

Piotr Gierszewski

HYDROMORFOLOGICZNE UWARUNKOWANIA
FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU
ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO



Warszawa
2018

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polska Akademia Nauk



PRACE GEOGRAFICZNE

255. Bednarek-Szczepańska M., Dmochowska-Dudek K., 2017, *Syndrom NIMBY na obszarach wiejskich w Polsce. Uwarunkowania i specyfika konfliktów wokół lokalizacji niechcianych inwestycji*, 149 s., 71 ryc., 17 tab.
256. Korcelli-Olejniczak E., Kozłowski S., Bierzyński A., Piotrowski F., 2017, *Region Metropolitalny Warszawy – studia miast średniej wielkości*, 128 s., 26 ryc., 13 tab., 26 fot.
257. Taylor Z., Ciechański A., 2017, *Deregulacja i przekształcenia przedsiębiorstw transportu lądowego w Polsce na tle polityki spójności UE*, 270 s., 42 ryc., 34 tab.
258. Rosik P., Pomianowski W., Goliszek S., Stępiak M., Kowalczyk K., Guzik R., Kołoś A., Komornicki T., 2017, *Multimodalna dostępność transportem publicznym gmin w Polsce (MULTIMODACC)*, 303 s., 166 ryc., 41 tab.
259. Matuszkiewicz J.M., Solon J., Kowalska A., Wolski J., Affek A., Degórski M., Grabińska B., Kozłowska A., Plit J., Pawlicki R.W., 2017, *Historyczne zmiany pokrywy leśnej na pograniczu mazursko-kurpiowskim w aspekcie rozwoju zrównoważonego krajobrazu*, 402 s. + 1 wklejka, 182 ryc., 63 tab.
260. Śleszyński P., Bański J., Degórski M., Komornicki T., 2017, *Delimitacja Obszarów Strategicznej Interwencji państwa: obszarów wzrostu i obszarów problemowych*, 296 s., 72 ryc., 18 tab.
261. Stępiak M., Wiśniewski R., Goliszek S., Marcińczak S., 2017, *Dostępność przestrzenna do usług publicznych w Polsce*, 356 s., 141 ryc., 52 tab.
262. Degórska B., 2017, *Urbanizacja przestrzenna terenów wiejskich na obszarze metropolitalnym Warszawy. Kontekst ekologiczno-krajobrazowy*, 175 s., 53 ryc., 10 tab.
263. Kuchcik M., 2017, *Warunki termiczne w Polsce na przełomie XX i XXI wieku i ich wpływ na umieralność*, 279 s., 98 ryc., 52 tab.
264. Chmielewski T.J., Śleszyński P., Chmielewski Sz., Kułak A., 2018, *Ekologiczne i fizjonomiczne koszty bezładu przestrzennego*, 128 s.
265. Kaczmarek H., 2018, *Ewolucja strefy brzegowej nizinnych zaporowych zbiorników wodnych w warunkach dużych wahań poziomu wody na przykładzie Zbiornika Jeziorsko na Warcie*, 132 s., 58 ryc., 6 tab.
266. *Studia nad regionalizacją fizycznogeograficzną Polski*, pod red. M. Kistowskiego, U. Mygi-Piątek, J. Solona, 2018, 278 s., 86 ryc., 19 tab.
267. Rosik P., Komornicki T., Goliszek S., Śleszyński P., Szarata A., Szejgiec-Kolenda B., Pomianowski W., Kowalczyk K., 2018, *Kompleksowe modelowanie osobowego ruchu drogowego w Polsce. Uwarunkowania na poziomie gminnym*, 242 s., 164 ryc., 54 tab.

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO
POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 268

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 268

HYDROMORPHOLOGICAL CONDITIONS
OF THE FUNCTIONING OF THE WŁOCŁAWEK
RESERVOIR GEO-ECOSYSTEM

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO
POLSKA AKADEMIA NAUK

Piotr Gierszewski

HYDROMORFOLOGICZNE UWARUNKOWANIA
FUNKCJONOWANIA GEOEKOSYSTEMU
ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO



WARSZAWA 2018

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk
Jan Matuszkiewicz, Jerzy J. Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

Recenzja: Ryszard Krzysztof Borówka, Paweł Prokop



ADRES REDAKCJI PRAC GEOGRAFICZNYCH

IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Warszawa 2018

PL ISSN 0373–6547
ISBN 978–83–61590–67–5

Łamanie wykonano w IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa

Druk i oprawa: Poligrafia Salezjańska
ul. Bałuckiego 8, 30-318 Kraków

SPIS TREŚCI

1. Wstęp	7
1.1. Lokalny i globalny wymiar oddziaływania zapór i zbiorników zaporowych na środowisko	7
1.2. Abiotyczne uwarunkowania funkcjonowania ekosystemu zbiorników zaporowych ze szczególnym uwzględnieniem procesów hydrologicznych.....	13
1.3. Stan badań środowiska abiotycznego Zbiornika Włocławskiego.....	19
1.4. Cel badań	21
2. Charakterystyka metod badań i wykorzystanych materiałów dokumentacyjnych.....	25
2.1. Badania terenowe	25
2.2. Metody badań laboratoryjnych	27
2.3. Dane źródłowe i metody opracowania danych	28
2.3.1. Charakterystyka danych źródłowych	28
2.3.2. Kartograficzne metody analiz przestrzennych	29
2.3.3. Metodyka interpretacji analiz uziarnienia i interpretacji dynamiki środowiska depozycyjnego	29
2.3.4. Analizy i symulacje komputerowe, statystyczne opracowanie wyników badań.....	30
3. Charakterystyka fizycznogeograficzna Zbiornika Włocławskiego i jego bezpośredniego otoczenia.....	31
4. Charakterystyka hydrologiczna dolnej Wisły w okresie funkcjonowania zbiornika	43
4.1. Zmienność przepływów dolnej Wisły w okresie funkcjonowania stopnia wodnego	43
4.2. Zmienność stanów wody	53
4.3. Reżim wymiany wody	58
4.4. Wpływ funkcjonowania stopnia wodnego na transformację reżimu hydrologicznego Wisły	63
5. Zjawiska hydrodynamiczne	75
5.1. Falowanie wiatrowe	76
5.2. Charakterystyka prędkości i kierunków przepływu wody w zbiorniku	80
6. Kształtowanie się właściwości fizyczno-chemicznych wody w warunkach spiętrzenia rzeki.....	89
6.1. Zróżnicowanie koncentracji jonów podstawowych i ogólnej mineralizacji wody 91	
6.2. Charakterystyka warunków tlenowych	96
6.3. Zróżnicowanie koncentracji substancji biogenicznych	98
6.4. Zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wody w pionie.....	105
6.5. Przestrzenne układy zróżnicowania właściwości fizyczno-chemicznych wody ..	109
7. Cechy zawiesiny i zróżnicowanie wielkości zmaczenia w Zbiorniku Włocławskim	115
7.1. Zróżnicowanie składu i uziarnienia zawiesiny.....	116
7.2. Przestrzenna i czasowa zmienność wielkości zmaczenia	126
8. Osady denne w profundalu zbiornika	141
8.1. Charakterystyka litologiczna osadów dennych i ich przestrzenne zróżnicowanie	141
8.2. Litodynamika środowiska depozycyjnego	151
8.3. Wielkość i zasięg resuspensji osadów	155
8.4. Miąższość osadów dennych.....	162

9. Geogeniczne i antropogeniczne uwarunkowania koncentracji metali ciężkich w osadach dennych	167
10. Podsumowanie	183
Literatura	187
Hydromorphological conditions of the functioning of the Włocławek Reservoir geoecosystem – Summary	212

1. WSTĘP

1.1. LOKALNY I GLOBALNY WYMIAR ODDZIAŁYWANIA ZAPÓR I ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH NA ŚRODOWISKO

Pierwsze zapory wodne pojawiły się najprawdopodobniej przed 3000 lat p.n.e. w nadrzecznych cywilizacjach Mezopotamii i Egiptu (Mays 2010; Tamburrino 2010). Jednak to dopiero postęp w dziedzinie budownictwa w XX wieku spowodował, że stały się one nieodłącznym elementem ekosystemów rzecznych na całym świecie. Dokładna liczba funkcjonujących współcześnie zapór jest trudna do oszacowania. W rejestrze Komisji ds. Wielkich Zapór (ICOLD) zestawione są tylko tzw. wielkie zapory, za które uznaje się obiekty o wysokości piętrzenia powyżej 15 m lub mniejsze, ale umożliwiające retencję w zbiornikach, co najmniej 3 mln m³ wody. Zapór o takiej wielkości funkcjonuje najprawdopodobniej około 50 tysięcy. Trudno jest natomiast określić liczbę mniejszych obiektów. Przyjmuje się, że istnieje ponad 100 tys. zapór tworzących zbiorniki o pojemności do 100 tys. m³ oraz miliony mniejszych budowli piętrzących (Lempérière 2006). Według różnych szacunków całkowita powierzchnia zbiorników zaporowych na świecie wynosi od około 400 tys. do 1,5 mln km² (Shiklomanov 1993; St. Louis i in. 2000). Ich pojemność retencyjna w 2000 roku wynosiła około 8,3 tys. km³, z czego na zbiorniki utworzone przez wielkie zapory przypadało 98%. Na początku XX wieku pojemność funkcjonujących zbiorników wynosiła najprawdopodobniej około 15 km³ (Avakian 1998). Te dwie liczby dobrze pokazują jak wielki wpływ miała budowa zapór na dynamikę zmian zachodzących w ekosystemach rzecznych w XX wieku (Avakian i in. 1987; Chao i in. 2008; ICOLD, 2007).

Przegradzanie rzek zaporami i przekształcenie środowiska rzeczno-jeziornego na pewnym odcinku w zbiornik wodny typu jeziornego uznawane jest za jeden z najbardziej znaczących przejawów ingerencji człowieka w funkcjonowanie środowiska przyrodniczego, a ekosystemów wodnych w szczególności (Graff 1999; Nilsson i in. 2005). Wpływ pojedynczej, nawet niewielkich rozmiarów zapory na środowisko ma charakter lokalny. Powszechność występowania zapór na świecie powoduje, że ich oddziaływanie na środowisko już dawno przekroczyło ten wymiar, a w wielu przypadkach jest ono ponadregionalne.

Efekty funkcjonowania zbiorników zaporowych powinny być rozpatrywane w aspekcie gospodarczym, społecznym i przyrodniczym. O ile ich wpływ na rozwój społeczno-gospodarczy regionów uznawany jest za pozytywny, to w przypadku ich oddziaływania na środowisko przyrodnicze przeważają zmiany negatywne (tab. 1.1).

Tabela 1.1. Przykłady pozytywnych i negatywnych efektów funkcjonowania zapór i zbiorników zaporowych

Efekty pozytywne	Efekty negatywne
Rozwój hydroenergetyki – produkcja tzw. „zielonej” energii	Migracje – wraz z towarzyszącymi im problemami społecznymi, gospodarczymi i zdrowotnymi (wysiedlenia z obszarów przeznaczonych pod zatopienie, zasiedlanie nowych terenów nad zbiornikiem)
Zwiększenie retencji	Pogorszenie warunków życia ludności
Zapewnienie wody do nawodnień	Problemy zdrowotne związane z rozprzestrzenianiem się chorób przenoszonych przez wodę
Ochrona przed powodzią	Utrata wartości estetycznych krajobrazu
Zaopatrzenie ludności w wodę	Utrata wartości kulturowych
Obniżenie kosztów oczyszczania wody	Utrata gruntów rolnych i leśnych
Poprawa warunków nawigacyjnych	Koszty związane z rekompensatami finansowymi za utracone grunty, nieruchomości i zyski z prowadzonej działalności gospodarczej
Zwiększenie połowów ryb	Zanik terenów zalewowych i ekotonów lądowych/wodnych
Rozwój akwakultury	Zanik cennych biotopów nadrzecznych
Nowe możliwości rozwoju turystyki i rekreacji	Zmniejszenie różnorodności biologicznej w zbiorniku i rzece poniżej zapory (zanikanie gatunków rzecznych)
Wzrost zamożności społeczności lokalnej	Ograniczenie (zanik) migracji ryb
Tworzenie nowych miejsc pracy	Zmniejszenie różnorodności biologicznej obszarów lądowych wokół zbiorników
Wpływ na bioróżnorodność (nowe gatunki)	Zmniejszenie wielkości i wzrost zmienności przepływów wody poniżej zapory
	Zmiany przebiegu temperatury wody w cyklu rocznym poniżej zapory
	Zmniejszenie koncentracji zawiesiny w zbiorniku i poniżej zapory
	Zmniejszenie koncentracji tlenu w naddennych warstwach wody w zbiorniku i bezpośrednio poniżej zapory
	Wzrost stężenia H ₂ S i CO ₂ w naddennych warstwach wody zbiornika
	Zazwyczaj pogorszenie jakości wody w zbiorniku
	Emisja gazów cieplarnianych z osadów zalegających na dnie zbiorników

Źródło: M. Straškraha, J.G. Tundisi (1999) oraz J.G. Tundisi T.M. Tundisi (2012)

Rzeki to bardzo złożone i dynamiczne ekosystemy, w których komponenty abiotyczne i biotyczne wchodząc we wzajemne interakcje zmieniają się stopniowo od źródeł do ujścia. Szczególnie ważna z punktu widzenia funkcjonowania tych ekosystemów jest zmienność parametrów hydromorfologicznych, które w bezpośredni sposób wpływają na biologiczne właściwości ekosystemu rzecznego

(Pringle 2001; Ward i in. 2002; Corenblit i in. 2015). Relacje między czynnikami hydromorfologicznymi, które wpływają na zachowanie ciągłości procesów fluwialnych w skali zlewni rzecznej zostały przedstawione w formie klasycznych modeli geomorfologicznych (Leopold, Langbein 1964; Schumm 1977). Modele te posłużyły później do opracowania ekologicznych koncepcji funkcjonowania rzek, wyjaśniających ciągłość procesów ekologicznych i gradientową zmienność środowiska rzecznoego. Najważniejszą z nich była niewątpliwie koncepcja kontinuum rzecznoego (*River Continuum Concept* – RCC) zaproponowana przez Vannote i in. (1980). W rzeczywistości ciągłość funkcjonowania ekosystemów rzecznych zakłócana jest przez wiele czynników i procesów, tak naturalnych, jak i antropogenicznych. Spiętrzenie wód rzecznych zaporą jest niewątpliwie najbardziej spektakularnym przykładem przerwania kontinuum rzecznoego.

Zabudowa rzek setkami tysięcy zapór doprowadziła do tego, że więcej niż 50% dużych rzek na świecie utraciło ciągłość (Straškraba i in. 1993a; Ward, Stanford 1995). W znaczący sposób zmieniła się wielkość i cechy odpływu rzecznoego, czego konsekwencją są też poważne zmiany biofizyczne w systemach rzecznych (Vörösmarty i in. 1997). Największa fragmentacja systemów fluwialnych występuje w strefie umiarkowanej półkuli północnej, gdzie ponad 75% rzek zostało zabudowanych nie tylko pojedynczymi zaporami, ale również kaskadami zbiorników (Dynesius, Nilsson 1994; Graf 1999). Oddziaływanie zapór w wymiarze lateralnym i wertykalnym na zmiany właściwości ekosystemu rzecznoego w profilu podłużnym wyjaśnia koncepcja seryjnej nieciągłości (*Serial Discontinuity Concept* – SDC) (Ward, Stanford 1983). Zgodnie z koncepcją SDC oddziaływanie zapory przerywującej ciągłość ekosystemu rzeki, przesuwa kontinuum w kierunku jej ujścia.

Fragmentacja systemów rzecznych zaporami uniemożliwia swobodne przemieszczanie się organizmów, modyfikuje reżim przepływu oraz reżim termiczny i chemiczny rzeki poniżej zapory i w zbiorniku, powodując drastyczną zmianę warunków transportu klastycznego rumowiska rzecznoego (m.in. Vörösmarty i in. 2010; Liermann i in. 2012). Funkcjonowanie zapór spowodowało, że aż 54% odpływu rzecznoego na świecie jest odpływem regulowanym przez człowieka (Nilsson i in. 2005). Od 1960 roku objętość wody zatrzymywanej przez zapory w zbiornikach wzrosła czterokrotnie, co spowodowało, że objętość wody zgromadzonej w zbiornikach zaporowych jest od trzech do sześciu razy większa niż w korytach rzek niespiętrzonych (WWAP 2003). Retencja zbiornikowa, której wielkość jest szacowana na około 31% rocznego odpływu rzecznoego na świecie, ale również straty wody (około 5% globalnego odpływu) wynikające z dużej intensywności parowania z powierzchni zbiorników zaporowych zmieniają nie tylko obieg wody na kuli ziemskiej, ale wpływają także na obniżenie poziomu wody w oceanach (Chao 1991; Vörösmarty i in. 1997; Shiklomanov 2000). W niektórych regionach świata parowanie wody ze zbiorników, może się przyczynić do zmniejszenia zasobów wodnych. Wzrostowi objętości wody zretencjonowanej w zbiornikach zaporowych położonych w wysokich szerokościach geograficznych przypisywane są nawet zmiany prędkości obrotu Ziemi i jej pola grawitacyjnego (Chao 1995).

Skutkiem retencji jest również charakterystyczny dla zbiorników zaporowych proces starzenia się wody (*aging water*). Naturalny, średni czas przebywania wody w korytach rzek pozbawionych zbiorników zaporowych jest szacowany na około 0,5 miesiąca. W przypadku rzek spiętrzonych zbiornikami średnia globalna długość czasu przebywania wody w systemach rzecznych wzrasta do 2 miesięcy, a w przypadku niektórych nawet 3 miesięcy (Vörösmarty i in. 1997). Konsekwencją tego zjawiska są między innymi zmiany składowych bilansu wodnego zlewni, reżimu przepływu, zmiany wielkości transportowanego ładunku zawiesiny. Retencją wody w zbiornikach i zachodzącą w nich przemiany biogeochemiczne wpływają nie tylko na zmianę właściwości fizycznych i chemicznych wody w zbiorniku i poniżej zapory, ale wpływają również na przebieg cykli biogeochemicznych (Friedl, Wüest 2002).

Za główne przyczyny zmian właściwości fizyczno-chemicznych wody na spiętrzonych zaporami odcinkach rzek uznaje się wydłużenie czasu retencji i zmniejszenie prędkości przepływu wody (Petts 1986; Straškraba, Tundisi 1999). Procesy te oraz warunki hydrodynamiczne panujące w zbiorniku zaporowym wpływają na przemiany biogeochemiczne oraz warunki sedymentacji i obiegu materii zawieszonyj i rozpuszczonej, a także na podatność zbiorników na zanieczyszczenie i ich zdolność do samooczyszczania (Artola i in. 1995; Kawara i in. 1998; Kronvang i in. 1999; Wagner, Zalewski 2000; Wei i in. 2009). Właściwości chemiczne wody zależą między innymi od głębokości zbiornika. W głębokich akwenach w warstwie hypolimnionu panują zazwyczaj warunki anaerobowe. W takim środowisku, w wodzie naddennej i interstycjalnej, zachodzi beztlenowy rozkład materii organicznej, któremu towarzyszy wytwarzanie siarkowodoru, metanu, dwutlenku węgla, a z osadów dennych wydzielane są m.in.: żelazo, mangan, fosforany, jon amonowy (Petts 1986). W głębszych partiach zbiorników stratyfikowanych stwierdzone są również podwyższone stężenia wapnia, wodorowęglanów, krzemianów oraz biodostępnych form azotu i fosforu. Wiązać to należy z brakiem fitoplanktonu asymilującego sole biogenne w strefie trofolitycznej (Sobczyński, Joniak 2008). W strefie trofogenicznej zbiorników głębokich i w zbiornikach płytkowodnych gdzie panują korzystne warunki dla rozwoju fitoplanktonu, dochodzi do wzrostu pH obniżenia stężeń substancji biogenicznych, w tym przede wszystkim biodostępnych form azotu i fosforu i zjonizowanej krzemionki (Petts 1986; Ahearn i in. 2005). W przypadku zbiorników głębokowodnych, charakteryzujących się dużym zróżnicowaniem właściwości chemicznych wody w pionie, jakość wody poniżej zapory zależy od tego czy jest ona przepuszczana przelewem powierzchniowym czy upustem dennym. W pierwszym przypadku może ona być lepsza od jakości wody rzecznej dopływającej do zbiornika. W przypadku zrzutu wód naddennych jakość wody poniżej zapory jest zazwyczaj gorsza od jakości wody w rzece powyżej zbiornika (Petts 1986).

Wyniki dotychczasowych badań wykazały, że wpływ zbiorników zaporowych na transformację właściwości chemicznych wód rzecznych jest niejednoznaczny. Zmiany jakości wody są różnokierunkowe i w znacznym stopniu zależne od charakteru samego zbiornika, jak i rzeki, na której został on utworzony (m. in. Crisp 1977; Woyciechowska, Dojlido 1982; Wróbel,

Szczęśny 1983; Petts 1986; Dojlido 1995; Ahearn i in. 2005; Zhao i in. 2013; Soja, Wiejaczka 2014). Wpływ zbiornika, na jakość wody może się zmieniać również w ciągu roku oraz w całym okresie jego funkcjonowania (Wei i in. 2009). Ogólna prawidłowość wskazuje jednak na to, że zbiorniki funkcjonujące w obszarach górskich zasilane są najczęściej wodą dobrej jakości, z niską zawartością soli biogenicznych i materii organicznej. Charakteryzują się one małym zróżnicowaniem właściwości chemicznych wody w profilu podłużnym i reprezentują typ oligotroficzny. Ich funkcjonowanie wpływa zazwyczaj na poprawę jakości wody (m. in. Straškraba, Tundisi 1999; Tundisi; Tundisi 2012). Duża część rzek w obszarach nizinnych, szczególnie w swoich dolnych biegach, prowadzi wody niskiej jakości. Zlokalizowane na nich zbiorniki zaporowe są najczęściej odbiornikami dużych ładunków substancji biogenicznych oraz innych zanieczyszczeń dopływających z dużego obszaru zlewni (Kasza 1995; Kajak 1995; Wiatkowski, Czerniawska-Kusza 2009). Charakteryzują się one zazwyczaj dużym zróżnicowaniem przestrzennym jakości wody i wysoką trofią. W wyniku dużej produktywności biologicznej w zbiornikach tych zachodzi intensywne akumulacja materiału organicznego, którego rozkład prowadzi do anoksji w naddennej warstwie wody (Tundisi, Tundisi 2012). Mniejsze, w porównaniu z rzekami, zdolności zbiorników zaporowych do samooczyszczania wpływają, szczególnie w przypadku zbiorników funkcjonujących na zanieczyszczonych środkowych i dolnych odcinkach rzek, na pogorszenie jakości wody (Zhang i in. 2010). Do szczególnie dużego pogorszenia jakości wody dochodzi w płytkich zbiornikach nizinnych charakteryzujących się długim czasem wymiany wody, gdzie rozwijają się niebezpieczne zakwity sinicowe (Grabowska 2012). Należy podkreślić, że największe problemy z niską jakością wody pojawiają się w zbiornikach utworzonych na rzekach charakteryzujących się wysokimi stężeniami substancji biogennych i organicznych oraz zanieczyszczeń związanych z działalnością przemysłową i rolniczą (Kajak 1998).

Bardzo duże konsekwencje ma akumulacja rumowiska rzeczno-głazowego w czasach zbiorników, która jest szacowana na ponad 1 mld ton (Syvitsky i in. 2005). Proces ten odpowiada za erozję koryta rzeczno-głazowego poniżej zbiorników zaporowych oraz erozję wybrzeży morskich w pobliżu ujść rzecznych (Babiński 2002). Zmniejszenie wielkości ładunku materiału klastycznego docierającego do mórz oraz dostawy zawiesiny rzecznej, zasobnej w substancje biogeniczne, na powierzchnię dno dolin rzecznych zmniejsza produktywność tych obszarów (Ittekkot i in. 2000; McAllister i in. 2000).

Mimo, że wiedza na temat negatywnych skutków funkcjonowania zapór i zbiorników zaporowych na środowisko dolin rzecznych jest coraz większa, co znalazło wyraz w Raplocie Światowej Komisji ds. Zapór (*World Commission on Dams – WCD*, 2000), to tempo budowy nowych obiektów jest cały czas znaczące. Wynika to z rosnącego zapotrzebowania na energię elektryczną oraz wodę potrzebną do nawodnień. Rozwój hydroenergetyki, zdaniem jej zwolenników, przyczynia się do ograniczenia zużycia paliw kopalnych, co w efekcie przekłada się na mniejszą emisję gazów cieplarnianych oraz pyłów do atmosfery (Brown i Ulgiati 2001; Koch 2002; Söderholm, Strömberg 2003; Chudy Ł. 2004; Nowicki i in. 2005). Od końca XX wieku coraz częściej podkreślane jest jednak znaczenie

zbiorników zaporowych jako źródeł emisji gazów cieplarnianych (Rosenberg 1997). Szacuje się, że odpowiadają one za 4-7% całkowitej emisji antropogenicznej gazów cieplarnianych (Barros i in. 2011; St. Louis i in. 2000). Choć jest to wartość znacząca, to wielkość emisji gazów cieplarnianych przy wytwarzaniu energii elektrycznej w hydroelektrowniach jest jednak cały czas mniejsza niż w elektrowniach ciepłych. Odnosi się to przede wszystkim do kompleksów hydroenergetycznych o dużej gęstości mocy (ilość mocy na jednostkę ilorazu objętości i powierzchni zbiornika w $W \cdot m^{-2}$) (dos Santos i in. 2006).

Szacuje się, że w budowie, bądź w fazie projektowania jest obecnie na świecie około 3700 zapór o funkcji hydroenergetycznej. Ich powstanie zwiększy o prawie 21% liczbę dużych rzek o przekształconym przez człowieka ustroju hydrologicznym (Zarfl i in. 2015). Liczba budowanych i projektowanych obiektów o innym przeznaczeniu nie jest dokładnie znana. Z drugiej strony rosnąca świadomość, co do negatywnego wpływu zapór na środowisko, a często również bezpośrednio na ludzi uaktywniła ruchy społeczne postulujące ich likwidację. Dyskusja na ten temat toczy się również w Polsce (Kornijów 2011). Likwidacja zapór na większą skalę rozpoczęła się w Stanach Zjednoczonych już w latach 80. Usuwane były jednak przede wszystkim obiekty małe i stare, głównie ze względów bezpieczeństwa i ekonomicznych (Doyle i in. 2008; Habel, Babiński 2016). Szacuje się, że z tych powodów zlikwidowano do tej pory w USA około 1200 zapór (Bellmore i in. 2017). Podejmując decyzję o likwidacji zapory należy się liczyć z nie do końca rozpoznanymi geomorfologicznymi i ekologicznymi skutkami takich działań (Bellmore i in. 2017; Stanley, Doyle 2003).

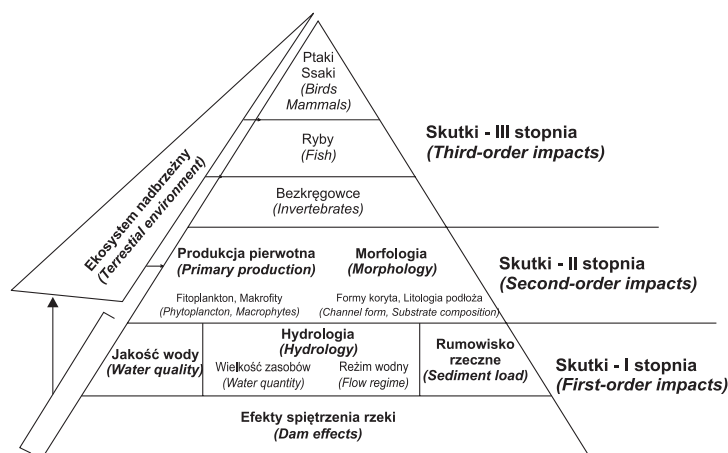
Znaczenie oddziaływania dużych zbiorników zaporowych na środowisko rzek i dolin rzecznych jest w Polsce zdecydowanie mniejsze niż na świecie. Jest to niewątpliwie związane z relatywnie małą ilością dużych zapór (69) w Polsce. Pod tym względem zajmujemy 40. miejsce na świecie i 16. w Europie. Zbiorniki o pojemności większej od 2 mln m^3 mogą łącznie zmagazynować około 4 mld m^3 wody, co stanowi zaledwie 6% średniego odpływu rocznego rzek Polski. Potencjalne możliwości retencji zbiornikowej nie są dużo większe, jednak nie przekraczają 15% średniego odpływu w roku (Stan..., 1996). Wielkość retencji zbiornikowej wynosząca 60 m^3 na osobę jest w Polsce ponad 20-krotnie mniejsza od średniej światowej. Mimo, że na ekosystemy wód płynących często większy wpływ niż zbiorniki zaporowe wywierają inne rodzaje oddziaływania antropogenicznego, to rola tych ostatnich jest powodem wielu sporów w kwestii budowy kolejnej zapory na dolnej Wiśle (m.in. Szymczuk 2008; Żelaziński 2011; Mikulski i in. 2018).

Zbiorniki zaporowe to geoekosystemy charakteryzujące się wyjątkowo dużym indywidualizmem. Wpływają na to złożone procesy przyrodnicze i oddziaływania antropogeniczne zachodzące w zlewniach rzecznych, które w bezpośredni i pośredni sposób oddziałują na te obiekty. Także cechy samych zbiorników wynikające z lokalnych uwarunkowań przyrodniczych, wielkość zapory oraz charakter funkcji samego zbiornika powodują, że ich funkcjonowanie oraz wpływ na ekosystem rzeki jest specyficzny dla poszczególnych obiektów. Mimo, że istnieją pewne uniwersalne prawidłowości związane

z funkcjonowaniem zapór i zbiorników zaporowych, to trudno jest w przypadku tych obiektów stosować jednolite podejścia do wyjaśnienia problemów związanych z ich oddziaływaniem na ekosystem rzeki.

1.2. ABIOTYCZNE UWARUNKOWANIA FUNKCJONOWANIA EKOSYSTEMU ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM PROCESÓW HYDROLOGICZNYCH

Wpływ zapór i zbiorników zaporowych na środowisko rzeki i jej doliny ma bardzo zróżnicowany charakter, a jego efekty widoczne są zarówno powyżej, jak i poniżej budowli piętrzącej (tab. 1.2). Przekształcenia środowiska rzeczno-ego zachodzą na kilku współzależnych od siebie poziomach (Petts 1984). Jako pierwsze, bezpośrednio po przegrodzeniu rzeki zaporą, widoczne są przekształcenia abiotycznych elementów środowiska (skutki – I stopnia). Ich bezpośrednim następstwem są abiotyczne i biotyczne zmiany w strukturze ekosystemu dna doliny rzecznej dokonujące się w okresie kilku- kilkunastu lat (skutki – II stopnia). Długotrwały i zintegrowany wpływ skutków I i II stopnia wyraża się ilościowo-jakościowymi zmianami fauny zasiedlającej doliny rzecznej oraz zmianami funkcjonowania geosystemów morskich w pobliżu ujścia rzeki (skutki – III stopnia). Większość skutków spiętrzenia rzeki zaporą jest inicjowana zmianami warunków hydrologicznych (Petts 1984; Williams, Wolman 1984; Knighton 1988; Ibáñez i in. 1996; Batalla i in. 2004; Renöfält i in. 2010), (ryc. 1.1).



Ryc. 1.1. Struktura oddziaływania zapory na ekosystemy rzeczne (wg Petts 1984, zmienione)

Fig. 1.1. Impact of the dam on river ecosystems (acc. to Petts 1984, modified)

Tabela 1.2. Skutki wpływu zapór na funkcjonowanie geosystemów rzecznych

Skutki spiętrzenia rzeki		
Powyżej zapory	Skutki – I stopnia	zmiany reżimu hydrologicznego, hydrodynamika akwenu (falowanie, cyrkulacja prądowa)
		modyfikacja reżimu termicznego i lodowego, zmiany klimatu lokalnego
		akumulacja osadów, właściwości geochemiczne osadów
		zmiany jakości wody
		zmiany poziomu wód gruntowych w dolinie
	Skutki – II stopnia	zmiany jakościowo-ilościowe planktonu, peryfitonu, makrofitów
		przekształcenia brzegów i siedlisk nadbrzeżnych
	Skutki – III stopnia	zmiany ilościowo-jakościowe fauny (bezkęgowce, ryby, ptaki, ssaki)
	Poniżej zapory	Skutki – I stopnia
zmiany jakości wody		
deficyt ładunku rumowiska rzecznego		
zmiany poziomu wód gruntowych w dolinie		
modyfikacja reżimu termicznego i lodowego		
Skutki – II stopnia		zmiany jakościowo-ilościowe planktonu, peryfitonu, makrofitów
		zmiany morfologii koryta i równiny zalewowej
		przekształcenia siedlisk nadbrzeżnych
		przekształcenia cykli geochemicznych
Skutki – III stopnia		zmiany ilościowo-jakościowe fauny (bezkęgowce, ryby, ptaki, ssaki)
		zmiany w ujściu rzeki i strefie brzegowej morza

Silne powiązanie procesów przyrodniczych zachodzących w zbiornikach zaporowych z ustrojem hydrologicznym rzeki powoduje, że zmienność przebiegu zjawisk hydrologicznych decyduje o funkcjonowaniu zbiorników w wielu aspektach, w tym o bilansie wodnym, prędkości prądu przepływowego, sposobie cyrkulacji wody, strukturze termicznej i tlenowej oraz dostawie materiału w formie stałej i rozpuszczonej, a przez to również o właściwościach fizyczno-chemicznych wody i osadów dennych (m.in. Avakân i in. 1994; Ędel'stejn 2000). Zmiana warunków transportu rumowiska rzeczno powoduje z kolei modyfikacje, w zakresie tempa i kierunku przebiegu, procesów geomorfologicznych i sedymentologicznych kształtujących dno i brzegi koryta rzeczno poniżej zapory, na obszarze zbiornika i powyżej jego cofki (m. in. Babiński 1994; Phillips 2003; Walling, Fang 2003; Vörösmarty i in. 2003). Przekształcenie parametrów jakości wody, głównie w zakresie dostępności substancji biogenicznych i światła wpływa na warunki rozwoju fitoplanktonu i makrofitów, a w konsekwencji również innych organizmów. W powszechnej opinii zbiorniki zaporowe wpływają na zmniejszenie bioróżnorodności ekosystemu, na co oprócz zmian dynamiki przepływu i jakości wody, wpływa również zatopienie siedlisk, izolacja różnych populacji zwierząt i blokowanie dróg ich wędrówek (Gehrke i in. 1995; Kingsford 2000; Bunn, Arthington 2002). Spiętrzenie wód rzecznych powoduje

podniesienie poziomu bazy erozyjnej oraz bazy drenażu rzeki powyżej zbiornika oraz ich obniżenie wskutek erozji koryta poniżej zapory, co wpływa na istotne przekształcenie zalegania wód podziemnych w dolinie rzeki, przebieg procesów erozji brzegów i ruchów masowych na zboczach doliny (Banach 1977, 1994; Glazik 1978; Grobelska 2006; Kaczmarek 2010).

Ze względu na niestabilność warunków hydrologicznych zmiany stanu ekosystemu zbiornikowego zaznaczają się znacznie wyraźniej niż prawidłowości dynamiki sezonowej procesów ekologicznych (Puchalski 2000).

Największe zmiany w funkcjonowaniu ekosystemów rzecznych widoczne są powyżej zapór, gdzie dochodzi do większego lub mniejszego przekształcenia warunków rzecznych w jeziorne. Decydująca o transporcie rumowiska i aktywności geomorfologicznej moc jednostkowa strumienia rzecznego traci na znaczeniu ustępując miejsca m. in. falowaniu, prądom wiatrowym, gęstościowym. W efekcie w dolnych częściach zbiorników tworzy się, wewnętrzny niezależny od przepływu rzecznego układ cyrkulacji wody (m. in. Denisova i in. 1989; Avakán i in. 1994; Litvinov 2000). Znaczenie prądów przepływowych związanych z dopływem rzeczny w procesie kształtowania cech środowiska wodnego zbiornika jest jednak nadal ważne, szczególnie w jego górnej części, a w przypadku zbiorników reolimnicznych na całej ich długości. Bezpośrednim skutkiem zmienności dopływu wody do zbiornika, przebiegających procesów hydrodynamicznych oraz cech morfologicznych zbiornika jest czasowa i przestrzenna (horyzontalna i pionowa) zmienność parametrów jakości jego wód i zróżnicowanie osadów dennych (Thornton i in. 1982; Novikov 1985).

Struktura przestrzennego zróżnicowania środowiska zbiornika jest w rzeczywistości bardziej złożona (Kajak 1990; Nogueira i in. 1999). Oprócz parametrów hydrologicznych duży wpływ na przebieg procesów hydrologicznych, geomorfologicznych i ekologicznych w zbiornikach zaporowych mają również cechy morfologiczne zbiorników: wielkość powierzchni, pojemność, głębokość średnia i maksymalna, rozwinięcie linii brzegowej oraz rzeźba dna (m.in. Denisova i in 1989; Dojlido 1995; Ędel'stejn 2000). Wpływ batymetrii na zróżnicowanie prędkości przepływu wody w różnych częściach zbiorników widoczny jest nie tylko w akwenach o zróżnicowanej morfologii dna i rozwinięciu linii brzegowej (Devátkova, Kitaev 1986), ale również w silnie przepływowych zbiornikach typu korytowego o krótkim czasie retencji, w których obserwowano duże zróżnicowanie prędkości między dawną częścią nurtową a zalewową (Sirokov, Lopuch 1986).

Analiza spadku prędkości przepływu wody w kierunku zapory pozwala na wyznaczenie w zbiornikach zaporowych trzech charakterystycznych odcinków: rzeczny, przejściowy i jeziorny (Kimmel, Groeger 1984; Straskraba, Tundisi 1999). Właściwości tych odcinków, uwzględniające niektóre cechy hydrologiczne, morfologiczne oraz właściwości środowiska wpływające na wielkość produkcji pierwotnej i warunki troficzne panujące w poszczególnych częściach zbiornika przedstawiono w tabeli 1.3.

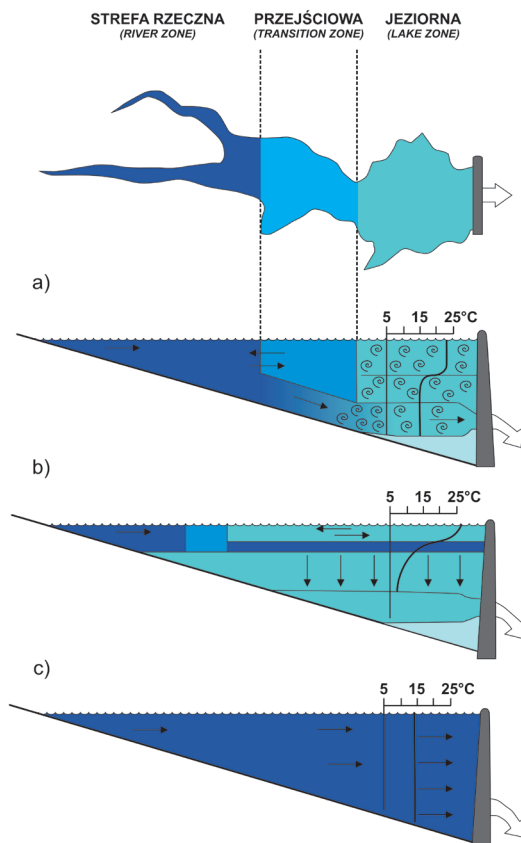
Tabela 1.3. Charakterystyka głównych stref hydrologicznych w zbiornikach zaporowych

Strefa rzeczna	Strefa przejściowa	Strefa jeziorna
Abiotyczne cechy środowiska		
<ul style="list-style-type: none"> - wąska, korytowa, płytka - duża prędkość przepływu - duże zmaczenie - mała przezroczystość wody 	<ul style="list-style-type: none"> - szersza, głębsza - spadek prędkości przepływu - zmniejszenie zmaczenia - rosnąca przezroczystość wody 	<ul style="list-style-type: none"> - szeroka, głęboka, basenowa - małe prędkości przepływu - małe zmaczenie - duża przezroczystość wody
Warunki troficzne		
<ul style="list-style-type: none"> - biogeny: duża koncentracja, dostawa allochtoniczna - czynnik limitujący produkcję pierwotną: światło - straty fitoplanktonu: sedymentacja - materia organiczna: allochtoniczna - najczęściej eutrofia 	<ul style="list-style-type: none"> - biogeny: mniejsza koncentracja i dostawa allochtoniczna - największa produkcja pierwotna - straty fitoplanktonu: spisanie, sedymentacja - materia organiczna: allochtoniczna, autochtoniczna - najczęściej mezotrofia 	<ul style="list-style-type: none"> - biogeny: mała koncentracja, dostawa autochtoniczna - czynnik limitujący produkcję pierwotną: biogeny - straty fitoplanktonu: głównie spisanie - materia organiczna: autochtoniczna - najczęściej oligotrofia

Źródło: Kimmel i Groeger 1984

Charakter hydrologicznej strefowości środowisk w zbiornikach zaporowych oraz ich zasięg zależy przede wszystkim od tempa wymiany wody oraz przeznaczenia zapory i związanego z nią zbiornika (Williams, Wolman 1984). Zapory i zbiorniki zaporowe o porównywalnych rozmiarach mogą wywoływać różne skutki ekologiczne z powodu różnej długości czasu retencji (Kimmel, Groeger 1984; Kimmel i in. 1990; Straškraba, Tundisi 1999). W zbiornikach o szybkiej wymianie wody przekształcenia są mniejsze w efekcie, czego taki zbiornik będzie się charakteryzował warunkami bardziej rzecznyymi niż jeziornymi (ryc. 1.2c). W zbiornikach o dużych głębokościach i powolnej wymianie wody, w jeziornym odcinku zbiornika dochodzi do gęstościowego uwarstwienia wody, strefa przejściowa jest krótka a wody rzeczne wpływają do zbiornika zazwyczaj jako prąd przypowierzchniowy (ryc. 1.2b). W przypadku zbiorników o mniejszych głębokościach i charakteryzujących się umiarkowaną szybkością wymiany wody stratyfikacja, o mniejszym gradiencie, rozwija się tylko w najgłębszych obszarach jeziornej części zbiornika. Poza tymi miejscami woda miesza się okresowo w całej kolumnie (ryc. 1.2a). Rozciągłość poszczególnych stref zmienia się w zależności od wielkości dopływu wody do zbiornika.

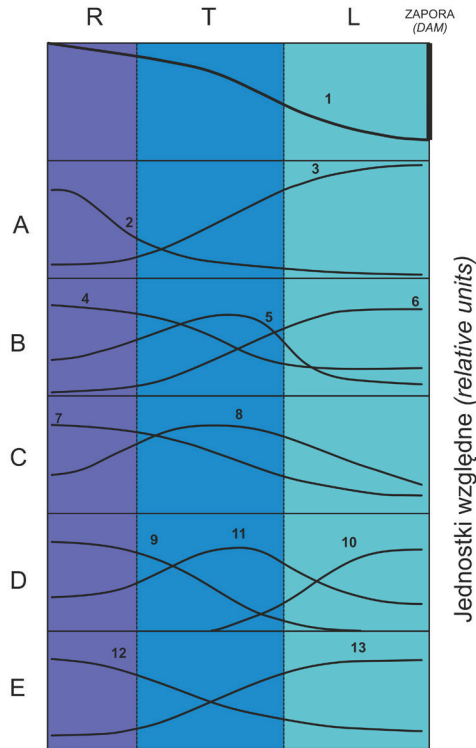
Przenikanie się cech rzecznych i jeziornych, tzw. gradient lotyczno-lenityczny, decyduje o rodzaju i natężeniu przebiegających w zbiornikach procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych. Gradienty środowiskowe zauważalne są nie tylko w przypadku zmiany warunków przepływu wody, ale również w odniesieniu do zmian warunków morfologicznych, właściwości fizyczno-chemicznych wody i produktywności biologicznej w zbiornikach zaporowych (ryc. 1.3).



Ryc. 1.2. Strefowość hydrologiczna (wg modelu Kimmel i Groeger 1984) i główne zjawiska hydrodynamiczne w zbiornikach zaporowych w warunkach różnej długości czasu retencji wody (RT); a – $10 < RT < 100$ dni, b – $RT > 100$ dni, c – $RT < 10$ dni

Fig. 1.2. Hydrological zones (acc. to Kimmel and Groeger, 1984) and main hydrodynamic phenomena alterations in dam reservoirs for different values of water retention time (RT); a – $10 < RT < 100$ days, b – $RT > 100$ days, c – $RT < 10$ days

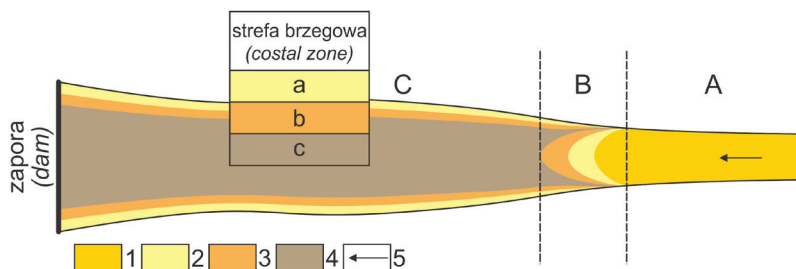
Źródło/Source: Straškraba i Tundisi 1999, zmienione/ modified



Ryc. 1.3. Środowiskowe gradienty lotyczno-lenityczne w profilu podłużnym zbiorników zaporowych (na podstawie Kimmel i in. 1990, Wetzel 2001, uzupełnione). R – strefa rzeczna, T – strefa przejściowa-tranzytowa, L – strefa jeziorna, A – parametry hydromorfologiczne, B – parametry sedimentologiczne, C – parametry wyrażające bioproduktywność, D – czynniki ograniczające produkcję pierwotną, E – pochodzenie materii organicznej; 1 – profil podłużny, 2 – prędkość przepływu, 3 – szerokość i głębokość zbiornika, 4 – koncentracja zawiesiny, 5 – tempo sedymentacji, 6 – przezroczystość wody, 7 – dostępność biogenów, 8 – koncentracja fitoplanktonu (m^3), 9 – limitowanie światłem, 10 – dostępność biogenów, 11 – zapotrzebowanie na tlen, 12 – materia allochtoniczna, 13 – materia autochtoniczna

Fig. 1.3. Lotic-lentic environmental gradients in the longitudinal profile of dam reservoirs (acc. to Kimmel et al., 1990, Wetzel 2001, modified and supplemented). R – riverine zone, T – transitional zone, L – lacustrine zone, A – hydro-morphological parameters, B – sedimentological parameters. C – bioproductivity parameters, D – factors limiting biological productivity E – source of organic matter; 1 – longitudinal profile, 2 – flow velocity, 3 – reservoir width and depth, 4 – suspension concentration, 5 – sedimentation rate, 6 – water transparency, 7 – nutrient availability, 8 – phytoplankton concentration (m^3), 9 – light limitation, 10 – nutrient limitation, 11 – oxygen demand, 12 – allochthonous matter, 13 – autochthonous matter

Gradient lotyczno-lenityczny zaznacza się bardzo wyraźnie w przebiegu sedymentacji. Rozmieszczenie osadów w zbiorniku i zróżnicowanie ich właściwości litologicznych jest również pochodną warunków przepływu i energii falowania (Banach 1994; Morris, Fan 1997; Garnier i in. 2000; Zakonnov 2007) (ryc. 1.4).



Ryc. 1.4. Środowiska sedymentacyjne w profilu poprzecznym i podłużnym nizinnego zbiornika zaporowego. A – strefa akumulacji rzecznej, B – strefa akumulacji deltowej, C – strefa akumulacji jeziornej, a – akumulacja na platformie brzegowej (litoralna), b – akumulacja na skłonie platformy (sublitoralna), c – akumulacja w czaszy zbiornika (profundalna), 1 – żwiry, piasek gruboziarnisty, 2 – piasek różnoziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty, 4 – mułki i iły, 5 – kierunek przepływu

Fig. 1.4. Depositional environments in the longitudinal and cross sections of a lowland dam reservoir. A – river accumulation zone, B – delta accumulation zone, C – lake accumulation zone, a – sedimentation in the littoral zone, b – sedimentation in the sublittoral zone, c – sedimentation in the profundal zone, 1 – gravel, coarse-grained sand, 2 – multigrain sand, 3 – fine sand, 4 – silts and clays, 5 – direction of water flow

1.3. STAN BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO

Dotychczasowa charakterystyka hydrologiczna zbiornika oparta została na analizie stanów wody oraz zmian natężenia przepływów wody przez zaporę i dopływów do zbiornika (Głazik 1978; Grześ 1983; Głazik 1995; Babiński, Grześ 1995). Stwierdzono między innymi, że amplitudy stanów wody oraz prędkość płynięcia charakteryzują się małym zróżnicowaniem i zależą w dużym stopniu od pracy elektrowni. W okresach wezbrań stany wody w dolnej części zbiornika nie wykazują większej zmienności, co jest spowodowane dużymi zrzutami wody do dolnego stanowiska. W miarę oddalania się od zapory rośnie jednak oddziaływanie rzeki. Roczne wahania stanów wody w zbiorniku nie przekraczają 1 m. Przy normalnym poziomie piętrzenia na odcinku 18 km powyżej zapory, średnie prędkości przepływu wody przy różnych dopływach wahają się od $0,07 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$ do $0,3 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$. Od tego miejsca systematycznie wzrastają w górę zbiornika. Istotny z punktu widzenia kształtowania się jakości wody czas wymiany wody określony został na 4,5 doby, przy średnim dopływie, 6,5 doby w latach suchych oraz poniżej 1 doby w czasie przepływów powodziowych.

Na podstawie prawie 5000 pomiarów falowania zbiornika prowadzonych w latach 1978-85 stwierdzono, że w 72,3% przypadków wysokość fali była niższa niż 10 cm (Banach 1994). Fal o wysokości 11-20 cm zanotowano 20%, a wyższych niż 30 cm 1,6%. Maksymalna wysokość fal na krawędzi płycizny przybrzeżnej wynosiła 70 cm, a na otwartym akwenu 1,6 m (Banach 1994). Efektem oddziaływania fal na brzeg jest jego abrazja. Największe jej skutki widoczne są na brzegach środkowej i w nieco mniejszym stopniu dolnej, części zbiornika (Banach 1994). Pomiary temperatury wody w różnych częściach akwenu wykazały brak pionowego rozwarstwienia termicznego wody. Zaznacza się ono okresowo w strefach pozanurtowych, gdzie jest jednak niszczone w czasie falowania (Babiński, Grześ 1995).

W latach 1980-84 przeprowadzono badania osadów dennych w zbiorniku (Banach 1985, 1994). Określono zmienność ich uziarnienia oraz zawartość materii organicznej w przekroju podłużnym i w przekrojach poprzecznych. Przedstawiono schemat przestrzennego rozkładu, na którym wyróżniono 3 strefy litodynamiczne w osi zbiornika, odpowiadające zmniejszającej się prędkości przepływu, oraz 3 odcinki w strefie brzegowej, których wykształcenie powiązано z falowaniem wiatrowym i związanymi z nim prądami oraz nachyleniem stoku platformy przybrzeżnej. Wykazano, że zróżnicowanie granulometryczne osadów wynika głównie z różnic głębokości. Zwrócono uwagę na fakt, że cechy osadów na otwartym akwenu wykazują okresową zmienność środowiska depozycji (Banach 1994). Problem ten nie został jednak szerzej rozwinięty.

Z praktycznego punktu widzenia ważne są badania dotyczące tempa akumulacji oraz przestrzennej zmienności wypełnienia czaszy zbiornika osadami. Studia w tym zakresie rozpoczęto już na etapie projektowania zbiornika i zapory (Aleksiński 1955; Dąbkowski 1971), a później kontynuowano w trakcie jego eksploatacji (Więckowski 1978; Śliwiński 1979; Król 1988; Bogucka-Szymalska, Magnuszewski 2007; Mroziński, Pawula 2018).

Gromadzące się w zbiorniku osady dennie są miejscem akumulacji pierwiastków śladowych, promieniotwórczych, substancji biogenych i związków organicznych. Ocena stopnia zanieczyszczenia osadów tymi substancjami w odniesieniu do obowiązujących norm oraz przestrzenne zróżnicowanie ich koncentracji przedstawione zostało w pracach J.R. Dojlido i B. Taboryska (1991), A. Buczkowski i in. (1997), I. Bojakowska i in. (2000a, 2000b) A. Trojanowska i P. Jezierski (2011). P. Szwarczewski (1999) analizując zawartość metali ciężkich w osadach zbiornika w okolicach Murzynowa stwierdził, że zmiany ich stężeń wiązać należy ze zmianami prędkości przepływu wody.

Najpełniejszy stopień przestrzennego zróżnicowania cech chemicznych (m. in. tlen, biogeny, wybrane jony główne) wody Zbiornika Włocławskiego przedstawili do tej pory R. Żytkowicz i in. (1990). Analizując wyniki 6 serii pomiarowych, na które składało się 11-26 prób wody pobranych w 4 przekrojach pomiarowych, stwierdzili mały stopień zróżnicowania badanych wód. Z drugiej jednak strony piszą, że w próbach wody pobieranych wzdłuż zbiornika w ciągu jednego dnia obserwowano 2-3-krotne różnice stężeń m. in. biogenów oraz jonów wapnia i chlorków. Wyjaśniają to tym, że "w różnych częściach

zbiornika w tym samym czasie płynie woda o różnym charakterze, podobnie jak w rzece” (Żytkowicz i in. 1990). Dużą zmienność składu chemicznego wód i brak prawidłowości sezonowych cytowani autorzy łączą z rzeczonym charakterem zbiornika. Wskazują również na fakt częstego występowania znacznych różnic stężeń pomiędzy warstwami powierzchniowymi i naddennymi wody oraz w przekroju poprzecznym. Znaczną trudność w interpretacji wyników tych analiz powoduje brak odniesienia do przebiegu warunków hydrologicznych i meteorologicznych. Stosowanie średnich przepływów rocznych i określeń “wiatr i bez wiatru” opisujących stan hydrodynamiczny zbiornika jest niewystarczające. W innych opracowaniach przedstawiane są zagadnienia bilansu biogenów oraz oceny przyczyn i stopnia transformacji cech fizyko-chemicznych i biologicznych wody na podstawie analizy wód dopływających i wypływających ze zbiornika (Giziński i in. 1993; Giziński 1994; Kentzer i in. 1999). Wpływ warunków przepływu Wisły na zróżnicowanie cech, jakości wody wypływającej ze zbiornika przedstawił P. Gierszewski (1999). Na podstawie analizy danych hydrochemicznych z 4 punktów kontrolnych WIOŚ i średnich miesięcznych przepływów Wisły w profilu Kępa Polska i Włocławek-zapora określone zostały zależności koncentracji substancji jonowych od przepływu. Stwierdzony został znaczący wpływ czynnika hydrologicznego na sezonową zmienność cech chemicznych wody w zbiorniku. Podkreślono przy tym mniejszą zmienność stężeń substancji rozpuszczonych w wodzie, wypływającej ze zbiornika, w porównaniu z dopływem (Gierszewski 1999).

Podsumowując, uznać należy, że prowadzone do tej pory badania koncentrowały się przede wszystkim na analizie sumarycznych efektów zmian warunków przepływu wody i materiału rozpuszczonego. Pomijana była natomiast analiza procesów zachodzących w samym zbiorniku.

1.4. CEL BADAŃ

Celem badań Zbiornika Włocławskiego było określenie wpływu uwarunkowań hydromorfologicznych na przestrzenne zróżnicowanie elementów abiotycznych tworzących wewnętrzną strukturę geosystemu zbiornika. Uznając czynnik hydrologiczny za determinujący przebieg procesów przyrodniczych w zbiornikach zaporowych zakładamy, że charakter i skala zmian hydrologicznych ma zasadniczy wpływ na funkcjonowanie geosystemu zbiornika oraz rzeki poniżej zapory. Punktem wyjścia dla dalszych analiz jest w takiej sytuacji ocena oddziaływania spiętrzenia na transformację reżimu hydrologicznego rzeki (przepływów i stanów wody). Znaczenie wpływu czynnika hydrologicznego na funkcjonowanie ekosystemu zbiornika zaporowego sprowadza się często do określenia długości czasu retencji wody (Straškraba, Tundisi 1999). Mimo swojej użyteczności ten teoretyczny wskaźnik nie odzwierciedla jednak zróżnicowanej przestrzennie dynamiki wody w zbiorniku i rzeczywistego tempa jej wymiany. Dlatego jednym z celów badań było również określenie zróżnicowania prędkości przepływu wody oraz charakteru cyrkulacji wody w Zbiorniku Włocławskim.

Skutkiem zmiany warunków przepływu wód rzecznych przez zbiornik zaporowy oraz zróżnicowania warunków hydrodynamicznych w granicach samego zbiornika jest ilościowe i jakościowe przekształcenie właściwości rumowiska rzecznego. Określenie wielkości tych przekształceń oraz rozpoznanie uwarunkowań i prawidłowości przestrzennego zróżnicowania parametrów fizykochemicznych wody oraz właściwości zawiesiny i osadów dennych w zbiorniku ma posłużyć do odpowiedzi na następujące problemy badawcze:

– czy i w jakich warunkach nizinny zbiornik zaporowy o szybkiej wymianie wody wykazuje zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wody oraz cech litologicznych i geochemicznych osadów dennych?

– czy w średniej wielkości nizinnym zbiorniku zaporowym typu dolinnego o szybkiej wymianie wody dochodzi do zróżnicowania właściwości środowiska wodnego w osi zbiornika oraz różnic między dawną częścią nurtową i zalewową?

– w jakim stopniu zatopione koryto Wisły wpływa na warunki przepływu wody, materiału w formie rozpuszczonej i zawieszanej oraz na jakim odcinku stanowi ono drogę uprzywilejowanego przepływu?

– czy w strefie pozakorytowej zbiornika obejmującej zatopioną równinę zalewową i poziomy tarasowe wykształcił się system funkcjonujący niezależnie od przepływu Wisły oraz jak jest on powiązany z systemem koryta?

Autor ma nadzieję iż nawet częściowe wyjaśnienie tych kwestii będzie istotnym wkładem w rozpoznanie funkcjonowania abiotycznej części ekosystemu Zbiornika Włocławskiego. Umożliwi ono również wyznaczenie w zbiorniku obszarów lotycznych i lenitycznych charakteryzujących się różnym stopniem akumulacji i recyrkulacji materii.

W powszechnym przekonaniu zbiorniki o dużym stopniu przepływowości i hydroenergetycznej funkcji powodują najmniejsze przekształcenia reżimu hydrologicznego a w związku z tym również mniejsze przemiany innych komponentów środowiska rzecznego (m.in. Richter, Thomas 2007; Torabi Haghighi i in. 2014). Do takich zbiorników zalicza się również „Jezioro Włocławskie”, zbiornik zaporowy powstały w wyniku spiętrzenia Wisły stopniem wodnym we Włocławku. Podkreślany jest wręcz jego wybitnie rzeczny (superreolimiczny) charakter (Giziński, Falkowska 2003). Weryfikacja tej tezy była jeszcze jednym celem badań.

Przeprowadzone badania są uzupełnieniem bądź rozszerzeniem programu badawczego realizowanego od momentu powstania Zbiornika Włocławskiego w toruńskim zakładzie Instytutu Geografii i PZ PAN, którego głównym celem jest kompleksowa ocena wpływu spiętrzenia Wisły zaporą we Włocławku na środowisko przyrodnicze doliny rzeki (Szupryczyński 1998). W kontekście planów budowy kolejnego stopnia wodnego na dolnej Wiśle kontynuacja tych badań wydaje się tym bardziej celowa.

Oficjalną nazwę „Jezioro Włocławskie” zastąpiono nazwą „Zbiornik Włocławski”. Jest ona używana nie tylko zwyczajowo, ale również w większości opublikowanych prac naukowych.

* * *

Zasadnicza część badań hydrologicznych, geomorfologicznych i sedymentologicznych na Zbiorniku Włocławskim i w strefie jego wpływu na dolną Wisłę została przeprowadzona w latach 2002-2006 oraz 2009-2011 w związku z realizacją projektów badawczych MNiSW: *Zróznicowanie cech fizyczno-chemicznych wody i osadów jako wskaźnik warunków przepływu wody przez Zbiornik Włocławski* nr 3P04E01722 oraz *Kierunki przemian rzeźby i depozycji osadów w wielokorytowych systemach fluwialnych Wisły i Dunaju w warunkach zabudowy hydrotechnicznej – studium porównawcze* nr NN306084837. W latach wcześniejszych i późniejszych prowadzono je w ramach badań statutowych Instytutu Geografii i PZ PAN oraz sieci naukowej „TROIANet” (2008-2009), a także projektu realizowanego w ramach umowy dwustronnej między Polską i Rosyjską Akademią Nauk p.t.: *Procesy sedymentacyjne w zbiornikach zaporowych na przykładzie Zbiornika Ugliczkiego i Włocławskiego* (2008-2013). Synteza wyników tych badań stała się podstawą do opracowania niniejszej monografii.

W tym miejscu chciałbym serdecznie podziękować wszystkim osobom i instytucjom, które na różnych etapach realizacji badań służyły mi pomocą i dobrą radą. Szczególne podziękowania należą się współwykonawcom prowadzonych przeze mnie projektów: dr. hab. Ryszardowi Glazikowi, dr. hab. Jackowi Szmańdzie, dr Małgorzacie Luc, Piotrowi Leśniakowi oraz ówczesnym studentom Instytutu Geografii UMK mgr. Jarosławowi Kucińskiemu i mgr. Michałowi Chojnackiemu.

Dziękuję również wszystkim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Zasobów Środowiska i Geozagrożeń IGiPZ PAN za wszelkie uwagi i rady przekazane w czasie zebrań naukowych i dyskusji w terenie. Szczególnie chciałbym podziękować Profesorowi dr. hab. Zygmuntowi Babińskiemu oraz dr. hab. Mieczysławowi Banachowi, dr. hab. Ryszardowi Glazikowi i dr. hab. Markowi Grzesiowi za inspirację i wprowadzenie w problematykę badań nad wpływem Zbiornika Włocławskiego na środowisko dolnej Wisły. Za pomoc w organizacji warsztatu badawczego słowa podziękowania należą się również kierownikom zakładu Profesorom Janowi Szupryczyńskiemu i Mirosławowi Błaszkwiczowi. Profesorowi dr. hab. Mirosławowi Błaszkwiczowi dziękuję również za cenne uwagi i konsultacje w trakcie przygotowywania manuskryptu. Słowa podziękowania za udostępnienie wykorzystanych w pracy danych pomiarowych i wyników analiz laboratoryjnych należą się również pracownikom RZGW w Warszawie – Zarząd Zlewni we Włocławku oraz Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Bydgoszczy, w tym przede wszystkim Pani Elżbiecie Achrem z delegatury WIOŚ we Włocławku.

Serdeczne podziękowania składam Profesorowi dr. hab. Krzysztofowi Borówce oraz dr. hab. Pawłowi Prokopowi za wnikliwie recenzje wydawnicze. Zawarte w nich trafne uwagi merytoryczne i redakcyjne pomogły w przygotowaniu ostatecznej wersji monografii.

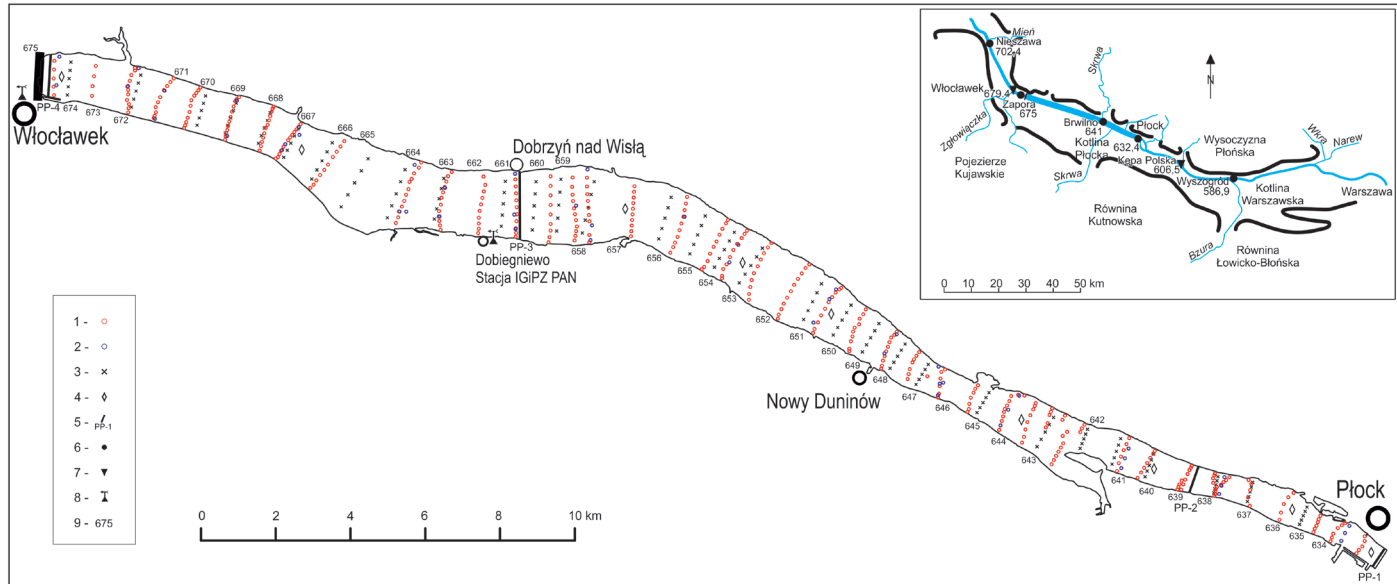
2. CHARAKTERYSTYKA METOD BADAŃ I WYKORZYSTANYCH MATERIAŁÓW DOKUMENTACYJNYCH

2.1. BADANIA TERENOWE

Większość badań terenowych przeprowadzono w latach hydrologicznych 2000-2005. Obejmowały one pomiary: prędkości i kierunku płynięcia wody, właściwości fizyczno-chemicznych wody, pobór prób osadów dennych i zawiesiny, sondowanie miąższości osadów dennych, pomiary prędkości i kierunku wiatru. Lokalizację punktów badawczych przedstawioną na rycinie 2.1 określano odbiornikiem GPS z dokładnością do 3 m.

W pomiarach prędkości i kierunku przepływu wody wykorzystano ultradźwiękowy prądomierz dopplerowski z urządzeniem rejestrującym typu dataloger norweskiej firmy Aanderaa. Pojedynczy wynik pomiaru tych parametrów jest średnią wartością wyliczoną z zapisu w czasie 30-sekundowej ekspozycji czujnika z próbkowaniem co 1 sekundę. Do pomiarów właściwości fizyczno-chemicznych wody: temperatury, odczynu, przewodnictwa elektrycznego i koncentracji tlenu rozpuszczonego wykorzystano zespoloną głowicę pomiarową z rejestratorem U-10 japońskiej firmy Horiba. Serie pomiarowe wykonywane były w różnych okresach pod względem warunków hydrodynamicznych. Rejestracja parametrów hydrologicznych i fizyczno-chemicznych wykonywana była każdorazowo w ciągu jednego dnia. Pomiary prowadzone były w maksymalnie 20 profilach poprzecznych zlokalizowanych między 635 (Płock) a 674 (zapora) kilometrem biegu Wisły. W każdym profilu zlokalizowanych było od 3 do 8 pionów pomiarowych, w których dokonywano pomiaru wszystkich parametrów, co 1 m głębokości (ryc. 2.1). W latach 2000-2005 wykonano łącznie pomiary w 685 pionach. Z największą częstotliwością badany był przekrój Dobiegniewo–Dobrzyń n/Wisłą (661 km) reprezentujący limniczny fragment zbiornika. Równocześnie w każdym pionie wykonywane były obserwacje przezroczystości wody na podstawie widzialności krążka Secchiego.

Osady dennie zbiornika pobierano czerpakiem rurowym typu – Kajak. Analizom sedymentologicznym poddawana była powierzchniowa warstwa osadu o grubości 5 cm. Łącznie z powierzchni dna zbiornika pobranych zostało 860 prób osadów, z których przeanalizowano ponad 400 (ryc. 2.1). Miąższość osadów określono sondą udarową w 120 punktach między 655 a 662 km (ryc. 2.1). W celu określenia koncentracji zawiesiny z głębokości 1 m pobierano batometrem próbki wody o objętości 5 dm³. Parametry wiatru rejestrowane były, co pół godziny anemorumbometrem firmy Davis, ustawionym na lewym brzegu zbiornika w miejscowości Dobiegniewo (661 km) (ryc. 2.1).



Ryc. 2.1. Położenie punktów pomiarowych. 1 – punkty poboru próbek osadów dennych do analiz sedymentologicznych, 2 – punkty poboru próbek osadów dennych do analiz geochemicznych, 3 – punkty monitoringu właściwości fizyczno-chemicznych wody i prędkości przepływu, 4 – punkty poboru próbek zawiesiny, 5 – punkty monitoringu wielkości zmęcenia i poboru próbek zawiesiny w profilach poprzecznych, 6 – punkty pomiarowe sieci Państwowego Monitoringu Środowiska, 7 – wodowskazy IMGW-PIB, 8 – stacje meteorologiczne, 9 – kilometrbiegu rzeki.

Fig. 2.1. Location of the sampling sites. 1 – samples of bottom sediments for sedimentological analyses, 2 – samples of bottom sediments for geochemical analyses, 3 – monitoring sites for physicochemical properties of water and flow velocity, 4 – samples for suspended matter, 5 – sites of turbidity monitoring and sampling of the suspension in cross-sections, 6 – measurement sites of the State Environmental Monitoring Network, 7 – hydrological gauge stations of the Institute of Meteorology and Water Management, 8 – weather stations, 9 – river kilometer

2.2. METODY BADAŃ LABORATORYJNYCH

Analizy laboratoryjne obejmowały: analizy uziarnienia osadów dennych i zawiesiny, gęstości objętościowej osadów dennych, zawartości materii organicznej w osadach dennych i zawiesinie, węglanów w osadach dennych, składu minerałów ilastych w osadach dennych, koncentracji wybranych metali w osadach dennych.

Uziarnienie próbek osadów dennych i zawiesiny mineralnej badano metodą laserową. Analizy wykonywano na laserowych miernikach wielkości cząstek LPS „Analysette 22” firmy Fritsch w wersji Comfort w Pracowni Sedymentologii i Paleoekologii Instytutu Geografii UMK w Toruniu i w wersji Economy w Zakładzie Zasobów Środowiska i Geozagrożeń IGiPZ PAN w Toruniu. Analiza uziarnienia próbek osadów drobnopiaszczystych, mułkowych i ilastych uwzględniała wstępną separację polegającą na dyspergowaniu ich w łaźni ultradźwiękowej oraz mieszaniu w trakcie pomiaru w celu równomiernego rozproszenia ziaren w zawiesinie próbki. Należy zaznaczyć, że metoda ta nie jest w pełni porównywalna z metodami sedymentacyjnymi (pipetową czy areometryczną) w zakresie frakcji ilastych oraz z metodą sitową w zakresie frakcji piaszczystych (Płoskonka 2010). W metodzie laserowej w stosunku do metody sitowej obserwuje się pewne „zawyżenie” udziału frakcji piaszczystych, a w stosunku do metod sedymentacyjnych „zaniżenie” udziału frakcji ilastej. Wyniki uzyskiwane metodą laserową dla frakcji grubomułkowej i drobnopiaszczystej są natomiast porównywalne z wykonywanymi innymi metodami (Buurman i in. 1997; Cheetham i in. 2008). W przypadku osadów gruboziarnistych i wielofrakcyjnych zawierających ziarna grubsze od 1,25 mm stosowano metodę kombinowaną (sitowo-laserową). Zastosowano zestaw sit o rozmiarach oczek: 10; 5; 2; 1; 0,8; 0,5; 0,25; 0,1 i 0,05 mm. Wyniki analizy uziarnienia uzyskane w przedziałach z sit przeliczono następnie z krzywej kumulacyjnej na przedziały co 0,5 phi. W próbkach osadów dennych wykonano analizy zawartości materii organicznej, węglanów i gęstości objętościowej. Zawartość materii organicznej badano metodą prażenia w temperaturze 550°C, a węglanów w temperaturze 925°C. Oznaczany w ten sposób ubytek masy (stratę po prażeniu) utożsamiano z zawartą w osadzie substancją organiczną i węglanami (Bengtsson, Enell 1986; Januszkiewicz 1978). Zawartość materii organicznej została również oznaczona w próbkach zawiesiny. Analiza gęstości objętościowej wykonana została metodą pierścienia tnącego (Myślińska 1992). Wykonano ją dla 150 próbek, w tym wszystkich, w których oznaczano koncentrację metali. W 12 próbkach osadów zbadano skład mineralogiczny frakcji ilastej za pomocą metody dyfraktometrycznej. Analizę rentgenograficzną wykonano na aparacie HZG-4 TUR w Katedrze Gleboznawstwa i Ochrony Gleb UTP w Bydgoszczy (Kobierski, Długosz 2009).

Analizy koncentracji pierwiastków w 49 próbkach wykonał dr M. Cichosz w Pracowni Chemicznych Procesów Proekologicznych Wydziału Chemii UMK metodą Spektrometrii Fluorescencji Rentgenowskiej (XRF), na aparacie „SpectroscanV” firmy Spectron-Optel RMA. Przygotowanie próbek do analizy

polegało na wysuszeniu, odpowiednim zhomogenizowaniu i przesianiu materiału przez sito o średnicy 0,063 mm. W próbkach osadu oznaczono zawartość metali śladowych: As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Zn oraz głównych: Al (jako Al_2O_3), Fe (jako Fe_2O_3) i Mn (jako MnO). Metoda XRF jest techniką pozwalającą na analizę zawartości pierwiastków bez konieczności niszczenia badanej próbki. Charakteryzuje się dobrą selektywnością oraz granicą wykrywalności na poziomie ppm-ppb (Szczewski i in. 2009). Wyniki uzyskane metodą XRF są porównywalne z wynikami uzyskiwanymi za pomocą metody spektrometrii absorpcji atomowej, która jest stosowana powszechnie do analiz pierwiastków śladowych (m. in. Shefsky 1997). Dodatkowo w sześciu próbkach, które uznano za reprezentatywne dla analizowanego odcinka zbiornika, wykonano analizę specyjną Cd, Cu, Fe, Ni, Pb i Zn. Badania te przeprowadzone zostały w Katedrze Gleboznawstwa i Ochrony Gleb UTP w Bydgoszczy (Dąbkowska-Naskręt i in. 2008) według procedury Tessiera i in. (1979). Mimo niewątpliwych zalet tej metody, do których można zaliczyć możliwość wydzielenia frakcji najbardziej mobilnych (wymiennej i węglanowej), dostępność metody, jej dokładny opis umożliwiający porównanie uzyskanych wyników oraz stosunkowo krótki, w porównaniu z innymi metodami, czas wykonania analizy, metoda Tessiera ma również wiele wad (Szumska, Gworek 2009). Najważniejsze to zaniżanie zawartości metali we frakcji organicznej, zawyżanie zawartości metali związanych z frakcją tlenków Mn i Fe oraz frakcją rezydualną. Mimo tych ograniczeń metoda Tessiera i in. (1979) jest nadal powszechnie stosowana w badaniach zawartości pierwiastków śladowych w osadach wodnych (m.in. Wojtkowska, Bogacki 2012).

2.3. DANE ŹRÓDŁOWE I METODY OPRACOWANIA DANYCH

2.3.1. CHARAKTERYSTYKA DANYCH ŹRÓDŁOWYCH

W pracy wykorzystano wyniki podstawowego i regionalnego monitoringu, jakości wód Wisły realizowanego przez Inspektoraty Ochrony Środowiska w Warszawie i Bydgoszczy w 5 punktach kontrolnych: Wyszogród, Płock, Brwilno, Włocławek-zapora, Nieszawa (ryc. 2.1). Materiał analityczny obejmował wyniki analiz hydrochemicznych z lat 1990-2009. W analizach uwzględniono w różnym zakresie 21 parametrów jakości wody to jest: pH, mineralizację ogólną (TDS), Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{-2} , Cl^- , O_2 , BZT₅, ChZT_{Mn}, zawiesinę ogólną (TSS), N-NH_4 , N-NO_3 , N-NO_2 , azot Kjeldahla (TKN), N-tot., P-PO_4 , P-tot., chlorofil „a”.

Dane hydrologiczne, na które składały się średnie dobowe wartości natężenia przepływu wody z przekrojów wodowskazowych w Kępie Polskiej i Włocławku z lat hydrologicznych 1971-2015 zostały pozyskane z IMGW (ryc. 2.1). Dane przepływów godzinowych z roku 2013 oraz średnie dobowe wartości stanów wody na zaporze we Włocławku z lat hydrologicznych 1971-2011 pochodzą z RZGW w Warszawie.

Wykorzystane w pracy dane meteorologiczne obejmujące wartości kierunków i prędkości wiatru z lat 2000-2006 pochodzą ze stacji meteorologicznej IGiPZ PAN w Dobiegniewie oraz stacji zlokalizowanej w pobliżu zapory na terenie RZGW we Włocławku (ryc. 2.1).

2.3.2. KARTOGRAFICZNE METODY ANALIZ PRZESTRZENNYCH

Do stworzenia numerycznego modelu rzeźby dna zbiornika na odcinku od Płocka do Włocławka wykorzystano mapę warstwicową w skali 1:5000 wykonaną w 1986 roku przez CBSiPEW, „HYDROPROJEKT”, oddział we Włocławku. Poddano ją następnie digitalizacji i kalibracji do układu współrzędnych 1942.

Wyniki analiz parametrów fizycznych i chemicznych wody oraz osadów dennych zostały zobrazowane na planach za pomocą interpolacji metodą krigingu. Modele litologiczne, litodynamiczne i koncentracji metali ciężkich, a następnie analizy przestrzenne ukazujące rozmieszczenie osadów dennych powstały z interpolacji danych uzyskanych z analiz uziarnienia: udziału frakcji piaszczystej, mułkowej i ilastej oraz typu osadu. Model typu osadów dennych oparto na kodowaniu nazw osadów przyporządkowując odpowiednim typom liczby całkowite w zależności od udziału procentowego poszczególnych frakcji. W analizie wybranych cech uziarnienia osadów dennych do modelowania użyto wartości przeciętnej średnicy ziarna (GSS) i wysortowania (GSO). Modele litodynamiczne środowiska depozycyjnego oparto na trzech parametrach: relacji C/M (Passega, Byramjee 1969), wskaźnika skośności (Folk, Ward 1957) i prędkości depozycyjnej według Kostera (1978). Prace komputerowe zostały wykonane w oparciu o oprogramowanie Surfer oraz ArcGis.

2.3.3. METODYKA INTERPRETACJI ANALIZ UZIARNIENIA I INTERPRETACJI DYNAMIKI ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNEGO

Typy osadów dennych Zbiornika Włocławskiego wydzielone zostały na podstawie klasyfikacji frakcjonalnej Uddena-Wentwortha, która jest powszechnie stosowana na świecie w badaniach uziarnienia (Mycielska-Dowgiałło 2007). Na podstawie analiz uziarnienia wyznaczono wartości parametrów statystycznych stosując wzory Folka i Warda (1957) oraz miary momentowe (Grzegorzczak 1970). Dalszej interpretacji statystycznej poddawano tylko parametry wyznaczone wg metody Folka i Warda (1957), ze względu na powszechność stosowania tych parametrów w badaniach sedymentologicznych i geologicznych. Następnie rozpatrywano rozmieszczenie próbek na diagramach zależności średniej średnicy (Mz, GSS) i wysortowania (σ_1 , GSO), skośności (Sk1, GSK) i spłaszczenia (KG, GSP). Wykorzystując parametry rozkładu uziarnienia: pierwszy percentyl (C) i medianę (M), badano związki między teksturą osadu, a sposobem transportu stosując diagramy C/M Passega (1964). Ocenie poddano także kształt krzywych kumulacyjnych. Na tej podstawie w oparciu o poglądy Moss (1962, 1963) i Visher (1965) wyróżniano populacje ziaren transportowanych w odmienny sposób, czyli: w trakcji, saltacji i zawieszynie. Do obliczenia prędkości przepływu

w warunkach, w których zachodzi depozycja osadów zastosowano wzór Kostera (1978) oparty na przeciętnej średnicy ziarna w analizowanych próbkach.

2.3.4. ANALIZY I SYMULACJE KOMPUTEROWE, STATYSTYCZNE OPRACOWANIE WYNIKÓW BADAŃ

Analizę związków między rozkładem osadów na dnie czaszy Zbiornika Włocławskiego i odległością od zapory oraz odległością od brzegu, a także głębokością przeprowadzono w oparciu o współczynnik korelacji Pearsona w przedziale ufności 0,05. Stosując ten wskaźnik oraz wzory regresji liniowej przeanalizowano zależności zawartości materii organicznej i węglanów w osadach z udziałem głównych frakcji (piaszczystej, mułkowej i ilastej). Do wykonania analiz korelacji i regresji wykorzystano program Statistica 12.0. Zawarte w tym programie narzędzia statystyki opisowej wykorzystano do interpretacji zróżnicowania czasowo-przestrzennego analizowanych zmiennych hydrologicznych, hydrochemicznych i sedymentologicznych.

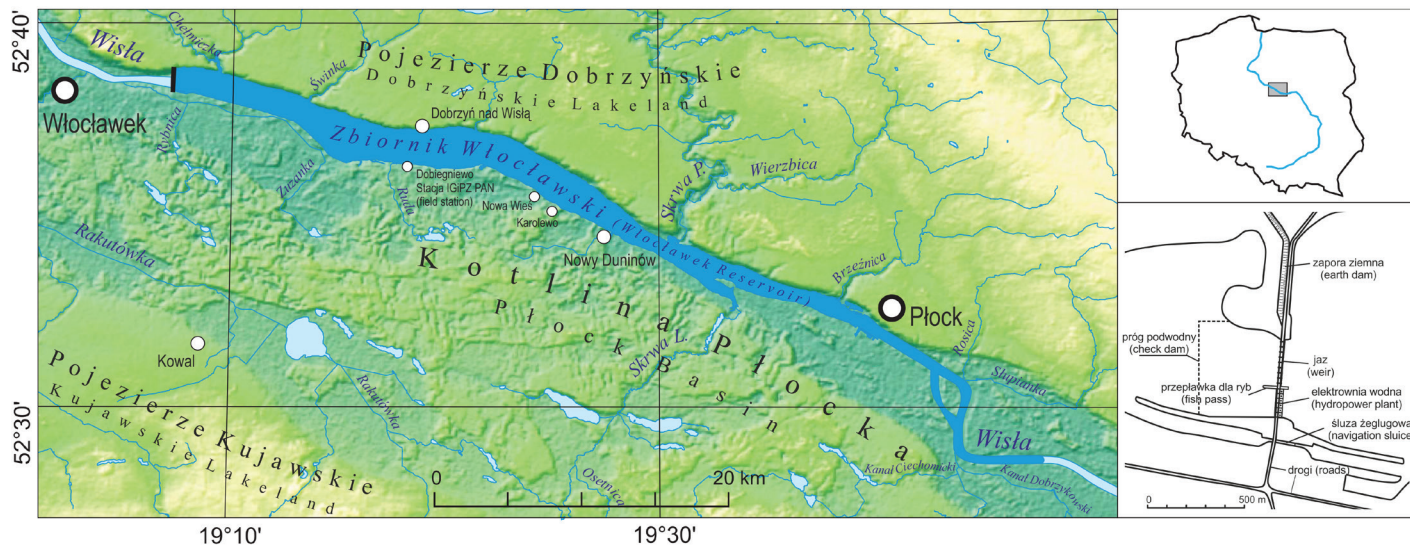
Do analizy wpływu zapory we Włocławku na transformację reżimu hydrologicznego Wisły wykorzystano aplikację IHA version 7.1., a do symulacji prędkości prądu przepływowego Wisły system obliczeniowy Aquadyn 3.1 firmy „HydroSoft Energie Inc.”

3. CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNOGEOGRAFICZNA ZBIORNIKA WŁOCLAWSKIEGO I JEGO BEZPOŚREDNIEGO OTOCZENIA

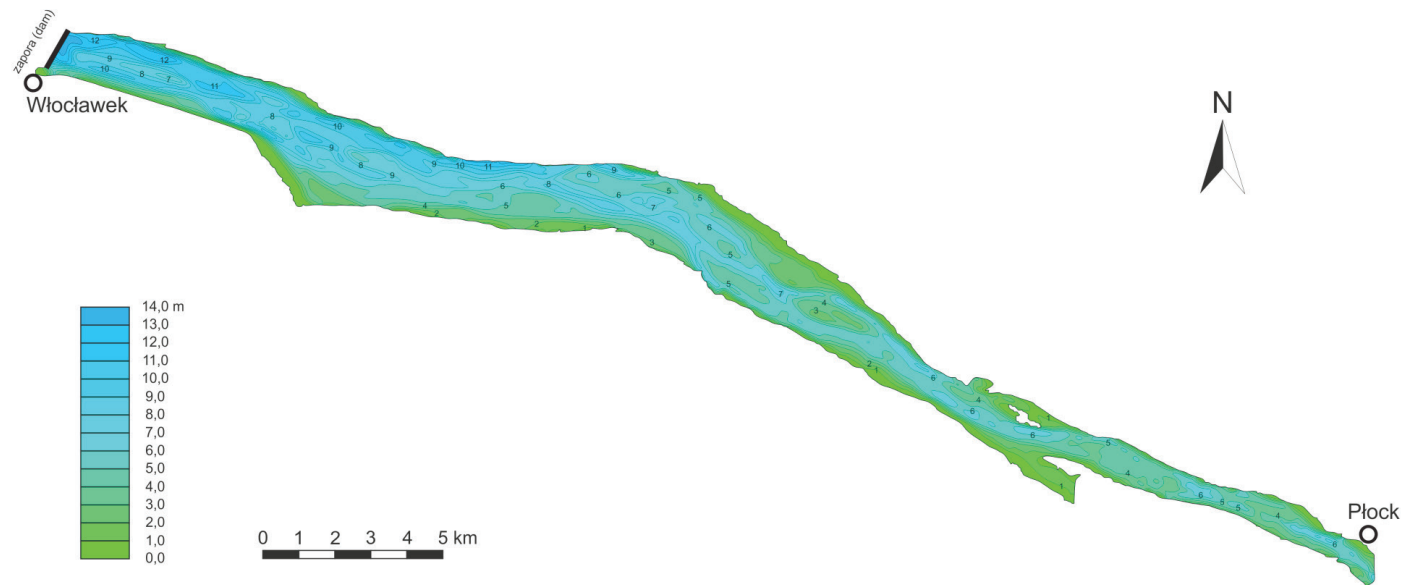
Zbiornik Włocławski powstał w 1969 roku w wyniku spiętrzenia Wisły stopniem wodnym zlokalizowanym na 674,85 km biegu rzeki zamykającym dorzecze o powierzchni 171,25 tys. km². Stopień wodny „Włocławek” to budowla o szerokości 1200 m składająca się z zapory czołowej, jazu, elektrowni wodnej, przepławki dla ryb i śluzy żeglugowej (ryc. 3.1). Zbiornik miał być obiektem wielozadaniowym, pełniącym funkcję energetyczną, żeglugową, przeciwpowodziową, a ponadto miał być źródłem zaopatrzenia w wodę dla rolnictwa i przemysłu. Obecnie pełni przede wszystkim funkcję energetyczną oraz w znacznie mniejszym stopniu rekreacyjną i w niewielkim zakresie, z powodu małej pojemności użytkowej, przeciwpowodziową.

Efektom spiętrzenia wody Wisły było powstanie, największego pod względem powierzchni i drugiego co do pojemności, zbiornika zaporowego w Polsce. Przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP – 57,3 m n.p.m.) początkowa pojemność zbiornika miała wynosić 408 mln m³, a pojemność użytkowa 55 mln m³ co stanowi zaledwie 13,5% pojemności całkowitej zbiornika. Po latach eksploatacji, wskutek wypełnienia zbiornika osadami, jego pojemność wynosi około 370 mln m³ (Tersa 2013).

