910, *Theorie der Opaleszenz von homogenen Flüssigkeiten und Flüssigkeitsgemischen in der Nähe des kritischen Zustandes*, Ann. Phys. Berlin, 33, 1275–1298.
- Erm A., Arst H., Nõges P., Nõges T., Reinart A., Sipelgas L., 2002, *Temporal variation of the bio-optical properties of four North Estonian lakes in 1999–2000*, Geophysica, 38 (1–2), 89–111.
- Falkowski P. G., Kiefer D. A., 1985, *Chlorophyll a fluorescence in phytoplankton: relationship to photosynthesis and biomass*, J. Plankton Res., 7 (5), 715–731.
- Falkowski P. G., Raven J. A., 2007, *Aquatic photosynthesis*, Princenton Univ. Press, Princenton, Oxford, 484.
- Falkowski P. G., Wyman K., Ley A. C., Mauzerall D., 1986, *Relationship of steady-state photosynthesis to fluorescence in eukaryotic algae*, Biochim. Biophys. Acta, 849 (2), 183–192.
- Ficek D., 2001, *Modelowanie wydajności kwantowej fotosyntezy w różnych akwenach morskich*, Rozpr. Monogr., 14, Inst. Oceanol. PAN, Sopot, 224.
- Ficek D., Kaczmarek S., Stoń-Egiert J., Woźniak B., Majchrowski R., Dera J., 2004, *Spectra of light absorption by phytoplankton pigments in the Baltic; conclusions to be drawn from a Gaussian analysis of empirical data*, Oceanologia, 46 (4), 533–555.
- Ficek D., Meler J., Zapadka T., Stoń-Egiert J., Woźniak B., 2009, *Modelling of the light absorption coefficients of phytoplankton in polish lakes*, II Int. Conf. ‘Current problems in optics of natural waters’, ONW’2003, Proc. D. S. Rozhdestvensky Optical Soc., I. Levin i G. Gilberst (red.), Petersburg, 151–156.
- Ficek D., Wielgat-Rychert M., 2009, *Spatial distribution and seasonal variability in chlorophyll concentrations in the coastal Lake Gardno (Poland)*, Oceanol. Hydrobiol. Stud., 38 (1), 3–15.
- Ficek D., Zapadka T., 2009, *Sezonowa zmienność absorpcji CDOM w wybranych jeziorach Pomorza*, [w:] *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, T. 3, W. Marszelewski (red.), PTLim., Toruń, 76–81.
- Floricioiu D., Riedl C., Rott H., Rott E., 2003, *Envisat MERIS capabilities for monitoring the water quality of perialpine lakes*, [w:] *Proceedings of IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 21–25 July 2003, Toulouse, France*, IEEE IGARSS 2003, 2134–2136.

- Fraser R. N., 1998, *Hyperspectral remote sensing of turbidity and chlorophyll a among Nebraska Sand Hills lakes*, Int. J. Remote Sens., 19 (8), 1579–1589.
- Gallegos C. L., Correll D. L., Pierce J. W., 1990, *Modeling spectral diffuse attenuation, absorption, and scattering coefficients in a turbid estuary*, Limnol. Oceanogr., 35 (7), 1486–1502.
- George D. G., Malthus T. J., 2001, *Using a compact airborne spectrographic imager to monitor phytoplankton biomass in a series of lakes in north Wales*, Sci. Total Environ., 268 (1–3), 215–226.
- Gilerson A., Gitelson A., Zhou J., Gurlin D., Moses W., Ioannou I., Ahmed S., 2010, *Remote sensing algorithms for the estimation of chlorophyll-a in coastal waters using red and near infrared bands*, Ocean Opt. XX, Progr. & Abstr., Alaska, September 2010, 13, [CD-ROM].
- Gitelson A. A., Dall’Olmo G., Moses W., Rundquist D. C., Barrow T., Fisher T. R., Gurlin D., Holz J., 2008, *A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: validation*, Remote Sens. Environ., 112 (9), 3582–3593.
- Gitelson A. A., Garbuzov G., Szilagyi F., Mittenzwey K. H., Karnieli A., Kaiser A., 1993, *Quantitative remote sensing methods for real-time monitoring of inland waters quality*, Int. J. Remote Sens., 14 (7), 1269–1295.
- Gitelson A. A., Schalles J. F., Hladik C. M., 2007, *Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study*, Remote Sens. Environ., 109, 464–472.
- Gitelson A. A., Yacobi Y. Z., Schalles J. F., Rundquist D. C., Han L., Stark R., Etzion D., 2000, *Remote estimation of phytoplankton density in productive waters*, Limnol. Lake Manag. – Arch. Hydrobiol. Adv. Limnol., 55, 121–136.
- Gons H. J., 1999, *Optical teledetection of chlorophyll a in turbid inland waters*, Environ. Sci. Technol., 33 (7), 1127–1132.
- Gons H. J., Rijkeboer M., Ruddick K. G., 2002, *A chlorophyll-retrieval algorithm for satellite imagery (Medium Resolution Imaging Spectrometer) of inland and coastal waters*, J. Plankton Res., 24 (9), 947–951.
- Gordon H. R., 1979, *Diffuse reflectance of the ocean: the theory of its augmentation by chlorophyll a fluorescence at 685 nm*, Appl. Opt., 18 (8), 1161–1166.
- Gordon H. R., 2002, *Inverse methods in hydrologic optics*, Oceanologia, 44 (1), 9–58. .

- Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., Brown J. W., Smith R. C., Baker K. S., Clark D. K., 1988, *A semianalytic radiance model of ocean color*, J. Geophys. Res., 93 (D9), 10 909–10 924.
- Gordon H. R., Brown O. B., Jacobs M. M., 1975, *Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean*, Appl. Opt., 14 (2), 417–427.
- Gordon H. R., Morel A., 1983, *Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery*, [w:] *Lecture notes on coastal and estuarine studies*, R. T. Barber (red.), Springer, Nowy Jork, 1–113.
- Górniak A., 1996, *Substancje humusowe i ich rola w funkcjonowaniu ekosystemów słodkowodnych*, UW, Białystok, 151.
- Green A. E. S., Wagner J. C., Mann A., 1988, *Analytic spectral functions for atmospheric transmittance calculations*, Appl. Opt., 27 (11), 2266–2273.
- Greisberger S., Teubner K., 2007, *Does pigment composition reflect phytoplankton community structure in differing temperature and light conditions in a deep alpine lake? An approach using HPLC and Delayed Fluorescence (DF) techniques*, J. Phycol., 43 (6), 1108–1119.
- Grimm B., Porra R. J., Rüdiger W., Scheer H. (red.), 2006, *Chlorophylls and bacteriochlorophylls. Biochemistry, biophysics, functions and applications*, Springer, Dordrecht, 362.
- Hakvoort J. H. M., 1994, *Absorption of light by surface water*, Praca doktorska, Delft Univ. Technol., Delft, 149.
- Hall D. O., Rao K. K., 1999, *Fotosynteza*, WNT, Warszawa, 289.
- Haltrin V., Kattawar G., 1993, *Self-consistent solutions to the equation of transfer with elastic and inelastic scattering in oceanic optics: I. Model*, Appl. Optics, 32 (27), 5356–5367.
- Haltrin V. I., 2006, *Absorption and scattering of light in natural waters*, [w:] *Light scattering reviews single and multiple light scattering*, A. A. Kokhanovsky (red.), Praxis Publ., Ltd., Chichester, 446–486.
- Hansen K., 1962, *The dystrophic lake type*, Hydrobiologia, 19, 182–191.
- Hapter R., 1984, *Warunki optyczne fotosyntezy materii organicznej w Bałtyku*, Praca doktorska, Inst. Oceanol. PAN, Sopot, 243.
- Hargreaves B. R., 2003, *Water column optics and penetration of UVR*, [w:] *UV effects in aquatic organisms and ecosystems*, E. W. Helbling i H. Zagarese (red.), T. 1, Roy. Soc. Chem., Cambridge, 59–108.
- Hargreaves B. R., Girdner S. F., Buktenica M. W., Collier R. W., Urbach E., Larson G. L., 2007, *Ultraviolet radiation and bio-optics in Crater Lake, Oregon*, Hydrobiologia, 574, 107–140.

- Harma P., Vepsäläinen J., Hannonen T., Pyhälähti T., Kamari J., Kallio K., Eloheimo K., Koponen S., 2001, *Detection of water quality using simulated satellite data and semiempirical algorithms in Finland*, Sci. Total Environ., 268 (1–3), 107–121.
- Hayase K., Tsubota K., 1985, *Sedimentary humic acid and fulvic acid as fluorescent organic materials*, Geochim. Cosmochim. Ac., 49 (1), 159–163.
- Heldt H. W., 1997, *Plant biochemistry and molecular biology*, Oxford Univ. Press, Oxford, 522.
- Herlevi A., 2002, *Inherent and apparent optical properties in relation to water quality in nordic waters*, Acad. Diss. Geophys., Univ. Helsinki, 57.
- Hickman N. J., McShane P. E., Axelrad D. M., 1984, *Light climate in the Gippsland Lakes, Victoria, Australia* J. Mar. Freshw. Res., 35, 517–524.
- Hoepffner N., Sathyendranath S., 1991, *Effect of pigment composition on absorption properties of phytoplankton*, Mar. Ecol. Prog. Ser., 73 (1), 11–23.
- Højerslev N. K., 1986, *Optical properties of sea water*, [w:] *Landolt-Bornstein numerical data and functional relationships in science and technology*, W. Martienssen (red.), Oceanogr. New Ser., T. 3, Springer-Verlag, Berlin, 386–462.
- Hu C., Chen Z., Clayton T. D., Swarzenski P., Brock J. C., Muller-Karger F. E., 2004, *Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL*, Remote Sens. Environ., 93 (3), 423–441.
- Hunter P. D., Tyler A. N., Présing M., Kovács A. W., Preston T., 2008, *Spectral discrimination of phytoplankton colour groups: The effect of suspended particulate matter and sensor spectral resolution*, Remote Sens. Environ., 112 (4), 1527–1544.
- Huot Y., Morel A., Twardowski M. S., Stramski D., Reynolds R. A., 2008, *Particle optical backscattering along a chlorophyll gradient in the upper layer of the eastern South Pacific Ocean*, Biogeosciences, 5 (2), 495–507.
- Jańczak J. (red.), 1997, *Atlas jezior Polski*, T. 2, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 256.
- Jarosiewicz A., Ficek D., 2008, *Seasonal nutrient dynamics in Lebsko Lake*, [w:] *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, T. 2.,

- E. Bajkiewicz-Grabowska i D. Borowiak (red.), KLUG-PTLim., Gdańsk, 67–71.
- Jędrasik J., 1995, *Uwarunkowania w kształtowaniu struktur termicznych w jeziorach i morzu zamkniętym*, Rozpr. Monogr., 209, Wyd. UG, Gdańsk, 217.
- Jeffrey S., Humphrey G., 1975, *New spectrophotometric equation for determining chlorophyll a, b, c1 and c2*, Biochem. Physiol. Pfl., 167, 194–204.
- Jeffrey S., Mantoura R., Wright S., 2005, *Phytoplankton pigments in oceanography*, UNESCO Publ., Paryż, 661.
- Jeffrey S.W., Veski M., 1997, *Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures*, [w:] *Phytoplankton pigments in oceanography*, S.W. Jeffrey, R.F.C. Mantoura i S.W. Wright (red.), SCOR-UNESCO, Paryż, 37–84.
- Jegorov B. N., Kirillova T. W., 1973, *Summarnaja radiacija nad okieanom w usłowiach biezoblacznego nieba*, Trudy GGO, 297, 87–98.
- Jerlov N.G., 1964, *Optical classification of ocean water*, [w:] *Physical aspects of light in the sea*, Univ. Hawaii Press, Honolulu, 45–49.
- Jerlov N.G., 1975, *Long period changes of the optical properties of the Baltic*, J. Cons. Int. Explor. Mer, 36 (2), 188–190.
- Jerlov N.G., 1976, *Marine optics*, Elsevier, Amsterdam, 231.
- Jerlov N.G., 1977, *Classification of sea water in terms of quanta irradiance*, J. Cons. Explor. Mer, 37 (3), 181–287.
- Jerlov N.G., 1978, *The optical classification of sea water in the euphotic zone*, Inst. Phys. Oceanogr., Univ. Copenhagen, Rep. No. 36, 46.
- Jiao H. B., Zha Y., Gao J., Li Y. M., Wei Y. C., Huang J. Z., 2006, *Estimation of chlorophyll a concentration in Lake Tai, China using in situ hyperspectral data*, Int. J. Remote Sens., 27 (19), 4267–4276.
- Kaczmarek K., 2002, *Empiryczne widma absorpcji światła przez zawiesiny w Morzu Bałtyckim*, Rap. PBZ/KBN/056/P04/2001/03, Sopot, 8.
- Kaczmarek S., Dera J., 1998, *Radiation flux balance of the sea-atmosphere system over the southern Baltic Sea*, Oceanologia, 40 (4), 277–306.
- Kahru M., Mitchell B. G., 2001, *Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived chlorophyll and colored dissolved organic matter concentration in the California Current*, J. Geophys. Res., 106 (C2), 2517–2529.
- Kalle K., 1949, *Fluoreszenz und Gelbstoff im Bottnischen und Finnischen Meerbusen*, Deutsch. Hydrograph. Z., 2, 117–124.

- Kalle K., 1966, *The problem of Gelbstoff in the sea*, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 4, 91–104.
- Kallio K., Koponen S., Pulliainen J., 2003, *Feasibility of airborne imaging spectrometry for lake monitoring – a case study of spatial chlorophyll a distribution in two meso-eutrophic lakes*, Int. J. Remote Sens., 24 (19), 3771–3790.
- Kallio K., Kutser T., Hannonen T., Koponen S., Pulliainen J., Vepsäläinen J., Pyhälähti T., 2001, *Retrieval of water quality from airborne imaging spectrometry of various lake types in different seasons*, Sci. Total Environ., 268, 59–77.
- Kawecka B., Eloranta P. V., 1994, *Zarys ekologii glonów wód słodkich i środowisk lądowych*, Wyd. PWN, Warszawa, 251.
- Kidder S. Q., Vonder Harr T. H., 1995, *Satellite meteorology, an introduction*, Acad. Press, Nowy Jork, 495.
- Kieber D. J., Peake B. M., Scully N. M., 2003, *Reactive oxygen species in aquatic ecosystems*, [w:] *UV effects in aquatic organisms*, E. W. Helbling i H. Zagarese (red.), Roy. Soc. Chem., Cambridge, 251–288.
- Kirilova T. V., 1970, *Radiacjonnyj rezim ozier i vodochranilisc*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 253.
- Kirk J. T. O., 1977, *Use of quanta meter to measure attenuation and under-water reflectance of photosynthetically active radiation in some inland and coastal south-eastern Australian waters*, Aust. J. Mar. Fresh. Res., 28 (1), 9–21.
- Kirk J. T. O., 1980, *Spectral absorption properties of natural waters: Contribution of the soluble and particulate fractions to light absorption in some inland waters of south-eastern Australia*, Aust. J. Mar. Fresh. Res., 31 (3), 287–296.
- Kirk J. T. O., 1996, *Light and photosynthesis in aquatic ecosystem*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 509.
- Kishino M., Booth C. R., Okami N., 1984, *Underwater radiant energy absorbed by phytoplankton, detritus, dissolved organic matter, and pure water*, Limnol. Oceanogr., 29 (2), 340–349.
- Kishino M., Takahashi M., Okami N., Ichimura S., 1985, *Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea*, Bull. Mar. Sci., 37 (2), 634–642.
- Kmiecikiewiczowa S., 1965, *Jeziorność Europy*, Czas. Geogr., XXXVI (2), 389–394.

