

**ANALIZA WPLYWU AKUMULACJI RUMOWISKA W STREFIE
ODDZIAŁYWANIA ZBIORNIKÓW NA BEZPIECZEŃSTWO POWODZIOWE
W REGIONIE
OKREŚLENIE KRYTERIÓW WYBORU MIEJSC PRZEPROWADZENIA PRAC
POGŁĘBIARSKICH**

1. Wprowadzenie.

Powódź jako zjawisko ekstremalne ma swoją przyczynę w zwiększonym zasilaniu strumieniem wody uwalnianym przez procesy atmosferyczne, a także w ograniczeniu przepustowości hydraulicznej koryta rzecznej. Powodzie często powstają w wyniku splotu kilku przyczyn, a więc np. wezbranie roztopowe tworzy zator lodowy w miejscach ograniczonej przepustowości koryta. Jednym z miejsc, które stwarzają możliwość wystąpienia takiej koincydencji zdarzeń są górne stanowiska sztucznych zbiorników na rzekach nizinnych.

Budowa każdego stopnia piętrzącego na rzece nizinnej zaburza stan równowagi koryta rzecznej przez zmianę spadku zwierciadła wody i głębokości, a zatem również prędkości przepływu wody oraz zdolności do transportu rumowiska. Powrót do zrównoważonych warunków transportu rumowiska rzeki odbywa się przez stopniową akumulację osadów, która wpływa na czas istnienia zbiornika, a także jego bieżącą eksploatację.

Zbiornik wodny utworzony przy stopniu ma wiele wspólnych cech z naturalnymi jeziorami przepływowymi. Wspólne dla sztucznych i naturalnych jezior procesy to nagrzewanie warstwy powierzchniowej wody przez promieniowanie słoneczne, dobowe i sezonowe zmiany temperatury, mieszanie warstw wody przez falowanie wiatrowe, sedymentacja drobnych frakcji osadów. Istnieją także różnice między tymi obiektami, należy do nich znacznie większa powierzchnia zlewni zasilającej zbiorniki zaporowe na rzekach w porównaniu z jeziorami, krótszy jest także czas retencji wody w sztucznych zbiornikach¹.

W warunkach klimatycznych Polski szczególnego znaczenie mają zjawiska lodowe na rzekach, które przy niesprzyjającym przebiegu temperatury powietrza i stanów wody, a także konfiguracji dna, mogą doprowadzić do utworzenia się zatorów lodowych i śryżowych. Sztuczne zbiorniki wodne, za sprawą zwiększonej sedymentacji w strefie tzw. cofki i wcześniejszego niż na rzece rozwoju stałej pokrywy lodowej w części jeziornej, zwiększają prawdopodobieństwo powstania zatorów.

Opracowanie dotyczy trzech największych zbiorników retencyjnych w regionie wodnym Środkowej Wisły i obejmuje Jezioro Włocławskie na Wiśle, Jezioro Zegrzyńskie na Narwi i Jezioro Sulejowskie na Pilicy. Wybór obiektów podyktowany został ich wielkością, a także analizą skali procesów sedymentacji w ich czasach. Nazwy zbiorników przyjęto zgodnie z tzw. wykazem hydronimów, zweryfikowanych i ustalonych przez Komisję Nazw Miejscowości i Obiektów Fizjograficznych².

Pogorszenie przepustowości hydraulicznej rzeki, na którą oddziałuje sztuczny zbiornik wodny wynika z procesu przerwania ciągłości transportu rumowiska i jego sedymentacji

¹ G. R. Marzolf, D. M. Robertson, 2005, *Reservoirs*. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (red. M. G. Anderson). John Wiley & Sons. Ltd, New York, USA.

² *Hydronimy, Nazewnictwo geograficzne Polski*, 2006, T. I, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa.

w czaszy zbiornika. Sztuczny zbiornik modyfikuje warunki przepływu wody z układu typowo rzeczno na warunki jeziorne. Ma to swoje konsekwencje w przebiegu zjawisk lodowych, prędkości przepływu, warunkach sedymentacji.

2. Potencjał powodziowy i wielkość transportu osadów analizowanych rzek.

Jednym z czynników określających bezpieczeństwo powodziowe jest potencjał powodziowy rzek, na których zlokalizowano zbiorniki. Powódź ma swoją genezę w zjawiskach atmosferycznych, a jej wielkość i przestrzenny zasięg zależy od zasilania opadem atmosferycznym, czy też grubości i prędkości topnienia pokrywy śnieżnej. W hydrologii przyjęto kilka klasyfikacji powodzi, najczęściej wyróżnia się powodzie na wywołane opadami nawałnymi i frontalnymi (rozlewnymi). Ich skutkiem są powodzie o zasięgu lokalnym i regionalnym.

Według badań opartych na danych z lat 1951-1990 wynika, że najwyższe warstwy odpływu pochodzenia opadowego powstają w zlewniach górskich o powierzchni poniżej 300 km² (np. Wisła Skoczów – 275 mm). Wysokość odpływu wezbrań opadowych wyraźnie maleje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni, dotyczy to zwłaszcza rzek tranzytowych (prowadzących odpływ wygenerowany w górnej części zlewni). Innym wytłumaczeniem tego zjawiska jest zmniejszanie się intensywności zasilania opadowego wraz ze wzrostem powierzchni nim objętej³.

W przypadku wezbrań roztopowych w latach 1970 i 1979 największa warstwa odpływu była generowana przez zlewnie nizinne o powierzchni rzędu 10³ km² (Skrwa – 144 mm, Wkra – 123 mm). W zlewniach mniejszych i większych od 10³ km² wysokość odpływu ulegała niewielkiemu zmniejszeniu. Wezbrania roztopowe w górach nie przekraczały 80 mm, co oznacza że są one 3 razy mniejsze od wezbrań opadowych w tym samym regionie.

Wezbrania roztopowe, charakterystyczne dla zlewni nizinnych, obejmują duże powierzchnie i generują objętość odpływu większą niż wezbrania opadowe. Dla przykładu w tabeli 1.1. porównano objętości fal powodziowych różnej genezy, pochodzących ze zbliżonych wielkości zlewni. Zagadnienie to komplikuje fakt, że często wezbrania mają charakter mieszany, a mianowicie roztopowo-opadowy.