Zbiornik Włocławski reprezentuje typ zbiornika dolinnego średniej wielkości. Ma on postać rynny o długości około 57 km (badaniami objęty został odcinek o długości 40 km) i zmiennej szerokości 500–2500 m (średnio 1210 m). Cofka zbiornika sięga miejscowości Wykowo, tj. ok. 618 km biegu rzeki (ryc. 3.1). Tak liczona powierzchnia zbiornika wynosi ok. 75 km². Spiętrzenie Wisły spowodowało wzrost poziomu wody o 10,5 m powyżej stopnia wodnego, o 7,9 m w Dobrzyniu i 2,5 m w Płocku w stosunku do średniego stanu wody z lat 1959–68 (Głazik 1978). Średnia głębokość zbiornika w początkowym okresie jego funkcjonowania wynosiła około 5,5 m, a maksymalna, przy zaporze około 15 m (ryc. 3.2). Zbiornik Włocławski obejmuje dawne koryto wielkiej wody wraz z niskimi terasami lewego brzegu. Zatopiony obszar pozakorytowy stanowi tylko ok. 14% powierzchni akwenu i rozciąga się wzdłuż niskiego, lewego brzegu, w jego środkowej i dolnej części. Linia brzegowa zbiornika jest słabo urozmaicona, a nieliczne zatoki związane są najczęściej z ujściami niewielkich cieków. Znacznie bardziej złożona jest morfologia dna zbiornika. Spiętrzenie nieuregulowanego, roztokowo-anastomozującego odcinka koryta spowodowało, że większe głębokości występują na linii dawnego nurtu przebiegającego przeważnie wzdłuż prawego brzegu, płycizny związane są natomiast z powierzchniami zalanych kęp i łąk wiślanych. W górnej i środkowej części



Ryc. 3.1. Położenie Zbiornika Włocławskiego i plan sytuacyjny stopnia wodnego „Włocławek”
 Fig. 3.1. Location of the Włocławek Reservoir and the situation plan of the “Włocławek” barrage



Ryc. 3.2. Batymetria Zbiornika Włocławskiego dla odcinka Płock-zapora we Włocławku na podstawie wyników sondowań z roku 1986 wykonanych przez CBSiPEW. „HYDROPROJEKT”, oddział we Włocławku
 Fig. 3.2. Bathymetry of the Włocławek Reservoir for the section from Płock to the Włocławek barrage based on the results of the 1986 soundings by “HYDROPROJEKT”, Włocławek Branch

zbiornika dawne koryto Wisły stanowi drogę uprzywilejowanego przepływu (ryc. 3.2). Znajduje to odzwierciedlenie w przebiegu sedymentacji, zjawisk lodowych i termice zbiornika (Babiński, Grześ 1995).

Prawy brzeg zbiornika na odcinku Płock-Włocławek jest wysoki. Krawędź skarpy wznosi się tutaj na 30-40 m ponad poziom wody. Lewy brzeg zbiornika jest morfologicznie całkowicie odmienny. Praktycznie na całej jego długości tereny przyzbiornikowe położone są w depresji w stosunku do zwierciadła wody w zbiorniku lub wyniesione są ponad zwierciadło wody na wysokość zaledwie kilku metrów. Obszar graniczący ze zbiornikiem wzdłuż lewego brzegu w jego górnej i dolnej części jest chroniony zaporami bocznymi na długości 26,5 km. Tereny depresyjne odwadniane są przepompowniami i kanałami grawitacyjnymi biegnącymi wzdłuż zapór bocznych.

Ukształtowanie czaszy zbiornika podlega ciągłym zmianom. Są one wynikiem sedymentacji materiału piaszczysto-żwirowego niesionego przez Wisłę, transformacji brzegów poprzez abrazję, obrywy i obsuwy (szczególnie wysokiego prawego brzegu), oraz prowadzonych prac bagrowniczych (Babiński, Grześ 1995). Do znaczącego przemodelowania dna zbiornika dochodzi również podczas sztormów i przepływów wezbraniowych (Mroziński, Pawuła 2018). Wzrost energii wody w takich warunkach wpływa na przemieszczanie zalegających w zbiorniku osadów na różne odległości. Problem ten był przedmiotem szczegółowych badań autora, a ich wyniki przedstawiono w dalszej części pracy. Duże zróżnicowanie morfologii czaszy zbiornika, widoczne szczególnie w pierwszych latach po jego utworzeniu, wynikało z faktu spiętrzenia nieuregulowanej rzeki o roztokowo-anastomozującym układzie koryta. W kolejnych latach w wyniku prowadzonych prac bagrowniczych część kęp została zniwelowana. Obecnie proces zmian morfologii czaszy zbiornika przebiega wolniej niż w pierwszych latach jego eksploatacji, ale cały czas jest on dynamiczny (Bogucka-Szymalska, Magnuszewski 2007).

Zbiornik Włocławski położony jest w granicach Kotliny Płockiej. Forma ta o maksymalnej szerokości około 20 km rozciąga się na długości ponad 50 km między Płockiem a Włocławkiem zajmując obszar 850 km². Kotlina Płocka to pradolinne rozszerzenie doliny dolnej Wisły o charakterze asymetrycznej doliny, której północny skraj zajmowało koryto Wisły, a obecnie Zbiornik Włocławski. W części południowej rozciągają się poziomy rzeczno-lodowcowe, w dużym stopniu zwydmione. Przebieg doliny Wisły między Kotliną Warszawską a Kotliną Toruńską jest w dużym stopniu uwarunkowany strukturą głębszego podłoża, na którą składają się tutaj zapadlisko brzeżne oraz antyklinorium kujawsko-pomorskie. Efektem podnoszenia się antyklinorium kujawsko-pomorskiego jest nie tylko asymetria dorzecza dolnej Wisły, ale również „spychanie” koryta Wisły w kierunku północno-wschodnim, co prowadzi do silniejszego podcinania prawego brzegu Zbiornika Włocławskiego (Banach 1977; Mojski 1980). Istnieją paleogeograficzne przesłanki świadczące o tym, że dolina Wisły na odcinku Kotliny Płockiej rozwinęła się na linii formy istniejącej tutaj już przed ostatnim zlodowaczeniem (Wiśniewski 1976; Mojski 2005).

Kotlina Płocka to głęboka forma erozyjno-akumulacyjna o złożonej genezie. Jej współczesne dno położone jest około 30 m niżej od graniczących z nią wysoczyzn morenowych. Powstanie kotliny było związane początkowo z procesami erozji glacialnej, a później fluwioglacjalnej i fluwialnej. Podłoże czwartorzędu tworzą silnie zaburzone przez nasuwający się lądolód osady neogenu. Procesy glaciektoniczne oraz egzaracja podłoża miały miejsce już w czasie pierwszego nasuwania się lądolodu na ten obszar (Skompski 1969). Fałdowy charakter tych deformacji wyraża się między innymi dużym zróżnicowaniem rzeźby podczwartorzędowej. W dnie kotliny strop osadów neogeńskich położony jest na wysokości 5-30 m n.p.m., podczas gdy na wysoczyźnie jest to wysokość 80-90 m n.p.m. Tworzy neogeńskie odsłaniają się również na powierzchni np. w okolicach Kowała oraz Karolewa, a przede wszystkim w wysokich klifach prągowego brzegu zbiornika (Lamparski 1983).

Współwystępująca z procesami erozyjnymi akumulacja osadów prowadziła do wypełnienia powstałej formy czwartorzędowym materiałem piaszczysto-zwirowym o średniej grubości 40-45 m (Mojski 1960; Skompski 1969). Ten mało zróżnicowany litologicznie materiał reprezentujący zarówno sedimentację glacialną jak i fluwioglacjalną jest lokalnie rozdzielony serią zastoiskowych mułków i ilów warwowych, których sedimentacja poprzedzała ostatnie zlodowacenie.

Współczesna rzeźba Kotliny Płockiej zawdzięcza swoje powstanie procesom zachodzącym w czasie ostatniego zlodowacenia oraz w holocenie. Od południa otoczenie zbiornika stanowi system poziomów terasowych wznoszący się stopniowo w kierunku Pojezierza Kujawskiego i Równiny Kutnowskiej. Trzy najwyższe poziomy rozciągają się we wschodniej części kotliny na wysokościach 98-80 m n.p.m. Mają one charakter powierzchni sandrowych i fluwioglacjalnych. Ich powierzchnię urozmaicają formy wałów ozowych i kemów (Skompski 1969). Niżej występuje jeszcze pięć poziomów terasowych o nachyleniu zgodnym z nachyleniem doliny. Dwie górne terasy są rozcięte przez dwa ciągi rynien subglacialnych o przebiegu SE-NW. Przegłębienia rynien, po wytopieniu się konserwującego je lodu wypełnia woda współczesnych jezior. Proces wytopienia lodu i początek funkcjonowania jezior zapisany akumulacją osadów jeziornych rozpoczął się około 13 tys. lat temu (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Jeszcze przed powstaniem jezior w późnym glacie i na początku holocenu powierzchnie terasowe były miejscem szczególnie dużej aktywności procesów eolicznych. Ich efektem są dwie generacje wydm – parabolicznych w centralnej części kotliny i podłużnych wałów wydmowych w części północnej (Urbaniak 1967). Wysokości najwyższych form osiągają około 30 m. Wydmy maskują przebieg rynien oraz załomów powierzchni terasowych. Najniższym poziomem geomorfologicznym w kotlinie jest holocenińska równina zalewowa Wisły, zatopiona współcześnie wodami zbiornika. Jej szerokość wraz z korytem osiąga 1,5-2 km. Samo koryto Wisły przed powstaniem zbiornika miało charakter roztokowo-anastomozujący z licznymi odsypami i kępami rzecznyymi w korycie głównym.

Zupełnie inny charakter ma rzeźba obszarów graniczących ze zbiornikiem od strony północnej. Wisła podcina w tym miejscu wysoką nawet do około 50 m krawędź młodoglacjalnej wysoczyzny Pojezierza Dobrzyńskiego i przyjmuje szlak sandrowy Skrwy. W stromych klifach odsłaniają się zróżnicowane litologicznie osady neogeńskie (miocen, pliocen) i czwartorzędowe (Banach 1977). Osady miocenu mają zasadniczo charakter piaszczysty. Składają się one głównie z piasków i mułków z wkładkami ilów i węgla brunatnych. Na serii mioceńskiej leżą ilaste utwory miopliocenu, tzw. facja ilów poznańskich. Formacje neogeńskie przykrywają osady plejstocenu reprezentowane tutaj przez dwa poziomy glin zwałowych przedzielone serią piaszczysto-żwirową. Osady miocenu są silnie zdeformowane zaburzeniami typu fałdowego. Obniżenia fałdów wypełniają utwory plioceńskie. Serie plejstoceńskie zlegają natomiast na wyraźnie ściętych erozyjnie osadach pliocenu.

Wyrazem dużego zróżnicowania budowy geologicznej i rzeźby obszarów graniczących ze zbiornikiem jest odmienny charakter morfologiczny prawego i lewego brzegu zbiornika. Budujące prawy brzeg zbiornika utwory neogeńskie i czwartorzędowe charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym zarówno lateralnym, jak i profilu pionowym, co w istotny sposób wpływa na rozwinięcie morfologiczne krawędzi i zbocza wysoczyzny oraz linii brzegowej zbiornika. Najdłuższe fragmenty prawego brzegu zbudowane są z ilastych osadów pliocenu, przykrytych osadami czwartorzędowymi 29,5 km (64,4%). Długość brzegów zbudowanych tylko z osadów czwartorzędowych wynosi 11,5 km (25,1%). W budowie pozostałych 10,5% długości prawego brzegu odsłaniają się kompleksy osadów czwartorzędowo-plioceńsko-mioceńskich i czwartorzędowo-mioceńskich. Brzeg lewy jest litologicznie bardziej jednorodny, bo aż w 91,8% zbudowany z czwartorzędowych osadów piaszczystych. Tylko na 3,7 km długości brzegu między Nową Wsią a Duninowem odsłania się ilasty pliocen przykryty piaskami czwartorzędowymi (Banach 1994).

Litologiczne zróżnicowanie brzegów zbiornika, z którym wiąże się również różna ich podatność na oddziaływanie procesów geomorfologicznych modelujących stoki, jest przyczyną urozmaiconej morfometrii i morfologii strefy brzegowej. Brzeg prawy charakteryzuje się znaczną wysokością 40-50 m, dużym nachyleniem zbocza 10-50°, które kończą się zazwyczaj ostrym załomem i przechodzą w powierzchnię wysoczyzny. Na znacznej długości charakteryzuje się on specyficznym kulisowym przebiegiem wyraźnie nawiązującym do litologicznego i strukturalnego zróżnicowania osadów budujących strefę krawędziową wysoczyzny. Na tak ukształtowany brzeg składają się głębokie i szerokie nisze o stromych ścianach oddzielone od siebie odcinkami wysokiego – klifowego brzegu w postaci wąskich cypli. Niszowe odcinki brzegu korespondują z obniżeniami w stropie osadów mioceńskich, a cyple z ich elewacjami (wyniesieniami fałdów). Rzeźba nisz kształtowana jest przez zachodzące na dużą skalę procesy osuwiskowe (zsuwy, spływy, złaziska), a cypli przez często zachodzące procesy obrywania i osypywania się materiału. Długość aktywnych klifów na prawym brzegu zbiornika wynosi łącznie około 1,2 km, a czynnych osuwisk około 1 km. Brzeg ten podlega intensywnej abrazji, przez co jest istotnym źródłem dostawy

osadów do zbiornika. Odcinki abrazyjne stanowią ponad 58% jego długości, podczas gdy akumulacyjne zaledwie 3,7%. Pozostała część prawego brzegu to odcinki brzegów neutralnych (30,6%) i umocnionych (7,6%), (Banach 1988). Elementem urozmaicającym linię brzegową są doliny niewielkich cieków spływających do zbiornika z wysoczyzny oraz różnej genezy dolinki o charakterze płaskodennym lub wciosowym. Lewy brzeg zbiornika ma zupełnie inny charakter. Jest on niski (najwyższe klify osiągają wysokość zaledwie 6 m) i płaski. Linię brzegową urozmaicają nieliczne zatoki związane z ujściami niewielkich dopływów. Niszczeniu przez abrazję podlega około 41% długości lewego brzegu. Na brzegi akumulacyjne przypada 5,2%, neutralne 30%, a umocnione 24% jego całkowitej długości (Banach 1988). Ponad 20 km lewego brzegu to tamy-zapory boczne chroniące tereny depresyjne.

Zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej spowodowana spiętrzeniem wód zaporczątkowała nowy etap w ewolucji brzegów Wisły przekształconej w zbiornik zaporowy. W początkowym okresie funkcjonowania zbiornika proces niszczenia jego strefy brzegowej był bardzo intensywny, później jego natężenie zmniejszyło się (Banach 1994). Był on jednak przerywany dość często pojawiającymi się etapami wzrostu natężenia procesów degradacyjnych. Głównymi procesami modelującymi strefę brzegową w ich zbiornikowym etapie rozwoju są: abrazja, wyrównywanie dna zbiornika przez fale oraz procesy osuwiskowe i powstawanie obrywów na klifach. Aktywność tych dwóch ostatnich procesów nasiliła się wyraźnie po spiętrzeniu wód Wisły. Szczególnie intensywnemu niszczeniu przez abrazję podlegał prawy brzeg zbiornika. W czasie 22 lat funkcjonowania zbiornika cofnął się on średnio o 22 m, a maksymalnie w niektórych miejscach o 57 m. W tym samym czasie lewy brzeg zbiornika cofnął się średnio o 16 m, maksymalnie 40 m (Banach 1998). Najsilniejszej abrazji podlegają brzegi w środkowej części zbiornika. Ma to związek z największą energią falowania w tym jego fragmencie.

W okresie zimowym czynnikiem niszczącym brzegi zbiornika jest także pokrywa lodowa. Oddziaływanie lodu na brzegi zbiornika wiąże się z dwoma procesami. Pierwszy to niszczenie brzegów przez przemieszczającą się w zbiorniku krę lodową. Energia oddziaływania kry na brzeg zależy od jej grubości i prędkości przemieszczania się pól lodowych. Szczególnie intensywne niszczenie brzegów zachodzi w warunkach napływania kry lodowej na brzeg podczas silnych wiatrów (Gierszewski 1995). Drugi proces związany jest z termicznym rozszerzaniem się stałej pokrywy lodowej. Proces ten w wyniku naporu pokrywy lodowej na brzeg prowadzi do spiętrzenia materiału budującego brzeg w formę wału. Wały te o wysokości do 1,5 m rozciągają się na znacznej długości niskich brzegów zbiornika (Gierszewski 1988).

Sieć hydrograficzna Kotliny Płockiej jest słabo rozwinięta. Dno Kotliny Płockiej odwadniają trzy główne systemy rzeczne. Pierwszy, położony w jej zachodniej części stanowią strugi odwadniające najsilniej zwydmione obszary centralnej części kotliny. Największe z nich to Ruda, Zuzanka z Kanałem Głównym oraz Rybnica. Znaczny odsetek ich niewielkich zlewni zajmują obszary powierzchniowo bezodpływowe. Drugi system odwadniający wschodnią część

kotliny tworzy zlewnia Skrwy Lewej, która jest największym ciekim tego obszaru. Skrwa bierze początek na obszarze Równiny Kutnowskiej i płynąc ku Wiśle przecina dno kotliny przyjmując po drodze swój największy dopływ Osetnicę. Trzeci system odprowadza wody z południowo-zachodniej, w dużym stopniu zabagnionej i zatorfionej części kotliny. Są to cieki uchodzące do Jeziora Rakutowskiego, a także wypływająca z niego Rakutówka. Płynąc równolegle do koryta Wisły odprowadza ona swoje wody przez Lubienkę i Zgłowiączkę do Wisły poniżej Zbiornika Włocławskiego. Wschodnie krańce kotliny odwadniane są przez Ciek Ciechomicki oraz Kanał Dobrzykowski. Do zbiornika dopływają również liczne, w większości jednak niewielkie cieki z Wysoczyzny Płockiej i Dobrzyńskiej. Oprócz największego dopływu Zbiornika Włocławskiego, jakim jest Skrwa Prawa z dopływami Sierpienicą i Wierzbicą, prawobrzeżnymi dopływami zbiornika są: Rosica, Słupianka, Brzeźnica oraz Chelmiczka.

Kujawy w tym również Kotlina Płocka należą do obszarów o znacznym deficycie zasobów wodnych w Polsce. Odpływ jednostkowy z tego obszaru wynoszący $3-4 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ jest jednym z najniższych w Polsce (Jokiel 2004). Odpływem jednostkowym o podobnej wielkości charakteryzuje się również zlewnia Skrwy Lewej, największej rzeki Kotliny Płockiej. Jego średnia wartość w latach 1961-1982 wynosiła $3,92 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ a w latach 1983-2005 w związku z przeprowadzonymi w zlewni pracami melioracyjnymi i mniej korzystnymi warunkami klimatycznymi zaledwie $2,53 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ (Brykała 2009). Podobnie jak pozostałe cieki tego obszaru cechuje się ona reżimem gruntowo-śnieżno-deszczowym z wiosennymi, na ogół większymi, wezbraniem i letnimi wezbraniem opadowymi. Średni roczny przepływ Skrwy Lewej wynosi $1,24 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$. Wyraźnie większy jest odpływ w półroczu zimowym – 72%. Największe przepływy wywołane roztopami występują stosunkowo regularnie od lutego do kwietnia z maksimum w marcu. Krótsze i mniejsze wezbrania letnie pojawiają się nieregularnie, jednak najczęściej w czerwcu i lipcu. Niżówki pojawiają się jesienią (wrzesień, listopad), rzadziej zimą (styczeń-luty). Przepływy minimalne charakteryzują się mniejszą zmiennością w ciągu roku niż przepływy maksymalne, co świadczy o dużej roli zasilania podziemnego. Udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym jest znaczący i wynosi według różnych autorów od 45 do około 70% (Magnuszewski 2002; Jokiel 2004; Brykała 2009).

Zdecydowanie mniejszymi zasobami wodnymi charakteryzują się zlewnie małych cieków odwadniających dno kotliny. Wartości odpływu jednostkowego, największego z tych cieków, Rudy wynoszące od $1,3 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ w roku suchym do $2,1 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ w roku o przeciętnych warunkach opadowych wskazują na jeszcze mniejsze niż w przypadku Skrwy Lewej zasoby wodne tej zlewni (Gierszewski 2000). Ważnym elementem hydrograficznym północno-zachodniej części Kotliny Płockiej jest wybudowany w latach 1963-1967 Kanał Główny, którego zadaniem jest przechwytywanie wód napływających z obszaru kotliny, jak również infiltrujących ze zbiornika w obszar depresyjny i odprowadzanie ich do Wisły poniżej zapory. W skład zlewni Kanału Głównego wchodzi zlewnie cząstkowe Zuzanki i Rybnicy. Cieki te uchodzące w przeszłości do Wisły są obecnie lewobrzeżnymi dopływami kanału. Nieregularne pomiary

przeprowadzone w latach 1969-2003 pozwoliły ustalić, że odpływ jednostkowy ze zlewni Kanału Głównego wynosił w tym okresie około $10 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$, co jest najwyższą wartością w Kotlinie Płockiej. Większą część odpływu w kanale stanowią jednak wody Zbiornika Włocławskiego infiltrujące przez zapórę boczną. Ich udział w zależności od wielkości dopływu ze zlewni Zuzanki wynosił od 60 do 80%. (Glazik 1978, 1998; Gierszewski 2000). Wielkość zasobów wodnych cieków uchodzących do zbiornika po jego prawej stronie jest tylko nieznacznie większa niż cieków odwadniających dno kotliny. Średnie odpływy jednostkowe Słupianki, Rosicy, Brzeźnicy wynoszą odpowiednio 4,3, 3,2, 3,9 $\text{dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$ (Magnuszewski 2002). Największą wartością odpływu jednostkowego tej grupy cieków ($4,5 \text{ dm}^3 \times \text{s}^{-1} \times \text{km}^{-2}$) charakteryzuje się zlewnia Skrwy Prawej, która jest największym ciekiem uchodzącym do zbiornika. Małe prawe dopływy zbiornika wykazują szczególnie wysoki odpływ w drugiej połowie półrocza zimowego. W strukturze odpływu tych zlewni dominują wezbrania marcowe (ok. 48%) i kwietniowe (ok. 25% odpływu). Niżówki występują latem i jesienią, rzadziej zimą. W odróżnieniu od cieków odwadniających dno Kotliny Płockiej, cieki dopływające do zbiornika bezpośrednio z obszarów wysoczyzny Płockiej i Dobrzyńskiej charakteryzują się mniejszym udziałem zasilania wodami podziemnymi – od 46% (Słupianka, Brzeźnica) do 53% (Skrwa Prawa). Z takim charakterem zasilania wiąże się duża zmienność odpływu tych cieków (Magnuszewski 2002).

Ważnym elementem hydrograficznym Kotliny Płockiej są jeziora. Występują tutaj 63 jeziora (o powierzchni przekraczającej 1 ha), co przekłada się na jeziorność wynoszącą 3% (średnia jeziorność Polski wynosi 1%). Łączna powierzchnia jezior wynosi 19,4 km^2 , a objętość zgromadzonej w nich wody 69,7 mln m^3 . Zdecydowana większość to zbiorniki bardzo małe (63%) i małe (23%), a pod względem głębokości płytkie (62%) i średnio głębokie (26%). Pomimo tego, że jeziora Kotliny Płockiej nie są zbyt duże, to ich włączenie (w większości przypadków) w odpływ powoduje, że pełnią one ważną rolę w kształtowaniu reżimu hydrologicznego rzek tego regionu. Retencja jeziorna wpływa, bowiem na wyrównanie odpływu rzeczno- i łagodniejszy przebieg wezbrań.

Słabe gleby oraz niekorzystne warunki wodne sprawiają, że znaczną część Kotliny Płockiej pokrywają lasy. Występują one przede wszystkim w północno-zachodniej części kotliny, gdzie zajmują powierzchnię od 65% w zlewni Zuzanki do 80% w zlewni Rudy. Zdecydowanie mniejszy odsetek powierzchni leśnych, ze względu na lepsze gleby, występuje w zlewniach obejmujących obszary graniczące z kotliną wysoczyzn morenowych. Odsetek lasów w zlewni Skrwy Lewej wynosi około 37%, a w zlewni Rakutówki 14%. Dominującym typem lasu w Kotlinie Płockiej jest bór świeży z dominacją sosny i niewielką domieszką brzozy (90%). W podszyciu lasu najczęściej spotykany jest jałowiec i kruszyna. Są to w głównie drzewostany jednowiekowe i jednopiętrowe (Cyzman 2003). Grunty orne występują głównie na glebach piaszczystych i organicznych należących do niskich klas bonitacyjnych. Są one zlokalizowane głównie w północnej przyzbiornikowej części kotliny oraz w części południowej graniczącej z wysoczyzną. W zlewniach Zuzanki, Rakutówki i Skrwy Lewej istotny odsetek (14–7%) powierzchni zlewni stanowią użytki zielone. W odróżnieniu od

lesistej Kotliny Płockiej obszary wysoczyzn morenowych otaczające Zbiornik Włocławski od północy mają przede wszystkim charakter rolniczy. Niewielkie powierzchnie leśne występują w rejonie ujścia Skrwy Prawej. Udział lasów w zlewni tej rzeki wynosi około 20%.

Zbiornik Włocławski, a szerzej obszar Kotliny Płockiej położony jest w północnej części środkowopolskiego regionu klimatycznego (Woś 1999). Warunki pogodowe wyróżniające ten region spośród innych to duża liczba dni z pogodą bardzo ciepłą (o średniej temperaturze dobowej od 15,1 do 25,0°C) i pochmurną (58 dni), w tym bez opadów 38 dni. W całym roku w regionie tym występuje przeciętnie 165 dni z opadem. Położenie tego obszaru w dolinie dużej rzeki wpływa na warunki mezoklimatyczne, których charakterystycznymi cechami są: zwiększone parowanie, niższa średnia minimalna temperatura powietrza, dłuższy czas zalegania pokrywy śnieżnej, kierunek wiatru wymuszony układem osi doliny (Lenart 1977).

Specyfiką klimatu Kotliny Płockiej są niskie sumy opadów atmosferycznych i względnie wysoka temperatura powietrza. Na mapie regionów pluwiotermicznych obszar kotliny zaliczony został do najsuchszych i najcieplejszych w Polsce (Schmuck 1965). Z analizy przestrzennego rozkładu opadów w regionie Dolnej Wisły wynika, że obszar samej doliny ma opady niższe niż sąsiadujące z nią wysoczyzny morenowe (Wójcik, Marciniak 1993). Średnie wieloletnie sumy opadów atmosferycznych w otoczeniu Kotliny Płockiej wynoszą od 452 do 581 mm. Zaznacza się przy tym ich wyraźna zmienność przestrzenna polegająca na spadku sum w kierunku zachodnim. Suchość klimatu tego obszaru związana jest z faktem jego położenia w cieniu opadowym Pojezierza Pomorskiego oraz niższego położenia kotliny w stosunku do otaczających wysoczyzn. Wyższe sumy opadów występujące w półroczu letnim od 61 do 67% sumy rocznej, nie rekompensują jednak zwiększonego w tym czasie parowania. Temperatura powietrza nie wykazuje istotnego zróżnicowania przestrzennego. Zarówno w Płocku jak i we Włocławku jej średnia wartość roczna z wielolecia wynosi około 8,0°C. Niewielkie opady w połączeniu z wysokim parowaniem są przyczyną częstych susz glebowych, a w skrajnych przypadkach również hydrologicznych. Taka sytuacja miała miejsce w latach 1992-1994 kiedy to skutki suszy objawiły się znacznym obniżeniem zwierciadła wody podziemnej oraz trwałymi i głębokimi niżówkami w rzekach Kotliny Płockiej.

Powstanie Zbiornika Włocławskiego spowodowało lokalne modyfikacje warunków pogodowych. Zasięg oddziaływania zbiornika na warunki klimatyczne obszaru położonego po stronie lewego brzegu szacowany jest na 1-2 km. Po stronie brzegu prawego wpływ ten ogranicza się jedynie do wąskiego 100-200 m pasa, a w przypadku wysokich brzegów nie wykracza poza krawędź wysoczyzny (Lenart 1983; Wójcik 1995). Zasadniczo modyfikacje klimatyczne w strefie oddziaływania zbiornika polegają na złagodzeniu temperatur powietrza. Jest to szczególnie dobrze widoczne w przypadku temperatur ekstremalnych, które zostały obniżone (maksymalne) lub podwyższone (minimalne) o około 2°C (Lenart 1983). Ocieplające oddziaływanie zbiornika zaznacza się zwłaszcza nocą i rankiem, a w cyklu sezonowym jesienią i zimą, ochładzające natomiast

w ciągu dnia oraz wiosną i latem. Wzrost lub spadek temperatur w tych okresach jest jednak niewielki i wynosi najwyżej kilka dziesiątych stopni Celsjusza. W efekcie, w strefie przyzbiornikowej zmniejszają się roczne i dobowe amplitudy temperatury powietrza. Wpływ zbiornika wyraża się również zmniejszeniem liczby dni z przymrozkami o około 10 dni. W istotny sposób zmodyfikowane zostały również parametry wiatru. Osłabienie tarcia spowodowane obecnością dużej powierzchni wody zmniejszyło liczbę cisz i wiatrów słabych (0-4 m/s) o około 16%, kosztem zwiększenia częstości wiatrów o prędkościach 5-10 m/s o około 15% i silnych (11-20 m/s) o blisko 1% (Lenart 1983; Wójcik 1995). Wydłużony kształt zbiornika i ukierunkowanie jego czaszy wymusza również zmianę kierunku wiatru. Wiatry północne zmieniają nad zbiornikiem kierunek na północno-zachodni, a południowe na południowo-wschodni względnie wschodni. Wyniki pomiarów parametrów wiatru prowadzone w miejscowości Dobiegniewo bezpośrednio nad brzegiem zbiornika potwierdzają rolę doliny Wisły w ukierunkowywaniu przepływu prądów powietrza. Wpływ zbiornika na wielkość sum opadów jest nieistotny. Nieznacznie, bo o 3-5% wzrosła jednak wilgotność względna powietrza.

4. CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA DOLNEJ WISŁY W OKRESIE FUNKCJONOWANIA ZBIORNIKA

4.1. ZMIENNOŚĆ PRZEPŁYWÓW DOLNEJ WISŁY W OKRESIE FUNKCJONOWANIA STOPNIA WODNEGO

Korytowo-dolinny typ zbiornika, jego silnie przepływowy charakter, hydroenergetyczna funkcja oraz wynikające z tego ograniczone możliwości retencji wody powodują, że hydrologiczne uwarunkowania funkcjonowania ekosystemu Zbiornika Włocławskiego, determinowane są przede wszystkim wielkością i zmiennością przepływów Wisły.

Reżim przepływów Wisły powyżej i poniżej Zbiornika Włocławskiego scharakteryzowano za pomocą średnich dobowych wartości natężenia przepływu w przekrojach wodowskazowych IMGW w Kępie Polskiej i Włocławku (ryc. 2.1). W związku z niewielkim udziałem dopływu podziemnego i powierzchniowego ze zlewni różnicowej obejmującej obszar zawarty między tymi dwoma przekrojami hydrometrycznymi wielkości przepływów z Kępy Polskiej dobrze odzwierciedlają wielkość dopływu Wisły do Zbiornika Włocławskiego.

Wartości natężenia przepływu wody w wieloleciu 1971-2015 w przekroju Kępa Polska mieściły się w zakresie od $238 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (26.09.2003) do $6630 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (23.05.2010), przy średniej wieloletniej wynoszącej $931,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 4.1). Średnio w ciągu roku do zapory dopływało $29,4 \text{ km}^3$ wody, co stanowi około 45% odpływu rzecznoego Polski i odpowiada odpływowi jednostkowemu równemu $5,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (tab. 4.1). Odpływ ze Zbiornika Włocławskiego był nieznacznie mniejszy od dopływu i wynosił średnio $905,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W analizowanym wieloleciu najniższa wartość przepływu wody wynosząca $160 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wystąpiła 7 września 1992 roku, a najwyższa $6540 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ miała miejsce tego samego dnia co w Kępie Polskiej. Nieznacznie większą zmiennością, tak absolutną jak i względną charakteryzowały się średnie dobowe wartości natężenia przepływu wody na wodowskazie Włocławek (tab. 4.1).

Rozkład częstości średnich dobowych przepływów Wisły w Kępie Polskiej i Włocławku w analizowanym wieloleciu wskazuje na przewagę przepływów mniejszych od średnich (ryc. 4.1). Przepływy poniżej $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ występowały przeciętnie przez 55% dni w roku w Kępie Polskiej i przez 60% dni we Włocławku. Dominantę stanowią przepływy z przedziału $750\text{-}800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, które w badanym wieloleciu występowały przeciętnie przez około 50 dni w roku (ryc. 4.1).

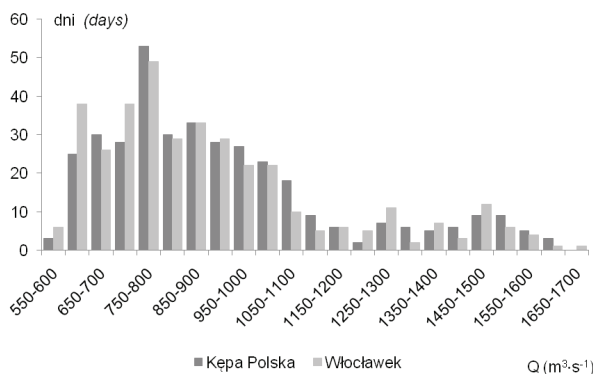
Tabela 4.1. Charakterystyki wielkości i zmienności przepływów Wisły w wieloleciu 1971-2015 w przekrojach wodowskazowych Kępa Polska i Włocławek

	Q	V	q	H	a	A	Cv
	m ³ ×s ⁻¹	km ³	dm ³ ×s ⁻¹ ×km ⁻²	mm	-	-	%
Kępa Polska							
XI	772,3	2,0	4,6	11,8	15,3	4,6	56
XII	822,6	2,2	4,9	13,0	8,8	3,1	48,7
I	900,2	2,4	5,3	14,3	15,1	3,8	56,2
II	1013,9	2,5	6,0	14,5	12,3	3,4	50,6
III	1338	3,6	7,9	21,2	13,9	3,8	50,5
IV	1476,3	3,8	8,7	22,6	12,5	3,3	44,5
V	1068,6	2,9	6,3	16,9	15,8	5,8	52,2
VI	915,4	2,4	5,4	14,0	16	5,9	56,7
VII	798,2	2,1	4,7	12,7	17,2	6,2	59,9
VIII	755,1	2,0	4,5	12,0	21	6,4	75
IX	640	7,7	3,8	9,8	18,4	6,5	63,1
X	691,3	1,9	4,1	11,0	18,3	6,6	65,1
zima	1053,7	16,5	6,2	97,5	22,4	5,0	57,1
lato	811,8	12,9	4,7	76,4	27,9	7,9	64,0
rok	931,8	29,4	5,4	173,9	27,9	6,9	61,7
Włocławek							
XI	762,3	2,0	4,4	11,5	17,9	4,8	57,9
XII	807,9	2,2	4,7	12,6	15,5	3,9	51,6
I	876,5	2,3	5,1	13,6	22,8	4,6	59
II	999,2	2,4	5,8	14,0	17,2	3,6	51,3
III	1309,1	3,5	7,6	20,3	17,2	4,4	53,2
IV	1429	3,7	8,3	21,5	14,3	3,7	47,8
V	1024,5	2,7	5,9	15,9	18,5	6	53,2
VI	872,1	2,3	5,1	13,1	23	5,9	58,1
VII	763,4	2,0	4,4	11,9	22,2	6,9	59,6
VIII	734,9	2,0	4,3	11,4	27,6	7,1	77,7
IX	624,4	1,6	3,6	9,4	24,9	6,1	64,2
X	676	1,8	3,9	10,5	20,5	7,1	66,3
zima	1030,4	16,1	6,1	95,4	32,9	5,7	59,2
lato	782,9	12,4	4,5	73,7	40,9	8,1	65,0
rok	905,7	28,6	5,3	169,1	40,9	7,0	63,5

Q – natężenie przepływu, V – wielkość odpływu, q – przepływ jednostkowy, H – warstwa odpływu, α – współczynnik nieregularności, A – amplituda względna, Cv – współczynnik zmienności

Porównanie wartości natężenia przepływu wody w przekrojach wodowskazowych Kępa Polska i Włocławek wskazuje na mniejsze, w większości przypadków, wartości natężenia przepływu poniżej zapory w porównaniu z rzeką powyżej zbiornika. Na zjawisko to zwracali już wcześniej uwagę Z. Babiński i M. Grześ (1995) oraz R. Głazik (1998). Wykazali oni, że tylko w nielicznych przypadkach przepływów ekstremalnych odpływ ze zbiornika jest większy niż dopływ. Mniejsze przepływy poniżej zapory wyjaśniano stratami wody na parowanie (Babiński, Grześ 1995). Inny pogląd na ten temat przedstawił R. Głazik (1998) wskazując, jako przyczynę mniejszych wartości natężenia przepływu wody

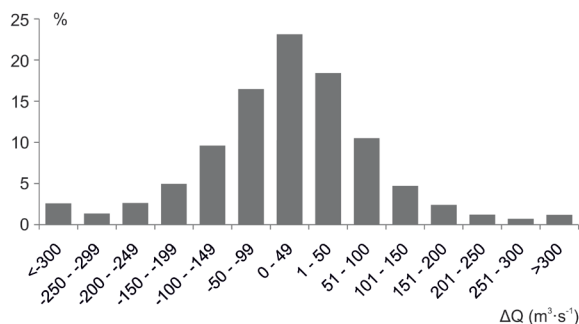
poniżej zaporę, złą konstrukcją krzywej natężenia przepływu na nieuregulowanym odcinku rzeki w Kępie Polskiej (wartości zawyżone) lub niedostatecznym uwzględnieniem roli erozji wgłębnej Wisły we Włocławku (wartości zaniżone). Ta druga przyczyna zdaniem R. Glazika (1998) jest jednak mało prawdopodobna, na co wskazują podobne wielkości zrzutów wody ze zbiornika i wartości natężenia przepływu w przekroju wodowskazowym Włocławek zlokalizowanym 4,6 km poniżej zaporę.



Ryc. 4.1. Rozkład częstości dobowych wielkości natężenia przepływu wody w przekrojach wodowskazowych Kępa Polska i Włocławek w przeciętnym roku z wielolecia 1971-2015.

Fig. 4.1. Frequency distribution of daily discharges at the Kępa Polska and Włocławek hydrological gauges in the average year of 1971-2015

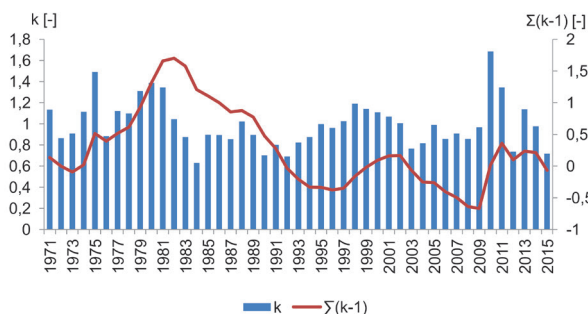
Obliczony na podstawie danych z wielolecia 1971-2015 średni spadek wielkości natężenia przepływu między przekrojami wodowskazowymi w Kępie Polskiej i Włocławku wynosił $26,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Występowały jednak również okresy o wyższych przepływach poniżej zaporę. Sytuacja taka miała miejsce aż w 39,2% dni wielolecia. Wyraźnie dominowały dni (41,5%) kiedy wielkość różnicy przepływów między profilami wodowskazowymi w Kępie Polskiej i Włocławku wahała się od -49 do $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 4.2). Stosunkowo często, bo przez 9,7% dni wielolecia różnica ta była większa od $\pm 200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Również w tym przypadku częściej (6,6%) występowały dni charakteryzujące się mniejszym odpływem ze zbiornika (ryc. 4.2). Zdarzały się także okresy o ekstremalnie dużych różnicach przepływów, przekraczających $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, których w analizowanym wieloleciu było aż 23. Wyjątkowa sytuacja miała miejsce 8 stycznia 1982 roku, kiedy to średni dobowy odpływ ze zbiornika był o $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ większy od dopływu. Tak duże zrzuty wody ze zbiornika były wykonywane w celu obniżenia jej stanów w górnej części zbiornika w czasie spiętrzenia zatorowego (Majewski 2009). Podobnej wielkości różnice przepływów między profilami wodowskazowymi w Kępie Polskiej i Włocławku wystąpiły w czasie wezbrań wiosennych 26 kwietnia 1998 ($1560 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) oraz 22 maja 2010 ($1530 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Z przeprowadzonej analizy wynika, że duże różnice przepływów między Kępą Polską a Włocławkiem wiązać należy z funkcją przeciwpowodziową zbiornika lub zwiększonymi zrzutami wody przez zaporę w celu usprawnienia żeglugi. Przyczyną mniejszych różnic między dopływem a odpływem wody ze zbiornika był natomiast szczytowo-intertywencyjny reżim eksploatacji stopnia wodnego „Włocławek”.



Ryc.4.2. Częstość występowania wielkości różnic natężenia przepływu wody między przekrojami hydrometrycznymi w Kępie Polskiej i Włocławku, jako % dni wielolecia 1971-2015

Fig. 4.2. Frequency of occurrence of differences between discharges at the Kępa Polska and Włocławek hydrological gauges, as % of days in 1971-2015

Pod względem zróżnicowania wielkości dopływu wody do Zbiornika Włocławskiego analizowane wielolecie można podzielić na pięć okresów (ryc. 4.3). Pierwszy obejmujący lata 1971-1982 charakteryzował się wzrostem przepływów, przy dużej jednocześnie dynamice zmian z roku na rok. Lata 1983-1997 to okres wyraźnie mniejszych, ale bardziej stabilnych przepływów. Podczas tej fazy, w latach 1982-1992, w znacznej części kraju występowała susza hydrologiczna, przy czym największe niedobory wody wystąpiły w latach 1983-1984 i 1990-1992 (Bobiński, Meyer 1992). Trzeci okres trwający od roku 1998 do 2002 to ponowny wzrost przepływów wody. Są one jednak wyraźnie mniejsze niż w latach 1971-1982, a przepływy w kolejnych latach są bardziej równomierne. Lata 2003-2009 to kolejna faza spadków wielkości przepływu wody. Od roku 2010 do 2015 przepływy wody ponownie rosły wykazując jednocześnie dużą zmienność w poszczególnych latach.



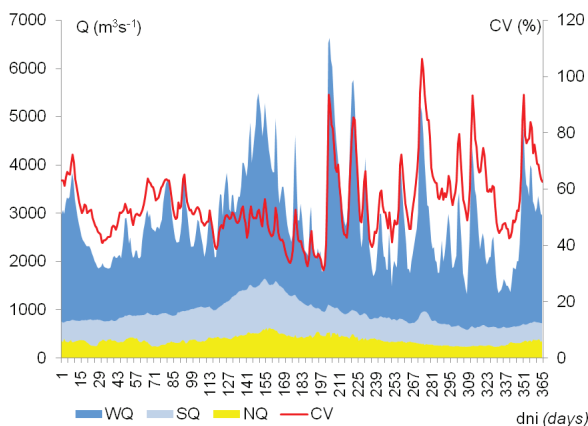
Ryc. 4.3. Roczne współczynniki przepływu (k) i ich krzywa kumulacyjna ($\Sigma k-1$) w przekroju wodowskazowym Kępa Polska

Fig. 4.3. Yearly discharge coefficients (k) and their cumulative curve ($\Sigma k-1$) at the Kępa Polska hydrological gauge

Przebieg uśrednionego hydrogramu natężenia przepływu wody w przekroju wodowskazowym Kępa Polska, charakteryzujący wielkość dopływu wody do Zbiornika Włocławskiego, wskazuje na obecność przynajmniej trzech okresów (ryc. 4.4). W pierwszym, trwającym mniej więcej od końca lutego do połowy maja, dopływ do zbiornika jest największy. Pod koniec marca pojawia się trwająca około dwa tygodnie kulminacja przepływów. Średnie wartości dobowych przepływów wody osiągają wtedy powyżej $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Od drugiej połowy maja do połowy września średnie przepływy zmniejszają się do około $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W tym czasie, na tle wyraźnej tendencji zmniejszania się dopływów wody do zbiornika, na przełomie lipca i sierpnia ma miejsce krótka, około dwutygodniowa, faza większych dopływów. Ostatni okres, trwający od drugiej połowy września do końca lutego, to faza sukcesywnego wzrostu przepływów wody. Wysokim średnim przepływom z końca zimy i początku wiosny towarzyszą największe przepływy maksymalne, z maksimum w dniu 30 marca 1979 wynoszącym $5972 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 4.4). Wysokie, powyżej $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, wartości przepływów pojawiają się od początku marca i trwają do końca drugiej dekady kwietnia. Niskie wartości współczynnika zmienności dopływów dobowych, które nie przekraczają w tym okresie 60%, świadczą o stałej tendencji do formowania się wezbrań wiosennych. Charakterystyczną cechą zmienności dopływów wody do zbiornika w analizowanym wieloleciu jest pojawianie się przepływów wezbraniowych powyżej $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ we wszystkich miesiącach, z wyjątkiem grudnia. Należy podkreślić, że wezbrania zimowe, o ile występowały, były znacznie niższe w porównaniu z wezbraniem występującymi w innych miesiącach. Wyższe od wiosennych wezbrań roztopowych były wezbrania występujące w drugiej połowie maja i pierwszej dekadzie czerwca. Wtedy wystąpił również największy przepływ w analizowanym wieloleciu. Wezbrania w tym okresie, jak również innych miesiącach letnich i jesiennych były dużo mniej regularne, o czym świadczą wysokie wartości współczynnika zmienności przepływów dobowych, wynoszące od 80-120%. Na tle dużej zmienności dopływów maksymalnych wyraźnie mniejszą zmiennością charakteryzowały się dopływy minimalne. Najniższe ich wartości, wynoszące od 240 do $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, charakterystyczne były dla okresu od początku sierpnia do początku października oraz dla drugiej dekady stycznia.

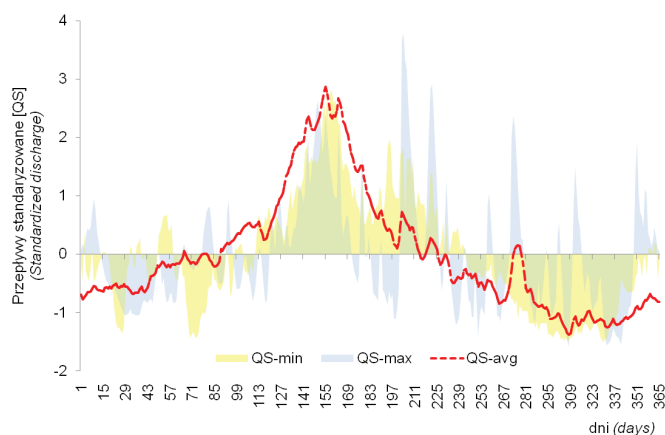
Okresy kiedy wartości natężenia przepływu wody różnią się znacząco od przepływu średniego są szczególnie ważne z punktu widzenia wpływu warunków hydrologicznych na przebieg procesów fizyczno-chemicznych i biologicznych zachodzących w zbiornikach zaporowych. Wyznaczenie takich okresów umożliwia metoda odchyłeń standaryzowanych w ujęciu zaproponowanym przez Jokiel i Bartnik (2005). Przebieg standaryzowanych odchyłeń dopływów średnich wskazuje, że od 28 stycznia do 2 czerwca średnie przepływy dobowe były większe od średniego przepływu z wielolecia (SSQ) (ryc. 4.5). Szczególnie wysokimi wartościami odchyłeń charakteryzował się okres od połowy marca do połowy kwietnia. W pozostałej części roku średnie dobowe dopływy były niższe od SSQ, zwłaszcza od końca sierpnia do połowy października. W czasie trwania ujemnych wartości odchyłeń pojawiały się jednak krótkie, kilkudniowe okresy o dodatnich wartościach odchyłeń, co oznacza, że średnie przepływy dobowe były większe od SSQ.

Najwyższe w stosunku do średniego przepływu minimalnego (SNQ) wartości dobowych przepływów minimalnych występowały od trzeciej dekady lutego do końca czerwca. Na początku tego okresu, to jest do końca kwietnia, koresponowały one z najwyższymi w stosunku do średniego przepływu maksymalnego (SWQ) dopływami maksymalnymi. Niewątpliwie, taki charakter przebiegu dopływów wody do zbiornika w marcu i kwietniu uwarunkowany był dużym oraz powtarzającym się każdego roku zasilaniem rzeki wodami roztopowymi i opadowymi, przy jednocześnie ograniczonym parowaniu terenowym. Od końca kwietnia do końca czerwca, średnie dobowe dopływy maksymalne są już wyraźnie niższe od SWQ, co wyrażają ujemne wartości przepływów standaryzowanych. Zakładając względną stałość drenażu głębszych wód podziemnych regionalnego systemu krążenia oznacza to, że przepływy Wisły w tym czasie kształtowane są przez płytsze wody podziemne, których zasoby podlegają corocznemu odtwarzaniu po sezonie zimowym. Na podstawie analizy przebiegu standaryzowanych odchyłek dobowych dopływów do zbiornika można uznać, że maj i czerwiec charakteryzują się zazwyczaj najbardziej stabilnymi dopływami wody do zbiornika, z zaznaczającą się jednak dość wyraźnie tendencją polegającą na stopniowym zmniejszaniu się wielkości dopływów (ryc. 4.5). Spadek ten należy wiązać z sukcesywnym zmniejszaniem się zasobów płytkich wód podziemnych oraz zwiększającą się stopniowo ewapotranspiracją i parowaniem z powierzchni zwierciadła wody. W pozostałej części roku średnie wartości minimalnych dopływów z jednoimiennych dni wielolecia są generalnie niższe od SNQ. Pojawiające się w tych samych dniach roku duże wartości standaryzowanych dobowych dopływów minimalnych, jak i maksymalnych świadczą o występowaniu w tych samych dniach w analizowanym wieloleciu zarówno dopływów bardzo wysokich jak i niskich.



Ryc. 4.4. Przeciętne hydrogramy średnich i ekstremalnych wartości natężenia przepływu wody w przekroju wodowskazowym Kępa Polska w wieloleciu 1971-2015. WQ – maksima przepływów dla jednoimiennych dni z wielolecia, SQ – średnie przepływy dla jednoimiennych dni z wielolecia, NQ – minima przepływów dla jednoimiennych dni z wielolecia, CV – współczynniki zmienności przepływów dla jednoimiennych dni z wielolecia

Fig. 4.4. Average hydrographs of extreme and mean discharges at the Kępa Polska hydrological gauge in 1971-2015. WQ – maximum for identical days; SQ – average for identical days, NQ – minimum for identical days, CV – flow variability coefficients for identical days



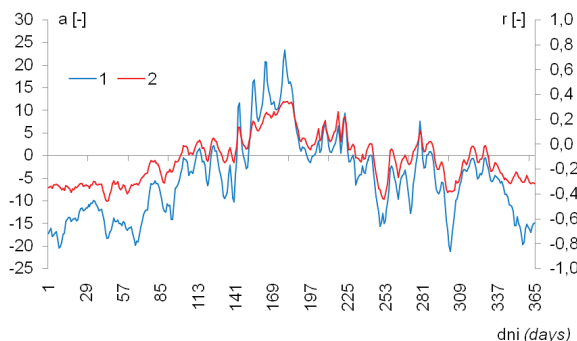
Ryc.4.5. Standaryzowane odchylenia średnich (QS-avg) i ekstremalnych (QS-min; QS-max) przepływów w przekroju wodowskazowym Kępa Polska od średnich z wielolecia 1971-2015

Fig. 4.5. Standardised deviation of average (QS-avg) and extreme (QS-min, QS-max) flows at the Kępa Polska hydrological gauge from the 1971-2015 averages

Większość jednoimiennych dni wielolecia w przekroju wodowskazowym w Kępie Polskiej wykazywała słabą tendencję polegającą na zmniejszaniu się wielkości natężenia przepływu wody. Świadczą o tym ujemne wartości współczynników regresji trendu liniowego w przypadku większości dni (ryc. 4.6). Niskie wartości współczynnika korelacji liniowej Pearsona oznaczają, że z wyjątkiem okresu trwającego od połowy października do początku stycznia, zaobserwowany trend jest nieistotny statystycznie. Okres charakteryzujący się dodatnimi wartościami współczynników regresji trwał z niewielkimi przerwami od końca marca do końca pierwszej dekady czerwca. Niskie wartości współczynników korelacji dla tych dni oznaczają, że również siła tendencji wyrażającej wzrosty przepływów jest słaba (ryc. 4.6). Zaobserwowane prawidłowości wskazują jednak na pogłębianie i wydłużanie się okresu jesiennych niżówek oraz na niewielki wzrost wielkości wezbrań wiosennych.

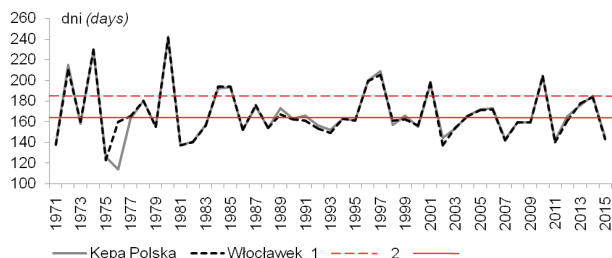
Jedną z najważniejszych cech ustroju hydrologicznego jest sezonowa zmienność przepływu rzecznego. Jest ona przede wszystkim wynikiem zróżnicowania warunków pogodowych wpływających na wielkość składowych bilansu wodnego. Równie duży wpływ na sezonową zmienność wielkości odpływu mają cechy fizycznogeograficzne zlewni oraz rodzaj i wielkość antropopresji (Bartnik, Jokiel 1997). W przypadku tak dużych i zróżnicowanych pod względem fizjograficznym zlewni jak zlewnia Wisły, obecność wielu różnych form retencji wpływa na zwiększenie bezwładności systemu, co powoduje, że sezonowość przepływu rzecznego jest słabiej wyrażona. Do opisu sezonowości odpływu rzecznego wykorzystywane są miary zaproponowane przez C.G. Markhama (1970). Miary te czyli indeks sezonowości (IS) i pora koncentracji odpływu (PK) stosowane w opracowaniach klimatologicznych znalazły również zastosowanie

w analizach hydrologicznych (Jokiel, Bartnik 2001; Jokiel, Bartnik 2005; Jokiel, Stanisławczyk 2016). Wartości wskaźników sezonowych Markhama zostały również obliczone dla dolnej Wisły w przekrojach Kępa Polska i Włocławek (Jokiel, Tomalski 2017). Średnia pora koncentracji przepływu w obu przekrojach przypadała na 153 dzień roku hydrologicznego, tj. 2 kwietnia. Podobne są również wartości średniego indeksu sezonowości, który dla przekroju w Kępie Polskiej wynosi 23%, a dla przekroju we Włocławku 24%. Wyliczone wartości indeksów wskazują, że przepływy Wisły na tym odcinku charakteryzują się przeciętną sezonowością, typową dla większych systemów rzecznych. Podkreślono również brak wyraźnej tendencji zmian sezonowości (Jokiel, Tomalski 2017).



Ryc. 4.6. Współczynniki regresji równania liniowego i współczynniki korelacji dla jednoimiennych przepływów dobowych w wieloleciu 1971-2015 w przekroju wodowskazowym Kępa Polska. 1 – współczynnik regresji (a), 2 – współczynnik korelacji Pearsona (r)

Fig. 4.6. Linear regression and autocorrelation coefficients for identical flows at the Kępa Polska hydrological gauge in 1971-2015. 1 – regression coefficient (a), 2 – Pearson's correlation coefficient (r)



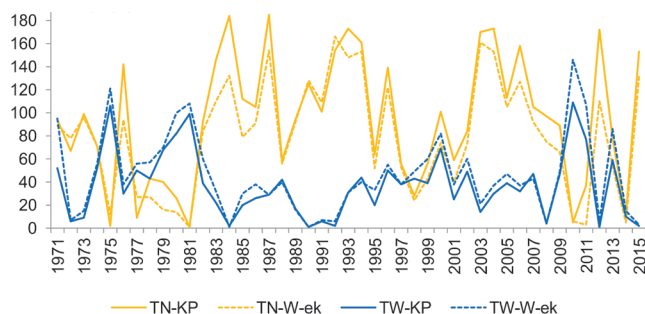
Ryc. 4.7. Wieloletnia zmienność terminu przekroczenia połowy dopływu rocznego (TPO). 1 – połowa roku hydrologicznego, 2 – TPO dla roku uśrednionego

Fig. 4.7. Long-term fluctuation of hydrological half-year flow exceeding term (TPO). 1 – hydrological half-year, 2 – TPO for the average year

Sezonowość odpływu rzeczny określa również termin, w którym osiągnięta zostanie połowa odpływu rocznego (TPO) (Jokiel, Bartnik 2005). Dla uśrednionego hydrogramu przepływów wody w przekroju Kępa Polska połowa rocznego odpływu została osiągnięta 14 kwietnia, a w przekroju Włocławek 13 kwietnia. Najwcześniejszy TPO w Kępie Polskiej wystąpił 3 marca w roku 1975 a najpóźniejszy 30 czerwca w 1980 roku. W przekroju Włocławek było to odpowiednio 22 lutego 1976 i 29 czerwca 1976 (ryc. 4.7). Zdecydowanie częściej, bo w 35 latach analizowanego wielolecia, połowa odpływu rocznego została osiągnięta w półroczu zimowym, a w 26 (Kępa Polska) i 27 (Włocławek) latach wcześniej niż w roku uśrednionym (ryc. 4.7).

Najbardziej oczywistym przejawem sezonowości przepływów rzecznych jest obecność okresów wezbrań i niżówek. Za przepływ graniczny wezbrania przyjęto najniższy z maksymalnych przepływów miesięcznych (NWQ). Górną granicę niżówki wyznaczono natomiast, jako największą wartość przepływu z minimów rocznych (WNQ), (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997). Określone w ten sposób przepływy graniczne wynoszą dla wezbrań $1630 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kępa Polska) i $1480 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Włocławek) oraz dla niżówek $552 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kępa Polska) i $499 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Włocławek). Oszacowany na podstawie wielkości przepływów granicznych średni czas trwania przepływów niżówkowych w Kępie Polskiej wynosił 94 dni, a we Włocławku 80 dni. Średni czas trwania wezbrań jest dużo krótszy i wynosił 37 dni w Kępie Polskiej i 46 dni we Włocławku.

Mimo dużego zróżnicowania czasów trwania wezbrań i niżówek w kolejnych latach, dość wyraźnie zaznaczyły się lata charakteryzujące się długotrwałymi niżówkami. Okres ten trwał, z krótkimi przerwami, od 1983 do 1996 roku oraz od 2003 do 2007 (ryc. 4.8). Najdłuższe, trwające ponad pół roku, niżówki w Kępie Polskiej wystąpiły w latach 1984 i 1987. Najdłuższy, 166-dniowy okres niżówkowy we Włocławku miał miejsce w 1999 roku. Dłuższe okresy wezbraniowe wystąpiły na początku wielolecia oraz pod jego koniec w latach 2010-2011. Wtedy też, w 2010 roku miał miejsce najdłuższy trwający 146 dni okres wezbraniowy.



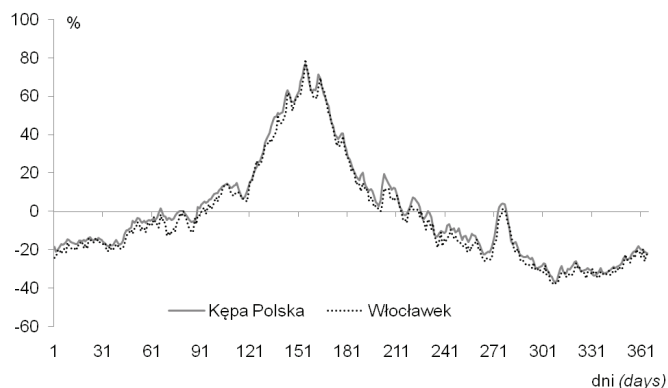
Ryc. 4.8. Łączny roczny czas trwania wezbrań (TW) i niżówek (TN) w Kępie Polskiej (KP) i Włocławku (W-ek) w wieloleciu 1971-2015

Fig. 4.8. Cumulative time of floods (TW) and low-waters (TN) at the Kępa Polska and Włocławek hydrological gauges in 1971-2015

Analiza sezonowości wykazała dość małą stabilność reżimu przepływów Wisły w obydwu przekrojach wodowskazowych. Dlatego czas trwania sezonów hydrologicznych wyznaczony w oparciu o procentowe wartości wskaźnika sezonowości dla uśrednionego hydrogramu przepływów jest tylko pewnym przybliżeniem. Wskaźnik sezonowości został wyliczony według formuły (1), (Jokieli, Bartnik 2005):

$$Ws_i = \frac{SQ_i - SSQ}{SSQ}, i = 1, 2, \dots, 365 \quad (1)$$

Wskaźniki sezonowości w przekrojach Kępa Polska i Włocławek przyjmują podobne wartości. Wynoszą one odpowiednio od -37 i -38% do 77 i 79% (ryc. 4.9). Dodatkowo wartości wskaźnika występują praktycznie nieprzerwanie od początku lutego do końca maja. W pozostałej części roku, są one ujemne z niewielkimi, kilkudniowymi (3-4-dniowymi) przerwami w grudniu i styczniu oraz na początku sierpnia. Największą sezonowością, wyrażoną wartościami wskaźnika większymi od 20% i mniejszymi od -20%, charakteryzuje się okres od drugiej dekady marca do drugiej dekady maja, koniec lipca oraz okres od połowy sierpnia do trzeciej dekady października. Świadczy to o względnie dużej stabilności okresu występowania wezbrań wiosennych oraz niżówek letnio-jesiennych.



Ryc. 4.9. Wskaźniki sezonowości przepływów dobowych w Kępie Polskiej i Włocławku w wieloletniu 1971-2015

Fig. 4.9. Seasonality indices of diurnal water flows at the Kępa Polska and Włocławek hydrological gauges in 1971-2015

Stabilność przepływów w okresie wezbrań wiosennych i niżówek letnio-jesiennych potwierdzają wartości współczynnika stabilności. Współczynnik ten określa stabilność odpływu, jako stopień regularności występowania w ciągu roku określonej zmiennej opisującej (Corbus, Stanescu 2004). Im większa jest częstotliwość wystąpienia danej zmiennej opisującej, a długość okresu, w którym dana wartość występowała jest krótsza, tym odpływ jest bardziej stabilny. Jako zmienne opisujące wybrano pierwszą, drugą i trzecią maksymalną i minimalną wartość spośród średnich miesięcznych przepływów w danym roku (Wrzesiński

2009). Wartości współczynnika stabilności w analizowanych przekrojach wodowskazowych wskazują na stabilny, bądź względnie stabilny charakter przepływów wezbraniowych i niżówkowych, a w przypadku najwyższego przepływu średniomiesięcznego w przekroju Włocławek stwierdzona została nawet silna stabilność (tab. 4.2). Wyniki analizy wykazały, że nieznacznie większą stabilnością charakteryzują się przepływy w przekroju Kępa Polska, co świadczy o pewnym wpływie stopnia wodnego na reżim przepływów dolnej Wisły.

Tabela 4.2. Stabilności przepływów maksymalnych i minimalnych w latach 1971-2015 przekroju Kępa Polska (KP) i Włocławek (W-ek)

	Współczynnik stabilności - W_s		Miesiąc wystąpienia		Charakter stabilności	
	KP	W-ek.	KP	W-ek.	KP	W-ek.
I Max	0,52	0,77	II – IV	III - IV	Stb.	Sln. Stab.
II Max	0,62	0,39	III – V	III-VI	Stb.	Wzgl. Stb.
III Max	0,40	0,36	II – V	II – V	Wzgl. Stb.	Wzgl. Stb.
I Min	0,49	0,41	VIII – X	VIII – XI	Stb.	Wzgl. Stb.
II Min	0,36	0,43	VII – X	VII – X	Wzgl. Stb.	Wzgl. Stb.
III Min	0,34	0,35	VIII – XI	VII – XI	Wzgl. Stb.	Wzgl. Stb.

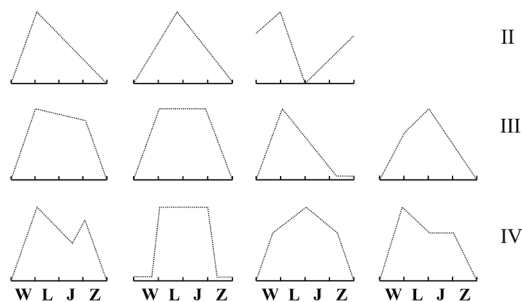
Sln. Stb. – silnie stabilny, Stb. – stabilny, Wzgl. Stb. – względnie stabilny

4.2. ZMIENNOŚĆ STANÓW WODY

Funkcjonowanie zapór i zbiorników zaporowych powoduje duże zmiany w przebiegu stanów wody, zarówno powyżej, jak i poniżej spiętrzenia. Zmienia się nie tylko ich zakres, ale również dynamika. Czynniki określającymi wielkość wahań stanów wody są oczywiście warunki hydrometeorologiczne i cechy środowiska wpływające na kształtowanie się odpływu rzecznego. Decydują one o zmienności dopływu wody ze zlewni i parowania z powierzchni zbiornika. Ważne znaczenie mają również morfologiczne cechy czaszy zbiornika. Od jej ukształtowania zależy wielkość amplitudy stanów wody oraz szybkość zmian. Im bardziej głęboka jest dolna – przyzaporowa część zbiornika, tym większe są możliwości wykorzystania jego pojemności użytkowej czego konsekwencją mogą być duże wahania stanów wody. Zdecydowanie większy, niż czynniki naturalne, wpływ na zmienność poziomu wody w zbiornikach zaporowych ma sposób ich eksploatacji, który wynika bezpośrednio z ich funkcji. Od sposobu gospodarowania wodą na stopniu wodnym zależy ilość faz wzrostu i spadków stanów wody związanych z napełnianiem i opróżnianiem zbiornika. W przypadku funkcjonowania zapory w systemie przepływowym stany wody zmieniają się w niewielkim zakresie w stosunku do normalnego poziomu piętrzenia (NPP).

Czas trwania poszczególnych faz i ich liczba stały się podstawą do opracowania klasyfikacji reżimów stanów wody w zbiornikach zaporowych (Ědelštejn 1998). Wyróżniono pięć głównych typów takich reżimów: jedno-, dwu-, trzy- i czterofazowy oraz polifazowy. Na podstawie okresu, w którym występują maksymalne, bądź minimalne stany wody określono również

podtypy. W przypadku typu dwufazowego takich podtypów wyróżniono trzy, a w przypadku typów trzy i czterofazowego po cztery (ryc. 4.10). Zgodnie z tą klasyfikacją zbiorniki dolinne o funkcji hydroenergetycznej, do których zalicza się również Zbiornik Włocławski, reprezentują jednofazowy typ reżimu stanów wody. Charakteryzuje się on wyrównanym przebiegiem stanów wody w ciągu całego roku z niewielkimi tylko odchyleniami od NPP.



Ryc. 4.10. Typy rocznych wahań stanów wody w zbiornikach zaporowych wg K.K. Ędel'stejn (1998). II – dwufazowy, III – trójfazowy, IV – czterofazowy, W – wiosna, L – lato, J – jesień, Z – zima

Fig. 4.10. Types of annual water level fluctuations in dam reservoirs acc. to K.K. Ędel'stejn (1998). II – two-phase, III – three-phase, IV – four-phase, W – spring, L – summer, J – autumn, Z – winter

Zmienność stanów wody w zbiornikach zaporowych ma istotny wpływ na funkcjonowanie ekosystemu zbiornika oraz procesy zachodzące w strefie brzegowej. Duże fluktuacje stanów wody są jedną z przyczyn zaburzeń stratyfikacji gęstościowej, w następstwie czego zmienia się również przebieg wielu innych procesów fizycznych i chemicznych w zbiorniku (Nowlin i in. 2004). Przedłużający się czas trwania niskich stanów wody wpływa na pogorszenie jej jakości, co wyraża się między innymi wzrostem stężeń substancji biogenicznych (Kimmel i in. 1990; Geraldés, Boavida 2003). Do pogorszenia jakości wody może dochodzić również podczas wzrostu poziomu wody w zbiorniku. Zatopienie fragmentów platformy brzegowej wraz z nagromadzonymi na niej składnikami odżywczymi i substancjami toksycznymi może powodować ich uwalnianie do wody w wyniku przebiegających procesów biogeochemicznych (Bao Y. i in. 2015). W szczególności duże wahania stanów wody wpływają na cechy strefy litoralnej, zwiększając nie tylko jej zasięg, ale również właściwości. Wskutek silnej erozji powierzchnia strefy litoralnej podlega utwardzeniu oraz zostaje pozbawiona osadów drobnoziarnistych i materii organicznej (Furey i in. 2004). Wahania poziomu wody powodują, że między strefą litoralną a strefą pelagiczną zachodzi zintensyfikowany przepływ nutrientów (Kennedy, Walker 1990). W konsekwencji strefa litoralna zbiorników, charakteryzujących się dużymi fluktuacjami poziomu wody, staje się środowiskiem niesprzyjającym rozwojowi makrofitów oraz ryb (Havens i in. 2005; Winfield 2004). Wpływ fluktuacji stanów wody na dostępność światła oraz substancji biogenicznych powoduje, że są one pośrednią przyczyną zmienności wielkości biomasy fito- i zooplanktonu

oraz jego składu gatunkowego (Naselli-Flores, Barone 1997, 2000; Wang i in. 2011). Wahania stanów wody, szczególnie o dużych amplitudach, pobudzają przebieg procesów masowych i erozyjno-akumulacyjnych na brzegach zbiorników, szczególnie w początkowym okresie ich funkcjonowania (Schuster 1979; Reid i in. 1988; Spanilá, Simeonova 1993; Banach 1994; Ovčinnikov i in. 1999; Kaczmarek 2010; Bao i in. 2015). Zmiany poziomu wody w zbiornikach wpływają również negatywnie na roślinność w ich bezpośrednim otoczeniu (Nilsson, Jansson 1995).

Jak w większości innych zbiorników zaporowych zakres wahań stanów wody w Zbiorniku Włocławskim zależy od wielkości dopływu wód rzecznych oraz reżimu pracy hydroelektrowni i jazów (Wiejaczka, Wesoły 2012). Przed spiętrzeniem Wisły, w latach 1919-1959, roczne amplitudy stanów wody na wodowskazie w Płocku wynosiły od 236 do 563 cm, średnio 381 cm (Achrem, Gierszewski 2007). Po wybudowaniu zapory zmniejszyły się i w latach 1971-1990 osiągały od 57 do 447 cm (Banach 1994). Jeszcze mniejsze były one na zaporze, gdzie przyjmowały wartości od 52 do 187 cm. W tym samym okresie na wodowskazie w Kępie Polskiej, pozostającym poza zasięgiem cofki Zbiornika Włocławskiego, roczne amplitudy stanów wody zawierały się w granicach od 183 do 512 cm, czyli podobnie jak przed spiętrzeniem Wisły. Porównanie średnich rocznych amplitud stanów wody z okresu przed i po powstaniu zapory we Włocławku wskazuje na prawie 4-krotny spadek ich wielkości na spiętrzonej odcinku Wisły. Jeszcze większe zmiany w przebiegu stanów wody wystąpiły poniżej zapory, gdzie wyraźnie zwiększyła się wielkość i dynamika dobowych zmian stanów wody (Babiński, Grześ 1995). W porównaniu z odcinkiem rzeki powyżej cofki zbiornika większe są tutaj również roczne amplitudy stanów wody. W porównywalnym okresie 1971-1990 maksymalna amplituda na wodowskazie we Włocławku wystąpiła w 1979 roku i wynosiła 613 cm, czyli prawie 1 metr więcej niż na wodowskazie w Kępie Polskiej.

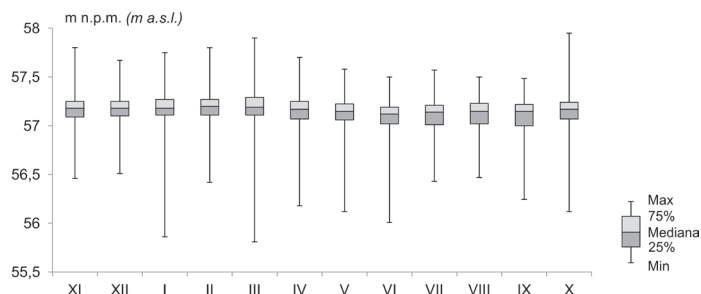


Ryc. 4.11. Przebieg średnich rocznych stanów wody na stopniu wodnym „Włocławek” na tle zmienności średniego rocznego natężenia przepływu w przekroju hydrometrycznym Kępa Polska w wieloletniu 1971-2011

Fig. 4.11. Fluctuation in annual mean water level at the “Włocławek” barrage against the variability of the average discharge at the hydrometric cross-section of Kępa Polska in 1971-2011

Średnie roczne wartości stanów wody na zaporze we Włocławku wykazywały niewielkie zróżnicowanie w wieloleciu 1971-2011 (ryc. 4.11). Mimo, że różnica między najwyższą i najniższą wartością średniego rocznego stanu wody wynosiła zaledwie 31 cm to w ich przebiegu można wyróżnić dwa okresy charakteryzujące się nieco niższymi wartościami stanów wody trwające od 1971 do 1982 i od 1991 do 2001 oraz dwa okresy o wyższych stanach wody w latach 1983-1990 i 2002-2011. Faza niższych stanów wody koresponduje z latami charakteryzującymi się wyższymi wartościami natężenia przepływu. Odwrotna sytuacja ma miejsce w przypadku okresów o podwyższonych stanach wody, kiedy średnie wartości natężenia przepływu są mniejsze (ryc. 4.11). Zaobserwowana prawidłowość nie jest jednak zbyt silna, o czym świadczy niski, bo wynoszący 0,22, współczynnik korelacji liniowej. Taki rodzaj relacji stanów wody i przepływów wskazuje na niewielkie, możliwości retencyjne Zbiornika Włocławskiego. Roczne amplitudy stanów wody w latach 1971-2011 zmieniały się od 52 cm w 1990 roku do 187 cm w 1981 roku wynosząc średnio 102 cm.

Zmienność stanów wody w cyklu rocznym w górnej części zbiornika jest podobna jak przed spiętrzeniem. Najwyższe średnie miesięczne stany wody występują zazwyczaj w miesiącach zimowych z maksimum w styczniu, co jest związane z powstawaniem spiętrzeń wody wskutek zatorów śryżowo-lodowych, tworzących się w górnej części Zbiornika Włocławskiego. W niektórych latach wyższe stany wody były również obserwowane latem (czerwiec-sierpień) w czasie wezbrań opadowych. Miesiące letnie to jednak przede wszystkim okres występowania najniższych stanów wody z minimum przypadającym we wrześniu (Banach 1994; Achrem, Gierszewski 2007).

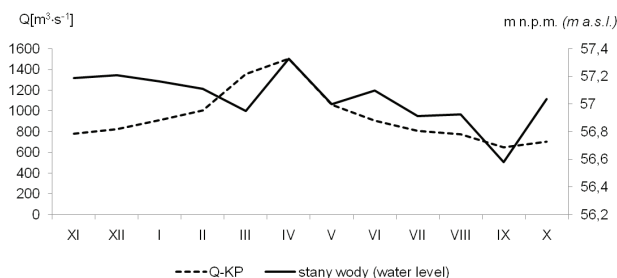


Ryc. 4.12. Zróżnicowanie średnich miesięcznych stanów wody na stopniu wodnym "Włocławek" w latach 1971-2011

Fig. 4.12. Differentiation of monthly average water levels at the "Włocławek" barrage in 1971-2011

W dolnej części zbiornika stany wody są jeszcze bardziej wyrównane. Różnice ich mediany osiągają zaledwie 8 cm, a zakres zmian zawarty między 1 i 3 kwartylem wynosi od 15 cm w grudniu do 22 cm we wrześniu (ryc. 4.12). W poszczególnych miesiącach średnie amplitudy stanów wody osiągały od 31 cm w lutym do 54 cm w czerwcu. Największa amplituda w całym wieloleciu wystąpiła w marcu 1982 roku i wynosiła 169 cm. Również w tej części zbiornika,

mimo małego zróżnicowania przebiegu stanów wody, można wyznaczyć okres o nieco wyższym poziomie wody trwający, od października do kwietnia oraz miesiące charakteryzujące się obniżonymi stanami wody od maja do września. Zmiany te odzwierciedlają, wymuszony przebiegiem warunków hydrologicznych, reżim pracy hydroelektrowni i urządzeń piętrzących wodę na stopniu wodnym (ryc. 4.13). Wyraża się on zazwyczaj podniesieniem rzędnej piętrzenia wody w okresach charakteryzujących się mniejszym dopływem wody do zbiornika oraz obniżaniem stanu wody bezpośrednio przed pojawieniem się wiosennych przepływów wezbraniowych. Maksymalne stany wody w kwietniu korelują z najwyższymi wartościami przepływu wody podczas wiosennych wezbrań roztopowych (ryc. 4.13).



Ryc. 4.13. Średnie z wielolecia (1971-2011) miesięczne stany wody na stopniu wodnym „Włocławek” na tle średnich miesięcznych przepływów wody w przekroju wodowskazowym Kępa Polska (Q-KP)

Fig. 4.13. Monthly average water levels in 1971-2011 at the „Włocławek” barrage against the monthly average water flows at the Kępa Polska hydrological gauge (Q-KP)

Wyniki analizy wykazały, że zmienność stanów wody w Zbiorniku Włocławskim charakteryzuje się bardzo małą dynamiką zarówno w przebiegu wieloletnim jak i w ciągu roku. O niewielkiej zmienności stanów wody świadczy również to, że średnio przez ponad 203 dni w roku dobowe wahania stany wody były mniejsze od 5 cm. Średnia dobowa amplituda stanów wody była tylko o jeden centymetr wyższa. Amplitudę większą od 50 cm stwierdzono w 56 dniach analizowanego wielolecia, co oznacza, że wahania wody o takiej skali pojawiały się zaledwie 2 dni w roku. Przez ponad 70% dni wielolecia dobowe stany wody zawierały się w przedziale od 57,0 do 57,3 m n.p.m. Stany wyższe od 57,3 m n.p.m., który odpowiada NPP, stwierdzono tylko w 13,6% dni wielolecia, z czego ponad połowa wystąpiła po zmianie sposobu eksploatacji hydroelektrowni w 2002 roku.

Należy założyć, że w związku z małą zmiennością stanów wody w Zbiorniku Włocławskim wpływ tego czynnika zarówno na parametry jakości wody, jak i przebieg procesów hydrodynamicznych będzie niewielki. Nie można jednak wykluczyć, że okresowy wzrost stanów wody w połączeniu z intensywnym falowaniem będzie wpływać na zwiększoną dostawę materiału ze strefy brzegowej do zbiornika. Mała dynamika zmian poziomu wody w Zbiorniku Włocławskim powinna również sprzyjać szybszemu kształtowaniu strefy litoralnej typu jeziornego.

4.3. REŻIM WYMIANY WODY

Szybkość wymiany wody to jeden z najważniejszych czynników abiotycznych decydujących o przebiegu wielu procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych w ekosystemach zbiorników zaporowych (Straškraba 1999). Tempo wymiany wody wpływa na obieg materii, na zdolność zbiornika do akumulowania dopływającej materii (zawiesina, substancje biogeniczne, metale ciężkie), podatność ekosystemu na degradację oraz zdolność do regeneracji. Od szybkości wymiany wody zależy bioproduktywność akwenu, skład gatunkowy organizmów wodnych oraz przestrzenne zróżnicowanie właściwości środowiska wodnego (Špet, Kubyškin 1968; Znamenskij 1977; Błędzki, Ellison 2000; Grabowska 2005; Cunha-Santino i in. 2016). Długość czasu retencji uznawana jest powszechnie za jeden z najważniejszych czynników stymulujących rozwój fitoplanktonu. Szybka wymiana wody powoduje, że biomasa fitoplanktonu nie zwiększa się nawet przy znacznej dostawie substancji biogenicznych (Soballe, Kimmel 1987; Tundisi i in. 1993). Od długości czasu retencji zależy również zróżnicowanie warunków środowiska wodnego w profilu podłużnym zbiornika. W przypadku krótkiego czasu retencji na prawie całej długości zbiornika panują warunki charakterystyczne dla strefy rzecznej. Z odwrotną sytuacją mamy do czynienia w sytuacji powolnej wymiany wody, kiedy prawie cały zbiornik funkcjonuje jak jezioro (Straškraba 1999; Soares i in. 2008). Wraz z wydłużaniem się czasu retencji wody wzrasta stopień transformacji właściwości fizyczno-chemicznych wód rzecznych zasilających zbiornik zaporowy (Straškraba i in. 1993b).

Z fizycznego punktu widzenia proces wymiany wody w zbiorniku zaporowym polega na zamianie wody wypełniającej zbiornik nową wodą o określonej objętości i właściwościach fizyczno-chemicznych (Znamenskij 1976). W zbiornikach przepływowych proces ten obejmuje wymianę zewnętrzną i wewnętrzną (Znamenskij 1981). Tempo zewnętrznej wymiany wody, na którą składają się wymiana pionowa (zbiornik-atmosfera) i pozioma (zbiornik-zlewnia), determinują składowe bilansu wodnego zbiornika wodnego (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Wewnętrzna wymiana wody dokonuje się natomiast przy udziale procesów hydrodynamicznych zachodzących w samym zbiorniku, na które składają się między innymi: cyrkulacja prądowa, miksja czy oddziaływanie prądu przepływowego. Między zewnętrzną i wewnętrzną wymianą wody istnieje dość silna zależność. Na szybkość zewnętrznej wymiany wody wpływa przede wszystkim składowa pozioma wymiany wody. Jej oddziaływanie na masy wodne jest uzależnione między innymi od wielkości i prędkości przemieszczania się w zbiorniku prądu przepływowego. Wzrost oddziaływania prądu przepływowego na masy wodne jest jednocześnie przyczyną większego tempa wewnętrznej wymiany wody. W akwenach, gdzie pionowa składowa zewnętrznej wymiany wody przeważa nad składową poziomą obserwowany jest wzrost znaczenia cyrkulacji wody uwarunkowanej konwekcją i zmniejszenie się tempa wymiany wody (Edelštein 1991).

Wpływ prądu przepływowego na tempo zewnętrznej wymiany wody uwiadczenia się szczególnie w zbiornikach zaporowych typu dolinnego i korytowego, do których zalicza się również Zbiornik Włocławski. Wzrastające w kierunku

zapory głębokości, różnice w szybkości nagrzewania i ochładzania się wody między górną, płytkowodną i dolną głębokowodną częścią zbiornika, a także zróżnicowanie mas wodnych pod względem właściwości fizyczno-chemicznych w górnej i dolnej części zbiornika sprzyjają formowaniu się prądów gęstościowych, które wzmacniają siłę oddziaływania prądu przepływowego (Straškraba, Tundisi 1999).

W związku z najczęściej słabym rozpoznaniem intensywności przebiegu procesów hydrodynamicznych odpowiedzialnych za wewnętrzną wymianę wody ocena tempa wymiany wody w zbiornikach zaporowych określana jest w praktyce, jako zewnętrzna wymiana za pomocą współczynnika poziomej wymiany wody (Edelštein 1991). W wielu sytuacjach między teoretycznym, a rzeczywistym czasem retencji wody pojawiają się istotne różnice. Jest tak między innymi w przypadku zbiorników stratyfikowanych, a także charakteryzujących się dużymi sezonowymi zmianami przepływu wody oraz pojemności (Straškraba i in. 1993b; Rueda i in. 2006).

W większości opracowań limnologicznych tempo wymiany wody określane jest za pomocą, tzw. współczynnika wymiany poziomej (W_p) nazywanego również wskaźnikiem obciążenia hydraulicznego jeziora (zbiornika). Wartość tego współczynnika, obliczana zazwyczaj dla okresu rocznego, jest stosunkiem objętości wody odpływającej ze zbiornika do jego pojemności. Jego zmodyfikowaną wersją jest współczynnik czasu retencji (R_t) będący stosunkiem pojemności zbiornika do średniego odpływu dobowego (m.in. Straškraba, Tundisi 1999). Do tej pory szybkość wymiany wody w Zbiorniku Włocławskim była opisywana przeważnie za pomocą współczynnika wymiany poziomej. Wyliczony w ten sposób średni czas retencji wody wynosił 4,5 doby, w latach suchych 6,5 doby, a w wilgotnych 3,5 (Grzeš 1983). Podczas wezbrań czas wymiany wody w Zbiorniku Włocławskim jest oczywiście zdecydowanie krótszy i trwa nawet mniej niż 1 dobę (Glazik 1995). Najbardziej szczegółową charakterystykę problemu tempa wymiany wody w Zbiorniku Włocławskim przedstawił P. Gierszewski (2006a). Na podstawie wielkości dopływu i odpływu wody ze zbiornika w latach hydrologicznych 1971-2000 określone zostały średnie roczne i średnie miesięczne wartości wskaźnika W_p i R_t . W rozpatrywanym okresie średni roczny czas retencji wody w Zbiorniku Włocławskim wynosił 5,2 doby przyjmując w poszczególnych latach wartości od 3,5 do 8 dób. Najczęściej, bo aż 65% miesięcy analizowanego wielolecia, wymiana wody trwała dłużej niż 5,2 doby. W cytowanej pracy przedstawiono również charakterystykę innych wskaźników opisujących szybkość zarówno zewnętrznej, jak i wewnętrznej wymiany wody. Średni czas retencji wody obliczony za pomocą formuł uwzględniających wpływ hydrodynamiki akwenu na proces wymiany wody był dłuższy i wynosił od 6,1 do 24 dni (Gierszewski 2006a).

W związku z dużym wpływem czasu wymiany wody na transformację właściwości chemicznych wód zasilających zbiorniki zaporowe oraz na przebieg procesów hydrobiologicznych ważne jest jak najbardziej precyzyjne określenie jego długości nie tylko, jako wartości średniorocznej, ale również dla krótszych okresów. Uwzględniając przydatność poszczególnych wskaźników do obliczeń

tempa wymiany wody w zbiornikach zaporowych typu korytowego i dolinnego w dalszych analizach wykorzystane zostaną dwa z nich, tj. współczynnik poziomej wymiany wody w wersji zaproponowanej przez V.N. Štefan (1975) oraz współczynnik czasu odnowienia wody wg V.M. Timćenki (1989) (Gierszewski 2006a). Obliczenia wykonano dla lat hydrologicznych 1971-2015. W związku z tym, że zmiany pojemności zbiornika wynikające z wahań stanów wody rzadko przekraczają 1% w obliczeniach przyjęto stałą pojemność zbiornika wynoszącą 380 mln m³. We wcześniejszych opracowaniach brano pod uwagę pojemność projektowaną 408 mln m³. Ze względu na niewielki, bo zaledwie 0,15%, udział składowej pionowej w zewnętrznej wymianie wody pominięto ją w dalszych analizach (Gierszewski 2006a).

Regulowanie odpływu wody na hydrowęzle stopnia wodnego może być przyczyną dużych różnic między wielkością dopływu i odpływu wody ze zbiornika. Z tego powodu w obliczeniach tempa wymiany wody stosowana jest zmodyfikowana wersja współczynnika poziomej wymiany wody (W_p) (Štefan 1975).

$$W_p = \frac{Q_d + Q_o}{2V} \quad (2)$$

gdzie: W_p – współczynnik wymiany poziomej; Q_d – objętość dopływu do zbiornika w czasie t ; Q_o – objętość odpływu w czasie t ; V – średnia pojemność zbiornika w czasie t .