- Kobayashi M., Akiyama M., Kano H., Kise H., 2006, *Spectroscopy and structure determination, Chlorophylls and bacteriochlorophylls. Biochemistry, biophysics, functions and applications*, Springer, Dordrecht, 79–94.
- Koblentz-Mishke O.I., 1971, *Same ecological and physiological properties of phytoplankton*, [w:] *Functioning of pelagic plankton communities in the tropical regions of the ocean*, M. E. Vinogradov (red.), Nauka, Moskwa, 80–87, (po rosyjsku).
- Koblentz-Mishke O.I., Woźniak B., Kaczmarek S., Konovalow B. V., 1995, *The assimilation of light energy by marine phytoplankton. Part 1. The light absorption capacity of the Baltic and Black Sea phytoplankton (methods; relation to chlorophyll concentration)*, *Oceanologia*, 37 (2), 145–169.
- Koblentz-Mishke O.I., Vedernikov V.I., 1977, *Primary production*, [w:] *Biology of the ocean*, M. E. Vinogradov (red.), T. 2, Nauka, Moskwa, 183, (po rosyjsku).
- Koenings J.P., Edmundson J.A., 1991, *Secchi disk and photometer estimates of light regimes in Alaskan lakes: Effects of yellow color and turbidity*, *Limnol. Oceanogr.*, 36 (1), 91–105.
- Kokhanovsky A. (red.), 2006, *Light scattering reviews: Single and multiple light scattering*, Springer-Praxis, Chichester, 493.
- Kondracki J., 1988, *Geografia fizyczna Polski*, Wyd. PWN, Warszawa, 464.
- Kondratev K., 1969, *Radiation in the atmosphere*, Acad. Press, Nowy Jork, 912.
- Konovalow B. V., Belyayeva G. A., Bekasowa O. D., Kosakowska A., 1990, *Light-absorbing capacity of phytoplankton in the Gulf of Gdańsk in May, 1987*, *Oceanologia*, 28, 25–37.
- Konovalow B. V., 1992, *Opredelenie pokazatelya pogloshchniya sveta komponentami sestona po spektru pogloshcheniya ego osadka na membrannom filtrze*, *Okeanologiya*, 32, 588–593.
- Kopelevich O. V., 1983, *Small-parameter model of optical properties of seawater*, [w:] *Ocean optics*, A. S. Monin (red.), T. 1, *Physical ocean optics*, Nauka, Moskwa, 208–234.
- Koponen S., 2006, *Remote sensing of water quality for Finnish lakes and coastal areas*, Praca doktorska, Helsinki Univ. Technol., 74.
- Koponen S., Pulliainen J., Servomaa H., Zhang Y., Hallikainen M., Kallio K., Vepsäläinen J., Pyhalahti T., Hannonen T., 2001, *Analysis on the feasibility of multi-source remote sensing observations for chl-a monitoring in Finnish lakes*, *Sci. Total Environ.*, 268, 95–106.

- Korzeniewski K. (red.), 1992, *Zlewnia przymorskiej rzeki Łupawy i jej jeziora*, Pom. Akad. Pedagog., Słupsk, 295.
- Kowalczak P., 2007, *Konflikty o wodę*, Wyd. Kurpisz, Przeźmierowo, 480.
- Kowalczuk P., Olszewski J., Darecki M., Kaczmarek S., 2005, *Empirical relationships between Coloured Dissolved Organic Matter (CDOM) absorption and apparent optical properties in Baltic Sea waters*, Int. J. Remote Sens., 26 (2), 345–370.
- Kowalczuk P., Stedmon C. A., Markager S., 2006, *Modeling absorption by CDOM in the Baltic Sea from season, salinity and chlorophyll*, Mar. Chem., 101 (1–2), 1–11.
- Kreżel A., 1997, *Identyfikacja mezoskalowych anomalii hydrofizycznych w morzu płytkim metodami szerokopasmowej teledetekcji satelitarnej*, Wyd. UG, Gdańsk, 174.
- Kreżel A., Kozłowski Ł., Paszkuta M., 2008, *A simple model of light transmission through the atmosphere over the Baltic Sea utilising satellite data*, Oceanologia, 50 (2), 125–146.
- Król T., 1998, *Light scattering by phytoplankton*, Rozpr. Monogr., 9, Inst. Oceanol. PAN, Sopot, 148.
- Kubiak J., Tórz A., 2006, *Thermal regime of the biggest dimictic lakes of Western Pomerania region*, Limnol. Rev., 6, 155–162.
- Kuhrts C., Fennel W., Seifert T., 2004, *Model studies of transport of sedimentary material in the Western Baltic*, J. Marine Syst., 52 (1–4), 167–190.
- Kutser T., Herlevi A., Kallio K., Arst H., 2001, *A hyperspectral model for interpretation of passive optical remote sensing data from turbid lakes*, Sci. Total Environ., 268 (1–3), 47–58.
- Kutser T., Pierson D., Kallio K., Reinart A., Sobek S., 2005a, *Mapping lake CDOM by satellite remote sensing*, Remote Sens. Environ., 94 (4), 535–540.
- Kutser T., Pierson D., Tranvik L., Reinart A., Sobek S., Kallio K., 2005b, *Using satellite remote sensing to estimate the Colored Dissolved Organic Matter absorption coefficient in lakes*, Ecosystems, 8 (14), 709–720.
- Lahet F., Ouillon S., Forget P., 2001, *Colour classification of coastal waters of the Ebro river plume from spectral reflectances*, Int. J. Remote Sens., 22 (9), 1639–1664.
- Lampert W., Sommer U., 2001, *Ekologia wód śródlądowych*, Wyd. PWN, Warszawa, 416.



- Lange W. (red.), 1993, *Metody badań fizycznolimnologicznych*, Wyd. UG, Gdańsk, 175.
- Larson D. W., 1972, *Temperature, transparency, and phytoplankton productivity in Crater Lake, Oregon*, *Limnol. Oceanogr.*, 17 (5), 410–417.
- Latasa M., Bidigare R. R., Ondrusek M. E., Kennicutt II M. C., 1996, *HPLC analysis of algal pigments: a comparison exercise among laboratories and recommendations for improved analytical performance*, *Mar. Chem.*, 51 (4), 315–324.
- Lathrop R. G., Lillesand T. M., 1986, *Use of thematic mapper data to assess water quality in Green Bay and Central Lake Michigan*, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 52 (5), 671–680.
- Lathrop R. G., Lillesand T. M., 1989, *Monitoring water quality and river plume transport in Green Bay, Lake Michigan with SPOT-1 imagery*, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 55 (3), 349–354.
- Lazzara L., Bricaud A., Claustre H., 1996, *Spectral absorption and fluorescence excitation properties of phytoplanktonic populations at a mesotrophic and an oligotrophic site in the tropical North Atlantic (EU-MELI program)*, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 43 (8), 1215–1240.
- Le C., Li Y., Zha Y., Sun D., 2009, *Specific absorption coefficient and the phytoplankton package effect in Lake Taihu, China*, *Hydrobiologia*, 619, 27–37.
- Lee Z., Carder K., 2007, *Hyperspectral remote sensing*, [w:] *Remote sensing of coastal aquatic environments*, R. L. Miller, C. E. Del Castillo i B. A. McKee (red.), Springer, Dordrecht, 181–204.
- Lindell T., Pierson D., Premazzi G., Zilioli E., 1999, *Manual for monitoring European lakes using remote sensing techniques*, EUR 18665 EN, Offic. Publ. European Commun., Luksemburg.
- Loisel H., Mériaux X., Poteau A., Artigas L. F., Lubac B., Gardel A., Caillaud J., Lesourd S., 2009, *Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications*, *J. Coastal Res.*, SI (56), 1532–1536.
- Longhi M., Beisner B., 2009, *Environmental factors controlling the vertical distribution of phytoplankton in lakes*, *J. Plankton Res.*, 31 (10), 1195–1207.
- Lorentzen C. J., 1968, *Determination of chlorophyll and pheopigments spectrophotometric equation*, *Contribut. SCRIPPS Inst. Oceanogr.*, 38, 977–980.

- Ma R., Tang J., Dai J., 2006, *Bio-optical model with optimal parameter suitable for Taihu Lake in water colour remote sensing*, Int. J. Remote Sens., 27 (19), 4305–4328.
- Madalińska K., 1999, *Jeziorność kuli ziemskiej*, IGF UAM, Poznań, [maszynopis], cyt. za: Choiński A., 2007, *Limnologia fizyczna Polski*, Wyd. UAM, Poznań, 547.
- Majchrowski R., 2001, *Wpływ oświetlenia na charakterystyki pochłaniania światła przez fitoplankton w morzu*, Stud. Rozpr., 1, Wyd. PAP, Słupsk, 131.
- Mantoura R. F. C., Repeta D. J., 1997, *Calibration methods for HPLC*, [w:] *Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods*, S. W. Jeffrey, R. F. C. Mantoura i S. W. Wright (red.), UNESCO Publ., Paryż, 407–428.
- Margalef R., 1967, *Some concepts relative to the organization of plankton*, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 5, 257–289.
- Mashke H., Haardt H., 1987, *Quantitative in vivo absorption spectra of phytoplankton: Detrital absorption and comparison with fluorescence excitation spectra*, Limnol. Oceanogr., 32 (3), 620–633.
- Matorin D. N., Antal T. K., Ostrowska M., Rubin A. R., Ficek D., Majchrowski R., 2004, *The chlorophyll fluorescence as a method for study light absorption by photosynthetic pigments in marine algae*, Oceanologia, 46 (4), 519–531.
- McKee D., Cunningham A., 2005, *Evidence for wavelength dependence of the scattering phase function and its implication for modeling radiance transfer in shelf seas*, Appl. Opt., 44 (1), 126–135.
- McKee D., Cunningham A., 2006, *Identification and characterization of two optical water types in the Irish Sea from in situ inherent optical properties and seawater constituents*, Estuar. Coast. Shelf Sci., 68 (1–2), 305–316.
- Melin F., Zibordi G., Berthon J. F., 2003, *Assessment of SeaWiFS atmospheric and marine products for the Northern Adriatic Sea*, IEEE T. Geosci. Remote Sens., 41 (3), 548–558.
- Melkozernov A. N., Blankenship R. E., 2006, *Photosynthetic functions of chlorophylls*, [w:] *Chlorophylls and bacteriochlorophylls. Biochemistry, biophysics, functions and applications*, B. Grimm, R. J. Porra, W. Rüdiger i H. Scheer (red.), Springer, Dordrecht, 397–412.
- Menken K. D., Brezonik P. L., Bauer M. E., 2006, *Influence of chlorophyll and Colored Dissolved Organic Matter (CDOM) on lake reflectance*

- spectra: Implications for measuring lake properties by remote sensing*, Lake Reserv. Manage., 22 (3), 179–190.
- Mie G., 1908, *A contribution to the optics of turbid media: Special colloidal metal solutions* (Metallösungen), Ann. Phys. Leipzig, 25 (3), 377–445.
- Mikkelsen O., 2002, *Variation in the projected surface area of suspended particles: Implications for remote sensing assessment of TSM*, Remote Sens. Environ., 79 (1), 23–29.
- Miksa S., Gege P., Heege T., 2004, *Investigations on the capability of CHRIS-Proba for monitoring of water constituents in Lake Constance compared to MERIS*, Proc. 2nd CHRIS-PROBA workshop (SP-578), 28–30 April 2004, ESA, 38–30.
- Miller R. L., Del Castillo C. E., McKee B. A., 2007, *Remote sensing of coastal aquatic environments*, Springer, Dordrecht, 346.
- Miller R. L., McKee B. A., 2004, *Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters*, Remote Sens. Environ., 93 (1–2), 259–266.
- Mimuro M., Akimoto S., 2003, *Carotenoids of light harvesting systems: Energy transfer processes from fucoxanthin and peridinin to chlorophyll*, [w:] *Advances in photosynthesis and respiration*, A. W. D. Larkum, S. E. Douglas i J. A. Raven (red.), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London, 335–349.
- Mitchell B. G., Kieffer D. A., 1984, *Determination of absorption and fluorescence excitation spectra for phytoplankton*, [w:] *Marine phytoplankton and productivity*, O. Holm-Hansen, L. Bolis i R. Gilles (red.), Springer, Berlin, 157–169.
- Mitchell B. G., Kieffer D. A., 1988, *Chlorophyll a specific absorption and fluorescence excitation spectra for light-limited phytoplankton*, Deep-Sea Res., 35 (5A), 639–663.
- Mobley C., 1994, *Light and water: Radiative transfer in natural water*, Acad. Press, San Diego, 592.
- Moran M. A., Hodson R. E., 1994, *Support of bacterioplankton production by dissolved humic substances from three marine environments*, Mar. Ecol. Prog. Ser., 110, 241–247.
- Morel A., 1974, *Optical properties of pure water and pure sea water*, [w:] *Optical aspects of oceanography*, N. G. Jerlov i E. Steemann Nielsen (red.), Acad. Press, London, 1–24.
- Morel A., 1978, *Available, usable and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis*, Deep-Sea Res., 25 (8), 673–688.

- Morel A., 1988, *Optical modelling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters)*, J. Geophys. Res., 93 (C10), 10749–10768.
- Morel A., Belanger S., 2006, *Improved detection of turbid waters from ocean color sensors information*, Remote Sens. Environ., 102 (3–4), 237–249.
- Morel A., Berthon J.F., 1989, *Surface pigments, algal biomass profiles and potential production of the euphotic layer: relationships re-investigated in view of remote sensing applications*, Limnol. Oceanogr., 34 (8), 1545–1562.
- Morel A., Bricaud A., 1981, *Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium and application to specific absorption of phytoplankton*, Deep Sea Res., 28 (A11), 1375–1393.
- Morel A., Gentili B., 1991, *Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on sun angle as influenced by molecular scattering contribution*, Appl. Optics, 30 (30), 4427–4438.
- Morel A., Gentili B., Claustre H., Babin M., Bricaud A., Ras J., Tiche F., 2007, *Optical properties of the ‘clearest’ natural waters*, Limnol. Oceanogr., 52 (1), 217–229.
- Morel A., Maritorena S., 2001, *Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal*, J. Geophys. Res., 106 (C4), 7163–7180.
- Morel A., Prieur L., 1977, *Analysis of variations in ocean color*, Limnol. Oceanogr., 22 (4), 709–722.
- Morrow J.H., Chamberlain W.S., Kiefer D.A., 1989, *A two component description of spectra absorption by marine particulates*, Limnol. Oceanogr., 34 (8), 1500–1509.
- Mueller J.L., 2003, *Overview of radiometric measurements and data analysis methods*, [w:] *Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation. Revision 4, volume III: Radiometric measurements and data analysis protocols*, NASA/TM-2003-211621/Rev4, 7–20.
- Mueller J.L., Fargion G.S., McClain C.R. (red.), 2002, *Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation. Revision 4, volume IV: inherent optical properties: Instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols*, NASA/TM-2003-211621/Rev4, 76 pp.
- Naumann E., 1917, *Undersökningar över fytoplankton och under den pelagiska regionen försiggående gyttje- och dybildningar inom vissa syd-*

- och mellansvenska urbergsvatten, Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar, 56, Stockholm.
- Nelson J. R., Robertson C. Y., 1993, *Detrital spectral absorption: Laboratory studies of visible light effects on phytodetritus absorption, bacterial spectral signal, and comparison to field measurements*, J. Mar. Res., 51 (1), 181–207.
- Nöges T., Solovjova I., 2005, *The formation and dynamics of deep bacteriochlorophyll maximum in the temperate and partly meromictic Lake Verevi*, Hydrobiologia, 547 (1), 73–81.
- Nowiński K., Lange W., Maślanka W., 2005, *Conditions of light transmission in water of chosen lakes of Kashubian Lakeland*, Limnol. Rev., 5, 183–194.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G., Siegel D. A., Carder K. L., Garver S. A., Kahru M., McClain C., 1998, *Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS*, J. Geophys. Res., 103 (C11), 24 937–24 953.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Siegel D. A., O'Brien M. C., Toole D., Mitchell B. G., Kahru M., Chavez F. P., Strutton P., Cota G. F., Hooker S. B., McClain C. R., Carder K. L., Müller-Karger F., Harding L., Magnuson A., Phinney D., Moore G. F., Aiken J., Arrigo K. R., Letelier R., Culver M., 2000, *Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4*, [w:] *SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses*, Cz. 3, S. B. Hooker i E. R. Firestone (red.), NASA Tech. Memo., 206892, 11, 9–27.
- Olaizola M., La Roche M. J., Kobler Z., Falkowski P. G., 1994, *Non-photochemical fluorescence quenching and the didinoxanthin cycle in marine diatom*, Photosynth. Res., 41 (2), 357–370.
- Oleksowicz A. S., 1988, *Dynamika zbiorowisk glonów w troficznie zróżnicowanych jeziorach Pojezierza Kaszubskiego*, Rozpr. UMK, Toruń, 84.
- Olszewski P., 1959, *Stopnie nasilenia wplywu wiatru na jeziora*, Zesz. Nauk. WSR Olsztyn, 4, 111–132.
- Olszewski P., Paschalski J., 1959, *Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego*, Zesz. Nauk. WSR, 4, Olsztyn, 1–110.
- Ostrowska M., 2001, *Zastosowanie fluorymetrycznych metod do badań fotosyntezy w morzu*, Rozpr. Mongr., 19, Inst. Oceanol. PAN, Sopot, 191.
- Ostrowska M., Woźniak B., 1991, *An introduction to fluorescence methods of marine photosynthesis studies*, Stud. Mater. Oceanol., 59, 133–172.