Tabela 1.1. Porównanie objętości fal powodziowych o genezie opadowej (2010 r.) i roztopowej (1997).

Rzeka	Profil	A (km ²)	V (km ³)	WWQ (m ³ /s)	Rok
Wisła	Zawichost	50732	3,9	6000	2010
Narew	Dębe	69696	6,9	3210	1979

Największe powodzie roztopowe występują na dużych rzekach nizinnych (Bugu, Narwi), a także w środkowym i dolnym odcinku Wisły. Na małych rzekach nizinnych wezbrania roztopowe powodują podobne zagrożenia jak w przypadku wezbrań opadowych (np. Skrwa prawa, Wkra). Natomiast w górach, mimo dużej grubości pokrywy śnieżnej, wezbrania roztopowe nie są zbyt groźne za sprawą warunków termicznych, które wydłużają topnienie śniegu (nocne ochłodzenia i topnienie w ciągu dnia). Powodzie roztopowe występują w marcu i kwietniu na w zlewniach nizinnych dopływów Wisły. Wezbrania roztopowe pojawiające się w środku zimy, mają niewielki zasięg, również za sprawą warunków termicznych, które utrudniają szybkie topnienie.

³ J. Stachy, B. Fal, I. Dobrzyńska, J. Hołdakowska, 1996, *Wezbrania rzek polskich w latach 1951-1990, cz. II. Gospodarka Wodna*, 10, s. 296-301.

Wskaźnikiem, który pozwala porównywać powodziowość rzek bez względu na wielkość ich zlewni jest indeks k , zaproponowany przez J. Franço. Jest to wielkość niemianowana, im większą wartość przyjmuje tym większa jest zdolność zlewni do tworzenia powodzi⁴. We wzorze przyjęto maksymalny przepływ graniczny 10^6 m³/s i maksymalną powierzchnię graniczną dorzecza 10^8 km², ma on postać:

$$k = 10 \cdot \left(1 - \frac{\log WWQ - 6}{\log A - 8}\right)$$

gdzie: WWQ – najwyższy przepływ obserwowany lub o założonym prawdopodobieństwie przewyższenia, A – powierzchnia zlewni w km².

Największą w Polsce wartość wskaźnika powodziowości ma Dunajec w profilu Krościenko - $k = 4,49$. W grupie małych zlewni indeksy k były następujące: Łopuszanka (Piaski) – 4,64; Kamienica (Łabowa) – 4,26; Miechówka (Miechów) – 4,42; Dunajec (Nowy Sącz) – 4,31 (Bartnik i Jokiel, 2010)⁵.

Wskaźnik powodziowości i wykres zależności $WWQ(A)$ dla wybranych profili wodowskazowych Wisły i jej dopływów przedstawia rys. 1.1. Zaznaczono na nim przebieg wartości wskaźnika k dla różnych rzek świata ustalony przez Daganowskiego i Malinik⁶. Wartości WWQ i A służące do obliczeń wskaźnika k zawiera tabela 1.2.

Tabela 1.2. Wartości wskaźnika powodziowości k Wisły i jej głównych dopływów obliczone na podstawie Atlasu posterunków wodowskazowych...⁷, Dorzecze Wisły – monografia powodzi maj-czerwiec 2010⁸; o – wezbranie opadowe, z – roztopowe.

Rzeka	Profil	A	WWQ	Rok	Typ	k
Wisła	Skoczów	297	648	1958	o	4,23
Wisła	Szczucin	23900	5780	2010	o	3,82
Wisła	Sandomierz	31846	5270	2010	o	3,48
Wisła	Zawichost	50732	6160	2010	o	3,29
Wisła	Warszawa	84857	5860	2010	o	2,73
Wisła	Włocławek	172389	6080	1979	r	1,98
Wisła	Tczew	194376	7840 / 9550	1962 / 1924	r	2,23 / 2,55
Narew	Zambski Kościelne	27782	1250 / 1460	1958 / 1979	o / r	1,84 / 2,03
Bug	Wyszków	39119	1430 / 2400	1958 / 1979	o / r	1,65 / 2,31
Pilica	Białobrzegi	8664	471		o	1,81

Warto zauważyć, że w dorzeczu Wisły spośród dużych rzek największy potencjał powodziowy mają Dunajec, Soła Skawa, Raba. Ta cecha utrzymuje się wzdłuż Wisły do profilu Zawichost zamykającego górną część dorzecza. Wyrażna jest odmienność nizinnych dopływów, które charakteryzują się małym wskaźnikiem powodziowości. Szczególnie niski wskaźnik powodziowości wykazują rzeki pojezierne, gdzie dużą rolę odgrywa retencja jeziorna. Na rys. 1.1. pokazano także jaki efekt na obliczanie wskaźnika powodziowości ma przyjęcie przepływów maksymalnych wezbrań roztopowych (Narew i Bug). Są to

⁴ J. A. Rodier, M. Roche, 1984, *World Catalogue of Maximum Observed Floods*, IAHS Publ. no. 143.

⁵ A. Bartnik, P. Jokiel, 2010, *Maksymalne przepływy i odpływy w Polsce w latach 1951-2006*. [w:] A. Magnuszewski (red.) *Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska. Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN*, nr. 69, s. 43-53.