Równanie to można uprościć do postaci $W_p = Q_d/V$ lub $W_p = Q_o/V$ przy założeniu, że $Q_d=Q_o$ a V jest constans. Wskaźnik W_p można przeliczyć na współczynnik czasu retencji (R_t) według wzoru:

$$R_t = 1/W_p \quad (3)$$

Stosując współczynnik wymiany poziomej (W_p) zakładamy, że udział opadów i parowania w bilansie wodnym zbiornika jest niewielki w relacji do dopływu rzecznoego, a dopływająca do zbiornika masa wodna wypiera tą, która go aktualnie wypełnia. W rzeczywistości taka sytuacja nie występuje, ponieważ przemieszczające się w kierunku zapory masy wodne mieszają się ze sobą. Współczynnik, który uwzględnia również proces turbulentnego mieszania się wód w profilu poprzecznym i podłużnym zbiornika został nazwany współczynnikiem odnowienia wody (W_o) i był zastosowany do określenia tempa wymiany wody w zbiornikach zaporowych na Dnieprze (Timćenko 1989). Opisująca go formuła przyjmuje ostatecznie postać:

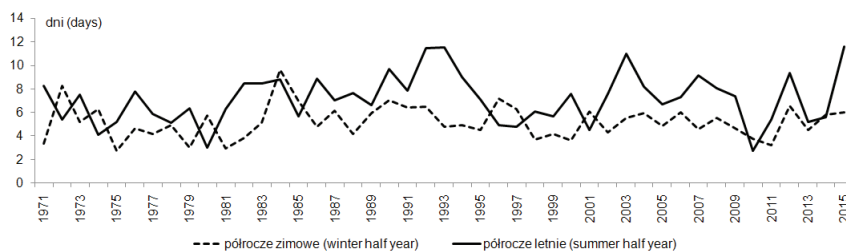
$$W_o = \left(\frac{D + \sqrt{D^2 + 4Q_d V}}{2Q_d} \right)^2 \quad (4)$$

gdzie: $D = 1,41bhK_L^{0,5}$; V – średnia pojemność zbiornika; Q_d – średnia wielkość dopływu do zbiornika (m³×s⁻¹); b – średnia szerokość zbiornika; h – średnia głębokość zbiornika; K_L – współczynnik dyfuzji turbulentnej (przyjęto wartość 100 m²×s⁻¹ charakterystyczną dla zbiorników zaporowych górnej Wołgi wg Butorin i Litvinov (1968).

Średni czas wymiany wody (R_t) w Zbiorniku Włocławskim w wieloleciu 1971-2015 wynosił 5 dni, zmieniając się w poszczególnych latach od 2,8 doby w roku 2010 do 7,6 doby w 1984. Wartości tempa wymiany wody określone za pomocą wskaźnika odnowienia wody (W_o) były tylko nieznacznie większe. W zależności od wielkości dopływu wody do zbiornika różnice między wartościami obu współczynników wynosiły od 6 do 27%, średnio 15%. Szybszą wymianą wody charakteryzowało się najczęściej półrocze zimowe (tab. 4.3). Tylko w dziesięciu latach analizowanego wielolecia większe tempo wymiany wody wystąpiło w półroczu letnim (ryc. 4.14). Taka sytuacja może być istotnym czynnikiem ograniczającym rozwój fitoplanktonu mimo optymalnych warunków do jego rozwoju wynikających z dostępności światła i zasobów substancji odżywczych.

Tabela. 4.3. Charakterystyki średnich rocznych współczynników czasu retencji (R_t) i czasu odnowienia wody (W_o) w wieloleciu 1971-2015

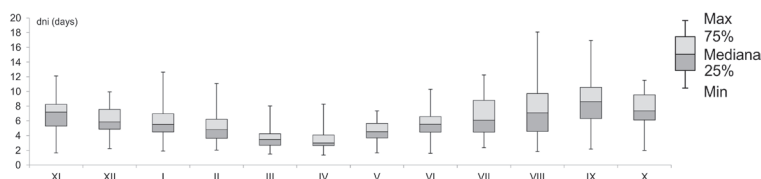
okres	R_t				W_o			
	min.	średnia	maks.	cv	min.	średnia	maks.	cv
XI	1,6	6,7	12,1	18,9	1,8	8,2	15,4	19,6
XII	2,2	6,1	9,9	20,4	2,5	7,4	12,1	22,0
I	1,9	5,8	12,6	17,8	2,1	6,9	16,6	18,1
II	2,0	5,1	11,1	18,7	2,3	6,1	14,0	19,1
III	1,5	3,8	8,0	18,7	1,6	4,4	9,6	19,2
IV	1,3	3,4	8,3	16,1	1,5	3,9	9,6	16,6
V	1,6	4,6	7,4	18,5	1,8	5,3	9,0	18,3
VI	1,6	5,5	10,3	16,3	1,7	6,5	12,8	16,6
VII	2,3	6,7	12,2	21,6	2,5	8,0	15,9	21,3
VIII	1,8	7,7	18,1	20,8	2,0	9,4	22,0	22,2
IX	2,2	8,4	16,9	19,3	2,4	10,4	23,2	19,1
X	2,0	7,5	11,5	20,6	2,2	9,2	15,0	20,9
rok	2,8	5,0	7,6	14,0	3,2	5,8	9,2	14,2
zima	2,5	4,5	7,9	14,6	2,8	5,2	9,6	14,8
lato	2,4	6,0	9,6	17,5	2,7	7,1	11,6	18,3



Ryc. 4.14. Zróżnicowanie czasu wymiany wody w półroczu zimowym i letnim w wieloleciu 1971-2015

Fig. 4.14. Variability of the water retention time in the winter and summer half-years in 1971-2015

Najszybsza wymiana wody w Zbiorniku Włocławskim zachodziła w okresie wezbrań wiosennych. Średni czas retencji w kwietniu wynosił tylko 3,4 doby, a w marcu 3,8 doby. W miesiącach tych pojawiały się jednak zarówno wyraźnie niższe (1,3 doby), jak i wyższe (8,3 doby) wartości czasu retencji (tab. 4.3). Należy podkreślić, że przypadki szybkiej wymiany wody, poniżej lub nieznacznie powyżej dwóch dób, stwierdzano we wszystkich miesiącach (ryc. 4.15). Od lipca do listopada, czyli w okresie trwania niżówki letnio-jesiennej, tempo wymiany wody wyraźnie spada. Średni czas retencji wody wynosił wówczas od 6,7 do 8,4 doby. Dla tego okresu charakterystyczne jest również duże zróżnicowanie czasów retencji, które w sierpniu i wrześniu wynosiło nawet ponad dwa tygodnie. Najmniejsze zróżnicowanie wykazywały czasy retencji w marcu, kwietniu a także w maju (ryc. 4.15).

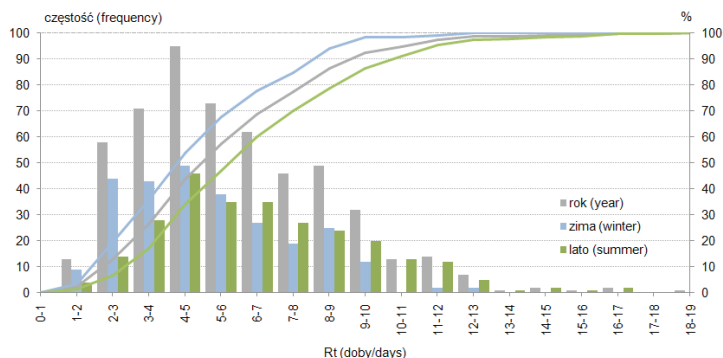


Ryc. 4.15. Zróżnicowanie miesięcznego tempa wymiany wody w wieloleciu 1971-2015
Fig. 4.15. Monthly variability of water retention time in 1971-2015

Porównanie wartości wskaźników R_t i W_0 dla poszczególnych miesięcy wskazuje, że są one najbardziej zbliżone do siebie w marcu i kwietniu. Świadczy to o dominującym w tych miesiącach wpływie prądu przepływowego Wisły na wymianę wody w zbiorniku. Wraz ze zmniejszaniem się przepływów wody w Wiśle w kolejnych miesiącach rośnie znaczenie procesów wymiany wewnętrznej, czego wyrazem są większe różnice między wartościami obu wskaźników (tab. 4.3).

Znaczący wpływ na średnią długość czasu retencji wody w mają przepływy ekstremalne, szczególnie maksymalne. Chociaż miesiące o bardzo szybkiej wymianie wody (<2 doby) w analizowanym wieloleciu było tylko dwa, to częstość występowania miesięcy o wymianie wody szybszej od średniej wynosiła aż 43%. Występowały one częściej w półroczu zimowym, gdzie nieznacznie przeważały (53%), niż w letnim, gdzie stanowiły 34% (ryc. 4.16). Zdecydowanie większe znaczenie z punktu widzenia transformacji jakości wody w zbiorniku oraz wpływu na wielkość produkcji pierwotnej ma wymiana wody w półroczu letnim. Z dłuższą retencją wody w Zbiorniku Włocławskim w tym okresie łączą się na ogół korzystniejsze warunki dla rozwoju fitoplanktonu. Przyjmuje się, że do znaczącego wzrostu koncentracji fitoplanktonu w zbiornikach zaporowych dochodzi w przypadku, gdy długość czasu retencji wody jest większa niż 10-14 dni (Puchalski 1994; Kawara i in. 1998; U.S. EPA 2000). W analizowanym wieloleciu było 41 miesięcy (7,6%) charakteryzujących się czasem wymiany dłuższym od 10 dni, a w półroczach letnich aż 37 (13,7%) aż 37 (13,7%) (ryc. 4.16). W przypadku czasu wymiany wody określonego za pomocą współczynnika odnowienia wody miesiące takich było odpowiednio 20,9% i 28,9%.

Tempo wymiany wody wyrażone współczynnikiem czasu retencji R_t sytuuje Zbiornik Włocławski w grupie akwenów przepływowych, według klasyfikacji Staškraby i Tundisiego (1999). Według klasyfikacji Bogoslovskij (1974) uwzględniającej również wpływ czasu retencji na przebieg transportu rumowiska rzecznego, można go zaliczyć do umiarkowanie przepływowych zbiorników typu tranzytowo-akumulacyjnego, a w sześciu latach, kiedy współczynnik wymiany poziomej wody (W_p) nieznacznie przekraczał wartość 100, do zbiorników silnie przepływowych typu tranzytowego.



Ryc. 4.16. Histogram częstości występowania i krzywa kumulacyjna procentowego udziału miesięcy o określonym czasie retencji (R_t) w latach i półroczach hydrologicznych wielolecia 1971-2015

Fig. 4.16. Frequency histogram and cumulative curve of the percentage of months with a defined retention time (R_t) in the hydrological years and half-years in 1971-2015

Wyniki przeprowadzonej analizy wykazały dużą zmienność tempa wymiany wody, tak w analizowanym wieloleciu, jak i w poszczególnych miesiącach. Krótki czas retencji wody w Zbiorniku Włocławskim uznać należy niewątpliwie za istotny czynnik ograniczający niekorzystne zmiany związane z pogarszaniem się jakości wody i nadmiernym rozwojem fitoplanktonu. Pojawiające się, głównie w półroczu letnim, okresy o mniejszej intensywności wymiany wody mogą jednak wpływać na okresowe pogorszenie jakości wody.

4.4. WPŁYW FUNKCJONOWANIA STOPNIA WODNEGO NA TRANSFORMACJĘ REŻIMU HYDROLOGICZNEGO WISŁY

Charakter przekształceń przepływu rzecznego spowodowany funkcjonowaniem zapór i zbiorników zaporowych zależy od wielkości tych obiektów oraz ich przeznaczenia (Graf 1999; Rosenberg i in. 2000; Magilligan, Nislow 2005). Przyjmuje się, że zapory o funkcji hydroenergetycznej, tworzące małe, silnie przepływowe zbiorniki, mają zazwyczaj niewielki wpływ na reżim hydrologiczny rzeki. W przypadku zapór, na zapleczu których funkcjonują duże zbiorniki o funkcji retencyjnej wpływ ten jest znaczący (Richter, Thomas 2007). Do oceny wielkości i charakteru transformacji przepływu rzecznego przez

budowie piętrzące stosowane są różnego rodzaju wskaźniki (Poff, Ward 1989; Richter i in. 1996; Magilligan, Nislow 2005; Poff i in. 2007; Torabi Haghighi, Kløve 2013). Najczęściej wykorzystywane są indykatory IHA (*Indicators of Hydrologic Alteration*) opracowane przez Richtera i in. (1996), (np.: Babel i in. 2012; Maingi, Marsh 2002; Yang i in. 2008; Sojka i in. 2016). W przypadku braku dostępu do średnich dobowych wartości natężenia przepływu stosowany jest kompleksowy wskaźnik transformacji przepływu RI (*River Impact*), (Torabi Haghighi, Kløve 2013; Torabi Haghighi i in. 2014; Zhang i in. 2016).

Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na reżim hydrologiczny Wisły poniżej zapory określono za pomocą obu wskaźników, tj. RI i oraz IHA. Jako dane wejściowe do analiz wykorzystano odpowiednio średnie miesięczne i dobowe wartości przepływów Wisły we Włocławku i Kępie Polskiej z lat hydrologicznych 1971-2015. W związku z brakiem znaczących dopływów Wisły między tymi dwoma wodowskazami zmiany wielkości i zmienności przepływów na tym odcinku są praktycznie związane z oddziaływaniem stopnia wodnego „Włocławek”.

Kompleksowym opisem oddziaływania zapory na przebieg średnich miesięcznych przepływów rzeki w zakresie zmiany ich wielkości, zmienności i przebiegu w roku hydrologicznym jest wskaźnik RI. Stopień przekształcenia wymienionych wyżej cech przepływu określany jest za pomocą współczynników cząstkowych: MIF (*Magnitude Impact Factor*), VIF (*Variation Impact Factor*) oraz TIF (*Timing Impact Factor*). Kompleksowy wskaźnik oddziaływania zapory na reżim przepływów (RI) uwzględnia wszystkie trzy wskaźniki cząstkowe, jako:

$$RI = MIF \times (TIF + VIF) \quad (5)$$

Wskaźnik RI przyjmuje wartości od 1 (przepływ niezmieniony, naturalny) do 0 (przepływ całkowicie zmieniony). Szczegółowa metoda obliczeń poszczególnych wskaźników została przedstawiona w pracach Torabi Haghighi i in. (2013, 2014).

Wielkości wskaźników cząstkowych jak i końcowa wartość wskaźnika RI wskazują na niewielki stopień przekształcenia reżimu hydrologicznego Wisły przez stopień wodny we Włocławku w zakresie zmienności średnich przepływów miesięcznych. Wynoszą one kolejno 0,97 (MIF), 0,49 (VIF), 0,5 (TIF) oraz 0,97 (RI). Wartości RI od 0,8 do 1,0 według oceny zaproponowanej przez Torabi Haghighi i in. (2014) oznaczają mały wpływ oddziaływania zapór na reżim hydrologiczny rzeki.

Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na zmiany hydrologiczne oceniono również za pomocą 32 wskaźników IHA (*Indicators of Hydrologic Alteration*), (Richter i in. 1996). Wskaźniki te obejmują pięć kategorii cech charakteryzujących reżim hydrologiczny rzeki. Zaliczamy do nich wskaźniki opisujące: wielkość średnich przepływów miesięcznych, wielkość i czas trwania przepływów ekstremalnych, czas pojawienia się przepływów ekstremalnych, częstotliwość i czas trwania wzrostów i spadków przepływów wody, częstotliwość zmian natężenia przepływu wody. Do ilościowego określenia stopnia

zmian każdego parametru IHA wykorzystana została metoda RVA (*Range Variability Approach*) (Richter i in. 1997). Polega ona na odniesieniu zmienności wskaźników IHA charakteryzujących przepływy poniżej zapory do ich zmienności powyżej zbiornika. Zmiana wielkości poszczególnych parametrów IHA analizowana jest w trzech zakresach. Granicę między zakresami wyznaczają, wartości centylowe w przypadku zastosowania statystyk nieparametrycznych, bądź odchylenie standardowe w przypadku statystyk parametrycznych. Ze względu na charakter rozkładu danych hydrologicznych wybór statystyk nieparametrycznych jest lepszym rozwiązaniem. W analizie przyjęto domyślne wartości zakresów (aplikacja: IHA version 7.1): zakres dolny – Low $\leq 33\%$, zakres środkowy – Means 34-67% i zakres górny – High $> 67\%$. Następnym etapem analizy było obliczenie, z jaką częstością wartości poszczególnych parametrów IHA występują w tak wyznaczonych zakresach. Określana została obserwowana częstość występowania danego parametru IHA w poszczególnych zakresach poniżej zapory oraz częstość oczekiwana. Częstość oczekiwana jest iloczynem ilości wartości określonego parametru w danej kategorii z wodowskazu zlokalizowanego powyżej zbiornika i wartości stosunku ilości lat uwzględnionych w analizie dla obu wodowskazów, który w tym przypadku wynosi 1. Na koniec, dla każdego zakresu, obliczony został współczynnik HA (Hydrologic Alteration). Jest on ilorazem różnicy częstości występowania wartości parametrów IHA obserwowanych i oczekiwanych do częstości oczekiwanej. Dodatnia wartość HA oznacza, że częstość występowania danego parametru rosła poniżej zapory, a wartości ujemna, że malała. Jeżeli wartość współczynnika przekształcenia parametru mieści się w zakresie od $|0,0-0,33|$ to mówimy o braku zmiany lub o małej zmianie (L), zakres $|0,34-0,67|$ oznacza zmianę umiarkowaną (M), a zakres $|0,68-1,0|$ dużą (H), (Richter i in. 1998).

Analiza przekształcenia reżimu hydrologicznego przeprowadzona metodą IHA wykazała zróżnicowany wpływ stopnia wodnego we Włocławku na poszczególne cechy przepływu Wisły poniżej zapory. Wartości mediany przepływów miesięcznych, z wyjątkiem stycznia, lutego i października, były wyższe powyżej zbiornika. (tab. 4.4). Wielkość ich transformacji nie była jednak duża o czym świadczą niskie wartości współczynnika HA. W miesiącach zimowych (grudzień-marzec) były one dodatnie, a w pozostałych ujemne (ryc. 4.17). Oznacza to, że poniżej zapory mediana przepływów miesięcy zimowych mieściła się częściej w zakresie wyznaczonym przez przepływy graniczne RVA, a rzadziej w pozostałych miesiącach.

Wartości mediany przepływów ekstremalnych (Grupa II parametrów IHA) wskazują na obecność niższych przepływów minimalnych poniżej zapory (tab. 4.4). Wielkość transformacji przepływów niżówkowych jest jednak mała, o czym świadczą niskie wartości współczynnika HA (ryc. 4.17). Inaczej jest w przypadku przepływów maksymalnych, których mediany miały większe wartości powyżej zbiornika z wyjątkiem maksimum jednodniowego (tab. 4.4).

Tabela 4.4. Wyniki oceny wpływu stopnia wodnego we Włocławku
na przekształcenie reżimu hydrologicznego dolnej Wisły
w latach 1971-2015 metodą IHA (*Indicators of Hydrologic Alteration*)

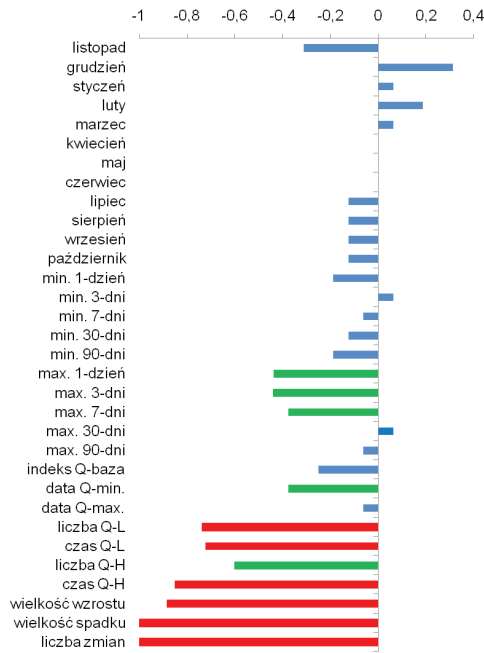
Parametr	Mediana		Zakres – RVA		HA			klasa
	Kępa Polska	Włocławek	dolny	górnny	H	L	M	
Grupa I								
listopad	613,5	599,8	554,4	738,9	0,13	0,20	-0,31	L
grudzień	730,0	706,5	556,6	887,5	-0,13	-0,20	0,31	L
styczeń	733,5	775,0	651,9	922,2	-0,13	0,07	0,06	L
luty	826,0	895,5	693,8	1072,0	-0,13	-0,07	0,19	L
marzec	1220,0	1160,0	986,3	1345,0	-0,07	0	0,06	L
kwiecień	1425,0	1395,0	1238,0	1612,0	-0,13	0,13	0	L
maj	951,5	930,0	835,5	1060,0	-0,07	0,07	0	L
czerwiec	795,0	729,8	684,4	904,4	-0,20	0,20	0	L
lipiec	661,0	621,5	541,6	777,0	0,07	0,07	-0,12	L
sierpień	562,0	561,0	486,1	747,2	-0,07	0,20	-0,12	L
wrzesień	513,0	482,8	447,8	672,6	-0,07	0,20	-0,12	L
październik	564,5	597,0	501,1	644,5	-0,07	0,20	-0,12	L
Grupa II								
min. 1-dzień	341,0	292,0	318,0	377,9	-0,67	0,87	-0,19	L
min. 3-dni	362,5	327,7	325,2	392,5	-0,53	0,47	0,06	L
min. 7-dni	377,5	340,4	338,8	404,9	-0,40	0,47	-0,06	L
min. 30-dni	420,8	392,8	378,5	458,6	-0,13	0,27	-0,12	L
min. 90-dni	527,0	505,5	471,9	586,4	-0,13	0,33	-0,19	L
max. 1-dzień	3140,0	3325,0	2675,0	3754,0	0,13	0,33	-0,44	M
max. 3-dni	2932,0	2948,0	2590,0	3511,0	0,07	0,40	-0,44	M
max. 7-dni	2576,0	2448,0	2264,0	3047,0	0	0,40	-0,37	M
max. 30-dni	1971,0	1852,0	1685,0	2195,0	-0,13	0,07	0,06	L
max. 90-dni	1458,0	1373,0	1301,0	1643,0	-0,13	0,20	-0,06	L
indeks Q-baza	0,406	0,384	0,382	0,441	-0,27	0,53	-0,25	L
Grupa III								
data Q-min.	255,0	325,0	235,6	269,0	0,20	0,20	-0,37	M
data Q-max.	110,0	104,0	94,02	162,3	-0,20	0,27	-0,06	L
Grupa IV								
liczba Q-L	5,50	17,00	4,00	7,49	1,67	-0,92	-0,74	H
czas Q-L	5,75	2,00	4,00	10,3	-0,93	2,33	-0,72	H
liczba Q-H	5,00	11,00	4,00	6,49	1,20	-0,50	-0,6	M
czas Q-H	6,50	2,00	5,00	9,00	-0,69	2,00	-0,85	H
Grupa V								
wielkość wzrostu	33,00	70,00	30,00	39,25	1,87	-0,93	-0,88	H
wielkość spadku	-32,75	-70,50	-39,75	-30,00	-0,85	1,93	-1,00	H
liczba zmian	110,00	199,0	98,51	120,5	2,07	-1,00	-1,00	H

Objaśnienia: Grupa I – średnie przepływy miesięczne, Grupa II – wielkość przepływów ekstremalnych (średnie dobowe) oraz wielkość indeksu przepływu bazowego (iloraz 7-dobowego przepływu minimalnego i średniego przepływu rocznego), Grupa III – termin pojawienia się przepływów ekstremalnych (data juliańska każdego rocznego maksimum i minimum 1-dniowego), Grupa IV – częstotliwość i czas trwania wzrostów (Q-H) i spadków(Q-L) przepływów wody, Grupa V – wielkość i liczba zmian przepływu wody (średnie z wszystkich dodatnich i ujemnych różnic między kolejnymi wartościami dziennymi).

Niskie wartości współczynnika HA oznaczają, że zbiornik w niewielkim stopniu wpływa na transformację przepływów minimalnych. Częstość występowania mediany minimów jest zazwyczaj mniejsza w granicach wyznaczonych przez RVA. Widoczny jest natomiast wzrost przepływów minimalnych poniżej dolnej granicy RVA (tab. 4.4). Fakty te świadczą o nieznacznym pogłębianiu się przepływów minimalnych poniżej zapory. Potwierdzeniem tego jest również mniejsza częstość występowania mediany indeksu przepływu bazowego w zakresie RVA, przy jednocześnie większej częstości jej występowania poniżej dolnej granicy RVA. W analizie przyjęto, że indeks przepływu bazowego jest ilorazem 7-dobowego przepływu minimalnego i średniego przepływu rocznego. Umiarkowanym stopniem transformacji charakteryzują się natomiast największe przepływy maksymalne (1, 3 i 7-dniowe). Częstość ich występowania zmniejsza się w zakresie wyznaczonym przez RVA, kosztem wzrostu częstości występowania przepływów maksymalnych, których mediany mają mniejsze wartości od przepływu określającego dolną granicę RVA (tab. 4.4). W tym kontekście można mówić o umiarkowanym wpływie Zbiornika Włocławskiego na redukcję największych przepływów.

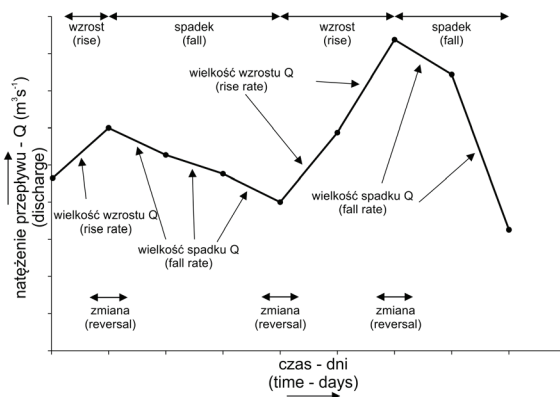
Analiza parametrów grupy III informujących o terminie wystąpienia przepływów ekstremalnych wykazała, że mediana pojawienia się przepływu minimalnego przypada poniżej zapory 70 dni później niż w rzece powyżej zbiornika. Świadczy to o umiarkowanym stopniu przekształcenia tej cechy reżimu hydrologicznego (ryc. 4.17). Przesunięcie czasu pojawienia się maksimum przepływu w danym roku jest niewielkie i wynosi zaledwie 6 dni.

Pośród wszystkich analizowanych wskaźników IHA najsilniej przekształcone zostały parametry grupy IV i V charakteryzujące liczbę i czas trwania przepływów niskich ($Q < 548 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$) i wysokich ($Q > 1130 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$) oraz dynamikę zmian przepływów (ryc. 4.18). Przeciętna liczba okresów charakteryzujących się wysokimi przepływami była dwukrotnie większa poniżej zapory, a w przypadku przepływów niskich aż trzykrotnie. Czas ich trwania skrócił się natomiast odpowiednio o 4 i 3 dni (tab. 4.4). W większości przypadków mediany określające liczbę okresów charakteryzujących się przepływami wysokimi i niskimi osiągały wartości przekraczające górną granicę RVA, a w przypadku czasu trwania tych okresów granicę dolną. Współczynnik HA dla tej grupy parametrów osiąga wysokie wartości, co świadczy o znacznej transformacji opisywanych tutaj cech reżimu hydrologicznego (ryc. 4.17). Ujemne wartości współczynnika wskazują na mniejszą częstość występowania okresów charakteryzujących się tak wysokimi, jak i niskimi wartościami przepływów i jednocześnie krótszym czasem ich trwania poniżej zapory. Mediany wskaźników IHA charakteryzujących wielkość wzrostów lub spadków przepływu ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{dzień}^{-1}$) oraz liczby zmian relacji przyrost-spadek przepływu są znacząco wyższe poniżej zapory (tab. 4.4). Współczynniki HA dla zakresu wyznaczonego wartościami granicznymi RVA przyjmują wartości od -0,6 do -1. Jest to dowodem dużej transformacji przepływu ze względu na jego dynamikę (ryc. 4.17). Spadek częstości występowania median parametrów tej grupy w zakresie wyznaczonym wartościami RVA jest spowodowany większą częstością występowania tych wartości powyżej zakresu górnego RVA (wielkość wzrostu i liczba zmian) lub dolnego (wielkość spadków) (tab. 4.4).



Ryc. 4.17. Wartości współczynnika przekształcenia hydrologicznego (HA) parametrów przepływu Wisły spowodowanych funkcjonowaniem stopnia wodnego we Włocławku w latach 1971-2015. Niebieski – mały stopień przekształcenia, zielony – umiarkowany stopień przekształcenia, czerwony – znaczny stopień przekształcenia

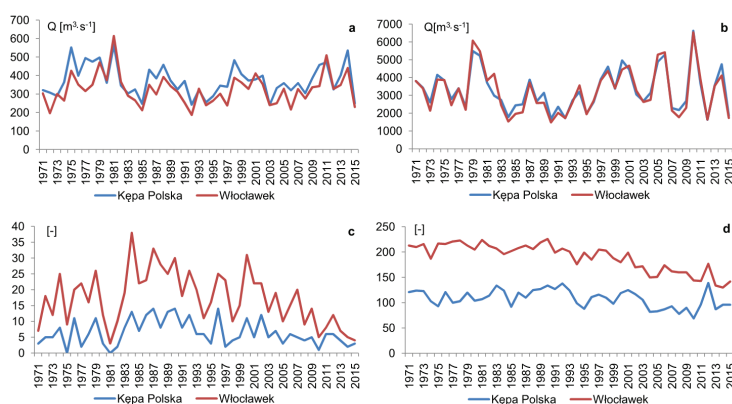
Fig. 4.17. Values of hydrological alternation coefficient (HA) of the Vistula flow characteristics, as a result of the functioning of the “Włocławek” barrage in 1971-2015. Blue – low transformation, green – moderate transformation, red – significant transformation



Ryc. 4.18. Wskaźniki IHA charakteryzujące hydrogram roczny (wg. Magilligan i Nislow 2005, zmienione)

Fig. 4.18. IHA parameters describing the annual hydrograph (acc. to Magilligan and Nislow 2005, modified)

Ocena zmian reżimu hydrologicznego Wisły spowodowanych funkcjonowaniem stopnia wodnego „Włocławek” wykazała jego znikomy wpływ na przekształcenie średnich przepływów miesięcznych. Dość istotne okazały się natomiast zmiany w przypadku przebiegu średnich przepływów dobowych. Wykazano, że zapora we Włocławku wpływała na pogłębienie się niżówek, co jest widoczne w przebiegu uśrednionych wartości przepływów minimalnych, szczególnie 1, 3 i 7-dniowych (ryc. 4.19a). W związku z ograniczonymi możliwościami retencyjnymi Zbiornika Włocławskiego kulminacje największych wezbrań zmniejszały się w niewielkim stopniu (ryc. 4.19b). Najbardziej widoczne transformacje reżimu hydrologicznego polegają jednak na zwiększeniu dynamiki i zmienności przepływów Wisły poniżej zapory. Wyrażają się one wzrostem liczby i skróceniem czasu trwania faz przepływów wezbraniowych i niżówkowych (ryc. 4.19c) oraz zwiększeniem liczby inwersji tendencji przepływu (ryc. 4.19d).

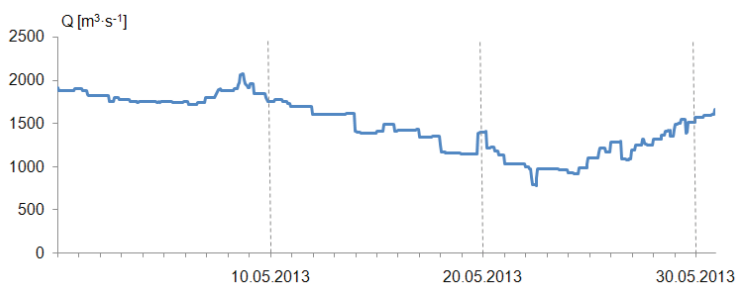


Ryc. 4.19. Zmienność wartości mediany wybranych parametrów IHA w wieloleciu 1971-2015. a – minimum przepływu 3-dniowego, b – maksimum przepływu 1-dniowego, c – liczba okresów poniżej granicy przepływu minimalnego, d – liczba inwersji tendencji przepływu

Fig. 4.19. Median values variability of the selected IHA indicators in 1971-2015. a – three-day minimum discharge, b – one-day maximum discharge, c – number of low pulses within each hydrological year, d – number of hydrologic reversals

Większość zaobserwowanych zmian reżimu hydrologicznego Wisły poniżej zapory to efekt sposobu eksploatacji elektrowni wodnej. Charakter tych zmian widoczny jest w dobowo-godzinowej zmienności przepływu (Babiński 1992; Babiński, Grześ 1995; Habel 2013). Reżim eksploatacji elektrowni wodnej „Włocławek” zmieniał się kilkakrotnie w czasie jej funkcjonowania. Szczegółowa charakterystyka trzech z tych okresów została przedstawiona przez M. Habla (2013). W pierwszym okresie, trwającym od stycznia 1970 roku do lutego 2002, elektrownia funkcjonowała w systemie szczytowo-interwencyjnym. Taki sposób eksploatacji wpływał na chwilowe przyrosty przepływu, które osiągały nawet $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Babiński (1992)). Największe zmiany przepływów wody występowały w czasie trwania przepływów średnich, kiedy to dwukrotnie w ciągu doby,

w okresach największego zapotrzebowania na energię, dokonywane były zrzuty wody ze zbiornika. Efektem takiego funkcjonowania hydroelektrowni było 5 cykli pracy w ciągu doby. Dwa były związane z pracą szczytową w godzinach od 7 do 13 i pomiędzy 18 i 21, a trzy z pracą hydroelektrowni opartą na przepływie biologicznym ustalonym na ok. $450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Habel 2013). Taki reżim pracy hydroelektrowni trwał zazwyczaj przez 70% dni w roku (Brenda 1998). Przez pozostałą część roku, a szczególnie w czasie przepływów wezbraniowych i niżówkowych, objętość wód zrzucanych przez hydroelektrownię i jazy była zbliżona do objętości wód dopływających do zbiornika. W drugim okresie trwającym nieco ponad pół roku (luty-sierpień 2002), hydroelektrownia pracowała w systemie przepływowym z przepływem nienaruszalnym określonym na $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Habel 2013). Od września 2002 roku, ze względu na konieczność przeprowadzenia remontu różnych elementów stopnia wodnego i proggu stabilizującego, funkcjonuje on w systemie przepływowo-interwencyjnym. Oznacza to, że przez około 6 godzin dziennie (od 8.00 do 13.00 w dni robocze) z wyłączeniem okresów wezbraniowych przepływ wody przez zaporę był zatrzymywany (Habel 2013, s. 73). Poza prowadzonymi pracami remontowymi duży wpływ na okresowe zmiany przepływu wody poniżej zapory miały interwencyjne zrzuty wody ze zbiornika, których celem było zwiększenie głębokości wody na potrzeby nawigacyjne związane z transportem ładunków wielkogabarytowych. Od września 2002 do początku 2010 roku przeprowadzono ponad 30 takich operacji (Habel 2013). Wraz z zakończeniem głównych prac remontowych okresy przepływowej pracy hydroelektrowni zaczęły wyraźnie dominować a interwencyjne zrzuty zdarzały się incydentalnie. Ilustracją tego trwającego do obecnej chwili reżimu eksploatacji stopnia wodnego jest dobowo-godzinny hydrogram przepływu z maja 2013 roku (ryc. 4.20).

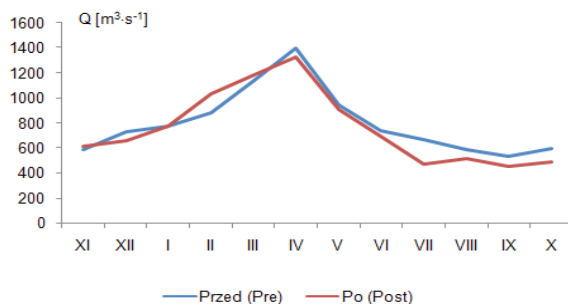


Ryc. 4.20. Godzinny hydrogram przepływu wody przez stopień wodny we Włocławku w maju 2013 roku

Fig. 4.20. Hourly hydrograph of water flows at the "Włocławek" barrage in May 2013

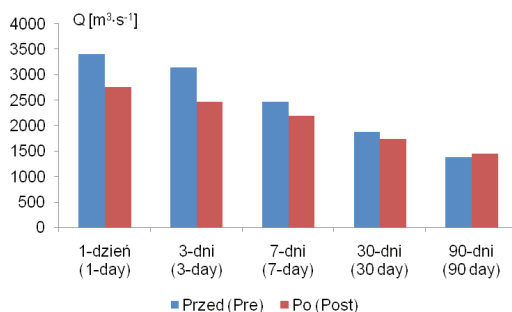
Szczegółowa analiza transformacji przepływu wody poniżej zapory spowodowana zmianami reżimu eksploatacyjnego hydroelektrowni została przeprowadzona z wykorzystaniem metody IHA. Jak wyżej zaznaczono, zasadnicza zmiana sposobu funkcjonowania hydroelektrowni nastąpiła w 2002 roku, kiedy to szczytowo-interwencyjny system pracy został zastąpiony przepływowym, a z czasem przepływowo-interwencyjnym. Ze względu na bardzo

krótki okres, w którym hydroelektrownia działała w reżimie przepływowym i relatywnie krótki czas funkcjonowania po 2002 roku, w dalszej analizie okres ten potraktowano łącznie. Porównano, więc lata jej pracy w trybie szczytowo-interwencyjnym trwające od 1971 do 2002 oraz lata 2003-2015, kiedy hydroelektrownia funkcjonowała w reżimie przepływowym z okresowymi, interwencyjnymi zrzutami wody.

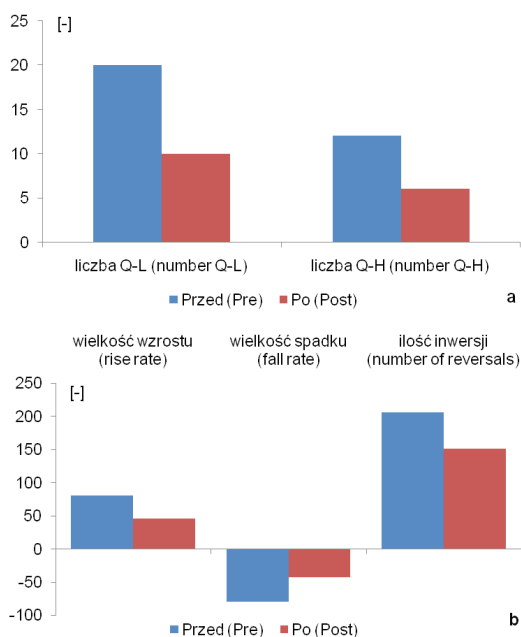


Ryc. 4.21. Zmienność wartości mediany przepływów w przekroju wodowskazowym we Włocławku przed i po zmianie sposobu eksploatacji stopnia wodnego w 2002 roku
Fig. 4.21. Median values variability of water flows at the Włocławek hydrological gauge before and after the change in the mode of the barrage operation in 2012

Wyniki analizy wskazują na znaczące zmniejszenie wielkości mediany przepływów letnio-jesiennych i ich wzrost w lutym (ryc. 4.21). Zmiana sposobu eksploatacji stopnia wodnego wpłynęła na spadek wielkości przepływów najwyższych, z wyjątkiem maksymalnych przepływów z 90 dni (ryc. 4.22). Zmniejszyła się również dynamika zmian przepływów. Wyrazem tego jest między innymi redukcja liczby okresów charakteryzujących się przepływami wysokimi i niskimi, których granice wyznaczają przepływy o wielkości $1120 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ i $530 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ (ryc. 4.23a). Mniejsza jest również dynamika spadków i wzrostów wielkości przepływu oraz liczba ich inwersji (ryc. 4.23b).



Ryc. 4.22. Zmienność przepływów najwyższych przed i po zmianie sposobu eksploatacji stopnia wodnego
Fig. 4.22. Variability of the highest water flows before and after the change in the mode of the barrage operation

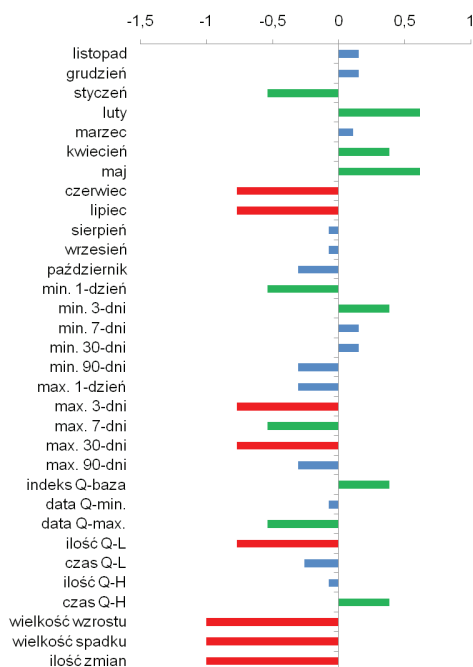


Ryc. 4.23. Zmienność liczby okresów przepływów wysokich i niskich (a) oraz wielkości wzrostów i spadków przepływów i ich inwersji (b) przed i po zmianie sposobu eksploatacji stopnia wodnego

Fig. 4.23. Variability of the number of high and low pulses (a), and the rates of the rise and fall flow with the number of hydrologic reversals (b) before and after the change in the mode of the barrage operation in 2012

Ocena wielkości zmian elementów reżimu hydrologicznego po wprowadzeniu nowego trybu funkcjonowania stopnia wodnego, wykonana za pomocą analizy RVA, wykazała przekształcenie przepływów w niektórych miesiącach (ryc. 4.24). W dużym stopniu zmieniły się przepływy lutego i lipca, a w umiarkowanym stycznia, kwietnia, maja i czerwca. Zmniejszenie częstości występowania mediany przepływów w zakresie wyznaczonym przez RVA w lipcu, a także w kwietniu i czerwcu wynikało ze wzrostu częstości ich występowania poniżej dolnej wartości RVA. W przypadku lutego mniejsza częstość występowania mediany przepływów w zakresie RVA wynikała z większej częstości ich występowania powyżej górnej wartości granicznej RVA. Wielkość zmian mediany przepływów ekstremalnych dla większości wskaźników była niewielka. Wyjątkiem były duże przekształcenia mediany przepływów maksymalnych z 30 dni oraz umiarkowane dla mediany przepływów minimalnych 1, 7 i 30-dniowych. Ujemne wartości wskaźnika HA dla maksimów 30-dniowych to efekt wzrostu ich częstości poniżej dolnej granicy RVA, a dla minimów jednodniowych powyżej tej granicy. Dodatkowo wartości wskaźników HA dla przepływów 7 i 30-dniowych oraz wszystkich pozostałych świadczą o wzroście częstości występowania mediany tych parametrów w zakresie wyznaczonym przez RVA.

Znaczące przekształcenia dotyczą wskaźników 4 i 5 grupy charakteryzujących dynamikę zmian przepływu wody. Wyniki analizy RVA są w tym przypadku zgodne z wnioskami wynikającymi z porównania wartości median wskaźników tych grup z okresu przed i po zmianie reżimu pracy hydroelektrowni.



Ryc. 4.24. Wartości współczynnika przekształcenia hydrologicznego dla 32 wskaźników zmian hydrologicznych (IHA) spowodowanych zmianą funkcjonowania stopnia wodnego we Włocławku w roku 2002. Niebieski – mały stopień przekształcenia, zielony – umiarkowany stopień przekształcenia, czerwony – znaczny stopień przekształcenia
 Fig. 4.24. Values of hydrological alternation coefficient (HA) of the Vistula flow characteristics, as a result of the change in the operation mode of the “Włocławek” barrage in 2012. Blue – low transformation, green – moderate transformation, red – significant transformation

Reasumując należy stwierdzić, że zmiana warunków eksploatacji hydroelektrowni i innych elementów stopnia wodnego wpłynęła przede wszystkim na zmniejszenie zakresu, częstości i szybkości zmian przepływu. Z tego punktu widzenia reżim przepływów Wisły poniżej zapory stał się bardziej podobny do jej reżimu powyżej Zbiornika Włocławskiego.

5. ZJAWISKA HYDRODYNAMICZNE

Funkcjonowanie ekosystemu zbiorników zaporowych charakteryzujących się dużą przepływowością, a więc również Zbiornika Włocławskiego, jest silnie powiązane ze zmianami wielkości przepływu rzeczno- (Kennedy 2005). Zmienność ta wpływa nie tylko na prędkość przepływu wody przez zbiornik, ale również na ilość i wielkość wprowadzonego do zbiornika rumowiska rzeczno- (właściwości fizyczno-chemiczne wody, strukturę i liczebność organizmów wodnych oraz wielkość produkcji pierwotnej. Sukcesywny spadek prędkości przepływu wód rzecznych przemieszczających się w kierunku zapory powoduje coraz większą ich transformację. Dominujący jeszcze w górnej części zbiornika przepływ rzeczny traci stopniowo na znaczeniu ustępując miejsca m.in. falowaniu, prądom wiatrowym i gęstościowym. W efekcie tworzy się, niezależny od przepływu rzeczno- (układ wewnątrzbiornikowej cyrkulacji wody (m.in. Timčenko 1989; Litvinov 2000; Matta i in. 2017). Rola prądu przepływowego rzeki w procesie kształtowania cech środowiska wodnego zbiornika jest jednak nadal ważna, szczególnie w jego górnej części, a w przypadku zbiorników reolimnicznych na całej ich długości. Jednak nawet w takich zbiornikach, w strefach poza dawnym korytem, możliwe jest przemieszczanie się mas wodnych bez udziału prądu przepływowego. Problem ten przedstawiony został w wielu publikacjach dotyczących funkcjonowania zbiorników zaporowych kaskady Wołgi. Ich syntetyczne podsumowanie znajduje się w pracy A.S. Litvinova (2000). W pracach tych podkreśla się odmienny przebieg procesów hydrodynamicznych w dawnym korycie rzeki w porównaniu z obszarami pozakorytowymi. Stwierdza się różną prędkość wymiany wody w tych strefach zbiornika wiążąc ją z innym typem cyrkulacji. Jednocześnie wskazuje się na znacznie większą zmienność charakterystyk chemicznych i biologicznych wody w profilach poprzecznych zbiornika, niż w profilu podłużnym. Odmienny przebieg przepływu wody w części nurtowej i zalewowej stwierdzany był nawet w wąskich, zbiornikach korytowych o szybkiej wymianie wody (Širokov, Lopuch 1986; Dubnyak, Timchenko 2000).

Problem wpływu procesów hydrodynamicznych na zróżnicowanie jakości środowiska wodnego jest coraz częściej podejmowany w badaniach limnologicznych zbiorników zaporowych (Soballe, Kimmel 1987; Dubnyak, Timchenko 2000; Araujo i in. 2008). Do opisu tych złożonych procesów wykorzystywane jest przede wszystkim modelowanie matematyczne, które pozwala na lepsze zrozumienie procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących w zbiornikach zaporowych. W tym celu stosowane są różnego rodzaju systemy obliczeniowe umożliwiające prowadzenie numerycznych symulacji przepływu wody. W analizach hydrodynamiki zbiorników zaporowych najczęściej

stosowane są systemy 2D (dwuwymiarowe), (Cole, Wells 2000; Chung, Gu 1997; Debele i in. 2008; Afshar i in. 2011). Pojawia się również coraz więcej opracowań wykorzystujących systemy 3D, w przypadku których możliwe jest określenie wpływu naprężeń wiatrowych na kształtowanie przepływu wody (Cerco 1999; Tufford, McKellar 1999; Jin i in. 2004; Ziemińska-Stolarska i in. 2015).

Problem dynamiki wód Zbiornika Włocławskiego i jej wpływ na zachodzące w nim procesy abiotyczne i biotyczne nie został dotychczas przedstawiony w kompleksowy sposób, ponieważ nie wykonywano zakrojonych na większą skalę pomiarów prędkości i kierunku przepływu wód. W opracowaniach na temat różnych aspektów funkcjonowania zbiornika podawane były najczęściej tylko średnie wartości prędkości przepływu w profilach poprzecznych. Obliczano je za pomocą formuł empirycznych oraz modeli opracowanych przez „Hydroprojekt Sp. z o.o.” (Banach 1985; Grześ 1983). W warunkach średniego ($1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dopływu wód Wisły do zbiornika wynosiły one od $0,7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na granicy cofki zbiornika do mniej niż $0,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ w jego przyzaporowej części. Instrumentalne pomiary prędkości i kierunku płynięcia wody w limnicznej części zbiornika stanowiły do tej pory marginalny nurt prac badawczych (Wierzbicki, Ujda 1986). Bardziej szczegółowo zostały rozpoznane warunki przepływu wody podczas zlodzenia Wisły w górnym odcinku zbiornika (Majewski 1987). Dotychczas przeprowadzone symulacje numeryczne za pomocą systemów dwuwymiarowych dostarczyły przede wszystkim ważnych informacji o zasięgu i zróżnicowaniu prędkości prądu przepływowego w zbiorniku. Ich wyniki wykazały, że dla średniego przepływu Wisły ($900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) maksymalne prędkości przepływu w dolnej części zbiornika nie przekraczają $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (Bogucka-Szymalska, Magnuszewski 2007).

Bardziej systematyczny program pomiarów prędkości i kierunków przepływu w Zbiorniku Włocławskim był realizowany w latach 2003-2005 (Gierszewski 2006b). Jego celem było rozpoznanie ogólnych prawidłowości przemieszczania się wody przy różnych wielkościach dopływu oraz stanach dynamicznych. Ważnym uzupełnieniem pomiarów terenowych były też wyniki symulacji prędkości prądu przepływowego Wisły do przeprowadzenia, których wykorzystano system obliczeniowy Aquadyn 3.1 firmy „HydroSoft Energie Inc.” Częściowe wyniki tych pomiarów i obliczeń zostały przedstawione w jednej z wcześniejszych publikacji autora (Gierszewski 2006b). Podsumowanie tych badań, uzupełnione niepublikowanymi do tej pory wynikami analiz parametrów falowania i zróżnicowania przepływu wody w Zbiorniku Włocławskim przedstawiono w kolejnych rozdziałach niniejszej rozprawy.

5.1. FALOWANIE WIATROWE

Falowanie wody wywiera istotny wpływ na funkcjonowanie naturalnych i sztucznych zbiorników wodnych. Jest ono najważniejszym czynnikiem kształtującym ich linię brzegową, wpływa na rozwój roślinności w strefie litoralnej, trwałość stratyfikacji termicznej i tlenowej oraz przebieg

procesów sedymentacyjnych. Efektywność falowania zależy od głębokości wody. W warunkach głębokowodnych, za które uznajemy głębokość większą od połowy długości fali, ruch cząsteczek wody wywołany falowaniem ma niewielki zasięg w stosunku do całkowitej objętości wody. Na pewnej głębokości, zależnej o wysokości fali, oscylacyjny ruch cząsteczek wody zanika. Zdecydowanie bardziej efektywne jest falowanie zachodzące w środowisku płytkowodnym, czyli takim gdzie głębokość wody jest mniejsza lub równa połowie długości fali. W takich warunkach krążące po torach eliptycznych cząsteczki wody wpływają nie tylko na wymieszanie wody w całej objętości, ale również powodują jej ruch w płaszczyźnie poziomej. Istotny wpływ na wielkość falowania oprócz prędkości wiatru ma wielkość zbiornika wodnego wpływająca na długość rozbiegu fali, orientacja jego osi względem przeważających kierunków wiatru oraz charakter osłonięcia, który wpływa na wytłumienie siły wiatru. Z tego punktu widzenia Zbiornik Włocławski należy zaliczyć do akwenów bardzo podatnych na oddziaływanie wiatru. Przebieg osi zbiornika na kierunku wschód-zachód jest zgodny z kierunkiem dominujących wiatrów z sektora zachodniego (ok. 37%) i wschodniego (ok. 28%). Średnie dobowe prędkości wiatru w otoczeniu zbiornika zarejestrowane na stacji terenowej IGiPZ PAN w Dobiegniewie osiągają najczęściej $2-4 \text{ m}\times\text{s}^{-1}$ (34% przypadków). Wiatr o prędkości od 4 do $10 \text{ m}\times\text{s}^{-1}$ stanowił około 32%, a powyżej $10 \text{ m}\times\text{s}^{-1}$ około 2% przypadków (Banach 1994).

Jedynie informacje dotyczące wielkości parametrów fal wiatrowych na Zbiorniku Włocławskim znajdują się w pracy M. Banacha (1994). Uproszczone, punktowe pomiary falowania w Dobiegniewie i Dobrzyniu n/Wisłą na 661 km biegu rzeki wykazały, że w 72,3% obserwacji fali nie stwierdzono lub była ona mniejsza od 10 cm. Fale o wysokości od 11 do 20 cm zaobserwowano w około 20% przypadków, a powyżej 30 cm tylko w 1,6%. Najwyższe fale nie przekraczały 70 cm i tworzyły się przy wietrze zachodnim o prędkości $19 \text{ m}\times\text{s}^{-1}$. Najwyższe fale dochodzące do 1,6 m zostały zaobserwowane na otwartym akwenu. Ich średni okres wynosił 2,6 s, a długość 6,7 m (Banach 1994).

Parametry falowania w niewielkich zbiornikach wodnych określane są zazwyczaj za pomocą formuł empirycznych np. Boergena czy Andreanowa (Druet 1978). Dla celów niniejszej pracy obliczono je również dla dolnej – jeziornej części Zbiornika Włocławskiego, gdzie parametry fal osiągają większe rozmiary, a falowanie ma większy wpływ na funkcjonowanie zbiornika. Na odcinku o powierzchni około 45 km^2 i długości ok. 23 km między Karolewem (651 km) a zaporą we Włocławku wyznaczono 426 punktów w węzłach siatki o długości boku 250 metrów. Dla każdego punktu obliczono wysokość, długość oraz okres fal wiatrowych. Wykorzystano wzory Labzowskiego (1976), które są stosowane do określania parametrów fal wiatrowych tworzących się na nizinnych zbiornikach zaporowych w Rosji (Litvinov i in. 2011).

W przypadku falowania zachodzącego w warunkach głębokowodnych mają one postać:

$$h_d = 0,0172KW \sqrt{D} \quad (6)$$

$$\lambda_d = 0,319W \sqrt{D} \quad (7)$$

$$T_d = \sqrt{\frac{2\pi\lambda_d}{g}} \quad (8)$$

gdzie: h_d – wysokość fali; λ_d – długość fali; T_d – okres fali; K – współczynnik energii, $\kappa = 1 + 0,75e^{-1,568\frac{D}{w^2}}$; W – prędkość wiatru (m/s); $D = \Delta x \cdot n \cos \alpha + \Delta D$ – długość rozbiegu fali (km) od linii brzegowej do punktu węzłowego siatki (n – liczba powtórzeń boku siatki od brzegu nawietrznego na kierunku wiania wiatru α), Δx – rozstaw węzłów siatki (m), ΔD – odległość od linii brzegowej do oczka siatki obliczeniowej w km na kierunku wiania wiatru.

W warunkach płytkowodnych wysokość, długość oraz okres fali wyliczono według wzorów:

$$h_s = h_d \beta_s \quad (9)$$

$$\lambda_s = \lambda_d \alpha_s \quad (10)$$

$$T_s = \sqrt{\frac{2\pi\lambda_s}{g}} \quad (11)$$

gdzie: $\alpha_s = 1,185(H/\lambda_d)^{0,4}$ oraz $\beta_s = 1,065(H/\lambda_d)^{0,8}$ są zależnościami empirycznymi określonymi dla H/λ_d w przedziale 0,05÷1,0.

Maksymalną prędkość fali przemieszczającej się w obszarze płytkowodnym obliczono za pomocą formuły:

$$V_s = \frac{2\pi h_s}{T_s e^a - T_s e^{-a}} \quad (12)$$

gdzie: $a = \frac{2\pi h_s}{\lambda_s}$

Obliczenia parametrów falowania zostały przeprowadzone dla hipotetycznych warunków sztormowych wywołanych wiatrem o prędkości $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (dość silny) i $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (bardzo silny) wiejącym z kierunków SW, W, E i NE, które przeważają nad dolną częścią Zbiornika Włocławskiego (tab. 5.1). Wyniki obliczeń wykazały, że maksymalne wysokości fal i pozostałych parametrów falowania pojawiają się podczas wiatru wiejącego wzdłuż osi zbiornika, tj. z kierunków 90 i 270 stopni. Wysokości fal dla wiatru o prędkości $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ osiągają około 0,7 m, a przy wietrze o prędkości $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aż 1,15-1,2 m. Długości fal osiągających maksymalne wysokości wynoszą 8-9 m przy słabszym wietrze i ponad 13 m przy silniejszym. Średnie, dla całego analizowanego odcinka zbiornika długości fal formujących się w takich warunkach osiągały odpowiednio 4 i 6,7 m. Okres najdłuższych i najwyższych fal wynosił 2-2,5 sekundy. Znaczące są również maksymalne prędkości przemieszczenia się fal w obszarze płytkowodnym,

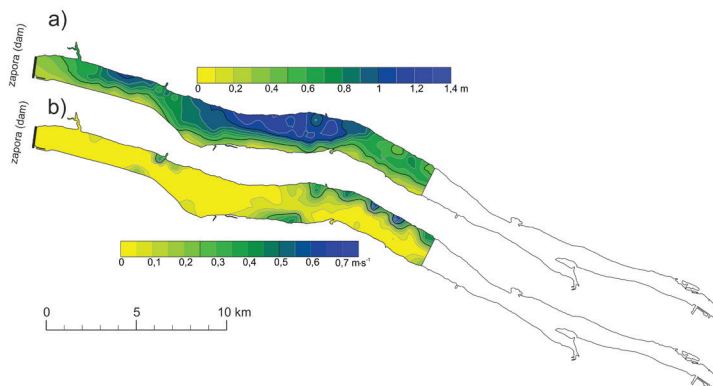
które w przypadku wiatru o mniejszej sile wynoszą od około 20 do 40 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, a w przypadku wiatru silniejszego od około 50 do 90 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (tab. 5.1).

Tabela 5.1. Parametry falowania wiatrowego w zbiorniku wrocławskim wg formuł Labzovskiego (1976)

Dir [°]	V_w [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	H [m]	λ [m]	T [sek]	V_s [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
		min-max/średnia	min-max/średnia	min-max/średnia	max
45	8	0,14-0,37/0,26	1,3-4,4/3,1	0,9-1,7/1,4	0,22
90	8	0,13-0,68/0,34	1,2-8,6/4	0,9-2,3/1,6	0,39
225	8	0,14-0,42/0,27	1,3-5,1/3,1	0,9-1,8/1,4	0,22
270	8	0,13-0,72/0,34	1,2-9,3/4	0,9-2,4/1,6	0,31
45	15	0,23-0,7/0,5	1,9-8,3/5,7	1,1-2,3/1,8	0,53
90	15	0,2-1,15/0,6	1,7-12,7/6,7	1,1-2,9/2	0,92
225	15	0,23-0,8/0,48	1,9-9,5/5,5	1,1-2,5/1,8	0,53
270	15	0,2-1,21/0,6	1,7-13,8/6,7	1,1-3/2	0,72

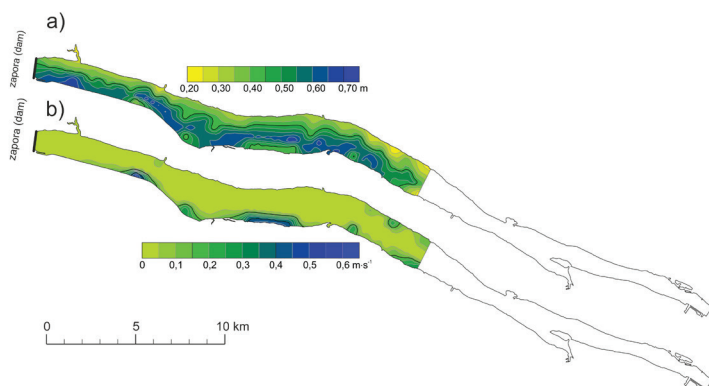
Dir – kierunek wiatru, V_w – prędkość wiatru, H – wysokość fali, λ – długość fali, T – okres fali, V_s – maksymalna prędkość fali w obszarze płytkowodnym

Przestrzenne zróżnicowanie wybranych parametrów falowania w Zbiorniku Wrocławskim zilustrowano dwoma przykładami. Pierwszy odnosi się do sytuacji, kiedy wiatr wieje wzdłuż osi podłużnej zbiornika z kierunku zachodniego. Fale o największej wysokości tworzą się wówczas wzdłuż prawego brzegu, w strefie największych głębokości zbiornika między 656 a 670 kilometrem biegu Wisły (ryc. 5.1a). Po tej samej stronie między 651 a 658 kilometrem rozciąga się również obszar o największych prędkościach fali płytkowodnej. Zaznacza się on również wzdłuż lewego brzegu w płytkowodnym fragmencie zbiornika między 660 a 662 km (ryc. 5.1b). Drugi przykład charakteryzuje warunki w czasie wiatru wiejącego z kierunku północno-wschodniego. Maksymalne wysokości fal są wówczas mniejsze o około połowę, a strefa o najbardziej intensywnym falowaniu rozciąga się wzdłuż lewego brzegu zbiornika (ryc. 5.2a). Tam też występują największe prędkości fali płytkowodnej (ryc. 5.2b).



Ryc. 5.1. Zróżnicowanie wysokości fal (a) i maksymalnych prędkości przemieszczania

się fali płytkowodnej (b) w warunkach wiatru zachodniego o prędkości $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
 Fig. 5.1. Variation of the wave height (a) and the maximum velocity of the shallow water wave (b) under the conditions of the west wind velocity of $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$



Ryc. 5.2. Zróznicowanie wysokości fal (a) i maksymalnych prędkości przemieszczania się fali płytkowodnej (b) w warunkach wiatru północno-wschodniego o prędkości $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

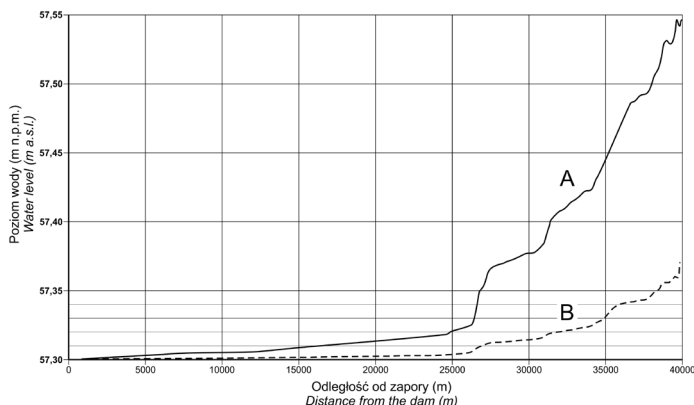
Fig. 5.2. Variation of the wave height (a) and the maximum velocity of the shallow water wave (b) under the conditions of the north-east wind velocity of $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

5.2. CHARAKTERYSTYKA PRĘDKOŚCI I KIERUNKÓW PRZEPIYWU WODY W ZBIORNIKU

Prędkość przepływu wody przez Zbiornik Włocławski jest uwarunkowana wielkością spadku jej zwierciadła, która zależy od natężenia przepływu wody dopływającej do zbiornika oraz wysokości jej piętrzenia na zaporze. W związku z niewielkimi możliwościami retencyjnymi zbiornika ten drugi czynnik ma znaczenie drugorzędne. Przed spiętrzeniem Wisły (1959-1968) na odcinku od Płocka do Włocławka średni spadek zwierciadła wody wynosił $19 \text{ cm}\cdot\text{km}^{-1}$ (0,19‰), (Głazik 1978), co było wartością zbliżoną do przeciętnego spadku zwierciadła wody na dolnej Wiśle, który osiąga 0,17-0,20‰ (Babiński 1992). Po wybudowaniu zapory we Włocławku największe jego spadki, rzędu $6-7 \text{ cm}\cdot\text{km}^{-1}$ występowały w czasie przepływów wezbraniowych, a minimalne wynoszące kilkanaście milimetrów na kilometr podczas głębokich niżówek. Z wyjątkiem wezbrań nie przekraczały one zazwyczaj $1 \text{ cm}\cdot\text{km}^{-1}$ (0,01‰), (Głazik 1978).

Wykonane obliczenia wykazały, że dla średniego ($930 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) dopływu Wisły do zbiornika przy zachowaniu normalnego poziomu piętrzenia (NPP) wody na zaporze, czyli dla rzędnej 57,3 m n.p.m., nachylenie zwierciadła wody między Płockiem a zaporą we Włocławku (na odcinku 40 km), wynosi 25 cm (0,006‰) (ryc. 5.3). W czasie dopływów charakteryzujących niżówki ($330 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) spadek zwierciadła wody na tej samej długości zbiornika wynosi tylko 9 cm (0,002‰) (ryc. 5.3). Wynika z tego, że w przypadku przepływów średnich dopiero 16 km

powyżej zapory wielkość spadku wody jest większa od 1 cm. W czasie przepływów niżówkowych odległość ta wynosi aż 27 km.

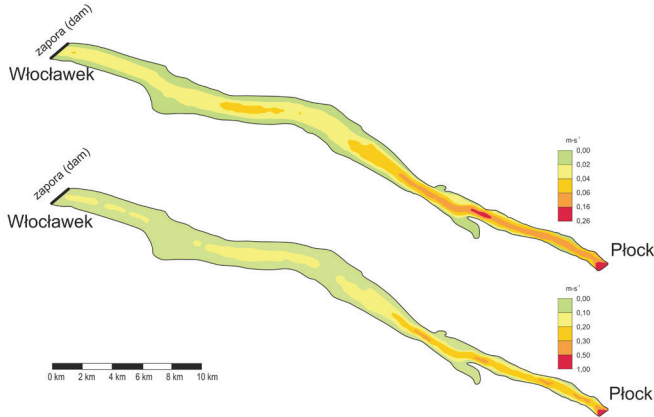


Ryc. 5.3. Nachylenie zwierciadła wody na odcinku Płock – Stopień wodny „Włocławek”. A – dopływ do zbiornika = $930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, B – dopływ do zbiornika = $330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Obliczenia przeprowadzone za pomocą oprogramowania Aquadyn 3.1

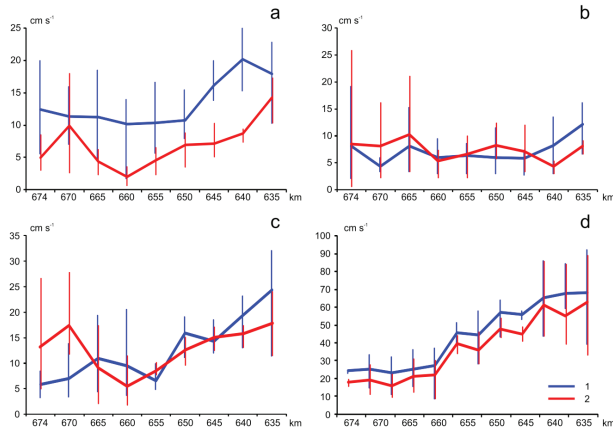
Fig. 5.3. Water table slope between Płock and the “Włocławek” barrage. A – inflow to the reservoir = $930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, B – inflow to the reservoir = $330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Calculated using the Aquadyn 3.1 software

Symulacja przepływu wód przez zbiornik wykazała, że maksymalne prędkości płynięcia wody w jego dolnej części nie przekraczały $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ dla przepływów średnich i $6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ dla niżówkowych. Na wysokości Płocka, wartości te wynoszą odpowiednio 95 i $26 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Wynika z tego, że prąd przepływowy Wisły zanika w odległości około 21-22 km od zapory (ryc. 5.4). Jego przebieg nawiązuje do układu dawnego nurtu Wisły, który w górnym i przejściowym odcinku zbiornika, a w czasie przepływów niżówkowych także w dolnym, stanowi drogę uprzywilejowanego przepływu wody (Babiński, Grześ 1995).

Wyniki obliczeń prędkości przepływu, szczególnie w dolnej – limnicznej części zbiornika – są niższe od zmierzonych bezpośrednio w terenie w podobnych warunkach hydrologicznych. Bezpośrednie pomiary prędkości przepływu wody pozwoliły na określenie kilku prawidłowości dotyczących jej zróżnicowania wzdłuż zbiornika jak i w przekrojach poprzecznych (ryc. 5.5). Ustalono, że w górnej części zbiornika prędkość płynięcia wody jest silnie uzależniona od wielkości natężenia przepływu. W dolnej części prawidłowość ta jest zdecydowanie mniej wyraźna. Niezależnie od wielkości dopływu do zbiornika prędkości płynięcia wody zmniejszają się zasadniczo do 655-660 km, a dalej w kierunku zapory w niektórych sytuacjach ponownie wzrastają. W przypadku skrajnie niskich przepływów Wisły średnie prędkości przepływu w przekrojach poprzecznych wykazują niewielkie zróżnicowanie na całej analizowanej długości zbiornika (ryc. 5.5b). O ile w górnym odcinku zbiornika mniejsze prędkości stwierdzano w warstwie naddennej, to w dolnym, często występowała sytuacja odwrotna. Większe prędkości płynięcia wody nad dnem stwierdzano tam zarówno podczas bardzo małych dopływów wody do zbiornika (ryc. 5.5b) jak



Ryc. 5.4. Rozkład prędkości płynięcia wody na odcinku Płock – Stopień wodny „Włocławek”. A – dopływ do zbiornika = $330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, poziom wody na zaporze 57,3 m n.p.m. B – dopływ do zbiornika = $930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, poziom wody na zaporze 57,3 m n.p.m. Do symulacji przepływu wody wykorzystano model numeryczny 2D - Aquadyn 3.1
 Fig. 5.4. Distribution of water flow velocity between Płock and the “Włocławek” barrage. A – reservoir inflow = $330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, reservoir water level 57.3 m a.s.l., B – reservoir inflow = $930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, reservoir water level 57.3 m a.s.l. Calculation of the flow velocity with the use of a 2D numerical model of the Aquadyn 3.1 software



Ryc. 5.5. Amplitudy i średnie prędkości płynięcia wody w przekrojach poprzecznych (1) przypowierzchniowej (1 m. poniżej powierzchni zwierciadła wody) i (2) naddennej (1 m ponad powierzchnią dna) warstwie wody na odcinku Płock – stopień wodny „Włocławek”. a – 23 lipca 2003 ($Q-384 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr SE, $0,3-4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), b – 3 września 2003 ($Q-240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr W, $0,2-5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), c – 27 sierpnia 2004 ($Q-555 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr N W-SW, $0,5-7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), d – 31 marca 2005 ($Q-2320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr SE, $0,5-6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 Fig. 5.5. Average flow velocities and their amplitudes in cross-sections (1) near the surface (1 m below the water surface) and (2) near the bottom (1 m above the bottom) between Płock and the “Włocławek” barrage. a – 23 July 2003 ($Q-384 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, SE wind of $0.3-4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), b – 3 September 2003 ($Q-240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; W wind of $0.2-5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), c – 27 August 2004 ($Q-555 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, NW-SW wind of $0.5-7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), d – 31 March 2005 ($Q-2320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, SE wind of $0.5-6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

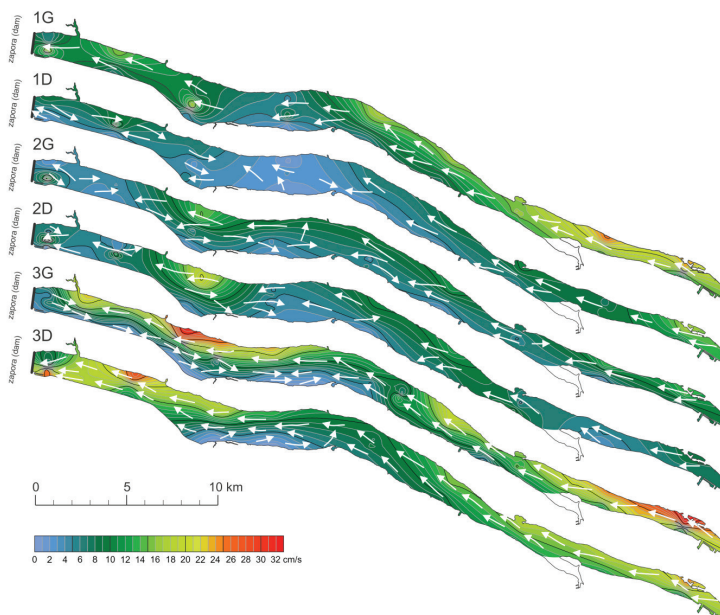
i podczas większych (ryc. 5.5c). Duże prędkości przepływu wody nad dnem udokumentowane w przyzaporowym fragmencie zbiornika należy wiązać z funkcjonowaniem hydroelektrowni (ryc. 5.5c). W wielu przekrojach poprzecznych zróżnicowanie prędkości płynięcia wody jest większe od zróżnicowania średnich prędkości przepływu w profilu podłużnym. Jest to widoczne szczególnie w przekrojach zlokalizowanych w dolnej części zbiornika (ryc. 5.5a.b.c). Najmniejsze, z wyjątkiem górnego odcinka zbiornika, zróżnicowanie prędkości przepływu wody w kolejnych przekrojach poprzecznych występowało podczas przepływu przez zbiornik fali wezbraniowej, kiedy to prąd przepływowy Wisły kształtował cyrkulację wody w całym zbiorniku (ryc. 5.5d).

Duże zróżnicowanie prędkości przepływu wody w przekrojach poprzecznych zlokalizowanych w limnicznej części zbiornika potwierdzają wyniki pomiarów prowadzonych w przekroju 661 km biegu Wisły. Składają się na nie wartości prędkości i kierunku przepływu wody obejmujące 22 serie pomiarów przeprowadzonych w różnych warunkach hydrologicznych i anemologicznych (tab. 5.2). Uzyskane wyniki wskazują na słabą korelację prędkości płynięcia wody, szczególnie w lewostronnej części profilu, z natężeniem przepływu Wisły. Dość wyraźne jest również zmniejszanie się prędkości przepływu w kierunku lewej części przekroju. Średnie prędkości przepływu w przypowierzchniowej warstwie wody zmniejszają się z 13 do 6 $\text{cm}\times\text{s}^{-1}$, a w warstwie naddenej z 9 do 5,6 $\text{cm}\times\text{s}^{-1}$.

Podkreślić należy, że występowały również sytuacje, w których prędkość przepływu w zalewowej – lewostronnej części zbiornika była większa niż w strefie dawnego nurtu Wisły. Kierunek przepływu wody w pionie zlokalizowanym w najgłębszej części zbiornika był zasadniczo zgodny z kierunkiem przepływu Wisły niezależnie od wielkości dopływu wód Wisły do zbiornika. W przypadku pionu położonego w części środkowej przekroju ukierunkowanie przepływu jest bardziej zróżnicowane, chociaż nadal przeważają kierunki zachodnie, czyli zgodne z kierunkiem przepływu Wisły. W pionie lewostronnym zlokalizowanym w zalewowej części zbiornika przepływ wody w warstwie powierzchniowej odbywa się zarówno w kierunku zapory jak i w kierunku przeciwnym. Ta druga sytuacja występuje przy dominującym nad tym akwenem wietrze z kierunku zachodniego.

Analiza rozkładu prędkości i kierunków przepływu wody w całym zbiorniku wskazuje, że w warunkach przepływów niższych od średnich w jego dolnej części, od kilometra 654-656 do zapory, na długości około 20 km formuje się, niezależna od przepływu Wisły, cyrkulacja prądowa (ryc. 5.6). W górnej części zbiornika, niezależnie od kierunku i siły wiatru, kierunek przepływu wody był najczęściej zgodny z przepływem Wisły.

Podczas wiatru wiejącego z kierunków zachodnich, na znacznej części dolnego odcinka zbiornika, wzdłuż jego lewego brzegu, tworzy się prąd dryfowy przeciwny do kierunku przepływu Wisły a zgodny z kierunkiem wiatru (ryc. 5.6 – 2G, 2D i 5.6 – 3G, 3D). W płytszych miejscach obejmuje on całą warstwę wody, zaś w głębszych towarzyszy mu przydenny prąd kompensacyjny. Na



Ryc. 5.6. Rozkład prędkości i kierunków przepływu wody w przypowierzchniowej (G – 1 m poniżej powierzchni wody) i naddennej (D – 1 m powyżej dna) warstwie wody na odcinku Płock – Stopień wodny „Włocławek”. Wyniki pomiarów w dniach: 24 lipca 2003; $Q=380 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr SE $0,5\text{-}4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (1), 3 września 2003; $Q=250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr SW $0,5\text{-}4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (2), 26 sierpnia 2005; $Q=500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; wiatr SW $0,5\text{-}3,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (3)

Fig. 5.6. Distribution of flow direction and velocity near the surface (G – 1 m below the water surface) and near the bottom (D – 1 m above the bottom) between Płock and the “Włocławek” barrage. Measurement results on: 24 July 2003; $Q = 380 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; SE wind of $0.5\text{-}4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (1), 3 September 2003; $Q = 250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; SW wind of $0.5\text{-}4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (2), 26 August 2005; $Q = 500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; SW wind of $0.5\text{-}3.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (3)

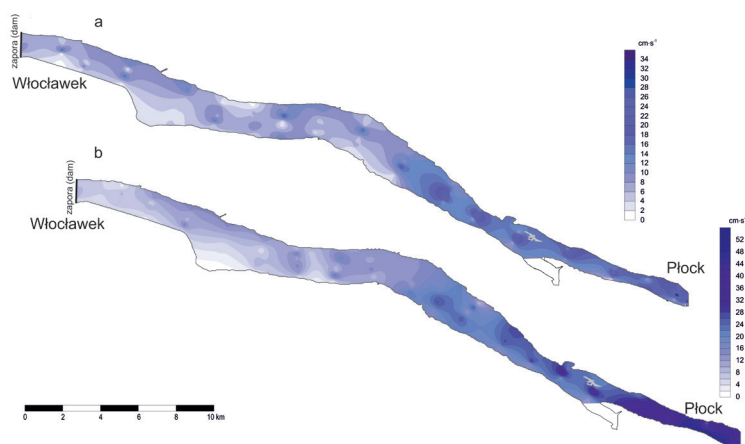
wysokości miejsca, w którym zbiornik zmienia przebieg z W-E na NW-SE, (655 km) cyrkulacja wzbudzana przez wiatr zanika po stronie lewego brzegu, a prąd dryfowy przemieszcza się w kierunku brzegu prawego i dalej już, jako prąd kompensacyjny łączy się z prądem przepływowym Wisły i kieruje się ku zaporze. O połączeniu obu prądów świadczą między innymi rosnące w kierunku zapory prędkości przepływu wody w części nurtowej zbiornika. Podkreślić należy, że w wielu miejscach prędkości prądów generowanych przez wiatr są porównywalne, a nawet większe od prędkości prądu przepływowego. W sytuacji wiatru wiejącego z sektora wschodniego, czyli zgodnie z kierunkiem przepływu Wisły, w powierzchniowej warstwie wody formuje się prąd dryfowy skierowany ku zaporze (ryc. 5.6.1). W zalewowej, lewostronnej – limnicznej części zbiornika prąd ten osiągał na ogół większe prędkości od prądu przepływowego w nurcie. W niektórych miejscach w warstwie naddennej stwierdzono obecność skierowanego w przeciwnym kierunku prądu kompensacyjnego.

Tabela 5.2. Zróznicowanie prędkości i kierunku przepływu wody w przekroju poprzecznym zlokalizowanym na 661 km biegu rzeki

				Pion prawobrzeżny (głębokość 10 m)						Pion środkowy (głębokość 6 m)						Pion lewobrzeżny (głębokość 4 m)					
				na 1 m		na 5 m		na 9 m		na 1 m		na 3 m		na 5 m		na 1 m		na 2 m		na 3 m	
	Q	WV	WD	FV	FD	FV	FD	FV	FD	FV	FD	FV	FD	FV	FD	FV	FD	FV	FD		
1	1190	1,2	SSW	18,8	253	15,1	263	9,9	247	12,2	286	13,7	291	6,6	288	8,3	233	6,8	292	5,7	295
2	818	2,1	SSE	23,5	253	11,4	267	10,0	245	11,1	268	5,6	295	4,4	270	7,3	277	10,6	277	10,0	276
3	450	2,5	SE	7,6	293	8,8	248	5,6	254	4,7	283	6,2	292	3,8	275	1,1	247	2,9	61	4,7	209
4	400	1,3	SSE	3,5	222	1,2	257	0,6	284	3,8	216	5,0	229	2,2	322	6,7	246	4,7	273	1,6	330
5	240	2,4	SSW	9,1	288	10,6	261	4,4	271	6,2	277	6,7	293	7,3	278	6,2	116	4,7	79	7,0	186
6	262	1,9	SW	2,6	252	8,8	274	8,1	276	4,4	86	5,7	265	9,5	257	1,5	107	1,9	235	8,8	269
7	440	2,4	ENE	10,6	277	8,8	314	1,2	211	5,3	202	4,7	285	5,9	129	3,8	260	4,1	217	5,0	288
8	538	4,7	WNW	17,9	259	21,4	270	20,0	262	4,7	89	5,0	359	1,2	351	4,4	126	5,0	88	6,7	108
9	440	1,4	SW	12,0	251	7,0	258	4,6	264	9,0	300	6,2	256	4,0	222	2,7	128	2,0	264	1,8	232
10	376	1	SW	2,6	267	6,5	273	7,2	236	2,9	323	5,0	251	3,9	248	3,0	279	5,3	261	3,5	256
11	364	2,4	WNW	21,4	273	16,6	268	6,5	215	7,2	246	4,7	266	1,5	28	6,6	93	5,5	92	2,0	80
12	495	3,6	WSW	11,5	250	10,0	258	10,0	256	11,5	250	10,0	258	8,8	263	3,0	272	2,5	266	4,0	255
13	555	2,9	W	20,5	256	19,1	264	11,4	266	3,6	40	3,4	55	2,5	360	4,3	84	3,5	111	1,5	66
14	384	5	WSW	16,5	254	18,7	253	23,5	264	3,9	276	5,3	252	5,7	258	8,5	112	9,4	93	7,3	78
15	376	2,9	SSE	2,9	287	5,9	258	4,4	238	3,8	238	2,1	272	2,6	249	4,1	262	4,1	253	2,6	278
16	533	5	ESE	6,8	307	2,3	78	3,2	186	6,1	346	5,5	116	5,9	112	12,9	272	10,3	256	10,9	269
17	892	0,4	SSE	11,6	266	12,7	259	10,3	251	8,7	253	8,5	268	8,8	264	11,5	256	7,7	268	5,8	265
18	970	3,2	S	12,5	269	15,5	255	14,4	245	9,7	283	6,4	281	7,0	243	2,1	152	3,7	201	4,0	235
19	2330	0,4	NE	36,2	265	35,5	256	31,0	261	24,0	275	22,0	273	20,0	281	15,5	276	14,7	278	12,3	273
20	378	1,5	SW	6,7	258	6,1	264	4,8	280	6,0	283	5,3	284	5,6	267	2,2	323	6,4	305	3,5	240
21	848	1,8	SSW	15,2	282	19,1	258	5,6	234	10,4	287	10,8	267	5,8	222	7,4	284	8,3	275	7,5	251
22	848	1,8	SSW	15,4	256	7,2	262	1,0	88	7,7	267	7,5	274	6,4	255	10,0	277	8,5	268	6,6	260

Objaśnienia: Q- natężenie przepływu wody w przekroju wodowskazowym Kępa Polska, WV – średnia dobową prędkość wiatru (stacja pomiarowa IGiPZ PAN w Dobiegniewie), WD – średni kierunek wiatru (stacja pomiarowa IGiPZ PAN w Dobiegniewie), FV – prędkość płynięcia wody (cm·s⁻¹), FD - kierunek płynięcia wody (stopie kątowe).

Należy podkreślić, że prędkości prądów wiatrowych są w wielu przypadkach porównywalne, a nawet większe od prędkości prądu przepływowego. W czasie wezbrań zmierzone prędkości i kierunki przepływu wody były typowe dla zbiorników o dużej przepływowości. Na całej długości i szerokości zbiornika przepływ odbywał się w kierunku zapory. Maksymalne prędkości przepływu między Płockiem a zaporą zmniejszały się od około 1 do 0,3 $\text{m} \times \text{s}^{-1}$. Do 658 km biegu Wisły (14 km powyżej zapory) widoczny jest spadek średnich prędkości przepływu, gdzie osiągając wartość 27 $\text{cm} \times \text{s}^{-1}$ przy powierzchni i 22 $\text{cm} \times \text{s}^{-1}$ nad dnem nie zmieniają się istotnie aż do zapory. Większe prędkości przepływu występowały w przypowierzchniowej warstwie wody. Niewielkie, z wyjątkiem górnej części zbiornika było również zróżnicowanie prędkości przepływu wody w poszczególnych przekrojach poprzecznych.



Ryc. 5.7. Zróżnicowanie prędkości przepływu w naddennej (1 m powyżej dna) warstwie wody na odcinku Płock – Stopień wodny „Włocławek” w czasie przepływu Wisły wynoszącego 250 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (a) i 1240 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (b)

Fig. 5.7. Distribution of the water flow velocity near the bottom (1 m above the bottom) between Płock and the “Włocławek” barrage under the conditions of discharge of 250 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (a) and 1240 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (b)

W przebiegu procesów sedymentacyjnych istotne znaczenie mają prędkości przepływu wody nad dnem. Od ich wielkości zależy między innymi typ osadów, przebieg procesów redepozycyjnych, a w efekcie także wielkość akumulacji materiału. Pomiar przeprowadzone w warunkach przepływów niżówkowych i średnich wykazały, że do wyraźnego spadku prędkości przepływu wody nad dnem dochodzi na wysokości 650 km przy dopływie niżówkowym (ryc. 5.7a) i 655 km przy dopływie wynoszącym 1240 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ryc. 5.7b). W okresie niżówki w dolnym – limnicznym docinku zbiornika wyraźnie mniejsze prędkości przepływu wody występowały w zalewowej części zbiornika. W obu przypadkach

rozkład prędkości przepływu wody odzwierciedla przebieg dawnego nurtu Wisły.