- Ott I., Kõiv T. (red.), 2005, *Lake Verevi, Estonia – a highly stratified hypertrophic lake*, Springer, Dordrecht, 203.
- Oubelkheir K. J., Claustre H., Sciandra A., Babin M., 2005, *Bio-optical and biogeochemical properties of different trophic regimes in oceanic waters*, *Limnol. Oceanogr.*, 50 (6), 1795–1809.
- Oubelkheir K., Clementson L. A., Webster I. T., Ford P. W., Dekker A. G., Radke L. C., Daniel P., 2006, *Using inherent optical properties to investigate biogeochemical dynamics in a tropical macrotidal coastal system*, *J. Geophys. Res.*, 111, C07021, 15.
- Paavel B., 2004, *Optical properties of Lake Peipsi waters*, M. Sc. thesis, Univ. Tartu, 128, (w języku estońskim).
- Paavel B., 2008, *Bio-optical properties of turbid lakes*, Ph. D. thesis, Univ. Tartu, 59.
- Paavel B., Arst H., Herlevi A., 2007, *Dependence of spectral distribution on inherent optical properties of lake waters on the concentrations of different water constituents*, *Nord. Hydrol.*, 38 (3), 265–285.
- Paavel B., Arst H., Reinart A., 2008, *Variability of bio-optical parameters in two North-European large lakes*, *Hydrobiologia*, 599 (1), 201–211.
- Padial A. A., Thomaz S. M., 2008, *Prediction of the light attenuation coefficient through the Secchi disk depth: empirical modeling in two large Neotropical ecosystems*, *Limnology*, 9 (2), 143–151.
- Parsons W. W., Ke B., 1987, *Pervichnye fotohimicheskie reaktsii*, [w:] *Fotosintez*, T. 1, Govindjee (red.), Mir, Moskwa, 472–539.
- Paschalski J., 1963, *Bradymiksja jeziora Starodworskiego*, *Zesz. Nauk. WSR*, 16, Olsztyn, 277.
- Pempkowiak J., 1989, *Rozmieszczenie, pochodzenie i właściwości kwasów humusowych w Morzu Bałtyckim*, Ossolineum, Wrocław, 146.
- Petrenko A. A., Zaneveld J. R. V., Pegau W. S., Barnard A. H., Mobley C. D., 1998, *Effects of a thin layer on reflectance and remote-sensing reflectance*, *Oceanography*, 11 (1), 48–50.
- Petzold T. J., 1977, *Volume scattering functions for selected ocean waters*, [w:] *Light in the sea*, J. E. Tyler (red.), Dowden, Hithinsons & Ross, Inc., Strounburg, 152–174.
- Pierson D. C., Strömbeck N., 2000, *A modelling approach to evaluate preliminary remote sensing algorithms: use of water quality data from Swedish Great Lakes*, *Geophysica*, 36 (1–2), 177–202.
- Pierson D. C., Strömbeck N., 2001, *Estimation of radiance reflectance and the concentrations of optically active substances in Lake Mälaren*,

- Sweden, based on direct and inverse solutions of a simple model, *Sci. Total Environ.*, 268 (1–3), 171–188.
- Piotrowska H., Kadulski S., 1985, *Pojezierze Kaszubskie*, Wiedza Powszechna, Warszawa, 209.
- Platt T., Gallegos C. L., Harrison W. G., 1980, *Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton*, *J. Mar. Res.*, 38, 687.
- Porra R. J., 2006, *Spectrometric assays for plant, algal and bacterial chlorophylls*, [w:] *Chlorophylls and bacteriochlorophylls: biochemistry, biophysics, functions and applications*, B. Grimm, R. J. Porra, W. Rüdiger i H. Scheer (red.), Springer, Dordrecht, 95–107.
- Pozdnyakov D., Grassl H., 2003, *Colour of inland and coastal waters – a methodology for its interpretation*, Springer, Nowy Jork, 300.
- Qin B. (red.), 2008, *Lake Taihu, China. Dynamics and environmental change*, Springer, 342.
- Quan X., Fry E. S., 1995, *Empirical equation for the index of refraction of seawater*, *Appl. Optics*, 34 (18), 3477–3480.
- Reinart A., Arst H., Pierson D., 2005, *Optical properties and light climate in Lake Verevi*, *Hydrobiologia*, 547 (1), 41–49.
- Reinart A., Paavel B., Pierson D., Strömbeck N., 2004, *Inherent and apparent optical properties of Lake Peipsi, Estonia*, *Boreal Environ. Res.*, 9 (5), 429–445.
- Reinart A., Valdmets K., 2007, *Variability of optical water types in Lake Peipsi*, *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 56 (1), 33–46.
- Richardson L. L., LeDrew E. F. (red.), 2006, *Remote sensing of aquatic coastal ecosystem processes, science and management applications*, *Remote Sens. Digital Image Proc. Ser.*, T. 9, 315.
- Ritchie J. C., Schiebe F. R., Cooper C. M., Harrington J. A. Jr., 1994, *Chlorophyll measurements in the presence of suspended sediment using broad band spectral sensors aboard satellites*, *J. Freshwater Ecol.*, 9 (3), 197–206.
- Rowan K. S., 1989, *Photosynthetic pigments of algae*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 334.
- Rozwadowska A., 1992, *Zmienność dopływu energii słonecznej do Południowego Bałtyku*, praca doktorska, IO PAN, Sopot, 133.
- Rozwadowska A., 1996, *Influence of clouds on the broadband spectral irradiance at the Baltic surface*, *Oceanologia*, 38 (3), 297–315.

- Rozwadowska A., 2004, *Uncertainty in stratiform cloud optical thickness inferred from pyranometer measurements at the sea surface*, *Oceanologia*, 46 (2), 155–174.
- Rubin A. B., Venedictov P. S., Krendelova T. E., Pashchenko V. Z., 1988, *Regulatsiya pervichnykh stadiy fotosinteza pri izmeneniyakh fiziologicheskogo sostoyaniya rasteniy*, [w:] *Fotosintez i produktsionnyy protsess*, A. A. Nichiporovich (red.), Nauka, Moskwa, 29–39.
- Ruddick K., Park Y., Nechad B., 2003, *MERIS imagery of Belgian coastal waters: mapping of suspended particulate matter and chlorophyll a*, Proc. MERIS user workshop, Frascati, ESA SP-249.
- Sanden P., Hakansson B., 1996, *Long-term trends in Secchi depth in the Baltic Sea*, *Limnol. Oceanogr.*, 41 (2), 346–351.
- Sathyendranath S. (red.), 2000, *Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters*, IOCCG Rep. No. 3, IOCCG Project Office, Dartmouth, 140.
- Sathyendranath S., Cota G., Stuart V., Maass H., Platt T., 2001, *Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches*, *Int. J. Remote Sens.*, 22 (2–3), 249–273.
- Schalles J. F., 2006, *Optical remote sensing techniques to estimate phytoplankton chlorophyll a concentrations in coastal water with varying suspended matter and CDOM concentrations*, [w:] *Remote sensing of aquatic coastal ecosystem processes: science and management applications*, L. L. Richardson i E. F. LeDrew (red.), Springer, Dordrecht, 27–79.
- Schalles J. F., Gitelson A. A., Yacobi Y. Z., Kroenke A. E., 1998, *Estimation of chlorophyll a from time series measurements of high spectral resolution reflectance in an eutrophic lake*, *J. Phycol.*, 34 (2), 383–390.
- Schalles J. F., Yacobi Y. Z., 2000, *Remote detection and seasonal patterns of phycocyanin, carotenoid, and chlorophyll pigments in eutrophic waters*, *Limnol. Lake Manage.* 2000+, *Adv. Limnol.*, 55, 153–168.
- Scheer H., 1991, *Structure and occurrence of chlorophylls*, [w:] *Chlorophylls*, H. Scheer (red.), CRC Press, Boca Raton, 3–30.
- Scheffer M., 2004, *Ecology of shallow lakes*, 3 wyd., Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 357.
- Schlüter L., Lauridsen T. L., Krogh G., Jørgensen T., 2006, *Identification and quantification of phytoplankton groups in lakes using new pigment ratios – a comparison between pigment analysis by HPLC and microscopy*, *Freshwater Biol.*, 51 (8), 1474–1485.



- Schwarz J. N., Kowalczyk P., Kaczmarek S., Cota G. F., Mitchell B. G., Kahru M., Chavez F. P., Cunningham A., McKee D., Gege P., Kishino M., Phiney D. A., Raine R., 2002, *Two models for absorption by coloured dissolved organic matter (CDOM)*, *Oceanologia*, 44 (2), 209–241.
- Sharma S. K., Somerford D. J., 2006, *Light scattering by optically soft particles theory and applications*, Springer-Praxis, Chichester, 93.
- Shibata K., Benson A. A., Calvin M., 1954, *The absorption spectra of suspensions of living micro-organisms*, *Biochim. Biophys. Acta*, 15, 461–470.
- Shipman L. L., 1987, *Elektronnaja struktura i funkcija chlorofillow i ich feofitinow*, [w:] *Fotosintez*, Govindjee (red.), T. 1, Mir, Moskwa, 403–420.
- Shlyk A. A. (red.), 1974, *Chlorofill*, Izd. Nauka Tech., Mińsk, 416.
- Siegel H., Gerth M., Ohde T., Heene T., 2005, *Ocean colour remote sensing relevant water constituents and optical properties of the Baltic Sea*, *Int. J. Remote Sens.*, 26 (2), 315–334.
- Simis S. G. H., Ruiz-Verdu A., Dominguez-Gomez J. A., Pena-Martinez R., Peters S. W. M., Gons H. J., 2007, *Influence of phytoplankton pigment composition on remote sensing of cyanobacterial biomass*, *Remote Sens. Environ.*, 106 (4), 414–427.
- Simis S. G. H., Peters S. W. M., Gons H. J., 2005, *Remote sensing of the cyanobacterial pigment phycocyanin in turbid inland water*, *Limnol. Oceanogr.*, 50 (1), 237–245.
- Sipelgas L., Arst H., Kallio K., Erm A., Oja P., Soomere T., 2003, *Optical properties of dissolved organic matter in Finnish and Estonian lakes*, *Nord. Hydrol.*, 34 (4), 361–386.
- Słomka J., Słomka K., 1972, *Influence of clouds on the biological efficiency of solar radiation*, *MiP Inst. Geofiz. PAN*, 49.
- Smith R. C., Tyler J. E., Goldman C. R., 1973, *Optical properties and color of Lake Tahoe and Crater Lake*, *Limnol. Oceanogr.*, 18 (2), 189–199.
- Smoluchowski M., 1908, *Molecular-kinetische Theorie der Opaleszenz von Gasen im kritischen Zustande, sowie einiger verwandter Erscheinungen*, *Ann. Phys.*, 25, 205–226.
- Sosik H. M., Mitchell B. G., 1995, *Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in the California Current System*, *Deep Sea-Res.*, 42 (10), 1717–1748.

- Stæhr P. A., Markager S., 2004, *Parameterization of the chlorophyll a-specific in vivo light absorption coefficient covering estuarine, coastal and oceanic waters*, Int. J. Remote Sens., 25 (22), 5117–5130.
- Starmach K., Wróbel S., Pasternak K., 1976, *Hydrobiologia. Limnologia*, Wyd. PWN, Warszawa, 621.
- Stavn R. H., Richter S. J., 2008, *Biogeo-optics: particle optical properties and the partitioning of the spectral scattering coefficient of ocean waters*, Appl. Optics, 47 (14), 2660–2679.
- Stemann Nielsen E., 1975, *Marine photosynthesis, with special emphasis on the ecological aspect*, Elsevier, Amsterdam-Nowy Jork, 141.
- Stoń-Egiert J., Ficek D., Zapadka T., 2009, *Skład pigmentów fitoplanktonu w jeziorach Pomorza w roku 2008 jako element banku danych empirycznych do wyznaczenia fotofizjologicznych właściwości glonów*, Rap. Nauk., Proj. MNiSW: N N306 066434, Sopot-Słupsk, 16.
- Stoń-Egiert J., Kosakowska A., 2005, *RP-HPLC determination of phytoplankton pigments – comparison of calibration results for two columns*, Mar. Biol., 147, 251–260.
- Stramski D., 1986, *Fluctuations of solar irradiance induced by surface waves in the Baltic*, Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci., 34, 333–344.
- Strickland J. D. H., Parsons T. R., 1968, *A practical handbook of seawater analysis. Pigment analysis*, Bull. Fish. Res. Bd. Can., 167, 1–311.
- Strömbeck N., Pierson D., 2001, *The effects of variability in the inherent optical properties on estimations of chlorophyll a by remote sensing in Swedish freshwaters*, Sci. Total Environ., 268 (1–3), 123–137.
- Strutt J. W. (Lord Rayleigh), 1871, *On the scattering of light by small particles*, Philos. Mag., 41, 447–454.
- Stumpf R. P., Arnone R. A., Gould R. W., Martinolich P., Ransibrahmanakul V., Tester P. A., Steward R. G., Subramaniam A., Culver M., Pennock J. R., 2000, *SeaWiFS ocean color data for U.S. Southeast coastal waters*, Proc. 6th Int. Conf. Remote Sens. Marine Coastal Environ., 1, 25–27.
- Sváb E., Tyler A. N., Preston T., Présing M., Balogh K. V., 2005, *Characterizing the spectral reflectance of algae in lake waters with high suspended sediment concentrations*, Int. J. Remote Sens., 26 (5), 919–928.
- Szmeja J., 2006, *Przewodnik do badań roślinności wodnej*, Wyd. UG, Gdańsk, 467.
- Takahashi M., Ichimura S., 1968, *Vertical distribution and organic matter production of photosynthetic sulfur bacteria in Japanese lakes*, Limnol. Oceanogr., 13 (4), 644–655.

- Takahashi M., Ichimura S., 1970, *Photosynthetic properties and growth of photosynthetic sulfur bacteria in lakes*, *Limnol. Oceanogr.*, 15 (6), 929–944.
- Tassan S., Ferrari G. M., 1995, *An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters*, *Limnol. Oceanogr.*, 40 (8), 1347–1357.
- Thiemann S., Kaufmann H., 2002, *Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data – a semiempirical multisensor and multi-temporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany*, *Remote Sens. Environ.*, 81 228–237.
- Thienemann A., 1925, *Die Binnengewässer Mitteleuropas*, *Binnengew.*, 1, 255.
- Timofiejew N. A., 1983, *Radiation regime of the ocean*, *Nauk. Dumka, Kijów*, 247, (w języku rosyjsku).
- Trapp J., 2007, *Warunki klimatyczne*, [w:] *Aktualizacja opracowania ekofizjograficznego do planu zagospodarowania przestrzennego województwa pomorskiego*, J. Czochański i J. Lemańczyk (red.), *Urz. Marsz. Woj. Pom., Słupsk-Gdańsk*, 48–62.
- Trojanowski J., 2003, *Charakterystyka hydrochemiczna*, [w:] *Jezioro Gardno*, Z. Mudryk (red.), *Wyd. Pom. Akad. Ped., Słupsk*, 53–63.
- Twardowski M. S., Donaghay P. L., 2001, *Separating in situ and terrigenous sources of absorption by dissolved material in coastal waters*, *J. Geophys. Res.*, 106 (C2), 2545–2560.
- Tyler A. N., Svab E., Preston T., Presing M., Kovacs W. A., 2006, *Remote sensing of the water quality of shallow lakes: A mixture modeling approach to quantifying phytoplankton in water characterized by high-suspended sediment*, *Int. J. Remote Sens.*, 27 (8), 1521–1537.
- Van de Hulst H. C., 1981, *Light scattering by small particles*, *Dover, Nowy Jork*, 470.
- Van der Linde D. W., 1998, *Protocol for determination of total suspended matter in oceans and coastal zones*, *Tech. Note, I.98.182, Joint Res. Cent., Brussels*, 182.
- Vertucci F. A., Likens G. E., 1989, *Spectral reflectance and water quality of Adirondack mountain region lakes*, *Limnol. Oceanogr.*, 34 (8), 1656–1672.
- Weidemann A. D., Bannister T. T., 1986, *Absorption and scattering coefficients in Irondequoit Bay*, *Limnol. Oceanogr.*, 31 (3), 567–583.
- Wetzel R. G., 2001, *Limnology. Lake and river ecosystems*, *Acad. Press, San Diego*, 1006.