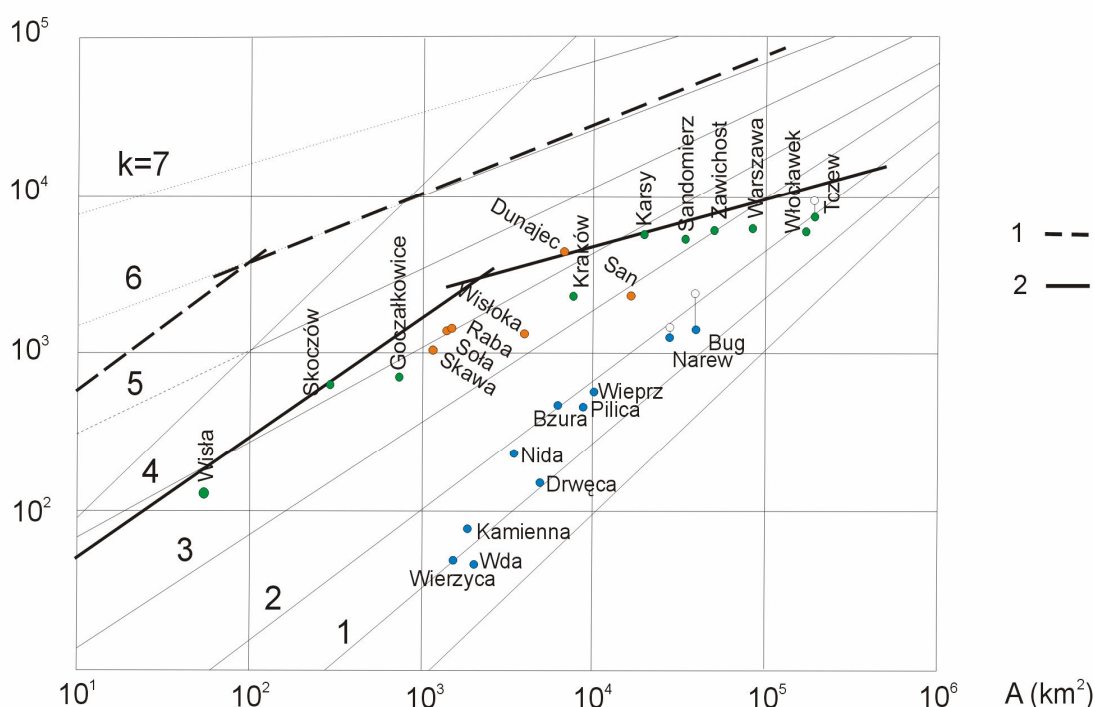
⁶ A. M. Daganowski, V. N. Malinik, 2004, *Gidrosfera Zemli*. Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg.

⁷ *Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska*, 1996, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.

⁸ *Dorzecze Wisły – monografia powodzi maj-czerwiec 2010*, M. Maciejewski, M. Ostojki, T. Walczykiewicz (red.), 2011, IMGW, Warszawa.

wiezbrania o odmiennej genezie od wiezbrań opadowych. Bartnik i Jokiel zaliczają wiezbranie roztopowe z 1979 r. do grupy wiezbrań opadowych i piszą, że rok ten należy uznać za najbardziej powodziowy. Takie założenie jest dyskusyjne, ze względu na krańcowo różną genezę zjawisk⁹. Na podstawie danych z polskich rzek Fal ustaliła równania zależności przepływu maksymalnego w funkcji powierzchni zlewni. Ich graficzną postać przedstawiono na rys. 1.1. Porównując te funkcje z funkcjami dla rzek świata Fal (2004) obliczyła, że małe polskie zlewnie o powierzchni 10-100 km² generują przepływy wiezbraniowe 10,8-12,2 razy mniejsze niż podobnej wielkości zlewnie na świecie. Odpowiednio dorzecza o powierzchni 100000-190000 km² są 8,6-9,5 razy mniej wydajne w generowaniu wiezbrań niż podobne dorzecza na świecie¹⁰. Przebieg funkcji $WWQ(A)$ obliczonych dla warunków światowych i polskich wskazuje, że powodziowość rzek w Polsce jest znacznie mniejsza. Szczególnie jest to widoczne w zakresie małych zlewni. Światowe rekordy wskaźnika powodziowości dotyczą małych zlewni górskich położonych w strefie wilgotnego klimatu gorącego, a więc skrajnie odbiegającego od warunków umiarkowanego klimatu przejściowego w Polsce.

Q (m³/s)



Rys. 1.1. Wielkość przepływów maksymalnych w funkcji powierzchni zlewni Wisły i jej wybranych dopływów na skali wskaźnika powodziowości k wg J. Francou oraz funkcje $WWQ(A)$: 1- rzek świata wg World Catalogue of Maximum Observed Floods¹¹ i 2 – rzek Polski wg Fal¹².

Analizowane zbiorniki powstały na rzekach nizinnych, o niskim współczynniku powodziowości z przedziału $k=1-2$. Wisła w profilu Włocławek ma wyższy wskaźnik $k=1,98$, jest to spowodowane tranzytowym charakterem wiezbrań generowanych przez opady w górnej części dorzecza. Pilica i Narew mają podobny wskaźnik powodziowości

⁹ A. Bartnik, P. Jokiel, 2012, *Indeksy powodziowości (Francou-Rodiera) i indeksy wysokiej wody w Karpatach i na nizinach, w przekroju wieloletnim. Gospodarka Wodna*, 5, s. 204-208.

¹⁰ B. Fal, 2004, *Maksymalne przepływy rzek polskich na tle wartości zaobserwowanych w różnych rzekach świata. Gospodarka Wodna*, 5, s. 188-192.

¹¹ *World Catalogue of Maximum Observed Floods*, R. Hershby (red.), 2003, IAHS Publ. 284. Wallingford.

¹² B. Fal, 2004, *dz. cyt.*, s. 188-192.

odpowiednio 1,81 i 1,84. Najmniejszy wskaźnik ma Bug w profilu Wyszaków $k=1,65$ co jest spowodowane efektem skali zlewni. Powódź roztopowa z 1979 r. która objęła Narew i Bug spowodowała tak duże przepływy, że wskaźniki powodziowości dla tych rzek przekroczyły wartość 2, charakterystyczną dla tranzytowego odcinka Wisły poniżej Zawichostu.