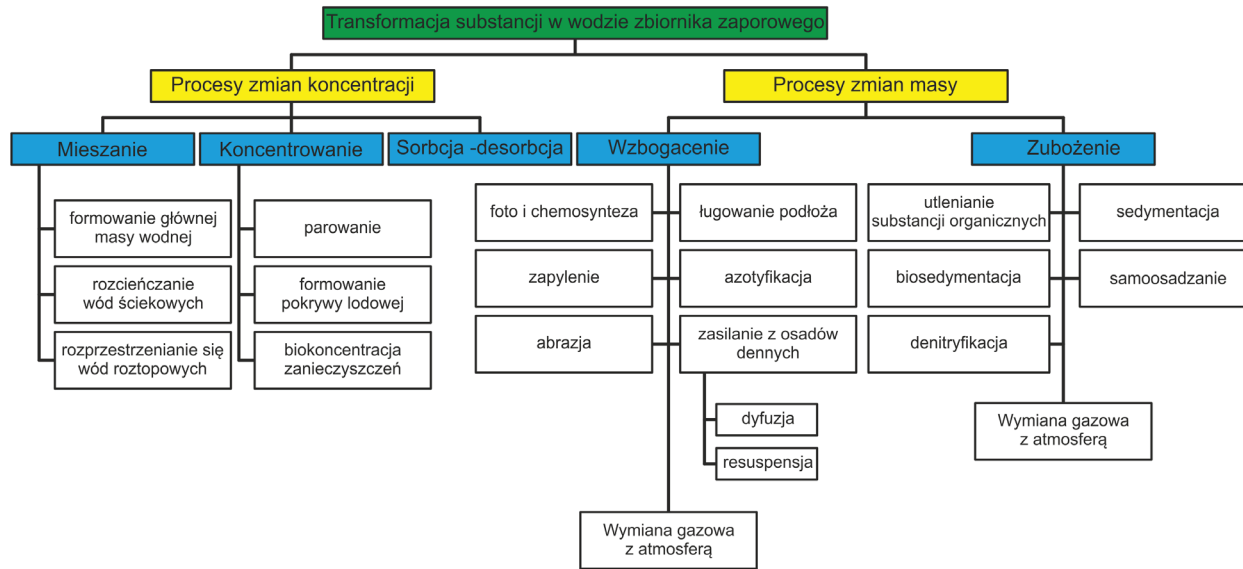
Wyniki pomiarów i obliczeń wykazały, że prąd przepływowy Wisły ma istotny wpływ na warunki hydrodynamiczne na całej długości zbiornika. W jego górnej części jest on widoczny nawet w czasie bardzo małych przepływów wody. Od 650 do 655 km w kierunku zapory zasięg i siła oddziaływania tego prądu zmniejsza się wyraźnie, w zależności od wielkości przepływu Wisły. W dolnym – limnicznym odcinku zbiornika prąd przepływowy warunkuje hydrodynamikę zbiornika tylko w strefie dawnego nurtu rzeki. Osłabienie znaczenia przepływu Wisły, a także bardzo małe spadki zwierciadła wody i ukierunkowanie czaszy zbiornika zgodne z kierunkiem dominujących wiatrów są głównymi przyczynami formowania się w tej części zbiornika cyrkulacji prądowej, niezależnej od przepływu Wisły. Tworzy się ona już w warunkach przepływów mniejszych od średnich, nawet przy niezbyt silnych wiatrach. Generowane przez wiatr prądy dryfowe mogą osiągać prędkości większe od prędkości prądu przepływowego Wisły. Przebieg prądów wodnych wszystkich typów modyfikowany jest przez konfigurację dna zbiornika. Na zróżnicowanie prędkości przepływu w jego przyzaporowym, lewostronnym fragmencie wpływa również funkcjonowanie urządzeń upustowych hydroelektrowni i jazów.

6. KSZTAŁTOWANIE SIĘ WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY W WARUNKACH SPIĘTRZENIA RZEKI

Struktura genetyczna wód rzecznych, a w konsekwencji również ich właściwości fizyczno-chemiczne zmieniają się zgodnie z reżimem odpływu. W strefie klimatu umiarkowanego w czasie wezbrań wiosennych zasadniczą część odpływu rzecznoego tworzą szybko spływające i na ogół słabo zmineralizowane wody roztopowe drenujące przypowierzchniową warstwę gruntu. W związku z ograniczoną w tym okresie roślinnością charakteryzują się one najczęściej dużymi stężeniami azotanów (V). W okresie niżówek letnio-jesiennych i zimowych odpływ rzeczny kształtują bardziej zmineralizowane i mniej zasobne w substancje biogenne wody podziemne. Jeszcze inną sytuację notuje się w czasie wezbrań letnich, kiedy do koryta dopływają płytkie wody podziemne o zróżnicowanym stopniu zmineralizowania i na ogół dużej zawartości substancji biogennej. Im bardziej zróżnicowany jest odpływ rzeczny w danym roku, tym silniej zróżnicowany jest również skład chemiczny wód rzecznych. Oprócz uwarunkowań naturalnych duży wpływ na kształtowanie właściwości hydrochemicznych wód rzecznych mają czynniki antropogeniczne odpowiedzialne za dostawę ze źródeł punktowych i obszarowych, zarówno jonów głównych, soli biogennej oraz organicznych i nieorganicznych substancji zanieczyszczających.

Kształtowanie się cech chemizmu wód rzecznych dokonuje się przede wszystkim w górnych częściach zlewni. Największe zmiany hydrochemiczne zachodzą na pierwszych 200 km biegu rzeki, to jest między ciekami 1 rzędu, a rzekami średniej wielkości (4-6 rzędu) (Sedell i in. 1989). Również wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych na jakość wody zaznacza się w widocznym sposób w ciekach niższego rzędu. Badania prowadzone przez Meybeck (2002) wykazały, że stężenia substancji wiązanych z dostawą ze źródeł obszarowych osiągają maksymalne wartości w ciekach 1 i 2 rzędu i nie zmieniają się znacząco z biegiem rzeki. Wpływ punktowych źródeł zanieczyszczeń, zaznaczający się skokowym wzrostem stężeń wielu substancji, widoczny jest także w większych rzekach (6 rzędu) odwadniających zlewnie bardziej zurbanizowane.

Wraz z przyrostem dorzecza i zwiększaniem rozmiarów rzeki zacierają się lokalne różnice składu chemicznego wody. Wynika to ze wzrastającej, najczęściej z biegiem rzeki, homogeniczności środowiska naturalnego zlewni dopływów oraz z wielokrotnie większych przepływów rzeki głównej, w porównaniu z przepływami dopływów. Szczególnie małą zmiennością warunków ekologicznych i podatnością na zmiany charakteryzują się duże rzeki nizinne (Vannote i in. 1980; Sedell i in. 1989). Jednak również w ich przypadku, poniżej dużych dopływów odwadniających zlewnie o wyraźnie różnych warunkach naturalnych,



Ryc. 6.1. Procesy odpowiedzialne za transformację właściwości fizyczno-chemicznych wody rzecznej w zbiornikach zaporowych (na podstawie Èdel 'štejn 1998)

Fig. 6.1. Processes responsible for the transformation of the river water physicochemical properties in dam reservoirs (acc. to Èdel'stejn 1998)

lub szczególnie dużym wpływie działalności człowieka na jakość wody, będą zachodziły istotne zmiany stężeń substancji rozpuszczonych w wodzie polegające na wzroście bądź, spadku stężeń określonych substancji z biegiem rzeki (Livingstone 1963; Chelmiński 2001). Istotny wpływ na jakość wody dużych rzek nizinnych mają rozległe równiny zalewowe, które w okresach wezbrań są istotnym źródłem dostawy soli do koryta rzecznej (Sedell i in. 1989). W przypadku kiedy równiny zalewowe są chronione wałami przeciwpowodziowymi dostawa materii z tych obszarów jest w dużym stopniu ograniczona.

Zmiany właściwości chemicznych wód przepływających korytem rzeki dokonują się nie tylko pod wpływem przyjmowania wód z kolejnych źródeł naturalnych i antropogenicznych, ale również w wyniku procesów hydrochemicznych zachodzących w trakcie przepływu wody korytem rzecznej. Są one szczególnie spektakularne na spiętrzonych zaporami odcinkach rzek, gdzie wydłużenie czasu retencji wody oraz zmniejszenie prędkości przepływu sprzyja transformacji właściwości chemicznych wody (Petts 1986). Przemiany hydrochemiczne i biologiczne w zbiornikach zaporowych wpływają na zmianę koncentracji substancji, bez zmiany wielkości jej masy, lub też na zmianę masy substancji z jednoczesną zmianą jej koncentracji (ryc. 6.1).

Problem wpływu Zbiornika Włocławskiego na zmianę jakości wody dolnej Wisły był do tej pory przedstawiany w pracach hydrobiologicznych. Koncentrowano się w nich przede wszystkim na zagadnieniu uwarunkowań obiegu substancji biogenicznych i stanie troficznym zbiornika (Żytkowicz i in. 1990; Giziński i in. 1993; Giziński 1994; Wiśniewski 1995; Kentzer i in. 2010; Kentzer, Giziński 2013). Ocena wpływu Zbiornika Włocławskiego na transformację jakości wód dolnej Wisły w latach 1990-1995 była również przedstawiana we wcześniejszych pracach autora (Gierszewski 2001, 2004). Celowe jest jednak uzupełnienie tych badań wynikami nowych analiz hydrochemicznych oraz charakterystyką zróżnicowania właściwości fizyczno-chemicznych wody w granicach samego zbiornika.

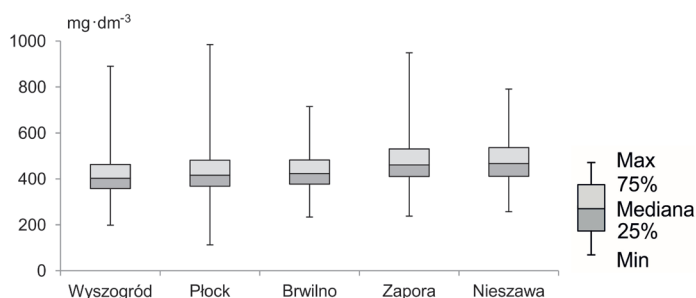
6.1. ZRÓŻNICOWANIE KONCENTRACJI JONÓW PODSTAWOWYCH I OGÓLNEJ MINERALIZACJI WODY

Charakterystyczną cechą właściwości chemicznych wody Zbiornika Włocławskiego, podobnie jak całej Wisły, jest jej duże zasolenie. Średnie wartości ogólnej mineralizacji wody (TDS), określonej jako sucha pozostałość przekraczają $400 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$ i wzrastają konsekwentnie od Wyszogrodu do Nieszawy (tab. 6.1). Chociaż zmienność ogólnej koncentracji soli wyrażona za pomocą współczynnika zmienności jest podobna na całym analizowanym odcinku rzeki (19-22%), to jej wartości ekstremalne są bardzo zróżnicowane (ryc. 6.2).

Tabela 6.1. Średnia koncentracja ($\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) i współczynniki zmienności (%) parametrów zasolenia wody dolnej Wisły na odcinku od Wyszogrodu do Nieszawy w latach 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Włocławek 1990-2009)

	Wyszogród		Płock		Brwilno		Włocławek		Nieszawa	
	$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$	%	$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$	%	$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$	%	$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$	%	$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$	%
TDS	419,7	22	433,9	23	438,6	19	476,5	21	480,7	21
SO_4^{2-}	63,7	48	63	36	70,8	36	64,2	25	66,5	23
Cl^-	70,6	63	80,2	60	79,8	59	96,2	38	101,8	38
Ca^{2+}	83,8	30	80,8	31	82,7	40	76,1	20	76,3	20
Mg^{2+}	12,5	79	13,2	93	12,9	80	14	33	14,5	31
Na^+	40,6	85	43	66	42,6	59	68,4	40	70,8	45
K^+	4,4	41	4,3	36	4,3	37	5,8	46	6,1	52

Ogólna mineralizacja wody w poszczególnych punktach kontrolnych wykazuje silny związek z koncentracją jonów chlorkowych i sodowych. Potwierdzają to wysokie wartości współczynników korelacji, które dla relacji pomiędzy TDS a stężeniami chlorków wynoszą od 0,6 do 0,75 oraz od 0,4 do 0,66 dla relacji kationów sodu z TDS. Wysokie stężenia jonów chlorkowych i sodowych oraz chlorkowo-wapniowy typ wody dolnej Wisły świadczy o jej antropogenicznym przekształceniu (Gierszewski 2004). Niewykluczone, że wielkość ogólnej mineralizacji wody oraz struktura składu jonowego wody dolnej Wisły jest w pewnym stopniu efektem zrzutów silnie zasolonych wód kopalnianych do Wisły w jej górnym biegu. Oprócz jonów chlorkowych i sodowych wody kopalniane zawierają również dużo siarczanów, jonów baru i azotu amonowego (Kuśakowski 1994; Helios-Rybicka, Rybicki 2003).

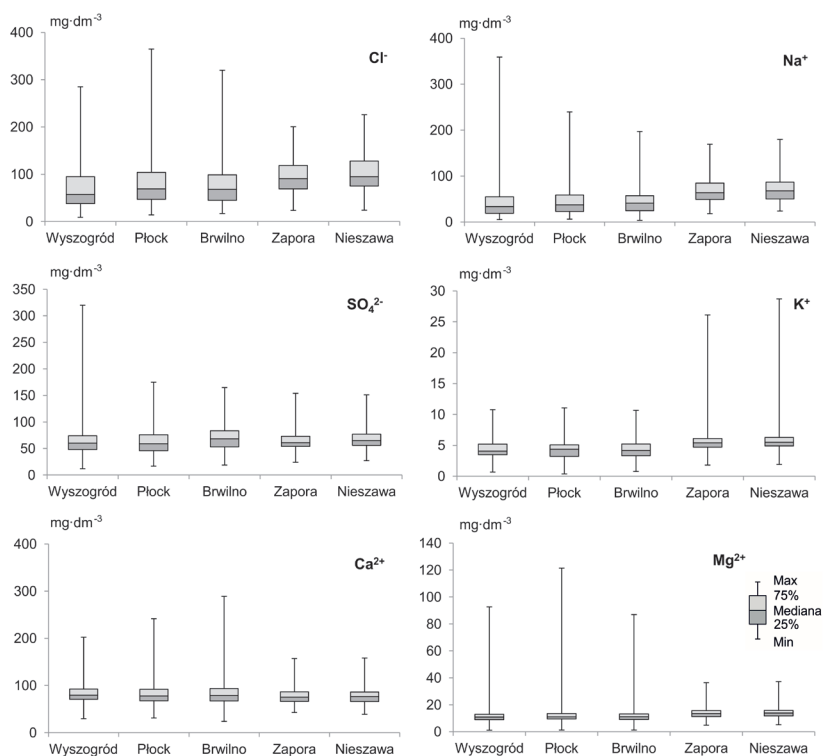


Ryc. 6.2. Zróżnicowanie wartości ogólnej mineralizacji wody (TDS) w latach 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Zapora z lat 1990-2009)

Fig. 6.2. Variability of the total water mineralisation (TDS) in 1990-2006 (Płock and Zapora sample sites in 1990-2009)

Mimo, że główne cechy hydrochemiczne dolnej Wisły uwarunkowane są stanem, jakości wód górnego i środkowego odcinka Wisły, to również w dolnym biegu rzeki zachodzą istotne przekształcenia ich składu chemicznego. Widoczne są one poniżej ujścia Narwi, gdzie przyjęcie przez Wisłę słabiej zmineralizowanych ($300\text{-}400\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) wód tego dopływu zaznacza się nie tylko

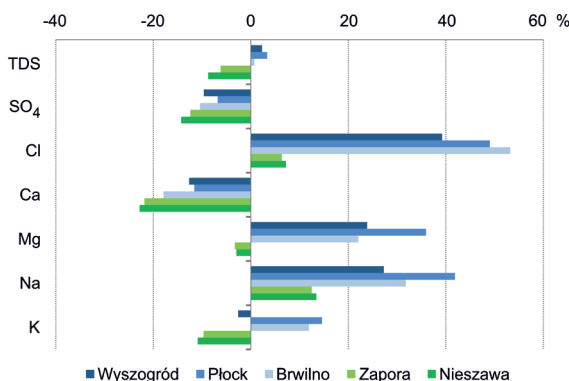
zwiększeniem odpływu Wisły o blisko 35%, ale również zmniejszeniem mineralizacji ogólnej wody z $600 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$ do około $400 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$ (Gierszewski 2004). Parametry charakteryzujące zasolenie wody zmieniają się również w Zbiorniku Włocławskim. Wyniki analiz składu jonowego wykazały, że stężenia dużej części jonów głównych osiągają większe wartości w dolnym, jeziornym odcinku zbiornika i rzecze poniżej zapory. W przypadku niektórych jonów (Cl^- , Na^+ , K^+) jest to wzrost wyraźny, a w przypadku innych niewielki (Mg^{2+} , SO_4^{2-}), (tab. 6.1; ryc. 6.3). O ile wielkości rozstępu międzykwartylowego, z wyjątkiem jonów siarczanowych i potasowych, wykazują małe zróżnicowanie, to różnice między maksymalnymi i minimalnymi wartościami stężeń poszczególnych jonów, z wyjątkiem kationu potasowego, są wyraźnie większe w rzecze powyżej zbiornika i w jego górnej części (ryc. 6.2). O mniejszym zróżnicowaniu stężeń wszystkich jonów z wyjątkiem potasowego, w dolnej części zbiornika świadczą także niższe wartości współczynnika zmienności (tab. 6.1).



Ryc. 6.3. Zróżnicowanie stężeń jonów podstawowych w wodzie Wisły między Wyszogrodem a Nieszawą, na podstawie danych z lat 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Zapora z lat 1990-2009)

Fig. 6.3. Variability in the concentrations of main ions of the Vistula water between Wyszogród and Nieszawa, based on the 1990-2006 data (Płock and the Zapora barrage control sites in 1990-2009)

Hydrochemiczną odmienność górnej i dolnej części zbiornika dobrze uwidacznia wielkość sezonowego zróżnicowania koncentracji wskaźników zasolenia. W przypadku jonów chlorkowych, sodowych i magnezowych różnice wielkości koncentracji między półroczem zimowym i letnim w górnej części zbiornika są znacząco większe niż w dolnej (ryc. 6.4). W przypadku pozostałych jonów sezonowe zróżnicowanie ich koncentracji jest mniejsze, a większe stężenia jonów występują na ogół w półroczu zimowym. Widoczne jest to szczególnie w przypadku jonów wapniowych i siarczanowych (ryc. 6.4).

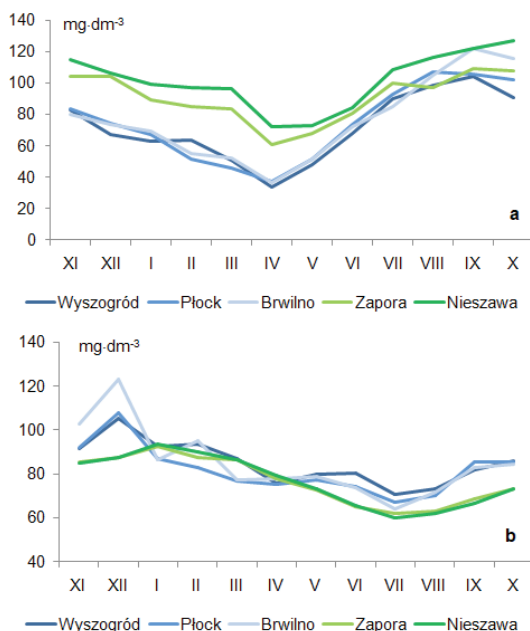


Ryc. 6.4. Zróżnicowanie koncentracji parametrów zasolenia wody Wisły w relacji półrocze zimowe do półrocza letniego roku hydrologicznego. Wartości dodatnie oznaczają procentową przewagę wielkości koncentracji w półroczu letnim, a ujemne w półroczu zimowym

Fig. 6.4. Differences in the concentrations of salinity parameters of the Vistula water in the relation of the winter half-year to summer half-year. The positive values mean the percentage advantage of the concentration in the summer half-year, and the negative values the advantage in the winter half-year of the hydrological year

Koncentracja analizowanych wskaźników zasolenia wykazuje w przebiegu rocznym dużą zgodność w poszczególnych punktach kontrolnych. Świadczy to o silnej zależności przebiegu stężeń większości jonów głównych w zbiorniku od ich dostawy z górnej części zlewni Wisły.

Charakterystyczna dla TDS, Cl, Na i Mg zmienność polega na zmniejszaniu się ich koncentracji od października/listopada do kwietnia/maja i wzroście w drugiej części roku hydrologicznego (ryc. 6.5a). Inny jest przebieg koncentracji wapnia. Jego stężenia są wyższe w rzece powyżej zbiornika i w jego górnej części. Osiągają one największe wartości w grudniu i od tego miesiąca zmniejszają się aż do lipcowego minimum. W kolejnych miesiącach stopniowo wzrastają aż do końca roku (ryc. 6.5b). Taki przebieg zmienności kationów wapnia związany jest z intensywniejszym rozwojem fitoplanktonu i procesem biologicznego odwapnienia wody, które z większą intensywnością zachodzą w zbiorniku.



Ryc. 6.5. Średnia roczna zmienność koncentracji jonu chlorkowego (a) i wapniowego (b) w latach 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Zapora 1990-2009)
 Fig. 6.5. Average annual variability in concentrations of chloride (a) and calcium ion (b) in 1990-2006 (Płock and Zapora sample sites in 1990-2009)

Tabela 6.2. Średnie zmiany koncentracji wskaźników zasolenia wody na odcinku Wyszogród – zapora we Włocławku w latach 1990-2006

Parametr	Zmiana koncentracji (%)					
	wzrost	spadek	wzrost	spadek	wzrost	spadek
	rok		XI - IV		V - X	
TDS	11,9		15,4		5,8	
SO ₄ ²⁻		0,8		4,7		7,6
Cl ⁻	26,6		47,5		12,7	
Ca ²⁺		9,2		4,1		14,2
Mg ²⁺	10,7		28,6		0,4	
Na ⁺	40,6		81,5		60,4	
K ⁺	24,1		37,0		27,0	

Skalę wpływu Zbiornika Włocławskiego na zmiany wielkości zasolenia wody określają procentowe wielkości różnic koncentracji poszczególnych jonów między Wyszogrodem a zaporą we Włocławku (tab. 6.2). Funkcjonowanie zbiornika wpływa na wzrost koncentracji zdecydowanej większości parametrów. W przypadku części z nich jest on niewielki, do kilkunastu procent. Większy wzrost koncentracji, do kilkudziesięciu procent, dotyczy jonów chlorkowych, sodowych

i potasowych. Należy podkreślić, że wzrosty koncentracji analizowanych jonów są większe w półroczu zimowym. W przypadku dwóch jonów, tj. wapnia i w mniejszym stopniu siarczanów oddziaływanie zbiornika wpływa na zmniejszenie ich koncentracji, co jest szczególnie widoczne w półroczu letnim (tab. 6.2).

Jednym z najważniejszych uwarunkowań wpływających na wielkość zasolenia wód rzecznych jest zmienność natężenia przepływu wody. Charakter relacji koncentracji substancji jonowych i natężenia przepływu wody pozwala określić mechanizm dostawy soli do koryt rzecznych (Walling, Webb 1986; Kostrzewski, Zwoliński 1992). Większa mineralizacja wód podziemnych w porównaniu ze słabiej zmineralizowaną i szybciej odpływającą wodą spływu powierzchniowego powoduje, że związek stężenia soli z natężeniem przepływu wody ma zazwyczaj charakter inwersyjny (Meybeck 1976). Tak jest też w przypadku analizowanego odcinka dolnej Wisły. Siła tej zależności wyrażona wartością współczynnika korelacji liniowej Pearsona jest bardzo zróżnicowana w odniesieniu do poszczególnych parametrów zasolenia (tab. 6.3). Zdecydowanie najsilniejszy związek z natężeniem przepływu wody wykazują stężenia jonów chlorkowych i sodowych, a w efekcie również ogólnej mineralizacji wody. Duże koncentracje tych substancji w okresie niskich przepływów wynikają z większego udziału w odpływie zasolonych wód ściekowych pochodzących z różnych źródeł punktowych. Słaba, w przypadku pozostałych jonów, siła relacji z natężeniem przepływu wody wynika najprawdopodobniej z dużej retencyjności nizinnej części zlewni Wisły, co przekłada się również na mniejszą zmienność i zróżnicowanie wielkości stężeń części substancji jonowych na analizowanym odcinku rzeki.

Tabela 6.3. Współczynnik korelacji między przepływem (Q) a mineralizacją całkowitą (TDS) oraz stężeniem jonów głównych

	TDS	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K
Wyszogród	-0,44	-0,59	-0,17	-0,008	-0,28	-0,44	-0,29
Płock	-0,53	-0,63	-0,16	-0,006	-0,25	-0,53	-0,28
Brwilno	-0,48	-0,66	-0,06	-0,03	-0,30	-0,52	-0,24
Włocławek	-0,54	-0,68	-0,27	-0,07	-0,31	-0,63	-0,24
Nieszawa	-0,57	-0,66	-0,28	-0,05	-0,30	-0,63	-0,22

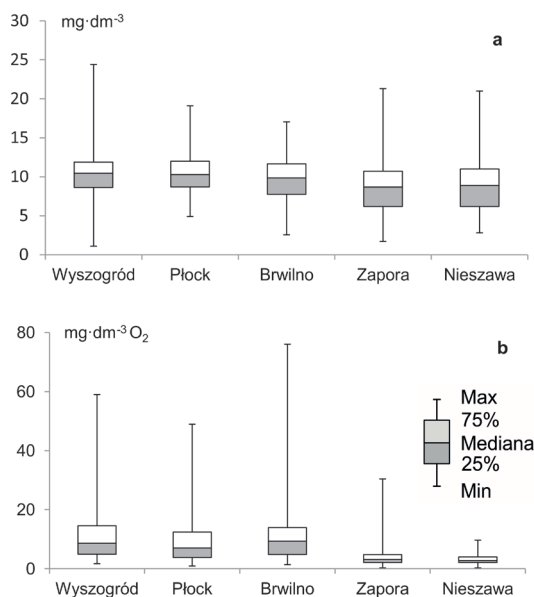
Wartości pogrubione istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$

6.2. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW TLENOWYCH

Wpływ zbiorników zaporowych na przebieg warunków tlenowych w rzece poniżej zapory jest niejednoznaczny. Zmniejszenie natlenienia wody występuje tam najczęściej w sytuacji, kiedy upustami dennymi uwalniane są słabo natlenione wody zalegające w hypolimnionie głębokich, stratyfikowanych zbiorników zaporowych (Petts 1986; Attey, Liebert 1984). Pogorszenie warunków tlenowych w takim przypadku pojawia się jednak na krótkim, zaledwie kilkusetmetrowym odcinku rzeki (Mackie i in. 1983; Tosney 2013). Nieco inny wpływ na wielkość natlenienia wody poniżej zapory wywierają płytkie, silnie zeutrofizowane zbiorniki o długim czasie retencji wody. W godzinach dziennych wypływają z nich wody

silnie przetlenione, a w godzinach nocnych niedotlenione (Petts 1986). Reżim tlenowy w obrębie samego zbiornika uzależniony jest zatem od jego żyzności oraz dynamiki mieszania i tempa wymiany wody. Nagromadzona w zbiornikach zaporowych allochtoniczna i autochtoniczna materia organiczna podlega procesom biodegradacyjnym, co w przypadku silnie produktywnych zbiorników eutroficznych prowadzi do pojawiania się deficytów tlenowych (Kajak 1998).

Natlenienie wody dolnej Wisły na odcinku od Wyszogrodu do Nieszawy charakteryzowało się stosunkowo małym zróżnicowaniem (ryc. 6.6a). Zawartość tlenu w próbkach z Wyszogrodu i Płocka była bardziej wyrównana niż w zbiorniku i poniżej zapory. Wielkości różnic między skrajnymi wartościami koncentracji tlenu w Wyszogrodzie i we Włocławku były jednak zbliżone. Średnia wartość koncentracji tlenu we Włocławku w latach 1990-2009, wynosząca $8,7 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$ była o 14,7% mniejsza niż w Wiśle powyżej zbiornika, gdzie równała się $10,2 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$. Choć wartości przeciętne i skrajne mogą wskazywać na podobny przebieg natlenienia wody, to jednak w dolnej części zbiornika zdecydowanie częściej występowały okresy charakteryzujące się zmniejszoną koncentracją tlenu rozpuszczonego w wodzie. Zawartość, mniejszą od $5 \text{ mg} \times \text{dm}^{-3}$, stwierdzono w Wyszogrodzie i Płocku odpowiednio 2,4% i 0,3%, w Brwilnie reprezentującym przejściową strefę zbiornika stanowiły one 6,4%, a we Włocławku i Nieszawie poniżej zapory odpowiednio 16,2% i 11,6% wszystkich wyników.

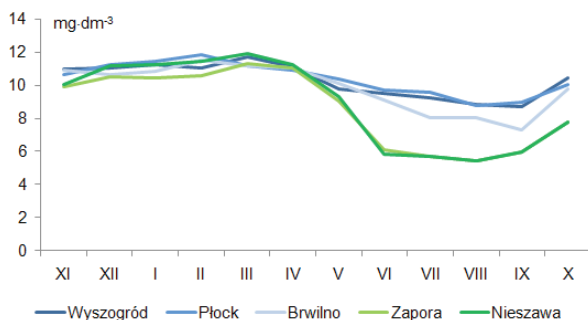


Ryc. 6.6. Wykresy skrzynkowe koncentracji tlenu rozpuszczonego w wodzie Wisły (a) oraz wartości BZT5 (b) między Wyszogrodem a Nieszawą na podstawie danych z lat 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Zapora 1990-2009)

Fig. 6.6. Box plots of the dissolved oxygen concentration (a) and BOD5 values (b) in the Vistula water between Wyszogrod and Nieszawa in 1990-2006 (Plock and Zapora sample sites in 1990-2009)

Jednym z ważniejszych czynników wpływających na pogorszenie warunków tlenowych są procesy rozkładu materii organicznej zachodzące przy udziale bakterii w środowisku aerobowym. O potencjalnej ilości tlenu zużytego w tych procesach informuje wartość umownego wskaźnika BZT₅. Spadek średniej wartości BZT₅ pomiędzy punktami kontrolnymi Wyszogród i Włocławek aż o 63% potwierdza dużą intensywność procesów biodegradacyjnych zachodzących w Zbiorniku Włocławskim (ryc. 6.6b). Oprócz strat tlenu w procesach biodegradacyjnych przyczyną okresowych deficytów tlenowych jest również silne utlenianie osadów dennych w trakcie ich resuspensji.

Odmienność przebiegu natlenienia wody w Zbiorniku Włocławskim zaznacza się szczególnie w półroczu letnim. Średnie natlenienie wody we Włocławku wynosi wówczas $6,6 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i jest o 29% mniejsze niż w rzece powyżej zbiornika. W półroczu zimowym różnica ta wyraźnie maleje i stanowi zaledwie 5,4%. Zmienność średnich miesięcznych stężeń tlenu rozpuszczonego wskazuje na bardzo podobny przebieg natlenienia wody na całym analizowanym odcinku rzeki od listopada do kwietnia. Od maja natlenienie wody pogarsza się. W Wyszogrodzie i Płocku spadek koncentracji, rozpuszczonego w wodzie, tlenu jest najmniejszy. Nieco większy jest w przejściowym odcinku zbiornika (Brwilno), a największy w jego części jeziornej (ryc. 6.7).



Ryc. 6.7. Średnia roczna zmienność koncentracji tlenu rozpuszczonego w wodzie w latach 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Zapora 1990-2009)

Fig. 6.7. Average annual variability of the dissolved oxygen concentration in water in 1990-2009 (Płock and Zapora sample sites in 1990-2009)

6.3. ZRÓŻNICOWANIE KONCENTRACJI SUBSTANCJI BIOGENICZNYCH

Woda jest głównym czynnikiem wpływającym na wielkość oraz kierunek i szybkość przepływu w zlewni związków azotu i fosforu, czyli najważniejszych substancji biogenicznych (Meybeck 1982; Kajak 1998; House 2003; Bogdanowicz 2004; Green i in. 2004; Withers, Jarvie 2008). Na różnych etapach obiegu wody przenoszone i rozpuszczone w niej biogeny podlegają transformacji. Największe przeobrażenia dokonują się w przypowierzchniowej warstwie

gleby (Kowalik 2001; Gächter i in. 2004). Charakteryzujące się największą mobilnością w środowisku wodnym azotany są bardzo łatwo wypłukiwane z gleby do wód powierzchniowych (Taylor i in. 1997; Buda, DeWalle 2009). Jony fosforanowe i amonowe oraz organiczne formy fosforu i azotu podlegają zazwyczaj adsorpcji na powierzchni cząstek mineralno-organicznych i w formie spływu powierzchniowego przedostają się do koryt rzecznych (Taylor i in. 1992). W wielu systemach hydrograficznych związki azotu i fosforu wprowadzane są do wód w formie zanieczyszczeń ze źródeł punktowych i obszarowych oraz z zanieczyszczonymi opadami atmosferycznymi (Taylor i in. 1997).

Dalszym przemianom i retencji substancje biogeniczne podlegają w czasie ich przemieszczania się w korycie rzecznym. Związki azotu uczestniczą wówczas przede wszystkim w procesach nityfikacji-denitryfikacji, a fosforu sedimentacji. Sprzyjające warunki dla przebiegu tych procesów występują w zbiornikach zaporowych, gdzie spada prędkość przepływu wody i pogarszają się warunki tlenowe (Serruya 1975; Seitzinger 1988; Jossette i in. 1999; Bartoszek, Koszelnik 2016). Substancje biogeniczne akumulowane w zbiornikach zaporowych, szczególnie w latach o małym odpływie, są ponownie włączane w odpływ w okresach charakteryzujących się wyższymi przepływami (Teodoru, Wehrli 2005; Bartoszek, Koszelnik 2016).

Zawartość związków azotu w wodzie analizowanego odcinka Wisły była niska. Średnia koncentracja azotu amonowego (N-NH_4) powyżej zbiornika była niższa od wartości $0,76 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, która w ocenach stanu ekologicznego wód powierzchniowych w Polsce odpowiada I klasie (*Rozporządzenie...* 2016). Poniżej zapory zawartość N-NH_4 nieznacznie przekracza wartość graniczną dla I klasy czystości. Maksymalne stężenia N-NH_4 we wszystkich punktach kontrolnych osiągają wartości znacznie wyższe od dopuszczalnych dla wód o dobrym stanie chemicznym. Większe przeciętne i maksymalne koncentracje N-NH_4 występowały w zbiorniku i rzece poniżej zapory (tab. 6.4).

Średnie wartości stężeń azotu azotanowego (V) (N-NO_3) i azotu ogólnego (NT) oraz całkowitego azotu Kjeldahla (TKN) również spełniają normy jakości dla wód powierzchniowych. W przypadku wartości stężeń maksymalnych wymienionych wyżej form azotu obserwowane jest natomiast znaczne przekroczenie norm jakości. Także w przypadku tych substancji wyższe stężenia występowały w wodzie zbiornika i rzece poniżej zapory (tab. 6.4). Spośród analizowanych form azotu wyraźnie większą zmiennością charakteryzowały się azotany (V) a mniejszą azot ogólny i azot Kjeldahla (tab. 6.4).

Koncentracja fosforu fosforanowego (P-PO_4) oraz ogólnego (PT) mieści się w przedziale wartości granicznych wyznaczonych dla wód II klasy, tj. $0,3 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla odcinka rzeczno i $0,4 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ dla odcinka zbiornikowego. Maksymalne stężenia obu analizowanych form fosforu przekraczają jednak znacząco podane wyżej wartości graniczne. Zróżnicowanie średnich stężeń P-PO_4 w poszczególnych punktach kontrolnych jest niewielkie, a PT wyższe w dolnej części zbiornika i rzece poniżej zapory (tab. 6.4). Należy jednak podkreślić, że zarówno w przypadku PT jak i NT na średnie wartości ich koncentracji wpływają bardzo wysokie stężenia, szczególnie maksymalne, z początku lat 1990. (Achrem, Gierszewski 2007).

Tabela 6.4. Charakterystyki statystyczne substancji biogenicznych w wodzie dolnej Wisły na odcinku od Wyszogrodu do Nieszawy w latach 1990-2006 (punkty kontrolne Płock i Włocławek 1990-2009)

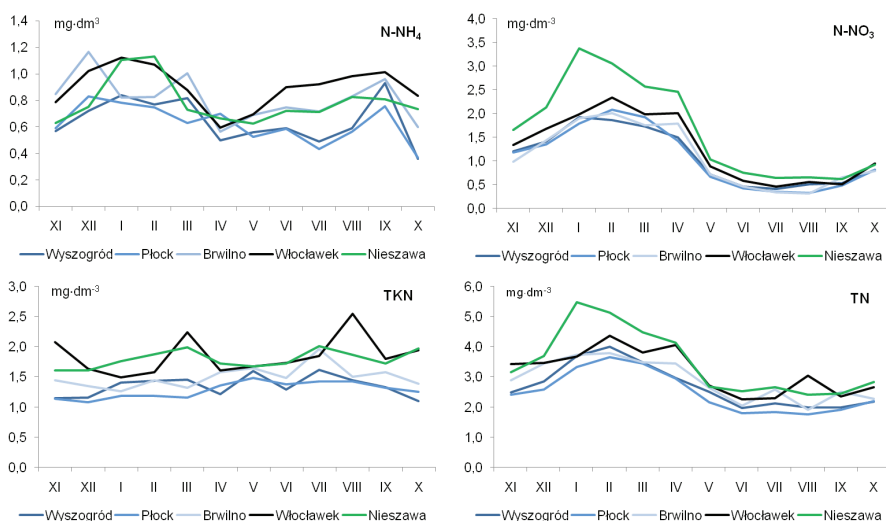
		Wyszogród	Płock	Brwilno	Włocławek	Nieszawa
N-NH ₄	min	0,08	0,07	0,12	0,03	0,02
	max	2,72	2,72	3,85	3,86	4,91
	średnia	0,55	0,50	0,73	0,72	0,78
	mediana	0,45	0,45	0,62	0,59	0,63
	Cv	64,00	63,50	64,00	72,70	83,40
N-NO ₃	min	0,01	0,01	0,01	0,08	0,09
	max	4,50	6,58	5,48	10,01	24,76
	średnia	1,14	1,09	1,17	1,43	1,61
	mediana	1,07	0,93	0,94	1,48	1,45
	Cv	75,30	83,80	89,00	80,50	108,60
TKN	min	0,19	0,10	0,06	0,55	0,43
	max	4,78	3,70	5,60	6,10	7,90
	średnia	1,34	1,28	1,54	1,72	1,78
	mediana	1,25	1,24	1,42	1,45	1,53
	Cv	53,20	45,20	53,70	51,60	50,80
NT	min	0,70	0,44	0,18	1,13	1,27
	max	6,37	7,64	7,33	14,73	27,22
	średnia	2,66	2,44	2,82	3,16	3,38
	mediana	2,48	2,36	2,66	2,91	3,01
	Cv	41,50	43,90	46,70	50,60	61,00
P-PO ₄	min	0,013	0,007	0,020	0,007	0,003
	max	1,04	0,98	0,91	0,53	0,83
	średnia	0,116	0,101	0,124	0,109	0,120
	mediana	0,098	0,085	0,104	0,088	0,095
	Cv	83,50	84,50	81,70	71,90	74,50
PT	min	0,03	0,01	0,02	0,06	0,06
	max	1,56	1,94	1,40	2,81	8,62
	średnia	0,23	0,21	0,26	0,36	0,41
	mediana	0,18	0,17	0,19	0,19	0,21
	Cv	77,20	89,70	91,50	117,90	160,40

Objaśnienia: min, max, średnia, mediana (mg-dm⁻³), Cv (%)

Z wyjątkiem azotu Kjeldahla stężenia pozostałych analizowanych form azotu osiągały większe wartości w półroczu zimowym. W przypadku azotu azotanowego były one w tym okresie o 64-69% wyższe niż w półroczu letnim. Dla azotu ogólnego różnica ta była o około połowę mniejsza (33-39%). Bardziej wyrównane w obu półroczach były stężenia N-NH₄ (2-24%) i TKN (4-16%).

Sezonowa zmienność stężeń biogenów uwarunkowana jest przede wszystkim intensywnością przebiegu procesów biogeochemicznych i biologicznych w sezonie wegetacyjnym oraz w mniejszym zakresie zmiennością przepływu Wisły. Zmiany stężeń substancji biogenicznych w wodzie zbiornika nawiązują zasadniczo do ich zmienności w zasilającej zbiornik wodzie Wisły. Bardzo dobrze

odzwierciedla to synchroniczny przebieg średnich miesięcznych wartości azotanów (V) i azotu ogólnego (ryc. 6.8). Charakterystyczną cechą zmienności stężeń azotu azotanowego są niskie wartości w miesiącach letnich. Są one skutkiem mniejszej dostawy ze zlewni, przy zwiększonym w tym samym czasie poborze tej łatwo przyswajalnej formy azotu przez fitoplankton, jak również większej aktywności procesów denitryfikacyjnych podczas letnich niżówek. Wysoka koncentracja azotanów w miesiącach zimowych wynika z bardzo ograniczonego w tym czasie zapotrzebowania roślin na substancje odżywcze, a wiosną z większej dostawy tego biogenu ze zlewni. W związku z tym, że azot całkowity zawiera ponad 40% N-NO₃ to sezonowa zmienność obu tych form azotu jest podobna (ryc. 6.8).

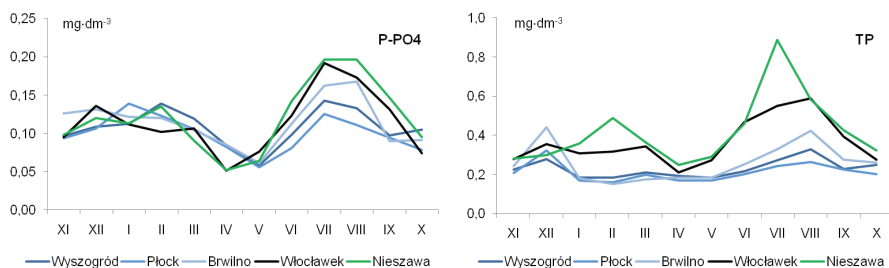


Ryc. 6.8. Sezonowa zmienność stężeń azotu amonowego (N-NH₄), azotanowego (N-NO₃), azotu Kjeldahla (TKN) i azotu ogólnego (TN) w latach 1990-2006

Fig. 6.8. Seasonal variability in concentration of ammonium-N (N-NH₄), nitrate-N (N-NO₃), total Kjeldahl's nitrogen (TKN) and total nitrogen (TN) in 1990-2006

Pewne różnice między limnicznym a reolimnicznym odcinkiem zbiornika i rzeką powyżej cofki zaznaczają się w przypadku zmienności stężeń N-NH₄ i TKN. Stężenia azotu amonowego w miesiącach letnich oraz zimowych są wyraźnie wyższe w jeziornej części zbiornika niż w rzece (ryc. 6.8). Jest to spowodowane dużą intensywnością procesów rozkładu materii organicznej zachodzących w zbiorniku w miesiącach letnich. Jednym ze skutków tego zjawiska jest okresowe pogorszenie warunków tlenowych, co powoduje również osłabienie procesów nityfikacji i przekształcanie azotanów w jony amonowe w procesie amonifikacji. Wartości stężeń TKN w górnym odcinku zbiornika i w rzece powyżej nie wykazują dużego zróżnicowania w kolejnych miesiącach. Na tym tle wyraźnie zaznaczają się wyższe wartości koncentracji organicznej formy azotu w dolnej części zbiornika w marcu, sierpniu i listopadzie (ryc. 6.8).

Koncentracja fosforu fosforanowego i ogólnego w Wiśle i górnym odcinku zbiornika była podobna w obu półroczach. W przypadku dolnej części zbiornika i odcinka rzeki poniżej zapory była wyższa o około 30-40% w półroczu letnim w stosunku do półroczu zimowego. O ile przebieg zmienności stężeń $P-PO_4$ w ciągu roku był we wszystkich punktach kontrolnych podobny to w przypadku TP widoczna jest różnica między górną i dolną częścią analizowanego odcinka Wisły (ryc. 6.9).



Ryc. 6.9. Sezonowa zmienność stężeń fosforu fosforanowego ($P-PO_4$) i fosforu ogólnego (TP) w latach 1990-2006

Fig. 6.9. Seasonal variability in concentrations of orthophosphate-phosphorus ($P-PO_4$) and total phosphorus (TP) in 1990-2006

W przebiegu średnich miesięcznych stężeń $P-PO_4$ zaznaczają się trzy fazy. Pierwsza, trwająca od października do marca, to okres podwyższonych stężeń fosforu fosforanowego (ryc. 6.9). W miesiącach tych ze względu na słaby rozwój fitoplanktonu asymilacja biodostępnego fosforu jest wyraźnie mniejsza, co przy założeniu względnie stałej dostawy fosforu z punktowych źródeł zanieczyszczeń daje efekt wzrostu stężenia. Podczas fazy drugiej trwającej od kwietnia do maja stężenia $P-PO_4$ są najniższe. W ciągu tych miesięcy zachodzi intensywny zakwit fitoplanktonu, a co za tym idzie również asymilacja fosforu. Ostatnia faza to ponownie okres podwyższonych stężeń fosforu fosforanowego. W rzece powyżej zbiornika i w jego górnej części wielkości koncentracji $P-PO_4$ są podobne jak w miesiącach zimowych. W dolnej części zbiornika i poniżej zapory są natomiast wyraźnie większe (ryc. 6.9). Wzrost stężeń w tym okresie związany jest najprawdopodobniej z procesami uwalniania ortofosforanów z osadów dennych zbiornika w warunkach okresowych deficytów tlenu (Wiśniewski 1995; Søndergaard i in. 2003).

Jak już zaznaczono wyżej, przebieg stężeń fosforu ogólnego w rzece i górnej części zbiornika jest inny niż w limnicznej części zbiornika i rzece poniżej zapory. W części rzecznej stężenia TP są przez większą część roku wyrównane z wyjątkiem dwóch krótkich okresów z nieznacznie wyższymi wartościami koncentracji TP, które przypadają na grudzień oraz lipiec i sierpień. Roczna zmienność stężeń TP w limnicznej części zbiornika wyraża się obecnością dwóch okresów charakteryzujących się wyraźnie wyższymi wartościami TP. Pierwszy trwa od grudnia do marca, a drugi od czerwca do września z maksimum w lipcu-sierpniu. Te dwa okresy rozdziela faza o niższych stężeniach TP w kwietniu i maju (ryc. 6.9).

Jednym z czynników wpływających na sezonową zmienność stężeń substancji biogenicznych jest zmienność przepływu rzecznoego (m.in. Webb, Walling 1985; Taylor 1987). Wyniki dotychczasowych badań wskazują na różną siłę i kierunek tych zależności. Podkreśla się, że w przypadku związków azotu, a szczególnie azotanów zależność ta ma najczęściej charakter dodatni (Hill 1978; Probst 1985; Galicka 1992; Lehrter 2006). W odniesieniu do związków fosforu może ona być zarówno dodatnia, jak i ujemna, a najczęściej zmiany stężeń poszczególnych form fosforu są niezależne od wielkości natężenia przepływu wody (Probst 1985; Lehrter 2006; Haygarth i in. 2004; Buhvestova i in. 2011).

Powyższe prawidłowości potwierdzają się w pewnym stopniu również w przypadku Zbiornika Włocławskiego. Wyniki przeprowadzonej analizy wskazują na brak lub bardzo słabą zależność między natężeniem przepływu, a poszczególnymi formami azotu i fosforu, co potwierdzają niskie wartości współczynników korelacji Pearsona (tab. 6.5). Funkcjami, które najlepiej opisują charakter tej zależności są funkcje wielomianowe drugiego stopnia i potęgowa. Stopień dopasowania funkcji regresji do danych empirycznych jest jednak bardzo słaby, o czym świadczą niskie wartości współczynników determinacji, z których maksymalny dla azotu azotanowego nie przekracza 0,24. Słabe powiązanie stężeń substancji biogenicznych i przepływu wynika z faktu, że w przypadku pojedynczych wezbrań zależności te mają charakter histerezy. Duży wpływ na przebieg tej zależności mają również czynniki sezonowe oraz procesy biogeochemiczne, które nie wykazują związku ze zmiennością przepływu wody.

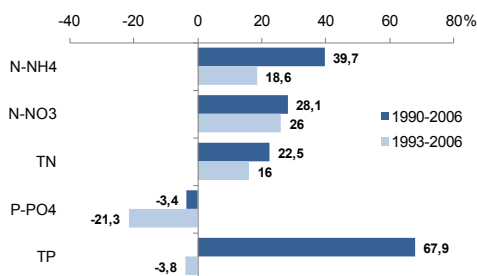
Na tle ogólnie słabego związku stężeń analizowanych substancji biogenicznych z natężeniem przepływu wody nieznacznie silniejsze jest powiązanie z nim stężeń azotu azotanowego (N-NO_3) i ogólnego (TN) (tab. 6.5). Zależność ta o dodatnim charakterze wskazuje, że jednym z ważniejszych czynników kształtujących zmienność stężeń tych form azotu jest zwiększony dopływ azotanów ze źródeł obszarowych w czasie wezbrań wiosennych oraz ich asymilacja w czasie letnio-jesiennych niżówek (por. Edwards i Thornes 1973). Zależności o takim charakterze nie stwierdzono w odniesieniu do stężeń formy amonowej (N-NH_4) i organicznej (TKN) azotu. O ile w przypadku rzeki oraz górnej części zbiornika nie występuje ona wcale, to w przypadku dolnego odcinka zbiornika i rzeki poniżej zapory jest ona odwrotnie proporcjonalna i ma niewielką siłę. Charakter relacji N-NH_4 i TKN z przepływem powoduje osłabienie siły związku azotu ogólnego z przepływem, co jest najlepiej widoczne w punktach kontrolnych Włocławek i Nieszawa. Ujemny charakter zależności między wielkością koncentracji fosforu, a przepływem wody wynika w dużym stopniu z rodzaju źródła dostawy tego biogenu. W przypadku przewagi źródeł punktowych w czasie większych przepływów dochodzi do rozcieńczenia wód ściekowych (Muscutt, Withers 1996; Kajak 1998) (tab. 6.5). Wzrost siły zależności przepływ–stężenie P-PO_4 w wodzie zbiornika w porównaniu z rzeką powyżej wynika z bardziej intensywnej migracji fosforanów z osadów dennych do wody oraz większego tempa rozkładu materii organicznej, która jest ważnym źródłem fosforu (Föllmi 1996; Bartoszek 2015). Korzystniejsze warunki dla takiego scenariusza występują w sezonie letnim, kiedy to przepływy są zasadniczo niższe niż w miesiącach zimowo-wiosennych.

Tabela 6.5. Współczynniki korelacji między przepływem a koncentracją związków azotu i fosforu

	N-NH ₄	N-NO ₃	TKN	TN	P-PO ₄	TP
	mg×dm ⁻³					
Wyszogród	-0,02	0,42	-0,05	0,28	-0,09	-0,07
Płock	0,08	0,53	-0,09	0,41	-0,06	-0,1
Brwilno	-0,04	0,54	-0,08	0,36	-0,09	-0,15
Włocławek	-0,29	0,45	-0,19	0,18	-0,34	-0,17
Nieszawa	-0,24	0,24	-0,21	0,13	-0,39	-0,14

Wartości pogrubione istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$

Jednym ze współczesnych zagrożeń wpływających na stan ekologiczny ekosystemów wodnych jest proces eutrofizacji. Jego tempo jest determinowane przez wielkość stężeń związków azotu i fosforu. Przyjmuje się, że jednym ze skutków funkcjonowania zbiorników zaporowych jest retencja substancji biogenicznych, która finalnie prowadzi do kumulowania się związków azotu i fosforu w osadach dennych zbiorników. W efekcie, wody wypływające ze zbiorników zaporowych charakteryzują się często niższymi stężeniami biogenów niż wody zasilające zbiorniki (m.in. Galicka 1996; Galicka i in. 2007; Cunha i in. 2014; Maavara in. 2015; Van Cappellen, Maavara 2016). Rola Zbiornika Włocławskiego w tym względzie jest niejednoznaczna. Wyniki niektórych badań wskazują, że zachodzące w zbiorniku procesy redukują średnie roczne stężenia azotu i fosforu całkowitego (Kentzer i in. 2010; Kentzer, Giziński 2013). Cytowani autorzy wskazują jednak, że w niektórych latach możliwy jest również wzrost stężeń azotu całkowitego w wodzie wypływającej ze zbiornika.



Ryc. 6.10. Średnie procentowe wielkości różnic stężeń związków azotu i fosforu w wodzie Wisły między Wyszogrodem a zaporą we Włocławku

Fig. 6.10. Average percentages of differences in concentrations of nitrogen and phosphorus compounds in the Vistula water between Wyszogród and the "Włocławek" barrage

Bilans substancji biogenicznych przedstawiony we wcześniejszej publikacji autora wskazuje na wzrost średnich ładunków azotu i fosforu ogólnego oraz ładunków fosforanów i azotanów w wodzie wypływającej ze Zbiornika Włocławskiego, w latach 1990-2006 (Achrem, Gierszewski 2007). Szczególnie duży był w tym okresie wzrost koncentracji fosforu ogólnego w wodzie wypływającej ze zbiornika (ryc. 6.10). Na taki wynik rzutują jednak skrajnie wysokie

wartości koncentracji TP w wodzie wypływającej ze zbiornika w latach 1990-1992. Pominięcie danych z tych lat powoduje, że wielkości średnich różnic stężeń związków fosforu są zupełnie inne. Świadczy to niewątpliwie o złożonych warunkowaniach dostawy fosforu do wody. Porównanie wielkości stężeń fosforu i azotu ogólnego w Wyszogrodzie i Włocławku wykazało, że w przypadku 57% wyników analiz wyższe stężenia fosforu ogólnego występowały w wodzie wypływającej ze zbiornika. W przypadku azotu ogólnego ich liczba wynosiła aż 71%.

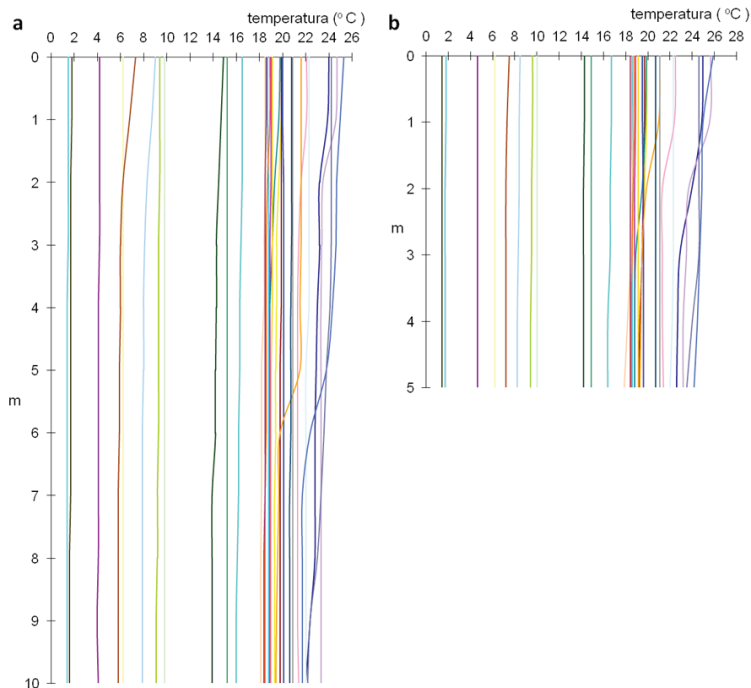
W świetle dotychczasowej wiedzy zbiorniki zaporowe, będąc miejscem retencji substancji biogenicznych, odgrywają bardzo ważną rolę w obiegu azotu i fosforu (Garnier i in. 1999; Friedl, Wüest 2002; Cunha i in. 2014; Maavara i in. 2015). Zdolność zatrzymywania substancji biogenicznych może się jednak zmieniać z roku na rok w zależności od warunków hydrologicznych i wielkości ich dostawy ze źródeł zewnętrznych i wewnętrznych (Friedl, Wüest 2002). Po latach funkcjonowania i poprawy jakości wód zasilających zbiorniki zalegające w nich osady dennie mogą być źródłem wtórnego zanieczyszczenia wody substancjami biogenicznymi (Avakân i in. 1987; Teodoru, Wehrli 2005; Koszelnik, Bartoszek 2010; Lu i in 2016). W pracach tych wskazuje się przy tym na znaczenie czynnika hydrologicznego, który wpływa na remobilizację azotu i fosforu z osadów dennych zbiornika. Z taką sytuacją mamy najprawdopodobniej również do czynienia w przypadku Zbiornika Włocławskiego.

6.4. ZRÓŻNICOWANIE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY W PIONIE

Badania zróżnicowania właściwości fizyczno-chemicznych wody w profilach pionowych w latach 2001-2005 prowadzono głównie w przekrojach zlokalizowanych między 659 a 663 kilometrem biegu Wisły, czyli w limnicznym fragmencie zbiornika. Z mniejszą częstotliwością wykonywane były pomiary w innych częściach zbiornika. Rejestrowano pionowy rozkład temperatury, koncentracji tlenu, odczynu i przewodnictwa elektrycznego wody. Poszczególne serie pomiarowe były prowadzone w różnych warunkach hydrodynamicznych. Wielkości dopływu wody do zbiornika wynosiły od 253 do 2334 m³×s⁻¹, a średnie prędkości wiatru od 0,4 do 4,8 m×s⁻¹. Wyniki pomiarów wykazały, że w części nurtowej zbiornika o głębokości 10,5 m przebieg temperatury wody w pionie był w zdecydowanej większości przypadków wyrównany. Jeszcze słabsze zróżnicowanie temperatury wody stwierdzono w zalewowej części zbiornika o głębokości 5,7 m (ryc. 6.11).

W zaledwie 9 na 30 serii pomiarowych, przeprowadzonych w pionach głębokowodnych, stwierdzono zróżnicowanie temperatury większe od 1°C (ryc. 6.11). Największą różnicę temperatury między powierzchnią a nadleżącą warstwą wody w tym miejscu zbiornika stwierdzono w dniu 26 lipca 2003 roku. Jednak również ona była niewielka i wynosiła zaledwie 3,6°C. To słabo wyrażone uwarstwienie wody uformowało się w warunkach niżówkowego przepływu Wisły (380 m³×s⁻¹) przy słabym, bo wynoszącym średnio 1,1 m×s⁻¹,

wietrze z kierunku południowego. Okresy kiedy w nurtowej części zbiornika zróżnicowanie temperatury wody osiągało 2-3°C występowały bardzo rzadko i były krótkotrwałe. To niewielkie w sumie zróżnicowanie temperatury wody wynikało przede wszystkim z jej wzrostu w warstwie przypowierzchniowej, do którego dochodziło przy wysokiej maksymalnej temperaturze powietrza. Jak wykazały pomiary, już tydzień upalnej pogody był wystarczający do powstania niewielkiego 2-3 stopniowego zróżnicowania temperatury wody. Jednak zaledwie kilka dni o niższej temperaturze powietrza wystarczało do wychłodzenia wody przy powierzchni i zaniku różnic temperatury.

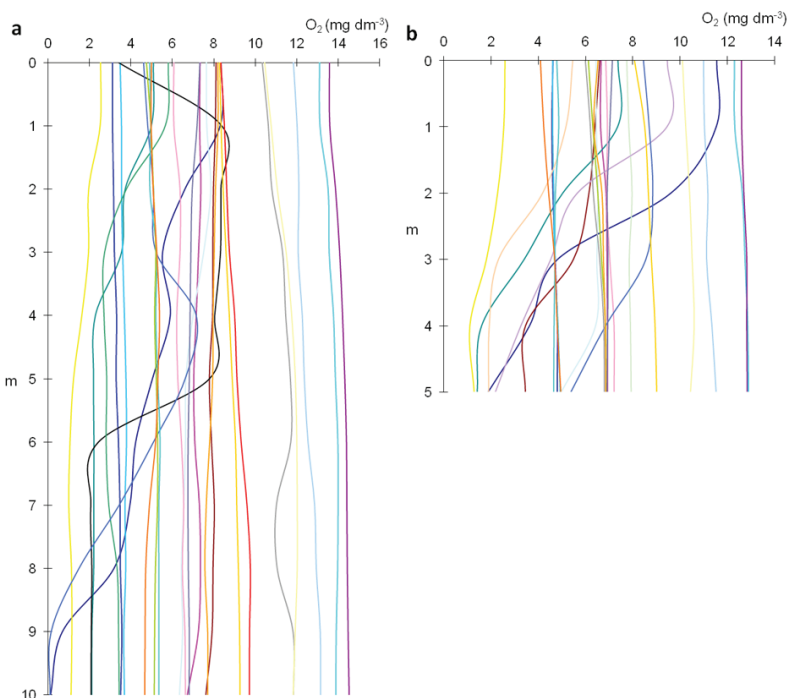


Ryc. 6.11. Przykłady zróżnicowania temperatury wody w pionach reprezentujących część korytową (a) oraz zalewową (b) w profilu na 661 km w limnicznej części zbiornika Fig. 6.11. Examples of vertical differentiation of water temperature in the channel part (a) and floodplain area (b) at the 661 km cross-section in the lacustrine part of the reservoir

Niskie gradienty termiczne wody w pionie obserwowano nie tylko w dniach charakteryzujących się wysokimi temperaturami powietrza i słabej dynamice wody, ale również podczas wiosennych wezbrań. Takie sytuacje, wystąpiły 4 kwietnia 2001 i 31 marca 2005. Nie można wykluczyć, że wynosząca wówczas około 1,5°C różnica temperatury wody w pionie była związana z napłynięciem cieplejszych, a więc mniej gęstych, wód Wisły na wychłodzone zimą wody, które zalegały jeszcze w najgłębszych częściach zbiornika. Analogicznej sytuacji nie stwierdzono w pionach zlokalizowanych w płytszych częściach zbiornika. Wyniki pomiarów rozkładu temperatury wody w pionie potwierdzają tezę o wyjątkowo silnym mieszaniu się wody w Zbiorniku Włocławskim (Babiński,

Grześ 1995). Bardzo słabo wykształcone, krótkotrwałe rozwarstwienie termiczne wody występowało tylko w okresach upalnej pogody. Stwierdzano je przy różnych wielkościach dopływów Wisły do zbiornika, wobec czego nizinowe przepływy nie są czynnikiem determinującym przetrwanie uwarstwienia termicznego w pionie. Pojawia się ono również wiosną w związku z różnicą temperatur wód naddennych w najgłębszych fragmentach zbiornika i dopływających do zbiornika wód wiślanych. Nie można, więc wykluczyć, że prąd przepływowy Wisły wykazuje wtedy cechy przypowierzchniowego prądu gęstościowego.

Zdecydowanie większym, niż temperatura wody, zróżnicowaniem w pionie charakteryzuje się natlenienie wody (ryc. 6.12). Maksymalne różnice koncentracji tlenu zarówno w pionie głębokowodnym jak i płytkowodnym osiągają prawie $10 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Również jej średnie wartości w obu pionach są praktycznie takie same i wynoszą $6,9\text{-}7 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Większe od $1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ różnice natlenienia wody w pionie zlokalizowanym w korytowym fragmencie zbiornika stwierdzono w 45% serii, a w pionie reprezentującym część zalewową zbiornika w 33% serii. W badanych pionach przeważały, więc sytuacje o wyrównanym w pionie natlenieniu wody.



Ryc. 6.12. Przykłady zróżnicowania koncentracji tlenu rozpuszczonego w wodzie w pionach reprezentujących część korytową (a) oraz zalewową (b) w profilu na 661 km w limnicznej części zbiornika

Fig. 6.12. Examples of vertical differentiation of dissolved oxygen in the channel part (a) and floodplain area (b) at the 661 km cross-section in the lacustrine part of the reservoir

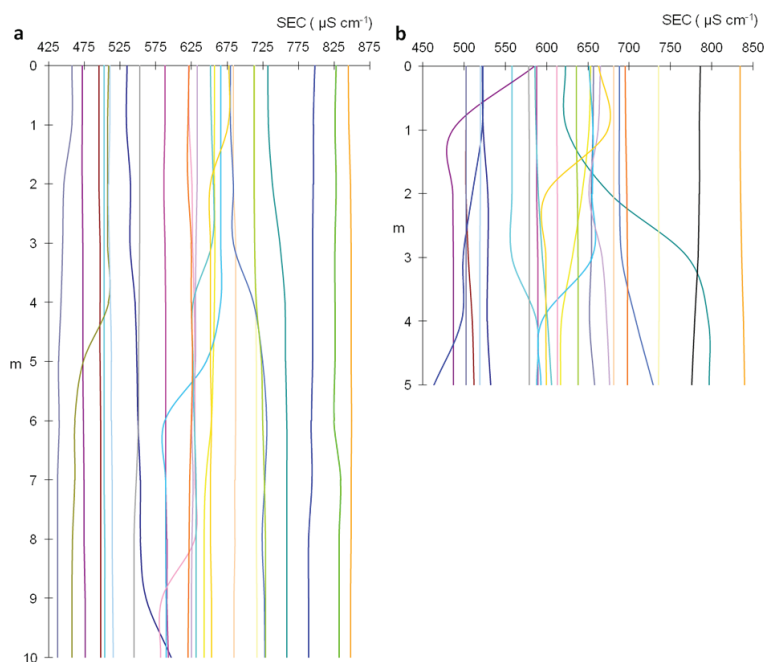
Największe różnice natlenienia wody pojawiały się w warunkach charakteryzujących się małymi dopływami Wisły do zbiornika, wysokimi temperaturami wody i słabym falowaniem. W przypadku zróżnicowania natlenienia wody krzywe tlenowe miały najczęściej postać klinogrady. Większy deficyt tlenu nad dnem, a w dwóch przypadkach prawie całkowity jego brak, występował w głębszym pionie. W dwóch sytuacjach (pomiarów w lipcu 2004 roku) w pionie głębokowodnym zaobserwowano heterogradowo dodatni przebieg krzywej tlenowej. Taki układ natlenienia wody uformował się przy małym dopływie wody do zbiornika i niezbyt silnym wietrze z sektora zachodniego. W czterech seriach pomiarowych (jesienią i wiosną) w korytovej części zbiornika krzywa tlenowa przyjmowała kształt słabo zaznaczającej się ortogrady. Stwierdzono wówczas o prawie $1,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ większe natlenienie wody przy dnie. W tych samych seriach pomiarowych w zalewowej części zbiornika nie stwierdzono ortogradowego układu krzywej tlenowej.

Istotne, w niektórych przypadkach, różnice natlenienia wody w części korytovej i zalewowej wynikają najprawdopodobniej z różnej intensywności procesów mineralizacji substancji organicznych w warunkach tlenowych oraz z odmiennej dynamiki wód kształtującej reżim tlenowy zbiornika. W warunkach intensywnego falowania lepiej natlenione są na ogół wody w płytszej części zalewowej, natomiast w okresach większych dopływów wody do zbiornika w części korytovej zbiornika.

Odczyn wody wykazywał słabe zróżnicowanie, zarówno w pionie charakteryzującym część korytową, jak i zalewową zbiornika. Największe różnice pH w analizowanych pionach wynosiły odpowiednio 0,66 i 0,71 jednostki. Najczęściej obserwowany był niewielki spadek odczynu w kierunku dna. Większe zróżnicowanie pH występowało w pionie zlokalizowanym w części korytovej zbiornika. Zmienność odczynu wody w pionie nie wykazywała związku zarówno z wielkością dopływu wody do zbiornika, jak i prędkością wiatru odzwierciedlającą stan dynamiki wód zbiornika. Wpływają, więc na nią zarówno czynniki zewnętrzne, dopływ wód o innych właściwościach chemicznych, jak i wewnętrzne, związane z funkcjonowaniem układu węglanowego, którego przebieg zależy od intensywności, zachodzącej w wodzie zbiornika, fotosyntezy.

Podobnie jak scharakteryzowane wyżej parametry fizyczno-chemiczne również, przewodnictwo elektrolityczne wody wykazywało małe zróżnicowanie w pionie, w części korytovej limnicznego odcinka zbiornika (ryc. 6.13). Maksymalna różnica jego wartości nie przekroczyła $80 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, a stwierdzono tylko 4 przypadki kiedy była ona większa od $50 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Sytuacje te odnotowano w różnych pod względem hydrodynamicznym warunkach, a wartości przewodnictwa zarówno rosły, jak i spadały w kierunku dna. Charakterystyczną cechą zmienności przewodnictwa elektrolitycznego wody była, pojawiająca się na różnych głębokościach, skokowa zmiana jego wartości. Krzywe powyżej i poniżej głębokości, na której dochodziło do zmiany wartości przewodnictwa charakteryzowały się wyrównanym przebiegiem. Taka skokowa zmiana wielkości przewodnictwa elektrolitycznego wody jest często traktowana, jako granica rozdzielająca dwie różne masy wody (Edel'stejn 1991). W porównaniu z pionem

głębokowodnym, większe zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej stwierdzono w płytkowodnej części zbiornika. Wynosiło ono maksymalnie aż $174 \mu\text{S}\times\text{cm}^{-1}$, a w kolejnych 4 przypadkach było większe od $50 \mu\text{S}\times\text{cm}^{-1}$. Uwarunkowania przebiegu krzywej przewodnictwa elektrolitycznego w tym profilu były podobne jak w profilu głębokowodnym. Również układ krzywych wskazuje na obecność w niektórych seriach pomiarowych mas wodnych o różnym stopniu zmineralizowania (ryc. 6.13).



Ryc. 6.13. Przykłady zróżnicowania przewodnictwa elektrolitycznego wody w pionach reprezentujących część korytową (a) oraz zalewową (b) w profilu na 661 km w limnicznej części zbiornika

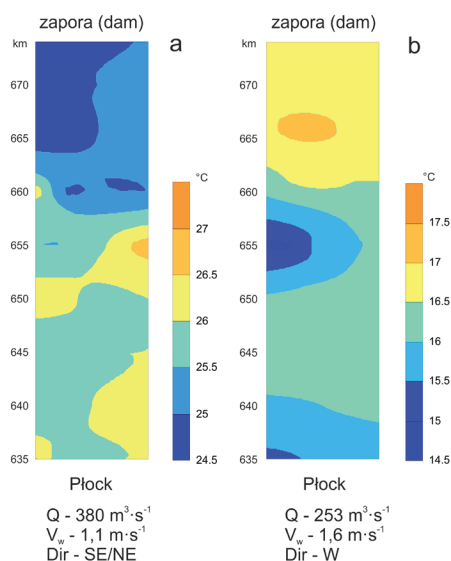
Fig. 6.13. Examples of vertical differentiation of water electrolytic conductivity in the channel part (a) and floodplain area (b) at the 661 km cross-section in the lacustrine part of the reservoir

6.5. PRZESTRZENNE UKŁADY ZRÓŻNICOWANIA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY

Charakter zróżnicowania właściwości fizyczno-chemicznych wody w Zbiorniku Włocławskim odzwierciedlają wyniki kartowania hydrochemicznego, które przeprowadzono w latach 1999-2005. Polegało ono na wykonaniu w czasie jednego dnia pomiarów temperatury wody, odczynu, koncentracji tlenu oraz przewodnictwa elektrycznego w warstwie powierzchniowej (na głębokości 1m) w 80-100 punktach zbiornika. Łącznie wykonano 10 serii pomiarów w różnych warunkach pod względem wielkości dopływu wody oraz

prędkości i kierunku wiatru. Wyniki pomiarów zostały następnie przedstawione na uproszczonym modelu zbiornika, gdzie metodą interpolacji zobrazowano przestrzenne zróżnicowanie mierzonych parametrów jakości wody.

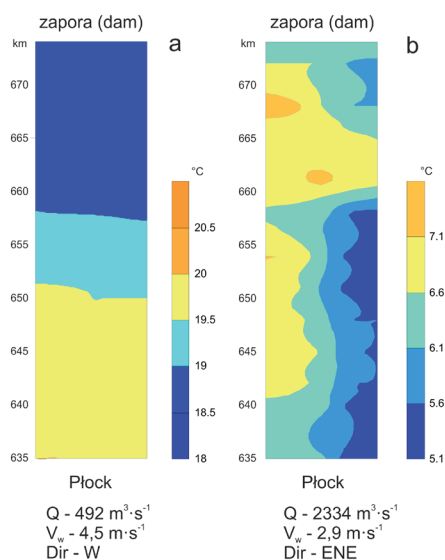
Obraz zróżnicowania temperatury powierzchniowej warstwy wody jest bardzo złożony. Nie stwierdzono jednoznacznych prawidłowości zmian termiki wody w osi zbiornika. Przeważały sytuacje charakteryzujące się zbliżoną temperaturą wody w całym przekroju poprzecznym i stopniowym jej spadkiem, bądź wzrostem w kierunku zapory. Występowanie chłodniejszych, bądź cieplejszych wód w dolnej, najgłębszej części zbiornika wynika z ich wolniejszego nagrzewania bądź ochładzania w porównaniu z górnym odcinkiem o rzeczny charakterze. (ryc. 6.14).



Ryc. 6.14. Schemat zróżnicowania temperatury wody ($^{\circ}\text{C}$) na głębokości 1 m w dniu 26 lipca 2003 roku (a) oraz 3 września 2003 roku (b). Q – natężenie przepływu, V_w – średnia prędkość wiatru, Dir – kierunek wiatru

Fig. 6.14. Differentiation of water temperature ($^{\circ}\text{C}$) at the depth of 1 m on 26 July 2003 (a) and 3 September 2003 (b). Q – water discharge, V_w – average wind velocity, Dir – wind direction

Małe zróżnicowanie temperatury wody w przekrojach poprzecznych położonych w limnicznej części zbiornika pojawiało się w okresach bardziej wietrznych, kiedy dochodziło do większego wymieszania wody w zbiorniku (ryc. 6.15a). Zauważalny wpływ na termikę wody, szczególnie w górnej i przejściowej części zbiornika, ma prąd przepływowy, który wprowadza w jego obszar, w zależności od warunków pogodowych, wodę o wyższej, bądź niższej temperaturze. Bardzo wyraźnie wpływ tego prądu zaznaczył się 31 marca 2005 roku w czasie niewielkiego wezbrania roztopowego, kiedy nurtową, prawostronną część zbiornika wypełniły chłodniejsze wody dopływające Wisłą (ryc. 6.15b).

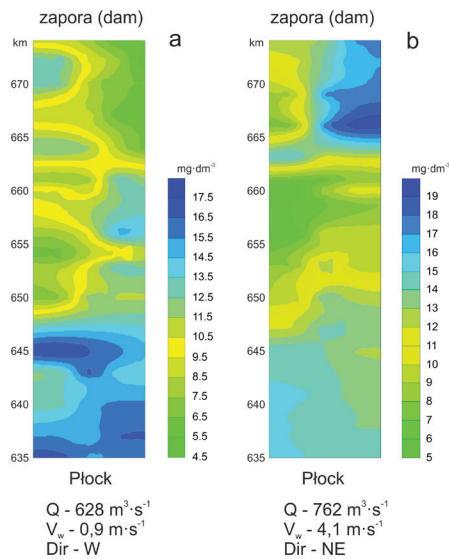


Ryc. 6.15. Schemat zróżnicowania temperatury wody ($^{\circ}\text{C}$) na głębokości 1 m w dniu 13 lipca 2000 roku (a) oraz 31 marca 2005 roku (b). Q – natężenie przepływu, V_w – średnia prędkość wiatru, Dir – kierunek wiatru

Fig. 6.15. Differentiation of water temperature ($^{\circ}\text{C}$) at the depth of 1 m on 13 July 2000 (a) and 31 March 2005 (b). Q – water discharge, V_w – average wind velocity, Dir – wind direction

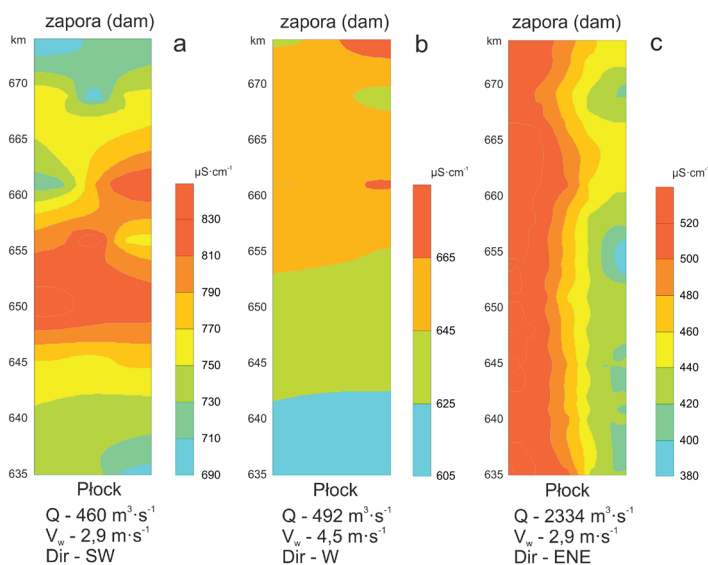
Typowy układ natlenienia wody w Zbiorniku Włocławskim charakteryzuje się większymi koncentracjami tlenu w górnej, rzecznej części zbiornika oraz odcinku przejściowym w strefie oddziaływania prądu przepływowego Wisły i występowaniem gorzej natlenionych wód w dolnym, limnicznym odcinku zbiornika (ryc. 6.16). O ile obecność korzystnych warunków tlenowych w górnej części zbiornika można uznać za regułę, to dobre natlenienie wód w limnicznej części jest mniej trwałym układem przestrzennym. Wielkość koncentracji tlenu zależy tam od lokalnej dynamiki mas wodnych oraz procesów biogeochemicznych (fotosynteza, tlenowy rozkład materii organicznej) wpływających na zwiększenie, bądź zmniejszenie koncentracji tlenu w określonych obszarach. Ze względu na większą dynamikę tych procesów w miesiącach wiosenno-letnich większe będzie również zróżnicowanie natlenienia wody w dolnym odcinku zbiornika w tym okresie.

Mimo różnych potencjalnych czynników wpływających na wielkość odczynu jego zmiany w przypadku wód naturalnych są silnie skorelowane ze zmianami wielkości koncentracji tlenu w ramach funkcjonowania, tzw. układu węglanowego. W związku z tym o zróżnicowaniu przestrzennym pH decydują podobne uwarunkowania jak w przypadku tlenu.



Ryc. 6.16. Schemat zróżnicowania koncentracji tlenu rozpuszczonego w wodzie ($\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) na głębokości 1 m w dniu 7 sierpnia 1999 roku (a) oraz 18 maja 2000 roku (b). Q – natężenie przepływu, V_w – średnia prędkość wiatru, Dir – kierunek wiatru
 Fig. 6.16. Differentiation of dissolved oxygen ($\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) at the depth of 1 m on 7 August 1999 (a) and 18 May 2000 (b). Q – water discharge, V_w – average wind velocity, Dir – wind direction

Oceny wpływu procesów hydrodynamicznych na rozprzestrzenienie mas wodnych w zbiornikach zaporowych dokonywane są często na podstawie zróżnicowania wartości przewodnictwa elektrolitycznego wody (SEC), (Butorin 1969; Ędel'stejn 1991; Rahuba 2011). Wyniki kartowania hydrochemicznego wykazały, że wynosiło ono w poszczególnych seriach pomiarowych od kilkudziesięciu do prawie $250 \mu\text{S cm}^{-1}$. Najczęściej występującym układem przestrzennym była sytuacja charakteryzująca się dużym zróżnicowaniem SEC w limnicznej części zbiornika (zazwyczaj poniżej 655 km) i małym w profilach poprzecznych w górnej części zbiornika (ryc. 6.17a). Charakter zróżnicowania SEC w odcinku limnicznym świadczy o przynajmniej okresowej niezależności masy wodnej występującej w pozanurtowej części zbiornika od masy wodnej przemieszczającej się w dawnym korycie Wisły. Tego typu układ zanika jednak w warunkach zwiększającego się dopływu wody do zbiornika oraz jej intensywnego mieszania wiatrowego (ryc. 6.17b).



Ryc. 6.17. Schemat zróżnicowania wartości przewodnictwa elektrolitycznego wody ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) na głębokości 1 m w dniu 26 października 2000 (a), 13 lipca 2000 (b) oraz 31 marca 2005 (c). Q – natężenie przepływu, V_w – średnia prędkość wiatru, Dir – kierunek wiatru

Fig. 6.17. Differentiation of water electrolytic conductivity ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) at the depth of 1 m on 26 October 2000 (a), 13 July 2000 (b) and 31 March 2005 (c). Q – water discharge, V_w – average wind velocity, Dir – wind direction

Z przeprowadzonych pomiarów wynika również, że w okresach charakteryzujących się dopływami wyższymi od średnich lub mniejszymi od nich, ale przy wietrze wiejącym z kierunków wschodnich, na przestrzenne zróżnicowanie przewodnictwa elektrolitycznego wody w znacznym stopniu wpływa prąd przepływowy. W takich warunkach dochodzi do uformowania się wzdłuż prawego brzegu zbiornika na całej jego długości masy wodnej o podobnej wartości przewodnictwa jak w górnej rzecznej części zbiornika. Wpływ znaczenia prądu przepływowego na rozkład przewodnictwa elektrycznego wody w zbiorniku widoczny był szczególnie podczas przepływu wezbraniowego 31 marca 2005 roku (ryc 6.17c). W okresach charakteryzujących się mniejszymi od średnich dopływami wody dochodzi do połączenia i większego lub mniejszego wymieszania wód części nurtowej i pozanurtowej. Przyczynia się do tego funkcjonująca wówczas w limnicznej części zbiornika cyrkulacji wód uwarunkowana wiatrem.

7. CECHY ZAWIESINY I ZRÓŻNICOWANIE WIELKOŚCI ZMĄCENIA W ZBIORNIKU WŁOCLAWSKIM

Zawiesina jest dominującą formą transportu rzekami. W niektórych przypadkach może stanowić ona nawet 72% obciążenia rzeki (Syvitski 2003). Między 4-5 Gt zawiesiny rocznie, czyli około 25-30% materiału transportowanego do oceanów w tej formie, przechwytyują duże zbiorniki zaporowe (Vörösmarty i in. 2003). Zmiana warunków przepływu wody w zbiornikach zaporowych wpływa nie tylko na zmniejszenie ładunku i koncentracji zawiesiny, ale także na jej jakościową transformację. Przekształcenia te wpływają nie tylko na funkcjonowanie zbiorników zaporowych, ale również rzek poniżej zapór. Wielkość dostawy zawiesiny oraz warunki jej sedymentacji decydują oczywiście o tempie wypełniania zbiorników zaporowych, co jest ważne z ekonomicznego punktu widzenia, ale również, ze względu na jakość środowiska wodnego. Zwiększająca się przezroczystość wody jako efekt sedymentacji unosin wpływa na poprawę warunków rozwoju fitoplanktonu, a przez to na wielkość stężeń substancji biogennych. Sorpcyjne właściwości cząstek ilastych i materii organicznej transportowanych w zawieszynie wpływają na zmniejszenie stężeń niektórych substancji rozpuszczonych w wodzie (m.in. fosforu, metali ciężkich, niektórych związków organicznych). Substancje te wiążąc się z sorbentem opadają na dno zbiornika i kumulują się w osadach dennych, stając się w ten sposób potencjalnym źródłem wtórnego zanieczyszczenia wód zbiornika (Ongley i in. 1981).

Dotychczasowe opracowania przedstawiające problematykę wpływu Zbiornika Włocławskiego na przebieg transportu rumowiska unoszonego dolnej Wisły bazowały na materiale pomiarowym IMGW pochodzącym z profili hydrometrycznych w Kępie Polskiej oraz we Włocławku. Celem tych badań było przede wszystkim określenie wpływu Zbiornika Włocławskiego na wielkości redukcji koncentracji zawiesiny (m.in. Babiński 1994; Brański 1972; Łajczak 1995, 1999). Niestety monitoring w tych profilach hydrometrycznych został zakończony w 1990 roku.

Ważnym źródłem danych na temat wielkości koncentracji zawiesiny na analizowanym odcinku Wisły są również wyniki monitoringu prowadzonego przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska. Materiał ten nie był do tej pory szczegółowo analizowany, z wyjątkiem wcześniejszych opracowań autora (Gierszewski i in. 2005; Gierszewski, Szmańda 2005; Gierszewski 2007, 2011; Achrem, Gierszewski 2007). Analiza i interpretacja tego materiału dostarczają cały czas nowych informacji i przyczyniają się do poszerzenia wiedzy na temat wpływu zbiorników zaporowych na przebieg transportu rumowiska unoszonego. W niniejszej pracy wykorzystano dane pochodzące z punktów kontrolnych zlokalizowanych w Wyszogrodzie, Płocku, Brwilnie, Włocławku (poniżej zapory) oraz Nieszawie z lat hydrologicznych 1982-2009.

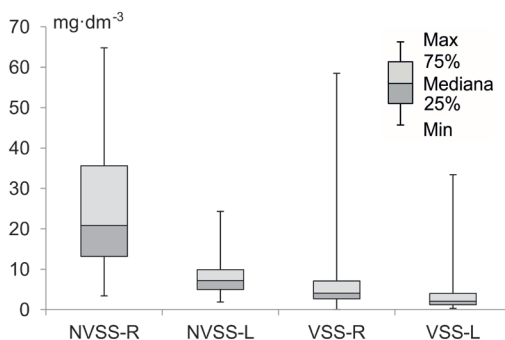
Oprócz zalet, za które uznać należy długość serii oraz większą ilość punktów monitoringu w porównaniu z siecią IMGW, monitoring koncentracji zawiesiny wykonywany przez WIOŚ ma również pewne niedostatki. Wynikają one przede wszystkim z małej częstości poboru próbek wody do analiz oraz różnej długości serii w poszczególnych punktach pomiarowych. Zbyt mała częstotliwość poboru próbek zawiesiny powoduje, że mogą być pominięte krótkookresowe zmiany jej koncentracji, a przede wszystkim wartości zmaczeń maksymalnych. Jest to szczególnie ważne dla okresów obejmujących przepływy wezbraniowe, kiedy zależność między przepływem a koncentracją zawiesiny przyjmuje postać histerezy (m.in. Walling 1974; Froehlich 1975; Williams 1989). Uwzględniając powyższe zastrzeżenia, wyniki oznaczeń koncentracji zawiesiny wykonywane przez WIOŚ, ale również, chociaż w mniejszym stopniu przez IMGW, należy ocenić krytycznie w kontekście ich wykorzystywania do analiz ilościowych, w tym szczególnie bilansowych. Dla oceny wielkości i charakteru wpływu stopnia wodnego na transport zawiesiny Wisłą oraz określenia mechanizmów wpływających na przebieg i wielkość zmaczenia w różnych częściach zbiornika, powyższe zastrzeżenia mają mniejsze znaczenie.

7.1. ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU I UZIARNIENIA ZAWIESINY

Zawiesina rzeczna składa się w różnej proporcji z cząstek nieorganicznych (*Non-Volatile Suspended Solids* – NVSS) oraz żywej i martwej materii organicznej (*Volatile Suspended Solids* – VSS). Frakcja NVSS jest zazwyczaj łączona z dostawą allochtonicznej materii pochodzenia rzecznoego (An, Jones 2000). Frakcja VSS reprezentująca seston organiczny jest przede wszystkim produktem autochtonicznej produkcji pierwotnej, której wielkość jest regulowana zasobami substancji biogenicznych i czasem wymiany wody w zbiorniku (Jones, Knowlton 2005).

Przemieszczająca się w Zbiorniku Włocławskim zawiesina składa się przede wszystkim z frakcji NVSS. Jej udział zawierał się w przedziale od 5,7% do 99,5%, średnio 75% i charakteryzował się stosunkowo małą zmiennością wynoszącą 23,5%. Pod tym względem Zbiornik Włocławski jest podobny do innych zbiorników zaporowych na świecie. Przykładem mogą tutaj być zbiorniki zaporowe zlokalizowane w dorzeczu Missouri, gdzie zawiesina mineralna była również przeważającą formą. Jej średni udział w zawieszynie ogólnej wynosił tam 52%, a maksymalny 84% (Jones, Knowlton 2005).

Dość wyraźne jest zróżnicowanie cech zmaczenia w różnych częściach zbiornika, zarówno ze względu na wielkość koncentracji poszczególnych składowych zawiesiny jak i ich udział w ogólnej koncentracji sestonu (ryc. 7.1). W górnej części zbiornika, udział frakcji NVSS wynosił od 46,6 do 99,5%, średnio 79,3%, a w dolnej 71,6% zmieniając się od 5,7 do 97%. Na nieco mniejszy udział NVSS w składzie sestonu na analizowanym odcinku Wisły wskazywał T. Mieszczankin (2000). Na podstawie danych z różnych lat określił go na 60% w Płocku i 50-40% w przyzaporowej części zbiornika.

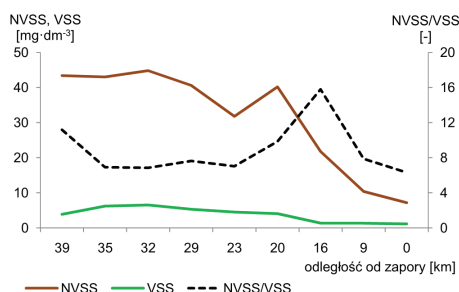


Ryc. 7.1. Zróźnicowanie koncentracji składowej mineralnej (NVSS) i organicznej (VSS) zawiesiny w limnicznej (L) i rzecznej (R) części zbiornika

Fig. 7.1. Differentiation of the concentration of mineral (NVSS) and organic (VSS) suspension in the lacustrine (L) and riverine (R) part of the reservoir

Średnia wielkość koncentracji NVSS w górnej części zbiornika jest ponad trzykrotnie większa niż w dolnej. W przypadku VSS różnica ta jest dwukrotnie mniejsza. Wartości koncentracji obu analizowanych frakcji wykazują mniejsze rozproszenie oraz bardziej asymetryczny rozkład w jeziornej części zbiornika (ryc. 7.1).