- Whitehead R. F., de Mora S., 2000, *Marine photochemistry and UV radiation*, [w:] *Causes and environmental implications of increased UV-B radiation*, R. E. Hester i R. M. Harrison (red.), Roy. Soc. Chem., Cambridge, 37–60.
- Willen E., 2000, *Phytoplankton in water quality assessment. An indicator concept, water quality measurements series*, [w:] *Hydrological and limnological aspects of lake monitoring*, P. Heinonen, G. Glio i A. Van der Beken (red.), John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 57–80.
- Wojtasiewicz B., Stramski D., 2010, *Chlorophyll-specific absorption and scattering coefficients of selected cyanobacteria*, XX Ocean Optics Conf., Anchorage.
- Wolken J. J., 1975, *Photoprocesses, photoreceptors, and evolution*, Acad. Press, Nowy Jork, 317.
- Woźniak B., 2000, *Algorithm of Gaussian analysis of marine phytoplankton absorption spectra set – for using in BIOCOLOR programme*, Pr. Mat.-Przyrod., 13a, Słupsk, 329–341.
- Woźniak B., Dera J., 2007, *Light absorption in sea water*, Springer, Nowy Jork, 453.
- Woźniak B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Kaczmarek S., Ostrowska M., Koblenz-Mishke O. I., 2000, *Model of the ‘in vivo’ spectral absorption of algal pigments. Part 1. Mathematical apparatus*, Oceanologia, 42 (2), 177–190.
- Woźniak B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Kaczmarek S., Ostrowska M., Koblenz-Mishke O. I., 1999, *Modelling the influence of acclimation on the absorption properties of marine phytoplankton*, Oceanologia, 41 (2), 187–210.
- Woźniak B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Kaczmarek S., Ostrowska M., Koblenz-Mishke O. I., 1998, *Modelling the influence of photo- and chromatic-acclimation on the absorption properties of marine phytoplankton*, Ocean Optics XIV Conf., Kailua-Kona, 8.
- Woźniak B., Dera J., Ficek D., Majchrowski R., Ostrowska M., Kaczmarek S., 2003, *Modelling light and photosynthesis in the marine environment*, Oceanologia, 45 (2), 171–245.
- Woźniak B., Dera J., Semovski S., Hapter R., Ostrowska M., Kaczmarek S., 1995, *Algorithm for estimating primary production in the Baltic by remote sensing*, SiMO, 68 – Marine Physics, 8, 91–123.
- Woźniak B., Hapter R., 1985, *Statisticzeskii analiz rezultatow mnogoletnikh nabludenii nad postupleniem solnecznoj energii w eufoticeskuj*

- zonu juźnoi Baltiki, [w:] *Utilisation of solar energy in the photosynthesis of the Baltic and Black Sea phytoplankton*, I. O. Koblentz-Mishke, B. Woźniak i Yu. E. Ochakovskiy (red.), Izd. IO AN SSSR, Moskwa, 176–204.
- Woźniak B., Krężel A., Dera J., 2004, *Development of a satellite method for Baltic ecosystem monitoring (DESAMBEM) – an ongoing project in Poland*, *Oceanologia*, 46 (3), 445–455.
- Woźniak B., Ostrowska M., 1990, *Composition and resources of photosynthetic pigments of the sea phytoplankton*, *Oceanologia*, 29, 91–115.
- Woźniak B., Ostrowska M., 1991, *Photosynthesis pigments: Their individual optical (absorption and fluorescence) properties*, *SiMO*, 59, 137–158.
- Woźniak B., Pelevin V. N., 1991, *Optical classifications of the seas in relation to phytoplankton characteristics*, *Oceanologia*, 31, 25–55.
- Woźniak S. B., Meler J., Lednicka B., Zdun A., Stoń-Egiert J., 2011, *Inherent optical properties of suspended particulate matter in the southern Baltic Sea*, *Oceanologia*, 53 (3), 691–729.
- Woźniak S. B., Miksic E. Y., Stramski D., Stramska M., 2006, *Relationships between the inherent optical properties and seawater constituents in the Southern California coastal waters at Imperial Beach*, *EOS Trans. AGU*, 87 (36), *Ocean Sci. Meet. Suppl.*, Abstract No. OS11F-05.
- Wright S. W., Shearer J. D., 1984, *Rapid extraction and high-performance liquid chromatography of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton*, *J. Chromatogr.*, 294, 281–295.
- Yacobi Y., Takács M., McElvaine M., 2003, *Absorption spectroscopy of colored dissolved organic carbon in Georgia (USA) rivers: the impact of molecular size distribution*, *J. Limnol.*, 62 (1), 41–46.
- Yacobi Y. Z., Gitelson A., Mayo M., 1995, *Remote sensing of chlorophyll in Lake Kinneret using highspectral- resolution radiometer and Landsat TM: spectral features of reflectance and algorithm development*, *J. Plankton Res.*, 17 (11), 2155–2173.
- Yacobi Y. Z., Moses W. J., Kaganovsky S., Sulimani B., Leavitt B. C., Gitelson A. A., 2011, *NIR-red reflectance-based algorithms for chlorophylla estimation in mesotrophic inland and coastal waters: Lake Kinneret case study*, *Water Res.*, 45, 2428–2436.
- Yang D., Pan D., 2006, *Hyperspectral retrieval model of phycocyanin in case II waters*, *Chinese Sci. Bull.*, 51 (2), 149–153.

- Yang D., Zhang Y., Chen W., 2008, *The lake ecosystem: structure and development*, [w:] *Lake Taihu, China. Dynamics and environmental change*, B. Q. Quin (red.), Springer, Nowy Jork, 229–294.
- Yentsch C. S., 1962, *Measurement of visible light absorption by particulate matter in the Ocean*, *Limnol. Oceanogr.*, 7 (2), 207–217.
- Yentsch C. S., 1965, *Distribution of chlorophyll and pheophytin in the open sea*, *Deep-Sea Res.*, 12 (5), 653–666.
- Zaneveld J. R. V., Kitchen J. C., Moore C., 1994, *The scattering error correction of reflecting-tube absorption meters*, *Ocean Optics XII*, Proc. SPIE, 2258, 44–55.
- Zaneveld J. R. V., Pegau W. S., 1998, *A model for the reflectance of thin layers, fronts, and internal waves and its inversion*, *Oceanography*, 11, 44–47.
- Zhang Y. L., 2008, *Optical properties of Lake Taihu and radiative transfer simulation*, [w:] *Lake Taihu, China. Dynamics and environmental change*, B. Q. Quin (red.), Springer, Nowy Jork, 69–113.
- Zilioli E., Brivio P. A., 1997, *The satellite derived optical information for the comparative assessment of lacustrine water quality*, *Sci. Total Environ.*, 196 (3), 229–245.

# Spis symboli

Wykaz najważniejszych symboli i skrótów używanych w tej pracy (opracowany z uwzględnieniem stosowanych wcześniej w literaturze przedmiotu konwencji, patrz: Kirk, 1996; Dera, 2003; Woźniak i Dera, 2007) (*ciąg dalszy na następnej stronie*)

Symbol	Opis	Jednostka
1	2	3
$a$	współczynnik absorpcji światła:	$m^{-1}$
$a_{CDOM}$	– przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne	$m^{-1}$
$a_{NAP}$	– przez cząstki niefitoplanktonowe	$m^{-1}$
$a_{pl}$	– przez fitoplankton	$m^{-1}$
$a_{SPM}$	– przez zawiesiny cząstek ciał stałych	$m^{-1}$
$a_w$	– przez wodę	$m^{-1}$
$a^*$	chlorofilowy specyficzny współczynnik absorpcji światła, przypadający na jednostkę masy chlorofilu $a$	$m^2 mg^{-1}$
$a_{pl}^*$	chlorofilowy specyficzny współczynnik absorpcji światła przez fitoplankton, przypadający na jednostkę masy chlorofilu $a$	$m^2 mg^{-1}$
$a_{NAP}^{*(SPM)}(\lambda)$	masowy specyficzny współczynnik absorpcji światła przez cząstki niefitoplanktonowe, przypadający na jednostkę suchej masy SPM	$m^2 g^{-1}$
$a_{pl}^{*(SPM)}(\lambda)$	masowy specyficzny współczynnik absorpcji światła przez fitoplankton, przypadający na jednostkę suchej masy SPM	$m^2 g^{-1}$
$a_{SPM}^{*(SPM)}(\lambda)$	masowy specyficzny współczynnik absorpcji światła przez zawiesiny cząstek ciał stałych SPM, przypadające na jednostkę ich suchej masy	$m^2 g^{-1}$
AOP	pozorne właściwości optyczne akwenu (ang. <i>Apparent Optical Properties</i> )	
$b$	współczynnik rozpraszania światła	$m^{-1}$
$b_w$	– przez wodę	$m^{-1}$
$b_p$	– przez zawiesiny cząstek ciał stałych	$m^{-1}$
$b_{CDOM}$	– przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne	$m^{-1}$

**Wykaz najważniejszych symboli i skrótów używanych w tej pracy**  
(ciąg dalszy)

1	2	3
$b_i$	współczynnik rozpraszania światła przez możliwe inne składniki obecne w wodzie	$m^{-1}$
$b_p^{*(SPM)}$	masowy specyficzny współczynnik rozpraszania światła przez zawiesiny cząstek ciał stałych przypadający na jednostkę suchej masy SPM	$m^2 g^{-1}$
$b_p^{*(POM)}$	masowy specyficzny współczynnik rozpraszania światła przez zawiesiny cząstek ciał stałych przypadający na jednostkę suchej masy POM	$m^2 g^{-1}$
$b_p^{*(Chl)}$	masowy specyficzny współczynnik rozpraszania światła przez zawiesiny cząstek ciał stałych przypadający na jednostkę chlorofilu $a$	$m^2 mg^{-1}$
$b_b$	współczynnik rozpraszania światła wstecz	$m^{-1}$
$b_{b,w}$	– przez wodę	$m^{-1}$
$b_{b,p}$	– przez zawiesiny cząstek ciał stałych	$m^{-1}$
$b_{b,CDOM}$	– przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne	$m^{-1}$
$c$	całkowity współczynnik osłabiania światła	$m^{-1}$
$C_{\Sigma P}$	sumaryczna zawartość wszystkich zidentyfikowanych pigmentów zarówno fotosyntetycznych, jak i fotoochronnych, wyznaczona metodą HPLC	$mg m^{-3}$
$C_a$	suma koncentracji chlorofilów $a$ + feofityny wyznaczona metodą spektrofotometryczną	$mg m^{-3}$
$C_{chl a tot}$	sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili $a$ i związków będących pochodnymi chlorofili $a$ , wyznaczona metodą HPLC	$mg m^{-3}$
$C_{chl b tot}$	sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili $b$ , i związków będących pochodnymi chlorofili $b$ , wyznaczona metodą HPLC	$mg m^{-3}$
$C_{chl c tot}$	sumaryczna zawartość zidentyfikowanych chlorofili $c$ i związków będących pochodnymi chlorofili $c$ , wyznaczona metodą HPLC	$mg m^{-3}$
CDOM	kolorowe rozpuszczone substancje organiczne (ang. <i>Coloured Dissolved Organic Matter</i> )	
$C_j$	koncentracja $j$ -tej grupy pigmentów fitoplanktonu	$mg m^{-3}$
$C_{PIM}$	koncentracja zawiesiny cząstek materii nieorganicznej	$g m^{-3}$
$C_{POM}$	koncentracja zawiesiny cząstek materii organicznej	$g m^{-3}$
$C_{PPC}$	sumaryczna zawartość zidentyfikowanych karotenoidów fotoochronnych i związków będących pochodnymi karotenoidów fotoochronnych, wyznaczona metodą HPLC	$mg m^{-3}$



**Wykaz najważniejszych symboli i skrótów używanych w tej pracy**  
(ciąg dalszy)

1	2	3
$C_{PSC}$	sumaryczna zawartość zidentyfikowanych karotenoidów fotosyntetycznych i związków będących pochodnymi karotenoidów fotosyntetycznych, wyznaczona metodą HPLC	$\text{mg m}^{-3}$
$C_{SPM}$	koncentracja zawiesiny cząstek ciał stałych	$\text{g m}^{-3}$
$d_E$	stopień dyfuzyjności oświetlenia	b.w.
$E_d$	oświetlenie odgórne	$\text{W m}^{-2}$
$E_d^{\text{dif}}$	oświetlenie odgórne rozproszone w atmosferze (oświetlenie dyfuzyjne)	$\text{W m}^{-2}$
$E_d^{\text{dir}}$	oświetlenie odgórne skierowane (tj. oświetlenie bezpośrednimi promieniami słonecznymi)	$\text{W m}^{-2}$
$E_u$	oświetlenie oddolne	$\text{W m}^{-2}$
$F_0$	fluorescencja chlorofilu <i>a</i>	jednostki umowne
HPLC	wysokosprawna chromatografia cieczowa (ang. <i>High Performance Liquid Chromatography</i> )	
IOP	rzeczywiste właściwości optyczne akwenu (ang. <i>Inherent Optical Properties</i> )	
IR	promieniowanie z zakresu podczerwieni (od $0,75 \mu\text{m}$ do $1 \text{ mm}$ ), (ang. <i>Infrared</i> )	
$K_d$	współczynnik dyfuzyjnego osłabienia oświetlenia odgórnego	$\text{m}^{-1}$
$K_{d, PAR}$	współczynnik dyfuzyjnego osłabienia oświetlenia odgórnego w zakresie od $400$ do $700 \text{ nm}$	$\text{m}^{-1}$
$L$	iluminacja energetyczna, w optyce morza określana mianem radiacji światła lub w skrócie radiacji	$\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$
$L_u$	radiacja oddolna	$\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$
NAP	cząstki niefitoplanktonowe (ang. <i>Non-algal Particles</i> )	
NIR	promieniowanie z zakresu bliskiej podczerwieni (od $0,75$ do $5 \mu\text{m}$ ), (ang. <i>Near Infrared</i> )	
OAC	optycznie aktywne składniki wody (ang. <i>Optically Active Constituents</i> )	
PAR	fotosyntetycznie użyteczna radiacja (od $400$ do $700 \text{ nm}$ ), (ang. <i>Photosynthetic Available Radiation</i> )	
$PAR$	oświetlenie w zakresie fotosyntetycznie użytecznej radiacji	$\text{W m}^{-2}$
$P_i$	indeks barwny	b.w.

**Wykaz najważniejszych symboli i skrótów używanych w tej pracy**  
(ciąg dalszy)

1	2	3
PIM	zawiesiny cząstek materii nieorganicznej (ang. <i>Particulate Inorganic Matter</i> )	
POM	zawiesiny cząstek materii organicznej (ang. <i>Particulate Organic Matter</i> )	
PPC	karotenoidy fotoochronne (ang. <i>Photoprotecting Carotenoids</i> )	
PSC	karotenoidy fotosyntetyczne (ang. <i>Photosynthetic Carotenoids</i> )	
$Q$	współczynnik określający anizotropowość oddolnego pola radiacji w wodzie	sr
$Q^*$	funkcja efektu upakowania	b.w.
$R$	reflektancja	b.w.
$R_{rs}$	zdalna reflektancja (ang. <i>Remote Sensing Reflectance</i> )	sr <sup>-1</sup>
$S_{CDOM}$	średni współczynnik nachylenia widma absorpcji światła przez kolorowe rozpuszczone substancje organiczne	nm <sup>-1</sup>
$S_{NAP}$	średni współczynnik nachylenia widma absorpcji światła przez zawiesiny nie- fitoplanktonowe	nm <sup>-1</sup>
SPM	zawiesiny cząstek ciał stałych (ang. <i>Suspended Particulate Matter</i> )	
$t$	temperatura wody w akwencie	°C
T	transmitancja oświetlenia	b.w. lub %
UV	promieniowanie z zakresu ultrafioletowego (od 100 do 400 nm), (ang. <i>Ultraviolet</i> )	
VIS	promieniowanie z zakresu widzialnego (od 400 do 750 nm), (ang. <i>Visible</i> )	
$z$	głębokość w akwencie	m
$z_{SD}$	zasięg widzenia dysku Secchiego (głębokość Secchiego)	m
$\beta$	objętościowa funkcja rozpraszania światła:	m <sup>-1</sup> sr <sup>-1</sup>
$\beta_w$	– przez wodę	m <sup>-1</sup> sr <sup>-1</sup>
$\langle \eta \rangle_{miesiąc}$	miesięczna średnia doza dzienna energii promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię akwenu	MJ m <sup>-2</sup> dzień <sup>-1</sup>

**Wykaz najważniejszych symboli i skrótów używanych w tej pracy**  
(ciąg dalszy)

1	2	3
$\langle \eta_c \rangle_{\text{rok}}$	roczna średnia doza dzienna energii promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię akwenu	$\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$
$\lambda$	długość fali światła	nm
$\mu_d$	średni kosinus kąta, wyznaczającego średni kierunek przepływu strumienia odgórnego promieniowania	b.w.
$\tau$	głębokość optyczna w akwenu	b.w.