Osobnego omówienia wymagają zjawiska lodowe, które w warunkach klimatu Polski, często wykazują więcej niż jeden cykl zlodzenia co powoduje ich nakładanie się na siebie (inicjalna faza pochodzenia śryżu nakłada się na fazę rozpadu lodu i spływ kry). W warunkach łagodnej zimy na dolnej Wiśle dominuje pochodzenie śryżu, za wyjątkiem dolnej i środkowej części Jeziora Włocławskiego, gdzie w strefie jeziornej i przejściowej bardzo szybko tworzy się stała pokrywa lodowa. Marek Grześ podaje zestawienie miejsc występowania historycznych powodzi zatorowych na dolnej Wiśle, obejmują one praktycznie cały odcinek od Jabłonny do Płocka. Na tym odcinku zmienna szerokość koryta i obecność kęp, załamania spadku podłużnego, stwarzają najdogodniejsze warunki powstawania zatorów¹³. Szczególnym miejscem jest górny odcinek Jeziora Włocławskiego, gdzie pod utworzoną wcześniej pokrywą lodową napływa śryż tworzący się w wyżej położonym odcinku Wisły. Z pomiarów wykonanych przez zespół badawczy Zakładu Kriologii i Badań Polarnych UMK wynika, że w profilu Płock stopień wypełnienia lodem przekroju poprzecznego może sięgać 55-80%, a w rejonie Kępy Ośnickiej 20-50%. W sezonie zimowym 2011 r. poziom wody w Płocku był jedynie 0,6 m niższy od absolutnego maksimum zanotowanego w czasie powodzi zatorowej w 1982 r.¹⁴ Sytuację ewentualnej walki z zatorami w tym odcinku rzeki komplikują zbyt małe głębokości, które uniemożliwiają pracę lodolamaczy.

Z zagadnieniem zatorów lodowych wiąże się kolejny proces, a mianowicie sedymentacja w sztucznych zbiornikach wodnych. Jest to pewien splot problemów, a mianowicie sedymentacja przez wypływanie koryta doprowadza do utrudnienia spływu lodu i przyczynia się do zwiększenia zagrożenia powodziami zatorowymi. Transport osadów rzecznych odbywa się przez unoszenie w kolumnie wody i wleczenie po dnie. Zależnie od prędkości przepływu uruchomiane są różne frakcje osadu, przechodząc z ruchu po dnie do zawiesiny. Podział na te dwie formy transportu wynika ze sposobu pomiaru, zawiesina jest mierzona najczęściej za pomocą batometrów i metodą sączenia jednostkowej objętości wody w celu określenia masy zawartego w niej materiału stałego. Miara stężenia zawiesiny C_s jest mg/l lub g/m^3 . Spotykane w warunkach rzek polskich koncentracje zawiesiny nie są duże, np. Pilica w profilu Przedbórz prowadzi wodę o chwilowej zawartości osadu 1 – 150 g/m^3 . Charakterystyczne dla przebiegu koncentracji zawiesiny w czasie wezbrań jest przesunięcie w czasie w stosunku do przepływu kulminacyjnego. Wleczenie w latach 60.-80. XX w. było mierzone za pomocą tzw. łapaczek konstrukcji PIHM. Łapaczka jest przepływowym naczyniem umieszczanym na dnie, przechwytyującym toczące się i podlegające saltacji ziarna osadu dennego. Objętość zatrzymanego osadu w ciągu jednostki czasu, na jednostkowej szerokości dna jest miarą intensywności wleczenia, wyrażaną w cm^3/s m. Inną metodą wyznaczania intensywności wleczenia są wzory empiryczne, które wymagają znajomości podstawowych parametrów hydraulicznych w przekroju poprzecznym rzeki i parametrów charakteryzujących ziarno osadu. W obliczeniach do opisu cech rumowiska stosowane jest wiele parametrów, których listę zawierają np. prace Skibińskiego¹⁵ i Popka¹⁶. W pracach dotyczących sedymentologii powszechnie przyjętą miarą jest średnica ziarna d_{50}

¹³ M. Grześ, 1991, *Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle – mechanizmy i warunki*, IGiPZ Pan, Warszawa.

¹⁴ B. Pawłowski, 2011, *Lodowe wypełnienie koryta dolnej Wisły zimą 2010 r.*, *Gospodarka Wodna*, 4, ss. 149-153.

¹⁵ J. Skibiński, 1976, *Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach środkowej Polski*, Zeszyty Naukowe SGGW AR, Warszawa, nr. 74.

¹⁶ Z. Popek, 2006, *Warunki ruchu rumowiska wleczonego w małej rzece nizinnej. Rozpawy naukowe i monografie*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.

odczytana z krzywej rozkładu uziarnienia (krzywej przesiewu). Krzywą w przypadku rumowiska wlezonego uzyskuje się metodą sitową, a w przypadku zawiesiny metodą laserową (wykorzystującą intensywność odbicia światła lasera od cząstek stałych). Tempo sedimentacji osadów w zbiornikach rzecznych zależy od wielkości ładunku transportowanego rumowiska. Wielkość ładunku (unoszenie) zależy od koncentracji zawiesiny i wielkości przepływu. Systematyczne pomiary koncentracji zawiesiny i unoszenia były prowadzone w wybranych profilach wodowskazowych przez IMGW do końca lat 90. Na podstawie przebiegu unoszenia w roku hydrologicznym można określić masę rumowiska unoszonego, jaka została przeniesiona przez rzekę w profilu wodowskazowym. Dzieląc tę masę przez powierzchnię zlewni uzyskujemy wskaźnik denudacji wyrażony w t/km^2 . Wartości średniej koncentracji zawiesiny i unoszenia w profilach wodowskazowych leżących powyżej objętych tym opracowaniem zbiorników pochodzą z roczników hydrologicznych IMGW, zawiera je tabela 1.3. Ponieważ pomiary rumowiska unoszonego w profilach wodowskazowych IMGW zakończono w końcu lat 80. XX w., do obliczeń przyjęto średnie wartości koncentracji zawiesiny z lat 1979-1980. Okres ten uznać można za reprezentatywny, ponieważ wystąpiły w nim dwie duże powodzie, w 1979 r. roztopowa na Narwi i Bugu, a w 1980 r. opadowa w dorzeczu Wisły.

Tabela 1.3. Wartości średnie roczne koncentracji zawiesiny C_s w profilach wodowskazowych IMGW w latach 1979-1983 (mg/l).