Odmienność wielkości zmaczenia oraz składu zawiesiny między odcinkiem rzeczonym i jeziornym widoczna jest również w czasie przepływów wezbraniowych. Ilustruje to sytuacja z dnia 1 kwietnia 2005, kiedy to przepływ Wisły w profilu zapory we Włocławku wynosił $2319 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (8 dni po kulminacji wezbrania – $5249 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), (ryc. 7.2). Do wyraźnego spadku koncentracji obydwu form zmaczenia doszło między 20 a 16 km powyżej zapory.

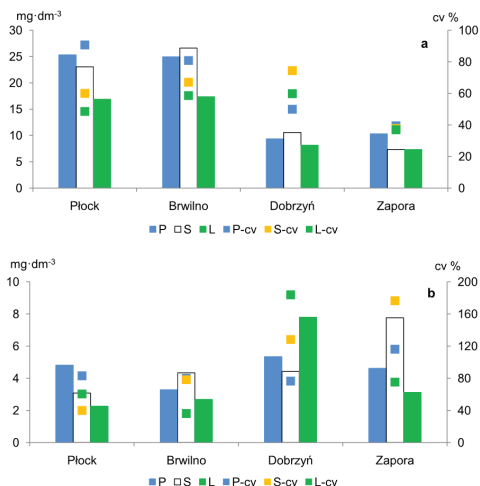


Ryc. 7.2. Zmienność koncentracji zawiesiny mineralnej (NVSS) i organicznej (VSS) w profilu podłużnym zbiornika w czasie przepływu wezbraniowego w dniu 1 kwietnia 2005

Fig. 7.2. Concentration variability of the mineral (NVSS) and organic (VSS) suspension in the longitudinal profile of the reservoir during the flood flow on 1 April 2005

Wielkość koncentracji NVSS rośnie wraz z natężeniem przepływu wody. Zależność o takim charakterze jest silniejsza w górnej części zbiornika, gdzie opisując ją współczynnik korelacji liniowej przyjmuje wartość 0,65. W dolnym,

jeziornym fragmencie, jest on wyraźnie słabszy i wynosi 0,16. Relację między wielkością koncentracji frakcji VSS a przepływem wody opisuje zależność odwrotnie proporcjonalna, którą w dolnej części zbiornika wyraża współczynnik korelacji wynoszący $-0,49$, a w górnej $-0,32$.



Ryc. 7.3. Zmienność koncentracji zawiesiny mineralnej – NVSS (a) i organicznej – VSS (b) w przekrojach poprzecznych: P, S, L – punkty pomiarowe odpowiednio w prawej, środkowej i lewej części profilu, cv – współczynnik zmienności

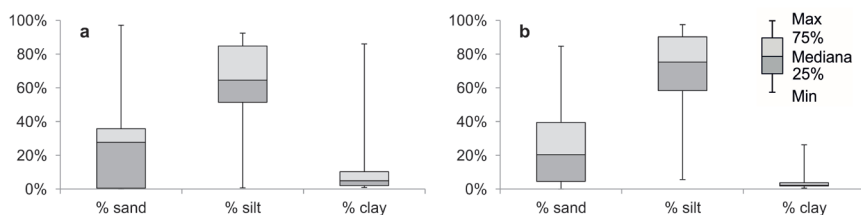
Fig. 7.3. Concentration variability of the mineral-NVSS (a) and organic-VSS (b) suspension in the cross sections: P, S, L - sampling points respectively in the right, middle and left side of the profile, cv – coefficient of variation

Mniejsze niż w osi zbiornika, ale również wyraźne zróżnicowanie koncentracji unosin występowało w profilach poprzecznych zlokalizowanych w różnych odcinkach zbiornika (Gierszewski 2007), (ryc. 7.3). W części górnej, reprezentowanej przez profile zlokalizowane w Płocku i Brwilnie, większe wartości obydwu składowych zawiesiny stwierdzono w nurtowych częściach profili (strona prawa – profil Płock, środek – profil Brwilno). W tych samych częściach obydwie formy zmaczenia wykazywały również większą zmienność. W czasie przepływów niżówkowych widoczny był jednak wzrost zmaczenia w kierunku strefy pozanurtowej (Gierszewski 2007). W profilach zlokalizowanych w dolnym odcinku zbiornika koncentracja NVSS była wyrównana. W wielu przypadkach większą zmienność koncentracji nieorganicznej frakcji zawiesiny stwierdzano w części pozanurtowej, co widać w profilu Dobrzyń (część środkowa i lewa profilu), (ryc. 7.3a). Na tle względnie małego zróżnicowania frakcji NVSS zróżnicowanie frakcji VSS w dolnym odcinku zbiornika było bardzo duże, a większe wartości i zmienność koncentracji organicznej składowej zawiesiny występowały zazwyczaj w pozanurtowych obszarach zbiornika (ryc. 7.3b).

Istotny wpływ na różne aspekty funkcjonowania zbiorników zaporowych mają cechy uziarnienia zawiesiny. Zależą od nich między innymi zdolności sorpcyjne materiału transportowanego w suspensji, co ma bezpośredni wpływ

na właściwości geochemiczne osadów dennych i jakość wody (Foster, Charlesworth 1996; Walling i in. 2000, 2001; Owens, Walling 2002). Z fizycznego punktu widzenia wielkość unoszącego się w wodzie ziarna jest funkcją prędkości jego opadania (Gibbs i in. 1971). W środowisku naturalnym jest jednak wiele innych czynników wpływających na wielkość uziarnienia zawiesiny rzecznej. Selektywność procesów uruchamiania materiału źródłowego w zlewni, jego dostawa ze stoków do koryt rzecznych, a następnie transport osadów w korycie zmienia cechy granulometryczne transportowanej zawiesiny w stosunku do uziarnienia materiału źródłowego (Walling, Kane 1984; Walling, Moorehead 1989).

Uziarnienie materiału klastycznego wchodzącego w skład zawiesiny określono w próbkach pobranych w różnych częściach Zbiornika Włocławskiego, między Płockiem a zaporą, w czasie przepływów wynoszących od 253 do 2319 $m \times s^{-1}$. Analizowany materiał składał się przede wszystkim z frakcji mułkowej, której średni udział wynosił 65,8%. Na pozostałe frakcje główne, tj. piaszczystą i ilastą, przypadało odpowiednio 25,9% i 8,3%. Zgodnie z klasyfikacją Sheparda (1954) badane próbki zawiesiny miały charakter mułkowy i mułkowo-piaszczysty. Zaznaczało się również niewielkie zróżnicowanie uziarnienia materiału w poszczególnych częściach zbiornika spowodowane zmianą warunków przepływu wody. Jego uwarunkowania zostały już częściowo przedstawione we wcześniejszej publikacji autora (Gierszewski 2007). W górnym – rzeczonym odcinku zbiornika średni udział frakcji mułkowej wynosił 60,3% a w dolnym 71,4%. Wzrost udziału frakcji mułkowej na odcinku jeziornym odbył się kosztem zmniejszenia znaczenia dwóch pozostałych frakcji. Zawartość materiału piaszczystego zmniejszyła się w stosunku do odcinka górnego o 2,9%, a ilastego aż o 8,2%. Podkreślić należy, że proporcje głównych frakcji charakteryzowały się dość dużym rozproszeniem. Nieco większe było ono w przypadku próbek zawiesiny pochodzących z górnej części zbiornika, co jest szczególnie widoczne w odniesieniu do frakcji ilastej i piaszczystej (ryc. 7.4).



Ryc. 7.4. Zróżnicowanie uziarnienia zawiesiny w górnej-rzecznej (a) i dolnej-jeziornej (b) części zbiornika pod względem zawartości frakcji podstawowych

Fig. 7.4. Suspension grain size diversity in the upper-riverine (a) and lower-lacustrine (b) part of the reservoir in terms of the content of the main grain fractions

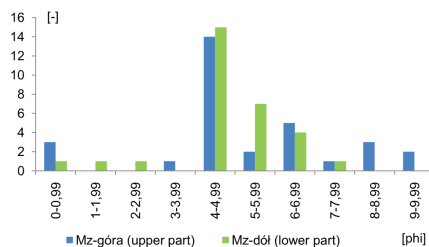
Odmienność cech uziarnienia zawiesiny w górnej i dolnej części zbiornika w sposób kompleksowy opisują wskaźniki statystyczne obliczone według wzorów Folka i Warda (1957), (tab. 7.1). Wielkość średniej średnicy ziarna (Mz) wskazuje, że bardziej gruboziarnisty materiał występuje w dolnej części

zbiornika. W poszczególnych próbkach wielkość średniej średnicy ziarna zmieniła się w dość szerokim zakresie, szczególnie w górnym odcinku zbiornika i przyjmowała wartości odpowiadające zarówno frakcji ilastej jak i piasków gruboziarnistych (tab. 7.1). Wyraźnie przeważają jednak próbki o wartościach Mz 4-5phi, czyli mułki bardzo gruboziarniste (ryc. 7.5). W górnej części zbiornika większa jest również liczność próbek, gdzie średnia średnica ziarna odpowiada frakcji najdrobniejszej. Uziarnienie zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim wykazuje typowe cechy dla materiału transportowanego w tej formie.

Tabela 7.1. Wskaźniki uziarnienia według L.R. Folka W.C. Warda (1957)

Parametr (phi)	Odcinek górny			Odcinek dolny		
	minimalna	średnia	maksymalna	minimalna	średnia	maksymalna
Mz	0,06	5,26	9,89	0,62	4,84	7,61
s	0,11	1,36	3,53	0,84	1,23	2,06
Sk	-0,52	0,30	1,04	-0,29	0,31	0,85
K	0,56	1,93	14,18	0,63	1,29	8,43
M ₅₀	-0,01	5,06	9,82	0,37	4,63	8,07
M ₁	0,10	4,59	9,66	0,38	4,16	5,50
M ₂	1,34	4,41	6,39	2,17	4,95	8,41
M ₃	0,88	4,42	6,65	4,37	5,28	6,13

Mz – średnia średnica, σ – stopień wysortowania, Sk – skośność, K – kurtოza, M₅₀ – mediana, M₁ – M₃ – wartości modalne



Ryc. 7.5. Porównanie udziału próbek zawiesiny mineralnej w klasach wielkości średniej średnicy ziarna w dolnym i górnym odcinku zbiornika

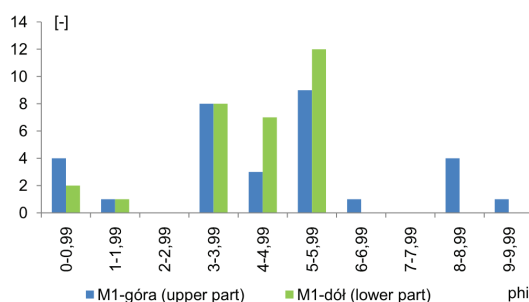
Fig. 7.5. Comparison of the share of mineral suspension samples in the mean grain size classes in the lower and upper sections of the reservoir

Badania eksperymentalne pokazują, że niezależnie od uziarnienia materiału budującego dno, w zawieszynie zawsze dominuje frakcja mieszcząca się między gruboziarnistymi mułkami a piaskiem średnioziarnistym (Sengupta 1979). Względnie duże nagromadzenie w zawieszynie ziaren o frakcji 0,1-0,2 mm możliwe jest nawet przy niewielkich prędkościach. Związane jest to z prawie jednakowymi prędkościami opadania i progową prędkością ścinania dla ziaren o takich właśnie średnicach. Ze wzrostem prędkości przepływu wody wartość modalna ziarna transportowanego w zawieszynie przesuwa się w kierunku frakcji bardziej gruboziarnistej. Nie wpływa to jednak znacząco na rozkład uziarnienia zawiesiny, ponieważ wzrost udziału frakcji grubszych i drobniejszych jest

marginalny. Wynika to z większej odporności na erozję cięższych ziaren gruboziarnistych obecnych w materiale budującym dno koryta rzeki. Niedobór ziaren drobnoziarnistych jest z kolei spowodowany ich małą zawartością w materiale dennym, odpornością na erozję wynikającą z większych sił kohezji w materiale ilastym i drobno-mułkowym oraz większą skłonnością do agregacji (Sengupta 1979; Foster i in. 1985; Walling, Moorehead 1989).

W większości zbadanych próbek zawiesiny stwierdzona została bardzo dodatnia i dodatnia symetria rozkładu uziarnienia, co świadczy o wzbogaceniu materiału we frakcję drobniejszą. Taką skośność reprezentuje 87% próbek zawiesiny w rzecznej części zbiornika i 81% w części jeziornej. Wzbogacanie zawiesiny w ziarna drobniejsze od przeciętnych związane jest z selektywną depozycją grubszych frakcji w czasie transportu rzecznoego (Walling 1983). Najniższymi wartościami skośności charakteryzowały się najliczniej reprezentowane próbki o średniej średnicy 4,4-5,2 phi.

Rozkłady uziarnienia miały najczęściej charakter unimodalny, a w dolnym odcinku zbiornika również bimodalny. W części próbek stwierdzano także układy polimodalne. Zarówno w przypadku jednego, jak i drugiego odcinka zbiornika najliczniejsze były próbki, w których dominowały ziarna o średnicach mieszczących się w przedziale od 3 do 6 phi. W kilku próbkach moda pierwsza osiągała wartości odpowiadające piaskom średnio- i gruboziarnistym. W przypadku górnego odcinka zbiornika dominanta przyjmowała również wartości odpowiadające frakcjom bardziej drobnoziarnistym (ryc. 7.6). Wartości kurtozy w przypadku większości próbek wskazują na mezokurtyczne i leptokurtyczne rozkłady uziarnienia, co oznacza, że średnica większości ziaren koncentruje się wokół wartości średnich.



Ryc. 7.6. Porównanie udziału próbek zawiesiny mineralnej w klasach wartości dominanty średnicy ziarna w dolnym i górnym odcinku zbiornika

Fig. 7.6. Comparison of the share of mineral suspension samples in the dominant grain size classes in the lower and upper sections of the reservoir

Zdecydowana większość próbek w górnej i w dolnej części zbiornika (odpowiednio 68 i 67%), charakteryzowała się słabym wysortowaniem (tab. 7.1). Pozostałe, 30% w części górnej i 19% w części dolnej, wykazywało wysortowanie umiarkowane, a pojedyncze próbki słabe i bardzo dobre. Na tle ogólnie słabego wysortowania zawiesiny w całym zbiorniku nieco lepiej wysortowana jest

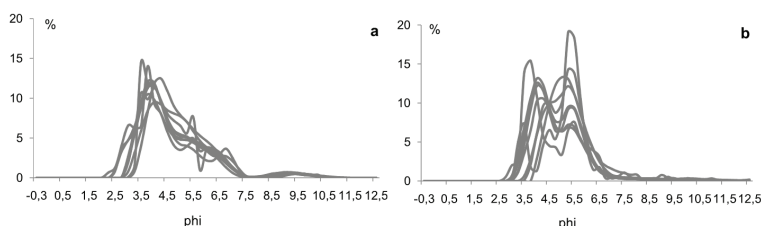
zawiesina w jego jeziornej części. Zmienność większości wskaźników uziarnienia jest wyraźnie mniejsza w jego limnicznej części, co świadczy o występujących tam bardziej stabilnych warunkach transportu zawiesiny.

Wyniki wielu badań wskazują, że zależność między wielkością cząstek zawiesiny a warunkami hydrologicznymi jest niejednoznaczna (Walling i in. 2000). Wielkość transportowanego ziarna zawiesiny może zarówno wzrastać, jak i zmniejszać się wraz ze wzrostem wielkości przepływu. Możliwe są również sytuacje, kiedy uziarnienie zawiesiny będzie podobne przy przepływach różnej wielkości. Uziarnienie zawiesiny uwarunkowane jest przede wszystkim przestrzennym i sezonowym zróżnicowaniem dostawy materiału do koryta rzeki, a zwłaszcza charakterem uziarnienia materiału pochodzącego z różnych źródeł i selektywnością procesów odpowiedzialnych za jego uruchamianie (Walling, Moorehead 1989; Walling, Webb 1992). Również w przypadku Zbiornika Włocławskiego nie stwierdzono znaczącego wpływu zmienności przepływu wody na uziarnienie zawiesiny. Świadczy o tym niska wartość współczynnika korelacji między natężeniem przepływu wody a wielkością średniej średnicy ziarna. W górnym odcinku zbiornika wynosi ona 0,48 ($p < 0,05$) a w dolnym 0,41 ($p < 0,05$). Taki charakter zależności $Mz-Q$ w górnej części zbiornika i jednocześnie istotna statystycznie zależność między uziarnieniem zawiesiny i jej koncentracją ($r = 0,51$) może świadczyć o względnie dużej dostawie frakcji drobnoziarnistej w czasie przepływów wezbraniowych. Zmiana warunków hydrologicznych, a w związku z tym również przebiegu procesów sedymentacyjnych oraz pojawienie się nowych mechanizmów uruchamiania i przenoszenia materiału klastycznego (falowanie, cyrkulacja prądowa) w limnicznej części zbiornika osłabia wpływ przepływu rzecznoego na uziarnienie zawiesiny. W takich warunkach zanika również zależność uziarnienia zawiesiny od jej koncentracji ($r = 0,14$).

Te niewielkie różnice cech uziarnienia zawiesiny w rzecznej i limnicznej części zbiornika uwidaczniają wyniki analiz w profilach poprzecznych zlokalizowanych w Płocku i Dobrzyniu n/Wisłą. W profilu Płock, reprezentującym rzeczna część zbiornika, wielkość średniej średnicy ziarna wzrasta ze spadkiem natężenia przepływu wody, co jest widoczne przede wszystkim w części obejmującej dawne koryto Wisły (Gierszewski 2007). W czasie przepływów niżówkowych w zawiesinie był przenoszony nawet piasek gruboziarnisty. W tym samym czasie, w lewej części profilu, charakteryzującej obszar położony poza dawnym korytem Wisły, unoszona była przede wszystkim frakcja mułków średnio- i gruboziarnistych. Podczas średnich i dużych przepływów wielkość uziarnienia zawiesiny była w całym profilu podobna. Na małe zróżnicowanie uziarnienia zawiesiny w profilach poprzecznych koryt rzecznych zwracano uwagę już wcześniej (Horowitz i in. 1990; Droppo, Jaskot 1995; Stone, Walling 1997; Walling i in. 2000). Zmiany średniej średnicy transportowanego ziarna zawiesiny są sporadyczne, a w przypadku frakcji ilastej i mułkowej praktycznie nie występują (Walling i in. 2000). W profilu Płock zasada ta sprawdza się w odniesieniu do przepływów wyższych od średnich. Wraz ze zmniejszaniem się wielkości natężenia przepływu wody wzrasta również zróżnicowanie udziału frakcji mułkowej i ilastej w zawiesinie. Zróżnicowanie uziarnienia zawiesiny w limicznym

fragmencie zbiornika (profil Dobrzyń n/Wisłą) jest zdecydowanie mniejsze niż w profilu Płock. Niezależnie od wielkości przepływu wody zawiesina miała tam zawsze charakter grubemułkowy w całym profilu poprzecznym. W warunkach dużej dynamiki wód spowodowanej silnym mieszaniem wiatrowym w suspen-sję była wprowadzana również frakcja piaszczysta (Gierszewski 2007).

Różnice uziarnienia zawiesiny w rzecznej i jeziornej części zbiornika, widoczne w okresie przepływów niskich i średnich, zanikają w czasie przepły-wów wysokich. Skład granulometryczny próbek pobranych w czasie wezbrania 1 kwietnia 2005 ($Q=2319 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) był podobny na całej długości zbiornika. Nieregularne zmiany wartości średniej średnicy ziarna w profilu podłużnym zbiornika były niewielkie i zawierały się w przedziale w od 5,7 do 7,6 ϕ . Jeszcze bardziej wyrównany przebieg wykazywała wartość modalna (5,1-6,3 ϕ). Wartości pierwszej mody odpowiadały frakcji grubych mułków a drugiej bardzo drobnych mułków. Większy udział najdrobniejszej frakcji mułkowej oraz frakcji ilastej w próbkach zawiesiny z dolnej części zbiornika wiązać należy z lokalną dostawą materiału, przede wszystkim z prawego brzegu zbiornika, gdzie w wielu miejscach odsłaniają się ilaste i mułkowe osady neogenu. Zwiększonej dostawie materiału z tego źródła sprzyja wysoki stan wody w zbiorniku występujący w czasie wezbrań oraz duża energia środowiska prądowego, dzięki której uruchamiany jest drobnoziarnisty materiał z osadów dennych oraz materiał zalegający u podstawy klifów.



Ryc. 7.7. Krzywe frekwencji uziarnienia zawiesiny mineralnej podczas przepływów niżówkowych (a) i podczas wezbrań (b)

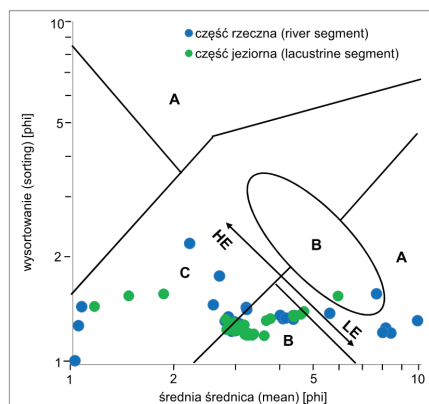
Fig. 7.7. Frequency distribution curves of the mineral suspension during low-water discharges (a) and high-water discharges (b)

Różnice uziarnienia zawiesiny w warunkach przepływów średnich i niżówkowych uwidaczniają krzywe frekwencji uziarnienia (ryc. 7.7). W próbkach charakteryzujących przepływy niżówkowe ($Q=253 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dominują frakcje mułkowe, których zawartość wynosi od 44% do 64% (średnio 52%). Znaczny udział ma także frakcja piaszczysta o frekwencji od 22% do 42% (średnio 35%). W próbkach o rozkładach unimodalnych dominuje materiał o średnicach odpowiadających drobnym piaskom i bardzo grubym mułkom (ryc. 7.7a). Rozkłady uziarnienia zawiesiny transportowanej w warunkach przepływów zbliżonych do średnich ($Q=1187 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), podobnie jak miało to miejsce w przypadku przepływów wezbraniowych, mają charakter bimodalny (ryc. 7.7b). Pierwsza moda występuje najczęściej we frakcji bardzo drobnych piasków o frekwencji około

12%. Druga we frakcji gruboziarnistych mułków i przeciętnej frekwencji 10%. W próbkach pobranych w czasie przepływów średnich zwiększa się udział frakcji mułkowej, który zawiera się w przedziale 45-84% (średnio 67%). Spada natomiast udział frakcji piaszczystej, średnio do 19%. Porównanie rozkładu uziarnienia zawiesiny mineralnej i osadów dennych wykazało, że w zawieszynie ziarna frakcji mułków bardzo gruboziarnistych (4-4,25 phi) stanowią frakcje podstawowe, a w osadach dennych zaznacza się ich niedobór. Jest, więc prawdopodobne, że ważnym źródłem tej frakcji w zawieszynie są produkty erozji dna i brzegów zbiornika. Pochodzenie frakcji mułków drobnoziarnistych w próbkach zawiesiny związane jest z erozją brzegów lub ze wzrostem erozji osadów dennych w czasie zbiornika, w czasie wysokoenergetycznych przepływów. Ze wzrostem energii prądów wodnych podczas wezbrań z erodowanego dna zbiornika do zawiesiny przechodzą także ziarna frakcji drobnomułkowej (5-5,25 phi), która jest głównym składnikiem osadów dennych zbiornika (Gierszewski, Szymańda 2005).

Wartości wskaźników uziarnienia mogą być traktowane, jako zapis zróżnicowania warunków hydrodynamicznych, wpływających na transport i sedymentację zawiesiny w zbiorniku zaporowym. Do oceny tego zróżnicowania wykorzystywane są między innymi diagramy procesowo-środowiskowe, ukazujące istotę zależności zachodzących między różnymi wskaźnikami uziarnienia. Charakter relacji między wielkością średniej średnicy ziarna zawiesiny, a jej wysortowaniem wskazuje na istnienie słabej zależności polegającej na tym, że w rzecznej części zbiornika ze wzrostem wielkości ziarna wysortowanie materiału zazwyczaj się pogarsza (ryc. 7.8). Nie dotyczy to próbek o największych wartościach średniej średnicy. W limnicznej części zbiornika słabsze wysortowanie widoczne jest natomiast w próbkach zawiesiny o mniejszej średnicy ziarna (Gierszewski 2007). Na podstawie takiego przebiegu zależności można przyjąć, że erozja i transport materiału klastycznego w rzecznej części zbiornika charakteryzuje się zróżnicowaną dynamiką. Grubszy, słabiej wysortowany materiał, charakterystyczny dla osadów korytowych, uruchamiany jest w warunkach mniejszej dynamiki wody. Jest to możliwe nawet w okresach głębokich niżówek. Również wtedy prędkości przepływu wody są tam większe od prędkości krytycznej potrzebnej do poderwania z dna i transportu w formie zawiesiny ziaren frakcji piaszczystych (Gierszewski 2007). Transport drobniejszej zawiesiny dominuje natomiast w okresach o przepływach średnich i podczas wezbrań. W czasie wysokich stanów wody nasilają się procesy erozji bocznej koryta, co sprzyja dostawie nieco lepiej wysortowanego materiału budującego równinę zalewową. Tymczasem w jeziornej części zbiornika lepsze wysortowanie zawiesiny stwierdzono w czasie przepływów niskich i średnich. Z zawiesiny dopływającej do zbiornika sedymentacji podlega wówczas materiał najgrubszy, a także silnie zagregowane cząstki frakcji najdrobniejszej. Źródłem dostawy umiarkowanie wysortowanych mułków grubo- i średnioziarnistych są w takich warunkach osady denne zbiornika, które w wyniku okresowego wzrostu dynamiki wody, np. spowodowanego oddziaływaniem wiatru, podlegają resuspensji (Gierszewski, Szymańda 2007).

Wyrazem zróżnicowania warunków transportu i sedymentacji zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim jest położenie próbek zawiesiny na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania. Diagram ten został wykorzystany przez Tannera (1991) do charakterystyki warunków depozycyjnych w estuariach typu zamkniętego. Obszary wyznaczone na tym diagramie charakteryzują środowiska o zróżnicowanej energii, od niskoenergetycznych (LE) zamkniętych basenów sedymentacyjnych (A), poprzez środowiska charakteryzujące się okresowo występującym wzrostem energii (B), kończąc na bardziej energetycznych (HE) otwartych basenach sedymentacyjnych, z zaznaczającymi się wpływami procesów fluwialnych i litoralnych (C) (ryc. 7.8). Ze względu na pewne podobieństwo warunków hydrodynamicznych panujących w zamkniętych estuariach i w zbiornikach zaporowych model zaproponowany przez Tannera (1991) został wykorzystany do oceny warunków hydrolitodynamicznych w Zbiorniku Włocławskim. Duża liczba próbek zawiesiny, zarówno w rzecznej, jak i jeziornej części zbiornika jest położona w części diagramu C charakteryzującej środowiska o większej dynamice wody (ryc. 7.8). W przypadku części rzecznej zbiornika łączy się ona z oddziaływaniem prądu przepływowego Wisły, a w części jeziornej z falowaniem i prądami typu wiatrowego. Znaczącą grupę stanowią również próbki zawiesiny położone w przejściowym polu B. Nieliczne są natomiast takie, które reprezentują środowisko niskoenergetyczne (pole A).

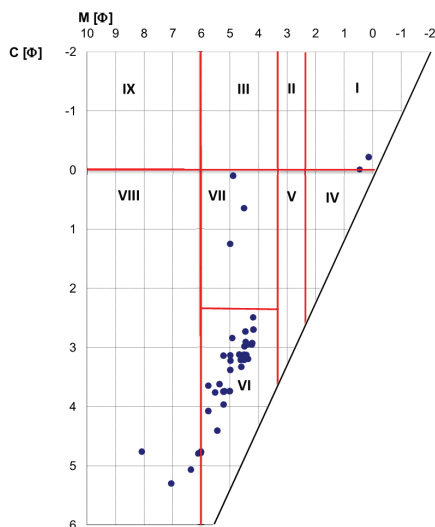


Ryc. 7.8. Położenie próbek zawiesiny na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (wg Tanner1991)

Fig. 7.8. Position of the suspended solids samples on the diagram of the mean grain size and sorting (acc. to Tanner 1991)

Dużą dynamikę środowiska depozycyjnego w Zbiorniku Włocławskim potwierdza również położenie próbek zawiesiny na diagramie zależności C/M (pierwszego percentyla do mediany) opracowanym przez Passega (1964), (ryc. 7.9). Zdecydowana większość punktów na tym diagramie lokuje się w polu VI, co oznacza, że transport zawiesiny gradacyjnej odbywał się w warunkach niskiej turbulencji, w środowisku prądów zawieszinowych (Passega, Byramjee 1969). Środowiska o większej energii, fluwialne w górnej części zbiornika oraz

litoralne w części dolnej, reprezentują próbki zlokalizowane w polach I i IV. W ich przypadku transport materiału ziarnowego zachodził w formie trakcji z niewielkim udziałem transportu zawiesinowego oraz zawiesiny gradacyjnej przemieszczającej się w warunkach dużej turbulencji. Pozostałe próbki położone w polu VII i VIII charakteryzują środowiska niskoenergetyczne, gdzie materiał przemieszczał się w formie zawiesiny typu jednorodnego i pelagicznego.



Ryc. 7.9. Położenie próbek zawiesiny na diagramie C/M (wg Passega 1964; Passega i Byramjee 1969)

Fig. 7.9. Position of suspended solids samples on the C/M diagram (acc. to Passega 1964; Passega and Byramjee 1969)

7.2. PRZESTRZENNA I CZASOWA ZMIENNOŚĆ WIELKOŚCI ZMĄCENIA

Głównym źródłem zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim jest materiał transportowy dostarczany Wisłą. Szerokie, płaskie dno doliny dolnej Wisły, słabe natężenie procesów denudacji mechanicznej oraz mała ilość niewielkich zazwyczaj dopływów nie sprzyjają znaczącej dostawie zawiesiny ze stoków i obszaru dorzecza. W takiej sytuacji zawiesina dostarczana jest przede wszystkim z koryta rzeki. Na istotne, znaczenie koryta rzeki, jako źródła dostawy materiału transportowanego w suspensji wskazują m.in. Vanoni (1975) oraz Coleman i Scatena (1986). W okresach niskich przepływów unosiny są przede wszystkim osadami z rozmywania dna koryta i licznych na tym odcinku Wisły odsypów. Jak podkreślają Kostrzewski i in. (1994) erozja denną jest w przypadku rzek nizinnych najważniejszym procesem decydującym o dostawie materiału do transportu rzeczno-geologicznego. Wraz ze wzrostem przepływów frakcja transportowana w suspensji dostarczana jest także z podcięć brzegowych. Dostawa materiału zawieszono-

jest zatem w dużym stopniu powiązana ze zmianami stanów wody, a więc i natężenia przepływu. Należy podkreślić, że w okresach niskich przepływów dominującą formą transportowanych unosin może być zawiesina organiczna, w tym przede wszystkim plankton rzeczny (Bronsdon, Naden 2000). Duża zmienność czasowa i przestrzenna koncentracji zawiesiny wynika z epizodycznego i pulsacyjnego charakteru transportu w suspensji (Zwoliński 1989).

Wyniki dotychczasowych badań wskazały, że głównym źródłem zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim jest materiał transportowany Wisłą – według Banacha (1994) – aż 96%. Pozostałą część stanowi dostawa z brzegów. Funkcjonowanie zbiorników zaporowych powoduje zatrzymywanie części transportowanej zawiesiny rzecznej w formie osadów dennych. Zmiany koncentracji zawiesiny i wielkość redukcji jej ładunku jest bardzo zróżnicowana i zależy od indywidualnych cech zbiorników (Gottschalk 1964; Morris, Fan 1997; Shotbolt i in. 2005). Skutkiem sedymentacji zawiesiny w zbiorniku jest jej deficyt poniżej zapory, co wpływa na znaczące przekształcenia morfologii koryt rzecznych (Babiński 2002; Kondolf i in. 2014). Z przeprowadzonych do tej pory badań bilansowych wynika, że Zbiornik Włocławski przechwytuje około 40-60% zawiesiny dopływającej do zbiornika Wisłą (Babiński 1994; Łajczak 1999; Kentzer i in. 2010). Duża dynamika mas wodnych zbiornika wpływa na małą stabilność środowiska depozycyjnego. Potwierdzają to wyniki badań sedymentologicznych osadów dennych zbiornika, które wykazały, że akumulowany w nim materiał podlega okresowej resuspensji i redepozycji, a obszary charakteryzujące się warunkami do trwałej akumulacji ograniczone są do niewielkich, najgłębszych powierzchni jego dna (Gierszewski, Szmańda 2007). Dystans, na jakim dochodzi do odnowienia koncentracji zawiesiny, jest różny i zależy od lokalnych warunków środowiska i położenia zbiornika w systemie hydrograficznym (Babiński 2002). Może on być zarówno krótki (Chien 1985), jak i długi, sięgający setek kilometrów (Černâev 2001). Uważa się również, że poniżej zapor rzeki, aż do ujścia, nie odnawiają struktury i ilości rumowiska w całości. W przypadku zawiesiny wielkość odnowienia koncentracji wynosi maksymalnie 55% poziomu zmacenia z odcinka rzeki powyżej zapory (Babiński 2002). Podobnie jest w przypadku dolnej Wisły, gdzie wielkość zmacenia występująca poniżej zapory we Włocławku nie zmienia się zasadniczo aż do ujścia rzeki (Gierszewski 2004).

Średnia wieloletnia (1990-2006) koncentracja zawiesiny ogólnej na odcinku od Wyszogrodu do Nieszawy, obliczona na podstawie danych WIOŚ, osiąga od około 15 do 30 mg·dm⁻³. Redukcja wielkości zmacenia między Płockiem a zaporą we Włocławku wynosiła w tych latach około 42%. W wieloleciu 1982-2009, spadek ten był trochę mniejszy, bo około 30% (tab. 7.2). Mniejsza redukcja zawiesiny była w tym przypadku spowodowana bardziej wzrostem jej koncentracji w dolnej części zbiornika, niż mniejszym zmaceniem wód Wisły powyżej cofki. W początkowym okresie funkcjonowania Zbiornika Włocławskiego spadek koncentracji zawiesiny był najprawdopodobniej jeszcze mniejszy. Świadczy o tym wysoka, bo wynosząca aż 60 mg·dm⁻³, wartość średniej koncentracji zawiesiny w latach 1977-1981 w punkcie kontrolnym zlokalizowanym bezpośrednio poniżej zapory. Zakładając, że średnia wielkość

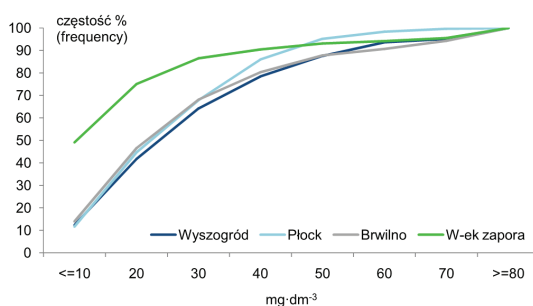
koncentracji zawiesiny w Wyszogrodzie w latach 1977-2006 była podobna jak w latach 1982-2009 i 1990-2006, kiedy wynosiła 28-29 mg·dm⁻³, to średni spadek jej koncentracji między Wyszogrodem a zaporą w latach 1977-2009 nie przekraczał 3-4 mg·dm⁻³. Obliczona na tej podstawie wielkość redukcji zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim osiągnęła zaledwie 14%. Oznacza to, że wraz z czasem eksploatacji zbiornika zmniejszała się wielkość zmaczenia wody w samym zbiorniku, przede wszystkim wskutek mniejszej dostawy materiału z brzegów wokół zbiornika. Spadek koncentracji zawiesiny na odcinku od Wyszogrodu do zapory nie ma jednak ciągłego charakteru. W przejściowej strefie zbiornika, na wysokości miejscowości Brwilno, widoczny jest dość wyraźny wzrost średnich wartości zmaczenia wody.

Tabela 7.2. Charakterystyki statystyczne koncentracji zawiesiny ogólnej

Parametr (mg·dm ⁻³)	Wyszogród	Płock	Brwilno	Zapora	Nieszawa	Płock	Zapora
	1990-2006					1982-2009	
średnia	28,2	25,2	29,6	14,5	15,4	24,4	16,8
minimum	2	3,3	3,3	1	1	3,2	1
maksimum	128	69	295	116	164	76	178
wsp. zm. (%)	69,2	51,9	99,9	103,6	106,6	53,5	127,6
skośność	1,7	0,8	4,6	3,2	4,6	0,8	3,9
kurtoza	4,2	0,1	32,4	13,6	31,6	0,6	19

Wielkość zróżnicowania koncentracji zawiesiny w poszczególnych punktach pomiarowych dobrze opisują miary skośności i kurtozy. Dodatnia skośność rozkładu wartości koncentracji zawiesiny oznacza, że większość wyników jest mniejsza od średniej. Najwyższe wartości współczynnika skośności stwierdzono w punktach charakteryzujących przejściową (Brwilno) i jeziorną (zapora) część zbiornika. Świadczy to o dominacji okresów o niskich wartościach zmaczenia i występowaniu niezbyt licznych zdarzeń charakteryzujących się ekstremalnie wysokimi koncentracjami zawiesiny. Niewielką liczbę pomiarów rejestrujących duże koncentracje zawiesiny potwierdzają wysokie wartości kurtozy, co jest dowodem na dużą koncentrację poszczególnych pomiarów zmaczenia wokół wartości średniej (tab. 7.2).

Analiza wskaźników statystycznych opisujących zmienność koncentracji zawiesiny wykazała wyraźną odmiennność przebiegu zamaczenia w dolnej części zbiornika w porównaniu z odcinkiem górnym i rzeką powyżej. Charakter tego zróżnicowania oddaje również przebieg krzywych kumulacyjnych częstości rozkładu koncentracji zawiesiny (ryc. 7.10). W przypadku punktów kontrolnych w Wyszogrodzie, Płocku i Brwilnie jest on podobny. W około 30% próbek koncentracja zawiesiny mieściła się w przedziale od 10 do 20 mg·dm⁻³, a w prawie 70% nie przekroczyła 30 mg·m⁻³. Zmaczenia, powyżej 80 mg·dm⁻³, stanowiły od 0,3% przypadków w Płocku do 4,8 i 5,7% w Wyszogrodzie i Brwilnie. Zupełnie inny rozkład koncentracji zawiesiny występował w dolnej części zbiornika. Dominowały tam najniższe koncentracje do 10 mg·dm⁻³ (49%), a zmaczenia do 30 mg·dm⁻³ stanowiły aż 87% wyników. Wartości koncentracji zawiesiny powyżej 80 mg·dm⁻³ występowały w 4,5% przypadków.



Ryc. 7.10. Krzywe kumulacyjne częstości rozkładu koncentracji zawiesiny ogólnej w latach 1982-2006

Fig. 7.10. Cumulative curves of frequency distribution of the total suspended solids concentration in 1982-2006

O synchroniczności przebiegu zmaczenia w Wiśle powyżej zbiornika i w jego górnej części świadczy stosunkowo silna korelacja koncentracji zawiesiny między kolejnymi punktami kontrolnymi (tab. 7.3). Związek taki nie występuje natomiast między punktem zlokalizowanym na zaporze we Włocławku a punktami położonymi w górnej części zbiornika to jest w Brwilnie i Płocku. Dość dobrze powiązane są ze sobą zmiany koncentracji zawiesiny w punktach kontrolnych Włocławek zaporą i Nieszawa (tab. 7.3).

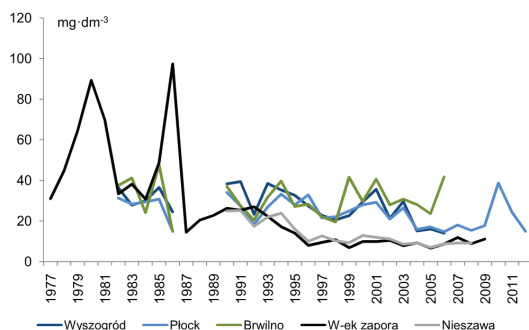
Tabela 7.3. Współczynniki korelacji Pearsona koncentracji zawiesiny ogólnej (wielolecie 1982-2009) między punktami kontrolnymi

	Wyszogród	Płock	Brwilno	W-ek zaporą	Nieszawa
Wyszogród	x	0,68	0,37	0,23	0,09
Płock		x	0,45	0,05	0,12
Brwilno			x	0,02	0,03
W-ek zaporą				x	0,62
Nieszawa					x

bold – poziom istotności 0,01

Przebieg średnich rocznych wartości koncentracji zawiesiny w Wyszogrodzie, Płocku i Brwilnie, wykazuje nieregularne fluktuacje od 20 do 40 mg·dm⁻³, z niewielką tendencją do zmniejszania się zmaczenia w końcówce wielolecia. Od tego trendu odbiega rok 2010, w którym ekstremalnie wysoka wartość koncentracji zawiesiny wystąpiła w czerwcu podczas przechodzenia drugiej kulminacji ekstremalnie dużego wezbrania powodziowego. Większe, w porównaniu z Płockiem, wartości koncentracji zawiesiny w Brwilnie stwierdzone w latach 1982-1983 i 2004-2006 miały związek z prowadzonymi pracami pogłębiarskimi i poborem kruszywa poniżej Płocka (informacja z RZGW we Włocławku). Zupełnie inna niż w górnej części zbiornika jest wieloletnia zmienność koncentracji zawiesiny w jego odcinku limnicznym (ryc. 7.11). Można tam wyróżnić przynajmniej trzy fazy w przebiegu zmaczenia (Gierszewski 2011). W pierwszej, obejmującej lata 1977-1986, występowały wyraźnie wyższe koncentracje zawiesiny. Zanotowano

wówczas dwa maksima zamięcia, pierwsze trwające trzy lata z kulminacją w roku 1980 ($68,3 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) i drugie dwuletnie z maksimum w roku 1986 ($97,4 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$). Druga faza trwająca od roku 1987 do roku 1995, o wyraźnie mniejszym zamięciu, charakteryzowała się początkowo wzrostem koncentracji zawiesiny z maksimum w roku 1992 ($70 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$), a następnie wyraźnym spadkiem do $13 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Ostatni okres (od 1996 do 2009) charakteryzował się wyrównanym przebiegiem zamięcia i najmniejszymi średnimi koncentracjami zawiesiny oscylującymi, wokół $10 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$.



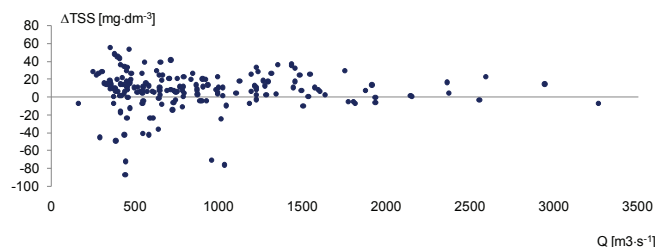
Ryc. 7.11. Przebieg średnich rocznych wartości koncentracji zawiesiny ogólnej w latach 1977-2012

Fig. 7.11. Course of mean annual values of the total suspended solids concentration in 1977-2012

Duża koncentracja zawiesiny, która w dolnym odcinku zbiornika wystąpiła w pierwszej połowie wielolecia to najprawdopodobniej wynik większej dostawy materiału klastycznego z brzegów zbiornika (Gierszewski 2011). Pojawiające się w tym czasie kulminacje zamięcia nawiązują do wyróżnionych przez Banacha (1994) okresów zwiększonej aktywności ruchów masowych na wysokich brzegach zbiornika oraz intensywnej abrazji brzegów na prawie całej ich długości. Procesy abrazyjne przebiegają wyjątkowo intensywnie w pierwszych latach funkcjonowania dużych zbiorników nizinnych, co potwierdzają między innymi wyniki badań przeprowadzonych na zbiornikach zaporowych Dniepru i Wołgi (Novikov 1985; Vinogradova 2007). Produkty rozmywania brzegów i płytszych obszarów dna stanowią tam od 50 do 90% materiału transportowanego, a następnie w nich osadzanego. Produkty rozmywania dna zbiornika w okresach sztormowych mogą, jak wykazały badania przeprowadzone przez Ziminową (1966), wpływać na znaczący wzrost zamięcia wody. W przypadku Zbiornika Rybińskiego koncentracja zawiesiny była w takich warunkach od 4 do 7 razy większa niż przeciętnie. Istotny wpływ na duże wartości zamięcia wody w Zbiorniku Włocławskim w latach 1982-1990, miało również prowadzone na dużą skalę bagrowanie osadów dennych w jego górnym odcinku (Łajczak 1995).

Duża dostawa materiału ze strefy brzegowej zbiornika oraz resuspensja osadów dennych może być przyczyną pojawiającego się w niektórych okresach ujemnego bilansu koncentracji zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim. Sytuacja taka stwierdzona została w 24% serii pomiarowych (ujemne wartości różnic).

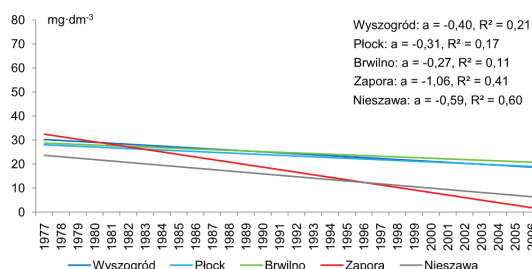
Miało to miejsce głównie w pierwszej połowie wielolecia 1982-2006 i najczęściej w czasie przepływów poniżej $1000 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ (ryc. 7.12). Należy jednak podkreślić, że w warunkach stopniowego wypłykania się zbiornika skala oddziaływania falowania oraz przepływu rzeki na dno zbiornika wzrasta, co w niektórych okresach może prowadzić do większego zmaczenia wód wypływających ze zbiornika, w porównaniu ze zmaczeniem wód dopływających do zbiornika. Reżim zmaczenia o takim charakterze został stwierdzony m.in. w zbiornikach: Czchowskim, Goczałkowickim, Sulejowskim, Zegrzyńskim (Łajczak 1989, 1995, 2003). W przypadku Zbiornika Goczałkowickiego intensywne zamulanie trwało tylko w pierwszych 12 lat jego funkcjonowania. Już po 20 latach eksploatacji zdolność zbiornika do retencji materiału unoszonego zmniejszyła się z 90 do prawie 0% (Łajczak 2003).



Ryc. 7.12. Różnice koncentracji zawiesiny ogólnej między Płockiem a zaporą na tle przepływów wody w latach 1982-2012

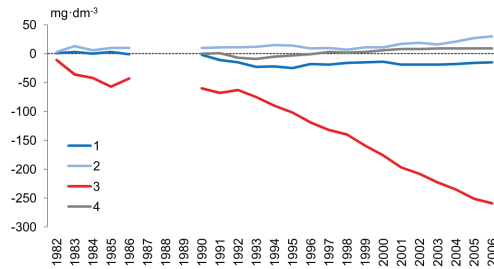
Fig. 7.12. Differences in the concentration of total suspended solids between Płock and Włocławek barrage against the water discharges in 1982-2012

Mimo znacznej zmienności koncentracji zawiesiny w poszczególnych latach, stwierdzono słabą tendencję spadkową średnich wartości koncentracji zawiesiny we wszystkich analizowanych punktach kontrolnych (ryc. 7.13). Trend spadkowy zaznaczał się najsilniej na zaporze we Włocławku i w Nieszawie, na co miały wpływ duże wartości zmaczenia w dolnej części zbiornika, związane ze zwiększoną dostawą materiału z jego brzegów i dna w początkowym okresie jego funkcjonowania.



Ryc. 7.13. Trendy liniowe średnich rocznych koncentracji zawiesiny ogólnej: a – współczynniki nachylenia linii trendu, R² – współczynniki determinacji trendu

Fig. 7.13. Linear trends of the annual mean concentration of total suspended solids: a – slope coefficients of the trend line, R² – determination coefficients



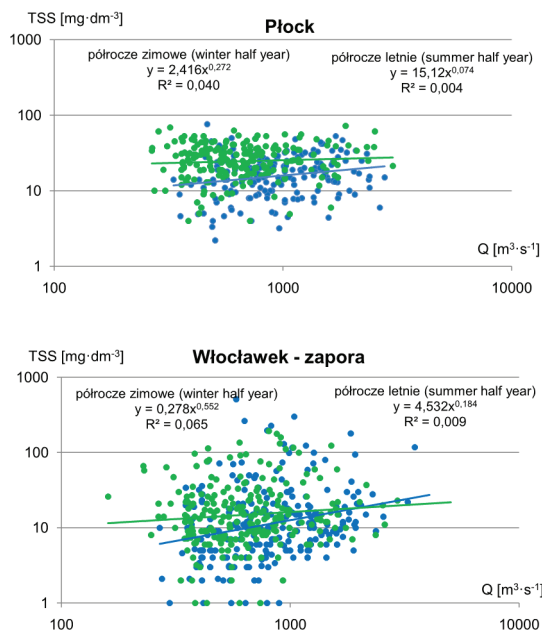
Ryc.7.14. Krzywe kumulacyjne średnich rocznych różnic koncentracji zawiesiny między punktami pomiarowymi: 1 – Wyszogród-Płock, 2 – Płock-Brwilno, 3 – Brwilno-Zapora, 4 – Zapora-Nieszawa

Fig. 7.14. Cumulative curves of the average annual differences in suspension concentration between measurement sites: 1 – Wyszogród-Płock, 2 – Płock-Brwilno, 3 – Brwilno-Zapora, 4 – Zapora-Nieszawa. Analiza zmienności różnic średnich rocznych koncentracji zawiesiny między kolejnymi punktami pomiarowymi wskazuje na istnienie pewnych prawidłowości w wieloletnim przebiegu zmęczenia (ryc. 7.14). Na odcinku Wyszogród-Płock, na początku analizowanego wielolecia koncentracja zawiesiny nie zmieniała się, względnie nieznacznie wzrastała z biegiem rzeki. Od roku 1990 do 1995 zaznacza się wyraźna tendencja do spadku koncentracji zawiesiny między tymi punktami pomiarowymi, a następnie faza niewielkiego, ale sukcesywnego jej wzrostu. Ogólnie jednak od 1990 roku na opisywanym odcinku koncentracja zawiesiny się zmniejszała. Świadczy to, z jednej strony o ograniczonej erozji rzecznej odpowiedzialnej za dostawę materiału, z drugiej o istnieniu warunków do przynajmniej częściowej sedymentacji rumowiska rzecznej, w tym również zawiesiny. Sedymentacji zawiesiny sprzyjają warunki morfo- i hydrodynamiczne będące najprawdopodobniej wynikiem rozwoju delty stożkowej zbiornika, co prowadziło do lokalnego podniesienia poziomu wody w korycie i sukcesywnego przemieszczania się cofki zbiornika, a więc i odcinka akumulacyjnego, w górę rzeki (por. Wang i Hu, 2004). W przypadku koryta Wisły powyżej Zbiornika Włocławskiego o jego agradacyjnym charakterze świadczy między innymi konsolidacja form koryta (Gierszewski i in. 2015). Inny charakter miały zmiany koncentracji zawiesiny między Płockiem a Brwilnem. Z wyjątkiem krótkiego okresu spadku zmęczenia między 1995 a 1998 rokiem, przeważały tutaj lata charakteryzujące się systematycznym wzrostem koncentracji zawiesiny. Odcinek ten rozciąga się w strefie formowania delty stożkowej Wisły w Zbiorniku Włocławskim. Duża zmienność warunków hydrodynamicznych panujących w obszarach deltowych zbiorników zaporowych wpływa na znaczną mobilność osadów dennych, które podlegając okresowemu rozmywaniu przemieszczają się na pewną odległość w suspensji. Czynnikiem odpowiedzialnym za wzrost koncentracji zawiesiny jest tutaj również materiał uruchamiany z dna w czasie prowadzenia prac pogłębiarskich i eksploatacji kruszywa rzecznej. Między środkową a dolną częścią zbiornika (odcinek Brwilno-zapora) przez cały analizowany okres, z wyjątkiem roku 1986 i 1992, występował spadek koncentracji zawiesiny, co oznacza jej depozycję w czaszy zbiornika. Zmiany wielkości zmęczenia na odcinku od zapory

do Nieszawy, charakteryzują się największym zróżnicowaniem. Początkowo od 1990 do 1993 roku dochodziło na tym odcinku do spadku koncentracji zawiesiny. W kolejnych latach, aż do 2002 roku zaznaczała się wyraźna tendencja charakteryzująca się wzrostem zmacenia, a następnie aż do końca wielolecia różnica koncentracji zawiesiny między zaporą a Nieszawą bilansowała się. Zachodzące na tym odcinku zmiany w przebiegu zmacenia nawiązują dość wyraźnie do tempa przemieszczania się granicy strefy erozyjnej i akumulacyjnej. Zaznaczająca się w przebiegu zmacenia zmiana w roku 1993 łączy się z przemieszczeniem czoła strefy erozyjnej po okolice Nieszawy (Babiński 1997).

Zmienność koncentracji i właściwości zawiesiny są odzwierciedleniem złożonego mechanizmu jej dostawy do koryta rzeczno powiązanego z zasilaniem rzeki oraz zmiennością stanów wody i przepływów w jej korycie. Problem relacji wielkości zmacenia i zmienności przepływu rzeczno jest jednym z ważniejszych zagadnień dyskutowanych w literaturze fluwialnej. Podkreśla się, że związek ten najlepiej opisuje funkcja potęgowa (Gregory, Walling 1973; Syvitski i in. 2000). Wskazuje się przy tym na występującą zazwyczaj asynchroniczność pojawiania się maksimów obu zmiennych w czasie wezbrań (Walling 1974; Froehlich 1982; Williams 1989; Asselman 1999). W rzekach o śnieżnym reżimie zasilania, do których zalicza się również Wisła, zależność ta ma najczęściej postać histerezy dodatniej (Syvitski i in. 2000). Zwraca się uwagę, że w przypadku dużych systemów fluwialnych siła tego związku maleje z biegiem rzeki. Jest to związane z tym, że w warunkach dużej dostępności podatnych na erozję aluwii, zmiany wielkości przepływu w mniejszym stopniu wpływają na wielkość koncentracji zawiesiny transportowanej w korycie rzeki (Asselman 2000).

Złożona i w dużym stopniu niezależna od warunków hydrologicznych dostawa zawiesiny do koryta Wisły i Zbiornika Włocławskiego wpływa na bardzo słabą siłę zależności pomiędzy jej koncentracją a przepływem wody ($Cs-Q$) (ryc. 7.15). Nachylenie krzywych regresji wskazuje na dodatni charakter tej zależności. Nieznacznie silniej tendencja ta zaznacza się na stanowisku Włocławek-zapora i w obu przypadkach, to jest na zaporze i w Płocku, w półroczu zimowym. Taki przebieg zależności wynika z większego zmacenia w czasie wezbrań roztopowych oraz redukcji koncentracji zawiesiny w dolnej części zbiornika wskutek jej sedymentacji, która zachodzi intensywniej podczas mniejszych przepływów wody. Pewien wpływ na osłabienie tej zależności mogą mieć sytuacje sztormowe, w których wzrasta dostawa materiału z brzegów i dna zbiornika.

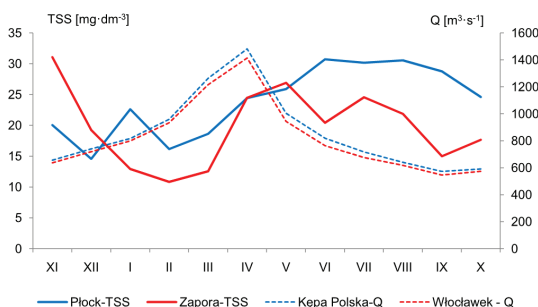


Ryc. 7.15. Związek koncentracji zawiesiny ogólnej (Cs) z natężeniem przepływu (Q) w latach 1982-2012

Fig. 7.15. Relationship between suspended load concentration (Cs) and discharge (Q) in 1982-2012

Analiza przebiegu średniorocznej koncentracji zawiesiny ogólnej na tle zmienności przepływu wody pozwoliła wyróżnić charakterystyczne fazy zmęczenia w Zbiorniku Włocławskim (Gierszewski 2011) (ryc. 7.16). Zarówno w górnej (Płock), jak i w dolnej części zbiornika (Zapora) najniższe koncentracje zawiesiny ogólnej występują w miesiącach zimowych. W tym czasie niskie są również przepływy Wisły. Dostawa zawiesiny w tym okresie jest uwarunkowana przebiegiem zjawisk lodowych. Pojawienie się lodu brzegowego ogranicza dostawę materiału z brzegów koryta. Tworzenie się lodu dennego i śryżu uruchamia i wiąże materiał denny, a formujące się zatopy śryżowo-lodowe intensyfikują proces erozji dna koryta. W efekcie w miesiącach zimowych, w zależności od przebiegu zjawisk lodowych, może dochodzić do okresowego wzrostu, bądź spadku wielkości zmęczenia. Faza wiosenna kształtowana jest przez wezbranie roztopowe, kiedy koncentracja zawiesiny szybko rośnie nie osiągając jednak wartości maksymalnych. Wiosna to również okres intensywnego rozwoju fitoplanktonu okrzemkowego, co dodatkowo wpływa na wzrost wielkości koncentracji zawiesiny ogólnej. Znajduje to potwierdzenie w przebiegu koncentracji chlorofilu „a”, który jest parametrem wykazującym silną korelację z wielkością biomasy fitoplanktonu (ryc. 7.17), (Desortová 1981; Vörös, Padisak 1991). W miesiącach letnich i jesiennych wielkość zmęczenia nawiązuje przede wszystkim do sezonowej sukcesji fitoplanktonu (ryc. 7.17). Wyraża się on obecnością dwóch maksimów,

jednego w maju, drugiego latem. Maksima te dobrze korelują z wysokimi koncentracjami zawiesiny ogólnej. Ostatnia faza pojawiała się tylko w środkowej i dolnej części zbiornika w początkowym okresie wielolecia. Chwilowe wzrosty zamięcia, przy ogólnie mało zmiennych przepływach, są wówczas wynikiem dostawy materiału z brzegów zbiornika, w czasie jesiennych sztormów.

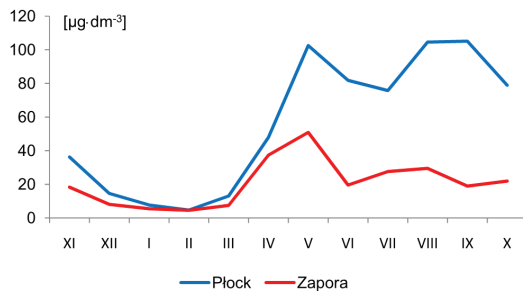


Ryc. 7.16. Przebieg średnich miesięcznych wartości koncentracji zawiesiny ogólnej (TSS) na tle zmienności natężenia przepływu wody (Q) w latach 1982-2009

Fig. 7.16. Course of the average monthly values of the total suspended solids (TSS) concentration in relation to water discharge (Q) in 1982-2009

Jak już wyżej podkreślono, znaczący wpływ na przebieg koncentracji zawiesiny ogólnej ma fitoplankton, który jest głównym elementem składowej organicznej zawiesiny. Badania przestrzennego zróżnicowania występowania fitoplanktonu w Zbiorniku Włocławskim wykazały znaczący, bo wynoszący aż 85%, spadek jego biomasy w kierunku zapory. Jest on przede wszystkim skutkiem sedimentacji rzecznych gatunków fitoplanktonu, w warunkach zmniejszających się prędkości przepływu wody. Nie stwierdzono natomiast istotnych różnic w składzie i biomase fitoplanktonu między częścią rozlewiszkową i nurtową w limnicznym odcinku zbiornika (Dembowska 2002). Sezonowa zmienność biomasy fitoplanktonu miała typowy przebieg charakteryzujący się wyższymi wartościami od wiosny do jesieni i najmniejszymi zimą (Dembowska, Napiórkowski 2000). Ta ostatnia prawidłowość znajduje potwierdzenie w średniorocznej zmienności chlorofilu „a”, który jest traktowany, jako przybliżona miara wielkości biomasy fitoplanktonu (Dillon, Rigler 1974; Kasprzak i in. 2008), (ryc. 7.17).

Prawidłowości zróżnicowania koncentracji chlorofilu „a” w wodzie Wisły i Zbiornika Włocławskiego określone na podstawie wyników monitoringu, prowadzonego przez WIOŚ w Bydgoszczy i Warszawie w latach 1993–2009, są w dużym stopniu zgodne z wynikami badań zróżnicowania wielkości biomasy fitoplanktonu prowadzonymi przez E. Dembowską (2002). Poza opisanym już wyżej sezonowym zróżnicowaniem koncentracji chlorofilu „a” odnosi się to również do jego dużej redukcji w zbiorniku, która wyniosła w analizowanym wieloleciu 67%. Należy podkreślić, że występowały również sytuacje (w 20% pomiarów), kiedy większa koncentracja chlorofilu „a” występowała w zbiorniku, a nie w Wiśle.

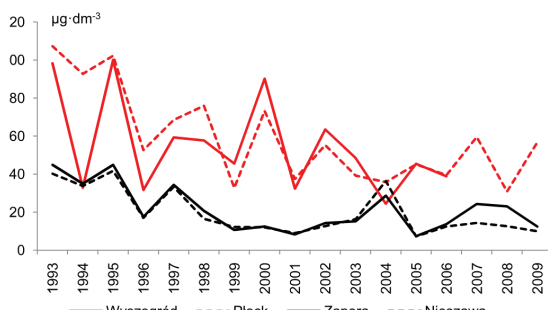


Ryc. 7.17. Zmienność średnich miesięcznych koncentracji chlorofilu „a” w latach 1993-2009

Fig. 7.17. Average monthly variability of the chlorophyll „a” concentration in 1993-2009

Przebieg koncentracji chlorofilu „a” w rzece i górnym odcinku zbiornika jest ze sobą dobrze powiązany, co potwierdza wartość współczynnika korelacji liniowej wynosząca 0,87. Powiązanie zmian koncentracji chlorofilu „a” między górną a dolną częścią zbiornika jest już wyraźnie słabsze ($r=0,34$) (ryc. 7.18).

Koncentracja chlorofilu „a” wykazywała ujemną korelację z natężeniem przepływu wody powyżej zbiornika oraz w jego górnym odcinku. W Wyszogrodzie opisujący tę zależność współczynnik korelacji wynosił -0,39, a w Brwilnie -0,31. Charakter tej zależności to przede wszystkim wynik pogorszenia warunków rozwoju fitoplanktonu podczas wezbrań. Duże zmącenie w takich okresach wpływa na spadek przezroczystości wody, co jest jednocześnie ważnym czynnikiem limitującym rozwój fitoplanktonu. W jeziornej części zbiornika nie stwierdzono istotnego statystycznie związku między koncentracją chlorofilu „a” a przepływem wody.

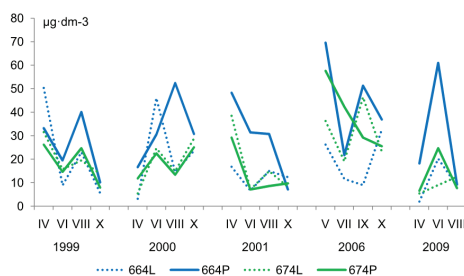


Ryc. 7.18. Przebieg średnich rocznych wartości koncentracji chlorofilu „a”

Fig. 7.18. Course of the mean annual chlorophyll „a” concentration

Wyniki pomiarów koncentracji chlorofilu „a”, wykonywanych przez WIOŚ w Bydgoszczy od 1999 do 2009, wskazują na występowanie wyraźnych różnic jego wielkości w profilach poprzecznych, zlokalizowanych w limnicznej części zbiornika (ryc. 17.19). Niższą najczęściej koncentrację chlorofilu „a” stwierdzano

zazwyczaj w ich lewej, rozlewiskowej części. Możliwe, że taki charakter zróżnicowania spowodowany jest większą koncentracją fitoplanktonu „rzecznego” w strefie nurtowej (664P) niż rozlewiskowej (664L) zbiornika oraz niekorzystnymi warunkami rozwoju „autochtonicznych” generacji fitoplanktonu w całym zbiorniku, a szczególnie w jego części „rozlewiskowej”. W literaturze zwraca się uwagę, że w zbiornikach silnie przepływowych skład gatunkowy fitoplanktonu rzeczno-jeziernego jest podobny. Świadczy o tym między innymi silna dodatnia korelacja między czasem retencji a podobieństwem struktury gatunkowej fitoplanktonu (Soszka i in. 2012). W jeziorach przepływowych, o czasie retencji krótszym od 100 dni, podobieństwo struktury gatunkowej fitoplanktonu jezior i odcinków rzecznych wynosi od ok. 70 do 90% (Bergström i in. 2008). Tak jest również w przypadku silnie przepływowego Zbiornika Włocławskiego, gdzie stwierdzono dużą zgodność składu gatunkowego fitoplanktonu zbiornikowego z wiślanym, co jest potwierdzeniem dużego wpływu czasu retencji na liczebność i biomasę fitoplanktonu w tym akwenie (Dembowska 2002). W silnie przepływowych i podatnych na mieszanie wiatrowe zbiornikach wodnych, do których zalicza się również Zbiornik Włocławski, występują zazwyczaj niekorzystne warunki dla rozwoju fitoplanktonu „autochtonicznego”. Oprócz szybkiej wymiany wody jest to również spowodowane niestabilnością warunków hydrodynamicznych w kolumnie wody (Ogilvie, Mitchell 1998; Reynolds 1994; Olding i in. 2000).



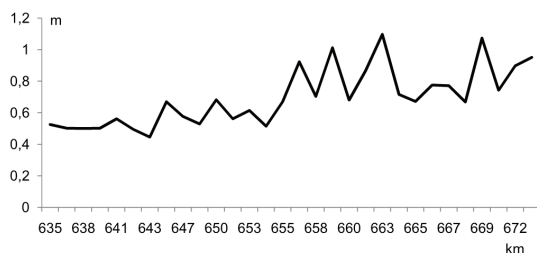
Ryc. 7.19. Zmienność koncentracji chlorofilu „a” w limnicznej części Zbiornika Włocławskiego w dniach poboru próbek wody (dane wg WIOŚ w Bydgoszczy)
 Fig. 7.19. Variability of the chlorophyll “a” concentration in the lacustrine part of the Włocławek Reservoir during the days of water sampling (data according to the WIOŚ in Bydgoszcz)

Pośrednim wskaźnikiem przestrzennego zróżnicowania koncentracji zawiesiny ogólnej w zbiorniku jest zróżnicowanie przezroczystości wody określonej, jako widzialność krążka Secchiego. Świadczy o tym silna ujemna korelacja między głębokością widzialności krążka Secchiego a koncentracją zawiesiny ogólnej i jej poszczególnych składowych (m. in. Carlson 1977; Lind 1986; Armengol i in 2003; Borowiak 2011). Istotnie statystycznie zależności o takim charakterze występują również w Zbiorniku Włocławskim (tab. 7.4). Wskazują one, że nieco większy wpływ na przezroczystość wody w zbiorniku ma mineralna frakcja zawiesiny.

Tabela. 7.4. Równania regresji dla zależności pomiędzy widzialnością krążka Secchiego (SD) a wskaźnikami wpływającymi na jej wielkość

Zmienna niezależna	Równie regresji	r ²
TSS – koncentracja zawiesiny ogólnej	$TSS=7,281 \times SD^{-1,2}$	0,64
NVSS – koncentracja składowej mineralnej zawiesiny	$NVSS= -12,7 \times \ln(SD)+6,118$	0,53
VSS – koncentracja składowej organicznej zawiesiny	$VSS=16,69 \times e^{-2,19 \times SD}$	0,46
CHLA – koncentracja chlorofilu „a”	$CHLA=17,49 \times SD^{-1,15}$	0,36

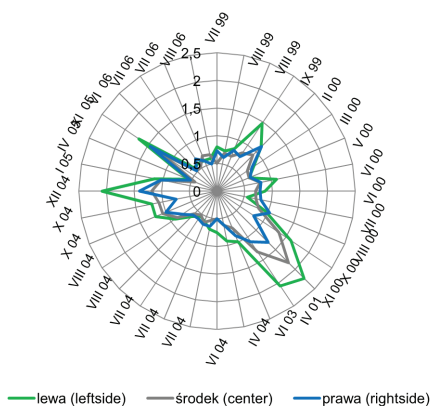
Pomiary widzialności krążka Secchiego prowadzone w latach hydrologicznych 1999-2004 na odcinku od Płocka do zapory we Włocławku wykazały, że niezależnie od warunków hydrologicznych przezroczystość wody rosła w kierunku zapory. Jej uśrednione wartości dla poszczególnych profili poprzecznych w całym okresie trwania monitoringu wskazały, że mała początkowo przezroczystość wody wynosząca 0,5-0,6 m utrzymywała się od Płocka do 654 km biegu Wisły (poniżej miejscowości Nowa Wieś). Dalej w kierunku zapory wzrastała do 0,9-1,0 m, zmniejszając się do 0,7 m w odległości od 6 do 10 km od zapory (ryc. 7.20).



Ryc. 7.20. Średnia przezroczystości wody w profilu podłużnym Zbiornika Włocławskiego na podstawie danych (n=860) z lat 1999-2004

Fig. 7.20. Mean water transparency in the longitudinal profile of the Włocławek Reservoir based on the 1999-2004 data (n = 860)

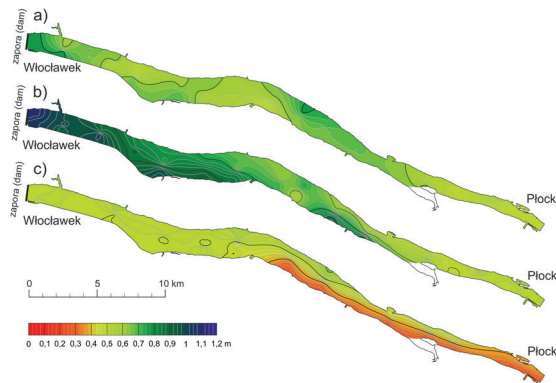
Wartości widzialności krążka Secchiego w profilach poprzecznych zbiornika potwierdziły duże zróżnicowanie zmęczenia w Zbiorniku Włocławskim. Wyniki pomiarów przeprowadzonych w profilu zlokalizowanym na 661 km (na wysokości miejscowości Dobrzyń n/Wisłą) wykazały, że większa przezroczystość wody, a więc i mniejsze zmęczenie występuje w lewobrzeżnej, czyli zalewowej części profilu (ryc. 7.21). Średnia przezroczystość wody wynosiła tam ok. 1 m, podczas gdy w części korytowej była o 0,2 m mniejsza. Mniej liczne były przypadki wyrównanej przezroczystości wody w całym profilu lub większych jej wartości w części korytowej.



Ryc. 7.21. Zmienność przezroczystości wody (m) w lewej, środkowej i prawej części profilu poprzecznego w 661 km biegu rzeki w latach 1999-2006

Fig. 7.21. Variability of water transparency (m) in the left, middle and right parts of the cross section at the 661 km of the river course in 1999-2006

Przestrzenny obraz zróżnicowania przezroczystości wody odzwierciedla wpływ zatopionego koryta Wisły na warunki transportu zawiesiny (ryc. 7.22). Niezależnie od warunków hydrologicznych jest on zasadniczo widoczny do 655-660 km biegu Wisły. Charakterystyczny układ zróżnicowania przezroczystości wody został zarejestrowany 31 marca 2005 roku w czasie opadania fali wezbrania, siedem dni po jego kulminacji. Większą przezroczystość wody stwierdzono wówczas w strefie nurtowej zbiornika, co było widoczne aż do 660 km biegu rzeki (ryc. 7.22c). Relatywnie duże zróżnicowania przezroczystości wody w profilach poprzecznych w tej części zbiornika wiązać należy z dłuższym utrzymywaniem się zmaczenia wody po przejściu fali powodziowej w zalewowej części zbiornika i szybszym jego zanikiem w strefie nurtowej, gdzie wskutek większych prędkości przepływu wymiana wody jest nieco szybsza. Taki mechanizm przebiegu zmaczenia w okresach wezbraniowych, kiedy dostawa zawiesiny do zbiornika jest największa, może być wyjaśnieniem znacznych miąższości osadów dennych w zalewowej części zbiornika, stwierdzonych między 655 a 662 km biegu Wisły (por. rozdział 8.4).



Ryc. 7.22. Zróżnicowanie przezroczystości wody (m) na odcinku od Płocka do zapory we Włocławku. a – 16 lipca 2004 ($Q=376 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, średnia prędkość wiatru $0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru SW), b – 27 sierpnia 2004 ($Q=555 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, średnia prędkość wiatru $1,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru SW), c – 31 marca 2005 ($Q=2320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, średnia prędkość wiatru $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, kierunek wiatru ENE)

Fig. 7.22. Spatial variation of water transparency (m) at the section between Płock and the “Włocławek” barrage. a – 16 July 2004 ($Q = 376 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, average wind velocity of $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, wind direction SW), b – 27 August 2004 ($Q=555 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, average wind velocity of $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, wind direction SW), c – 31 March 2005 ($Q=2320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, average wind velocity of $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, wind direction ENE)

8. OSADY DENNE W PROFUNDALU ZBIORNIKA

8.1. CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA OSADÓW DENNYCH I ICH PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE

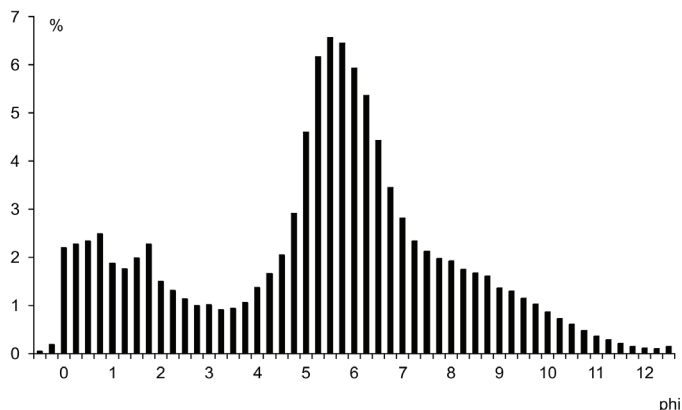
W profundalu Zbiornika Włocławskiego zalegają osady mineralne zawierające średnio 7% materii organicznej i około 21% węglanów. Według klasyfikacji Rzepeckiego (1983) są to osady typu mineralno-organicznego, stanowiące 66,4% wszystkich próbek. Pozostałe to osady mineralne (30,5% próbek) i gytia mineralna (3,1% próbek). Utwory profundalu zbiornika mają więc charakter osadów minerogenicznych, w których udział materii organicznej nie przekracza 15%. Znaczny udział węglanu wapnia, przewyższający zawartość materii organicznej, wynika głównie z obecności muszelek mięczaków, które są pogrążone w półpłynnym mule sapropelowym, pokrywającym dno zbiornika. Ponieważ muł sapropelowy, jak uważa Teisseyre (1984), powstaje w wyniku powolnej sedymentacji z zawiesiny pelagicznej oraz depozycji z prądów zawieszinowych, to muszle nie są jego pierwotnym składnikiem i nie mogą być traktowane jako osad minerogeniczny.

Zawartość węglanów w osadach dennych zbiornika charakteryzuje się bardzo dużym zróżnicowaniem. W badanych próbkach wynosiła ona od 0,2 do 84%. Występowanie w osadach zbiorników wodnych węglanów wiążących należy nie tylko z obecnością skorupki fauny mięczaków, lecz także z procesami biochemicznego i chemicznego ich wytrącania z wody (Rutkowski 2007). W przypadku Zbiornika Włocławskiego znaczący wpływ na wysoką, w niektórych próbkach, zawartość węglanów ma właśnie obficie występująca w tym akwenu malakofauna (Żbikowski 2000). Nie stwierdzono istotnej statystycznie zależności między uziarnieniem a zawartością węglanów w osadzie. Zaznacza się tylko ogólna prawidłowość polegająca na tym, że osady mułkowe i w mniejszym stopniu ilaste zawierają więcej węglanów niż materiał piaszczysty. Przeciętny udział węglanów w osadach piaszczystych wynosił 5,7, a w mułkach 23,5%.

Ze względu na dominujące znaczenie osadów pochodzenia mineralnego w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego, szczegółowej interpretacji poddano przede wszystkim cechy ich uziarnienia.

Zalegające na dnie głębokowodnej części Zbiornika Włocławskiego osady mają wybitnie mułkowy charakter. Przeciętny udział tej frakcji wynosi aż 67%. Zawartość dwóch pozostałych frakcji: piaszczystej i ilastej wynosi odpowiednio 25,9 i 7,1%. Rozkład częstości przeciętnego udziału procentowego ziaren o średnicach co $\frac{1}{4}$ ϕ , pokazuje że w osadach dennych zbiornika zaznaczają się dwie frakcje podstawowe (ryc. 8.1). Frakcja mułkowa, której wartość modalna

występuje w przedziale 5-5,25 phi (0,02-0,03 mm), a jej udział wynosi 6,29% oraz frakcja piaszczysta z modą w przedziale 1,5-1,75 phi (0,03-0,035 mm), której udział wynosi 2,17%. Należy zauważyć, że we frakcji 2-4 phi (0,25-0,063 mm) zaznacza się niedobór ziaren, których przeciętny udział spada do wartości 0,95% w przedziale 2,5-2,75 phi (0,15-0,18 mm). Zmniejszony udział frakcji drobnoziarnistych piasków i gruboziarnistych mułków w środowisku, to skutek zróżnicowanego oddziaływania procesów wietrzenia mechanicznego i chemicznego na materiał skalny (Pettijohn 1957).



Ryc. 8.1. Uśredniony udział frakcji w przedziałach, co $\frac{1}{4}$ phi w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego

Fig. 8.1. Average frequency distribution of grain size in $\frac{1}{4}$ phi intervals, in the bottom deposits of the Włocławek Reservoir

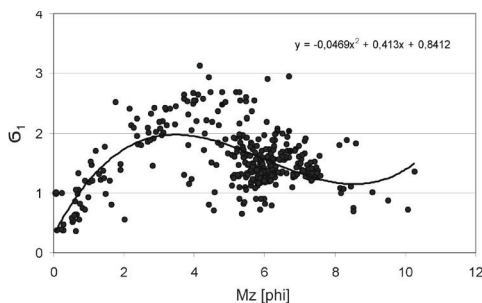
Wyniki analiz uziarnienia pozwoliły wyróżnić w Zbiorniku Włocławskim, zgodnie z klasyfikacją Udden-Wentwortha, dziewięć typów osadów dennych. Wyraźnie przeważają mułki, których udział wynosi 49,4%. Duże znaczenie mają również: mułki piaszczyste (18,9%), piaski mułkowe (11,3%) i piaski (11,1%) oraz nieco mniejsze mułki ilaste (6,9%). Udział pozostałych typów osadów, tj. diamiktonu piaszczystego, łu, mułku piaszczysto-ilastego i mułku ilasto-piaszczystego jest niewielki i wynosi łącznie zaledwie 2,3%.

Rozkłady wielkości ziaren w poszczególnych typach osadów różnią się między sobą, jednak w większości z nich występują dwie frakcje podstawowe – piaszczysta i mułkowa. Różnią się one oczywiście wartościami modalnymi (tab. 8.1). Do osadów, w których występują dwie frakcje podstawowe zaliczają się: piaski mułkowe, mułki piaszczyste, mułki piaszczysto-ilaste i mułki ilasto-piaszczyste oraz mułki ilaste. W mułkach piaszczystych słabo wyrażona moda w zakresie frakcji piaszczystej, w przedziale 2,25-2,5 phi (0,18-0,21 mm), której przeciętny udział wynosi 0,47% powoduje, że w tej grupie osadów wyróżnić można trzy frakcje modalne. Również w diamiktonie piaszczystym, oprócz dwóch mod w zakresie frakcji piaszczystej, wyróżnić można jeszcze dwie mody w zakresie frakcji mułkowej: 5,25-5,5 phi (0,02-0,26 mm) – 3,43% i 7,75-8 phi (0,004-0,046 mm) – 2,44%.

Tabela 8.1. Mody frakcji podstawowych w różnych typach osadów dennych Zbiornika Włocławskiego

Typ osadu	Pierwsza moda		Druga moda	
	przedział phi	frekwencja [%]	przedział phi	frekwencja [%]
Piasek	0-0,25	13,36	5,25-5,5	0,59
Piasek mułkowy	1,5-1,75	11,81	5,5-5,75	2,85
Diamikton piaszczysty	2,5-2,75	7,61	3-3,25	4,59
Piasek mułkowo-ilasty	5,25-5,5	7,90	3-3,25	4,07
Mułek piaszczysty	5-5,25	7,08	3,75-4	5,79
Mułek	5,25-5,5	9,64	-	-
Mułek ilasto-piaszczysty	3-3,5	11,05	6,75-7	10,80
Mułek ilasty	7,75-8	7,46	6-6,25	4,40
Ił	9,75-10	11,90	-	-

wg Gierszewski i Szymańda 2007



Ryc. 8.2. Diagram zależności średniej średnicy ziarna (M_z) od wysortowania (σ_1) w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego

Fig. 8.2. Dependence diagram of the mean grain size (M_z) versus sorting (σ_1) in the bottom sediments of the Włocławek Reservoir

Mniejszy udział ziaren o rozmiarach 3-4 phi (0,125-0,063 mm) jest przyczyną charakterystycznego rozmieszczenia próbek osadów na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) do wysortowania (δ_1) (ryc. 8.2). Tego rodzaju rozkład związany jest ze zmianą udziału ilości ziaren we frakcjach modalnych, co wpływa jednocześnie na zmianę charakteru wysortowania osadów. Przy tym wielkość średnicy frakcji modalnej nie ulega zmianie (Folk, Ward 1957). W osadach Zbiornika Włocławskiego wartości mod są podobne tylko we frakcji piasków mułkowych, mułków piaszczystych, mułków i piasku mułkowo-ilastego (tab. 8.1). Natomiast wartości modalne frakcji piaszczystej zmniejszą się od przedziału 0-0,52 phi (0,7-1,0 mm) w piaskach do 3,75-4 phi (0,063-0,07 mm) w mułkach piaszczystych. Zmniejsza się także wartość mody we frakcji mułkowej w mułkach ilasto-piaszczystych od 6,75-7 phi (7,8-9,2 μ m) do 9,75-10 μ phi (0,97-1,1 μ m) w iłach. Wynika z tego, że zmianie wysortowania osadów towarzyszy nie tylko zmiana frekwencji frakcji modalnych w poszczególnych typach osadów, ale także zmiana wielkości ziaren. Prawidłowości

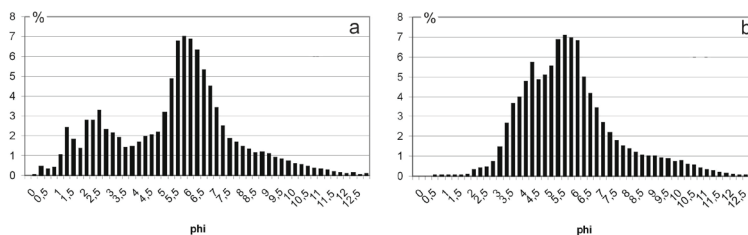
rozzutu próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) do wysortowania dobrze opisuje funkcja wielomianowa (ryc. 8.2). Przebieg funkcji wskazuje wyraźnie na zmianę wysortowania ziaren wraz ze zmianą ich średnicy. Najlepiej wysortowane są piaski, w których pierwsza moda w zakresie frakcji piaszczystej charakteryzuje się dużo większą frekwencją od mody drugorzędnej (tab. 8.2). Mułki natomiast, w których występuje tylko jedna moda są gorzej wysortowane (tab. 8.2). Jest to najprawdopodobniej spowodowane tym, że wysokoenergetyczne środowisko akumulacji piasków jest bardziej stabilne niż słabiej energetyczne środowisko akumulacji mułów.

Wraz ze zmniejszaniem się energii środowiska depozycyjnego frakcje podstawowe podlegają wymieszaniu, co skutkuje stopniowym pogarszaniem się wysortowania (Folk, Ward 1957). Widoczne jest to w przypadku piasków mułkowych, piasków mułkowo-ilastych oraz diamiktonów piaszczystych (tab. 8.2). O ile o spadku energii wody świadczy zmniejszanie się wielkości ziaren w zakresie frakcji podstawowych, to zmiana wysortowania wynika zarówno ze zmiany energii środowiska (co jest widoczne w osadach jednomodalnych – piasek – wysokoenergetyczne i mułek nisko energetyczne), jak i ze zmiany populacji głównych frakcji piaszczystych i mułkowych występujących w przyrodzie w osadach dwumodalnych (Folk, Ward 1957; Pettijohn 1957; Spencer 1963).

Tabela 8.2. Wartości odchylenia standardowego w różnych typach osadów dennych Zbiornika Włocławskiego (wg Gierszewski, Szymańda 2007)

Typ osadu	Odchylenie standardowe (d_s)	
	Średnia	Zakres
Piasek	0,96	0,36-1,97
Piasek mułkowy	2,15	1,23-2,93
Diamikton piaszczysty	2,57	2,21-2,90
Piasek mułkowo-ilasty)	2,02	1,96-2,08
Mułek piaszczysty	1,95	0,81-3,12
Mułek	1,40	0,66-2,18
Mułek ilasto-piaszczysty)	1,62	-
Mułek ilasty)	1,47	0,69-2,94
II	0,98	0,71-1,35

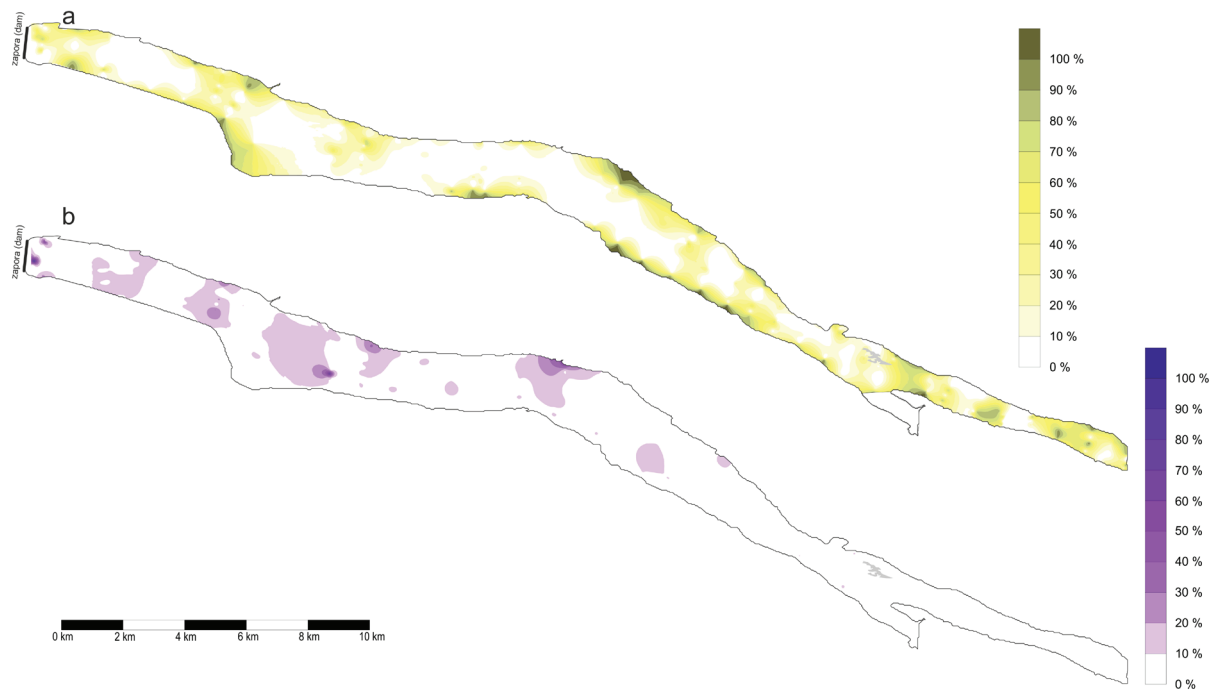
Osady tego samego typu mogą się jednak istotnie różnić pod względem niektórych wskaźników uziarnienia, np. wysortowania i skośności. Wysortowanie piasków może zawierać się w przedziale od dobrego do słabego. W mułkach, mułkach piaszczystych i mułkach ilastych, których średnie wysortowanie jest słabsze niż piasków, wartości wysortowania mieszczą się w zakresie od umiarkowanego do bardzo słabego. Mułki piaszczyste charakteryzują się również zróżnicowaną skośnością. Populacja mułków o skośności dodatniej charakteryzuje się jednomodalnym rozkładem uziarnienia, a o skośności ujemnej rozkładem dwumodalnym (ryc. 8.3). Zróżnicowaniu skośności towarzyszy jednocześnie zróżnicowanie przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania. Rozkłady o skośności dodatniej są bardziej drobnoziarniste (średnie M_z – 5,2 phi) i lepiej wysortowane – 1,7 od ujemnie skośnych (średnie M_z – 4,8 phi i średnie δ_1 - 2,2).