# Summary

This monograph presents the results of a comprehensive study of the bio-optical properties of the waters of a number of lakes in Pomerania (Poland) and compares these properties with those of other basins, including the Baltic Sea. The work was carried out in 15 lakes representative of Pomerania, mainly between 2006 and 2010.

The concentrations and ranges of variability of optically active constituents (OAC), i.e. concentrations of chlorophyll *a* and suspended particulate matter (SPM), as well as the absorption coefficient of coloured dissolved organic matter (CDOM), were measured in each lake as indicators of the concentrations of these substances. The relative levels of SPM constituents are defined in relation to the total mass of SPM. The dependence of OAC concentration on water transparency is analysed. A suite of appropriate mathematical formulas is presented to describe the relationships between the above magnitudes, which characterize the constituents of natural waters. The spatio-temporal variabilities to which the above water parameters are subject are also described.

The pigment composition of the phytoplankton in the lakes and the relationships between the main groups of pigments are defined with the aid of high-performance liquid chromatography (HPLC). The annual variability of this composition and its depth-related changes are analysed.

The absorption properties of the CDOM contained in these lacustrine waters are characterized. A preliminary outline of the annual and vertical variabilities of the absorption coefficients of CDOM by is given.

The light absorption spectra of SPM in the lake waters are examined. The results are used to characterize the absorption properties separately for phytoplankton and non-algal particles. A semi-empirical model for the absorption of light by SPM in these Pomeranian lakes is derived. With this model the absorption spectra can be determined for phytoplankton, non-algal particles, and for the total SPM on the basis of known concentrations of chlorophyll *a* or SPM.

The scattering properties of the lake waters are characterized. Average values and the range of variability of the scattering coefficient of SPM and

the mean slope of the scattering spectrum are determined. An original spectral model is derived for these waters, enabling an approximate value of the scattering coefficient to be calculated for any wavelength in the VIS range on the basis of known concentrations of SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , or of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ . Values of the backscattering coefficient are also analysed. The dependence of this coefficient on the concentration of SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , or of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$  is evaluated for light of wavelength 532 nm. Equations describing these relationships are derived.

The underwater light field (spectral distributions of the downward irradiance, upward radiance and light transmittance) and spectra of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance in the different types of lake water found in Pomerania were measured and characterized. The spectral distributions of remote reflectance in Pomeranian lakes are rigorously examined. Given the differences in the shapes of the spectra and the positions and values of their maxima and minima, three types of spectra characteristic of the lake waters are distinguished. A number of algorithms published in the literature are analysed for their possible implementation in the remote determination of OAC concentrations in these lakes. The results show that some of the semi-empirical models and algorithms, derived for waters in other regions, can be adapted to Pomeranian waters: the necessary modifications involve establishing and introducing into the equations other values of the coefficients, specific to Pomeranian lakes. On the basis of the extensive data set accumulated during this work it has been possible to derive novel formulas enabling concentrations  $C_a$  and  $C_{\text{SPM}}$  and the absorption coefficient  $a_{\text{CDOM}}(440)$  to be determined from remote reflectance spectra. Applied to the waters of Pomeranian lakes, these new formulas give far more accurate results than the published formulas derived for other water bodies.

The vast set of empirical data obtained from measurements of various magnitudes in Pomeranian lake waters has enabled a comparison of their optical properties and the OAC they contain with the equivalent properties of waters in other regions – mainly lakes in other countries, and the Baltic Sea. This analysis shows considerable similarities between the properties of Pomeranian lakes and those of Estonian and Scandinavian lakes and eutrophic Baltic Sea waters.

# List of figures

Figure 1.1. Physiogeographical regionalization of central Pomerania (based on Czochoński (2007) after Kondracki (1988)).

Figure 1.2. Climatic regions in the study area (Trapp, 2007).

Figure 1.3. Changes in the daily irradiance doses of lake surfaces, recorded in 2006–2009 at Rekowo; line – real changes in daily doses, dots – mean daily doses in the various months (author’s measurements).

Figure 1.4. Examples of daily changes in overall downward irradiance (in the 310–2800 nm range): 1 – hypothetical irradiance at the water surface under the conditions of a standard atmosphere; 2 – real irradiance at the water surface (author’s measurements): a) summer, cloudless sky with minimal haze (Rekowo, 9.09.2007), b) summer, cloud cover variable during the day (Rekowo, 2.06.2006), c) winter, cloudless sky with minimal haze (Rekowo, 23.01.2007), d) winter, cloud cover variable during the day (Rekowo, 20.01.2007). Note: the vertical axis is referred to solar time.

Figure 1.5. Downward irradiance spectra measured in different weather conditions and seasons: a) absolute irradiance, b) irradiance standardized to 1 for wavelength  $\lambda = 479$  nm. The numbers indicate the conditions under which the spectra were measured: 1 – cloudy day, sun visible, 2 – cloudy day, sun behind the clouds, 3 – cloudless day, summer 4 – cloudless day, autumn (author’s measurements).

Figure 1.6. Downward irradiance reaching the water surface  $E_d(\lambda, 0^-)$  together with its components: directed irradiance  $E_d^{\text{dir}}(\lambda, 0^-)$  and diffusional irradiance  $E_d^{\text{dif}}(\lambda, 0^-)$ . Measured in April 2008 on Lake Łebsko (author’s measurements).

Figure 1.7. Surface water temperatures in lakes Pyszne, Chotkowskie, Jeleń, Łebsko, Oblężę, Gardno, Głębokie, Czarne, Niezabyszewskie and Rybiec in 2006–2009.

Figure 1.8. Annual surface water temperatures in Pomeranian lakes in a) 2007, b) 2008, c) 2009. The abbreviations denoting the lakes are given in Table 1.2.

- Figure 1.9. Variations in chlorophyll *a* concentrations (solid line) and temperature (broken line) along the transect shown on the map of the lake on the right hand side of the graph (Lake Gardno, 22.09.2006). The chlorophyll concentrations were determined with a PrimProd immersion fluorimeter (see Chapter 2.1). Symbols on the figures: 1, 2, 3, 4, 5 – measurement stations, A – mouth of the River Łupawa, B – canal joining Lake Gardno to the Baltic Sea (Ficek & Wielgat-Rychert, 2009).
- Figure 1.10. Typical vertical distribution of the annual temperature amplitude in a polymictic lake (Łebsko 2009).
- Figure 1.11. Typical vertical distribution of the annual temperature amplitude in a deep dimictic lake (Jeleń 2009).
- Figure 1.12. Vertical distribution of the annual temperature amplitude in two lakes with similar maximum depths but with differing water transparency and colour: a) Chotkowskie, b) Pyszne.
- Figure 1.13. Annual variability cycles of the thermal stratification at different depths in selected lakes: a) Jeleń 2009, b) Pyszne 2009, c) Jeleń 2007, d) Chotkowskie 2009.
- Figure 1.14. Locations of the lakes studied. The symbol  $\blacklozenge$  indicates location of the stations.
- Figure 2.1. Statistical characteristics of sets of chlorophyll *a* concentrations determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.
- Figure 2.2. Statistical characteristics of sets of suspended particulate matter concentrations  $C_{SPM}$  determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.
- Figure 2.3. Statistical characteristics of sets of coefficients of light absorption by CDOM  $a_{CDOM}(440)$  determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.
- Figure 2.4. Statistical characteristics of sets of Secchi depths  $z_{SD}$  determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.
- Figure 2.5. Statistical characteristics of sets of diffuse attenuation coefficients of downward irradiance  $K_{d,PAR}$  determined for the euphotic



layer in Pomeranian lakes: a) means determined for particular years  
b) standard deviation, range of variability for all data.

Figure 2.6. Statistical characteristics of sets of mass concentrations of particulate organic matter  $C_{\text{POM}}$  determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.

Figure 2.7. Statistical characteristics of sets of mass concentration of particulate inorganic matter  $C_{\text{PIM}}$  determined for the euphotic layer in Pomeranian lakes: a) mean measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.

Figure 2.8. Empirical relationships between the mass concentrations of suspended particles of various kinds in the euphotic layer of Pomeranian lakes: a) total suspended particulate matter  $C_{\text{SPM}}$  and organic matter  $C_{\text{POM}}$ , b) organic matter  $C_{\text{SPM}}$  and inorganic matter  $C_{\text{PIM}}$ .

Figure 2.9. Empirical relationships between the mass concentrations of a) chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and all suspended particulate matter  $C_{\text{SPM}}$ , b) chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and suspended particulate organic matter  $C_{\text{POM}}$ , in the euphotic layer of Pomeranian lakes.

Figure 2.10. Empirical relationships between the mass concentrations of various groups of SPM in the euphotic layer of Pomeranian lakes: a) chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and all SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , b) chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and suspended particulate organic matter,  $C_{\text{POM}}$ .

Figure 2.11. Relationships between the concentration of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and the total SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , determined for Scandinavian and Estonian lakes (Paavel, 2008), the Adriatic Sea, Mediterranean Sea, English Channel, Atlantic Ocean, North Sea and Baltic Sea (Babin et al., 2003b).

Figure 2.12. Statistical characteristics of the proportion of the organic component in the total SPM concentration,  $C_{\text{POM}}/C_{\text{SPM}}$ , determined for the euphotic zone of Pomeranian lakes: a) mean determined for particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.

Figure 2.13. Statistical characteristics of the proportion of the concentration of chlorophyll  $a$  in the total mass concentration of SPM,  $C_a/C_{\text{SPM}}$ , determined for the euphotic zone of Pomeranian lakes: a) mean determined for particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.

- Figure 2.14. Statistical characteristics of the proportion of the concentration of chlorophyll *a* in the POM concentration,  $C_a/C_{\text{POM}}$ , determined for the euphotic zone of Pomeranian lakes: a) mean determined for particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, and median.
- Figure 2.15. Variations in OAC concentrations and water transparency in the surface water layer of lakes: a) Chotkowskie, b) Jeleń, c) Łebsko, d) Pyszne, in different months of the three-year study. Symbols on the plots: (+) – concentration of chlorophyll *a*,  $C_a$ ; (●) – overall SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ ; (○) – coefficient of absorption by CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$ ; (◇) – Secchi depth,  $z_{\text{SD}}$ .
- Figure 2.16. Vertical distributions of chlorophyll *a* concentrations in Pomeranian lakes: a) Chotkowskie, b) Jeleń. The vertical signs indicate the depth to which 1% of PAR radiation penetrates beneath the water surface.
- Figure 2.17. Vertical distributions of chlorophyll *a* concentrations in Lake Boruja Mała in 2009. The vertical signs indicate the depth to which 1% of PAR radiation penetrates beneath the water surface of this lake.
- Figure 2.18. Empirical relationship between the Secchi depth  $z_{\text{SD}}$  and the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_{d, \text{PAR}}$ , averaged in the euphotic zone, obtained from measurements in the surface waters of Pomeranian lakes in 2004–2010 ( $N = 272$ ). The symbol ● indicates data obtained from measurements in the humic Lake Pyszne.
- Figure 2.19. Empirical relationships between a) the Secchi depth  $z_{\text{SD}}$  and the surface concentration of chlorophyll *a*,  $C_a$ , b) the Secchi depth  $z_{\text{SD}}$  and the total surface SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , obtained from measurements in the surface waters of Pomeranian lakes in 2004–2010 ( $N = 272$ ). The symbol ● indicates data obtained from measurements in the humic Lake Pyszne (not taken into consideration in the analysis).
- Figure 2.20. Empirical relationships between a) coefficient  $K_{d, \text{PAR}}$  and the surface concentration of chlorophyll *a*,  $C_a$ , b) coefficient  $K_{d, \text{PAR}}$  and the total surface SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , obtained from measurements in the surface waters of Pomeranian lakes in 2004–2010 ( $N = 272$ ). The symbol ● indicates data obtained from measurements in the humic Lake Pyszne (not taken into consideration in the analysis).
- Figure 2.21. Empirical relationships between the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_{d, \text{PAR}}$  and the surface concentration

of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , the surface total SPM concentration,  $C_{SPM}$ , and the coefficient of light absorption by CDOM,  $a_{CDOM}(440)$ , obtained in two Pomeranian lakes: a) Chotkowskie; b) Łebsko.

Figure 2.22. Empirical relationships between coefficient  $K_{d,PAR}$  and the surface concentration of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , obtained for the surface layers of Pomeranian lakes.

Figure 3.1. Chromatograms separating the mixture of pigments in natural samples from Lakes Gardno (15.05.2006) and Jeleń (14.08.2007). Peaks: 1 – chlorophyllide  $a$ , 2 – chlorophyll  $c1 + c2$ , 3 – fucoxanthin, 4 – neoxanthin, 5 – violaxanthin, 6 – diadinoxanthin, 7 – alloxanthin, 8 – diatoxanthin, 9 – zeaxanthin, 10 – cantaxanthin, 11 – chlorophyll  $b$ , 12 – allomer of chlorophyll  $a$ , 13 – chlorophyll  $a$ , 14 –  $\beta$ -carotene (Stoń-Egiert et al., 2009).

Figure 3.2. Division of plant pigments according to their functions in phytoplankton cells.

Figure 3.3. Ratios of concentrations of different pigments – a) chlorophyll  $b$   $C_{chl\ b\ tot}$ , b) chlorophyll  $c$   $C_{chl\ c\ tot}$ , c) photosynthetic carotenoids PSC  $C_{PSC}$ , d) photoprotecting carotenoids PPC  $C_{PPC}$ , e) sum of all pigments except phycobilin  $C_{\sum P}$  – to the concentration of chlorophyll  $a$   $C_{chl\ a\ tot}$  measured in Pomeranian lakes (dots – empirical data, lines – the author’s approximations to these dots). The relevant approximating equations are listed in Table 3.3, Figure f) shows analogous ratios for various seas and oceans (Woźniak & Ostrowska, 1990).

Figure 3.4. Concentrations of the main groups of phytoplankton pigments (referred to the total concentration of all measured pigments) relative to the concentrations of chlorophyll  $a$ ,  $C_{chl\ a\ tot}$ , recorded in Pomeranian lakes: a) empirical data, b) statistically averaged plots. (Symbols:  $x$  – Chl  $a$ ,  $\bullet$  – Chl  $b$ ,  $\Delta$  – Chl  $c$ ,  $\square$  – PSC,  $\diamond$  – PPC).

Figure 3.5. Statistical characteristics of the relative concentrations of the main groups of pigments (minimum, maximum, first and third quartile, median) with respect to the total concentration of all pigments  $C_{\sum P}$  recorded in the phytoplankton in the surface waters of Pomeranian lakes: a) concentration of chlorophyll  $a$ ,  $\frac{C_{chl\ a\ tot}}{C_{\sum P}}$ , b) concentration of chlorophyll  $b$ ,  $\frac{C_{chl\ b\ tot}}{C_{\sum P}}$ , c) concentration of chlorophyll  $c$ ,  $\frac{C_{chl\ c\ tot}}{C_{\sum P}}$ , d) concentration of photosynthetic carotenoids PSC,  $\frac{C_{PSC}}{C_{\sum P}}$ , e) concentration of photoprotecting carotenoids PPC,  $\frac{C_{PPC}}{C_{\sum P}}$ . The lake name abbreviations are explained in Table 1.2 in Chapter 1.

Figure 3.6. Statistical characteristics of the relative concentrations of the main groups of pigments (minimum, maximum, first and third quartile, median) with respect to the concentration of chlorophyll *a*,  $C_{\text{chl } a \text{ tot}}$ , recorded in the phytoplankton in the surface waters of Pomeranian lakes: a) concentration of chlorophyll *b*,  $\frac{C_{\text{Chl } b \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , b) concentration of chlorophyll *c*,  $\frac{C_{\text{Chl } c \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , c) concentration of photosynthetic carotenoids PSC,  $\frac{C_{\text{PSC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , d) concentration of photoprotecting carotenoids PPC,  $\frac{C_{\text{PPC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ . The lake name abbreviations are explained in Table 1.2 in Chapter 1.