Rok	Wisła/ Kępa Polska	Narew/ Zambski Kościelne	Bug/ Wyszków	Pilica/ Przedbórz
1979	18	16	24	26
1980	26	14	20	23
1981	18	12	18	20
1982	12	12	22	16
1983	21	12	33	15
Średnia	19	13	23	20

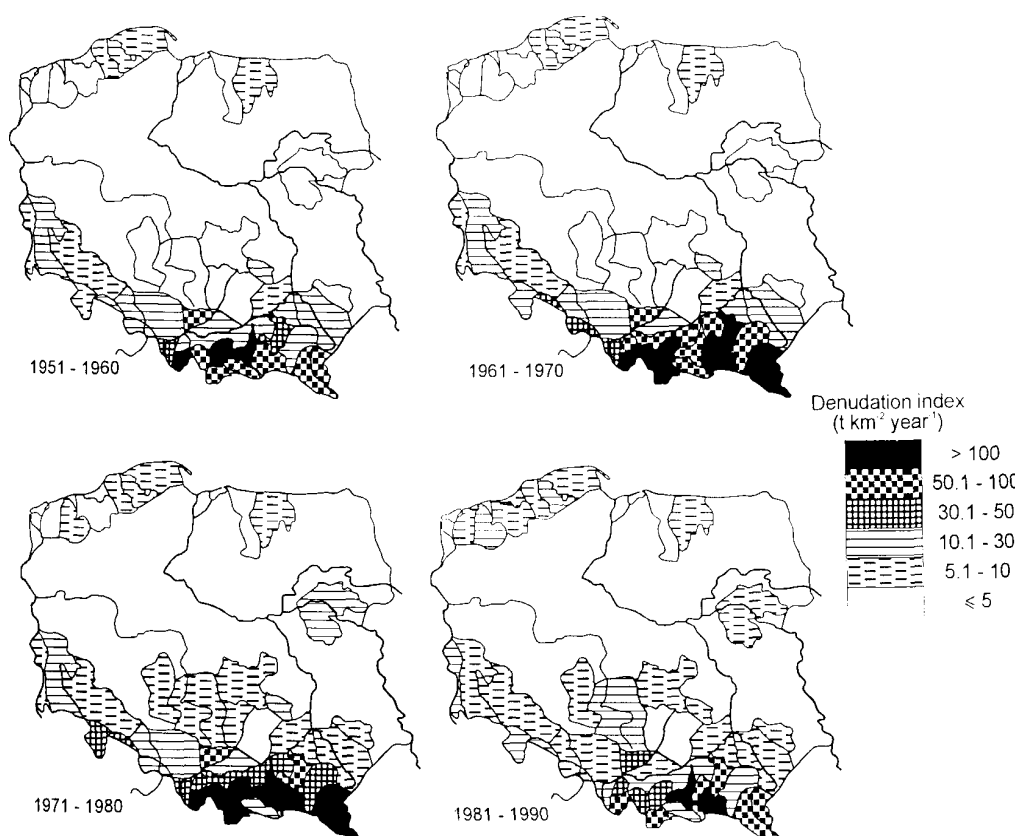
Znając średni przepływ i koncentrację zawiesiny można obliczyć wielkość transportu rumowiska unoszonego R , wyrażoną w t (tabela 1.4). Dzieląc średnią roczną masę transportu zawiesiny przez powierzchnię zlewni można uzyskać wskaźnik denudacji W_d , który umożliwia porównywanie zlewni pod względem intensywności erozji i transportu fluwialnego osadów.

Tabela 1.4. Wartości rocznego transportu zawiesiny R w profilach wodowskazowych IMGW w latach 1979-1983 (t) oraz wskaźnik denudacji W_d (t/km^2).

Rok	Wisła/ Kępa Polska	Narew/ Zambski Kościelne	Bug/Wyszków	Pilica/Przedbórz
1979	713000	108000	179000	15600
1980	1070000	81500	135000	11500
1981	713000	-	153000	10500
1982	378000	67300	150000	7880
1983	554000	49800	134000	6240
R	685600	76650	150200	10344
W_d	4,1	2,8	3,8	4,1

Przestrzenny rozkład wskaźników denudacji W_d , podany przez Brańskiego i Banasika jest przedstawiony na rys. 1.2. Z analizy rysunku wynika, że tempo denudacji w nizinnej części Polski jest niewielkie i wynosi poniżej 5 t/km², przy średniej w kraju 9-13 t/km². W przypadku analizowanych rzek zwraca uwagę małe stężenie zawiesiny na Narwi, oraz zbliżone koncentracje na Bugu, Pilicy i Wiśle.

Znając wielkość transportu zawiesiny i rumowiska wleczonego można oszacować roczne tempo zamulania zbiornika. Zakłada się przy tym pewien współczynnik sprawności zbiornika do przechwytywania osadów, który zależy od wielkości zbiornika (stopnia wyrównania odpływu rzecznej) i udziału w transporcie zawiesiny i materiału wleczonego. Obliczenia wykonywane są na podstawie zależności empirycznych, a więc obarczone sporym elementem niepewności.



Rys. 1.2. Wielkość denudacji odpływowej ze zlewni rzek Polski obliczona na podstawie pomiarów koncentracji zawiesiny i unoszenia (Brański i Banasik, 1996).¹⁷

Najlepsza metoda oszacowania ilości rumowiska zakumulowanego w sztucznym zbiorniku polega na analizie zmian geometrii czaszy zbiornika uzyskanej z okresowo powtarzanych pomiarów rzędnych dna. Nie dla wszystkich analizowanych zbiorników istnieją dane z pomiarów batymetrycznych z początkowego okresu ich istnienia. Dlatego do obliczeń bilansowych przyjęto np. w przypadku Jeziora Zegrzyńskiego rzędne doliny odczytane z dawnych map topograficznych. Nowe możliwości analizy procesów sedymentacji otwiera modelowanie komputerowe. W tej pracy dane o geometrii zbiorników wykorzystano do obliczeń prędkości przepływu wody za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego

¹⁷ J. Brański, K. Banasik, 1996, *Sediment yields and denudation rates in Poland* [in:] *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996)*, IAHS Publ. no. 236.