Ryc. 8.3. Uśredniony histogram częstości rozkładu wielkości ziarna w mułkach piaszczystych o skośności ujemnej (A) i mułkach piaszczystych o skośności dodatniej (B)
 Fig. 8.3. Average histogram of the grain size frequency distribution: A – negative skewness in silty sands, B – positive skewness silty sands

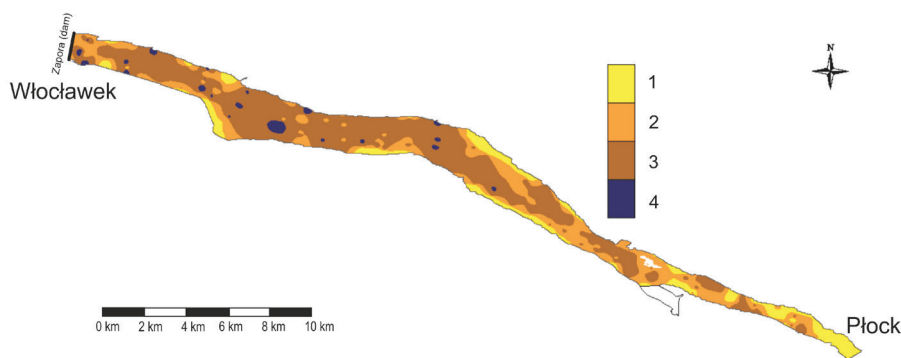
Jako, że frakcja mułkowa jest dominującą, o przestrzennym zróżnicowaniu osadów pod względem uziarnienia decyduje rozprzestrzenienie frakcji piaszczystej i ilastej (ryc. 8.4). Największy udział frakcji piaszczystej stwierdzono w próbkach pobranych najbliżej brzegów zbiornika oraz w jego odcinku rzeczonym i przejściowym. W części limnicznej większym udziałem frakcji piaszczystej charakteryzowały się obszary w obrębie profundalu. Osady wzbogacone we frakcję piaszczystą stwierdzono również w próbkach pobranych w strefie przyzaporowej zbiornika, co jest efektem większej energii przepływu wody w warstwie nad dnem, uwarunkowanej funkcjonowaniem upustów hydroelektrowni i jazów. Mimo ogólnie małego udziału frakcji ilastej w osadach, nieco większą jej zawartość stwierdzono w próbkach pobranych w różnych częściach limnicznego odcinka zbiornika oraz przy zaporze na wysokości upustów dennych hydroelektrowni.

Na schemacie przestrzennego zróżnicowania osadów ze względu na cechy uziarnienia, osady piaszczysto-mułkowe i piaszczysto-mułkowo-ilaste połączono w grupę diamiktonów piaszczysto-mułkowych a mułki ilaste włączono do grupy ilów (ryc. 8.5). Rozmieszczenie poszczególnych grup osadów odzwierciedla typowy dla zbiorników zaporowych podział na strefę akumulacji rzecznej i jeziornej. W górnej części zbiornika, obejmującej odcinek rzeczny i fragment odcinka przejściowego, dominują osady piaszczyste. W dolnej części widoczne jest zróżnicowanie na strefę akumulacji piaszczystej w litoralu i mułkowej w profundalu. Ten ogólny schemat jest zgodny z wynikami badań M. Banacha (1985, 1988), który wskazuje na wyraźny spadek średniej wielkości ziarna osadów w profilu podłużnym zbiornika poniżej ujścia Skrwę. Podkreśla on również spadek frekwencji ziaren o średnicach większych od 0,05 mm w odległości 100-150 m od brzegów zbiornika. Wśród osadów mułkowych w profundalu zbiornika występują również powierzchnie piaszczyste. Są one związane z lokalnymi wypłycciami ponad powierzchniami zatopionych łąk i wysp wiślanych. Zalegające tam na głębokości 4-5 m utwory podlegają erozji i resuspensji wskutek oddziaływania na dno falowania i prądów wiatrowych. W niektórych miejscach dynamika wody jest na tyle duża, że są one pozbawione osadów sedymentacji zbiornikowej, a dno zbiornika tworzą w tych miejscach piaszczyste osady pochodzenia fluwialnego. Powierzchnie te położone są powyżej tzw.



Ryc. 8.4. Rozprzestrzenienie frakcji piaszczystej (a) i ilastej (b) w osadach dennych
Fig. 8.4. Distributions of sandy (a) and clayey (b) fractions in the bottom sediment

krytycznej głębokości potencjalnej, która określa warunki sprzyjające trwałej akumulacji. Przybliżona wartość tej głębokości, obliczona i określona za pomocą diagramu ETA (Håkanson 1982), wynosi dla Zbiornika Włocławskiego 12,4 m, czyli jest zbliżona do maksymalnej głębokości zbiornika. Obliczona tą samą metodą potencjalna głębokość rozmywania (erozji) dna zbiornika wynosi 5,7 m. W górnej części zbiornika, gdzie dominują piaszczyste osady rzeczne w obszarach o mniejszej energii wody, pojawiają się powierzchniennie akumulacji mułkowej. Występowanie osadów ilastych ogranicza się do limnicznego odcinka zbiornika o charakterze „wyspowym”. Akumulacja osadów ilastych zachodzi tam w przegłębieniach związanych z dawnymi piosami koryta głównego Wisły i koryt bocznych. Miejsca te są zazwyczaj położone w zaprządowym „cieniu” wysp i łach wiślanych. Ważnym źródłem dostawy frakcji ilastej, oprócz zawiesiny rzecznej i redeponowanych osadów sedimentacji zbiornikowej, jest materiał ilasty dostarczany głównie z prawego brzegu zbiornika, gdzie odsłaniają się neogeńskie formacje iłów poznańskich. Iły te odsłaniają się również w dnie zbiornika przy zaporze, gdzie w warunkach większych prędkości przepływu wody wymuszonych funkcjonowaniem hydroelektrowni nie ma warunków do spokojnej sedimentacji typu zbiornikowego.



Ryc. 8.5. Przestrzenne zróżnicowanie głównych typów osadów dennych ze względu na cechy ich uziarnienia. Objasnienia: 1 – osady piaszczyste, 2 – osady piaszczysto mułkowe, 3 – osady mułkowe, 4 – osady ilaste

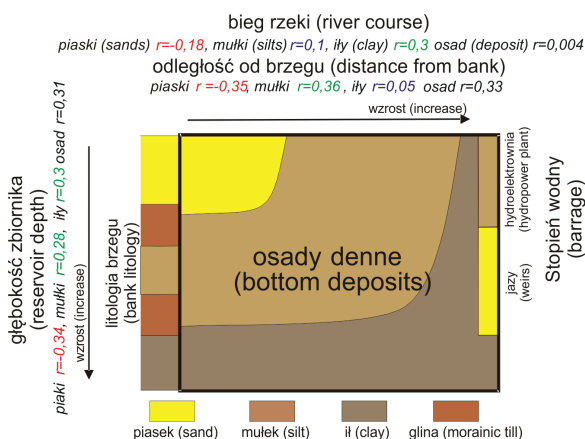
Fig. 8.5. Spatial distribution of the main types of bottom deposits due to their grain size. Key: 1 – sandy sediments, 2 – sandy-silty sediments, 3 – silty sediments, 4 – clay sediments

Badania M. Banacha (1985, 1988, 1994) wykazały zróżnicowanie cech uziarnienia osadów w Zbiorniku Włocławskim determinowane przede wszystkim zmniejszaniem się prędkości przepływu wody z biegiem rzeki, w kierunku zapory oraz skutkami falowania i abrazji brzegów w strefie litoralu. W związku z tym zmiany uziarnienia osadów polegają na zmniejszaniu wielkości frakcji w osadzie w kierunku zapory wraz z odległością od brzegów. Na przestrzenny rozkład osadów dennych w zbiorniku wodnym wpływają jednak jeszcze inne czynniki: warunki hydrodynamiczne kształtujące się pod wpływem falowania i cyrkulacji prądowej (Zakonnov 1995; Zakonnov, Poddubnyj 2002), wahania

stanów wody spowodowane pracą hydrowęzła, morfologia dna zbiornika, zróżnicowanie litologiczne strefy brzegowej i pierwotnego podłoża czaszy zbiornika (Zakonov i in. 1999). Zmiana warunków akumulacji osadów, wywołana ich oddziaływaniem, zapisuje się także zmiennością uziarnienia osadów, zarówno w profilu podłużnym, jak i w profilach poprzecznych zbiornika. Siłę wpływu tych czynników na cechy uziarnienia osadów oceniono za pomocą współczynnika korelacji liniowej Pearsona. Pierwszą grupę zmiennych tworzyły wartości procentowego udziału w próbce osadu trzech głównych frakcji: piaszczystej, mułkowej i ilastej oraz typ osadu, któremu przypisano odpowiednią wartość liczbową. Druga grupa zmiennych to trzy wskaźniki opisujące zróżnicowanie siły oddziaływania czynników hydromorfologicznych na przebieg akumulacji osadów. Pierwszy wskaźnik opisujący siłę oddziaływania procesów falowania i dostawy materiału ze strefy brzegowej to odległość miejsca poboru próbki osadu od brzegu. Drugi wskaźnik to odległość miejsca poboru materiału osadowego od zapory. Charakteryzuje on wpływ znaczenia spadku prędkości przepływu rzecznoego na przebieg sedimentacji. Ostatni wskaźnik to głębokość zbiornika w miejscu poboru próbki osadu. Określa on wpływ oddziaływania procesów redepozycyjnych na uziarnienie osadów. Przeprowadzona analiza korelacyjna nie dała jednoznacznej odpowiedzi na to, który czynnik determinuje rozkład głównych typów osadów w czaszy zbiornika (ryc. 8.6). Wykazała jednak, że depozycja osadów w większym stopniu zależy od zmian głębokości i odległości od brzegu, niż od spadku prędkości przepływu w kierunku zapory zbiornika (Gierszewski i in. 2006). Zróżnicowanie litologiczne brzegów zbiornika w bardzo ograniczonym stopniu wpływa na zróżnicowanie litologiczne osadów. Nie można jednak wykluczyć, że zwiększony udział frakcji piaszczystej (średnio ok. 61%) w próbkach pobranych wzdłuż lewego brzegu zbiornika związany jest z budową teras Kotliny Płockiej. Przewaga frakcji mułkowej (przeciętnie 51%) i mniejszy udział frakcji piaszczystej (przeciętnie 42%) w próbkach pobranych wzdłuż prawego brzegu może być przynajmniej częściowo uwarunkowany jego budową. W wysokich klifowych brzegach Wysoczyzny Dobrzyńskiej odsłaniają się, bowiem wychodnie iłów mio-pliocenńskich oraz poziomy plejstocenńskich glin morenowych (Gierszewski i in. 2005).

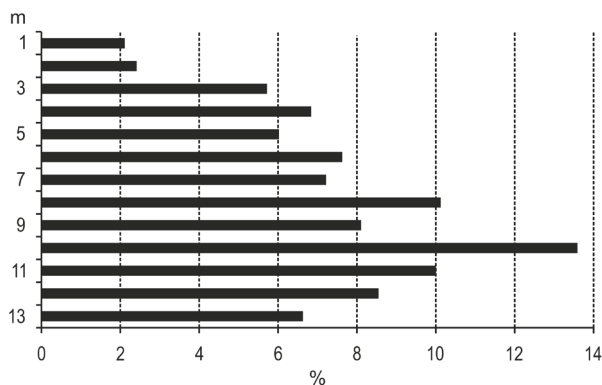
Ważnymi z geochemicznego punktu widzenia składnikami osadów dennych są materia organiczna i minerały ilaste. Składniki te, w związku ze swoimi właściwościami sorpcyjnymi, są odpowiedzialne za wiązanie i kumulację, w osadach dennych, metali ciężkich oraz wielu grup związków organicznych, bardzo często niebezpiecznych dla środowiska.

Zawartość materii organicznej w osadach Zbiornika Włocławskiego, w zależności od ich typu, wynosiła od 0,7 do 37,6%, średnio 7,1%. Wraz ze wzrostem udziału frakcji piaszczystej w osadzie maleje zawartość materii organicznej (współczynnik korelacji Pearsona $r = -0,4$). Rosnący wraz z głębokością zbiornika udział frakcji mułkowej i ilastej powoduje, że wzrasta również udział zawartej w nim materii organicznej (ryc. 8.7). Współczynnik korelacji pomiędzy głębokością wody i udziałem materii organicznej jest jednak dość niski i wynosi 0,37. Wynika to między innymi z faktu, że o ile do głębokości 10 m udział materii organicznej w osadzie wzrasta, o tyle głębiej widoczny jest jego spadek.



Ryc. 8.6. Model uwarunkowań wpływających na zróżnicowanie przestrzenne osadów dennych (wg Gierszewski i in. 2006, zmodyfikowane)

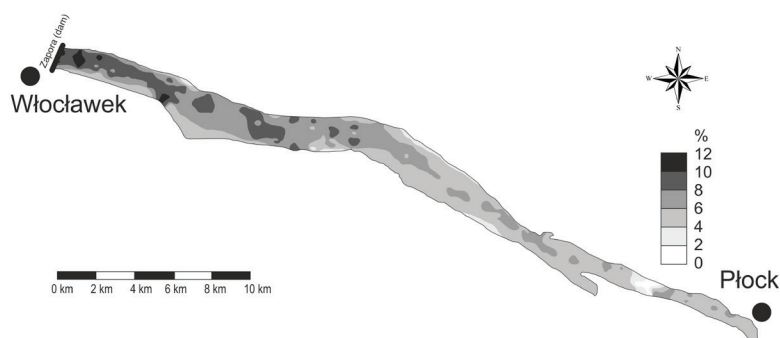
Fig. 8.6. Model of conditions affecting the spatial diversity of bottom sediments (acc. to Gierszewski et al. 2006, modified)



Ryc. 8.7. Średni udział materii organicznej w osadzie w zależności od głębokości zbiornika w miejscu poboru próbek

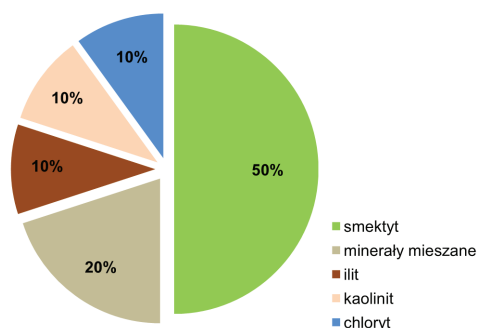
Fig. 8.7. Average content of organic matter depending on the depth of the reservoir in the place of sampling

Zróżnicowanie przestrzenne zawartości materii organicznej w osadach charakteryzuje się dość typowym rozmieszczeniem. Jest ono wyraźnie większe w dolnej, limnicznej części zbiornika, i szczególnie w obszarach głębokowodnych (ryc. 8.8).



Ryc. 8.8. Zróżnicowanie przestrzenne zawartości materii organicznej w osadach dennych

Fig. 8.8. Spatial distribution of organic matter in the bottom sediments



Ryc. 8.9. Uśredniony skład mineralogiczny frakcji ilastej w osadach dennych

Fig. 8.9. Average mineralogical composition of the clay fraction in the bottom sediments

Badania składu mineralogicznego frakcji ilastej wykazały, że dominującym rodzajem minerałów ilastych są smektyty (ryc. 8.9). Ich udział w badanych próbkach wynosił 50-60%. Około 20% stanowią minerały mieszano-pakietowe typu smektyt/chloryt i smektyt/wermikulit. Zdecydowanie mniejszy udział mają illit oraz kaolinit. W pięciu próbkach stwierdzono również niewielką zawartość chlorytów o nietrwałej strukturze krystalicznej. Wyniki badań przeprowadzonych przez E. Helios-Rybicką (1986) oraz przedstawione w późniejszych pracach tej autorki (Helios-Rybicka, Kyzioł 1991) wykazały istotny wpływ budowy struktury krystalicznej minerału ilastego na skuteczność sorpcji metali. Możliwości sorpcyjne poszczególnych typów minerałów ilastych zależą od wielkości powierzchni zewnętrznej i międzypakietowej oraz od wielkości i pochodzenia ładunku pakietu. Badania zdolności sorpcyjnej różnych grup minerałów ilastych wykazały, że kaolinit charakteryzuje się znacznie mniejszą pojemnością sorpcyjną niż trójwarstwowe minerały ilaste, a spośród minerałów trójwarstwowych możliwości sorpcyjne illitu są mniejsze niż smektytu.

Również minerały mieszano pakietowe z udziałem smektytu wykazują większe od illitu zdolności sorpcyjne (Helios-Rybicka 1986). Biorąc to pod uwagę określony w badanych próbkach skład minerałów ilastych świadczy o dużych możliwościach wiązania kationów metali ciężkich przez minerały ilaste, zawarte w osadach Zbiornika Włocławskiego.

8.2. LITODYNAMIKA ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNEGO

Zróznicowany przestrzennie obraz litologicznych typów osadów dennych Zbiornika Włocławskiego w pełni potwierdza tezę o złożonym charakterze uwarunkowań litodynamicznych, wpływających na sposób ich wykształcenia. Pomiarzy oraz obliczenia prędkości płynięcia wody wykazały, że duża część dna zbiornika podlega oddziaływaniu falowania, prądów wiatrowych i przepływu rzecznoego, co w konsekwencji wpływa na niestabilność warunków sedymentacji. Wyrazem tego jest duże zróżnicowanie cech uziarnienia osadów zbiornika. Analiza tego zróżnicowania oraz charakteru relacji występujących między wskaźnikami uziarnienia pozwala ocenić reżim energetyczny środowiska sedymentacyjnego w różnych częściach profundalu Zbiornika Włocławskiego. Na podstawie interpretacji wskaźników uziarnienia metodami analizy litodynamicznej można w przybliżeniu określić dynamikę środowiska prądowego, w którym zachodzą procesy transportu i depozycji materiału klastycznego. W związku z tym, że warunki depozycji osadów w zbiornikach zaporowych łączą w sobie cechy typowe dla środowiska jeziornego i rzecznoego w interpretacjach litodynamicznych zostaną wykorzystane modele i formuły stosowane do oceny dynamiki środowiska prądowego, w którym zachodzą procesy transportu i depozycji materiału klastycznego w obu tych środowiskach.

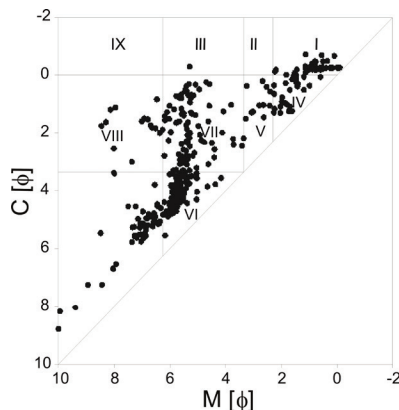
Jedną z metod służących do interpretacji zależności występujących między uziarnieniem osadów a procesami transportu jest analiza krzywych kumulacyjnych uziarnienia (Moss 1962, 1963; Visher 1969). Na podstawie ich kształtu wyróżnia się trzy populacje ziaren: ziarna transportowane w saltacji, w zawieszeniu oraz ziarna transportowane przez wleczenie lub toczenie. Punkt załamania krzywej CT oddziela ziarna transportowane w trakcji od ziaren transportowanych w saltacji, a punkt FT oddziela ziarna transportowane w saltacji od ziaren transportowanych w zawiesinie. Interpretacja krzywych kumulacyjnych charakteryzujących przeciętne częstości występowania frakcji ziarnowych dla dziewięciu typów osadów obecnych w Zbiorniku Włocławskim została przedstawiona w wcześniejszej pracy autora (Gierszewski, Szmańda 2010). Z przebiegu krzywych kumulacyjnych wynika, że niezależnie od typu osadu największy udział w transporcie ziaren miała saltacja (tab. 8.3). Ten typ przemieszczania ziaren stwierdzono we wszystkich wydzielonych rodzajach osadów w Zbiorniku Włocławskim. W poszczególnych typach osadów zmienia się oczywiście zarówno udział, jak i wielkość ziaren transportowanych saltacyjnie. Należy zauważyć, że ziarna tej samej frakcji, w różnych typach osadów, mogą być transportowane w różny sposób. Zmianę sposobu transportu osadów wyznaczają dwie granice wielkości ziaren: 3 phi (0,125 mm) i 7phi (około

0,008 mm). Ziarna o wielkości 3 phi mogą być transportowane saltacyjnie lub trakcyjnie. Ziarna w zakresie od 3 do 7 phi mogą być transportowane zarówno trakcyjnie, saltacyjnie, jak i w zawieszynie. Ziarna drobniejsze od 7 phi podlegają transportowi w zawieszynie lub saltacji. Ziarna zdeponowane w łąkach, których typ transportu, na podstawie analizy krzywej kumulacyjnej, wskazuje na saltację, należy raczej traktować, jako transport w zawieszynie ziarnowej z udziałem saltacji.

Tabela 8.3. Wielkość i udział ziaren według rodzajów transportu

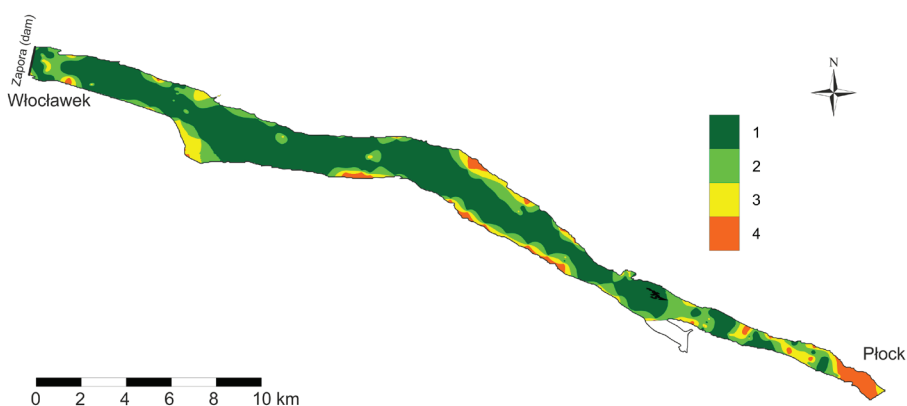
Typ osadu	Rozmiar ziarna [w phi] w punkcie załamania		Udział procentowy ziaren wg transportu		
	CT	FT	trakcja	saltacja	zawiesina
Piasek	2,4	-	-	91,5	8,5
Piasek mułkowy	3,0	-	-	79,0	21,0
Piasek mułkowo-ilasty	3,3	-	-	67,5	32,5
Mułek piaszczysty	7,3	-	-	89,5	10,5
Mułek	6,8	3,2	0,8	77,0	22,2
Mułek ilasto-piaszczysty	-	6,7	11,5	88,5	-
Mułek ilasty	-	4,5	2,4	97,6	-
İł	-	-	-	100	-
Diamikton	4,2	-	48,0	52,0	-

Interpretacja rozmieszczenia badanych próbek osadów na diagramie C/M (Passegą, Byramjee 1969) wskazuje na inny typ dominującego sposobu transportu osadu (ryc. 8.10). Wynika z niej, że najliczniejszą grupę stanowią osady zdeponowane z zawiesziny jednorodnej (77% próbek) a następnie tworzące się w warunkach transportu trakcyjnego (11,5%), saltacji (7,5%) i zawiesziny frakcjonalnej (3%), (Gierszewski, Szmańda 2007).



Ryc. 8.10. Rozmieszczenie próbek osadów dennych na diagramie C/M
Fig. 8.10. Distribution of bottom sediment samples on the C/M diagram

Analiza zróżnicowania przestrzennego sposobów transportu osadu oparta na wynikach interpretacji diagramu C/M wskazuje, że w rzeczonym odcinku i górnej części odcinka przejściowego zbiornika przeważa transport trakcyjny i saltacyjny, co odpowiada warunkom środowiska rzecznego. W dolnej i środkowej części akwenu depozycja osadu zachodziła z zawiesiny jednorodnej, co jest charakterystyczne dla warunków środowiska jeziornego. W litoralu jeziornej części zbiornika oraz w płytszych partiach profundalu występują jednak warunki charakterystyczne dla transportu saltacyjnego (ryc. 8.11). Nie stwierdzono związku między rodzajem transportu ziaren a głębokością wody. Oznacza to, że rozproszone w kolumnie wody ziarna nie wykazują stratyfikacji pionowej oraz potwierdza niewielki udział zawiesiny, frakcjonalnej, jako jednej z form transportu.

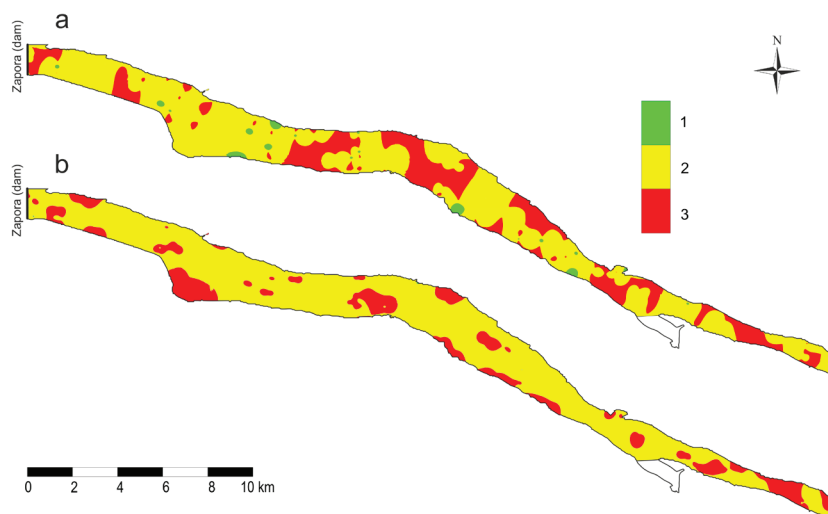


Ryc. 8.11. Zróżnicowanie przestrzenne rodzajów transportu fluwialnego na podstawie interpretacji rozmieszczenia próbek na diagramie C/M (wg Gierszewski i Szymańda 2007). 1 – zawiesina jednorodna, 2 – zawiesina ziarnowa, 3 – saltacja, 4 – trakcja

Fig. 8.11. Spatial distribution of sediments according to the fluvial transport mechanism, based on the interpretation of distribution of sediment samples on the C/M diagram (acc. to Gierszewski and Szymańda 2007). 1 – uniform suspension, 2 – grained suspension, 3 – saltation, 4 – traction

Położenie punktów reprezentujących próbki osadów na wykresie zależności między skośnością i kurtozą rozkładu uziarnienia jest pośrednim wskaźnikiem energii środowiska depozycyjnego. Na tej podstawie możliwe jest jednak wskazanie obszarów dna o zróżnicowanej dynamice i wyróżnienie stref: erozji, akumulacji i przejściowej (transportu). W strefie przejściowej w warunkach zmiennej dynamiki środowiska prądowego osad jest okresowo przemieszczany (Thomas i in. 1972). Wyliczono, że strefę transportu reprezentuje 69% próbek osadów, strefę erozyjną 25%, a akumulacyjną 6% (Gierszewski, Szymańda 2007) (ryc. 8.12a). Podobne wyniki zróżnicowania warunków litodynamicznych uzyskano stosując kompleksową ocenę wskaźników uziarnienia opartą na analizie ich anomalii (Baraniecki, Racinowski 1989, 1996; Racinowski, Baraniecki 1990). W tym przypadku w strefie przejściowej (równowagi litodynamicznej) znalazło się aż 84% próbek osadów, 14% reprezentowało środowisko

redepozycyjne z główną cechą rozmywania osadu, a tylko 2% środowisko akumulacyjne (Gierszewski, Szymańda 2007) (ryc. 8.12b). Wyróżnione środowiska-strefy nawiązują do wydzieleni wprowadzonych przez Håkanssona (1977). Obszary akumulacji określił on, jako miejsca trwałej depozycji materiału drobnoziarnistego. Za granicę między materiałem drobnoziarnistym a gruboziarnistym przyjął wielkość ziarna odpowiadającą mułkom średnioziarnistym (0,0156 mm). Strefą transportu nazwane zostały miejsca, gdzie drobnoziarnisty osad podlega depozycji (często nawet długotrwałej), która jest jednak przerywana okresami krótkotrwałego transportu, np. w czasie intensywnych sztormów. Erozyjne obszary dna to obszary, gdzie nie zachodzi akumulacja materiału drobnoziarnistego.



Ryc. 8.12. Rozmieszczenie stref litodynamicznych. a – na podstawie analizy zależności skośności i kurtozy, b – na podstawie kompleksowej analizy anomalii wskaźników uziarnienia (wg Gierszewski i Szymańda 2007). 1 – erozja, 2 – transport, 3 – akumulacja
Fig. 8.12. Distribution of the lithodynamic zones. a – based on the relationships between the skewness and kurtosis measures, b – based on the comprehensive analysis of grain size indicators anomalies (acc. to Gierszewski and Szymańda 2007). 1 – erosion, 2 – transport, 3 – accumulation

Udział wydzielonych stref litodynamicznych, jak i ich rozmieszczenie w czaszy Zbiornika Włocławskiego, wskazuje na brak warunków do swobodnej akumulacji (ryc. 8.12). Niewielkie powierzchnie sprzyjające trwałej akumulacji osadów ograniczone są do izolowanych przegłębień zbiornika w jego jeziornej części. Zdecydowanie dominują natomiast warunki charakterystyczne dla środowiska transportu – tranzytu osadów. Deponowane, w okresach względnego spokoju hydrodynamicznego, frakcje transportowane w zawieszynie, podlegają częściej resuspensji oraz przemieszczaniu na różne odległości zarówno w zawieszynie, jak i w saltacji. Na transport redeponowanych osadów w zawieszynie wskazują również inne cechy jej uziarnienia. O znaczącej roli procesów resuspensji osadów świadczy między innymi niedobór ziaren frakcji mułku

gruboziarnistego w osadach dennych, podczas gdy w zawieszinie stanowią one frakcję podstawową (Gierszewski, Szmańda 2005). Położenie większych stref erozyjnych ogranicza się do rozległych płycizn przybrzeżnych oraz powierzchni dawnych zatopionych łąch i kęp wiślanych położonych w centralnej części zbiornika.

8.3. WIELKOŚĆ I ZASIĘG RESUSPENSJI OSADÓW

Cechy osadów dennych, warunki ich depozycji, określone na podstawie analiz litodynamicznych oraz sposób rozmieszczenia osadów w Zbiorniku Włocławskim, wskazują na dużą aktywność procesów uruchamiających zdeponowany wcześniej materiał. Proces wtórnego wprowadzenia cząstek mineralnych i organicznych, tworzących osady dennego, w stan zawiesziny nazywany jest resuspensją (np. Kajak 1998; Wiśniewski 1995). Dotychczasowe obserwacje wskazują, że resuspensja występuje, przynajmniej epizodycznie, we wszystkich zbiornikach wodnych. Jej zasięg przestrzenny jest jednak bardzo zróżnicowany, co wynika między innymi z cech morfometrycznych zbiornika warunkujących oddziaływanie wiatru na powierzchnię zwierciadła wody, a w efekcie również na dno zbiornika (Evans 1994). W związku z takimi uwarunkowaniami resuspensja zachodzi z największą intensywnością w dużych powierzchniowo, relatywnie płytkich, a więc aktywnych hydrodynamicznie zbiornikach wodnych.

Za naturalne przyczyny resuspensji uznaje się przede wszystkim oddziaływanie na osady prądów wodnych (Lick i in. 1994) oraz fal powierzchniowych (Hawley i in. 2004). W przypadku zbiorników zaporowych i jezior przepływowych dużą rolę w tym procesie może odgrywać również turbulentny przepływ wody (Wiśniewski 1995). W literaturze sedymentologicznej i geomorfologicznej transport zdeponowanego wcześniej materiału odbywający się w zawieszinie w warunkach turbulentnego przepływu wody nazywany jest saltacją lub suspensją przerywaną (*intermittent suspension*). Oprócz falowania wiatrowego naturalnymi przyczynami resuspensji osadów są również: spływy przydennych prądów gęstościowych (Evans 1994) oraz konwekcja spowodowana wzrostem temperatury wody interstycjalnej. Wzrost temperatury jest w tym przypadku uwarunkowany energią wytworzoną w procesach metabolicznych zachodzących w powierzchniowej warstwie osadów. Produktami metabolizmu organizmów wodnych są między innymi metan i siarkowodór. Uwalnianie tych gazów powoduje resuspensję stropowej warstwy osadów (Saarijärvi, Lappalainen 2002). Jedną z częstszych przyczyn uruchamiania osadów jest aktywność organizmów bentosowych (bioturbacje), (Graf, Rosenberg 1997). W zbiornikach wodnych z wykształconą stratyfikacją termiczną przyczyną resuspensji mogą być także sejsze wewnętrzne (Gloor i in. 1994). Osady denne uruchamiane są również w wyniku różnych czynników antropogenicznych takich jak: ruch wody związany z żeglugą, połów sieciami dennymi, prace bagrownicze.

Resuspensja jest procesem, który w istotny sposób wpływa na różne aspekty funkcjonowania ekosystemów wodnych. Wzrost koncentracji zawiesziny w toni wodnej spowodowany resuspensją ogranicza nie tylko przenikanie

promieniowania słonecznego ale również zwiększa pojemność cieplną wody, przez co wpływa na obniżenie temperatury wody (Kristensen i in. 1992). Ograniczony resuspensją dopływ światła może być czynnikiem limitującym rozwój fitoplanktonu, co stwierdzono w zachodniej części jeziora Balaton (Luettich i in. 1990). Resuspensja osadów jest również jedną z przyczyn pojawiania się w ekosystemach wodnych niebezpiecznych deficytów tlenowych. Dochodzi do nich podczas utleniania podrywanej z dna materii organicznej oraz różnych substancji zaadsorbowanych na cząsteczkach zawiesiny. Deficyt tlenu towarzyszący resuspensji przyczynia się do wydzielania się fosforanów z osadów dennych (Dillon i in. 1990; Sondergaard i in. 1992). Mechanizm ten uznawany jest, w przypadku płytkich zbiorników wodnych, za bardzo ważne źródło dostawy fosforu (m. in. Boström i in. 1982; Jones, Welch 1990). Badania eksperymentalne przeprowadzone przez Gelencser i in. (1982) wykazały, że desorpcja fosforu z osadów jeziora Balaton, podczas ich resuspensji wywołanej średniej siły sztormem, jest porównywalna z wielkością średniej dobowej dostawy zewnętrznej. Duży potencjał pod tym względem mają także osady Zbiornika Włocławskiego. Poddane resuspensji w warunkach laboratoryjnych wydzieliły one 10-krotnie więcej fosforanów niż osady nie poddawane temu procesowi (Wiśniewski 1995). Na jeszcze większe uwalnianie fosforu z osadów podlegających resuspensji wskazują Søndergaard i in. (1992), według których ładunek fosforu uwalniany z takich osadów jest 20-30 razy większy w porównaniu z ładunkiem uwalnianym z osadów nie podlegających wzburzeniu. Wzrost koncentracji fosforu obniża wartość stosunku N:P (tzw. proporcja Redfielda), co w połączeniu z pogorszeniem warunków świetlnych ogranicza w akwenach podatnych na resuspensję rozwój fitoplanktonu (Niemisto i in. 2008). W warunkach deficytów tlenowych wzrasta również rozpuszczalność innych substancji, np. metali ciężkich zaadsorbowanych na powierzchni ilastych cząstek zawiesiny.

W akwenach płytkowodnych, takich jak Zbiornik Włocławski, resuspensja osadów zachodzi gdy fala głębokowodna przemieści się na obszar o głębokości mniejszej od połowy długości fali, a naprężenie ścinające wywołane ruchem wody przekroczy wartość krytyczną dla danego osadu. Krytyczna wartość naprężenia ścinającego zależy od fizycznych i chemicznych właściwości osadów dennych, takich jak: uziarnienie, stopień konsolidacji osadu, uwodnienie, skład mineralny, kohezja, mikrotopografia powierzchni dna (Håkanson, Jansson 1983; Ziegler, Lick 1988; Hamilton, Mitchell 1996). Do wzrostu podatności materiału dennego na resuspensję przyczynia się również duża aktywność organizmów bentosowych wpływająca na zmniejszenie stopnia skonsolidowania osadu.

W związku z dużą różnorodnością czynników wpływających na wartość naprężenia ścinającego, jego precyzyjne wyznaczenie jest trudne. Dla osadów niekohezyjnych krytyczne naprężenia ścinające w warunkach przepływu jednowymiarowego mogą zostać określone z diagramu Shieldsa (Bengtsson i in. 1990). Diagram ten może być również wykorzystany do określenia krytycznego naprężenia ścinającego w przypadku oscylacyjnego ruchu cząsteczek wody i ziarna o średnicy większej od 0,1 mm (Komar, Miller 1974). Dla cząstek o wielkości około 0,1 mm krytyczna prędkość ścinania wynosi około $1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

Zbliżone wartości od 0,7 do 1,0 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ zostały określone eksperymentalnie dla różnych typów osadów z jeziora Erie (Sheng, Lick 1979).

Charakterystyczna dla nieskonsolidowanych osadów jeziornych krytyczna prędkość ścinania o wartości 1 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ może zostać osiągnięta już w warunkach falowania generowanego przez wiatr o prędkości 10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, przy rozbiegu fali ok. 4 km i głębokości zbiornika wodnego 4m (Bengtsson i in. 1990). Takie warunki występują dość często również w Zbiorniku Włocławskim. Naprężenia ścinające spowodowane prądami wodnymi genezy wiatrowej są często zbyt małe, aby zainicjować ruch osadu w środowisku płytkowodnym (Luettich i in. 1990). Odgrywają one jednak ważną rolę w redystrybucji materiału, który znajduje się już suspensji (Bengtsson i in. 1990). Większe wartości naprężeń ścinających spowodowane prędkościami orbitalnymi cząsteczek wody, towarzyszą falowaniu w strefie płytkowodnej (Hawley, Lesht 1992). Najczęściej dochodzi do sumowania wartości naprężeń ścinających generowanych przez prądy wodne oraz falowanie (np. Wu, Tsanis 1995).

Wielkość i zasięg resuspensji określane są na podstawie badań terenowych w sposób bezpośredni lub pośredni, pomiarów laboratoryjnych oraz metod obliczeniowych (Bloesch 1994). W Zbiorniku Włocławskim proces ten został scharakteryzowany za pomocą metod obliczeniowych. Ponieważ falowanie wiatrowe jest główną przyczyną resuspensji osadów, to parametry fali wiatrowej są podstawowymi danymi wykorzystywanymi w obliczeniach opisujących ten proces. Do opisu wpływu falowania wiatrowego na przebieg resuspensji osadów Zbiornika Włocławskiego została wykorzystana, nieznacznie zmodyfikowana, metoda zastosowana przez Shenga i Licka (1979) dla płytkowodnych obszarów zachodniego basenu jeziora Erie. Była ona później wielokrotnie wykorzystywana w badaniach procesów resuspensji przez innych autorów, na akwenach o różnych wielkościach i głębokościach (Hamilton, Mitchell 1996; Laenen, LeTourneau 1996; Wolanski, Spagnol 2003). Procedura obliczeniowa składała się z pięciu etapów. W pierwszym obliczone zostały parametry falowania według formuł zaproponowanych przez Labzowskij (1976), (por. rozdz. 5.1). Parametry falowania oraz głębokości zbiornika posłużyły do obliczenia wartości maksymalnych przydennych prędkości orbitalnych fali:

$$u_m = \frac{\pi H}{T \sinh(2\pi h / L_o)} \quad (13)$$

gdzie: H – wysokość fali; h – głębokość wody; T – okres fali; L_o – długość fali.

W trzecim etapie obliczone zostało naprężenie ścinające według wzoru:

$$\tau = \rho f u_m^2 \quad (14)$$

gdzie: τ – naprężenie ścinające; ρ – gęstość wody = 1; f – bezwymiarowy współczynnik tarcia $f = 1/Re$. Re – liczba Reynoldsa 15-30. Przyjęto uśrednioną wartość współczynnika ($f = 0,04$) charakterystyczną dla jeziornych osadów mułkowo-ilastych (Laenen, LeTourneau 1996).

Według Shenga i Licka (1979) niezależnie od typu osadu jeziornego resuspensja nie zachodzi kiedy naprężenia ścinające są mniejsze od około $0,5 \text{ dyn} \times \text{cm}^{-2}$.

Najważniejszym etapem było obliczenie wskaźnika wielkości resuspensji dla osadów mułkowo-ilastych. W przypadku sił ścinania mniejszych od $2 \text{ dyn} \times \text{cm}^{-2}$ formuła ma postać:

$$E = 1,33 \times 10^{-6} (\tau - 0,5) \quad (15)$$

a dla sił ścinania większych od $2 \text{ dyn} \times \text{cm}^{-2}$:

$$E = 4,12 \times 10^{-6} (\tau - 1,515) \quad (16)$$

Końcowym etapem było obliczenie koncentracji zawiesiny pochodzącej z resuspensji osadów według wzoru (Laenen i LeTourneau 1996) oraz oszacowanie wielkości powierzchni dna zbiornika, na której zachodziła resuspensja.

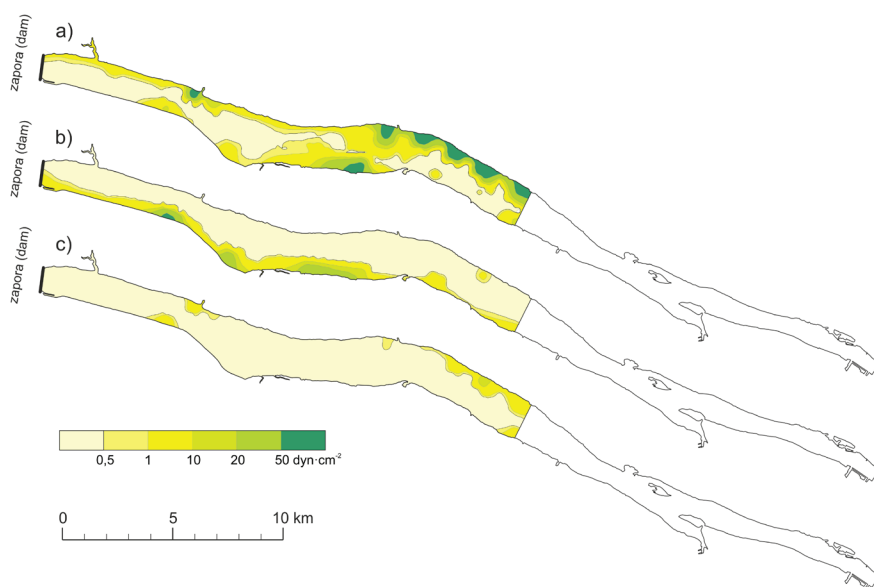
$$TSS = \frac{Et}{h} \times 10000 \quad (17)$$

gdzie: t – czas trwania sztormu.

Obliczenia zostały wykonane dla 426 węzłów siatki w dolnej, jeziornej części Zbiornika Włocławskiego o powierzchni około 45 km^2 rozciągającej się na dystansie ok. 23 km między Karolewem (651 km) a zaporą we Włocławku. Przebieg resuspensji osadów został rozpatrzony dla prędkości wiatru wynoszących 8 i $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ z najczęściej występujących kierunków. Koncentrację zawiesiny pochodzącej z resuspensji osadów obliczono dla hipotetycznej sytuacji zakładającej obecność wiatru wiejącego ze stałą prędkością przez 1 godzinę. Wyniki tych obliczeń zostały zestawione w tabeli 8.4.

W przypadku wiatru o prędkości $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ prędkości orbitalne fal osiągają maksymalnie $20\text{-}40 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, średnio od $0,8$ do $2,4 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Największe są podczas wiatru z kierunku wschodniego i zachodniego, czyli zgodnego z osią podłużną zbiornika (tab. 8.4). Średnie wartości naprężeń ścinających uwarunkowane wielkością prędkości przydennych wynoszą od $0,3$ do $1,9 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$. Tylko w sytuacji wiatru wiejącego z kierunku południowo-zachodniego są one mniejsze od $0,5 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$, czyli wartości, która według Shenga i Licka (1979) jest wartością krytyczną ścinania dla osadów typu jeziornego. Należy jednak podkreślić, że nawet w tym przypadku występują niewielkie obszary zbiornika, gdzie naprężenia ścinające nieznacznie przekraczają wartość krytyczną. Położone są one w górnej części analizowanego odcinka zbiornika, przy brzegu dowietrznym (ryc. 8.13a). W czasie wiatru z kierunku wschodniego powierzchnie dna zbiornika, gdzie naprężenia ścinające przekraczają wartość krytyczną są większe i obejmują strefę litoralu w lewobrzeżnej części zbiornika między Dębem Polskim (km 658) a Wistką Szlachecką (km 669) (ryc. 8.13b). Oddziałujące na powierzchnię dna siły uruchamiając słabo skonsolidowane osady powodują zmącenie, którego średnia wielkość przy stałym wietrze o prędkości $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ wynosi teoretyczne od $7,08 \cdot 10^{-6}$ do $6,92 \cdot 10^{-7} \text{ g} \times \text{cm}^{-2} \times \text{s}^{-1}$. Wartości te

zostały przeliczone na średnią, dla całego analizowanego odcinka zbiornika, wielkość koncentracji zawiesiny. Przy założeniu średniej głębokości akwenu 5,8 m i sztormu trwającego 1 godzinę, zmącenie wody spowodowane resuspensją wynosiło ok. 4-9 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ w przypadku wiatru wiejącego z kierunków SW i NE oraz 20-44 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ w sytuacji wiatru wiejącego wzdłuż osi zbiornika (90° i 270°) (tab. 8.4). Są to wartości niższe, bądź też oscylujące wokół średnich wartości koncentracji zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim. W rozpatrywanych warunkach resuspensja zachodziła na obszarze obejmującym od około 5 do 11% powierzchni analizowanego fragmentu zbiornika, czyli na powierzchni od 2 do 5 km^2 . Z określonego w ten sposób obszaru, w suspensję może przechodzić w czasie godziny od 1,1 do 11,5 tys. ton materiału osadowego (tab. 8.4).



Ryc. 8.13. Wartości naprężeń ścinających uwarunkowane wielkością prędkości przydennych spowodowanych falowaniem w warunkach wiatru o prędkości: 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ z kierunku W (a), 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ z kierunku E (b) i 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ z kierunku SW (c)

Fig. 8.13. Shear stress values determined from the size of the water velocity over the bottom caused by waves action at the wind velocity of: (a) 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ from the E direction, (b) 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ from the W direction and (c) 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ from the SW direction

Podczas wiatru sztormowego o prędkości 15 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ charakterystyki wpływu falowania na osady dennie w zbiorniku są znacząco większe (tab. 8.4). W czasie wiatru wiejącego wzdłuż osi zbiornika większe od krytycznych naprężenia ścinające stwierdzono w obszarach znacznie wykraczających poza płytkowodne zalewowe części zbiornika, a na niektórych odcinkach występują one prawie na całej szerokości zbiornika (ryc. 8.13c). W przypadku wiatrów wiejących z sektora północnego oraz południowego najwyższe wartości naprężeń ścinających obserwowane są głównie w strefie litoralu dowieznych części akwenu, z wyjątkiem głębokowodnego odcinka przyzaporowego, a także lokalnie w innych

najpłytszych częściach zbiornika. Maksymalne głębokości zbiornika, gdzie wartości naprężeń ścinających były wyższe od krytycznych, wynosiły około 5 m w przypadku wiatru o prędkości $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz 8 m w warunkach wiatru o prędkości $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wielkość zmaczenia wody spowodowana resuspensją podczas silnych sztormów może przekraczać nawet $300 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (tab. 8.4). Przy wietrze zachodnim, północno-zachodnim lub wschodnim resuspensji mogą wtedy podlegać osady zalegające nawet na około 40% (18 km^2) powierzchni dna rozpatrywanego odcinka zbiornika.

Należy oczywiście podkreślić, że obliczone wartości wskaźnika resuspensji, koncentracji zawiesiny oraz masy materiału dennego znajdującego się w zawieszynie reprezentują teoretyczne wartości maksymalne. W obliczeniach nie został, bowiem uwzględniony fakt wyczerpania się osadów podatnych na resuspensję już w początkowej fazie trwania procesu, brak osadów podatnych na resuspensję w określonych miejscach dna oraz obecności roślinności wodnej chroniącej osady przed erozją. Wymienione uwarunkowania są oczywiście charakterystyczne dla strefy litoralnej, a w szczególności dla strefy rozmywania w obrębie mielizny brzegowej.

Osad wprowadzony w suspensję utrzymuje się w tym stanie przez czas, którego długość zależy od prędkości opadania ziarna w wodzie. W przypadku odpowiednio długiego czasu unoszenia się materiału dennego w toni wodnej możliwe jest jego przemieszczenie za pośrednictwem prądów różnej genezy z płytszych obszarów zbiornika, gdzie zachodzi resuspensja, do strefy o większych głębokościach a stamtąd poza zbiornik. Taka sytuacja jest najprawdopodobniej odpowiedzialna za ujemny bilans akumulacji rumowiska unoszonego, który wielokrotnie stwierdzano w Zbiorniku Włocławskim (patrz rozdz. 7.2.). Prędkość opadania zawiesiny w wodzie zależy od siły oporu i siły ciężkości pomniejszonych o wypór w trakcie laminarnego opadania cząsteczki zawiesiny w stojącej wodzie (Michalec 2009).

Do obliczenia prędkości opadania cząstek zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim wykorzystane zostały formuły zaproponowane przez Wu i Wang (2006). Są one predestynowane szczególnie do obliczeń prędkości opadania ziaren o średnicach mniejszych od 0,2 mm.

$$w_s = \frac{Mv}{Nd} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4N}{3M^2} D^3 \right)^{2/n}} - \frac{1}{2} \right]^n \quad (18)$$

gdzie: w_s – prędkość opadania ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); v – lepkość kinematyczna wody ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$); d – średnica cząstki osadu (m); M , N , n , D – równania 7-10.

$$M = 53,3e^{-0,655f} \quad (19)$$

Tabela 8.4. Charakterystyki oddziaływania falowania na osady denne Zbiornika Włocławskiego

Kierunek wiatru	Maksymalne prędkości orbitalne fali przy dnie		Napężenie ścinające		Wskaźnik wielkości resuspensji	Koncentracja zawiesiny	Powierzchnia dna poddana resuspensji	Sumaryczna masa materiału wprowadzonego w suspensją
	cm×s ⁻¹		dyna×cm ⁻²		g×cm ⁻² ×s ⁻¹	mg×dm ⁻³	%	tony×h ⁻¹
stopnie	średnia z max	wartość najwyższa	średnia	maks	średnia	średnia		
Prędkość wiatru 8 m×s ⁻¹ , czas trwania 1 godzina								
45	1,1	22	0,5	18,7	1,53·10 ⁻⁶	9,5	8,3	2491
90	2,4	40	1,9	64,1	7,08·10 ⁻⁶	44,0	11,6	11537
225	0,8	21	0,3	18,7	6,92·10 ⁻⁷	4,3	5,5	1127
270	1,8	31	1,0	38,0	3,22·10 ⁻⁶	20,0	11,0	5239
Prędkość wiatru 15 m×s ⁻¹ , czas trwania 1 godzina								
45	4,1	52	3,9	109,5	1,47×10 ⁻⁵	91,4	22,1	23994
90	8,1	91	12,8	329,8	5,04×10 ⁻⁵	312,6	39,2	83226
225	3,2	52	2,4	109,5	8,68×10 ⁻⁶	53,9	18,2	13732
270	6,9	72	7,5	206,5	2,86×10 ⁻⁵	177,3	42,5	45930

$$N = 5,65e^{-2,55f} \quad (20)$$

$$n = 0,7 + 0,9S_f \quad (21)$$

$$D = d \left[\frac{\left(\frac{\rho s}{\rho - 1} \right)}{v^2} g \right]^{1/3} \quad (22)$$

gdzie: ρs = gęstość osadu ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); ρ = gęstość wody ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); g = przyspieszenie ziemskie ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$), S_f – współczynnik kształtu Corey'a.

W obliczeniach przyjęte zostały następujące wartości danych i współczynników: lepkość kinematyczna wody w temperaturze 10°C = $0,000001306 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$; średnia średnica ziarna zawiesiny mineralnej w zbiorniku wrocławskim = $0,000028 \text{ m}$; średnia wartość gęstości objętościowej osadów sublitoralu i profundalu = $520 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; gęstość wody w temperaturze 10°C = $999,7 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; przyspieszenie ziemskie (dla szerokości geograficznej $52,6$) = $9,813 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$; współczynnik kształtu Corey'a = $0,7$ wartość charakterystyczna dla rumowiska rzecznoego. Wyliczona dla powyższych danych prędkość opadania przeciętnego ziarna w Zbiorniku Wrocławskim w wodzie o temperaturze 10°C wynosi $0,0121 \text{ cm}\cdot\text{sek}^{-1}$ (to jest $0,43$ metra na godzinę). Czas opadania cząstek osadu poddanego resuspensji dla średniej głębokości zbiornika ($\approx 5 \text{ m}$) wynosi ponad $11,6$ godziny. Jest on, więc na tyle długi, że możliwe jest odprowadzenie pewnej części zawiesiny poza zbiornik jeszcze jakiś czas po ustąpieniu sztormu.

8.4. MIĄŻSZOŚĆ OSADÓW DENNYCH

Badania wielkości wypełnienia Zbiornika Wrocławskiego osadami oraz tempa ich sedymentacji były prowadzone od początku jego powstania. Pierwsze szacunki tempa wypełniania zbiornika osadami zostały określone na etapie założeń projektowych. Ta wstępna prognoza akumulacji rumowiska została oszacowana na $361 \text{ tys. m}^3\cdot\text{rok}^{-1}$ (Aleksiński 1955). W kolejnej podano wartość $1 \text{ mln m}^3\cdot\text{rok}^{-1}$ (Szupryczyński 1986). Udział rumowiska zawieszonoego w zamulaniu zbiornika został określony na około 53% , a tempo przyrostu osadów na $5 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Dąbkowski 1971). Pierwsze sondowania czaszy zbiornika w 81 przekrojach kontrolnych wykonano już jesienią 1971 roku. Do roku 2015 w różnym zakresie zostały one przeprowadzone 16-krotnie (Mroziński, Pawuła 2018). Pierwsze dane o wielkości sedymentacji z początku funkcjonowania zbiornika przedstawił K. Więckowski (1978). Określił on miąższość osadów na $0,3\text{-}0,4 \text{ m}$, a tempo ich akumulacji na $0,5\text{-}1,5 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$. Najpełniejszych informacji na temat przebiegu sedymentacji (jej wielkości i tempa) dostarczają analizy wspomnianych wyżej sondowań głębokości zbiornika wykonywanych przez Hydroprojekt,

a później przez OTKZ-IMGW. Na bazie tych materiałów już w 1978 roku, w strefie gwałtownego zmniejszania się prędkości przepływu (km 638-645), stwierdzono lokalne odsypy piaszczyste o miąższości około 4,5 m, będące efektem akumulacji rumowiska wleczonego (Śliwiński 1979). W latach 1971-1987 w Zbiorniku Włocławskim osadziło się 29,8 mln m³ osadów, co daje około 1,9 mln m³·rok⁻¹ (Król 1988). Tempo sedymentacji było jednak zróżnicowane przestrzennie. W górnej części zbiornika (km 617,4-635) osadziło się 7-8 mln m³ (0,4-0,5 mln m³·rok⁻¹) materiału klastycznego. Największy przyrost osadów wynoszący 15-20 mln m³ (0,9-1,25 mln m³·rok⁻¹) stwierdzono w odcinku środkowym (km 638-645,5). W dolnej części zbiornika (km 655-zapora) wielkość akumulacji osiągnęła wartość 5-8 mln m³ (0,3-0,5 mln m³·rok⁻¹), (Król 1988). Sporządzony bilans jest jednak niedoszacowany ze względu na trudną do określenia ilość pobranego kruszywa i efekty prac bagrowniczych (Babiński, Grześ 1995). Na bazie sondowań przeprowadzonych w roku 1971 i 1992, Bogucka-Szymalska i Magnuszewski (2007) sporządzili mapę bilansową sedymentacji. Na jej podstawie oszacowali wielkość akumulacji rumowiska klastycznego na 18,3 mln m³, co jest wartością mniejszą od prognozowanej oraz stwierdzonej we wcześniejszych opracowaniach. Jednocześnie autorzy ci wskazują, że największa akumulacja materiału 2-3 m występowała między 644 a 659 km, osiągając maksymalnie 5 m na kontakcie odcinka przejściowego i limnicznego (km 654). Strefy erozji w przejściowej i limnicznej części zbiornika zostały stwierdzone na odcinku od Płocka do Brwilna, gdzie rzędna dna obniżyła się o 1-2 m, a lokalnie nawet 4 m (Bogucka 2005). Charakter tych zmian w dużym stopniu wiąże się z intensywnymi pracami pogłębiarskimi, prowadzonymi również na tym odcinku od 1973 roku. W latach 1973-1987 wydobyto ze zbiornika około 14,9 mln m³ osadów, głównie piaszczystych (Śliwiński 1987). Drugi odcinek o cechach erozyjnych rozciąga się na dystansie około 4 km od Modzerowa do zapory. Deficyt osadów spowodowany jest tutaj zdaniem M. Boguckiej (2005) pracą jazów i hydroelektrowni.

Wyniki ostatniego, przeprowadzonego w roku 2015, sondowania wykazały nieco inny obraz przebiegu sedymentacji w Zbiorniku Włocławskim (Mrozinski, Pawula 2018). Strefa największej akumulacji osadów przesunęła się w kierunku zapory aż do około 666 km. W ostatnim okresie bilansowym (2009-2015) intensywność sedymentacji wynosiła 4,09 mln m³, co świadczy o znaczącym wzroście jej tempa w porównaniu do jego średniej wartości (2,27 mln m³). Zaobserwowane zmiany łączone są ze skutkami ekstremalnego dla dolnej Wisły wezbrania z roku 2010 (Mrozinski, Pawula 2018).

Dane zawarte w cytowanych wyżej opracowaniach określają łączną wielkość akumulacji osadów w Zbiorniku Włocławskim, bez podziału na akumulację piaszczystego rumowiska wleczonego i mułkowego rumowiska unoszonego. Problem ten został podjęty przez M. Banacha (1994), który przedstawił zróżnicowanie miąższości i tempa akumulacji osadów zarówno w strefie brzegowej jak i w czaszy zbiornika po 15 latach jego eksploatacji. Stwierdził on, że maksymalne miąższości osadów występowały w głębokich zatokach, gdzie wynosiły one nawet 7 m przy prawym brzegu i 3 m przy lewym. Na skraju platformy brzegowej

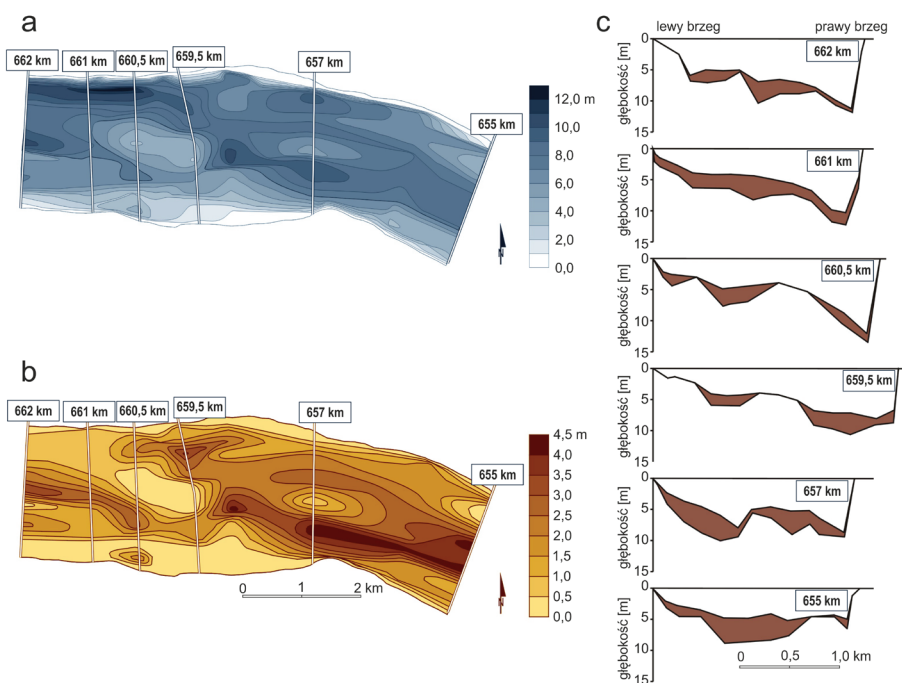
grubość zakumulowanych osadów wynosiła 1-2 m, a średnia miąższość w całej strefie brzegowej 1,2-1,5 m. Podkreślić należy, że zdeponowany w tej strefie materiał, z wyjątkiem wspomnianych zatok, tworzą przede wszystkim osady piaszczyste. W tym samym okresie skala akumulacji drobnoziarnistych osadów w czaszy zbiornika jest wyraźnie mniejsza. Ich przeciętne miąższości osiągają 0,4-0,6 m, maksymalne około 1 m, a tempo ich akumulacji wynosi około 3-4 cm/rok (Banach 1994). Średnia roczna akumulacja materiału została oceniona na 2 mln m³ z czego na piaszczyste rumowisko wleczone, akumulowane w cofce i delcie zbiornika, przypada około 17%. Na akumulowane w strefie brzegowej zbiornika produkty abrazji przypada 4,5% całkowitej dostawy materiału. Ponad trzykrotnie większy udział w dostawie materiału ma rumowisko unoszone 78,5%. Miejszem jego akumulacji jest przede wszystkim strefa profundalu zbiornika, a głównym źródłem dostawy unosin do zbiornika jest Wisła – 96,2%. Średnia roczna wielkość akumulacji materiału tworzącego mułkowe osady w profundalu zbiornika wynosi wg M. Banacha (1994) 1,57 mln m³.

Odcinek zbiornika na granicy stref przejściowej i limnicznej do roku 2006 był praktycznie jedynym obszarem gdzie od początku funkcjonowania zbiornika nie prowadzono prac pogłębiarskich. Z tego względu w 2005 roku przeprowadzono tutaj szczegółowe badania wielkości wypełnienia zbiornika osadami drobnoziarnistymi. Na odcinku rozciągającym się między 655 a 662 km biegu Wisły wykonano łącznie 120 sondowań osadów w 9 profilach poprzecznych (tab. 8.5; ryc. 8.14). Maksymalna miąższość osadów – 4,3 m została stwierdzona w profilu na 665 km (ryc. 8.14c). Średnie ich miąższości w poszczególnych profilach wynosiły od 0,65 m w profilu 660 km do 2,3 m w profilu 656 km (tab. 8.5). Średnia miąższość osadów na całym analizowanym odcinku wynosiła 1,45 m, co odpowiada tempu akumulacji ok. 4 cm/rok. Szacunkowa wielkość akumulacji osadów mułkowych i mułkowo-piaszczystych między 655 a 662 km w okresie 35 lat funkcjonowania zbiornika wynosiła około 18,6 mln ton.

Wielkość wypełnienia poszczególnych profili osadami charakteryzuje się dość dużym zróżnicowaniem. Z porównania stosunku średniej głębokości początkowej do aktualnej wynika, że największe zamulenie występuje na km 656 i 657 Wisły, a najmniejsze w km 660, 661 i 662 Wisły (tab. 8.5).

Tabela 8.5. Charakterystyki wypełnienia profundalu zbiornika osadami dennym w profilach poprzecznych

Bieg Wisły /km/	Średnia głębokość początkowa /m/	Maksymalna miąższość /m/	Średnia miąższość /m/	Stosunek średniej głębokości początkowej do aktualnej w profilu
655	5,62	4,3	1,87	1,50
656	6,36	4,2	2,30	1,57
657	6,7	3,95	1,98	1,42
658	6,3	4,2	1,47	1,30
659,5	5,99	3,6	1,24	1,26
660	5,95	2,3	0,65	1,12
660,5	6,49	2,9	1,32	1,26
661	7,3	2,8	1,07	1,17
662	7,45	3,55	1,23	1,20



Ryc. 8.14. Akumulacja osadów dennych w Zbiorniku Włocławskim na odcinku od 655 do 662 km biegu Wisły. a – głębokość początkowa; b – miąższość osadów dennych; c – wypełnienia osadami dennymi w wybranych profilach poprzecznych

Fig. 8.14. Accumulation of bottom sediments in the Włocławski Reservoir at the section from 655 to 662 km of the Vistula course. a – initial depths; b – bottom sediments thickness; c – the filling of selected cross-sections with sediments

Duże miąższości oraz znaczny stopień wypełnienia osadami w trzech pierwszych profilach łączyć należy ze strefą gwałtownego załamania spadku zwierciadła wody, a co za tym idzie również zmniejszenia prędkości przepływu. Zróżnicowanie wypełnienia osadami analizowanego fragmentu zbiornika (ryc. 8.14) wskazuje, że ich największa akumulacja zachodziła w dawnych bocznych, pozanurtowych odnogach Wisły oraz w innych zagłębieniach na powierzchni równiny zalewowej. Mniej korzystne warunki do akumulacji panują w strefie nurtowej dawnego koryta Wisły, na tych jego odcinkach, gdzie jest ono najbardziej zwarte (km 662-659), oraz nad powierzchniami dawnych kęp i łąch wiślanych. W wielu takich miejscach stwierdzone zostały powierzchnie erozyjne (rozmywania) pozbawione osadów sedymentacji zbiornikowej. Przedstawione prawidłowości zróżnicowania miąższości osadów świadczą o dużym znaczeniu tranzytowego transportu zawiesiny w strefie dawnego koryta Wisły oraz korzystniejszych warunkach do sedymentacji w rozlewiskowej części limnicznego odcinka zbiornika. Skutkiem procesów redepozycyjnych jest natomiast wyrównywanie pierwotnej rzeźby dna zbiornika.

9. GEOGENICZNE I ANTROPOGENICZNE UWARUNKOWANIA KONCENTRACJI METALI CIĘŻKICH W OSADACH DENNYCH

Migracja metali śladowych w środowisku rzeczonym, jest silnie powiązana z przemieszczaniem się i właściwościami zawiesiny rzecznej (Nocoń i in. 2013). W wyniku procesów sorpcyjnych najbardziej mobilne jonowe formy metali łączą się z cząsteczkami zawiesiny, a wytrącenia i związki kompleksowe metali wchodzi bezpośrednio w jej skład (Jain, Sharma 2001). Unoszony w wodzie materiał z zawartymi w nim nierozpuszczalnymi formami metali śladowych osadza się w sprzyjających miejscach w obrębie koryt rzecznych oraz na powierzchni równiny zalewowej (Szwarczewski 1997; Ciszewski 1998; Magnuszewski 2001; Martin 2004; Barbusiński, Nocoń 2011). W związku z przetrwaniem lub znacznym ograniczeniem ciągłości transportu zawiesiny rzecznej, miejscem szczególnie dużego nagromadzenia pierwiastków śladowych są osady denne zbiorników zaporowych (m.in.: Avila-Pérez 1999; Rzętała 2008; Szarek-Gwiazda 2013; Sojka i in. 2013; Jagus i in. 2013; Baran i in. 2016).

Wielkość koncentracji metali śladowych w osadach wodnych wynika z ich naturalnej obecności w materiale skalnym budującym zlewnię oraz z dostawy z różnych źródeł antropogenicznych. Ich ostateczna zawartość w osadach dennych zależy także od właściwości fizycznych i składu mineralnego osadów, warunków transportu i sedymentacji materiału osadowego oraz właściwości fizyczno-chemicznych wody (Förstner 1982). Zasadnicze znaczenie mają w tym przypadku te właściwości osadów, które wpływają na wydajność procesów sorpcyjnych, tj. średnica ziarna materiału klastycznego, skład mineralny zawiesiny i osadów, zawartość materii organicznej i węglanów w materiale osadowym, koncentracja związków Al, Fe, Mn, P w osadach (Helios-Rybicka 1986; Foster, Charlesworth 1996; Kabata-Pendias, Pendias 1999; Brekhovskikh i in. 2001; Canavan i in. 2007).

Dominacja minerałów z grupy smektytu w próbkach osadów dennych Zbiornika Włocławskiego świadczy o dużych możliwościach wiązania kationów metali ciężkich przez minerały ilaste zawarte w osadach dennych. Badania eksperymentalne przeprowadzone przez Helios-Rybicką (1986) wykazały, że przy niskiej koncentracji Zn, Cd i Ni w wodzie, są one sorbowane przez minerały ilaste z grupy smektytu i illitu w 80-98%.

Wydajność sorpcyjna osadów dennych zależy nie tylko od składu i koncentracji substancji sorbujących, ale również od potencjału redox, odczynu, koncentracji tlenu rozpuszczonego w wodzie, zasolenia oraz temperatury wody, czyli czynników wpływających na mobilność metali śladowych w środowisku wodnym (Helios-Rybicka E. 1997).

Zbiornik Włocławski jest pierwszym odbiornikiem zanieczyszczeń transportowanych Wisłą z uprzemysłowionych regionów południowej i środkowej Polski. W związku z tym, że zawartość metali ciężkich w osadach czwartorzędowych, budujących dorzecze środkowej Wisły oraz bezpośrednio otoczenie zbiornika jest relatywnie mała, to głównym źródłem metali kumulowanych w osadach dennych zbiornika są zanieczyszczenia przemysłowe, komunalne oraz związane z produkcją rolniczą (nawozy fosforowe) (*Geochemical Atlas of Europe*, 2005). W przypadku zbiorników płytkich, takich jak Zbiornik Włocławski, zalegający na dnie materiał podlega okresowej resuspensji i redepozycji. Zmienne warunki hydrodynamiczne na granicy fazy osad-woda towarzyszą zmiany właściwości fizyczno-chemicznych środowiska wodnego, co umożliwia przechodzenie metali z osadu do wody i ponownie z wody do osadu (Dickinson i in. 1996).

Koncentrację metali ciężkich, w powierzchniowej (5 cm) warstwie osadów dennych Zbiornika Włocławskiego, określono w 48 próbkach osadów pobranych w strefie dawnego nurtu Wisły oraz w zalewowych częściach zbiornika. W wydzielonej frakcji osadu o średnicy $<0,063$ mm oznaczono zawartość: As (arsen), Ba (bar), Cd (kadm), Co (kobalt), Cr (chrom), Cu (miedź), Ni (nikiel), Pb (ołów), Sr (stront), V (wanad), Zn (cynk). Metale te zostały oznaczone ze względu na relatywnie duże koncentracje oraz toksyczny wpływ na organizmy. Szczególnie wysoki poziom potencjalnego zagrożenia dla środowiska mają: Cd, Cr, Cu, Pb, Zn. Średnim poziomem toksyczności charakteryzują się: V, Ni, Co. W próbkach osadu oznaczono również Al (jako Al_2O_3), Fe (jako Fe_2O_3) i Mn (jako MnO) ze względu na zaangażowanie tych substancji w procesy geochemiczne, w których uczestniczą też metale śladowe.

Średnia zawartość metali śladowych w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego zmniejszała się w kolejności od baru do kadmu ($Ba > Zn > Sr > Cr > Pb > Cu > V > Ni > As > Co > Cd$). Zróżnicowanie wielkości koncentracji analizowanych pierwiastków jest małe, o czym świadczą wartości współczynników zmienności wynoszące od 2,5 do 83,7% (tab. 9.1). Nieco większą zmiennością charakteryzowały się Cd, Cr, Sr, V, Zn, a skrajnie małą, zaledwie kilkuprocentową, bar i żelazo. Koncentracja analizowanych metali w zdecydowanej większości próbek była wyraźnie wyższa od regionalnego tła geochemicznego (RGB) – (tab. 9.1). Tak jak w wielu innych badaniach (m.in. Piotrowski 2004; Prosołowicz 2008; Cieślęwicz, Różański 2010) przyjęto, że wartości regionalnego tła geochemicznego wyraża najlepiej średnia koncentracja metali w osadach wodnych rzek i jezior w Polsce (Lis, Pasieczna 1995; Bojakowska, Sokołowska 1998). Biorąc pod uwagę zarówno wielkość koncentracji metali, która znacznie przewyższa wartości tła geochemicznego, jak również sekwencję, w jakiej one występują można przyjąć, że ich pochodzenie w osadach jest związane z dostawą antropogeniczną.

Tabela 9.1. Zawartość metali w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego

	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni
zakres [ppm]	9,9-23,2	424-470	bdl-12,3	9,5-20	29-330	32-55,8	8,4-33,5
średnia [ppm]	14,6	432,9	7,9	13	96,3	45,6	23,2
cv [%]	14,9	2,5	30,7	18,4	56,2	13,9	23,3
RGB [ppm]	<5	51	<0,5	2	5	6	5
	Pb	Sr	V	Zn	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
zakres [ppm]	35,9-68,8	21,9-132	1,8-140	158-650	6130-16400	4280-5480	60-203
średnia [ppm]	51,1	108,3	32,5	437	10833	4771	132
cv [%]	12,8	31,8	83,7	31,3	21,1	5,4	21,4
RGB [ppm]	10	<100	<10	48	-	-	-

cv – współczynnik zmienności, RGB – regionalne tło geochemiczne

Metale śladowe zawarte w osadach dennych wchodzą we wzajemne relacje. Charakter i siła powiązań występujących między nimi dostarcza pośrednich informacji na temat źródeł ich pochodzenia i dróg ich migracji (m.in. Håkanson, Jansson 1983; Windom i in. 1989; Szwarczewski 2000; Sutherland 2000; Yang i in. 2009) – (tab. 9.2). Wyniki analizy korelacji wskazują na silny związek Ni z Pb, nieco słabszy Ba z As i V oraz Cr z Ni i Pb. Przeciętną korelację stwierdzono między As a Co, Cr i V, między Zn a Cr, Cu, Ni i Pb, między Ba a Co i Cr oraz między Cr a V. Najslabiej skorelowane były Ba z Ni i Pb, V z Ni i Pb oraz As z Pb. Relacje między pozostałymi metalami okazały się nieistotne statystycznie, co jest szczególnie widoczne w przypadku powiązań Cd i Sr z innymi metalami lub też istotne statystycznie ale ujemne, tak jak w przypadku korelacji Co z Cu, Ni, Pb i Zn (tab. 9.2.). Ujemne korelacje między metalami świadczą o różnorodnych, ale przede wszystkim antropogenicznych źródłach dostawy tych metali do zbiornika wodnego.

Tabela 9.2. Macierz korelacji między koncentracjami metali ciężkich w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego

	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Sr	V	Zn
As											
Ba	0,74										
Cd	0,07	0,10									
Co	0,43	0,51	-0,15								
Cr	0,56	0,58	0,11	-0,18							
Cu	-0,22	-0,36	-0,05	-0,34	-0,10						
Ni	0,16	0,36	0,26	-0,43	0,74	-0,10					
Pb	0,34	0,39	0,29	-0,40	0,80	-0,12	0,92				
Sr	-0,12	-0,14	-0,06	-0,30	0,15	0,20	0,06	0,13			
V	0,61	0,77	0,05	0,30	0,60	-0,50	0,37	0,39	-0,02		
Zn	0,03	-0,05	0,16	-0,57	0,49	0,67	0,59	0,58	0,24	-0,09	

(pogrubione – istotne statystycznie współczynniki korelacji Pearsona $p < 0.05$; $n = 48$)

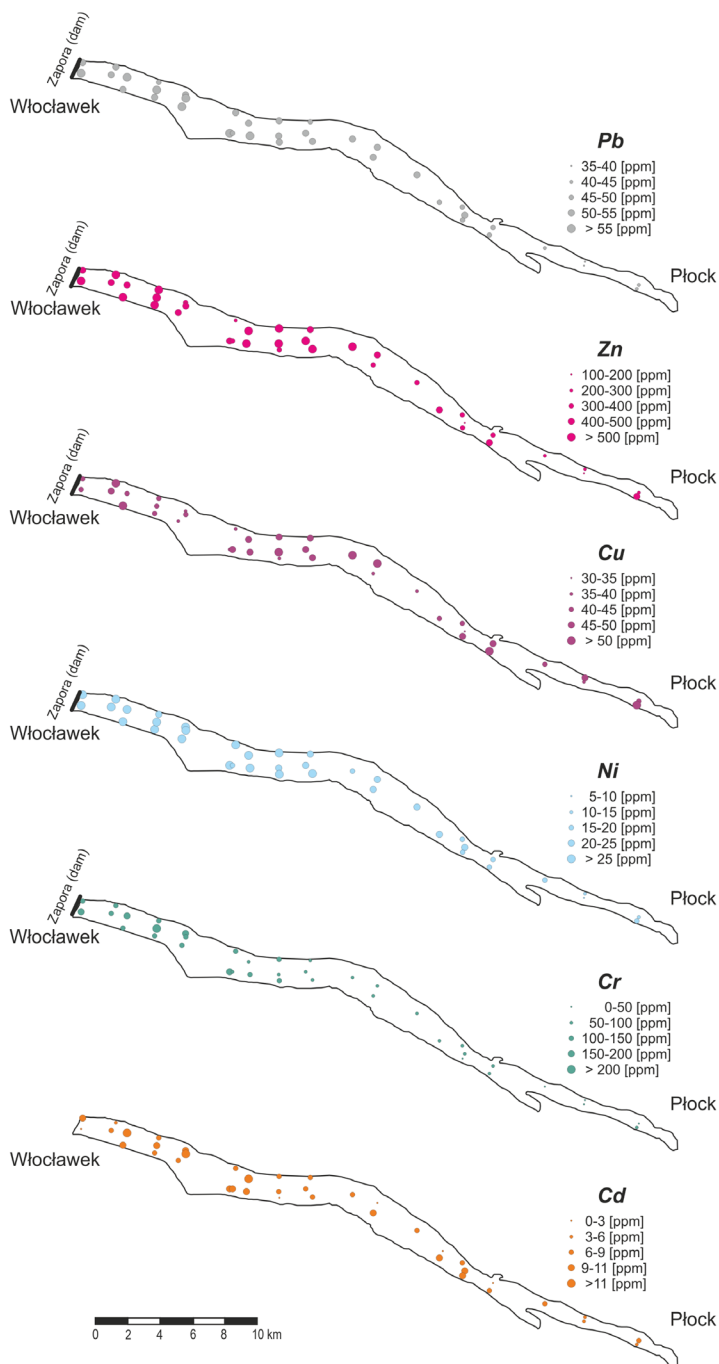
Współzależności między analizowanymi pierwiastkami wskazują na występowanie, co najmniej trzech zgrupowań metali. Pierwsze o najsilniejszych powiązaniach tworzą Pb, Ni i Cr. Silne relacje między nimi uwarunkowane są podobnymi źródłami dostawy, a duża siła powiązań świadczy o względnej bliskości tych źródeł. Są nimi najprawdopodobniej zanieczyszczenia komunikacyjne przedostające się do wód Wisły z sieci drogowej dużych aglomeracji (Warszawa, Płock) – (por. Dmochowski i in. 2008) oraz odcieki ze składowisk odpadów przemysłowych, np. takich jak duże składowisko odpadów Boruta w Zgierzu, które funkcjonowało w pobliżu koryta Bzury od początku XX wieku. Na występowanie podwyższonych koncentracji metali ciężkich w aluwiach Wisły w okolicach ujścia Bzury wskazywał również P. Szwarczewski (2002).

Drugą grupę metali, o wyraźnie już słabszych powiązaniach, tworzą bar i arsen oraz skorelowane z nimi kobalt, wanad i chrom. Należy zwrócić również uwagę na związki cynku z ołowiem, chromem, miedzią i niklem. Współzależności między tymi metalami związane są ze specyfiką budowy geologicznej śląsko-krakowskiej części zlewni Wisły, gdzie występującym złożom węgla kamiennego i rud cynkowo-ołowiowych towarzyszy anomalia geochemiczna cynku, ołowiu i kadmu (Lis, Pasieczna 1995, 2005). Zwiększonej koncentracji tych metali w środowisku sprzyjała i sprzyja oczywiście eksploatacja złóż oraz ich przemysłowy przerób. O znaczącym wpływie przemysłu na zanieczyszczenie gleb, szczególnie kadmem i arsenem, na obszarze Górnego Śląska, pisali m.in. Loska in. (2004). Duża odległość źródła dostawy od miejsca poboru próbek powoduje, że opisywane zależności charakteryzują się mniejszą siłą. O takim źródle pochodzenia wymienionych metali świadczy między innymi duża koncentracja baru w osadach zbiornika, którą z dużym prawdopodobieństwem należy wiązać z wodami pochodzącymi z odwodniania kopalń węgla kamiennego. Koncentracja kationów baru w wodach kopalń Górnego Śląska przekracza nawet tysiąc razy wartości uważane za dopuszczalne dla wód tego typu (Pluta, Pałys 1999). Przestrzenne zróżnicowanie i dywersyfikacja źródeł dostawy metali uwidacznia się w szczególności w odniesieniu do kadmu i strontu, które nie wykazują istotnych statystycznie powiązań z żadnym z pozostałych metali. Wysokie i podwyższone zawartości kadmu w osadach rzecznych Wisły były stwierdzane od ujścia Przemszy aż po Wyszogród, położony między Warszawą a Płockiem (Bojakowska 2003). Zanieczyszczenie osadów dennych Zbiornika Włocławskiego kadmem może być, zatem negatywnym skutkiem eksploatacji i przerobu rud cynkowo-ołowiowych, którym towarzyszy kadm (Bojakowska 2009), jak również skutkiem długotrwałego stosowania nawozów fosforowych, w których kadm jest ważnym składnikiem (Gorlach, Gambuś 1997). Relatywnie duża koncentracja strontu w osadach zbiornika i jego niezależność w stosunku do pozostałych metali może być spowodowana jego dostawą z Niecki Nidy i Wyżyny Lubelskiej, dla których to obszarów charakterystyczna jest naturalna anomalia Ca-Sr (Lis, Pasieczna 2001).

W większości przypadków w osadach zbiornikowych charakteryzujących się dużym udziałem frakcji ilastej dochodzi do znaczącej koncentracji metali śladowych (np. Rubio i in. 2000; Fukue i in. 2006). W Zbiorniku Włocławskim

stopień ich koncentracji tylko w niewielkim stopniu zależy od uziarnienia. Istotnie statystycznie, niezbyt silne korelacje dodatnie, stwierdzono między zawartością frakcji ilastej a koncentracją kadmu oraz między zawartością frakcji mułkowej i zawartością strontu (tab. 9.3). Mała siła związku koncentracji metali śladowych z uziarnieniem osadów, to najprawdopodobniej skutek ich dużego zanieczyszczenia metalami pochodzenia antropogenicznego, co prowadzi do zatarcia relacji między wielkością uziarnienia a koncentracją metalu w osadzie (Abraham 1998). Na osłabienie tej zależności w zbiorniku wrocławskim wpływa również względnie duża jednorodność osadów charakteryzujących się jednocześnie niewielką zawartością frakcji ilastej. Zdecydowanie silniejsze jest powiązanie zawartości Zn, Ni, Pb, Cr, Cu i Sr w osadach Zbiornika Wrocławskiego z występującą w nich materią organiczną (tab. 9.3). O silnych właściwościach sorpcyjnych materiału organicznego decyduje duża powierzchnia właściwa i wysoka pojemność kationowymienna kwasów humusowych (fulwowych i huminowych), które są jej składnikami. Ich możliwości sorpcyjne są nawet kilkadziesiąt razy większe niż minerałów ilastych (Dube i in. 2001). Na silne skorelowanie zawartości cynku i ołowiu z obecnością materii organicznej w osadach Zbiornika Wrocławskiego zwracali również uwagę Dojlido i Taboryska (1991). Adsorpcja materii organicznej na powierzchni cząstek mułkowo-ilastych oraz obecność wytrąceń tlenków (hydroksytlenków) żelaza i manganu zwiększa ich właściwości sorpcyjne (m.in. Hart 1982; Maher i in. 1999). Według Brekhovskikh i in. (2001) tlenki i hydroksytlenki żelaza oraz manganu są najważniejszymi substancjami wiążącymi rozpuszczalne formy metali obecnych w wodach Wołgi. Hydroksytlenki Mn charakteryzują się większymi możliwościami zastępstwa izomorficznego niż amorficzne tlenki Fe oraz wykazują większe możliwości osiągnięcia stałej równowagi względem metali ciężkich (Oakley i in. 1981). Tak jest też w przypadku osadów Zbiornika Wrocławskiego, gdzie statystycznie istotna zależność występuje między koncentracją tlenków manganu i koncentracją Pb, Ni, Zn i Cr (tab. 9.3). O dużych możliwościach sorpcyjnych uwodnionych tlenków manganu pisała również Kabata-Pendias (1980). Według tej autorki sorpcja metali zawartych w pyłach hutniczych układała się według następującej kolejności: Mn-tlenki > montmorillonit > kaolinit > Fe-tlenki > illit.

Analiza zależności korelacyjnych między sorbentami a metalami śladowymi wykazała, że w ich immobilizacji biorą udział również związki fosforu. Istotnie statystycznie zależności korelacyjne koncentracji metali od zawartości tlenków fosforu stwierdzone zostały w odniesieniu do Pb, Ni, Cr i Zn (tab. 9.3). Wzbogacenie osadów w metale ciężkie, w obecności związków fosforu to wynik zdolności fosforanów do strącania i tworzenia stabilnych form stałych (m.in. Cao i in 2004). Według Kumpiene i in. (2008) związki fosforu bardziej immobilizują w osadach ołów niż cynk i miedź, co uwidacznia się również w osadach Zbiornika Wrocławskiego. Zanieczyszczenie środowiska wieloma metalami śladowymi wpływa na zmniejszenie efektywności fosforu jako sorbenta ołowiu z powodu większej konkurencji między metalami o miejsca sorpcyjne (Cao i in 2004). Wpływ pozostałych sorbentów, tj. tlenków żelaza i glinu oraz węglanów, na wielkość koncentracji metali śladowych w osadach dennych Zbiornika Wrocławskiego okazał się statystycznie nieistotny (tab. 9.3).