Figure 3.7. Vertical distributions of relative concentrations of the main groups of pigments (referred to the concentration of chlorophyll *a*): a) chlorophyll *b*,  $\frac{C_{\text{Chl } b \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , b) chlorophyll *c*,  $\frac{C_{\text{Chl } c \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , c) photosynthetic carotenoids PSC,  $\frac{C_{\text{PSC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , d) photoprotecting carotenoids PPC,  $\frac{C_{\text{PPC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , determined in Pomeranian lakes.

Figure 3.8. Typical vertical profiles of the relative concentrations of the main groups of pigments (referred to the concentration of chlorophyll *a*): a) chlorophyll *b*,  $\frac{C_{\text{Chl } b \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , b) chlorophyll *c*,  $\frac{C_{\text{Chl } c \text{ tot}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , c) photosynthetic carotenoids PSC,  $\frac{C_{\text{PSC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , d) photoprotecting carotenoids PPC,  $\frac{C_{\text{PPC}}}{C_{\text{Chl } a \text{ tot}}}$ , determined in the: 1 – Pacific Ocean ( $C_a(0) = 0.05 \text{ mg m}^{-3}$ ); 2 – Arabian Sea ( $C_a(0) = 0.341 \text{ mg m}^{-3}$ ); 3 – Arabian Sea ( $C_a(0) = 1.38 \text{ mg m}^{-3}$ ); 4 – Baltic Sea ( $C_a(0) = 7.09 \text{ mg m}^{-3}$ ) (Majchrowski, 2001).

Figure 3.9. Seasonal variability of pigment concentrations, recorded in Lake Łebsko in 2007 (x) and 2008 (+): a) absolute concentrations of chlorophyll *a*, b–f) – relative concentrations of the main groups of pigments (with respect to the total concentration of all pigments measured): chlorophyll *a*, chlorophyll *b*, chlorophyll *c*, photosynthetic carotenoids PSC and photoprotecting carotenoids PPC respectively.

Figure 4.1. Spectra of absorption coefficients  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  in surface waters of Pomeranian lakes: J – Jeleń (8.07.2010), B – Boruja Mała (13.03.2007), JN – Jasiń Pn. (14.05.2009), JS – Jasiń Pd. (3.04.2008), O – Obłężę (23.08.2010), D – Dobra (4.04.2008), Ga – Gardno (12.12.2007), L – Łebsko (12.11.2010), Ch – Chotkowskie (4.05.2009), P – Pyszne (13.11.2009).

Figure 4.2. Spectra of absorption coefficients  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  in the surface waters of three Pomeranian lakes: Jeleń, Łebsko and Pyszne.

Figure 4.3. Mean slope of the absorption spectrum of  $S_{\text{CDOM}}$  in the euphotic layer of Pomeranian lakes: a) measured in particular years, b) minimum, maximum, first and third quartile, median.

Figure 4.4. Set of empirical points of the ratio of the absorption spectrum slope  $S_{\text{CDOM}}$  to the absorption coefficient  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in surface waters of Pomeranian lakes in different seasons from 2006 to 2010. The discrepant values shown in the bottom right-hand corner were measured in Lake Pyszne.

Figure 4.5. Empirical relationships between the slope of the absorption spectrum  $S_{\text{CDOM}}$  and the absorption coefficient  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in the surface layers of the various lakes: a) Jeleń, b) Boruja Mała, c) Jasioń Pn., d) Jasioń Pd., e) Marszewskie, f) Obłęż, g) Dobra, h) Niezabyszewskie, i) Głębokie, j) Chotkowskie, k) Gardno, l) Łebsko, m) Czarne, n) Rybiec, o) Pyszne (a different  $a_{\text{CDOM}}$  scale is needed for this last lake).

Figure 4.6. Empirical relationships between  $S_{\text{CDOM}}$  and  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in lakes in the state of Nebraska (Dall’Olmo & Gitelson, 2006), in Scandinavian and Estonian Lakes (Paavel, 2008), in Lake Taihu (Zhang, 2008; Le et al., 2009) and in the Baltic Sea (Kowalczyk et al., 2006). For the Scandinavian lakes, Lake Taihu and the Baltic Sea  $a_{\text{CDOM}}(440)$  was determined as  $a_{\text{CDOM}}(380)$ ,  $a_{\text{CDOM}}(355)$  and  $a_{\text{CDOM}}(375)$  respectively. Mean values with their standard deviations are given for the Scandinavian and Estonian lakes.

Figure 4.7. Variations in the absorption coefficient  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$  (+) and the slope of the absorption spectra  $S_{\text{CDOM}}$  (•) due to CDOM in Pomeranian lakes, recorded at different times in 2007. The lines joining the points serve only to highlight the latter (after Ficek & Zapadka, 2009, supplemented and amended).

Figure 4.8. Vertical profiles of coefficients  $a_{\text{CDOM}}$  and  $S_{\text{CDOM}}$  measured in different months in Lakes Pyszne, Obłęż and Jeleń (dots – measurement data from consecutive months; the lines join the measurements made in the same month at different depths).

Figure 5.1. Spectra of light absorption coefficients in Pomeranian lakes: total spectrum ( $a$ ), spectrum due to the water component ( $a_w$ ), due to CDOM ( $a_{\text{CDOM}}$ ), due to SPM ( $a_{\text{SPM}}$ ), in surface waters with various concentrations of SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , chlorophyll  $C_a$  and CDOM.

Figure 5.2. Typical spectra of the mass-specific absorption coefficients in Pomeranian lakes: Figure a, b – of total SPM  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ; Figure c, d – of non-algal particles (NAP),  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ ; Figure e, f – of phytoplankton (pl)  $a_{\text{pl}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ . The coefficients are plotted on a linear scale (Figure a, c and e) and on a semilogarithmic scale (Figure b, d and f); the black lines represent the absorption spectra when the POM concentration POM is  $> 75\%$  of the SPM concentration; the red lines are the other spectra, that is, when the POM concentration POM was less than or equal to  $75\%$  (from the author's own measurements).

Figure 5.3. Spectrum of the mass-specific absorption coefficient of NAP  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  according to equations (5.4) and (5.5).

Figure 5.4. A set of typical spectra of mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , measured in surface waters of Pomeranian lakes in 2004–2010; a – absolute values on a semilogarithmic scale, b – relative values, normalized with respect to the values for wavelength 440 nm.

Figure 5.5. Spectra of mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , typical of the surface waters of four lakes: a) Gardno, b) Łebsko, c) Pyszne, d) Obłęże.

Figure 5.6. Statistical distributions of sets of parameters characterizing the spectra of mass-specific coefficients of light absorption by non-algal particles in surface waters of Pomeranian lakes: a) coefficient of absorption for  $\lambda = 443$  nm  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$ ; b) slope of the absorption spectrum  $S_{\text{NAP}}$ .

Figure 5.7. Relationships a) b) between mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  and c) d) slopes  $S_{\text{NAP}}$  as a function of the concentration  $C_{\text{POM}}/C_{\text{SPM}}$ , in Pomeranian lakes (surface waters).

Figure 5.8. Empirical and model (continuous lines on the plots; see also eqs. (5.6) and (5.7)) relationships between absorption coefficients and suspended particle concentrations: a)  $a_{\text{NAP}}(443)$  vs.  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $a_{\text{NAP}}(443)$  vs.  $C_a$  in Pomeranian lakes (according to the present author), Scandinavian and Estonian lakes (Paavel, 2008), Swedish lakes (Pierson & Strömbeck, 2001) and lakes in Nebraska (USA) (Dall'Olmo & Gitelson, 2006) – model points and relationships for sea and ocean waters (Baltic, Mediterranean, North Sea, North Atlantic) (Babin et al., 2003b); (Irish Sea) (Bowers et al., 1996) – dashed lines on plot a; (Atlantic, Pacific and Mediterranean) (Bricaud et al., 1998) – dashed line on plot b.

Figure 5.9. Empirical and model (continuous lines on the plots; see also eqs. (5.12) and (5.13)) relationships between absorption coefficients and suspended particle concentrations: a)  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  vs.  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  vs.  $C_a$  in Pomeranian lakes (according to the present author, see also eqs. (5.6) and (5.7)), Scandinavian and Estonian lakes (Paavel, 2008) and Swedish lakes (Pierson & Strömbeck, 2001) – model points and relationships for sea and ocean waters (Baltic, Mediterranean, North Sea, North Atlantic) (Babin et al., 2003b); (Irish Sea) (Bowers et al., 1996) – dashed lines on plot a.

Figure 5.10. Empirical relationship between  $S_{\text{NAP}}$  and  $a_{\text{NAP}}(443)$  a) in Pomeranian lakes, b) in lakes in Scandinavia, Estonia (Paavel, 2008), and Nebraska (USA) (Dall’Olmo & Gitelson, 2006). The shaded rectangle shows the approximate range of variability recorded in European coastal waters (Babin et al., 2003b).

Figure 5.11. Empirical relationships between mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(443 \text{ nm})$  and the dry-mass concentration of all SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , (Figure a) and the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , (Figure b) in surface waters of Pomeranian lakes. The lake name abbreviations are explained in Table 1.2 in Chapter 1.

Figure 5.12. Slope of the absorption spectra due to non-algal particles  $S_{\text{NAP}}$  vs.: a) SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , b) chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , in Pomeranian lakes. The lake name abbreviations are explained in Table 1.2 in Chapter 1.

Figure 5.13. Model spectra of the mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ : a) determined using eq. (5.8) for three different dry-mass concentrations of SPM,  $C_{\text{SPM}} = 1, 10, 100 \text{ g m}^{-3}$ , b) determined using eq. (5.9), for three different chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a = 1, 10, 100 \text{ mg m}^{-3}$ .

Figure 5.14. Model spectra of the mass-specific absorption coefficients of non-algal particles  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ : a) determined using eq. (5.10), for three different dry-mass concentrations of SPM,  $C_{\text{SPM}} = 1, 10, 100 \text{ g m}^{-3}$ , b) determined using eq. (5.11), for three different chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a = 1, 10, 100 \text{ mg m}^{-3}$ .

Figure 5.15. Absorption spectra of extracts of phytoplankton pigments: a) the whole mixture of pigments contained in Pomeranian lakes (dissolved in 90% acetone), b) selected pigments: Chl  $a$ , Chl  $b$ , Chl  $c$ , BChl  $a$ ,  $\beta$ -carotene (dissolved in 90% acetone) and phycobilins Phyc from different waters (data taken from various papers, collected in Woźniak & Ostrowska, 1991).

Figure 5.16. Comparison of spectra of absorption coefficients of phytoplankton *in vivo* and in an acetone extract (90%) in the water of Lake Boruja Mała on 3.04.2007.

Figure 5.17. Spectra of absorption coefficients measured *in vivo* at different depths in Lake Boruja Mała on 27.09.2005: a) absorption coefficients  $a_{pl}$  measured in  $[m^{-1}]$ , b) specific absorption coefficients  $a_{pl}^*$ , measured in  $[m^2 mg^{-1}]$ .

Figure 5.18. Absorption spectra of phytoplankton pigments measured *in vivo* in the different months of 2009 in the surface waters of lakes: a) Chotkowskie; b) Obłęże c) Jeleń; d) Pyszne.

Figure 5.19. Empirical absorption coefficients of phytoplankton  $a_{pl}(\lambda)$ : 1 – coefficients  $a_{pl}(\lambda)$  shown on a linear scale; 2 – coefficients  $a_{pl}(\lambda)$  shown on a semilogarithmic scale. The numbers on the figure indicate the respective chlorophyll *a* concentrations in the water samples: 1)  $C_a = 209 mg m^{-3}$ , 2)  $C_a = 150 mg m^{-3}$ , 3)  $C_a = 85 mg m^{-3}$ , 4)  $C_a = 45 mg m^{-3}$ , 5)  $C_a = 39.2 mg m^{-3}$ , 6)  $C_a = 21 mg m^{-3}$ , 7)  $C_a = 12 mg m^{-3}$ , 8)  $C_a = 6.4 mg m^{-3}$ , 9)  $C_a = 2.0 mg m^{-3}$ , 10)  $C_a = 67 mg m^{-3}$ , 11)  $C_a = 24 mg m^{-3}$ , 12)  $C_a = 9.5 mg m^{-3}$ ; measurement site: 1, 2) L. Rybiec; 3, 4) L. Łebsko; 5) L. Głębokie; 6) L. Obłęże; 7, 9) L. Jeleń; 8) L. Boruja Mała; 10, 11, 12) L. Pyszne.

Figure 5.20. Empirical relationship between the colour index of phytoplankton absorption spectra  $P_i$ , and chlorophyll *a* concentrations, determined for a) the Baltic Sea and oceans (Majchrowski, 2001), b) surface waters of Pomeranian lakes. Absorption coefficients  $a_{pl}$  measured *in vivo*.

Figure 5.21. Spectra of the specific absorption coefficient: a) of the main phytoplankton pigments, b) by of chlorophyll *a* and of all the phytoplankton pigments except phycobilins, determined using the model by Ficek et al. (2004) for a chlorophyll *a* concentration,  $C_a$ , of  $1 mg m^{-3}$ . The concentrations of the other pigments were assumed to be proportional to the mean chlorophyll concentrations in Pomeranian lakes, i.e.,  $C_b = 0.0526 mg m^{-3}$ ,  $C_c = 0.0543 mg m^{-3}$ ,  $C_{PSP} = 0.1830 mg m^{-3}$ ,  $C_{PPC} = 0.2832 mg m^{-3}$  (see Table 3.5 in Chapter 3). The abbreviations on the figure stand for the following: Chl *a*, Chl *b*, Chl *c* – chlorophylls *a*, *b*, *c* respectively; PSC – photosynthetic carotenoids, PPC – photoprotecting carotenoids.

Figure 5.22. Spectra of absorption coefficients of phytoplankton measured in Pomeranian lakes in 2009: a) ordinary coefficients, b) specific coefficients.



Figure 5.23. Dependences of empirical absorption coefficients of phytoplankton  $a_{\text{pl}}(\lambda)$  for selected wavelengths  $\lambda$  (400 nm, 440 nm, 500 nm, 550 nm, 600 nm, 675 nm) on chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a$ , in Pomeranian lakes. The lines and patterns pm the plots illustrate the statistically averaged dependences of coefficients  $a_{\text{pl}}(\lambda)$  on the chlorophyll  $C_a$  concentration as established by Ficek et al. (2009) (continuous line), Bricaud et al. (1995) (dashed line).

Figure 5.24. Dependences of empirical specific absorption coefficients of phytoplankton  $a_{\text{pl}}^*(\lambda)$  for selected wavelengths  $\lambda$  (412, 440, 565 and 675 nm) on chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a$ , in Pomeranian lakes. The lines and patterns on the plots illustrate the statistically averaged dependences of coefficients  $a_{\text{pl}}^*(\lambda)$  on the chlorophyll  $C_a$  concentration as established by Ficek et al. (2009) (continuous line), Bricaud et al. (1995) (dashed line).

Figure 5.25. Examples of depth-related changes in specific absorption coefficients  $a_{\text{pl}}^*$  (a) and in absorption coefficients  $a_{\text{pl}}$  (b) for wavelength  $\lambda = 440$  nm recorded in Pomeranian lakes:

Lake Jeleń:	Lake Chotkowskie:	Lake Obłężę
1 – 14.08.2007;	5 – 21.07.2007;	7 – 17.06.2007.
2 – 8.06.2007;	6 – 17.08.2007.	
3 – 25.08.2005;		
4 – 9.07.2007.		

Figure 5.26. Comparison of the spectral parameters  $A$  and  $B$  given in the papers by Bricaud et al. (1995), Stæhr & Markager (2004), Strömbeck & Pierson (2001), Ficek et al. 2009.

Figure 5.27. Spectra of absorption coefficients of phytoplankton  $a_{\text{pl}}(\lambda)$  for various concentrations of chlorophyll  $a$   $C_a$  (1 to 300  $\text{mg m}^{-3}$ ) determined from the parameterization in a) Bricaud et al. (1995) and b) Ficek et al. (2009).