CCHE2D opracowanego w National Center for Computational Hydroscience and Engineering na University of Mississippi w USA. Szczegółowy opis teoretycznych założeń modelu zawarto w opracowaniu zbiorowym Altınakar¹⁸. Model wykorzystuje uśrednione w pionie równania Naviera-Stokesa, których rozwiązanie dostarcza informacji o prędkości średniej w pionach i rzędnej powierzchni wody. Rozwiązanie równań modelu matematycznego wykonano zmodyfikowaną metodą elementów skończonych, wykorzystując technikę komórek kontrolnych. Obliczenia są prowadzone w węzłach krzywoliniowej siatki nieregularnych czworoboków. Rzędne dna w modelu CCHE2D są interpolowane metodą najmniejszych kwadratów w węzłach siatki, na podstawie danych DTM. Procesy sedymentacji model opisuje za pomocą równań transportu rumowiska unoszonego i wlezonego. W tym opracowaniu przyjęto w obliczeniach model transportu rumowiska unoszonego¹⁹. W modelu zakłada się brak wyraźnej granicy między rumowiskiem unoszonym i wleczonym, które ulega w procesie transportu ciągłej wymianie w strumieniu turbulentnym wody. Jako dane wejściowe podaje się średnicę miarodajną poszczególnych frakcji i ich procentowy udział w całkowitym transporcie. Na podstawie prac Skibińskiego i innych²⁰ oraz Wiśniewskiego²¹ przyjęto, że w warunkach analizowanych nizinnych odcinków rzek udział rumowiska unoszonego w całkowitym transporcie wynosi 70%, a rumowiska wlezonego 30%.

Dla celów obliczeniowych w tym opracowaniu przyjęto: jedną wartość gęstości ziaren rumowiska $\rho=2,61 \text{ t/m}^3$, porowatość $p=0,24-0,31$, udział wleczenia w transporcie 30%. Wartości średnic d_{50} , natężenie wleczenia q_r i koncentrację zawiesiny C_s , stanowiące górne warunki brzegowe dla obliczeń transportu osadów za pomocą modelu CCHE2D zawiera tabela 1.5. Wartości te przyjęto z pomiarów IMGW, literatury^{22,23}, a także obliczono z wzoru zaproponowanego przez Skibińskiego i Brańskiego.²⁴

¹⁸ M.S. Altınakar, W. Czernuszenko, P. Rowiński, S.Y. Wang (red.), 2005, *Computational Modeling for the Development of Sustainable Water Resources Systems in Poland*, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. E-5 (387); 239-260.

¹⁹ Wu W., Wang S.S.Y., Jia Y., 2000, *Nonuniform sediment transport in alluvial rivers* [in:] *Journal of Hydraulic Research*, IAHR, vol. 3, no. 6.

²⁰ J. Skibiński, A. Ciepeliowski, L. Dąbkowski, S. Mordziński, H. Winiarczyk, 1967, *Badanie rumowiska rzecznoego w strefie wtórnej cofki projektowanego zbiornika wodnego w okolicy m. Sulejowa na rz. Pilicy*, Katedra Budownictwa Wodnego SGGW, Warszawa.

²¹ B. Wiśniewski, 1972, *Prognozowanie zamulania zbiorników wodnych na przykładzie dużego zbiornika nizinnego. Informator Projektanta*. Komunikat Informacyjny Centralnego Biura Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego Hydroprojekt, nr 1

²² J. Skibiński, dz. cyt..

²³ A. Magnuszewski, E. Kiedrzyńska, I. Wagner, M. Zalewski, 2007, *Numerical modeling of material fluxes on the floodplain wetland of the Pilica River, Poland* [w:] T. Okruszko, E. Maltby, J. Szatyłowicz, D. Świątek, W. Kotowski (red.) *Wetlands: Monitoring, Modelling and Management*. Taylor and Francis, London, ss. 205-210.

²⁴ J. Brański, J. Skibiński, 1968, *Udział rumowiska wlezonego w ogólnej masie rumowiska rzecznoego transportowanego w korycie środkowej i dolnej Wisły*. Wiadom. Służb. Hydrolog. i Meteorolog., t. IV, z. 3-4; 13-23.

Tabela 1.5. Parametry średnicy d_{50} rumowiska unoszonego i wleczonego, stężenia zawiesiny C_s i natężenia wleczenia q_r , przyjęte jako warunek brzegowy w modelu CCHE2D.

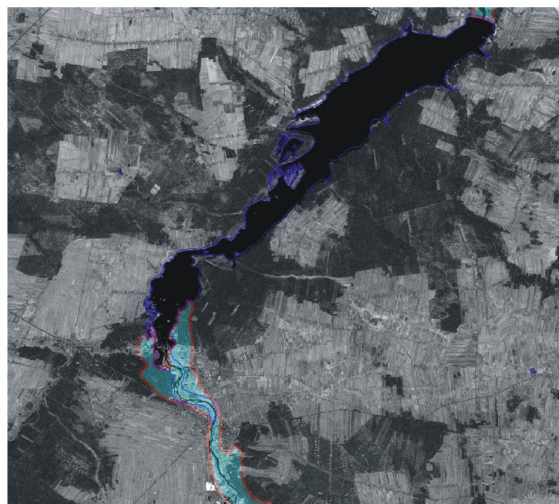
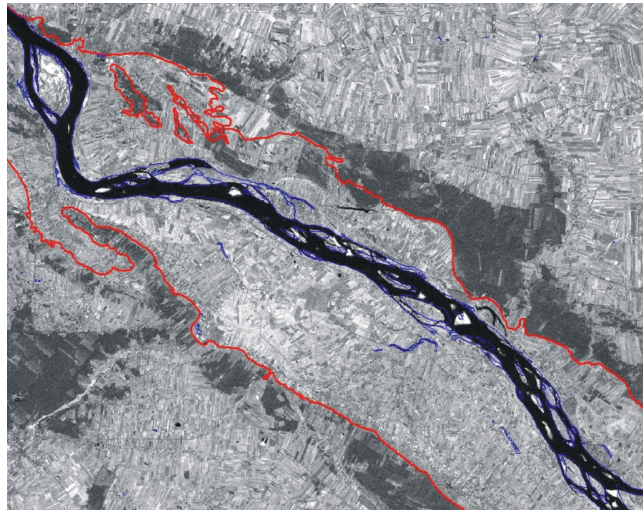
Profil	d_{50} (m)		C_s (kg/m ³)	q_r (kg/s m)
	zawiesina	wleczyny		
Wisła/Kępa Polska	0,00002	0,000380	0,0214	0,071
Bug/Wyszków	0,00002	0,000368	0,0230	0,032
Narew/Zambski Kościelne	0,00002	0,000368	0,0130	0,022
Pilica/Sulejów	0,00002	0,000430	0,0200	0,006

Do obliczeń pola prędkości za pomocą modelu CCHE2D potrzebny jest parametr szorstkości Manninga - n , który określa wielkość oporów ruchu wody w korycie rzecznym. Ponieważ obliczenia w tym opracowaniu dotyczą przepływów średnich, przyjęto w każdym z analizowanych przypadków jedną wartość współczynnika $n=0,025$, która jest przyjmowana dla przypadku koryt aluwialnych o rozmywalnych osadach. Znając prędkość przepływu wody, koncentrację i wielkości ziaren osadu model CCHE2D oblicza wielkość sedymentacji lub erozji dna. Pozwala to określić miejsca odkładania się rumowiska i deformacji analizowanego odcinka rzeki. Ponieważ z sieci IMGW brak jest danych pozwalających określić zmienność stężenia zawiesiny w czasie, w obliczeniach przyjęto stałą średnią wartość strumienia zawiesiny i czas jego oddziaływania na analizowany odcinek koryta równy 1 miesiąc.