Ryc. 9.1. Zróżnicowanie przestrzenne koncentracji wybranych metali ciężkich w osadach dennych

Fig. 9.1. Spatial variation of concentration of the selected heavy metals in the bottom sediments

Tabela 9.3. Współczynnik korelacji liniowej Pearsona między koncentracją metali ciężkich w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego a cechami litologicznymi i geochemicznymi osadów wpływającymi na ich właściwości sorpcyjne

	piasek	mułek	ił	mat. org.	Fe(O)	Mn(O)	Al ₂ O ₃	CaCO ₃	P ₂ O ₅
As	0,11	-0,12	0,00	-0,20	0,09	-0,12	0,28	-0,19	-0,10
Ba	-0,11	0,01	0,27	-0,13	0,12	-0,07	0,06	-0,29	0,13
Cd	-0,14	0,02	0,33	0,08	-0,18	-0,09	0,23	-0,20	0,04
Co	0,14	-0,15	0,00	-0,60	-0,02	-0,33	-0,03	0,03	-0,41
Cr	-0,26	0,20	0,19	0,48	0,23	0,35	0,04	-0,28	0,66
Cu	0,05	-0,09	0,10	0,40	0,03	0,07	-0,17	-0,40	0,10
Ni	-0,32	0,22	0,32	0,51	0,23	0,42	0,01	-0,28	0,73
Pb	-0,38	0,31	0,28	0,49	0,29	0,49	0,09	-0,16	0,76
Sr	-0,40	0,49	-0,17	0,36	0,19	0,25	0,07	0,13	0,18
V	-0,28	0,24	0,14	-0,09	-0,01	-0,11	0,09	0,00	0,02
Zn	-0,23	0,16	0,24	0,70	0,22	0,38	-0,11	-0,40	0,55

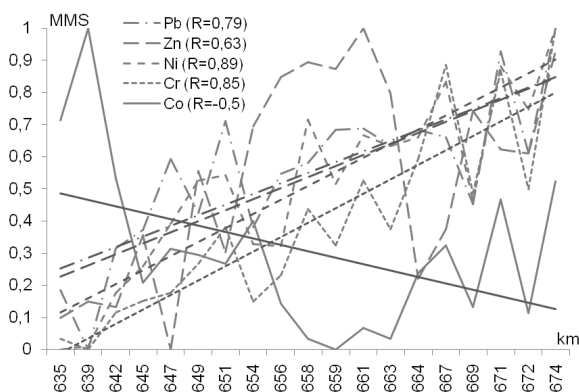
(pogrubione – współczynniki korelacji istotne statystycznie $p < 0.05$; $n = 48$)

W warunkach dominacji dostawy jednorodnej pod względem uziarnienia zawiesiny oraz małej zasadniczo kontrastowości osadów dennych, najważniejszym czynnikiem wpływającym na przestrzenne zróżnicowanie koncentracji metali ciężkich w osadach jest zawarta w nich materia organiczna. Jak wykazano wcześniej jej największe nagromadzenie występuje w osadach dolnej-limnicznej części zbiornika. Tam też stwierdzano największe koncentracje większości analizowanych metali (ryc. 9.1).

Silny związek koncentracji niektórych pierwiastków śladowych z zawartą w osadach materią organiczną potwierdza istotna statystycznie tendencja do wzrostu lub spadku ich koncentracji w profilu podłużnym zbiornika. W kierunku zapory wyraźnie wzrastają koncentracje Cr, Ni, Pb, w mniejszym stopniu Zn, maleją natomiast Co (ryc. 9.2).

Podane wyżej wartości koncentracji metali odnoszą się do ich całkowitej zawartości w osadzie. Poszczególne pierwiastki występują jednak w środowisku w różnych formach fizycznych i chemicznych – specjacjach. Każda z tych form ma inne właściwości biogeochemiczne i znaczenie toksykologiczne. Analiza specjacyjna metali zawartych w osadach Zbiornika Włocławskiego wykazała, że najbardziej mobilne formy jonowymienne (F1) stanowiły niewielki odsetek ogólnej zawartości metali w osadzie (ryc. 9.3a; tab. 9.4). Ich udział nie był wyższy niż 5%, z wyjątkiem zawartości ołowiu w jednej próbce, gdzie wynosił 13,6%. Największy udział form jonowymiennych stwierdzono w przypadku ołowiu 4,22%, a najmniejszą w przypadku cynku 0,09%. Do mobilnych, zaliczana jest również frakcja metali związanych z węglanami (F2). Jej udział, z wyjątkiem miedzi i niklu, był wyraźnie większy niż frakcji wymiennej i wynosił 17-28% (ryc. 9.3a). Na dużą rolę węglanów w inaktywacji kadmu i ołowiu, którą stwierdzono w przypadku osadów dennych Zbiornika Włocławskiego, wskazują również inni autorzy (Loska i in. 2003; Yang i in. 2009). Formy łatwo biodostępne (F1+F2) w przypadku kadmu cynku i ołowiu wynoszą średnio 30-20%, a w przypadku miedzi i niklu do około 3% całkowitej zawartości (ryc. 9.3b).

Badania specjacji ołowiu w osadach Zbiornika Włocławskiego prowadzili również Jancewicz i in. (2012). Określony przez cytowanych autorów udział najbardziej mobilnej frakcji ołowiu wynosił maksymalnie około 7%. Zastosowali oni jednak inny rodzaj analizy specjacyjnej, co utrudnia porównywanie wyników. Należy podkreślić, że mobilne formy metali, przy określonej zmianie warunków środowiskowych, mogą stosunkowo łatwo przechodzić z osadu do roztworu. Formy jonowymienne związane z cząsteczkami osadów poprzez adsorpcję fizyczną lub chemisorpcję przechodzą do roztworu, np. w wyniku zmiany zasolenia wody, a formy węglanowe w wyniku zmiany odczynu wody (Kabata-Pendias, Pendias 1999). Zawarty w osadach cynk i kadm uruchamia się w środowisku lekko kwaśnym (pH 6-6,5), a przy dalszym spadku odczynu rośnie mobilność kolejnych metali, która na poziomie pH = 4 układa się w szereg $Zn > Cd > Ni > As > Cu > Pb$ (Valérie i in. 2004).

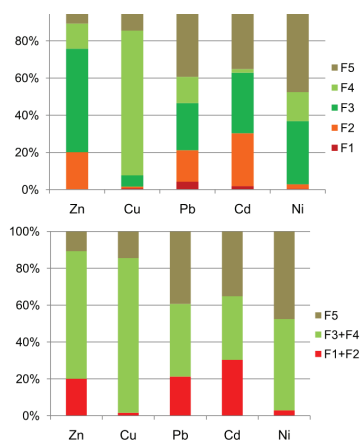


Ryc. 9.2. Trendy zmian koncentracji metali ciężkich w osadach dennych w profilu podłużnym zbiornika (MMS – standaryzowane wartości min-max, R – współczynnik korelacji liniowej)

Fig. 9.2. Trends of changes in the concentration of heavy metals in the bottom sediments in reservoir's longitudinal profile (MMS – min-max standardised value, R – linear correlation coefficient)

Duży, z wyjątkiem miedzi, jest udział metali związanych z tlenkami i wodorotlenkami manganu i żelaza. Ta frakcja (F3) w przypadku ołowiu, kadmu i niklu stanowi średnio 25-34% ogólnej zawartości metali w próbce, a w przypadku cynku nawet powyżej 50% (tab. 9.4). Frakcja czwarta (F4), siarczkowa oraz metali związanych z materią organiczną ma kluczowe znaczenie przede wszystkim przy wiązaniu miedzi. Ponad 70% miedzi obecnej w osadach występuje w tej właśnie frakcji. Najslabiej, bo tylko w około 2% związany z materią organiczną jest kadm. Udział frakcji czwartej w przypadku pozostałych metali wynosi średnio 14-15% (tab. 9.4). Metale związane z uwodnionymi tlenkami żelaza i manganu oraz z materią organiczną przechodzą do roztworu trudniej niż metale obecne we frakcjach jonowymiennej i węglanowej, dlatego mogą być one uznawane jedynie za potencjalnie biodostępne (Peng i in. 2009) (ryc. 9.3b).

Metale występujące w tych frakcjach mogą być uruchamiane, np. w warunkach beztlenowych, kiedy to rozpadają się ich połączenia z tlenkami lub wodorotlenkami Fe i Mn, a w przypadku metali związanych z materią organiczną podczas jej mineralizacji głównie w warunkach tlenowych (Głosińska i in. 2007; Peng i in. 2009).



Ryc. 9.3. Procentowa zawartość metali ciężkich we frakcjach chemicznych osadu. (a): F1 – jonowymiennej, F2 – węglanowej, F3 – tlenków i wodorotlenków Fe i Mn, F4 – organiczno-siarczkowej, F5 – rezydualna oraz udział procentowy frakcji; (b) biodostępnej – F1+F2, potencjalnie biodostępnej (F3+F4), biologicznie niedostępnej – F5

Fig. 9.3. Percentage of heavy metals in chemical fractions of the sediment. (a): F1 – exchangeable, F2 – carbonate, F3 – Fe and Mn oxides and hydroxides, F4 – organic matter/sulphide, F5 – residual and percentage of fraction; (b) bioavailable – F1 + F2, potentially bioavailable (F3 + F4), biologically unavailable – F5

Tabela 9.4. Zawartość metali ciężkich we frakcjach chemicznych w % zawartości całkowitej

Fracja	Zn	Cu	Pb	Cd	Ni
F1	$\frac{0,09}{0,05 - 0,12}$	$\frac{0,7}{0,3 - 1,7}$	$\frac{4,22}{0,6 - 13,6}$	$\frac{1,87}{0,6 - 3,4}$	$\frac{0,43}{0,1 - 2,1}$
F2	$\frac{19,98}{17,9 - 24,2}$	$\frac{0,9}{0,3 - 1,4}$	$\frac{16,98}{12,6 - 31,5}$	$\frac{28,43}{22,3 - 39,9}$	$\frac{2,43}{1,5 - 4}$
F3	$\frac{55,62}{47,3 - 61,2}$	$\frac{6,02}{2,9 - 12,6}$	$\frac{25,25}{15,5 - 33,8}$	$\frac{32,55}{22,3 - 39,9}$	$\frac{33,92}{22,8 - 53,3}$
F4	$\frac{13,53}{10,5 - 15}$	$\frac{77,87}{71,8 - 84,4}$	$\frac{14,15}{9,5 - 24,2}$	$\frac{1,97}{1,3 - 2,6}$	$\frac{15,6}{13,3 - 18,8}$
F5	$\frac{10,72}{8,1 - 13,6}$	$\frac{14,48}{8,1 - 19,2}$	$\frac{39,35}{2,1 - 55,1}$	$\frac{35,18}{2,3 - 51,8}$	$\frac{47,55}{32,7 - 62,2}$

licznik – średnia zawartość; mianownik – zakres zawartości w próbkach

Łatwiej lub trudniej dostępne biologicznie formy cynku i miedzi stanowią aż 85-89% ich całkowitej zawartości w osadach. Udział ten jest mniejszy w przypadku pozostałych metali, gdzie wynosi od 52% (nikiel) do 65% (kadm). Charakter specjacji analizowanych metali wskazuje na wysoką biodostępność cynku i miedzi. Jednak w związku z małą toksycznością tych metali ryzyko ekologiczne wynikające z stosunkowo dużej dostępności ich mobilnych form jest małe. Bardziej niebezpieczny dla organizmów kadm i ołów znajdują się w nieco więcej nieaktywnych biologicznie formach rezydualnych (F5), średnio 35-39% (tab. 9.4; ryc. 9.3). W kilku próbkach udział tej formy specjacji kadmu i ołowiu wynosił zaledwie kilka procent ich ogólnej zawartości, co oznacza że osady denne Zbiornika Włocławskiego mogą stanowić pod tym względem zagrożenie ekologiczne.

Wydatność procesów prowadzących do uwalniania metali ciężkich z osadów wzrasta znacząco kiedy podlegają one resuspensji (Eggleton, Thomas 2004; Atkinson i in. 2007; Cantwell i in. 2008; Kalnejais i in. 2007). Przyspiesza ona przede wszystkim zmiany specjacji metali zawartych w wodach porowych i w wodzie tuż ponad warstwą osadów (Simpson i in. 2002; Ciutat, Boudou 2003). Przeprowadzone badania wykazały, że osady Zbiornika Włocławskiego, w wyniku dużej aktywności procesów hydrodynamicznych, podlegają silnej resuspensji i redepozycji. Oznacza to, że procesy te mogą być istotnym czynnikiem wpływającym na charakter specjacji metali ciężkich w osadach Zbiornika Włocławskiego. Osady wprowadzone w zawiesinę, pozostające wcześniej w środowisku beztlenowym, podlegają przemianom chemicznym w nowych warunkach, których efektem jest transformacja zawartych w osadach metali śladowych do form bardziej toksycznych i biodostępnych (Morin, Morse 1999; Saulnier, Mucci 2000). Z drugiej strony rozpuszczalne formy metali ciężkich obecne w wodzie, mogą być intensywniej wiązane w procesach sorpcji z zawiesiną, której koncentracja wzrasta w czasie resuspensji osadów (Saulnier, Mucci 2000). Z tym drugim przypadkiem mamy najprawdopodobniej do czynienia w Zbiorniku Włocławskim, na co wskazuje większy udział metali związanych z frakcjami trzecią i czwartą. Bardziej intensywna remobilizacja metali, szczególnie tych występujących w formie siarczkowo-organiczej, zachodzi w przypadku, kiedy resuspensji podlega osad beztlenowy (Morse 1994). Duża aktywność hydrodynamiczna Zbiornika Włocławskiego powoduje, że jego osady są zazwyczaj dość dobrze natlenione. W osadach poddawanych wielokrotnej resuspensji zmniejsza się stopniowo udział metali obecnych w frakcji siarczkowo-organiczej. Frakcja ta przekształca się w mniej stabilną frakcję węglanową i wymienną. Potwierdzają to wyniki badań eksperymentalnych w odniesieniu do Zn i Cd (Zoumis i in. 2001) oraz Zn, Cu, Cd, Pb (Eggleton, Thomas 2004). Nie można wykluczyć, że procesy takie zachodzą również w Zbiorniku Włocławskim, o czym mógłby świadczyć znaczący, ponad 20% udział Cd, Pb i Zn obecnych we frakcji węglanowej i wymiennej w osadach Zbiornika Włocławskiego. Problem wpływu resuspensji na uwalnianie metali z osadów i zmiany ich specjacji wymaga przeprowadzenia w przyszłości szczegółowych badań.

Niezależnie od uwarunkowań naturalnych, istotny wpływ na wielkość koncentracji metali śladowych w osadach zbiornikowych ma dostawa ze źródeł antropogenicznych. Oceny antropogenicznego zanieczyszczenia osadów wodnych metalami śladowymi dokonywane są za pomocą różnego typu wskaźników i indeksów. Wyrażają one zazwyczaj względną zawartość metalu w odniesieniu do wartości tła geochemicznego. Mogą one mieć charakter indywidualny bądź kompleksowy. Do wskaźników indywidualnych należą m.in. indeks geoakumulacyjny (I_{geo}) (Müller 1969), współczynnik wzbogacenia (EF), (Salomons, Förstner 1984), współczynnik zanieczyszczenia (CF) – (Håkanson 1980) oraz wskaźnik zanieczyszczenia (PI). Wskaźniki kompleksowe pozwalają określić zanieczyszczenie osadu wszystkimi metalami oznaczonymi w próbce. Przykładem wskaźnika kompleksowego jest wskaźnik ładunku zanieczyszczeń (PLI) – (Tomlinson i in. 1980). Mogą nimi być również uśrednione lub zsumowane wartości niektórych wskaźników indywidualnych, np. CF lub PI (Gong i in. 2008).

Najczęściej wybieranym wskaźnikiem geochemicznym do oceny zanieczyszczenia osadów dennych metalami śladowymi jest indeks geoakumulacyjny (I_{geo}) i współczynnik wzbogacenia (EF).

$$I_{geo} = \log_2 \left(\frac{C_n}{1,5B_n} \right) I_{geo} \quad (23)$$

gdzie: C_n – koncentracja analizowanego metalu w próbce; B_n – tło geochemiczne analizowanego metalu.

$$EF = \frac{C_n / C_x}{B_n / B_x} \quad (24)$$

gdzie: C_n – koncentracja analizowanego metalu w próbce; C_x – koncentracja metalu referencyjnego (tutaj Al.) w próbce; B_n – tło geochemiczne analizowanego metalu; B_x – tło geochemiczne metalu referencyjnego (tutaj Al.).

Średnie wartości indeksu geoakumulacyjnego oraz określone na ich podstawie klasy jakości osadu wg 7-stopniowej klasyfikacji, zaproponowanej przez Müllera (1981) – (tab. 9.5), wskazują na znaczny stopień zanieczyszczenia osadów Zbiornika Włocławskiego metalami śladowymi (tab. 9.6). Na silne zanieczyszczenie osadów (klasa 4) wpływa przede wszystkim zawarty w nich kadm i chrom. Nieco mniejsze zanieczyszczenie (klasa 3) stwierdzono ze względu na obecność w osadach baru, kobaltu, miedzi i cynku, a umiarkowane (klasa 2) ze względu na obecność niklu i ołowiu. Nie stwierdzono zanieczyszczenia osadów arsenem i wanadem (klasa 1) oraz strontem (klasa 0).

Stopień wzbogacenia środowiska w określony metal, w stosunku do tła geochemicznego (EF) został oceniony według 7-stopniowej klasyfikacji Chen i in. (2007) (tab. 9.5). Uzyskane wyniki EF dla wartości regionalnego tła geochemicznego (RGB) wskazują na nieco lepszy stan jakości osadów w porównaniu z oceną dokonaną wg indeksu geoakumulacyjnego (tab. 9.6). Również w tym przypadku, metalami których pochodzenie łączy się w największym stopniu z dostawą antropogeniczną są chrom i kadm (klasa 3).

Tabela 9.5. Klasy zanieczyszczenia osadów na podstawie wartości I_{geo} i EF

Klasa	I_{geo}	Określenie jakości osadu
0	≤ 0	niezanieczyszczony
1	0 – 1	niezanieczyszczony – umiarkowanie zanieczyszczony
2	1 – 2	umiarkowanie zanieczyszczony
3	2 – 3	umiarkowanie – silnie zanieczyszczony
4	3 – 4	silnie zanieczyszczony
5	4 – 5	silnie – ekstremalnie zanieczyszczony
6	$5 <$	ekstremalnie zanieczyszczony
Klasa	EF	Jakość osadu
0	<1	Niezanieczyszczony
1	<3	nieznacznie zanieczyszczony
2	3 – 5	umiarkowanie zanieczyszczony
3	5 – 10	średnio silnie zanieczyszczony
4	10 – 25	silnie zanieczyszczony
5	25 – 50	bardzo silnie zanieczyszczony
6	>50	ekstremalnie zanieczyszczony

Tabela 9.6. Wartości wskaźników geochemicznych i klasy zanieczyszczenia osadów dennych Zbiornika Włocławskiego metalami ciężkimi

Pierwiastek	Indeks geoakumulacyjny (I_{geo})	Klasy czystości wg (I_{geo})	Wskaźnik wzbogacenia (EF_{Al})	Klasy czystości wg (EF_{Al})
As	0,95	1	1,13	1
Ba	2,5	3	3,32	2
Cd	3,29	4	5,72	3
Co	2,1	3	2,58	1
Cr	3,46	4	7,53	3
Cu	2,32	3	2,97	1
Ni	1,6	2	1,82	1
Pb	1,76	2	1,99	1
Zn	2,52	3	3,56	2
Sr	-0,64	0	0,41	0
V	0,64	1	1,26	1

Sumaryczną ocenę zanieczyszczenia osadów wszystkimi analizowanymi metalami przedstawiono za pomocą wskaźnika ładunku zanieczyszczeń (PLI), (Tomlinson i in. 1980).

$$PLI = \sqrt[n]{Cf_1 \times Cf_2 \times Cf_3 \times \dots \times Cf_n} \quad (25)$$

gdzie: n – liczba analizowanych pierwiastków; Cf – współczynnik zanieczyszczenia

obliczony wg wzoru (4).

$$Cf = \frac{C_n}{B_n} \quad (26)$$

Wartości wskaźnika PLI, większe od 1, wskazują na zanieczyszczenie środowiska metalami śladowymi. W analizowanych próbkach wynosiły one od 3,9 do 8,7, średnio 5,5. Na końcowy wynik wskaźnika PLI wpłynęły przede wszystkim wysokie wartości Cf, charakteryzujące zanieczyszczenie osadów kadmem i chromem.

Ekologiczne skutki zanieczyszczenia środowiska wodnego metalami śladowymi są bardzo zróżnicowane. Obecność niektórych metali, np.: miedzi, żelaza, cynku manganu jest niezbędna dla prawidłowego rozwoju roślin i zwierząt. Jednak nadmierna ich akumulacja w osadach dennych może powodować zakłócenia funkcjonowania ekosystemów wodnych. Zawarte w osadach kadm, ołów, arsen czy rtęć nie mają praktycznie żadnego znaczenia biologicznego, a występując w dużych stężeniach mają toksyczny wpływ na organizmy. Toksyczność metali śladowych względem organizmów wodnych zależy od wielu czynników, w tym między innymi od właściwości fizyczno-chemicznych wody i osadów, stężenia i dostępność metalu dla organizmów, składu gatunkowego i kondycji organizmów żywych.

Wskaźniki geochemiczne stosowane w ocenach zanieczyszczenia metalami śladowymi osadów dennych nie uwzględniają niestety jego ekologicznych i toksykologicznych skutków. W ograniczonym zakresie, ocenę takich skutków umożliwia między innymi wskaźnik potencjalnego ryzyka ekologicznego zaproponowany przez Håkansona (1980). Konstrukcja wskaźnika opiera się na założeniu, że wrażliwość ekosystemu wodnego zależy od stopnia jego produktywności. Wskaźnik potencjalnego ryzyka ekologicznego (RI) jest sumą toksycznego oddziaływania poszczególnych metali (Er) na organizmy wodne, i w tym sensie ma on charakter wskaźnika kompleksowego. Zastosowany pierwotnie przez Håkansona (1980) uwzględniał oddziaływanie na ekosystem wodny ośmiu najbardziej toksycznych substancji zawartych w osadach dennych, tj.: PCB, Hg, Cd, As, Pb, Cu, Cr, i Zn. Później był on wielokrotnie modyfikowany przez różnych autorów. Zmiany polegały przede wszystkim na uwzględnieniu mniejszej liczby substancji toksycznych oddziałujących na ekosystem lub też na zastosowaniu innego ich zestawu. Pociąga to za sobą konieczność modyfikacji kryteriów, na podstawie których określone zostały klasy oddziaływania tych substancji na ekosystem (tab. 9.7). Ocenę zagrożenia ekologicznego ze strony metali zawartych w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego przeprowadzono w odniesieniu do: As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn. W tym celu zostały obliczone: ekologiczny czynnik ryzyka (Er) dla poszczególnych metali oraz wskaźnik potencjalnego ryzyka ekologicznego (RI) będącego sumą oddziaływania wszystkich metali.

$$Er^i = Tr^i \times Cf^i \quad (27)$$

$$RI = \sum_{i=1}^7 Er^i \quad (28)$$

gdzie: Tr^i – indeks toksyczności charakterystyczny dla określonego metalu, który dla As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn wynosi odpowiednio 10, 30, 2, 5, 5, 5 i 1; Cf^i – współczynnik zanieczyszczenia obliczany wg wzoru (4).

Tabela 9.7. Klasyfikacja potencjalnego ryzyka ekologicznego dla zanieczyszczeń metalami ciężkimi według Håkansona (1980), zmodyfikowane

Klasa – Er	Zakres wartości Er	Stopień ryzyka ekologicznego pojedynczego metalu
1	$Er < 30$	Małe ryzyko
2	$30 \leq Er < 60$	Średnie ryzyko
3	$60 \leq Er < 120$	Znaczne ryzyko
4	$120 \leq Er < 240$	Duże ryzyko
5	$240 \leq Er$	Bardzo duże ryzyko
Klasa – RI	Zakres wartości RI	Stopień kompleksowego ryzyka ekologicznego
1	$RI < 65$	Małe ryzyko
2	$65 \leq RI < 130$	Średnie ryzyko
3	$130 \leq RI < 260$	Znaczne ryzyko
4	$260 \leq RI$	Bardzo duże ryzyko

Tabela 9.8. Wartości czynnika ryzyka ekologicznego (Er), wskaźnika potencjalnego ryzyka ekologicznego (RI) oraz klas ryzyka ekologicznego dla metali ciężkich w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego

	Er							RI
	As	Cd	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
zakres	19,9-46,4	48-738	11,6-132	26,7-46,5	8,4-33,5	17,9-34,4	3,3-13,5	209,6-901,9
odchyl. std.	4,3	170,3	21,6	5,3	5,4	3,3	2,8	180,1
średnia	29,2	449,9	39,1	37,8	23,4	25,6	9,1	613,2
klasa Er(RI)	1	5	2	2	2	2	1	4

Przedstawione w tabeli 9.8 wartości wskaźnika potencjalnego ryzyka ekologicznego (RI) potwierdzają zły stan jakości osadów dennych w Zbiorniku Włocławskim. Jego średnie wartości odpowiadają 4 klasie, co oznacza, że zanieczyszczenie osadów metalami ciężkimi może stanowić bardzo duże zagrożenie dla funkcjonowania ekosystemu. Zaledwie w dwóch próbkach stan osadów został oceniony na 3 klasę, co i tak jest stanem znacznego ryzyka ekologicznego. Należy jednak wyraźnie zaznaczyć, że z ekologicznego punktu widzenia zły stan osadów wynika przede wszystkim z dużej zawartość kadmu. Wartości Er wyliczone dla tego metalu odpowiadają piątemu, czyli bardzo dużemu stopniowi ryzyka ekologicznego. W przypadku pozostałych analizowanych metali wartości czynnika ryzyka (Er) nie przekraczają zakresów odpowiadających stanom małego i średniego ryzyka ekologicznego (tab. 9.8).

W Polsce brak aktualnie unormowań prawnych oceny zanieczyszczenia osadów dennych metalami ciężkimi. Na potrzeby Państwowego Monitoringu Środowiska w Państwowym Instytucie Geologicznym opracowana została czterostopniowa klasyfikacja o charakterze geochemicznym (Bojakowska, Sokołowska 1998; Bojakowska 2001).

Tabela 9.9. Klasyfikacja jakości osadów dennych w zbiorniku wrocławskim na podstawie kryteriów geochemicznych*

metal	Klasa I osady niezanieczyszczone		Klasa II osady miernie zanieczyszczone		Klasa III osady zanieczyszczone		Klasa IV osady silnie zanieczyszczone		Klasa dla zawartości średniej
	DCd	udział	DCd	udział	DCd	udział	DCd	udział	
As	<10	3	30	97	50	0	>50	0	II
Ba	<100	0	500	100	1000	0	>1000	0	II
Cd	<1	10	3,5	3	6	8	>6	79	IV
Co	<10	8	20	92	50	0	>50	0	II
Cr	<50	13	100	42	400	45	>400	0	II
Cu	<40	24	100	76	200	0	>200	0	II
Ni	<16	8	40	92	50	0	>50	0	II
Pb	<30	0	100	100	200	0	>200	0	II
V	<30	55	50	21	100	21	>100	3	II
Zn	<200	5	500	61	1000	34	>1000	0	II

* dopuszczalna koncentracja (DCd) zawartości w ppm wg: Bojakowska i Sokołowska (1998), Bojakowska (2001), udział próbek w klasie w %

Zgodnie z klasyfikacją geochemiczną opracowaną w PIG osady Zbiornika Wrocławskiego wykazują silne zanieczyszczenie kadmem (klasa IV) oraz mierne zanieczyszczenie (klasa II) pozostałymi analizowanymi pierwiastkami (tab. 9.9). Niektóre metale (Cd, Cr, V, Zn) wykazują dość duże zróżnicowanie jeżeli chodzi o przynależność do poszczególnych klas zanieczyszczenia.

10. PODSUMOWANIE

Funkcjonowanie zapór i związanych z nimi zbiorników zaporowych należy do tych przejawów działalności człowieka, które wywierają duży wpływ na środowisko przyrodnicze. Problem oceny skutków oddziaływania zbiorników zaporowych na ekosystem rzeczny jest przedmiotem żywej dyskusji prowadzonej wśród hydrotechników i przyrodników. Najbardziej spektakularnym skutkiem funkcjonowania tych obiektów jest przerwanie ciągłości, tzw. kontinuum rzecznoego, co wpływa nie tylko na zmiany abiotycznych i biotycznych komponentów geosystemu doliny rzecznej, ale również na jego ewolucję. Zakres i skala przekształceń środowiska zależy od położenia zbiornika w dorzeczu, jego wielkości, przeznaczenia i sposobu eksploatacji, a także cech samego środowiska i dynamiki zachodzących w nim procesów naturalnych. Należy podkreślić, że silne powiązanie procesów zachodzących w zbiornikach zaporowych z charakterem środowiska ich zlewni, cechami ustroju hydrologicznego rzeki oraz cechami i funkcjami samego zbiornika powoduje, że przedstawione powyżej skutki i mechanizmy funkcjonowania Zbiornika Włocławskiego mają bardzo indywidualny charakter.

Kompleksowe oddziaływanie zbiorników zaporowych na geosystem doliny rzecznej powoduje duże przekształcenie jego abiotycznych i biotycznych komponentów nie tylko w samym korycie rzeczonym, ale również w przylegających do niego obszarach doliny. Inne są skutki spiętrzenia powyżej i poniżej zapory. Stopniowa zmiana warunków w profilu podłużnym zbiornika zaporowego, z typowo rzecznych w coraz bardziej jeziorne, wpływa na zróżnicowanie cech środowiska w samym zbiorniku. Względnie duże w początkowym okresie funkcjonowania zbiornika tempo zmian oraz destabilizacja wielu procesów zachodzących w geosystemie z upływem czasu zmniejsza się, a system osiąga nawet stan względnej równowagi. W przypadku Zbiornika Włocławskiego takim przebiegiem charakteryzowały się między innymi procesy kształtujące jego strefę brzegową (Banach 1994). Wpływ czasu funkcjonowania zbiornika widoczny był również w przebiegu zmacenia wody oraz skali transformacji niektórych parametrów jakości wody.

Przyjmuje się, że najbardziej neutralne dla środowiska rzecznoego są reolimniczne zbiorniki typu korytowego lub dolinnoego o przepływowym reżimie eksploatacji hydroelektrowni. Charakteryzują się one szybką wymianą wody i niewielkimi wahaniami jej stanów, a zachodzące w nich procesy mają zasadniczo charakter fluwialny. Taki typ akwenu reprezentuje w dużym stopniu również Zbiornik Włocławski. Wyniki badań dotyczące jego wpływu na transformację reżimu przepływów, zmienności stanów wody oraz przebiegu transportu rumowiska klastycznego i substancji rozpuszczonych w wodzie wykazały, że

w niektórych przypadkach jego oddziaływanie na funkcjonowanie geoko-systemu doliny rzecznej może być znaczące.

Z ekologicznego punktu widzenia powstanie każdego zbiornika zaporowego, w tym również Włocławskiego, powoduje przekształcenie bogatszego, bardziej zróżnicowanego ekosystemu rzecznej, w uboższy bardziej jednorodny ekosystem o cechach jeziornych. Zmiany te wyrażają się zmniejszeniem różnorodności biologicznej na poziomie gatunkowym, biocenotycznym i krajobrazowym. Powstanie zbiornika zaporowego ogranicza możliwości rozwoju typowych dla dolin rzecznych gatunków oraz przerywa naturalne ciągi migracji zwierząt (Petts 1984; Martinez i in. 1994; Lienesch i in. 2000; McAllister i in. 2000).

Najważniejszą przyczyną inicjującą przekształcenia w środowisku dolin rzecznych zabudowanych zbiornikami zaporowymi jest zmiana reżimu hydrologicznego rzeki. W jej wyniku dochodzi do większej bądź mniejszej modyfikacji przebiegu procesów hydrogeomorfologicznych, hydrochemicznych oraz biologicznych w zasięgu oddziaływania spiętrzenia.

Ze względu na swoje położenie w obrębie łozyska rzeki, parametry morfometryczne i funkcje, w porównaniu z innym obiektami o podobnej wielkości, Zbiornik Włocławski wpływa w małym stopniu na transformację reżimu hydrologicznego dolnej Wisły. W związku z niewielkimi możliwościami retencyjnymi i podszczytowym reżimem pracy hydroelektrowni funkcjonowanie stopnia wodnego „Włocławek” miało niewielki wpływ na przekształcenie średnich przepływów miesięcznych. Wpływ ten był natomiast widoczny w przypadku przebiegu średnich przepływów dobowych. Spiętrzenie wody Wisły spowodowało pogłębienie niżówek poniżej zapory i niewielkie zmniejszenie wielkości przepływów wezbraniowych. Sposób funkcjonowania zapory wpłynął w istotnym stopniu na wzrost dynamiki i zmienności przepływów Wisły. Zmiany te wyrażają się wzrostem liczby i skróceniem czasu trwania faz przepływów wezbraniowych i niżówkowych. Zmiana sposobu eksploatacji hydroelektrowni na przepływowo spowodowała zmniejszenie zakresu częstości i szybkości zmian przepływu, co upodobiło reżimy przepływów Wisły poniżej i powyżej zbiornika.

Warunki eksploatacji stopnia wodnego wpływają na małą roczną amplitudę stanów wody i niewielką ich zmienność dobową, co upodabnia reżim stanów wody w zbiorniku do wahań typu jeziornego. Niewielka pojemność zbiornika w stosunku do wielkości dopływu powoduje, że charakteryzuje się on bardzo krótkim czasem poziomej wymiany wody. Jego teoretyczne tempo wynosiło średnio 5 dni. W miesiącach letnich było najczęściej dłuższe, co wpływało niekorzystnie na jakość wody.

Zmniejszenie spadku zwierciadła wody, na spiętrzonej zaporą odcinku Wisły zaznaczyło się redukcją prędkości jej przepływu przez zbiornik. W efekcie jego dolna część przekształciła się w środowisko o cechach jeziornych. Widocznym tego przejawem jest odmienny, w porównaniu z rzeką i górną częścią zbiornika, charakter dynamiki wód. W górnym odcinku zbiornika kształtowana jest ona przez prąd przepływowy Wisły. W dolnym odcinku jego znaczenie maleje na korzyść falowania i cyrkulacji wiatrowej. Niezależna od

przepływu Wisły cyrkulacja prądowa w limnicznej części zbiornika formuje się w warunkach przepływów mniejszych od średnich. W czasie przepływów niżówkowych prędkości prądów wody generowanych przez wiatr, w limnicznej części zbiornika, mogą być większe od prędkości prądu przepływowego Wisły. Przy wietrze wiejącym w osi zbiornika z kierunku zachodniego możliwe jest połączenie się prądu przepływowego z kompensacyjnym, co skutkuje wzrostem prędkości przepływu wody w strefie dawnego nurtu Wisły w kierunku zapory.

Zróżnicowanie warunków hydrologicznych wzdłuż osi zbiornika oraz duża dynamika mas wodnych wynikająca z oddziaływania wiatru na powierzchnię wody jest głównym czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wody, koncentracji i cech transportowanej zawiesiny oraz zróżnicowanie właściwości osadów dennych w zbiorniku.

W związku z szybką wymianą wody stopień transformacji właściwości fizyczno-chemicznych wód Wisły w Zbiorniku Włocławskim jest relatywnie mały. Niewielkie zmiany struktury składu chemicznego i nieco inny przebieg procesów hydrochemicznych upoważniają jednak do wyznaczenia dwóch różnych pod względem hydrochemicznym odcinków: reolimnicznego i limnicznego. Odcinek reolimniczny rozciąga się w zależności od wielkości przepływu Wisły do 650-655 km biegu rzeki. Właściwości fizyczno-chemiczne wody, z wyjątkiem mniejszej koncentracji zawiesiny, są tutaj bardzo podobne do właściwości wód Wisły zasilającej zbiornik. W odcinku limnicznym, rozciągającym się do zapory, zmniejsza się koncentracja zanieczyszczeń organicznych i zawiesiny. Wzrastają stężenia związków azotu, a w niektórych latach również fosforu, ogólne zasolenie i stężenia chlorków. Okresowo pogarszają się również warunki tlenowe. Zakumulowane w osadach dennych zasoby fosforu i azotu są obecnie wtórnym źródłem zanieczyszczenia wód zbiornika substancjami biogennymi. Uwalnianiu związków azotu i fosforu z osadów sprzyja duża dynamika wody, w wyniku której osady denne poddawane są resuspensji i redepozycji. Zjawisko to będzie niewątpliwie narastać w miarę wypływania się zbiornika. Wpływ prądu przepływowego Wisły na przestrzenne zróżnicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wody widoczny jest tylko w strefie rzecznej i przejściowej zbiornika. W części limnicznej jego oddziaływanie zaznacza się tylko w okresach charakteryzujących się przepływami wezbraniowymi.

Funkcjonowanie Zbiornika Włocławskiego wpłynęło w dużym stopniu na warunki transportu zawiesiny. Zbiornik odpowiada nie tylko za zmniejszenie jej średniej koncentracji o kilkadziesiąt procent, ale również za jej właściwości. Inny był również przebieg koncentracji zawiesiny ogólnej w limnicznej części Zbiornika Włocławskiego w porównaniu z odcinkiem górnym i rzeką. W dolnej części zbiornika stwierdzono dwie charakterystyczne fazy w przebiegu zmaczenia. W pierwszej, trwającej przez pierwsze 15 lat funkcjonowania zbiornika, koncentracja zawiesiny była tutaj wyższa, w porównaniu z górnym odcinkiem, a w fazie drugiej zdecydowanie niższa. Przyczyną wysokich koncentracji zawiesiny w limnicznej części zbiornika w pierwszym okresie jego funkcjonowania była najprawdopodobniej zwiększona dostawa z brzegów zbiornika. Okres wysokich koncentracji zawiesiny koreluje z aktywnością

procesów modelujących brzegi zbiornika (abrazja, ruchy masowe). Wielkość koncentracji zawiesiny w zbiorniku jest słabo skorelowana z przepływem wody, co świadczy o złożonym, w dużym stopniu, niezależnym od przepływu sposobie i źródłach dostawy zawiesiny do zbiornika. Transportowana zawiesina składa się przede wszystkim z cząstek mineralnych. Tworzy ją głównie frakcja mułkowa (ok. 71%) i piaszczysta (ok. 23%). Charakterystyczny jest wzrost udziału zawiesiny organicznej w stanowiskach położonych bliżej zapory i w częściach pozanurtowych zbiornika. Cechy uziarnienia zawiesiny i osadów dennych wskazują, że erozja dna zbiornika jest ważnym źródłem jej dostawy w limnicznym odcinku zbiornika.

Przestrzenne zróżnicowanie właściwości osadów dennych w profundalu zbiornika odzwierciedla w ogólnych zarysach jego podział na strefę sedymentacji materiału piaszczysto-mułkowego w górnej deltowej części oraz mułkowego w profundalu dolnej części zbiornika. Duża dynamika wody w zbiorniku powoduje, że zakumulowane w płytszych partiach profundalu osady mułkowe podlegają resuspensji. Miejsca niezakłóconej akumulacji osadów w zbiorniku ograniczone są do niewielkich izolowanych powierzchni uwarunkowanych morfologią rzeźby jego dna. W efekcie zróżnicowanie litologiczne osadów w mniejszym stopniu odzwierciedla wpływ spadku prędkości przepływu wody w kierunku zapory, a w większym zróżnicowanie morfometryczne zbiornika.

Mułkowo-ilaste osady są miejscem kumulacji różnego rodzaju niebezpiecznych dla funkcjonowania geosystemu zbiornika substancji, w tym również metali ciężkich. Ich koncentracja w osadach jest wyraźnie wyższa od regionalnego tła geochemicznego. Szczególnie niebezpieczne dla funkcjonowania zbiornika są wysokie wartości koncentracji kadmu. Wyniki analizy specjacyjnej pokazują jednak, że duża część najbardziej niebezpiecznych dla środowiska metali występuje we frakcjach rezydualnych, albo trudno dostępnych biologicznie. Mimo niewielkiego udziału materii organicznej w osadach zbiornika jej zawartość jest głównym czynnikiem różnicującym przestrzenne zróżnicowanie koncentracji metali ciężkich w osadach Zbiornika Włocławskiego. Na względnie małą, w stosunku do potencjalnych źródeł dostawy metali ciężkich do koryta dużej rzeki, zawartość metali w osadach dennych wpływa najprawdopodobniej niewielki udział substancji o właściwościach sorpcyjnych, tj. frakcji ilastej oraz materii organicznej, w zawieszynie i osadach dennych.

Przedstawione uwarunkowania funkcjonowania geosystemu Zbiornika Włocławskiego potwierdzają tezę o zróżnicowanym i niejednoznacznym oddziaływaniu inwestycji tego typu na środowisko. Dlatego oceny wpływu na środowisko istniejących już obiektów wymagają uwzględnienia specyfiki uwarunkowań przyrodniczych, w jakich one funkcjonują.

LITERATURA

- Abraham J., 1998, *Spatial distribution of major and trace elements in shallow reservoir sediments: an example from Lake Waco, Texas*, Environmental Geology, 36, 3-4, s. 349-363.
- Achrem E., Gierszewski P., 2007, *Zbiornik Włocławski*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Inspekcja Ochrony Środowiska, Bydgoszcz.
- Afshar A., Kazemi H., Saadatpour M., 2011, *Particle Swarm Optimization for Automatic Calibration of Large Scale Water Quality Model (CE-QUAL-W2): Application to Karkheh Reservoir, Iran*, Water Resources Management, 25, 110, s. 2613-2632.
- Ahearn D.S., Sheibly R.W., Dahlgren R.A., 2005, *Effects of river regulation on water quality in the lower Mekolumne River, California*, River Research and Applications, 21, s. 651-670.
- Aleksiński K., 1955, *Ruch rumowiska a zamulanie zbiornika*, [w:] *Projekt stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku*, CBSiPBW „Hydroprojekt”, Włocławek.
- An K.G., Jones J.R., 2000, *Temporal and spatial patterns in ionic salinity and suspended solids in a reservoir influenced by the Asian Monsoon*, Hydrobiologia, 436, s. 179-189.
- Araujo M., Costa M.F., Aureliano J.T., Silva M.A., 2008, *Mathematical modelling of hydrodynamics and water quality in a tropical reservoir, Northeast Brazil*, Brazilian Journal Aquatic Science and Technology, 12, s. 19-30.
- Armengol J., Caputo L., Comerma M., Feijó C., García J.C., Marcé R., Navarro E., Ordoñez J., 2003, *Sau reservoir's light climate: relationships between Secchi depth and light extinction coefficient*, Limnetica, 22(1), s. 195-210.
- Artola C.G., Pareja B.L., Garcia P.G., 1995, *Impact on hydrology and nutrient movements of developments in river basins draining into reservoirs*, Water Research, 29, 2, s. 601-609.
- Asselman N.E.M., 1999, *Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine*, Hydrological Processes, 13, s. 1437-1450.
- Asselman N.E.M., 2000, *Fitting and interpretation of sediment rating curves*, Journal of Hydrology, 234, 3-4, s. 228-248.
- Atkinson C.A., Jolley D.F., Simpson S.L., 2007, *Effect of overlying water pH, dissolved oxygen, salinity and sediment disturbances on metal release and sequestration from metal contaminated marine sediments*, Chemosphere, 69, s. 1428-1437.
- Attey J.W., Liebert D.R., 1984, *Clean Water, Dirty Dams: Oxygen Depletion and the Clean Water Act*, Ecology Law Quarterly, 11, 4, 703-729.
- Avakian A.B., 1998, *Problematyka zaporowych zbiorników wodnych*, Przegląd Geograficzny, 70, 1-2, s. 11-26.
- Avakân A.B., Kočarân A.G., Majranovskij F.G., 1994, *Vliânie vodohraniliš na transformaciû himičeskogo stoka rek*, Vodnye Resursy, 21, 2, s. 144-153.
- Avakân A.B., Saltankin V.P., Šarapov V.A., 1987, *Vodohraniliša*, Mysl', Moskva.
- Avila-Pérez P., Balcázar M., Zarazúa-Ortega G., Barceló-Quintal I., Díaz-Delgado C., 1999, *Heavy metal concentrations in water and bottom sediments of a Mexican reservoir*, The Science of the Total Environment, 234, s. 185-196.
- Babel, M.S., Nguyen Dinh C., Mullick M.R.A., Nanduri U.V., 2012, *Operation of a hydro-power system considering environmental flow requirements: a case study in La Nga river basin, Vietnam*, Journal of Hydro-Environment Research, 6, 1, s. 63-73.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 157.
- Babiński Z., 1994, *Transport rumowiska unoszonego i wlezonego dolnej Wisły w okresie eksploatacji stopnia wodnego Włocławek*, Przegląd Geograficzny, 67, 3-4, s. 285-308.
- Babiński Z., 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, IGiPZ PAN, Toruń.

- Babiński Z., 2002, *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek”*, Wyd. Akademii Bydgoskiej, Bydgoszcz.
- Babiński Z., Grześ M., 1995, *Monografia hydrologiczna zbiornika Stopnia Wodnego Włocławek*, Zeszyty IGiPZ PAN, 30.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Objętość materii w systemach rzeczno-jeziornych*, UW, WGiSR, Warszawa.
- Banach M., 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 124.
- Banach M., 1985, *Osady denne – wskaźnik hydrodynamiki zbiornika włocławskiego*, Przegląd Geograficzny, 57, 4, s. 487-497.
- Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegląd Geograficzny, 60, 3, s. 267-299.
- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej Zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 161.
- Banach M., 1998, *Dynamika brzegów dolnej Wisły*, Dokumentacja Geograficzna, 9.
- Bao Y., Gao P., He X., 2015, *The water-level fluctuation zone of Three Gorges Reservoir – A unique geomorphological unit*, Earth-Science Reviews, 150, s. 14-24.
- Baran A., Tarnawski M., Koniarz T., 2016, *Spatial distribution of trace elements and ecotoxicity of bottom sediments in Rybnik reservoir, Silesian-Poland*, Environmental Science and Pollution Research, 23, 17, s. 17255-17268.
- Baraniecki J., Racinowski R., 1989, *Wykorzystanie parametrów uziarnienia rumowiska z dolnej części spływu strefy potoku przyboju do określania tendencji rozwojowych brzegu morskiego wyspy Wolin*, Brzeg Morski 1, Zeszyt prac zebranych, Studia i Materiały Oceanologiczne, Ossolineum, 55, s. 107-129.
- Baraniecki J., Racinowski R., 1996, *The application of graining parameters of the rubble from the lower part of the back-swash of the shore stream zone to the determination of evolution tendencies of the Wolin Island coast*, [w:] Z. Meyer (red.), *Lithodynamics of Seashore*, Polish Academy of Sciences, Technical University of Szczecin, s. 27-38.
- Barbusiński K., Nocoń W., 2011, *Zawartość związków metali ciężkich w osadach dennych Kłodnicy*, Ochrona Środowiska, 33, 1, s. 13-17.
- Barros N., Cole J.J., Tranvik L.J., Prairie Y.T., Bastviken D., Huszar V.L.M., del Giorgio P., Roland F., 2011, *Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude*, Nature Geoscience, 4, s. 593-596.
- Bartnik A., Jokiel P., 1997, *Zmiany odpływu na obszarze Polski w latach 1971-1990 w świetle analiz jednorodności szeregów przepływu rzek*, Wiadomości IMGW, 4, s. 67-86.
- Bartoszek L., 2015, *Krążenie fosforu między wodą naddenną a osadem w ekosystemie zbiornika zaporowego Solina*, Czasopismo Inżynierii Łądowej, Środowiska i Architektury, 36, 62, s. 37-48.
- Bartoszek L., Koszelnik P., 2016, *The qualitative and quantitative analysis of the coupled C, N, P and Si retention in complex of water reservoirs*, Springer Plus 5, 1157.
- Batalla R.J., Gómez J.C., Kondolf G.M., 2004, *Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River Basin (NE Spain)*, Journal of Hydrology, 290, s. 117-136.
- Bellmore J.R., Duda J.J., Craig L.S., Greene S.L., Torgersen C.E., Collins M.J., Vittum K., 2017, *Status and trends of dam removal research in the United States*, WIREs Water 2017, 4:e1164.
- Bengtsson L., Enell M., 1986, *Chemical analysis*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd. Chichester, s. 423-451.
- Bengtsson L., Hellström Th., Rakoczi L., 1990, *Redistribution of sediments in three Swedish lakes*, Hydrobiologia, 192, 2-3, s. 167-181.
- Bergström A.K., Bigler C., Stensdotter U., Lindström E.S., 2008, *Composition and dispersal of riverine and lake phytoplankton communities in connected systems with different water retention times*, Freshwater Biology, 53, s. 2520-2529.

- Bloesch J., 1994, *A review of methods used to measure sediment resuspension*, Hydrobiologia, 284, s. 13-18.
- Błędzki L.A., Ellison A.M., 2000, *Effects of water retention time on zooplankton of shallow rheolimnic reservoirs*, Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie, 27, s. 2865-2869.
- Bobiński E., Meyer W., 1992, *Susza w Polsce w latach 1982-1992. Ocena hydrologiczna*, Wiadomości IMGW, 15, 36, 4, s. 3-24.
- Bogdanowicz R., 2004, *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wydawnictwo UG, Gdańsk.
- Bogoslovskij B.B., 1974, *Osnovy gidrologii suši. Reki, ozera, vodohraniliša*, BGU, Minsk.
- Bogucka M., 2005, *Wykorzystanie techniki GIS do analizy sedymentacji w zbiornikach zaporowych*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*, UŚ – Wydział Nauk o Ziemi, Pol. Tow. Limnol., PTG-Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 7-14.
- Bogucka-Szymalska M., Magnuszewski A., 2007, *Zastosowanie modelu NCCHE2D do oceny warunków sedymentacji w Jeziorze Włocławskim*, Prace i Studia Geograficzne, 38, s. 105-116.
- Bojakowska I., 2001, *Kryteria oceny zanieczyszczeń osadów wodnych*, Przegląd Geologiczny, 49, s. 213-218.
- Bojakowska I., 2003, *Kadm w osadach Wisły – monitoring geochemiczny osadów wodnych Polski*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Górnictwo, 256, s. 31-36.
- Bojakowska I., 2009, *Kadm w surowcach mineralnych Polski i jego potencjalna emisja do środowiska*, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, 40, s. 22-30.
- Bojakowska I., Gilewicz T., Sokołowska G., Strzelecki R., Wołkowicz S., 2000a, *Pierwiastki śladowe i promieniotwórcze w osadach zbiornika włocławskiego*, Przegląd Geologiczny 48, 9, s. 831-836.
- Bojakowska I., Sokołowska G., 1998, *Geochemiczne klasy czystości osadów wodnych*, Przegląd Geologiczny, 46, 1, s. 49-54.
- Bojakowska I., Sokołowska G., Strzelecki R., 2000b, *Trwałe zanieczyszczenia organiczne-wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne, polichlorowane bifenyle i pestycydy chloroorganiczne – w osadach zbiornika włocławskiego*, Przegląd Geologiczny, 48, 9, s. 837-843.
- Borowiak D., 2011, *Właściwości optyczne wód jezior Pomorza*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Boström B., Jansson B., Forsberg C., 1982, *Phosphorus release from the sediments*, Archiv fur Hydrobiologie-Beiheft Ergebnisse der Limnologie, 18, s. 5-59.
- Brański J., 1972, *Bilans transportu rumowiska unoszonego wzdłuż biegu Wisły*, Gospodarka Wodna, 3, s. 93-95.
- Brekhovskikh V.F., Volkova Z.V., Kocharyan A.G., 2001, *Heavy Metals in the Ivan'kovo Reservoir Bottom Sediments*, Water Resources, 28, 3, s. 278-287.
- Brenda Z., 1998, *Główne czynniki antropogeniczne kształtujące układ stosunków wodnych na obszarze województwa włocławskiego*, Maszynopis pracy doktorskiej, IGiPZ PAN.
- Bronsdon R.K., Naden P.S., 2000, *Suspended sediment in the Rivers Tweed and Teviot*, The Science of the Total Environment, 251/252, s. 95-113.
- Brown M.T., Ulgiati S., 2001, *Energy evaluations and environmental loading of electricity production systems*, J. Clean. Prod., 10, s. 321-334.
- Brykała D., 2009, *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzeczny w dorzeczu Skrzy Lewej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 221.
- Buczowski A., Kentzer A., Kondzielski L., Szymański T., Moczarska M., 1997, *Examination of the accumulation of some heavy metals (cadmium, copper, lead and zinc) in the abiotic and biotic elements in the Włocławek water reservoir (Vistula, Poland)*, [w:]

- Obieg pierwiastków w przyrodzie*, II Międzynarodowa konferencja naukowo-techniczna, Warszawa, 27-29 października 1997 r., Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa, s. 151-158.
- Buda A.R., DeWalle D.R., 2009, *Dynamics of stream nitrate sources and flow pathways during stormflows on urban, forest and agricultural watersheds in central Pennsylvania, USA*, *Hydrol. Process.*, 23, s. 3292-305.
- Buhvestova O., Kangur K., Haldna M., Möls T., 2011, *Nitrogen and phosphorus in Estonian rivers discharging to lake Peipsi: estimation of loads and seasonal and spatial distribution of concentrations*, *Est. J. Ecol.*, 60, s. 18-38.
- Bunn S.E., Arthington A.H., 2002, *Basic principles and ecological consequences of altered flow regimes for aquatic biodiversity*, *Environmental Management*, 30, s. 492-507.
- Buurman P., Pape Th., Muggler C.C., 1997, *Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems*, *Soil Sci.*, 162, 3, s. 211-218.
- Butorin N.V., 1969, *Gidrologičeskie processy i dinamika vodnyh mass v vodohranilišah Volžskogo kaskada*, Izdatel'stvo Nauka, Leningrad.
- Butorin N.V., Litvinov A.S., 1968, *Rasčet koëfficientov turbulentnogo obmena v Rybinskom vodohraniliše*, [w:] B.S. Kuzin (red.), *Biologičeskie i gidrologičeskie faktory mestnyh peremešenij ryb v vodohranilišah*, Trudy Instituta biologii vnutrennih vod AN SSSR, 16(19), Izdatel'stvo Nauka, Leningrad, s. 250-258.
- Canavan R.W., Van Cappellen P., Zwolsman J.J.G., van den Berg G.A., Slomp C.P., 2007, *Geochemistry of trace metals in a fresh water sediment: field results and diagenetic modeling*, *Sci Tot Environ.*, 381, s. 263-279.
- Cantwell M.G., Burgess R.M., King J.W., 2008, *Resuspension of contaminated field and formulated reference sediments part I: Evaluation of metal release under controlled laboratory conditions*, *Chemosphere*, 73, s. 1824-1831.
- Cao R.X., Ma L.Q., Rhue D., Appel C., 2004, *Mechanisms of lead, copper and zinc retention by phosphate rock*, *Environ Pollut.*, 131, s. 435-444.
- Carlson R.E., 1977, *A trophic state index for lakes*, *Limnol. Oceanogr.*, 22, s. 361-369.
- Cerco C.F., 1999, *Eutrophication models of the future*, *Journal of Environmental Engineering*, 125, 3, s. 209-210.
- Chao B.F., 1991, *Man, water and global sea level*, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 72, s. 492.
- Chao B.F., 1995, *Anthropogenic impact on global geodynamics due to reservoir water impoundment*, *Geophysical Research Letters*, 22, s. 3529-3532.
- Chao B.F., Wu Y.H., Li Y.S., 2008, *Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level*, *Science*, 320(5873), s. 212-214, doi:10.1126/science.1154580.
- Chełmicki W., 2001, *Woda. Zasoby, degradacja, ochrona*, PWN, Warszawa.
- Cheetham M.D., Keene A.F., Bush R.T., Sullivan L.A., Erskine W. D., 2008, *A comparison of grain size analysis methods for sanddominated fluvial sediments*, *Sedimentology*, 55, s. 1905-1913, doi:10.1111/j.1365-3091.2008.00972.x.
- Chen C.W., Kao C.M., Chen C.F., Dong C.D., 2007, *Distribution and accumulation of heavy metals in the sediments of Kaohsiung Harbor, Taiwan*, *Chemosphere*, 66, 8, s. 1431-1440.
- Černáev A.M. (red.), 2001, *Voda Rossii. Vodohraniliša*, Akva-Press, Ekaterinburg.
- Chien N., 1985, *Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, s. 143-159.
- Chudy Ł., 2004, *Małe elektrownie wodne w środowisku i gospodarce*, *Gospodarka Wodna*, 7, s. 272-277.
- Chung S.W., Gu R., 1997, *Two-dimensional simulations of contaminant currents in stratified reservoir*, *Journal of Hydraulic Engineering*, 124, 7, s. 704-711.
- Cieśliewicz J., Róžański Sz., 2010, *Metale ciężkie w osadach dennych jezior*, *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych*, 44, s. 72-82.

- Ciszewski D., 1998, *Channel processes as a factor controlling accumulation of heavy metals in river bottom sediments: consequences for pollution monitoring (Upper Silesia, Poland)*, Environment Geology, 36, s. 45–54.
- Ciutat A., Boudou A., 2003, *Bioturbation effects on cadmium and zinc transfers from a contaminated sediment and on metal bioavailability to benthic bivalves*, Environmental Toxicology and Chemistry, 22, s. 1574-1581
- Cole T.M., Wells S.A., 2000, *CE-QUAL-W2: A two-dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model*, Version 3.0. Instruction Report EL-2000, US Army Engineering and Research Development Center, Vicksburg, MS.
- Coleman D.J., Scatena F.N., 1986, *Identification and evaluation of watershed sediment sources*, [w:] R.F. Hadley (red.), *Drainage basin sediment delivery*, IAHS publication, 159, s. 3-18.
- Corbus C., Stanescu V.A., 2004, *The Stability Of The Hydrological Regimes: A Hydroecological Descriptor Of River Life*, Conference on Water Observation and Information System for Decision Support, Ohrid, Macedonia (ffp-5o-120.pdf).
- Corenblit D., Davies N.S., Steiger J., Gibling M.R., Bornette G., 2015, *Considering river structure and stability in the light of evolution: feedbacks between riparian vegetation and hydrogeomorphology*, Earth Surface Processes and Landforms, 40, 2, s. 189–207.
- Crisp D.T., 1977, *Physical and Chemical Effects of Cow Green (Upper Teesdale) Impoundment*, Freshwater Biology, 7, s. 109-120.
- Cunha D.G.F., do Carmo Calijuri M., Dodds W.K., 2014, *Trends in nutrient and sediment retention in Great Plains reservoirs (USA)*, Environmental Monitoring and Assessment, 186, s. 1143-1155.
- Cunha-Santino M.B., Fushitaa A.T., Peret A.C., Bianchini-Juniora I., 2016, *Morphometry and retention time as forcing functions to establishment and maintenance of aquatic macrophytes in a tropical reservoir*, Braz. J. Biol., 76, 3, s. 673-685.
- Cyzman W., 2003, *Leśny Kompleks Promocyjny „Lasy Gostynińsko-Włocławskie” przyroda, gospodarka, edukacja, turystyka i strategia działań*, Nadleśnictwa: Gostynin, Łąck, Włocławek, Gostynin-Łąck-Włocławek.
- Dąbkowska-Naskręt H., Różański S., Malczyk P., Rydlewska M., 2008, *Badania zawartości całkowitej i analiza specjacyjna metali w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego*, Bydgoszcz, 1 strona tekstu, 6 tabel, archiwum Zakładu Zasobów Środowiska i Geozażożeń IGIPIZ PAN.
- Dąbkowski S.L., 1971, *Prognoza zamulania zbiorników dolinnych na przykładzie zbiornika Włocławek na rzece Wiśle*, maszynopis pracy doktorskiej, SGGW-AR, Warszawa.
- Debele B., Srinivasan R., Parlange J.Y., 2008, *Coupling upland watershed and downstream waterbody hydrodynamic and water quality models (SWAT and CE-QUAL-W2) for better water resources management in complex river Bains*, Environmental Modeling & Assessment, 13, s. 135-153.
- Dembowska E., 2002, *Fitoplankton Zbiornika Włocławskiego w latach 1994–2000*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Hydrobiologii UMK, Toruń.
- Dembowska E., Napiórkowski P., 2000, *Hydrobiology of Lower Vistula River between Wyszogród and Toruń. An assessment of the influence of the Włocławek dam on the structure and functions of the river ecosystem*, [w:] Part VII: The lower Vistula bioeston in the Wyszogród – Toruń segment, AUNC, Limnology Papers, 21, s. 59-73.
- Denisova A.I., Timčenko V.M., Nahšina E.P., Novikov B.I., Râbov A.K., Bass Â.I., 1989, *Gidrologiâ i gidrohimiâ Dnepra i ego vodohraniliš*, Naukova Dumka, Kiev.
- Desortova B., 1981, *Relationship between chlorophyll-a concentration and phytoplankton biomass in several reservoirs in Czechoslovakia*, Internationale Review of Hydrobiology, 66, s. 153-169.
- Devâtкова T.P., Kitaev A.B., 1986, *Vliânie gidrodinamičeskikh faktorov na gidrohemisceski režim Votkinskogo Vodohraniliša*, Gosudarstvennyj Komitet SSSR po Gidrometeo-

- rologii i Kontrolii Prirodnoj Sredy, *Gidroshemisceskie Materiály*, 46, s. 31-39.
- Dickinson W.W., Dunbar G.B., Mcleod H., 1996, *Heavy metals history from cores in Wellington Harbour, New Zealand*, *Environmental Geology*, 27, s. 59-69.
- Dillon P.J., Evans R. D., Molot L.A., 1990, *Retention and resuspension of phosphorus, nitrogen and iron in a central Ontario lake*, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 47, s. 1269-1274.
- Dillon P.J., Rigler F.H., 1974, *The phosphorus-chlorophyll relationship in lakes*, *Limnology and Oceanography*, 19, 5, s. 767-773.
- Dmochowski D., Prędecka A., Dmochowska A., 2008, *Wpływ liniowej emisji ołowiu, cynku i niklu ze źródeł komunikacyjnych na zanieczyszczenie małych zbiorników wód powierzchniowych*, *Zeszyty Naukowe SGSP*, 37, s. 49-61.
- Dojlido J., 1995, *Chemia wód powierzchniowych*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Dojlido J.R., Taboryska B., 1991, *Exchange of heavy metals between sediment and water in the Wloclawek Reservoir on the Vistula River*, [w:] N.E. Peters, D.E. Walling (red.), *Sediment and Stream Water Quality in a Changing Environment: Trends and Explanation (Proc. Vienna Symp., August 1991)*, IAHS Publ. 203, IAHS Press, Wallingford, s. 317-320.
- Doyle M.W., Stanley E.H., Havlick D.G., Kaiser M.J., Steinbeck G., Graf W.L., Galloway G.E., Riggsbee J.A., 2008, *Aging infrastructure and ecosystem restoration*, *Science*, 319, s. 286-287.
- Droppo I.G., Jaskot C., 1995, *The impact of river transport characteristics on contaminant sampling error and design*, *Environmental Science and Technology*, 28, s. 161-170.
- Druet Cz., 1978, *Hydrodynamika morskich budowli i akwenów portowych*, Wydawnictwo Morskie.
- Dube A., Zbytniewski R., Kowalkowski T., Cukrowska E., Buszewski B., 2001, *Adsorption and migration of heavy metals in soil*, *Polish Journal of Environmental Studies*, 10, s. 1-10.
- Dubnyak S., Timchenko V., 2000, *Ecological role of hydrodynamic processes in the Dnieper reservoirs*, *Ecological Engineering*, 16, 1, s. 181-188.
- Dynesius M., Nilsson C., 1994, *Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world*, *Science*, 266, s. 753-762.
- Èdel'stejn K.K., 1991, *Vodnye massy dolinnyh vodohraniliš*, Izd-vo MGU, Moskva.
- Èdel'stejn K.K., 1998, *Vodohraniliša Rossii: èkologičeskie problemy, puti ih rešenìa*, Izd-vo GEOS, Moskva.
- Èdel'stejn K.K., 2000, *Gidroèkologičeskaâ struktura dolinnyh vodohraniliš*, *Vestnik Moskovskogo Universiteta, Ser. Geografiâ*, 5, s. 23-28.
- Edwards A.M.C., Thornes J.B., 1973, *Annual cycle in river water quality: a time series Approach*, *Water Resources Research*, 9, 5, s. 1286-1295.
- Eggleton J., Thomas K.V., 2004, *A review of factors affecting the release and bioavailability of contaminants during sediment disturbance events*, *Environment International*, 30, s. 973-980.
- Evans R. D., 1994, *Empirical evidence of the importance of sediment resuspension in lakes*, *Hydrobiologia*, 284, s. 5-12.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, *Jour. Sedimentol. Pertol.*, 27, s. 3-27.
- Foster G.R., Young R.A., Neibling W.H., 1985, *Sediment composition for nonpoint source pollution analyses*, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28, 1, s. 133-139.
- Foster I.D.L., Charlesworth S.M., 1996, *Heavy metals in the hydrological cycle: trends and explanation*, *Hydrological Processes*, 10, s. 227-261.
- Föllmi K.B., 1996, *The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits*, *Earth-Science Reviews*, 40,1-2, s. 55-124.

- Förstner U., 1982, *Accumulative phases for heavy metals in limnic sediments*, Hydrobiologia 91, s. 269-284.
- Friedl G., Wüest A., 2002, *Disrupting biogeochemical cycles – Consequences of damming*, Aquatic Sciences, 64, s. 55-65.
- Froehlich W. 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 114.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 143.
- Fukue M., Yanai M., Sato Y., Fujikawa T., Furukawa Y., Tani S., 2006, *Background values for evaluation of heavy metal contamination in sediments*, Journal of Hazardous Materials, 136, 1, s. 111-119.
- Furey P.C., Nordin R.N., Mazumder A., 2004, *Water Level Drawdown Affects Physical and Biogeochemical Properties of Littoral Sediments of a Reservoir and a Natural Lake*, Lake and Reservoir Management, 20, 4, s. 280-295.
- Galicka W., 1992, *The inflow of nutrients to the Sulejow Reservoir [central Poland]*, Acta Hydrobiologica, 34, 4, s. 303-314.
- Galicka W., 1996, *Limnologiczna charakterystyka nizinnego zbiornika zaporowego na Pili-cy w latach 1981-1983*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Galicka W., Kruk A., Zięba G., 2007, *Bilans azotu i fosforu w zbiorniku Jeziorsko*, Nauka Przyr. Technol., 1, http://www.npt.up-poznan.net/tom1/zeszyt2/art_17.pdf.
- Garnier J., Leporcq B., Sanchez N., Philippon X., 1999, *Biogeochemical mass-balances (C, N, P, Si) in three large reservoirs of the Seine Basin (France)*, Biogeochemistry, 47, s. 119-146.
- Garnier J., Billen G., Sanchez N., Leporcq B., 2000, *Ecological functioning of the Marne reservoir (upper Seine basin, France)*, Regulated Rivers: Research & Management, 16, 1, s. 51-71.
- Gächter R., Steingruber S.M., Reinhardt M., Wehrli B., 2004, *Nutrient transfer from soil to surface water: Differences between nitrate and phosphate*, Aquat. Sci., 66, s. 17-122.
- Gehrke P.C., Brown P., Schiller C.B., Moffat D.B., Broce A.M., 1995, *River regulation and fish communities in the Murray-Darling river system, Australia*, Regulated Rivers: Research & Management, 42, s. 387-375.
- Gelencsér P., Szilágyi F., Somlyódy L., Lijklema L., 1982, *A study on the influence of sediment in the phosphorus cycle in Lake Balaton*, IIASA Collab. Paper CP-82-44, Laxemburg, Austria.
- Geochemical Atlas of Europe – Part 1: Background Information, Methodology and Maps*. Salminen R. (ed.), Geological Survey of Finland, Espoo, 2005, <http://www.gtk.fi/publ/foregsatlas/>
- Geraldes A.M., Boavida M.J., 2003, *Distinct age and landscape influence on two reservoirs under the same climate*, Hydrobiologia, 504, s. 277-288.
- Gibbs R.J., Mathews M.D., Link D.A., 1971, *The relationship between sphere size and settling velocity*, Journal of Sedimentary Petrology, 41, s. 7-18.
- Gierszewski P., 1988, *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie Zbiornika Włocławskiego*, Przegląd Geograficzny, 66, 4, s. 657-674.
- Gierszewski P., 1995, *Przekształcenia brzegów spowodowane naporem lodu na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek*, Fundacja „Kaskada Dolnej Wisły”, Włocławek, Kaskada, 1-2, s. 16-18.
- Gierszewski P., 1999, *Przestrzenna i sezonowa zmienność wybranych parametrów składu chemicznego wody Wisły w zasięgu oddziaływania zbiornika włocławskiego*, Mat. Konf., Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych (na przykładzie zbiornika wodnego Jeziorsko), Uniejów, 20-21 maja 1999, Wyd. Akad. Rol. w Poznaniu. 435-454.
- Gierszewski P., 2000, *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 179.

- Gierszewski P., 2001, *Wpływ zbiornika włocławskiego na transformację reżimu hydrochemicznego dolnej Wisły*, Zapiski Kujawsko-Dobrzyńskie, 16, s. 9-22.
- Gierszewski P., 2004, *Zmiany chemizmu wód w profilu podłużnym dolnej Wisły - wpływ zabudowy hydrotechnicznej, prognoza zmian*, [w:] M. Błaszczewicz, P. Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 200, s. 69-99.
- Gierszewski P., 2006a, *Intensywność wymiany wody w zbiorniku włocławskim*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii. Geografia fizyczna*, Dokumentacja Geograficzna, 32, s. 64-69.
- Gierszewski P., 2006b, *Warunki przepływu wód Wisły przez zbiornik Włocławski*, [w:] *Drogami wędrówek i badań Profesora Rajmunda Galona w 100-ną rocznicę urodzin (1906-2006), przewodnik sesji terenowych*, Wydawnictwo Turpress, Toruń, s. 250-254.
- Gierszewski P., 2007, *Warunki transportu zawiesiny w Zbiorniku Włocławskim w świetle analizy jej składu i tekstury*, Nauka. Przyroda. Technologie, 1, 2, s. 87-98.
- Gierszewski P., 2011, *Impact of the Włocławek Reservoir on the conditions for the transport of suspended load*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 11, 1, s. 28-41.
- Gierszewski P., Glazik R., Kuciński J., 2005, *Multi-annual variability of the concentration of suspended matter in the Włocławek reservoir*, Limnological Review, 5, s. 81-91.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., 2005, *Ocena wpływu Zbiornika Włocławskiego na transport zawiesiny Wisłą*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski, VII Zjazd Geomorfologów Polskich (Kraków, 19-22 September 2005)*, Wyd. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrzennej UJ, Kraków, s. 139-145.
- Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2005, *Cechy litologiczne i rozkład osadów dennych zbiornika włocławskiego*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski, VII Zjazd Geomorfologów Polskich (Kraków, 19-22 September 2005)*, Wyd. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrzennej UJ, Kraków, s. 147-152.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., Luc M., 2006, *Distribution of the deposits and accumulation dynamics in the Włocławek Reservoir (Central Poland)*, WSEAS Transactions on Environment and Development, 5, 2, s. 543-549.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., 2007, *Grain size composition and sedimentological environments in the Włocławek reservoir bottom deposits (Vistula river, central Poland)*, Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation, Effects of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety, 5, 1-14 August 2007, Moscow, Russia, s. 100-108.
- Gierszewski P., Szmańda J., 2010, *Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, Kielce, s. 169-177.
- Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2015, *Zmiany układu koryt Wisły spowodowane funkcjonowaniem stopnia wodnego „Włocławek” na podstawie analizy zdjęć lotniczych*, Przegląd Geograficzny, 87, 3, s. 517-533.
- Giziński A., 1994, *Problemy ekologiczne dolnej Wisły*, [w:] T. Jarzębińska, W. Majewski (red.), *Problemy przyszłego zagospodarowania i wykorzystania dolnej Wisły*, Konf. nauk-tech – materiały, Bydgoszcz 17-18 listopada 1994, s. 79-92.
- Giziński A., Kentzer A., Żytkowicz R., 1993, *Ekologiczne skutki kaskadowej zabudowy Wisły (prognoza oparta na charakterystyce zbiornika włocławskiego)*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, IG, UMK Toruń, s. 179-188.
- Giziński A., Falkowska E., 2003, *Hydrobiologia stosowana: Ochrona wód powierzchniowych*, Oficyna Wydawnicza Włocławskiego Towarzystwa Naukowego, Włocławek.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wisłę we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokumentacja Geograficzna IG i PZ PAN, 2-3, Warszawa.

- Glazik R., 1995, *Spiętrzenie Wisły, morfometria i hydrologia zbiornika*, [w:] *Hydrologiczne i geomorfologiczne problemy Zbiornika Włocławek*, Przewodnik wycieczki nr 1, 44 Zjazd PTG, Toruń, s. 9-13.
- Glazik R., 1998, *II.1.E – Wybrane zjawiska hydrologiczne dolnej Wisły*, [w:] *Przyrodnicze podstawy opracowania optymalnej koncepcji zagospodarowania obszaru doliny dolnej Wisły na odcinku od ujścia Narwi do dolnego stanowiska poniżej zapory we Włocławku*, Opracowanie dla: Hydroprojekt Warszawa, Okręgowa Dyrekcja Gospodarki Wodnej w Warszawie, 17 s., 6 ryc., 12 tab., archiwum Zakładu Zasobów Środowiska i Geozagrożeń IGiPZ PAN.
- Gloor M., Wüest A., Münnich M., 1994, *Benthic boundary mixing and resuspension induced by internal seiches*, *Hydrobiologia*, 284, s. 59-68.
- Głosińska G., Sobczyński T., Siepak J., 2007, *Badanie frakcjonowania wybranych metali ciężkich w osadach dennych środkowej Odry*, Uniwersytet Zielonogórski, Zeszyty Naukowe Inżynieria Środowiska, 133, 13, s. 123-130.
- Gong Q., Deng J., Xiang Y., Wang Q., Yang L., 2008, *Calculating pollution indices by heavy metals in ecological geochemistry assessment and a case study in parks of Beijing*, *Journal of China University of Geosciences*, 19, 3, s. 230-241.
- Gorlach E., Gambuś F., 1997, *Nawozy fosforowe i wieloskładnikowe jako źródło zanieczyszczenia gleby metalami ciężkimi*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 448a, s. 139-146.
- Gottschalk L.C., 1964, *Reservoir Sedimentation*, [w:] V.T. Chow (red.), *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw Hill Book Company, New York.
- Grabowska M., 2005, *Cyanoprokaryota blooms in polyhumic Siemianówka dam reservoir in 1992-2003*, *Ocean. Hydrob. Stud.*, 34, 1, s. 73-85.
- Grabowska M., 2012, *The role of a eutrophic lowland reservoir in shaping the composition of river phytoplankton*, *Ecohydrology & Hydrobiology*, 12, 3, s. 231-242.
- Graf W.L., 1999, *Dam nation: A geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts*, *Water Resources Research*, 3, s. 1305-1311.
- Graf G.R., Rosenberg R., 1997, *Bioresuspension and biodeposition: a review*, *Journal of Marine Systems*, 11, s. 269-278.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973, *Drainage Basin Form and Process*, Edward Arnold, London.
- Green P., Vörösmarty C.J., Meybeck M., Galloway J.N., Petersen B.J., Boyer E.W., 2004, *Pre-industrial and contemporary fluxes of nitrogen through rivers: A global assessment based on typology*, *Biogeochemistry*, 68, s. 71-105.
- Grobelska H. 2006, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 205.
- Grzegorzczak M. 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*, *Poz. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geograf.-Geol.*, 10, 2.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, *Czas. Geogr.*, 54, 4, s. 439-457.
- Habel M., 2013, *Dynamics of the Vistula River channel deformations downstream of Włocławek Reservoir*, Kazimierz Wielki University Press, Bydgoszcz.
- Habel M., Babiński Z., 2016, *Masowa likwidacja stopni piętrzących na rzekach w Stanach Zjednoczonych – fakt czy manipulacja?* *Gospodarka Wodna*, 8, s. 250-255.
- Hart B.T., 1982, *Uptake of trace metals by sediments and suspended particulates: A review*, *Hydrobiologia*, 91, s. 299-313.
- Havens K.E., Fox D., Gornak S., Hanlon C., 2005, *Aquatic vegetation and largemouth bass population responses to water-level variations in Lake Okeechobee, Florida (USA)*, *Hydrobiologia*, 539, s. 225-237.
- Håkanson L., 1977, *The influence of wind, fetch, and water depth on the distribution of sediments in Lake Vanern, Sweden*, *Can. J. Earth Sci.*, 14, s. 397-412.

- Håkanson L., 1980, *Ecological risk index for aquatic pollution control, a sedimentological approach*, Water Research, 14, s. 975-1001.
- Håkanson L., 1982, *Bottom dynamics in lakes*, Hydrobiologia, 91, s. 9-22.
- Håkanson L., Jansson M., 1983, *Principles of Lake Sedimentology*, Springer, Berlin.
- Hamilton D.P., Mitchell S.F., 1996, *An empirical model for sediment resuspension in shallow lakes*, Hydrobiologia 317, 3, s. 209-220.
- Hawley N., Lesht B.M., 1992, *Sediment resuspension in Lake St. Clair*, Limnology and Oceanography, 37, s. 1720-1737.
- Hawley N., Lesht B.M., Schwab D.J., 2004, *A comparison of observed and modeled surface waves in southern Lake Michigan and the implications for models of sediment resuspension*, J. Geophys. Res., 109, C10S03, doi:10.1029/2002JC001592.
- Haygarth P.M., Turner B.L., Fraser A., Jarvis S., Harrod T., Nash D., Halliwell D., Page T., Beven K., 2004, *Temporal variability in phosphorus transfers: Classifying concentration-discharge event dynamics*, Hydrology and Earth System Sciences, 8, s. 88-97.
- Helios-Rybicka E., 1986, *Rola minerałów ilastych w wiązaniu metali ciężkich przez osady rzeczne górnej Wisły*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 32, Kraków
- Helios-Rybicka E., 1997, *Parametry określające rozkład metali ciężkich w systemie woda-osad. Geochemiczne zmiany w środowisku gruntowo-wodnym pod wpływem związków toksycznych*, [w:] Materiały IV Konf. Nauk. Kraków AGH, s. 31-38.
- Helios-Rybicka E., Kyzioł J., 1991, *Clays and clay minerals as the natural barriers for heavy metals in pollution mechanisms – illustrated by Polish rivers and soils*, Mitt. osterr. geol. Ges. Wien, Themenband Umweltgeologie, 83, s. 166-176.
- Helios-Rybicka E., Rybicki S., 2003, *Impact of coal mining on the environment in Poland*, [w:] Proceedings First Conference on Applied Environmental Geology (AEGO3) in Central and Eastern Europe, Vienna, s. 228-229.
- Hill A.R., 1978, *Factors affecting the export of nitrate-nitrogen from drainage basins in southern Ontario*, Water Research, 12, s. 1045-1057.
- Horowitz A.J., Rinella F.A., Lamothe P., Miller T.L., Edwards T.K., Roche R.L., Rickert D.A., 1990, *Variations in suspended sediment and associated trace element concentration in selected riverine cross sections*, Environmental Science and Technology, 24, s. 1313-1320.
- House W.A., 2003, *Geochemical cycling of phosphorus in rivers*, Applied Geochemistry, 18, s. 739-748.
- Ibáñez C., Prat N., Canicio A., 1996, *Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary*, River Research and Applications, 12, s. 51-62.
- International Commission of Large Dams (ICOLD), 2007, World Register of Dams, Paris, France.
- Ittekkot V., Humborg C., Schaefer P., 2000, *Hydrological alterations and marine biogeochemistry: a silicate issue?* BioScience, 50, s. 776-782.
- Jagus A., Khak V., Rzetala, M.A., Rzetala M., 2013, *Accumulation of heavy metals in the bottom sediments of the Irkutsk Reservoir*, International Journal of Environment and Health, 6, 4, s. 350-362.
- Jain C.K., Sharma M. K., 2001, *Distribution of trace metals in the Hindon river system, India*, Journal of Hydrology, 253, s. 81-90.
- Jancewicz A., Dojlido J., Dymitruk U., Tomczuk U., 2012, *Specjacja ołowiu w osadach dennych zbiornika Włocławek*, Gaz, Woda i Technika Sanitarna, 1, s. 28-33.
- Januszkiewicz T., 1978, *Studia nad metodą analizy chemicznej składu współczesnych osadów dennych jezior*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczo-Technicznej, Ochrona Wód i Rybactwo Śródlądowe 8, Olsztyn, s. 3-29.
- Jin K.R., Shafer M.D., Ji Z.G., 2014, *Application and validation of a 3-D calcium, chloride, and sulfate model in Lake Okeechobee*, Ecological Processes, s. 3-24.

- Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, UŁ, Łódź.
- Jokiel P., Bartnik A., 2001, *Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w środkowej Polsce w wieloletniu 1951-1998*, Wiadomości IMGW, 24 (2), s. 3-17.
- Jokiel P., Bartnik A., 2005, *Niektóre problemy zmian i zmienności rocznego hydrogramu przepływu rzeki na podstawie Pilicy w Przedborzu*, Wiadomości IMGW, 2, s. 5-27.
- Jokiel P., Stanisławczyk B., 2016, *Zmiany i wieloletnia zmienność sezonowości przepływu wybranych rzek Polski*, Prace Geograficzne, Instytut Geografii i Gospodarki Przemysłowej UJ, Kraków, 144, s. 9-33.
- Jokiel P., Tomalski P., 2017, *Zmiany sezonowości przepływu z biegiem Wisły*, [w:] W. Marszelewski (red.), *Zasoby i perspektywy gospodarowania wodą w dorzeczu Wisły*, Monografie Komisji Hydrologicznej PTG tom 4, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, s. 99-116.
- Jones J.R., Knowlton M.F., 2005, *Suspended solids in Missouri reservoirs in relation to catchment features and internal processes*, Water Res., 39, s. 3629-3635.
- Jones C.A., Welch E.B., 1990, *Internal phosphorus loading related to mixing and dilution in a dendritic, shallow prairie lake*, Res. J. Water Poll. Control Fed., 62, s. 847-852.
- Jossette G., Leporcq B., Sanchez N., Philippon, 1999, *Biogeochemical mass-balances (C, N, P, Si) in three large reservoirs of the Seince Basin (France)*, Biogeochemistry, 47, s. 119-146.
- Kabata-Pendias A., 1980, *Heavy metals sorption by clay minerals and oxides of iron and manganese*, Mineralogia Polonica, 11, 2, s. 3-13.
- Kabata-Pendias A., Pendias H., 1999, *Biogeochemia pierwiastków śladowych*, PWN, Warszawa.
- Kaczmarek H., 2010, *Development of the shore zone of the Jeziorsko Reservoir (the Warta River, Central Poland)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 1, s. 16-24.
- Kajak Z., 1990, *Zegrzyński zbiornik zaporowy – warunki środowiskowe*. [w:] Z. Kajak (red.), *Funkcjonowanie ekosystemów wodnych, ich ochrona i rekultywacja*, Cz. 1. Ekologia zbiorników zaporowych i rzek, SGGW-AR, 50, s. 7-20.
- Kajak Z., 1995, *Eutrofizacja nizinnych zbiorników zaporowych*, [w:] M. Zalewski (red.), *Procesy biologiczne w ochronie i rekultywacji nizinnych zbiorników zaporowych*, PIOŚ, Łódź, s. 33-41.
- Kajak Z., 1998, *Hydrobiologia-limnologia: ekosystemy wód śródlądowych*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kalnejais LH, Martin WR, Signell RP, Bothner MH., 2007, *Role of sediment resuspension in the remobilization of particulate-phase metals from coastal sediments*, Environmental Science & Technology, 41, 7, s. 2282-2288.
- Kasprzak P., Padišák J., Koschel R., Krienitz L., Gervais F., 2008, *Chlorophyll a concentration across a trophic gradient of lakes: An estimator of phytoplankton biomass*, Limnologia, 38, s. 327-338.
- Kasza H., 1995, *Symptomy eutrofizacji a sukcesja ekologiczna w Goczałkowickim Zbiorniku Zaporowym*, [w:] M. Zalewski (red.), *Procesy biologiczne w ochronie i rekultywacji nizinnych zbiorników zaporowych*, PIOŚ, Łódź, s. 143-154.
- Kawara O., Yura E., Furi S., Matsumoto T., 1998, *A study on the role of hydraulic retention time in eutrophication of the Asahi River Dam reservoir*, Water Science & Technology, 37, 2, s. 245-252.
- Kennedy R.H., 2005, *Toward Integration in Reservoir Management*, Lake and Reservoir Management, 21, 2, s. 128-138.
- Kennedy R.H., Walker W.W., 1990, *Reservoir nutrient dynamics*, [w:] K.W. Thornton, B.L. Kimmel, F.E. Payne (red.), *Reservoir Limnology*, John Wiley and Sons, New York, s. 109-131.
- Kentzer A., Giziński A., 2013, *Changes in the quality of water in the lower Vistula River in 1986-2009*, Acta Energetica, 2, 15, s. 97-101.

- Kentzer A., Dembowska E., Giziński A., Napiórkowski P., 2010, *Influence of the Włocławek Reservoir on hydrochemistry and plankton of a big, lowland river (the lower Vistula River, Poland)*, Ecological Engineering, 36, s. 1747-1753.
- Kentzer A., Giziński A., Mieszczankin T., 1999, *Hydrochemistry of the Lower Vistula River in the section Plock-Toruń during the period 1986-1995: The influence of the Włocławek Dam Reservoir on water quality*, AUNC, Limnological Papers 20, Toruń, s. 13-24.
- Kimmel B.L., Groeger A.W., 1984, *Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: A perspective*, Lake and Reservoirs Management, 2, s. 277-281.
- Kimmel B.L., Lind O.T., Paulson L.J., 1990, *Reservoir primary production*, [w:] K.W. Thornton, B.L. Kimmel, F.E. Payne (red.), *Reservoir Limnology: Ecological Perspectives*, John Wiley & Sons, New York, s. 133-193.
- Knighton A.D., 1988, *The Impact of the Parangana Dam on the River Mersey, Tasmania*, Geomorphology, 1, 3, s. 221-237.
- Kingsford R.T., 2000, *Ecological impacts of dams, water diversions and river management on floodplain wetlands in Australia*, Austral Ecology, 25, s. 109-127.
- Kobierski M., Długosz J., 2009, *Badania i ocena składu mineralogicznego osadów wodnych Zbiornika Włocławskiego*, Bydgoszcz, 3 str., 12 ryc., 2 tab., archiwum Zakładu Zasobów Środowiska i Geozagrożeń IGiPZ PAN.
- Koch F.H., 2002, *Hydropower – the politics of water and energy: Introduction and overview*, Energy Policy, 30, s. 1207-1213.
- Komar P.D., Miller M.C., 1974, *Sediment threshold under oscillatory waves*, Proc. 14-th Int. Coastal Engineering Conference, s. 756-775.
- Kondolf G.M., Gao Y.X., Annandale G.W., Morris G.L., Jiang E.H., Zhang J.H., Cao Y.T., Carling P., Fu K.D., Guo Q.C., Hotchkiss R., Peteuil C., Sumi T., Wang H.W., Wang Z.M., Wei Z.L., Wu B.S., Wu C.P., Yang C.T., 2014, *Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: experiences from five continents*, Earth's Future, 2, s. 256-280.
- Kornijów R., 2011, *Kontrowersje wokół zbiorników zaporowych w Polsce i na świecie*, Gospodarka Wodna, 12, s. 489-495.
- Koster E.H., 1978, *Transverse ribs, their characteristic origin, and paleohydrologic significance*, [w:] A.D. Miall (red.), *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem. 5, s. 161-186.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Wyd. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prace Geograficzne, IGPZ PAN, 155, s. 11-45.
- Koszelnik P., Bartoszek L., 2010, *Retencja związków biogennych w zbiornikach zaporowych Górnego Sanu*, VII Konferencja Naukowo-Techniczna „Błękitny San”, 27-28.05.2010r., s. 139-147.
- Kowalik P., 2001, *Ochrona środowiska glebowego*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kristensen P., Søndergaard M., Jeppesen E., 1992, *Resuspension in a shallow eutrophic lake*, Hydrobiologia, 228, s. 101-109.
- Kronvang B., Hoffman C.C., Svendsen L.M., Windolf J., Jensen J.P., Dørge J., 1999, *Retention of nutrients in river basin*, Aquatic Ecology, 33, s. 29-40.
- Król D., 1988, *Procesy sedymentacyjne w zbiorniku wodnym „Włocławek” w latach 1984-1987*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 4, s. 27-35.
- Kułakowski, P. 1994, *Skład jonowy Wisły w Krakowie w ciągu ostatnich 120 lat*, Zasolenie rzeki Wisły, Mat. Symp., Kraków, s. 84-87.
- Kumpiene J., Lagerkvist A., Maurice C., 2008, *Stabilization of As, Cr, Cu, Pb and Zn in soil using amendments – A review*, Waste Management, 28, s. 215-225.