Figure 5.28. Comparison of measured  $a_{\text{pl},M}$  and modelled  $a_{\text{pl},C}$  spectra of absorption coefficients at wavelengths  $\lambda$  a) 412, b) 440, c) 565 and d) 675 nm, determined using the parameterization in Ficek et al. (2009) and Bricaud et al. (1995).

Figure 5.29. Relationship between a)  $a_{\text{pl}}(440)$  and  $C_a$  in Pomeranian lakes, b)  $a_{\text{pl}}(440)$  and  $C_a$  in Lake Taihu (Zhang, 2008; Le et al., 2009) c)  $a_{\text{pl}}(676)$  and  $C_a$  in Pomeranian lakes, d)  $a_{\text{pl}}(676)$  and  $C_a$  in Lake Taihu (Zhang, 2008; Le et al., 2009) and lakes in Nebraska (USA) (Dall’Olmo & Gitelson, 2006). The lines indicate the model values obtained from the parameterization by Bricaud et al. (1995) – black, Bricaud et al. (1998) – black dashed, Stæhr & Markager (2004) –

green, Pierson & Strömbeck (2001) – orange, Ficek et al. (2009) – red.

Figure 5.30. Relationship between a)  $a_{\text{pl}}^*(440)$  and  $C_a$  in Pomeranian lakes, b)  $a_{\text{pl}}^*(440)$  and  $C_a$  in Lake Taihu (Zhang, 2008; Le et al., 2009) c)  $a_{\text{pl}}^*(676)$  and  $C_a$  in Pomeranian lakes, d)  $a_{\text{pl}}^*(675)$  and  $C_a$  in Lake Taihu (Zhang, 2008; Le et al., 2009),  $a_{\text{pl}}^*(676)$  and  $C_a$  and lakes in Nebraska (USA) (Dall’Olmo & Gitelson, 2005) and  $a_{\text{pl}}^*(678)$  and  $C_a$  (Dall’Olmo & Gitelson, 2006). The lines indicate the model values obtained from the parameterization by Bricaud et al. (1995) – black, Stæhr & Markager (2004) – green, Pierson & Strömbeck (2001) – orange, Ficek et al. (2009) – red.

Figure 5.31 Absorption spectra of suspended particles – total SPM  $a_{\text{SPM}}(\lambda)$  (Figure a, b); non-algal particles  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$  (Figure c, d); phytoplankton pigments  $a_{\text{pl}}(\lambda)$  (Figure e, f) – determined on the basis of the parameterization presented in this work for Pomeranian lakes for various SPM concentrations. Coefficients plotted on a linear scale (Figure a, c, e) and on a semilogarithmic scale (Figure b, d, f).

Figure 5.32. Mass-specific absorption coefficients of suspended particles: total SPM  $a_{\text{SPM}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  (Figure a, b); non-algal particles  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  (Figure c, d); phytoplankton pigments  $a_{\text{pl}}^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  (Figure e, f), determined using the parameterization presented in this work for different SPM concentrations,  $C_{\text{SPM}}$ . Coefficients plotted on a linear scale (Figure a, c, e) and on a semilogarithmic scale (Figure b, d, f).

Figure 5.33. Model spectra of absorption coefficients  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$  determined from eq. (4.2) for various values of  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in the 0.3–100  $\text{m}^{-1}$  range. The thick red lines define the spectra of minimum and maximum light absorption by CDOM recorded in Pomeranian lakes. The parameter  $S = 0,016 \text{ nm}$  mentioned in the text below describes the slope of the plots in this figure.

Figure 5.34. a) Comparison of absorption by water with absorption by CDOM. b) Total absorption of water and CDOM. Model absorption coefficients of CDOM determined from eq. (4.2) for  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in the 0.3–100  $\text{m}^{-1}$  range. The thick red lines encompass the range of CDOM recorded in Pomeranian lakes.

Figure 5.35. Total absorption coefficient by pure water and phytoplankton a) for different concentrations of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , from 0.1 to 300  $\text{mg m}^{-3}$ , b) an enlarged excerpt of Figure a) for light in the 700 nm region, showing the shift of the maximum total absorption by water and phytoplankton towards longer wavelengths with increasing chlorophyll  $C_a$  concentrations. The absorption coefficient of

phytoplankton was calculated from the model presented in section 5.2. The absorption coefficient of pure water was taken from Woźniak & Dera (2007). The red lines indicate the minima and maxima of these absorption coefficients for chlorophyll *a* concentrations of 1 and 300 mg m<sup>-3</sup> respectively, recorded in Pomeranian lakes.

Figure 5.36. Comparison of the total absorption of light by water and CDOM (see Figure 5.32b) with the absorption due to phytoplankton (see Figure 5.25b). The overall absorption coefficient of water and CDOM ( $a_w + a_{\text{CDOM}}$ ) was calculated for an absorption coefficient  $a_{\text{CDOM}}(440)$  from the 0.1–30 m<sup>-1</sup> range (red). The absorption coefficients of phytoplankton were calculated from the model described in section 5.3 for chlorophyll concentrations  $C_a$  ranging from 1 to 300 mg m<sup>-3</sup> (black).

Figure 5.37. Total absorption of light by water, CDOM and phytoplankton for different values of the absorption coefficient of CDOM: a)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.3 \text{ m}^{-1}$ , b)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1 \text{ m}^{-1}$ , c)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 3 \text{ m}^{-1}$ , d)  $a_{\text{CDOM}}(440) = 10 \text{ m}^{-1}$ . The absorption coefficients of phytoplankton were calculated from the model described in section 5.3 for chlorophyll concentrations  $C_a$  ranging from 1 to 300 mg m<sup>-3</sup>.

Figure 5.38. Model absorption spectra  $a_{\text{NAP}}(443)$  determined from equation (5.10) for different  $C_{\text{SPM}}$  varying within the range 0.1–300 g m<sup>-3</sup>.

Figure 6.1. Model characteristics of molecular light scattering in water: a) the volume scattering function for pure water was determined from eq. (6.3) after Hakvoort (1994), calculated using the parameterization of the scattering coefficient of water (Quan & Fry, 1995) for temperature  $t = 20^\circ\text{C}$ . b) The spectrum of the coefficient of light scattering by pure water determined using eq. (6.4) (Hakvoort, 1994) and the parameterization of the scattering coefficient given by Quan & Fry (1995) for temperature  $t = 20^\circ\text{C}$  (after Albert 2004).

Figure 6.2. Comparison of empirical plots of the volumetric light scattering function  $\beta(\theta)$  measured in different parts of the Baltic with those measured by Petzold (1977) – (P), after Siegel et al. (2005).

Figure 6.3. Empirical relationships between light scattering coefficients  $b_p(555)$  and SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$  (a), and chlorophyll *a* concentration,  $C_a$  (b), in the surface waters of Pomeranian lakes (author's measurements). The line on the graph shows the regression curve for the points.

Figure 6.4. Spectral dependence of parameters: a)  $A_1$  and  $B_1$  in eq. (6.7a) describing the relationship between the scattering coefficient  $b_p$  and SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $A_2$  and  $B_2$  in eq. (6.7b) describing the

relationship between the scattering coefficient  $b_p$  and chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ .

Figure 6.5. Spectra of mass-specific scattering coefficients of SPM  $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$ , typical of the surface waters of two lakes: a) Łebsko, b) Boruja Mała.

Figure 6.6. Spectra of the mass-specific scattering coefficient  $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  of SPM in the surface waters of Pomeranian lakes. The thick black line on the graph shows the mean value  $b_p^{*(\text{SPM})}(\lambda)$  calculated for the set of all spectra and its standard deviation.

Figure 6.7. Comparison of the specific (chlorophyll) spectra of light scattering by four species of cyanobacteria (reproduction by courtesy of Wojtasiewicz & Stramski, 2010).

Figure 6.8. Empirical relationships between backscattering coefficients and SPM concentration: a)  $b_{b,p}(532)$  vs.  $C_{\text{SPM}}$ , b)  $b_{b,p}(532)$  vs.  $C_a$  in Pomeranian lakes (author's measurements). The line on the graph represents the regression curve of the points.

Figure 6.9. Empirical relationships between scattering coefficients  $b_p(555)$  and SPM concentrations,  $C_{\text{SPM}}$ , obtained in seas and oceans around Europe: Atlantic Ocean, Mediterranean Sea, English Channel, North Sea (after Babin et al. 2003a) and the Baltic Proper and the Gulf of Gdańsk (after Woźniak et al. 2011). The line on the graph is the regression line determined for data from Pomeranian lakes (see eq. (6.7a) with coefficients from Table 6.2).

Figure 6.10. Comparison of relationships between scattering coefficients  $b_p(555)$  and chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a$ , measured in Pomeranian lakes (see eq. (6.7b) with coefficients from Table 6.2) with analogous dependences determined by various authors for other water bodies. The dots on the graph indicate values measured in Pomeranian lakes, the lines are regression curves. Note: some of the coefficients have been converted to  $\lambda = 555$  nm from other wavelengths:  $\lambda = 550$  nm (Gordon & Morel, 1983),  $\lambda = 560$  nm (Morel & Belanger, 2006),  $\lambda = 650$  nm (Loisel et al., 2009),  $\lambda = 716$  nm (Woźniak et al., 2011).

Figure 6.11. Comparison of dependences between light scattering coefficients  $b_{b,p}(532)$  and SPM concentrations,  $C_{\text{SPM}}$ , measured in Pomeranian lakes, with analogous dependences determined for the Baltic Sea by Woźniak et al. (2011). The line on the graph is the regression line determined for data from Pomeranian lakes (see Table 6.4).

Figure 6.12. Vertical distributions of scattering coefficients (a) for different light wavelengths and of backscattering coefficients, chlorophyll *a* fluorescence and temperature (b), measured on 1.09.2010 in Lake Jeleń.

Figure 6.13. Vertical distributions of scattering coefficients (a) for different light wavelengths and of backscattering coefficients, chlorophyll *a* fluorescence and temperature (b), measured on 23.08.2010 in Lake Obłęże.

Figure 6.14. Spectral differentiation of scattering coefficients at different depths corresponding to the various layers characteristic of the vertical stratification:

a) shown in Figure 6.12, measured on 1.09.2010 in Lake Jeleń:

OAC concentrations measured at particular depths:

$$1 \text{ m} - C_a = 8.51 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2.96 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.37 \text{ m}^{-1},$$

$$15 \text{ m} - C_a = 1.87 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 0.79 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.41 \text{ m}^{-1},$$

$$31 \text{ m} - C_a = 1.42 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2.87 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.44 \text{ m}^{-1},$$

b) shown in Figure 6.15, measured on 20.05.2010 in Lake Boruja Mała:

OAC concentrations measured at particular depths:

$$1 \text{ m} - C_a = 3.53 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 1.62 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.37 \text{ m}^{-1},$$

$$6 \text{ m} - C_a = 9.34 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 2.14 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.41 \text{ m}^{-1},$$

$$8 \text{ m} - C_a = 5.21 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 1.89 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.39 \text{ m}^{-1},$$

$$10 \text{ m} - C_a = 83.9 \text{ mg m}^{-3}, C_{\text{SPM}} = 10.82 \text{ g m}^{-3}, a_{\text{CDOM}(440)} = 0.92 \text{ m}^{-1}.$$

Figure 6.15. Vertical profiles of scattering coefficients (a) for different wavelengths, and backscattering coefficients, fluorescence and temperature (b), measured on 20.05.2010 in Lake Boruja Mała.

Figure 6.16. Vertical transects of scattering coefficients  $b(650)$  measured in lakes: Boruja Mała (a), Jeleń (b) and Obłęże (c). Beside the plots are sketch-maps of the lakes showing the routes of the cruises along which the scattering coefficients were measured.

Figure 7.1 Vertical profiles of the downward irradiance transmittance  $E_{d,\text{PAR}}(z)/E_{d,\text{PAR}}(0)$  in various lakes and the Baltic Sea:

- 1 – L. Gardno 16.11.2006 ( $C_a = 86.9 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 26.33 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1.27 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 2 – L. Łebsko 15.05.2007 ( $C_a = 49.45 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 41.20 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1.98 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 3 – L. Pyszne 14.07.2009 ( $C_a = 15.20 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 4.60 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 12.78 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 4 – L. Chotkowskie 10.07.2009 ( $C_a = 32.55 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 7.49 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 6.74 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 5 – L. Czarne 7.07.2009 ( $C_a = 2.95 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2.07 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 3.16 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 6 – L. Obłężę 17.07.2009 ( $C_a = 21.34 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 9.31 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.50 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 7 – L. Niezabyszewskie 11.03.2008 ( $C_a = 25.36 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 7.30 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.46 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 8 – L. Dobra 28.06.2009 ( $C_a = 13.90 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 5.18 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1.33 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 9 – L. Głębokie 7.07.2009 ( $C_a = 11.26 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 4.14 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1.10 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 10 – L. Marszewskie 28.06.2009 ( $C_a = 6.68 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 3.56 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 1.01 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 11 – L. Jasień Pd. 14.05.2009 ( $C_a = 6.29 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2.25 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.83 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 12 – L. Boruja Mała 14.07.2009 ( $C_a = 2.40 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 2.55 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.18 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 13 – L. Jasień Północny 4.06.2009 ( $C_a = 3.83 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1.21 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.73 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 14 – L. Jeleń 10.07.2009 ( $C_a = 2.36 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1.05 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.41 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 15 – L. Hańcza 22.08.2012 ( $C_a = 1,88 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 1,06 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}} = 0,60 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 16 – Baltic Sea (Gulf of Gdańsk) ( $C_a = 1,61 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0,82 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}} = 0,37 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 17 – L. Morskie Oko 23.07.2011 ( $C_a = 1.44 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0.43 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0.092 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 18 – Baltic Sea (Gotland Deep) ( $C_a = 0,54 \text{ mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = 0,21 \text{ g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = 0,23 \text{ m}^{-1}$ ),
  - 19 – Crater Lake ( $C_a = 0.014 \text{ mg m}^{-3}$ ),
- (1–18 – author's own measurements, 19 – Hargreaves et al., (2007)).

Figure 7.2. Downward irradiance spectra  $E_d(\lambda, z)$  measured at various depths in Crater Lake on 21.08.2001 (adapted from Hargreaves et al. 2007).

Figure 7.3. Typical downward irradiance spectra  $E_d(\lambda, z)$  measured at different depths in tropically and optically different lakes and in Baltic coastal waters (off the Sopot pier), representing a broad range of variability of OAC. The following information is given by the plot lines: measurement depths in [m], and next to that the chlorophyll  $C_a$  concentration in [ $\text{mg m}^{-3}$ ], dry-mass SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$  in [ $\text{g m}^{-3}$ ], and the absorption coefficient of CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in [ $\text{m}^{-1}$ ].

Figure 7.4. Typical upward radiation spectra  $L_u(\lambda, z)$  measured by the author at different depths in tropically and optically different lakes and in Baltic coastal waters (off the Sopot pier), representing a broad range of variability of OAC. The following information is given by the plot lines: measurement depths in [m], and next to that the chlorophyll  $C_a$  concentration in [ $\text{mg m}^{-3}$ ], dry-mass SPM concentration  $C_{\text{SPM}}$  in [ $\text{g m}^{-3}$ ] and the absorption coefficient of CDOM  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in [ $\text{m}^{-1}$ ].

Figure 7.5. Typical downward irradiance transmittance spectra  $T(\lambda, z)$ , measured by the author at different depths in tropically and optically different lakes and in Baltic coastal waters (off the Sopot pier), representing a broad range of variability of OAC. The following information is given by the plot lines: measurement depths in [m], and next to that the chlorophyll  $C_a$  concentration in [ $\text{mg m}^{-3}$ ], dry-mass SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$  in [ $\text{g m}^{-3}$ ], and the absorption coefficient of CDOM,  $a_{\text{CDOM}}(440)$  in [ $\text{m}^{-1}$ ].

Figure 7.6. Spectra of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_d(\lambda)$ : a) according to Jerlov's (1976) optical classification of sea waters determined from the data in Table XXXII of the above work: I...III – oceanic waters, 1–9 – coastal waters, b) in lakes: Crater Lake 20.08.2001 (determined on the basis of data from Smith et al. 1973; Hargreaves et al. 2007) and lakes: Jeleń 20.05.2010, Boruja Mała 20.05.2010 and Jasień Północny 19.06.2008 (author's measurements).

Figure 7.7. Spectra of diffuse attenuation coefficients of downward irradiance  $K_d(\lambda)$  and light absorption – total  $a(\lambda)$  and its components (water  $a_w(\lambda)$ , CDOM  $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ , phytoplankton  $a_{\text{pl}}(\lambda)$ , non-algal particles  $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ ) in the surface layer of lakes: a) Rybiec and b) Obłęże.