Jednym z elementów ryzyka powodziowego w dolinie rzecznej jest jej ukształtowanie i podatność na zatopienie. W przypadku cofkowego odcinka sztucznych zbiorników wodnych wielkość terenu podatnego na zatopienie w sytuacji awarii zapór bocznych można ocenić przy wykorzystaniu mapy obszarów zagrożonych podtopieniami²⁵. Rys. 1.3 a-c obrazuje sytuację na Wiśle w cofce Jeziora Włocławskiego, w ujściu Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego oraz w ujściu Pilicy do Jeziora Sulejowskiego. Porównanie map wykonanych w jednej skali wskazuje na rozległość obszaru podtopień w dolinie Wisły koło Płocka i w ujściu Bugu. Przebieg powodzi historycznych – roztopowej na Bugu i Narwi w 1979 r., zatorowej na Jeziorze Włocławskim w 1981 r., opadowej na Wiśle w rejonie Świniar w 2010 r. – potwierdza realność tego zagrożenia. Pilica przy ujściu do Jeziora Sulejowskiego w wyniku sedymentacji wypełniła dno doliny, zmniejszając przepustowość koryta. Choć teren zagrożony podtopieniami jest mniejszy w porównaniu z innymi zbiornikami, jednak powódź z 2010 r. doprowadziła do przerwania prawego obwałowania w rejonie Podklasztorza.

Przedstawione wskaźniki potencjału powodziowego, intensywności procesów transportu osadów i zagrożenia podtopieniami umożliwiają porównanie analizowanych zbiorników pod kątem ich podatności na sedymentację i ekspozycję na ryzyko powodziowe. Każdy ze zbiorników ma swoje cechy szczególne, które wynikają z ukształtowania czaszy, hydrauliki rzecznej, sposobu i historii eksploatacji. Dla każdego z tych obiektów można zaproponować odpowiednie prace utrzymaniowe, zmniejszające ryzyko powodziowe, wywołane akumulacją osadów rzecznych. Zagadnienia te zawarte zostały w dalszej części pracy.

²⁵ Mapa obszarów zagrożonych podtopieniami w Polsce, 2007, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.



Rys. 1.3 Zasięg obszarów narażonych na podtopienie w rejonie cofki Jeziora Włocławskiego, Jeziora Zegrzyńskiego, Jeziora Sulejowskiego (skala map 1:200000). Na podstawie: Mapa obszarów zagrożonych podtopieniami w Polsce (2007), obraz panchromatyczny z satelity Landsat-7 - dzięki uprzejmości Global Land Cover Facility.

3. Jezioro Włocławskie

Budowę stopnia piętrzącego we Włocławku rozpoczęto w 1968 r. Jezioro Włocławskie powstało w 1970 r., ma powierzchnię ok. 70,4 km² i całkowitą pojemność 408 mln m³. Przy normalnym poziomie piętrzenia (57,3 m n.p.m.) obejmuje 56,8 km odcinek rzeki od km 618,00 do 674,85²⁶. Jest to zbiornik typowo dolinny, wąski, długi, o mało urozmaiconych brzegach, jego szczegółowy opis zawarto w monografii pod redakcją Majewskiego²⁷, sporo informacji zawiera też praca Achrem i Gierszewskiego²⁸. W przypadku Jeziora Włocławskiego podstawowe dane do opisu geometrii czaszy zbiornika pochodzą z okresowych sondowań głębokości zbiornika wykonywanych na zamówienie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej. Wcześniejsze pomiary wykonywano za pomocą echosondy sprzężonej z dalmierzem radarowym. W najnowszych pomiarach wykorzystywany jest odbiornik GPS-RTK sprzężony z echosondą. W trakcie pomiaru niwelacyjnie określano rzędną poziomu wody, w celu przeliczenia głębokości na rzędne dna w przekrojach. Położenie punktów sondowania zapisywano wcześniej w układzie współrzędnych 1942.

Pierwsze oszacowanie ilości akumulowanego osadu i transportu rumowiska rzeczno-jeziornego w Jeziorze Włocławskim stało się możliwe dzięki prowadzonym przez IMGW stałym pomiarom unoszenia i wleczenia ulepszonymi przyrządami (batometr i łapaczka PIHM). Brański, na podstawie pomiarów koncentracji rumowiska unoszonego ustalił, że w profilu Płock materiał wleczony stanowi aż 36% całej masy osadów przenoszonych wraz z wodą Wisły²⁹. Jako profile badawcze, do oceny ilości rumowiska, przyjęto Kępę Polską (km 606,5) i Włocławek (km 679,4). Poniżej Kępy Polskiej wleczenie jest już bardzo słabe, zanikające całkowicie w rejonie Duninowa (km 649,0).

Całkowita masa osadów, oszacowana na podstawie pomiarów unoszenia i wleczenia, niewiele informuje o rozmieszczeniu rumowiska w czaszy zbiornika. Dlatego były podejmowane próby matematycznego modelowania procesu zamulania, np. na SGGW w Warszawie przez Dąbkowskiego³⁰, prace kontynuowano w projekcie PR7.04.02.04 prowadzonym przez J. Skibińskiego w latach 1984-1985. W podejściu tym do oceny transportu materiału wleczonego zastosowano wzór empiryczny Meyera-Petera i Müllera; ładunek rumowiska unoszonego zaś szacowano na podstawie pomiarów zmaczenia w profilu Kępa Polska oraz charakterystyk hydraulicznych strumienia wody i granulometrycznych rumowiska³¹. Czaszę zbiornika poddano schematyzacji za pomocą ciągu regularnych koryt, w których przepływ wody opisano równaniem St. Venanta, zakładając warunki ruchu ustalonego. Znając ładunek i właściwości rumowiska oraz prędkość ruchu wody w poszczególnych przekrojach, określono jakie ilości materiału zostaną osadzone w kolejnych odcinkach koryta. Otrzymano sumaryczną roczną akumulację 1,52 mln m³ osadów.