- Labzovskij N.A., 1976, *Rasčet elementov voln v ozerah i vodohranilišah*, Tr. Gos. Hidrol. In-ta, Vyp., 231, s. 126-143.
- Lamparski Z., 1983, *Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla*, Studia Geologica Polonica, 76.
- Laenen A., LeTourneau A.P., 1996, *Upper Klamath basin nutrient loading study – Estimate of wind-induced resuspension of bed sediment during periods of low lake elevation*, U.S. Geological Survey Open-File Report 95-414, Portland, Oregon.
- Lehrter J.C., 2006, *Effects of land use and land cover, stream discharge, and interannual climate on the magnitude and timing of nitrogen, phosphorus, and organic carbon concentrations in three coastal plain watersheds*, Water Environ. Res., 78, s. 2356-2368.
- Lempérière F., 2006, *Role of Dams in the 21st Century. The Dams Newsletter*, ICOLD-CIGB, Paris, 5, 2-9.
- Lenart W., 1977, *Osobliwości lokalnej cyrkulacji atmosferycznej w okolicy Płocka*, Notatki Płockie, 22, 1, s. 19-26.
- Lenart W., 1983, *Zmiany klimatyczne związane z zabudową kaskady Wisły*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, Warszawa PWN.
- Leopold L.B., Langbein W.B., 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco, W.H. Freeman.
- Lick W., Lick J., Kirk Ziegler C., 1994, *The resuspension and transport of fine-grained sediments in Lake Erie*, Journal of Great Lakes Research, 20, s. 599-612.
- Liermann C.R., Nilsson C., Robertson J., Ng R.Y., 2012, *Implications of dam obstruction for global freshwater fish diversity*, BioScience, 62, s. 539-548.
- Lind O.T., 1986, *The effect of non-algal turbidity on the relationship of Secchi depth to chlorophyll a*, Hydrobiologia, 140, s. 27-35.
- Lienesch P.W., Lutterschmidt W.I., Schaefer J.F., 2000, *Seasonal and long-term changes in the fish assemblage of a small stream isolated by a reservoir*, The Southwestern Naturalist, 45, s. 274-288.
- Lis J., Pasieczna A., 1995, *Atlas geochemiczny Polski 1:2 500 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lis J., Pasieczna A., 2001, *Tło geochemiczne i anomalie w środowiskach powierzchniowych Ziemi w Polsce*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Górnictwo, 248, s. 123-128.
- Lis J., Pasieczna A., 2005, *Szczegółowe kartowanie geochemiczne na Górnym Śląsku*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Górnictwo, 267, s. 173-182.
- Litvinov A.S., 2000, *Ènergo- i massoobmen v vodohranilišah Volžskogo kaskada*, Izd-vo Àroslav.tehn. un-ta, Àroslavl'.
- Litvinov A.S., Kučaj L.A., Sokolova E.N., 2011, *Vetrovoe volnenie i termičeskaà struktura v Glavnom plesze Rybinskogo vodohraniliša, Voda, himià i èkologià.*, 2, s 69-73.
- Lorenzen C.J., 1967, *Determination of chlorophyll and phaeo-pigments: spectrophotometric equations*, Limnology and Oceanography, 12, 2, s. 343-346.
- Loska K., Wiechuła D., Pęciak G., 2003, *Wykorzystanie analizy specyacyjnej w badaniu biodostępności metali w osadzie dennym Zbiornika Rybnickiego*, Problemy Ekologii, 7, 2, s. 69-74.
- Loska K., Wiechuła D., Korus I., 2004, *Metal contamination of farming soils affected by industry*, Environment International, 30, s. 159-165.
- Lu T., Chen N., Duan S., Chen Z., Huang B., 2016, *Hydrological controls on cascade reservoirs regulating phosphorus retention and downriver fluxes*, Environmental Science and Pollution Research, 23, s. 24 166-24 177.
- Luettich R.A. jr., Harleman D.R.F., Somlyódy L., 1990, *Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events*, Limnology Oceanography, 35, 5, s. 1050-1067.
- Livingstone D.A., 1963, *Chemical composition of rivers and lasek*, [w:] M. Fleischer (red.), *Data of geochemistry*, 6th edn. US Geol. Surv. Prof. Pap. 440-G.

- Łajczak A., 1989, *Rola zaporowych zbiorników wodnych w procesie transportu zawiesiny przez karpackie dopływy Wisły*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 29, s. 93-97.
- Łajczak A., 1995, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 8, Warszawa.
- Łajczak A., 1999, *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 15, Warszawa.
- Łajczak A., 2003, *Silting of the Goczałkowice reservoir*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Mat. Sympozjum Polsko-Czeskiego „Problemy geoeologiczne górnośląskiego ostrańskiego regionu przemysłowego”, WNoZ UŚ, Sosnowiec, s. 96-101.
- Maavara T., Parsons C.T., Ridenour C., Stojanovic S., Dürr H.H., Powley H.R., Van Cappellen P., 2015, *Global phosphorus retention by river damming*, Proc. Natl. Acad. Sci., 112, <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1511797112>.
- Mackie G.L., Rooke J.B., Roff J.C., Gerrath J.F., 1983, *Effects of changes in discharge level on temperature and oxygen regimes in a new reservoir and downstream*, Hydrobiologia, 101, 179-188.
- Magilligan F.J., Nislow K.H., 2005, *Changes in hydrologic regime by dams*, Geomorphology, 71, s. 61-78.
- Magnuszewski A., 2001, *Sedymentacja metali ciężkich we współczesnych osadach rzecznych na przykładzie dolnej Wisły pod Płockiem*, Gospodarka Wodna, 4, s. 163-167.
- Magnuszewski A., 2002, *Systemy geoinformacyjne w badaniach ekohydrologicznych*, Warszawa, WGSR UW.
- Maher W., Batkey G.E., Lawrence I., 1999, *Assessing the health of sediment ecosystems: Use of chemical measurements*, Freshwater Biology, 41, s. 361-372.
- Maini J.K., Marsh S.E., 2002, *Quantifying hydrologic impacts following dam construction along the Tana River, Kenya*, Journal of Arid Environments, 50, s. 53-79.
- Majewski W., 1987, *Wpływ pokrywy lodowej na charakterystykę hydrauliczną zbiorników przepływowych na rzekach nizinnych na przykładzie zbiornika Włocławek*, Prace IBW PAN, 15, Gdańsk.
- Majewski W., 2009, *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Płock-Włocławek w grudniu 1982 r., Próba wyjaśnienia zjawisk hydrauliczno-lodowych związanych z powodzią 1982 r.*, Gospodarka Wodna, 2, s. 64-72.
- Markham Ch.G., 1970, *Seasonality in the Precipitation in the United States*, Annals of the Association of American Geographers, 3, s. 593-597.
- Martin C.W., 2004, *Heavy metal storage in near channel sediments of the Lahn River, Germany*, Geomorphology, 61, s. 275-285.
- Martinez P.J., Chart T.E., Trammel M.A., Wullschleger J.G., Bergersen E.P., 1994, *Fish species composition before and after construction of a main stream reservoir on the White River, Colorado*, Environmental Biology of Fishes, 40, s. 227-239.
- Matta E., Selge F., Gunkel G., Hinkelmann R., 2017, *Three-Dimensional Modeling of Wind- and Temperature-Induced Flows in the Icó-Mandantes Bay, Itaparica Reservoir, NE Brazil*, Water 2017, 9(10), 772; <https://doi.org/10.3390/w9100772>
- Mays L.W., 2010, *Water Technology in Ancient Egypt*, [w:] L.W. Mays (red.), *Ancient Water Technologies*, Springer Science+Business Media B.V., 53-65.
- McAllister D.E., Craig J.F., Davidson N., Delany S., Seddon M., 2000, *Biodiversity impacts of large dams. A contributing paper to the World Commission on Dams*. On-line at: <http://www.damsreport.org/docs/kbase/contrib/env245.pdf>
- Meybeck M., 1976, *Total dissolved transport by world major rivers*, Hydrological Sciences Bulletin, 21, s. 265-289.
- Meybeck M., 1982, *Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers*, American Journal of Science, 282, s. 401-450.

- Meybeck M., 2002, *Riverine quality at the Anthropocene: Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River*, Aquatic Sciences, 64, s. 376-393.
- Michalec B., 2009, *Wybrane metody określenia intensywności transportu rumowiska unoszonego*, Monografia. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 8.
- Mieszczankin T., 2000, *Total and non-living suspended matter of the lower Vistula River*, Part V, Limnology Papers, 21, s. 44-50.
- Mikulski A., Bącela-Spychalska K., Skóra M., 2018, *Projekt budowy stopnia na Wiśle poniżej Włocławka*, Nauka dla Przyrody, <https://naukadlaprzyrody.pl/2018/01/08/projekt-budowy-stopnia-na-wisle-ponizej-wloclawka/>.
- Mojski J.E., 1960, *Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, Kwartalnik Geologiczny, 4, s. 1025-1038.
- Mojski J.E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 5, s. 332-333.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Morin J., Morse J.W., 1999, *Ammonium release from resuspended sediments in the Laguna Madre estuary*, Marine Chemistry, 65, 1/2, s. 97-110.
- Morris G.L., Fan J., 1997, *Reservoir Sedimentation Handbook: Design and Management of Dams, Reservoir and Watersheds for Sustainable Use*, McGraw-Hill, New York.
- Morse J.W., 1994, *Interaction of trace metals with authigenic sulfide minerals: implications for their bioavailability*, Mar. Chem., 46, s. 1-6.
- Moss A.J., 1962, *The physical nature of common sandy and pebble deposits*, American Journal of Science, Part 1, 260, s. 337-373.
- Moss A.J., 1963, *The physical nature of common sandy and pebble deposits*, American Journal of Science, 2, 261, s. 297-343.
- Mroziński J., Pawula J., 2018, *Przebieg procesu sedymentacji w czaszy zbiornika wrocławskiego w latach 1970-2015*, Gospodarka Wodna, 3, s. 81-86.
- Muscatt A.D., Whithers J.A., 1996, *The phosphorus content of rivers in England and Wales*, Water Research, 30, 5, s. 1258-1268.
- Müller G., 1969, *Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine river*, Geology Journal, 2, 3, s. 108-118.
- Müller G., 1981, *Die Schwermetallbelastungen des Neckars und seiner Nebenflüsse - eine Bestandsaufnahme*, Chemiker Zeitung, 105, s. 157-164.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2007, *Metody badań cech tekstualnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania cech tekstualnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*, Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, s. 95-180.
- Mysłińska E., 1992, *Laboratoryjne badania gruntów*, Arkady, Warszawa.
- Naselli-Flores L., Barone R., 1997, *Importance of water level fluctuation on population dynamics of cladocerans in a hypertrophic reservoir (Lake Arancio, south-west Sicily, Italy)*, Hydrobiologia, 360, s. 223-232.
- Naselli-Flores L., Barone R., 2000, *Phytoplankton dynamics and structure: a comparative analysis in natural and man-made water bodies of different trophic state*, Hydrobiologia, 438, s. 65-74.
- Niemisto J., Holmroos H., Pekcan-Hekim Z., Horppila J., 2008, *Interactions between sediment resuspension and sediment quality decrease the TN:TP ratio in a shallow lake*, Limnology and Oceanography, 53, 6, s. 2407-2415.
- Nilsson C., Jansson R., 1995, *Floristic differences between riparian corridors of regulated and free-flowing boreal rivers*, Regulated Rivers Research & Management, 11, s. 55-66.
- Nilsson C., Reidy C.A., Dynesius M., Revenga C., 2005, *Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems*, Science, 308, s. 405-408.

- Nocoń W., Barbusiński K., Nocoń K., Kernert J., 2013, *Analiza zmian ładunku metali śladowych transportowanych wraz z zawiesinami wzdłuż biegu rzeki*, *Ochrona Środowiska*, 35, 1, s. 33-38.
- Nogueira M.G., Henry R., Maricatto F.E., 1999, *Spatial and temporal heterogeneity in the Jurumirim Reservoir, Sao Paulo, Brazil*, *Lakes & Reservoirs: Research of Management*, 4, s. 107-120.
- Nowicki Z., Glińska-Lewczuk K., Cymes I., Grabińska B., 2005, *Rozwój małych elektrowni wodnych na Pojezierzu Mazurskim*, *Inżynieria Ekologiczna*, 13, s. 134-136.
- Nowlin W.H., Davies J.M., Nordin R.N., Mazumder A., 2004, *Effects of water level fluctuation and short-term climate variation on thermal and stratification regimes of a British Columbia Reservoir and Lake*, *Lake and Reservoir Management*, 20, 2, s. 91-109.
- Novikov B.I., 1985, *Donnye otloženiâ Dneprovskih vodohraniliš*, *Nauk Dumka*, Kiev.
- Oakley S.M., Nelson P.O., Williamson K.L., 1981, *Model of trace-metal partitioning in marine sediments*, *Environmental Science and Technology*, 15, s. 474-480.
- Ogilvie B.G., Mitchell S.F., 1998, *Does sediments resuspension have persistent effects on phytoplankton? Experimental studies in three shallow lakes*, *Freshwater Biology*, 40, s. 51-63.
- Olding D.D., Hellebust J.A., Douglas M.S.V., 2000, *Phytoplankton community composition in relation to water quality and water-body morphometry in urban lakes, reservoirs, and ponds*, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 57, s. 2163-2174.
- Ongley E.D., Bynoe M.C., Percival J.B., 1981, *Physical and geochemical characteristics of suspended solids, Wilton Creek, Ontario*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 8, s. 1365-1379.
- Owens P.N., Walling D.E., 2002, *Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: the impact of climate and land use change*, *Earth Surface Process and Landforms*, 27, s. 430-23.
- Ovčinnikov G.I., Pavlov S.H., Tržcinskij Ū.B., 1999, *Izmenenie geologičeskoj sredy v zonah vliâniâ Angaro-Enisejskich vodohraniliš*, *Nauka*, Novosibirsk.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa.
- Passega R., 1964, *Grain-size representation by CM patterns as a geological tool*, *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, s. 830-847.
- Passega R., Byramjee R., 1969, *Grain size image of clastic deposits*, *Sedimentology*, 13, s. 830-847.
- Peng J., Song Y., Yuan P., Cui X., Qiu G., 2009, *The remediation of heavy metals contaminated sediment*, *Journal of Hazardous Materials*, 161, s. 633-640.
- Pettijohn F.J., 1957, *Sedimentary rocks*, Haper, New York.
- Petts G.E., 1984, *Impounded Rivers: Perspectives for Ecological Management*, Wiley, Chichester.
- Petts G.E., 1986, *Water-quality characteristics of regulated rivers*, *Progress in Physical Geography*, 10, s. 492-516.
- Phillips J.D., 2003, *Toledo Bend Reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River*, *River Research and Applications*, 19, s. 137-159.
- Piotrowski S., 2004, *Geochemical characteristic of bottom sediments in the Odra River estuary – Roztoka Odrzańska (north-west Poland)*, *Geological Quarterly*, 48, s. 61-76.
- Pluta I., Pałys J., 1999, *Bar w wodach kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, *Przegląd Górniczy*, 4, s. 16-22.
- Płoskonka D., 2010, *Różnice w wynikach uziarnienia przeprowadzonych różnymi metodami*, *Landform Analysis*, 12, s. 78-84.
- Poff N.L., Olden J.D., Merritt D.M., Pepin D.M., 2007, *Homogenization of regional river dynamics by dams and global biodiversity implications*, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 104, s. 5732-5737.

- Poff N.L., Ward J.V., 1989, *Implications of streamflow variability and predictability for lotic community structure: a regional analysis of streamflow patterns*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 46, s. 1805-1818.
- Pringle C.M., 2001, *Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: a global perspective*, Ecological Applications, 11, s. 981-998.
- Probst J.L., 1985, *Nitrogen and phosphorus exportation in the Garonne Basin (France)*, Journal of Hydrology, 76, s. 281-305.
- Proswicz D., 2008, *Metale w osadach dennych jeziora Wigry*, Geologia, 34, 1, s. 85-108.
- Puchalski W., 1994, *Czynniki regulujące zagęszczenie i dynamikę fitoplanktonu w zbiornikach zaporowych*, [w:] Zalewski M. (red.), *Zintegrowana strategia ochrony i zagospodarowania ekosystemów wodnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Łódź, s. 67-77.
- Puchalski W., 2000, *Monitoring funkcjonowania ekosystemów zbiorników zaporowych*, [w:] Krajowa konferencja, *Zbiorniki zaporowe – metody badań i ocen jakości wód*, Zaczysze 17-19 października 2000, s. 122-128.
- Racinowski R., Baraniecki J., 1990, *Przydatność litologicznych wskaźników dla charakteryzowania wzdłuż brzegowego potoku rumowiska na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Rozprawy Hydrotechniczne IBW PAN, Gdańsk, 51, s. 159-210.
- Rahuba A.V., 2011, *Dlinnovolnosaâ dinamika i ee vliânie na formirovanie kačestva vod vodohraniliša sutočnogo regulirovaniâ*, Izvestiâ Samarskogo Naučnogo Centra Rossijskoj Akademii Nauk, 13, 5, s. 196-203.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (red.), 1998, *Lake Gościąg, central Poland. A monographic study. Part 1*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Reid J.R., Sandberg B.S., Millsop M.D., 1988, *Bank recession processes, rates, and prediction, Lake Sakakawea, North Dakota, U.S.A.*, Geomorphology, 1, s. 161-189.
- Renöfält B.M., Jansson R. Nilsson C., 2010, *Effects of hydropower generation and opportunities for environmental flow management in Swedish riverine ecosystems*, Freshwater Biology, 55, s. 49-67.
- Reynolds C.S., 1994, *The long, the short and the stalled: on the attributes of phytoplankton selected by physical mixing in lakes and rivers*, Hydrobiologia, 289, s. 9-21.
- Richter B.D., Baumgartner J.V., Powell J., Braun D.P., 1996, *A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems*, Conservation Biology, 10, s. 1163-1174.
- Richter B.D., Baumgartner J.V., Wigington R., Braun D.P., 1997, *How much water does a river need?* Freshwater Biology, 37, s. 231-249.
- Richter B.D., Baumgartner J.V., Braun D.P., Powell J., 1998, *A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network*, Regulated Rivers: Research & Management, 14, 4, s. 329-340.
- Richter B.D., Thomas G.A., 2007, *Restoring environmental flows by modifying dam operations*, Ecology and Society 12(1), 12. [dostęp] <http://www.ecologyandsociety.org/vol12/iss1/art12/>
- Rosenberg D.M., Berkes F., Bodaly R.A., Hecky R.E., Kelly C.A., Rudd J.W.M., 1997, *Large-scale impacts of hydroelectric development*, Environmental Reviews, 5, s. 27-54.
- Rosenberg D.M., McCully P., Pringle C.M., 2000, *Global-scale environmental effects of hydrological alterations: introduction*, Bioscience, 50, 9, s. 746-751.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 21 lipca 2016 r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych oraz środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych*, Dziennik Ustaw Rzeczypospolitej Polskiej, Warszawa, dnia 5 sierpnia 2016 r. Poz. 1187
- Rubio B., Nombela M.A., Vilas F., 2000, *Geochemistry of major and trace elements in sediments of the Ria de Vigo (NW Spain): an assessment of metal contamination*, Marine Pollution Bulletin, 40, s. 968-980.

- Rutkowski J., 2007, *Osady jezior w Polsce. Charakterystyka i stan rozpoznania, metodyka badań, propozycje*, *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1, 1, s. 17-24.
- Rueda F., Moreno-Ostos E., Armengol J., 2006, *The residence time of river water in reservoirs*, *Ecological Modelling*, 191, s. 260-274.
- Rzepecki P., 1983, *Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych*, *Geologia*, 9, 1, s. 73-94.
- Rzetała M., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Saarijärvi E., Lappalainen K.M., 2002, *Flotation-like gas ebullition as a mechanism for sediment resuspension*, *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 27, s. 4093-4096.
- Salomons W., Förstner U., 1984, *Metals in the hydrocycle*, Springer, Berlin Heidelberg Tokyo.
- dos Santos M.A., Rosa L.P., Sikar B., Sikar E., dos Santos E.O., 2006, *Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants*, *Energy Policy*, 34, s. 481-488.
- Saulnier I., Mucci A., 2000, *Trace metal remobilization following the resuspension of estuarine sediments: Saguenay Fjord, Canada*, *Appl. Geochem.*, 15, s. 191-210.
- Schumm S.A., 1977, *The fluvial system*, New York, John Wiley&Sons.
- Schmuck A., 1965, *Regiony pluwiotermiczne w Polsce*, *Czasopismo Geograficzne*, 36, 3, s. 239-244.
- Schuster R.L., 1979, *Reservoir induced landslides*, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 20, s. 8-15.
- Sedell J.R., Richey J.E., Swanson F.J., 1989, *The river continuum concept: A basis for the expected ekosystem behavior of very large rivers?* [w:] D.P. Dodge (red.), *Proceedings of the International LKarge River Symposium*, *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*, 106, s. 49-55.
- Seitzinger S.P., 1988, *Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystem*, *Limnol. Oceanogr.*, 29, s. 73-83.
- Sengupta S., 1979, *Grain-size distribution of suspended load in relation to bed materials and flow velocity*, *Sedimentology*, 26, s. 63-82.
- Serruya C., 1975, *Nitrogen and phosphorus balances and load-biomass relationship in Lake Kinneret (Israel)*, *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 19, s. 1357-1369
- Shefsky S., 1997, *Comparing Field Portable X-Ray Fluorescence (XRF) To Laboratory Analysis of Heavy Metals In Soils*, *Intern. Symposium of Field Screening Methods for Hazardous Wastes and Toxic Chemicals, Las Vegas, USA*. <http://www.niton.com/shef02.htm>.
- Sheng Y.P., Lick W., 1979, *The transport and resuspension of sediments in a shallow lake*, *J. Geophys. Res.*, 84, s. 1809-1826.
- Shepard F.P., 1954, *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*, *J. Sedimentary Petrology*, 24, s. 151-158.
- Shiklomanov I.A., 1993, *World fresh water resources*, [w:] P.H. Gleick (red.), *Water in Crisis. A Guide to the World's Fresh Water Resources*, New York, Oxford University Press, s. 13-24.
- Shiklomanov I.A., 2000, *Appraisal and assessment of world water resources*, *Water Int.*, 25, s. 11-32.
- Shotbolt L.A., Thomas A.D., Hutchinson S.M., 2005, *The use of reservoir sediments as environmental archives of catchment inputs and atmospheric pollution*, *Progress in Physical Geography*, 29, 3, s. 337-361.
- Štefan V.M., 1975, *K rasčetu vodoobmena dolinnyh vodohraniliš*, *Vestnik Moskovskogo Gosudarstvennogo Un-ta, Ser. Geografiâ*, 5, s. 71-75.
- Simpson S.L., Pryor I.D., Mewburn B.R., Batley G.E., Jolley D.F., 2002, *Considerations for capping metal-contaminated sediments in dynamic estuarine environments*, *Environ Sci Technol.*, 36, s. 3772-3778.

- Sirokov V.M., Lopuch P.S., 1986, *Formirovanie malych vodochranilisc gidroelektrostantsji*, Energoatomizdat, Moskva.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 220, s. 175-247.
- Soares M.C.S., Marinho M.M., Huszar V.L.M., Branco C.W.C., Azevedo S.M.F.O., 2008, *The effects of water retention time and watershed features on the limnology of two tropical reservoirs in Brazil*, Lakes & Reservoirs: Research and Management, 13, s. 257-269.
- Soballe D.M., Kimmel B.L., 1987, *A large-scale comparison of factors influencing phytoplankton abundance in rivers, lakes, and impoundments*, Ecology, 68, s. 1943-1954.
- Sobczyński T., Joniak T., 2008, *Zmienność chemizmu wody w profilu pionowym jeziora jako efekt oddziaływania biocenozy i osadów dennych*, Ekologia i Technika, 16, 4, s. 170-176.
- Söderholm P., Strömberg L., 2003, *Options, Costs and Strategies for CO₂ Reductions in the European Power Sector*, Energy Studies Review, 11, 2, s. 171-204.
- Soja R., Wiejaczka Ł., 2014, *The impact of a reservoir on the physicochemical properties of water in a mountain river*, Water and Environment Journal, 28, s. 473-482.
- Sojka M., Jaskuła J., Wicher-Dysarz J., Dysarz T., 2016, *Assessment of dam construction impact on hydrological regime changes in lowland river – A case of study: the Stare Miasto reservoir located on the Powa River*, Journal of Water and Land Development, 30, s. 119-125.
- Sojka M., Siepak M., Gnojska E., 2013, *Ocena zawartości metali ciężkich w osadach dennych wstępnej części zbiornika retencyjnego Stare Miasto na rzece Powie*, Ochrona Środowiska, 15, s. 1916-1928.
- Søndergaard M., Jensen J.P., Jeppesen E., 2003, *Role of sediment and internal loading of phosphorus in shallow lakes*, Hydrobiologia, 506-509, s. 135-145.
- Soszka H., Pasztelaniec A., Koprowska K., Kolada A., Ochocka A., 2012, *Wpływ przekształceń hydromorfologicznych jezior na zespoły organizmów wodnych – przegląd piśmiennictwa*, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, 51, s. 24-52.
- Søndergaard M., Kristensen P., Jeppesen E., 1992, *Phosphorus release from resuspended sediment in the shallow and wind-exposed Lake Arresøe, Denmark*, Hydrobiologia, 228, s. 91-99.
- Spanilá T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, Acta Montana IGT AS CR, Ser. A, 4 (90), s. 93-110.
- Spencer D.W., 1963, *The interpretation of grain – size distribution curves of clastic sediments*, Journal of Sedimentary Research, 33, 1, s. 180-190.
- Špet G.I., Kubyškin G.P., 1968, *O zavisimosti cvetenia vody ot intensivnosti vodoobmena*, Hidrobiologičeskij žurnal, 4, 5, s. 55-58.
- Stan i wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych Polski 1996*, Materiały Badawcze nr 20, Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, IMGW, Warszawa-Kraków.
- Stanley E.H., Doyle M.W., 2003, *Trading off: the ecological effects of dam removal*, Frontiers Ecology and the Environment, 1, s. 15-22.
- Stone P.M., Walling D.E., 1997, *Particle size selectivity considerations in suspended sediment budget investigations*, Water Air Soil Pollution, 99, s. 63-70.
- St. Louis V.L., Kelly C.A., Duchemin E., Rudd J.W.M., Rosenberg D.M., 2000, *Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate*, BioScience, 50, 9, s. 766-775.
- Straškraba M., 1999, *Retention time as a key variable of reservoir limnology*, [w:] J. Tundisi, M. Straškraba (red.), *Theoretical reservoir ecology and its applications*, Leiden: Backhuys Publishers, s. 385-410.
- Straškraba M., Blazka P., Brand Z., Hejzlar P., Komlškova J., Kubecka J., Nesmerak I., Prochazkova L., Straškrabova V., Vyhnalek V., 1993a, *Framework for investigation and evaluation of reservoir water quality in Czechoslovakia*, [w:] M. Straškraba, J.G. Tundi-

- si, A. Duncan (red.), *Comparative Reservoir Limnology and Water Quality Management*, Kluwer Academic Publishers, s. 169-212.
- Straškraba M., Tundisi J.G., 1999, *Guidelines of lake management*, Vol. 9, *Reservoir water quality management*, ILEC, Kusatsu, Japan.
- Straskraba M., Tundisi J.G., Duncan A., 1993b, *State-of-the-art of reservoir limnology and water quality management*, [w:] M. Straskraba, J.G. Tundisi, A. Duncan (red.), *Comparative Reservoir Limnology and Water Quality Management*, Kluwer Academic Publishers, Netherland, s. 213-288.
- Sutherland R.A., 2000, *Bed sediment – associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii*, *Environmental Geology*, 39, 6, s. 611-627.
- Syvitski J.P.M., 2003, *Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century*, *Global and Planetary Change*, 39, 1–2, s. 1-11.
- Syvitski J.P.M., Morehead M.D., Bahr D.B., Mulder T., 2000, *Estimating fluvial sediment transport: The rating parameters*, *Water Resources Research*, 36/9, s. 2747-2760.
- Syvitski J.M.P., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P., 2005, *Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean*, *Science*, 308, s. 376-380.
- Szarek-Gwiazda E., 2013, *Czynniki kształtujące stężenia metali ciężkich w rzece Rabe i niektórych karpackich zbiornikach zaporowych*, *Studia Naturae*, 60.
- Szumka M., Gworek B., 2009, *Metody oznaczania frakcji metali ciężkich w osadach ściekowych*, *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych*, 41, s. 42-63.
- Szupryczyński J., 1986, *Wpływ włocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne*, [w:] J. Szupryczyński (red.), *Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 5, s. 7-24.
- Szupryczyński J., 1998, *Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w latach 1953-1998*, *Przegląd Geograficzny*, 70, 3-4, s. 173-195.
- Szwarczewski P., 1997, *Metale ciężkie w różnowiekowych holocenijskich aluwiach Wisły okolic Torunia*, *Przegląd Geologiczny*, 45, 12, s. 1286-1288.
- Szwarczewski P., 1999, *Zawartość metali ciężkich w osadach aluwialnych jako wskaźnik ewolucji dolin rzecznych*, maszynopis rozprawy doktorskiej, Uniwersytet Warszawski, Biblioteka WGiSR.
- Szwarczewski P. 2000, *Siła współwystępowania metali ciężkich w osadach – propozycja wskaźnika antropopresji*, [w:] L. Andrzejewski, P. Molewski, W. Wysota (red.), *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000, Toruń, s. 245-247.
- Szwarczewski P., 2002, *Zmiany zawartości metali ciężkich w aluwiach rzecznych dolnej Wisły w ciągu ostatniego 100-lecia*, [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW, Wyższa Szkoła Agrobiznesu w Łomży, s. 121-129.
- Szyczewski P., Siepak J., Niedzielski P., Sobczyński T., 2009, *Research on Heavy Metals in Poland*, *Polish Journal of Environmental Studies*, 18, 5, s. 755-768.
- Szymczuk R., 2008, *Spiętrzony kłopot Królowej*, *Miesięcznik Dzikie Życie*, 10/172, <http://dzikiezycie.pl/archiwum/2008/pazdziernik-2008/spietrzony-klopot-krolowej>.
- Śliwiński W., 1979, *Stopień wodny „Włocławek” – procesy sedymentacyjne w zbiorniku*. Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, s. 1-4.
- Śliwiński W., 1987, *Realizacja prac pogłębiarskich w czasie zbiornika „Włocławek”*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1-2, s. 1-10.
- Tanner W.F., 1991, *Suite statistics the hydrodynamic evolution of the sediment pool*, [w:] J.P.M. Syvitski (red.), *Principles, methods and application of particle size analysis*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 225-236.
- Tamburrino 2010, *Water Technology in Ancient Mesopotamia*, [w:] L.W. Mays (red.), *Ancient Water Technologies*, Springer Science+Business Media B.V., s. 29-51.

- Taylor R., 1987, *Factors forming the level and dynamics of nutrient runoff from an agricultural watershed*, Polish Archives of Hydrobiology, 34, s. 285-295.
- Taylor R., Bogacka T., Makowski Z., 1997, *Emisja azotu i fosforu z obszaru Polski do wód powierzchniowych*, Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, t. XX (XLI), z. 3.
- Taylor R., Bogacka T., Rybiński J., Niemirycz E., Żelichowska A., Makowski Z., Korzec E., 1992, *Rolnicze zanieczyszczenia obszarowe w wodach powierzchniowych*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Teisseyre A.K., 1984, *Osady denne Jeziora Turawskiego w świetle badań geologicznych*, Geologia Sudetica, 18, 1, s. 21-60.
- Teodoru C., Wehrli B., 2005, *Retention of sediments and nutrients in the Iron Gate I Reservoir on the Danube River*, Biogeochemistry, 76, s. 539-565.
- Tersa A., 2013, *Barrage in Włocławek*, Acta Energetica, 3, 16, s. 79-90.
- Thomas R.L., Kemp L.W., Lewis C.F.M., 1972, *Distribution, composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario*, Journal of Sedimentary Petrology, 42(1), s. 66-84.
- Thornton K.W., Kenedy R.H., Mahoun A.D., Saul F.G., 1982, *Reservoir water quality sampling design*, Water Resources Bulletin, 18, s. 261-265.
- Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M., 1979, *Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals*, Analytical Chemistry, 51, s. 844-851.
- Timčenko V.M., 1989, *Gidrobiologičeskie processy v vodohranilišah dneprovskogo kaskada*, [w:] A.I. Denisova (red.), *Gidrobiologičeskie i gidrohimičeskie Dnepra i ego vodohraniliš*, Naukova Dumka, Kiev, s. 19-58.
- Tomlinson D.L., Wilson J.G., Harris C.R., Jeffney D.W., 1980, *Problems in the assessment of heavy metal levels in estuaries and the formation of a pollution index*, Helgol. Wiss. Meeresunters, 33, s. 566-572.
- Torabi Haghghi A., Kløve B., 2013, *Development of a general river regime index (RRI) for intra-annual flow variation based on the unit river concept and flow variation end-points*, J. Hydrol., 503, s. 169-177.
- Torabi Haghghi A., Marttila H., Kløve B., 2014, *Development of a new index to assess river regime impacts after dam construction*, Global Planet. Change, 122, s. 186-196.
- Tosney J.J., 2013, *Short duration reservoir release impacts on impounded upland rivers*, Durham theses, Durham University. [dostęp: Durham E-Theses <http://etheses.dur.ac.uk/6976/>]
- Trojanowska A., Jezierski P., 2011, *Phosphorus in sediments and pore waters of selected Polish dam reservoirs*, Oceanological and Hydrobiological Studies International Journal of Oceanography and Hydrobiology, 40, 2, s. 72-85.
- Tundisi J.G., Matsumura-Tundisi T., Calijuri M.C., 1993, *Limnology and management of reservoirs in Brazil*, [w:] M. Straskraba, J.G. Tundisi, A. Duncan (red.), *Comparative Reservoir Limnology and Water Quality Management*, Kluwer Academic Publishers, s. 25-55.
- Tundisi J.G., Tundisi T.M., 2012, *Limnology*, CRC Press/Balkema, Leiden, The Netherlands.
- Tufford D.L., McKellar H.N., 1999, *Spatial and temporal hydrodynamic and water quality modeling analysis of a large reservoir on the South Carolina (USA) coastal plain*, Ecological Modelling, 114, s. 137-173.
- Urbaniak U., 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 61.
- U.S. EPA. 2000, *Nutrient Criteria Technical Guidance Manual: Lakes and Reservoirs*, EPA-822-B-00-002, Office of Water, Washington, DC.
- <http://www.epa.gov/waterscience/criteria/nutrient/guidance/lakes/index.html>
- Wagner I., Zalewski M., 2000, *Effect of hydrological patterns of tributaries on biotic processes in a lowland reservoir – consequences for restoration*, Ecol. Eng., 16, s. 79-90.

- Walling D.E., 1974, *Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization*, [w:] K.J. Gregory, D.E. Walling (red.), *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*. Institute of British Geographers, Spec. Publ. 6, s. 169-192.
- Walling D.E., 1983, *The sediment delivery problem*, *Journal of Hydrology*, 69, s. 209-237.
- Walling D.E., Fang D., 2003, *Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers*, *Global and Planetary Change*, 39, s. 111-126.
- Walling D.E., Kane P., 1984, *Suspended sediment properties and their geomorphological significance*, [w:] T.P. Burt, D.E. Walling (red.), *Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology*, Geobooks, Norwich, s. 311-344.
- Walling D.E., Moorehead P.W., 1989, *The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview*, *Hydrobiologia*, 176/177, s. 125-149.
- Walling D.E., Owens P.N., Waterfall B.D., Leeks G.J.L., Wass P.D., 2000, *The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK*, *The Science of the Total Environment*, 251/252, s. 205-222.
- Walling D.E., Russell M.A., Webb B.W., 2001, *Controls on the nutrient content of suspended sediment transported by British rivers*, *The Science of the Total Environment*, 266, s. 113-123.
- Walling D.E., Webb B.W., 1986, *Solutes in river systems*, [w:] S.T. Trudgill (red.), *Solute Process*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 251-320.
- Walling D.E., Webb B.W., 1992, *Water quality: I. Physical characteristics*, [w:] P. Calow, G.E. Petts (red.), *The River Handbook*, Blackwell Sciences, Oxford, U.K., s. 48-72.
- Wang L., Cai Q., Xu Y., Kong L., Tan L., Zhang M., 2011, *Weekly dynamics of phytoplankton functional groups under high water level fluctuations in a subtropical reservoir-bay*, *Aquatic Ecology*, 45, s. 197-212.
- Wang Z., Hu C., 2004, *Interactions between fluvial systems and large scale hydroprojects*, [w:] *Proceedings of the Ninth International Symposium on River Sedimentation*, October 18-21, 2004, Yichang, China, 1, s. 46-64.
- Ward J.V., Stanford J.A., 1983, *The serial discontinuity concept of lotic ecosystems*, [w:] T.D.I. Fontaine III, S.M. Bartell (red.), *Dynamics of lotic ecosystems*, Michigan, Ann Arbor Science, s. 29-42.
- Ward J.V., Stanford J.A., 1995, *The serial discontinuity concept: extending the model to floodplain rivers*, *Regulated Rivers – Research and Management*, 10, s. 159-168.
- Ward J.V., Tockner K., Arscott B., Claret C., 2002, *Riverine Landscape Diversity*, *Freshwater Biology*, 47, s. 517-539.
- Webb B.W., Walling D.E., 1985, *Nitrate behaviour in stream flow from a grassland catchment in Devon, U.K.*, *Water Resources*, 19, s. 1005-1016.
- Wei G.L., Yang Z.F., Cui B.S., Li B., Chen H., Bai J.H., Dong S.K., 2009, *Impact of Dam Construction on Water Quality and Water Self-Purification Capacity of the Lancang River, China*, *Water Resources Management*, 23, s.1763–1780.
- Wetzel R.G., 2001, *Limnology: Lake and River Ecosystems*, 3rd ed. Academic Press New York.
- Wiatkowski M., Czerniawska-Kusza I., 2009, *Use of the preliminary Jedlice Reservoir for water protection in the Turawa Reservoir on the Mała Panew River*, *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 38, 1, s. 83-91.
- Wiejaczka Ł., Wesoly K., 2012, *Differentiation of temporal water level dynamics in the Besko and Klimkówka Reservoirs (The Low Beskids, Poland)*, *Geographia Polonica*, 85, 4, 33–43.
- Więckowski K., 1978, *The silting processes of the artificial water reservoir in the Polish Lowland*, *Geographia Polonica*, 41, s. 63-71.
- Wierzbicki J., Ujda K., 1986, *Metodyka i technika pomiaru rozkładu przepływu wody na zbiorniku wrocławskim*, *Budownictwo wodne, gospodarka wodna – Informator Projektanta*, Hydroprojekt, 1, s. 13-16.

- Williams G.P., 1989, *Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers*, Journal of Hydrology, 111, 1–4, s. 89–106.
- Williams G.P., Wolman M.G., 1984, *Downstream effects of dams on alluvial rivers*, Geological Survey Professional Paper, 1286.
- Windom H.L., Smith R., Rawlinson C., 1989, *Trace metal transport in a tropical estuary*, Marine Chemistry, 24, s. 293–305.
- Winfield I.J., 2004, *Fish in the littoral zone: ecology, threats and management*, Limnologia 34, s. 124–131.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 119.
- Wiśniewski R., 1995, *Rola resuspensji osadów dennych w funkcjonowaniu ekosystemów wodnych*, Wydawnictwo UMK, Toruń.
- Withers P.J.A., Jarvie H.P., 2008, *Delivery and cycling of phosphorus in rivers*, A review, Science of The Total Environment, 400, 1–3, s. 379–395.
- Wojtkowska M., Bogacki J., 2012, *Wykorzystanie analizy specyjalnej w monitoringu metali ciężkich w osadach dennych na przykładzie rzeki Utraty*, Ochrona Środowiska, 34, s. 43–46.
- Wolanski E., Spagnol S., 2003, *Dynamics of the turbidity maximum in King Sound, tropical Western Australia*, Estuarine Coastal Shelf Sci., 56, 5/6, s. 877–890.
- World Commission on Dams, 2000, *Dams and Development: a New Framework for Decision-Making*, Earthscan Publications Ltd., London.
- Woś A., 1999, *Klimat Polski*, PWN, Warszawa.
- Woyciechowska J., Dojlido J., 1982, *Zmiany jakości wód powierzchniowych pod wpływem zabudowy hydrotechnicznej*, Gospodarka Wodna, 5, s. 47–51.
- Wójcik G., 1995, *Wpływ rzecznego zbiornika wodnego na klimat jego otoczenia na przykładzie zbiornika włocławskiego*, Fundacja „Kaskada Dolnej Wisły”, Kaskada, 1-2, s. 19–21.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993, *Opady atmosferyczne w regionie dolnej Wisły w okresie 1951–1980*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Instytut Geografii UMK, Toruń, s. 107–121.
- Wróbel S., Szczepny B., 1983, *Zabudowa hydrotechniczna rzek a cechy jakościowe wód*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, s. 393–415.
- Wrzesiński D., 2009, *Stabilność reżimu odpływu rzek w Polsce*, [w:] A.T. Jankowski, D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red.), *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec, s. 307–318.
- Wu J., Tsanis I.K., 1995, *Numerical study of Wind-Induced Water Currents*, Journal of Hydraulic Engineering, 121, s. 388–395.
- Wu W., Wang S., 2006, *Formulas for sediment porosity and settling velocity*, Journal of Hydraulic Engineering, 132, 8, s. 858–862.
- WWAP (World Water Assessment Programme), 2003, *Water for People Water for Life*, The United Nations World Water Development Report, United Nations Educational, Scientific & Cultural Organisation and Berghahn Books, Barcelona.
- Van Cappellen P., Maavara T., 2016, *Rivers in the Anthropocene: global scale modifications of riverine nutrient fluxes by damming*, Ecohydrology & Hydrobiology, 16, s. 106–111.
- Valérie C., Rudy S., Jiska V., 2004, *Assessment of acid neutralizing capacity and potential mobilization of trace metals from land-disposed dredged sediments*, Science of Total Environment, 333, s. 233–247.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980, *The river continuum concept*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 37, s. 130–137.
- Vanoni V.A., 1975, *Sedimentation engineering practice*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, 54, New York.

- Vinogradova N.N., 2007, *Sedimentation in large reservoirs in various natural zones*, [w:] Proceedings of the Tenth International Symposium on river sedimentation, V3, Moscow, s. 349-352.
- Visher G.S. 1965, *Use of vertical profile in environmental reconstruction*, American Association of Petroleum Geologists, 49, 1, s. 41-61.
- Visher G.S., 1969, *Grain size distributions and depositional processes*, Journal of Sedimentary Petrology, 39, 3, s. 1074-106.
- Vörös L., Padisak J., 1991, *Phytoplankton biomass and chlorophyll-a in some shallow lakes in central Europe*, Hydrobiologia, 215, s. 111-119.
- Vörösmarty C.J., McIntyre P.B., Gessner M.O., Dudgeon D., Prusevich A., Green P., Glidden S., Bunn S.E., Sullivan C.A., Liermann C. Reidy, Davies P.M., 2010, *Global threats to human water security and river biodiversity*, Nature, 467, s. 555-561.
- Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J.P.M., 2003, *Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments*, Global and Planetary Change, 39, 1-2, s. 169-190.
- Vörösmarty C.J., Sharma K.P., Fekete B.M., Copeland A.H., Holden J., Marble J., Lough J.A., 1997, *The storage and aging of continental runoff in large reservoir systems of the world*, Ambio, 26, s. 210-219.
- Yang T., Zhang Q., Chen Y.D., Tao X., Xu C.-Y., Chen X., 2008, *A spatial assessment of hydrologic alteration caused by dam construction in the middle and lower Yellow River, China*, Hydrological Processes, 22, s. 3829-3843.
- Yang Z., Wang Y., Shen Z., Niu J., Tang Z., 2009, *Distribution and speciation of heavy metals in sediments from the main stream, tributaries, and lakes of the Yangtze river catchment of Wuhan, China*, Journal of Hazardous Materials, 166, s. 1186-1194.
- Zakonnov V.V., 1995, *Space and time heterogeneity in the distribution and accumulation of bottom sediments in the Upper Volga Reservoirs*, Vodnyje Resursy, 22, 3, s. 362-371.
- Zakonnov V.V., 2007, *Osadkoobrazovanie v vodohranilišah Volžskogo kaskada*, avtor. dis. na soisk. učen. step. d-ra geogr. nauk, Moskva.
- Zakonnov V.V., Zakonnova A.V., Ikonnikov L.B., 1999, *Shore erosion and sedimentation in the Cheboksary Reservoir*, Water Resources, 26, 4, s. 368-376.
- Zakonnov V.V., Poddubnyj S.A., 2002, *Structural variations of bottom sediments in the Rybinsk Reservoir*, Water Resources, 29, 2, s. 181-190.
- Zarfl Ch., Lumsdon A.E., Berlekamp J., Tydecks L., Tockner K., 2015, *A global boom in hydropower dam construction*, Aquatic Sciences, 77, 1, s. 161-170.
- Zhang W., Wu Y., Wang W.G., Xing W.Q., 2016, *Characterizing the seasonal changing patterns of hydrological variables in the East River, Southern China*, Journal of Hydrologic Engineering, [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001445](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001445).
- Zhang Y., Jun X., Tao L., Quanxi S., 2010, *Impact of water projects on river flow regimes and water quality in Huai River basin*, Water Resour Management, 24, s. 889-908.
- Zhao P., Tang X., Tang J., 2013, *Assessing Water Quality of Three Gorges Reservoir, China, Over a Five-Year Period From 2006 to 2011*, Water Resour Management, 27, s. 4545-4558.
- Ziegler C.K., Lick W., 1988, *The transport of fine grained sediments in shallow waters*, Environmental Geology and Water Sciences, 11, 1, s. 123-132.
- Ziemińska-Stolarska A., Polańczyk A., Zbiciński I., 2015, *3-D CFD simulations of hydrodynamics in the Sulejow dam reservoir*, Journal of Hydrology and Hydromechanics, 63, 4, s. 334-341.
- Ziminova N.A., 1966, *O vliánii gidrometeorologičeskich uslovij na process vzmučivaniâ v Rybinskom vodohraniliše*, Sb. rabot Rybinskoj gidrome-teorol. observ., Vyp., 3, Leningrad, Gidrometeoizdat, 160-166.
- Znamenskij V.A., 1976, *Vliânne osnovnyh gidrologičeskich faktorov na mineralizaciû vody v vodohranilišah volžsko-kamskogo kaskada*, Tr. GGI, Leningrad, Gidrometeoizdat, Vyp. 231.

- Znamenskij V.A., 1977, *Vliânîe gidrologo-dinamičeskîh faktorov na izmenenie soderžaniâ himičeskîh vešestv v vodohraniliše*, Tr. GGI, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1977. Vyp. 246.
- Znamienskij V.A., 1981, *Gidrologičeskie processy i ich rol' v formirovanii kacestva vody*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Zoumis T., Schmidt A., Grigorova L., Calmano W., 2001, *Contaminants in sediments: remobilisation and demobilization*, Science of the Total Environment, 266, s. 195-202.
- Zwoliński Z., 1989, *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznoego*, IGiPZ PAN, Dokumentacja Geograficzna, 3-4.
- Żbikowski J., 2000, *Macrozoobentos of the Vistula in the section from Wyszogród to Toruń*, AUNC, Limnological Papers, 21, s. 75-84.
- Żelaziński J., 2011, *Mity tradycyjnej gospodarki wodnej*, [w:] *Stan gospodarki wodnej w Polsce - problematyka prawna i kompetencyjna (na przykładzie Dolnej Wisły)*, Zeszyty Zespołów Senackich – 9/2011, Warszawa, s. 41-58.
- Żytkowicz R., Błędzki L.A., Giziński A., Kentzer A., Wiśniewski R., Żbikowski J., 1990, *Zbiornik włocławski. Ekologiczna charakterystyka pierwszego zbiornika zaporowego planowanej kaskady dolnej Wisły*, [w:] Z. Kajak (red.), *Funkcjonowanie ekosystemów wodnych ich ochrona i rekultywacja, cz. I: Ekologia zbiorników zaporowych i rzek*, SG-GW-AR, 50, s. 201-225.

HYDROMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF THE FUNCTIONING OF THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR GEO-ECOSYSTEM

Summary

The impact of dams and dam reservoirs on the river valley environment is very diverse, and its effects are visible both above and below the dam. Abiotic elements of the environment react to the changing of the features of the river system as the first. As a consequence, the biological productivity of the ecosystem changes as well as the quantitative and qualitative transformation of river fauna occurs.

The biggest changes in the functioning of river ecosystems are visible above dams, where bigger or smaller transformations of river conditions into lake conditions take place. Decisive for the transport of sediment and geomorphological activity, the specific power of the river stream loses its importance, giving way to, among others, waving, and wind and density currents. As a result, in the lower parts of reservoirs, an internal water circulation system independent of the river flow is created. The properties of the water environment changing towards the dam make it possible to determine three characteristic sections in dam reservoirs, i.e. river, transitional, and lake sections. The permeation of river and lake features, i.e. the so-called lentic-lotic gradient, determines the type and intensity of the physical, chemical and biological processes taking place in reservoirs.

There is a belief that dam reservoirs with a high flow rate and hydropower function cause the smallest transformations of the hydrological regime, and thus also of other components of the river environment. Such reservoirs also include the Włocławek Reservoir. The verification of this thesis was one of the objectives of many years of research, which dealt with the determination of the impact of hydromorphological conditions on the spatial diversity of abiotic elements forming the internal structure of the reservoir geo-ecosystem. Recognizing the important role of river flow in the functioning of dam reservoirs, the impact of the dam in Włocławek on the transformation of water flows and levels was determined. The diversity of water flow velocity and circulation features in the limnic part of the reservoir were characterized. The impact of the diversity of hydrological and hydrodynamic conditions in the reservoir on the spatial diversity and the quantitative and qualitative transformation of the physicochemical parameters of water, as well as the properties of suspended matter and bottom sediments, were assessed.

The barrage in Włocławek was put into operation in 1970. In its assumptions, it was to be the first of the eight barrages forming the cascade of the lower Vistula. This 1,200-metre long structure consists of five structures: a ground dam, weir, 160 MW hydroelectric power plant, fish ladders, and a navigation lock, as well as a side dam on the left bank of the Vistula. As a result of damming up the Vistula by 14 m, the largest dam reservoir in Poland in terms of area (75 km²) was created. The length of the reservoir is 57 km, the average width 1.2 km, the average depth 5.5 m, and the maximum depth is about 15 m. Bigger depths occur in the line of the former main stream of the river, running mostly along the right bank. Shallows are associated with flooded sandbars and Vistula holms, as well as with the low left bank. The current capacity of the reservoir is estimated at 370 million m³. The Włocławek Reservoir is a typical valley one in its nature, it is narrow and long, with little diversified banks. The area of the reservoir covers the former river channel of the high water along with the low terraces of the left bank. Only 14% of the reservoir's area coincides with the part unrelated to the former Vistula river channel.

The Włocławek dam is currently used mainly for hydropower purposes, while the reservoir is used for recreational purposes, as well as, to a small extent, for flood protection. The functioning of a single dam on an unregulated river is the cause of many operational problems. The most serious include the erosion of the stream channel below the dam, excessive accumulation of sediments in the reservoir, and the risk of ice jam flooding.

The course of hydrochemical, biological and sedimentation processes in dam reservoirs to a lesser or greater extent is linked to the hydrological regime of the river. The channel-valley type of the Włocławek Reservoir, its highly through-flow nature, and limited water retention capabilities mean that the hydrological conditions of the functioning of the reservoir's ecosystem are determined primarily by the volume and variability of the Vistula flows.

The average volume of water inflow to the reservoir in the years 1971-2015 was $931.8 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, and was slightly higher than the outflow, which reached $905.7 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. In the analysed multi-year period, however, on a percentage as high as 39.2% of the days in question, the outflow from the reservoir was higher than the inflow. Days when the difference between the flows above the reservoir and below the dam was in the range $\pm 50 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ prevailed (41.5%). Relatively often, because over 9.7% of the days of the multi-year period, the difference was greater than $\pm 200 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, and during more than 20 days it exceeded $1,000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. The big flow differences between the inflow to, and the outflow from the reservoir are associated with the functioning of the reservoir during flood periods, or larger discharges of water through the dam in order to improve navigation. The reason for the smaller differences between the inflow and outflow of water to and from the reservoir was the peak-capacity - intervention regime of barrage operation.

The variability of the averaged daily values of the Vistula's discharges in Kępa Polska, for the years 1971-2015, representing the inflow of water to the reservoir, shows a relatively constant tendency for the formation of high flows at the turn of March and April. Incidentally, high flows above $3,000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ appear in the entire hydrological year, with the exception of December. After a period of increased spring flows lasting until mid-May, the water supply to the reservoir decreases. From the end of August to the beginning of October, there is a phase of permanently decreasing low flows. After this period, until the early spring, inflows to the reservoir gradually increase.

One of the most important features of the hydrological regime is the seasonal variability of river flow. Its most obvious manifestation is the occurrence of high and low flows. The average duration of the Vistula's low water flows above the reservoir, determined on the basis of the size of border flows, was 94 days, and 80 days below the dam. The average duration of high flows was much shorter and lasted 37 days in Kępa Polska and 46 days below the Włocławek dam. An analysis of the stability of the diurnal flows of the Vistula showed a relatively high stability of the occurrence of spring high flows and summer and autumn low flows.

The nature of river flow transformations caused by the functioning of dams and dam reservoirs depends on the size and function of these facilities. It is assumed that dams with a hydro-energetic function, forming small, highly through-flow reservoirs, usually have a small impact on the river's hydrological regime. The impact of the Włocławek dam on the transformation of the flow was assessed using a comprehensive flow transformation indicator (RI) and IHA indicators (Indicators of Hydrologic Alteration). The results of the analyses indicated that the Włocławek dam has a negligible impact on the transformation of average monthly discharges of the Vistula River. On the other hand, its impact on the variability of average daily discharges turned out to be significant. It was shown that it influenced the lowering of low flows, which is visible in the course of averaged values of minimum flows, especially 1-, 3- and 7-day ones. In connection with

limited reservoir retention capacities, the culminations of the largest floods were reduced to a small extent. The most visible transformations of the hydrological regime, however, consist in increasing the dynamics and variability of the Vistula discharges below the dam. They are manifested by an increase in the number and the shortening of the duration of phases of high and low river flows, as well as by an increase in the number of inversions of flow tendencies. Most of the observed changes in the hydrological regime of the Vistula below the dam are the effect of the operation of the water power plant. Its change in 2002 from the peak-intervention system to the flow-intervention system influenced primarily the reduction in the scope, frequency, and speed of changes in the flow. From this point of view, the regime of the Vistula flows below the dam became more similar to its regime above the Włocławek Reservoir.

The functioning of dammed reservoirs causes large changes to the course of water levels, both above and below the dam. In the Włocławek Reservoir, as in the case of other channel-type reservoirs with a hydro-energetic function, water levels are usually balanced. Their annual fluctuations in the lower part of the reservoir during its functioning ranged from 52 cm to 187 cm, averaging 101 cm. The high stability of water levels in the reservoir shows that on average, over 203 days a year, their amplitudes are less than 5 cm. Due to the low variability of water levels in the reservoir, their impact on water quality is limited. The periodic increase in water levels combined with intensive waving, however, affects the supply of material from the bank zone.

The rate of water exchange is an important factor affecting the course of the physical, chemical and biological processes taking place in dam reservoirs. The short retention time results in the fact that conditions characteristic of a river zone prevail along almost the entire length of the reservoir. With its elongation, the possibilities of transforming the physico-chemical properties of the river load increase.

The water exchange process consists of external and internal exchange. The rate of external water exchange is determined by the components of the water balance of the reservoir. Internal water exchange is conditioned by the hydrodynamic processes taking place in the reservoir. In dam reservoirs of the valley and channel type, the influence of river flow on the rate of water exchange is particularly high. The average rate of water exchange in the Włocławek Reservoir in the years 1971-2015 was 5 days. If factors influencing internal water exchange are taken into account, the length of its retention time (renewal) is extended by an average of 15%. During spring high flows (March-April), the average rate of water exchange increases to 1.3 days. In the period of summer-autumn low flows, water exchange is slower and averages 6.7 to 8.4 days. The short time of water retention in the Włocławek Reservoir should be considered an important factor limiting the adverse changes related to the deterioration of water quality and excessive phytoplankton development. Periods of lower water exchange intensity, occurring mainly in the summer six-month period, affect more favourable conditions for the development of phytoplankton and the periodic deterioration of water quality. The rate of water exchange expressed in the retention time coefficient makes it possible to include the Włocławek Reservoir in the group of moderate through-flow reservoirs of the transit-accumulation type.

The gradual reduction of the lowering of the water level towards the dam results in the fact that the river flow still dominant in the upper part of the reservoir loses its significance giving way to waving, and wind and density currents. As a result, in the lower section of the reservoir, a water circulation system independent of the river flow is created. The significance of river flow in the process of developing the characteristics of the water environment is, however, still considerable in the case of rheolimnic reservoirs. However, even in such reservoirs, in zones outside the former

river channel, water masses can move without the participation of a river current. Field measurements and computer simulations have shown that water circulation independent of the river flow is also formed in the lower part of the Włocławek Reservoir.

The velocity of flow through the Włocławek Reservoir is conditioned by the size of the water free surface slope. For the mean Vistula inflow ($930 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) into the reservoir, while maintaining the normal level of water damming at the dam (57.3 m above sea level), the inclination of the water surface between Plock and the dam in Włocławek is 25 cm (0.006 ‰). It was calculated that in such conditions the maximum water flow velocities in the lower part of the reservoir do not exceed $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, and during low water flows ($330 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) $6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. In the upper part of the reservoir (Plock profile), they reach 95 and $26 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. It was also shown that the flow current of the Vistula disappears at a distance of about 21-22 km from the dam. Its course refers to the layout of the former main stream of the Vistula, which in the upper and transitional section of the reservoir, and in the course of low water flows also in the lower one, constitutes the path of privileged water flow.

The decrease in the river flow velocity towards the dam results in the fact that in the limnic part of the reservoir, the dynamics of water depend on the size of waving and the currents created by the force of the wind. In addition to wind velocity, the length of the reservoir, the orientation of its axis relative to the prevailing wind directions, and the nature of cover exert significant impact on the size of waving. From this point of view, the Włocławek Reservoir should be classified as a water region that is very vulnerable to the impact of the wind. The waves forming under the influence of wind with a velocity of $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ reach the maximum parameters with the wind blowing along the axis of the reservoir. At wind velocities of 8 and $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, the maximum wave heights reach up to 0.7 and 1.2 m, respectively. The lengths of waves with the biggest heights are 8-9 m at a weaker wind, and more than 13 m at stronger winds. The average lengths of waves formed under such conditions are 4 and 6.7 m, respectively. The maximum velocities of wave displacement in the shallow-water parts of the reservoir are $20\text{-}40 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ under the conditions of a lower wind force, and $50\text{-}90 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ in the case of stronger winds.

Direct measurements of water flow velocity showed that under the conditions of flows lower than average, from the 654-656th km to the dam, current circulation independent of the flow of the Vistula is formed in the areas of the reservoir beyond the main stream. In the upper part of the reservoir, regardless of the direction and force of the wind, the direction of water flow was most often consistent with the flow of the Vistula. In the case of winds coming from the western directions, a drift current forms opposite to the direction of the river flow, and in line with the wind direction, in the lower part of the reservoir, along its left bank. In shallower places, it covers the whole layer of water, while in deeper ones it is accompanied by a bottom compensation current. In the place where the reservoir changes its course from WE to NW-SE (655th km), wind-driven circulation disappears on the left bank side, and the drift current moves towards the right bank. Then, already as a compensation current, it merges with the flow current of the Vistula River and goes towards the dam. In many places, velocities of the currents generated by the wind are comparable, and even higher than the velocity of the flow current. In the situation of wind blowing from the eastern sector, i.e. in line with the direction of the Vistula's flow, a drift current directed towards the dam forms in the surface layer of water. In the left-hand, limnic part of the reservoir, it usually reached higher velocities than the flow current in the main stream. During high-water stages, the measured velocities and directions of water flow were typical for reservoirs with high trough-flow. Along the entire length and width of the reservoir, the flow took place towards the dam.

The physical and chemical properties of river water change not only as a result of the inflow of water and sewage from other natural and anthropogenic sources, but also under the influence of the processes taking place in the river channel. These changes are particularly visible in sections of dammed rivers, which is facilitated by the prolongation of the retention time and the reduction of water flow velocity.

Although the main hydrochemical features of the lower Vistula result from the water quality in its upper and middle course, significant transformations of its chemical composition also take place in the lower section of the river. They are already visible below the mouth of the Narew River. The inflow of the less mineralized waters of this tributary to the Vistula is marked by a reduction in the total mineralization of water, from $600 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ to about $400 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. The parameters characterizing the salinity of water also change in the reservoir itself. Concentrations of most of the main ions reach higher values in its lower, lake section, and in the river below the dam. In the case of some ions (Cl^- , Na^+ , K^+), this is an increase of several dozen percent, and in the case of others, of a few percent (Mg^{2+} , SO_4^{2-}). Concentrations of chloride ions, sodium ions, and total water mineralization show an inverse relationship with the flow rate. High concentrations of these substances in the period of low flows are associated with a higher share in the outflow of saline wastewater coming from various sources. The poor, in the case of other ions, strength of relations with the flow rate is most likely the effect of the high retention of the lowland catchment, which translates into the lower variability and diversity of the supply of part of the ionic substances to the Vistula river channel.

The quick exchange and strong mixing of the waters of the Włocławek Reservoir limit its adverse effect on water oxygenation. The average concentration of oxygen below the dam was only 14.7% lower than in the Vistula above the reservoir. In the summer six-month period, however, this difference was bigger and amounted to 29%. In the lower part of the reservoir, periods characterized by an oxygen deficit are definitely more frequent compared to the river above the reservoir. In the years 1990-2009, in Wyszogród and Płock, 2.4% and 0.3% of results, respectively, were obtained when the concentration of oxygen was less than $5 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. At the Brwilno measuring point representing the transitional zone of the reservoir, such results already accounted for 6.4%, and in Włocławek and Nieszawa below the dam, 16.2% and 11.6%, respectively. The periodically weaker oxygenation of water in the reservoir results from the biodegradation processes occurring in it, especially during the re-suspension of bottom sediments. The scale of the impact of these processes is indirectly expressed by a decrease in the value of the BOD5 ratio, which was on average as high as 63% between Wyszogród and Włocławek.

The biogenic substances contained in water undergo various types of transformations during fluvial transport. Nitrogen participates, among others, in nitrification-denitrification processes, and phosphorus takes part in sedimentation. The activity of these processes increases in dam reservoirs, which is favoured by lower water flow velocity and worse aerobic conditions. The concentrations of biogenic substances in the reservoir waters and in the water of the Vistula supplying it are interconnected. Small differences between the limnic and rheolimnic sections of the reservoir and the river are visible in the case of concentrations of ammonium nitrogen, Kjeldahl nitrogen, and total phosphorus. The stronger, if compared to other forms of nitrogen, relationship between the concentration of nitrates and the water flow rate is affected by their large supply from the catchment during spring high-water stages, on the one hand, and assimilation by phytoplankton during the summer-autumn low waters, on the other. The negative relationship between the concentration of phosphate phosphorus and the water flow in the lower part of the reservoir is

most likely the result of a more intense phosphate migration from bottom sediments into water in the summer season.

Dam reservoirs are a place of retention of biogenic substances, which leads to the accumulation of nitrogen and phosphorus compounds in bottom sediments. The role of the Włocławek Reservoir is ambiguous in this respect. The difference in the concentrations of phosphorus and total nitrogen in Wyszogród and Włocławek indicates that in 57% of the results of analyses higher concentrations of total phosphorus occurred in the water flowing out of the reservoir. In the case of total nitrogen, their number was as much as 71%.

The high water dynamics in the Włocławek Reservoir is the reason for the absence of conditions for the formation of permanent thermal stratification. The image of the spatial diversity of surface water temperatures is more complex. Situations characterized by water temperature equilibrium in the cross-section and its gradual decrease or increase towards the dam are predominant. The presence of colder or warmer waters in the lower, deepest part of the reservoir results from their slower heating or cooling compared to the upper section. The thermal characteristics of water in the upper and transitional parts of the reservoir are also influenced by the flow current. Depending on the thermal conditions of the air, it introduces water of higher or lower temperature into the reservoir area.

The diversity of vertical oxygen concentrations occurred only in periods characterized by slower exchange, poor waving, and high water temperatures. Changes in vertical oxygen concentration did not exceed $10 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ and were most often of a clinograd nature. However, conditions characterized by vertically uniform water oxygenation were predominant. Water in the upper part of the reservoir and in the transitional section in the river current impact zone were characterized by better oxygenation. Worse oxygen conditions prevailed in the lower, limnic section of the reservoir, where the amount of oxygen concentrations was influenced by the efficiency of biogeochemical processes (photosynthesis, oxygen decomposition of organic matter), and the dynamics of water masses.

Measurements of vertical electrolytic conductivity (SEC) have shown that it is smaller in the deep water part than in the shallow water part. Situations of this nature were observed in different hydrodynamic conditions. In most cases, the SEC diversity did not exceed $50 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. A characteristic feature of the SEC variability was the rapid change in its value appearing at various depths. This may indicate the presence of two different masses of water. The range of SEC spatial diversity varied from several dozen to almost $250 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. The most common spatial arrangement was a situation characterized by relatively big SEC diversity in the limnic part of the reservoir (usually below the 655th km) and a small one in the upper part of the reservoir. The SEC diversity in the limnic section indicates the, at least, periodic independence of the water mass occurring in the part of the reservoir beyond the main stream from the water mass moving in the former Vistula river channel. This type of system disappears with larger flows of the Vistula and during an intense wind mix. In periods when the flow of the Vistula is higher than average, the image of SEC spatial diversity in the reservoir is affected by the course of the river current.

The main source of suspended matter in the Włocławek Reservoir is the transit material supplied by the river. The average multi-annual (1990-2006) concentration of total suspended matter in the Vistula between Wyszogród and Nieszawa was $15\text{-}30 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. As a result of its sedimentation in the reservoir, it was reduced by about 42%. The greater periodic concentration of suspended matter in the water flowing out of the reservoir is the result of increased material supply from its banks and bottom. Such a situation occurred in 24% of the measurement series.

Four characteristic phases can be observed in the average annual course of suspended matter concentration. Both in the upper and in the lower parts of the reservoir, the lowest concentration of suspended matter occurs in winter. It is also the period of low flows of the Vistula River. A smaller supply of suspended matter at this time is conditioned by the course of ice phenomena. The spring phase is characterized by high meltwater flows. During this time, the concentration of suspended matter increases rapidly, but does not reach maximum values. Spring is also a period of intense development of diatomaceous phytoplankton, which additionally increases the size of concentration of total suspended matter. In summer and autumn months, the size of turbidity refers primarily to the seasonal succession of phytoplankton. The maxima of its development, in May and in the summer, correlate well with the high concentrations of total suspended matter. The last autumn phase appeared only in the middle and lower part of the reservoir at the beginning of the multi-year period. The increase in turbidity, in conditions of the low variability of the flow, was the effect of material supply from the reservoir banks during autumn storms.

Changing water flow conditions in dam reservoirs not only affects the decrease in the concentration of suspended matter, but also its qualitative transformation. The suspended matter displaced in the Włocławek Reservoir consists primarily of the mineral fraction. In the upper part of the reservoir, its share was 79.3% on average, and in the lower part 71.6%. The size of the concentration of mineral suspended matter in the upper part of the reservoir was more than three times higher than in the lower one, while that of organic suspended matter was twice lower. Much bigger turbidity occurred there on the main stream line of the former river channel. The concentration of mineral suspended matter in the lake part of the reservoir was more balanced. Organic suspended matter was characterized by greater diversity, with its concentration reaching higher values in the areas of the reservoir beyond the main stream.

Inorganic suspended matter consisted mainly of the silty fraction, the average share of which was 65.8%. The other main fractions, i.e. sandy and clayey, accounted for 25.9% and 8.3%, respectively. The little diversity in the grain size of the material in individual parts of the reservoir is due to the change in water flow conditions. In the upper section of the reservoir, the average share of the silty fraction was 60.3%, and in the lower section 71.4%. The suspended matter in the lower part of the reservoir was of a more coarse nature. In the case of the majority of samples, a very positive and positive symmetry of the grain size distribution of suspended matter was found. Expanding suspended matter to include finer than average grains is associated with the selective deposition of thicker fractions during river transport. The majority of samples (about 68%) were characterized by poor sorting. The lower variability of grain size indices in the limnic part of the reservoir indicates more stable conditions for the transport of suspended matter prevailing there.

A dependence consisting in an increase in the concentration of mineral suspended matter together with the water flow rate, and a simultaneous decrease in the concentration of organic suspended matter, was found in the upper section of the reservoir. However, no significant influence of the variability of water flow on the grain size of suspended matter was found. The correlation coefficients at the level of 0.48 in the upper part of the reservoir and 0.41 in its lower part indicate a relatively large supply of the fine fraction at the time of high water flows. The change in hydrological conditions and the emergence of new mechanisms of launching and transferring clastic material (waving, current circulation) in the limnic part of the reservoir weakened the influence of river flow on the grain size of suspended matter. Differences in the grain size of the suspended matter in the river and lake parts of the reservoir, visible during low and medium flows, disappear during high water flows.

The conditions of transport and sedimentation of the suspended matter in the Włocławek Reservoir are described by the dependence between the mean grain diameter and sorting, and the location of samples of suspended matter in the C/M dependence diagram. The results of the analyses confirmed the high dynamics of the deposit environment in the Włocławek Reservoir. In the river part of the reservoir, it is linked with the influence of the flow current of the Vistula, and in the lake part with waving and currents of the wind type. The low energy environment, where material is displaced in the form of homogeneous and pelagic suspended matter, is less well represented.

The amount of suspended matter introduced into the reservoir and its physico-chemical properties have a decisive impact on the nature and size of filling the reservoir with bottom sediments. In the Włocławek Reservoir, there are mineral deposits containing on average 7% of organic matter and about 21% of carbonates. A higher content of organic matter in sediments occurs in the lower, limnic part of the reservoir, and especially in the deep water areas there. The significant proportion of calcium carbonate results mainly from the presence of shells of molluscs plunged in semi-fluid sapropel mud, which are not, however, the primary component of the sediment. The sediments at the bottom of the deep-water part of the Włocławek Reservoir are of a silty nature. The average share of this fraction is 67%. The content of the other two fractions, sandy and clayey, is 25.9% and 7.1%, respectively. Studies on the mineralogical composition of the clayey fraction showed that smectites are the predominant type of clay minerals. Their share in the tested samples was 50-60%. About 20% are mixed-layer minerals of the smectite/chlorite and smectite/vermiculite type. The share of illite and kaolinite is definitely smaller. Such a composition attests to the large possibilities of binding heavy metal cations by the clayey minerals contained in the sediments of the reservoir. Due to the grain size characteristics, bottom sediments are classified according to the Udden-Wentworth classification into one of nine types: silts (49.4%), sandy silts (18.9%), silty sands (11.3%), sands (11, 1%), clayey silts (6.9%). The share of other types of sediments, i.e. sandy diamikton, clay, sandy-clayey silt and clayey-sandy silt, totals 2.3%.

The distribution of individual types of sediments reflects the division into the river and lake accumulation zones typical of dam reservoirs. In the upper part of the reservoir, including the river section and a fragment of the transitional section, sandy sediments predominate. In the lower part, there is visible diversification into the sandy accumulation zone in the littoral and silty accumulation zone in the profundal. The location of sandy surfaces in the reservoir's profundal coincides with local shallow waters above the surfaces of the flooded sandbanks and islands of the Vistula. The formations lying there at a depth of 4-5 m are subject to erosion and re-suspension as a result of the impact of waving and wind currents on the bottom. These surfaces are located above the so-called critical potential depth, which determines conditions conducive to permanent accumulation. Silty accumulation surfaces appear also in the upper part of the reservoir, where sandy river sediments predominate in areas with lower water energy. The occurrence of clayey sediments is limited to the limnic section of the reservoir, where it is of an "island" nature. The accumulation of clayey sediments occurs there in the hollows associated with the former stream pools of the Vistula's main river channel, and side channels. In the case of the Włocławek Reservoir, the grain size of sediments depends more on changes in the depth and distance from the bank, than on the decrease of the flow velocity towards the reservoir dam.

The spatially diversified image of the distribution of particular types of bottom sediments in the reservoir attests to the complex conditions of their accumulation. The high dynamics of water in the reservoir determined by the river flow and wind current circulation affect the instability

of sedimentation conditions. The interpretation of the C/M diagram and the cumulative curves of the grain size distribution indicates that traction and saltation transport prevails in the river section of the reservoir and of the upper part of the transitional zone, which corresponds to the conditions of the river environment. In the lower and middle parts of the basin, sediment deposition from homogeneous suspended matter occurred, which is characteristic of the conditions of the lake environment. In the littoral of the lake part of the reservoir and in the shallower parts of the profundal, there are conditions characteristic for saltation transport. No relationship between the type of grain transport and the depth of water was found.

The location of the points representing the samples of sediments in the graph of the correlation between the skewness and kurtosis of the grain size distribution is an indirect indicator of the energy of the deposit environment. On this basis, it was determined that the transition (transport) zone, where in the conditions of the changing dynamics of the current environment the sediment is periodically displaced, is represented by as much as 69% of sediment samples, the erosional zone by 25%, and the accumulative one by 6%. Similar results were obtained using a comprehensive assessment of grain size indices based on the analysis of their anomalies. The share of the separated lithodynamic zones and their distribution indicate the absence of conditions for the permanent accumulation of sediments in the reservoir. The small surfaces, where this accumulation is possible, are limited to isolated hollows in the lake part of the reservoir. The conditions typical of the transport environment (sediment transit) dominate considerably. Accumulated in periods of relative hydrodynamic calm, the fractions transported in suspended matter are subject to frequent re-suspension and displacement at various distances, both in suspension and in saltation. The location of larger erosion zones is limited to the extensive shallows and surfaces of the Vistula's flooded sandbanks and holms located in the central part of the reservoir.

The launching of the previously accumulated sediment occurs when the deep water wave moves to an area with a depth less than half its length, and the shear stress caused by water movement exceeds the critical value for a given type of sediment. The results of the calculations showed that, in conditions characterized by the wind blowing for one hour at a constant speed of $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, the mean values of tangential stresses in the lake part of the reservoir amount to, depending on the wind direction, from 0.3 to $1.9 \text{ dyne}\cdot\text{cm}^{-2}$. Affecting the surface of the bottom of the reservoir, these forces may introduce poorly consolidated sediments into the state of suspension. In such conditions, re-deposition of bottom sediments would occur in an area of $2\text{-}5 \text{ km}^2$. The mean size of the resulting turbidity would be about $4\text{-}9 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ in the case of a wind blowing from the SW and NE directions, and $20\text{-}44 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ in the situation of a wind blowing along the axis of the reservoir (E and W). In the case of a wind with a velocity of $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, the size of turbidity would be bigger than $300 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, and the area of the reservoir's bottom subjected to the impact of shear forces would be 18 km^2 .

The largest increase in bottom sediments was found in the middle section of the reservoir. However, in its limnic part between the 655th km and the dam, the amount of sediment accumulation is the smallest. The estimation of the rate and size of filling the Włocławek Reservoir with sediments is difficult due to the dredging works conducted during its operation. The area of the reservoir where this type of work had not been carried out until 2006 was the section extending at the boundary of the transition and limnic zones. The maximum size of filling the reservoir with sediments between the 655th and 662nd km of the course of the Vistula river is 4.3 m, while the average is 1.45 m. It corresponds to the accumulation rate of approx. 4 cm/year. The largest accumulation of sediments takes place in the former side channels of the Vistula and in other hollows

in the surface of the reservoir's flood area. Conditions less favourable for accumulation prevail in the main stream zone of the former Vistula river channel and over the areas of the Vistula former sandbars and holms. These regularities attest to the importance of transit transport of suspended matter in the area of the former Vistula river channel and more favourable conditions for sedimentation in the inundation area of the limnic section of the reservoir.

The content of metals in bottom sediments is affected by the grain size, mineral composition, content of organic matter and carbonates, as well as by the concentration of Al, Fe, Mn, and P compounds in the sediments. The main source of metals accumulated in the bottom sediments of the reservoir is pollution of industrial, municipal, and agricultural origin. The high dynamics of water in the reservoir and the re-suspension of bottom sediments result in the fact that physical-chemical changes that make possible the transfer of metals from a sediment to water and the other way round, occur at the border of the sediment-water phases. The average content of trace metals in the bottom sediments of the Włocławek Reservoir was clearly higher than the regional geochemical background and was arranged in a decreasing series (Ba>Zn>Sr>Cr>Pb>Cu>V>Ni>As>Co>Cd). Interdependencies between metals indicate the presence of at least three groups. The first with the strongest connections is composed of Pb, Ni and Cr. Strong relations between these metals are conditioned by similar sources of supply, and the high strength of connections indicates the relative proximity of these sources. These are most likely traffic pollutants entering the Vistula waters from the road network of large agglomerations and the leachate from industrial waste dumps. The second group of metals, with clearly weaker connections, is formed by Ba and As, and Co, V and Cr correlated with them, as well as by compounds of Zn and Pb, Cr, Cu and Ni. The nature of the interdependencies between these metals results from the specifics of the geological structure of the Silesian-Krakow part of the Vistula river basin, where the occurring deposits of hard coal and zinc-lead ores are accompanied by Zn, Pb and Cd geochemical anomalies. The large distance of the source of supply from the place of sampling results in the fact that the described dependencies are characterized by lower strength. Cd and Sr do not show statistically significant connections with any of the other metals.

In the Włocławek Reservoir, there was no evidence of a strong relationship between the content of the clayey fraction in the sediment and the amount of heavy metal concentrations characteristic for many other waters. Linking the content of metals, especially Zn, Ni, Pb, Cr, Cu and Sr, in sediments with the organic matter occurring in them is definitely stronger. Manganese hydroxides are also substances binding the soluble forms of Pb, Ni, Zn. An analysis of the correlation relationships between sorbents and trace metals showed that phosphorus compounds also participate in their immobilization. Statistically significant correlation dependencies of metal concentrations on the content of phosphorus oxides were found with respect to Pb, Ni, Cr and Zn. In the conditions of dominance of the homogeneous, in terms of grain size, supply of suspended matter and generally low contrast of bottom sediments, the most important factor affecting the spatial diversity of concentrations of heavy metals in sediments is the organic matter contained in them.

A speciation analysis of the metals contained in the bottom sediments of the reservoir showed that the most mobile ion-exchange forms constitute a small percentage of their total content in the sediments. The share of ion-exchange forms of Zn, Cu, Pb, Cd and Ni did not exceed 5%. The fraction of metals connected with carbonates is also included in the mobile group. Its share, with the exception of copper and nickel, was bigger than the exchangeable fraction and amounted to 17-28%. The share of metals related to manganese and iron oxides and hydroxides is also big, with the exception of copper. The fourth fraction of sulfides and metals associated with organic

matter is of key importance in the binding of copper. It is more difficult for metals associated with hydrated iron and manganese oxides and with organic matter to turn into a solution, than it is for metals present in ion-exchange and carbonate fractions, so they can be considered as only potentially bioavailable. The nature of the speciation of the analysed metals indicates the high bioavailability of zinc and copper. However, due to the low toxicity of these metals, the ecological risk resulting from the relatively high availability of their mobile forms is low. Cadmium and lead, which are more dangerous for organisms, have slightly more inactive biological residual forms, averaging 35-39%.

The assessment of the pollution of the bottom sediments of the Włocławek Reservoir with heavy metals, carried out using the geoaccumulation index, showed that it is significant. The cadmium and chromium contained in them mainly determine the strong contamination of the sediments. Slightly smaller pollution was found in connection with the presence in the sediments of barium, cobalt, copper and zinc, and moderate pollution as a result of the presence of nickel and lead. The average value of the potential ecological risk index (RI) determined for As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn corresponds to Class 4. This means that the contamination of the sediments with heavy metals can pose a great threat to the functioning of the ecosystem. However, it should be clearly stressed that the high content of cadmium is decisive for the poor ecological state of the sediments. In the case of other metals, the values of the risk factor do not exceed the ranges corresponding to the states of low and medium ecological risk.

The results of the performed investigations showed that due to its location within the boundaries of the big water channel, the morphometric parameters, and its hydro-energetic function, the Włocławek Reservoir has a small impact on the transformation of the hydrological regime of the lower Vistula. The high dynamics and speed of water exchange result in the fact that the size and nature of changes in the physical and chemical properties of river waters is relatively smaller than in reservoirs characterized by a long retention time. A decrease in the flow velocity results in the fact that the lower part of the reservoir is transformed into an environment with the features of a lake. In the conditions of flows lower than average, within the limits of the limnic section of the reservoir, a current circulation independent of the flow of the Vistula develops. Such a change in hydrological conditions largely determines the diversity of the physical and chemical properties of water, the concentration and features of the transported suspended matter, as well as the diversification of the properties of the bottom sediments in the reservoir.

Visible changes in the structure of the chemical composition and a slightly different course of hydrochemical processes entitle us to determine two different, in hydrochemical terms, sections in the Włocławek Reservoir, i.e. the rheolimnic and limnic. The rheolimnic section extends, depending on the size of the flow of the Vistula River, to the 650-655th km of the river's course, i.e. it covers almost two-thirds of the length of the reservoir. The physical and chemical properties of water here are very similar to the properties of the Vistula water supplying the reservoir. In the limnic section, the concentration of organic pollutants decreases, while the concentrations of nitrogen compounds, and in some years also of phosphorus, chlorides, as well as total salinity increase. Oxygen conditions also deteriorate periodically. The phosphorus and nitrogen deposits accumulated in the bottom sediments are now a secondary source of pollution of the reservoir with biogenic substances. They are released into the water as a result of the re-suspension of bottom sediments. The hydrochemical dissimilarity of the limnic section of the reservoir disappears in periods characterized by flood flows.

The functioning of the reservoir affected the decrease in the average concentration of suspended matter by several dozen percent and the change of its properties. The bigger, in some periods, turbidity in the limnic part of the reservoir was associated with the supply of bottom erosion products and the supply of material from the banks of the reservoir subjected to abrasion.

The spatial diversity of the properties of the bottom sediments in the reservoir's profundal reflects, in general terms, a typical pattern expressed by the presence of a sandy-silty zone in its rheolimnic part and a silty zone in the profundal of the limnic part. The high dynamics of water in the reservoir results in the fact that the silty-clayey sediments accumulated in the limnic section of the reservoir are subject to re-suspension and re-deposition. Areas characterized by undisturbed accumulation are limited to small isolated surfaces conditioned by the morphology of the reservoir bottom relief. As a result, the lithological diversity of sediments is less affected by the water flow velocity decreasing towards the dam, and more by the morphometric diversity of the reservoir.

Silty-clayey sediments are a place of accumulation of heavy metals. Their concentration is clearly higher than the regional geochemical background. The factor differentiating the distribution of metals in the sediments of the reservoir is the share of the organic matter contained in them. The results of the speciation analysis have shown that a large part of the metals most hazardous to the environment occur in residual fractions, or in those the bioavailability of which is difficult.

The presented conditions for the functioning of the Włocławek Reservoir geo-ecosystem confirmed the thesis about the diversified and ambiguous impact of this type of investment on the environment. It has been shown that even in the case of strong through-flow reservoirs, such as the Włocławek Reservoir, a significant transformation of river environment properties occurs.

Adres Autora:

Piotr Gierszewski

Zakład Zasobów Środowiska i Geozagrożeń

IGiPZ PAN

ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

e.mail: piotr.gierszewski@geopan.torun.pl

<https://orcid.org/0000-0001-5842-5157>

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Stanisława Leszczyńskiego wydaje następujące publikacje seryjne:

Geographia Polonica,
Przegląd Geograficzny,
Europa XXI,
Prace Geograficzne,
Studia Obszarów Wiejskich,
Monografie IGiPZPAN (17 tomów)
Atlas Warszawy

oraz *Dokumentacja Geograficzna, Geopolitical Studies, Bibliografia Geografii Polskiej, Atlas Rzeczypospolitej Polskiej (1993–1997)* i *Centralny Katalog Zbiorów Kartograficznych w Polsce (1961–2000).*

MONOGRAFIE

10. Gawryszewski A., 2009, *Ludność Warszawy w XX wieku.*
11. Grzeszczak J., 2010, *Gentryfikacja osadnictwa. Charakterystyka, rozwój koncepcji badawczej i przegląd wyjaśnień.*
12. Eberhardt P., 2011, *Political migrations on Polish territories (1939–1950).*
13. Błajezyk K., 2011, Kunert A., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce.*
14. Korcelli P., Grochowski M., Kozubek E., Korcelli-Olejniczak E., Werner P., 2012, *Development of Urban-Rural Regions: from European to Local Perspective.*
15. Taylor Z., Ciechański A., 2013, *Bezpośrednie inwestycje zagraniczne w polskim transporcie.*
16. Taylor Z., Ciechański A., 2014, *Transport companies in the servicing of organised tourism in Poland.*
- 17.1. Wolski J. (red.), 2016, *Bojkowszczyzna Zachodnia - wczoraj, dziś i jutro.* T.1.
- 17.2. Wolski J. (red.), 2016, *Bojkowszczyzna Zachodnia - wczoraj, dziś i jutro.* T.2.

Przegradzanie rzek zaporami jest jednym z najbardziej spektakularnych i jednocześnie budzących szczególnie duże kontrowersje przejawów wpływu człowieka na środowisko przyrodnicze. Oprócz korzyści wynikających z funkcjonowania zapór niezaprzeczalne są również negatywne skutki ich obecności w środowisku rzeczonym. Największe przeobrażenia widoczne są powyżej zapór, gdzie w wyniku zmiany warunków przepływu wody dochodzi do przekształcania środowiska fluwialnego w limniczne.

Zbiorniki zaporowe charakteryzują się wyjątkowo dużym indywidualizmem, co powoduje, że ich wpływ na środowisko jest zróżnicowany i niejednoznaczny. Ta ich cecha powinna być koniecznie uwzględniana w ocenach oddziaływania na środowisko.

Zaprezentowane w monografii wyniki wieloletnich badań Zbiornika Włocławskiego dotyczą wpływu uwarunkowań hydrologicznych i geomorfologicznych na przestrzenne zróżnicowanie elementów abiotycznych tworzących wewnętrzną strukturę geoekosystemu zbiornika. Przedstawiono w jaki sposób zmiana warunków hydrodynamicznych w zbiorniku wpłynęła na ilościowe i jakościowe przekształcenie parametrów fizykochemicznych wody, a także właściwości zawiesiny i osadów dennych. Wykazano, że nawet w przypadku silnie przepływowych zbiorników zaporowych, takich jak Zbiornik Włocławski, dochodzi do istotnego przekształcenia właściwości środowiska rzeczego.

Autor ma nadzieję, że zaprezentowane w monografii wyniki badań poszerzą wiedzę na temat funkcjonowania i wpływu Zbiornika Włocławskiego na środowisko dolnej Wisły, co jest szczególnie ważne w kontekście planów jej dalszego zagospodarowywania.