Figure 7.8. Spectra of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_d(\lambda)$  determined for the surface layer in tropically and optically different lakes and in Baltic coastal waters (off the Sopot pier). The units of the values given next to the plots are as follows:  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ],  $C_{\text{SPM}}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $a_{\text{CDOM}(440)}$  [ $\text{m}^{-1}$ ].

Figure 7.9. Vertical distributions of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_{d,\text{PAR}}(z)$  and of chlorophyll  $a$  fluorescence  $F_0$ , measured in Lake Jeleń on 21.09.2009. The  $K_{d,\text{PAR}}$  profile was drawn from irradiance measurements carried out for water layers of ca 0.15 m thickness.

Figure 7.10. Reflectance spectrum  $R_{rs}$  determined in Crater Lake in August 2001 (adapted from Hargreaves et al., 2007).

Figure 7.11. Remote reflectance spectra  $R_{rs}(\lambda)$  measured in Pomeranian lakes and Baltic coastal waters. The different types of spectra are printed in different colours: blue – Type I, mesotrophic lakes; red and orange – Type II, humic lakes; green – Type III, eutrophic lakes; black – other spectra not unequivocally classifiable to one of the above types. The triangular plot (right-hand side) illustrates the differentiation in OAC content in the waters, in which the remote reflectance spectra were measured  $R_{rs}(\lambda)$ .

Figure 7.12. Typical reflectance spectra measured by the author in various types of lake in Pomerania and in Baltic coastal waters (off the Sopot pier).

Figure 7.13. Absorption spectra of pure water  $a_w$ , phytoplankton  $a_{\text{pl}}$ , non-algal particles  $a_{\text{NAP}}$  and CDOM  $a_{\text{CDOM}}$  measured in samples of surface water in Lake Obłęż (June 2007) (a) and remote reflectance spectra  $R_{rs}$  measured at the same station (b).

Figure 7.14. Remote reflectance spectra  $R_{rs}$  measured in Pomeranian lakes with relatively low CDOM concentrations. The arrows on the plot show the direction in which the remote reflectance spectrum increases with increasing chlorophyll concentration.

Figure 7.15. Remote reflectance spectra in the red band measured in Lake Gardno (normalized to the reflectance for wavelength 675 nm), illustrating the shift in maximum reflectance towards longer wavelengths with increasing chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , which ranges from 10.93 to 336.21  $\text{mg m}^{-3}$  a) enlarged section of the spectrum in the 700 nm region, b) relationship between the peak position and concentration chlorophyll  $a$  concentration.

Figure 7.16. Comparison of commonly used dependences of the ratio of the reflectance in two spectral bands to the chlorophyll  $a$  concentration:



a) for Type I waters:  $R_{rs}(453)/R_{rs}(555)$  vs.  $C_a$ , b) for turbid and eutrophic waters (Type II):  $R_{rs}(700)/R_{rs}(670)$  vs.  $C_a$ . The data are taken from measurements in Pomeranian lakes. The symbol  $\blacklozenge$  stands for data obtained from the humic Lake Pyszne.

Figure 7.17. Examples of reflectance spectra measured in Pomeranian lakes and in Baltic coastal waters, which have different CDOM concentrations. Note:  $C_a = \text{mg m}^{-3}$ ,  $C_{\text{SPM}} = \text{g m}^{-3}$ ,  $a_{\text{CDOM}}(440) = \text{m}^{-1}$ .

Figure 7.18. Comparison of four models for determining the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , from remote reflectance spectra  $R_{rs}(\lambda)$  with  $C_a$  measured directly in Pomeranian lakes: a) model by O'Reilly et al. (1998) (line 2, Table 7.4); b) model by O'Reilly et al. (1998) (line 3, Table 7.4); c) model by Thiemann & Kaufmann (2002) (line 5, Table 7.4); d) model by Dall'Olmo et al. (2003) (line 7, Table 7.4). The data indicated by black squares on the plot, obtained from the humic Lake Pyszne, were not taken into consideration in this analysis.

Figure 7.19. Comparison of two models for determining SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , from remote reflectance spectra  $R_{rs}(\lambda)$  with  $C_{\text{SPM}}$  measured directly in Pomeranian lakes: a) model by Gitelson et al. (2003) (line 8, Table 7.4); b) model by Miller & McKee (2004) (line 9, Table 7.4). The data indicated by black squares on the plot, obtained from the humic Lake Pyszne, were not taken into consideration in this analysis.

Figure 7.20. Comparison of two models for determining light absorption by CDOM  $a_{\text{CDOM}}(440)$  from remote reflectance spectra  $R_{rs}(\lambda)$  with  $a_{\text{CDOM}}(440)$  measured directly in Pomeranian lakes: a) model by D'Sa & Miller (2003) (line 11, Table 7.4); b) model by Kutser et al. (2005a) (line 12, Table 7.4). The data indicated by black squares on the plot, obtained from the humic Lake Pyszne, were not taken into consideration in this analysis.

Figure 7.21. Relationship between the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , and a combination of spectra reflectances  $R_{rs}(\lambda)$  for Pomeranian lakes according to eq. (7.8). The analysis did not include data from the humic Lake Pyszne (black squares on the plot).

Figure 7.22. Relationship between SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , and the spectral reflectance at wavelength 798 nm for Pomeranian lakes according to eq. (7.9). The analysis did not include data from the humic Lake Pyszne (black squares on the plot).

Figure 7.23. Relationship between the absorption coefficient of CDOM  $a_{\text{CDOM}}(440 \text{ nm})$  and the quotient of the remote reflectance  $R_{rs}(570)/$

$R_{rs}(655)$  for all the Pomeranian lakes (including Lake Pyszne). Data obtained from the humic Lake Pyszne, indicated by the black squares on the plot.

Figure 7.24. Comparison of the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_{a,M}$ , measured in Pomeranian lakes with  $C_{a,C}$  determined from remote reflectance spectra with the aid of eq. (7.8) (a) and the histogram of the quotient  $C_{a,C}/C_{a,M}$  (b).

Figure 7.25. Comparison of the SPM concentration,  $C_{SPM,M}$ , measured in Pomeranian lakes with  $C_{SPM,C}$  determined from remote reflectance spectra with the aid of eq. (7.9) (a) and the histogram of the quotient  $C_{SPM,C}/C_{SPM,M}$  (b).

Figure 7.26. Comparison of the absorption coefficient of CDOM  $a_{CDOM,M}(440\text{ nm})$  measured in Pomeranian lakes with  $a_{CDOM,C}(440\text{ nm})$  determined from remote reflectance spectra with the aid of eq. (7.10) (a) and the histogram of the quotient  $a_{CDOM,M}(440\text{ nm})/a_{CDOM,C}(440\text{ nm})$  (b).

# List of Tables

Table 1.1. Monthly mean daily doses  $\langle \eta_c \rangle_{\text{month}}$  and annual mean daily doses  $\langle \eta_c \rangle_{\text{year}}$  of irradiance recorded at Rekowo (authors measurements).

Table 1.2. Selected morphometric characteristics of the lakes under investigation according to Jańczak (1997); in parentheses, the surface areas of the lakes are as given by Choiński (2006). The ‘symbol’ column gives the abbreviated denotations of the lakes which will be used on all the relevant figures.

Table 1.3. Locations and bathymetric sketch-maps of the lakes investigated. The measurement stations are marked (●).

Table 2.1. Periods and numbers of bio-optical measurements performed in various Pomeranian lakes during the growing seasons in 2004–2010.

Table 2.2. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of chlorophyll *a* concentrations,  $C_a$ , and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

Table 2.3. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of SPM concentrations,  $C_{\text{SPM}}$ , and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

Table 2.4. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of the coefficient of light absorption by CDOM  $a_{\text{CDOM}(440)}$  and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

Table 2.5. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of Secchi disc visibility  $z_{\text{SD}}$  and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

Table 2.6. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance  $K_{d, \text{PAR}}$  and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

- Table 2.7. Chlorophyll  $a$  concentrations,  $C_a$ , SPM concentrations,  $C_{\text{SPM}}$ , light absorption by CDOM  $a_{\text{CDOM}}$ , Secchi depths  $z_{\text{SD}}$  and the total number of measurements  $N$  made in lakes in different parts of the world.
- Table 2.8. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of the mass concentration of particulate organic matter  $C_{\text{POM}}$  and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.
- Table 2.9. Ranges of variability, mean values and standard deviations SD of the mass concentration of particulate inorganic matter  $C_{\text{PIM}}$  and the total number of measurements  $N$  made in the euphotic zone of Pomeranian lakes.
- Table 2.10. Relationships between the mass concentration of all SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , and POM,  $C_{\text{POM}}$ , determined for the euphotic zone of lakes of different trophic types and for all the investigated Pomeranian lakes taken together.
- Table 2.11. Relationships between the mass concentration of all SPM,  $C_{\text{SPM}}$ , and PIM,  $C_{\text{PIM}}$ , determined for the euphotic zone of lakes of different trophic types and for all the investigated Pomeranian lakes taken together.
- Table 2.12. Relationships between the mass concentration of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and the SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , determined for the euphotic zone of lakes of different trophic types and for all the investigated Pomeranian lakes taken together.
- Table 2.13. Relationships between the mass concentration of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , and the POM concentration,  $C_{\text{POM}}$ , determined for the euphotic zone of lakes of different trophic types and for all the investigated Pomeranian lakes taken together.
- Table 2.14. Comparison of the relations between the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , and the total SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , together with the coefficient of determination  $R^2$  and the total number of measurements made  $N$  for lakes in Scandinavia and Estonia.
- Table 2.15. Ratio of the mass concentrations of POM to the total SPM concentration,  $C_{\text{POM}}/C_{\text{SPM}}$ , in the euphotic zone of Pomeranian lakes.
- Table 2.16. Ratio of the mass concentrations of chlorophyll  $a$  to the total SPM concentration,  $C_a/C_{\text{SPM}}$ , in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

- Table 2.17. Ratio of the mass concentrations of chlorophyll *a* to the POM concentration,  $C_a/C_{\text{POM}}$ , in the euphotic zone of Pomeranian lakes.
- Table 2.18. Regression equations between the magnitudes characterizing the penetration of light in water and OAC concentrations and the corresponding coefficients of determination  $R^2$  obtained from measurements made in the surface waters of Pomeranian lakes in 2004–2010. The units used in the equations are  $C_{\text{SPM}}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ],  $a_{\text{CDOM}(440)}$  [ $\text{m}^{-1}$ ],  $z_{\text{SD}}$  [ $\text{m}$ ],  $K_{d,\text{PAR}}$  [ $\text{m}^{-1}$ ].
- Table 2.19. Empirical formulas describing the relationships between OAC concentrations and the magnitudes characterizing the penetration of light in water as well as the corresponding coefficients of determination and the total number of measurements  $N$ , obtained by various authors in inland waters in other parts of the world and in the Baltic Sea. The units used in the equations are  $C_{\text{SPM}}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ],  $a_{\text{CDOM}(440)}$  [ $\text{m}^{-1}$ ],  $z_{\text{SD}}$  [ $\text{m}$ ],  $K_{d,\text{PAR}}$  [ $\text{m}^{-1}$ ].
- Table 3.1. Pigments identified using HPLC and their division into the principal pigment groups: chlorophyll *a*, chlorophyll *b*, chlorophyll *c*, photosynthetic carotenoids PSC and photoprotecting carotenoids PPC.
- Table 3.2. Sampling sites and numbers of water samples taken for determination of the pigment content in phytoplankton from Pomeranian lakes in 2006–2009.
- Table 3.3. Regression equations between the concentration of the main groups of pigments and the concentration of chlorophyll *a*,  $C_{\text{chl } a \text{ tot}}$ , obtained from the authors measurements in Pomeranian lakes in 2006–2010.
- Table 3.4. Mean values and standard deviations SD of the relative concentrations of the various pigments (referred to the total concentration of all pigments measured), present in phytoplankton from the surface waters of Pomeranian lakes.
- Table 3.5. Mean values and standard deviations SD of the relative concentrations of the various pigments (referred to the chlorophyll *a* concentration,  $C_{\text{chl } a \text{ tot}}$ , present in phytoplankton from the surface waters of Pomeranian lakes.
- Table 4.1. The number of coefficients of light absorption by CDOM measured in the waters of various Pomeranian lakes in 2004–2010.
- Table 4.2. The range of variability, mean values and standard deviation of the mean slope of the absorption spectrum  $S_{\text{CDOM}}$ , measured in the euphotic zone of Pomeranian lakes.

Table 5.1. The number of coefficients of light absorption by SPM measured in the waters of Pomeranian lakes in 2004–2010.

Table 5.2. Parameters characterizing the spectra of mass-specific coefficients of light absorption by non-algal particles in surface waters of Pomeranian lakes:  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm) – mass-specific coefficient of light absorption for  $\lambda = 443$  nm;  $S_{\text{NAP}}$  – slope of the absorption spectrum,  $N$  – number of empirical spectral data.

Table 5.3. Statistically averaged parameters of spectra of mass-specific coefficients of light absorption by non-algal particles in the waters of various basins:  $a_{\text{NAP}}^{*(\text{SPM})}$  (443 nm) – mass-specific coefficient of light absorption for  $\lambda = 443$  nm;  $S_{\text{NAP}}$  – slope of the spectrum of the mass-specific coefficient of light absorption.

Table 5.4. The position of the maximum in the absorption spectrum of selected phytoplankton pigments  $\lambda_{\text{max}}$  [nm].

Table 5.5. The constants obtained as a result of approximating the relationship  $a_{ph}^*(\lambda)$  vs.  $C_a$  with the equation  $a_{pl}^*(\lambda) = A(\lambda)(C_a)^{-B(\lambda)}$ .

Table 5.6. Relative errors of the approximation of spectral coefficients of absorption estimated with the aid of: A – the parameterization by Ficek et al. (2009), B – the parameterization by Bricaud et al. (1995).

Table 6.1. Number of coefficients of scattering and backscattering in Pomeranian lakes measured in 2009–2010.

Table 6.2. Parameters  $A_1$  and  $B_1$  as well as  $A_2$  and  $B_2$  of equations (6.7a) and (6.7b) describing, for 9 wavelengths, the dependence of the scattering coefficient  $b_p$  on the SPM concentration,  $C_{\text{SPM}}$ , and the chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , respectively. These relationships were obtained from measurements made in surface waters of Pomeranian lakes.

Table 6.4. Regression equations between coefficients of scattering  $b_p$  and backscattering  $b_{b,p}$  of light by SPM and SPM concentrations and the corresponding coefficients of determination  $R^2$  obtained from measurements made in surface waters of Pomeranian lakes in 2009–2010. The units used in the equations are  $C_{\text{SPM}}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_{\text{POM}}$  [ $\text{g m}^{-3}$ ],  $C_a$  [ $\text{mg m}^{-3}$ ].

Table 6.5. Statistically averaged parameters of spectra of mass-specific coefficients of light scattering by SPM in the waters of various basins:  $b_p^{*(\text{SPM})}$  – mass-specific coefficient of light scattering for  $\lambda = 555$  nm;  $\eta$  – slope of the spectrum of the light scattering coefficient (see eq. (6.6)).

- 
- Table 7.1. Number of measurements of underwater light fields made in Pomeranian lakes during ice-free periods in 2004–2010.
- Table 7.2. Values of  $K_{d,PAR}(z)$  for different water layers in Lake Jeleń measured on 21.09.2009, and the corresponding values of  $C_a$ ,  $C_{SPM}$ ,  $a_{CDOM}(440\text{ nm})$ .
- Table 7.3. Algorithms for the remote estimation of OAC concentrations in waters of Types I and II (Morel & Prieur, 1977).
- Table 7.4. Comparison of the relationship between model values determined from the remote reflectance spectrum  $R_{rs}(\lambda)$  with those measured in Pomeranian lakes: concentration of chlorophyll  $a$ ,  $C_a$ , SPM concentration,  $C_{SPM}$ , coefficient of absorption by CDOM  $a_{CDOM}(440)$ . The data obtained in the humic Lake Pyszne are included in the analyses shown in lines 11–13.
- Table 7.5. Relative errors in the estimation of chlorophyll  $a$  concentration,  $C_a$ , SPM concentration,  $C_{SPM}$ , and coefficient of light absorption by CDOM,  $a_{CDOM}(440\text{ nm})$ , determined from remote reflectance spectra with the aid of eqs. (7.8), (7.9) and (7.10) respectively.