²⁶ Z. Babiński, M. Grześ, 1995, *Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek*, Prace Geograficzne nr 30, IGI PAN, Warszawa; 79.

²⁷ *Dorzecze Wisły – monografia powodzi maj-czerwiec 2010*, M. Maciejewski, M. Ostojki, T. Walczykiwicz (red.), 2011, IMGW, Warszawa.

²⁸ E. Achrem, P. Gierszewski, 2007, *Zbiornik Włocławski*, Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz.

²⁹ J. Brański, 1968, *Zmaczenie wody i transport rumowiska unoszonego w rzekach polskich*. Prace PIHM, z. 95; 49-67.

³⁰ Sz. Dąbkowski, 1971, *Prognoza zamulania zbiorników dolinowych na przykładzie zbiornika Włocławek na rzece Wiśle*. Praca doktorska na Wydz. Melioracji Wodnych SGGW-AR.

³¹ J. Skibiński, 1985, *Charakterystyka morfologiczna Wisły na odcinku Modlin-Włocławek oraz zmiany powstałe w ukształtowaniu dna w wyniku spiętrzenia wody w Zbiorniku Włocławskim* [w:] W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa; 35-49.

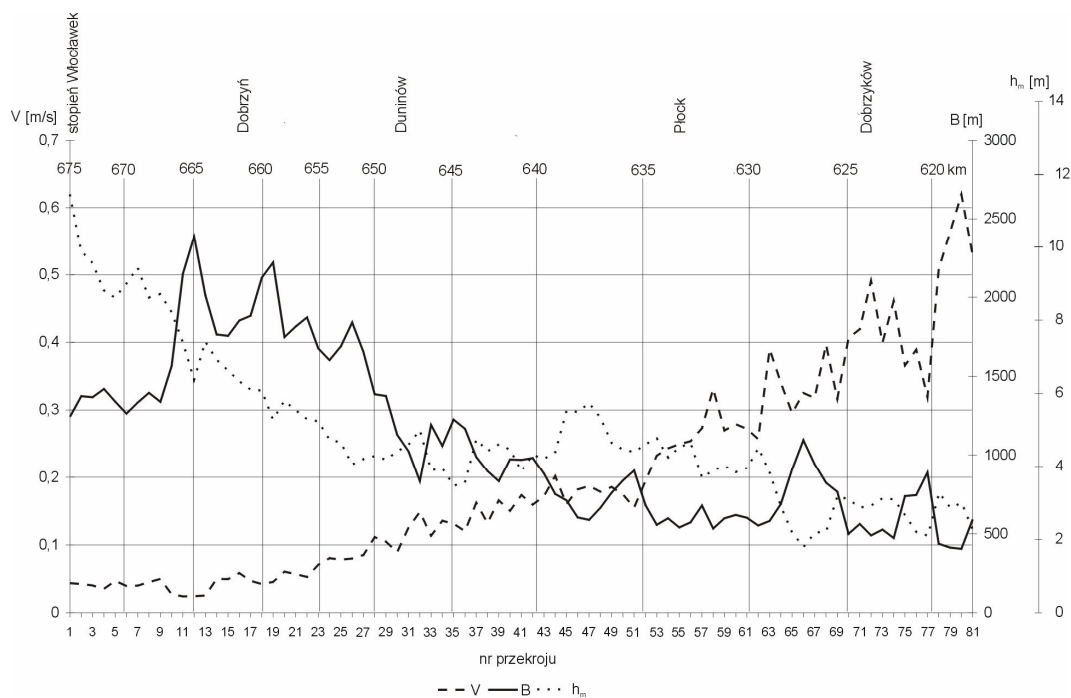
Na całej długości zbiornika wyznaczono 81 przekrojów; odstęp między poszczególnymi przekrojami rzeki wahają się od 300 do 800 m. Numeracja przekrojów rozpoczyna się od stopnia we Włocławku i wzrasta w górę rzeki. W latach 1972-1992 wykonano kilka serii pomiarów obejmujących następujące przekroje: 1971 r. (przekroje 1-81), 1972 (63-81), 1973 (52-81), 1974 (41-81), 1975 (32-81), 1978 (1-81), 1981 (1-81), 1984 (1-81), 1987 (1-81), 1992 (24-81), 2006 (51-77), 2007 (20-50), 2009 (1-9), 2011 (17-30). Wyniki pomiarów są udostępniane w postaci wykresów przekrojów poprzecznych, z zaznaczonymi rzędnymi dna, ze skalą pionową 1:100 i poziomą 1:2000. Na podstawie sondowań oraz map topograficznych w skali 1:10 000 (w układzie 1942), wykonano za pomocą programu ILWIS cyfrowe wektorowe mapy hipsometryczne dna zbiornika. Izolinie wykreślono odrębnie, na podstawie wartości rzędnych zarejestrowanych w profilach poprzecznych; informacją pomocniczą były zarejestrowane mapy archiwalne z lat 30. XX w. (WIG) w skali 1:100000 i z lat 60. (tzw. obrębówki) w skali 1:25000. Kreślenie izolinii na podstawie znacznie oddalonych od siebie profili poprzecznych jest szczególnie trudne w dolnej części zbiornika, ze względu na liczne formy korytowe, które powodują rozwidlanie nurtu, dodatkową komplikacją jest także złożona rzeźba zatopionych powierzchni równin zalewowych. Po wykonaniu procedury interpolacji otrzymano cyfrowe modele rzeźby dna (DTM) badanego zbiornika o rozdzielczości przestrzennej 10x10 m, reprezentujące rok 1992 i 2006/2011. Mapy bilansowe uzyskano przez odjęcie wartości rzędnych zapisanych w DTM z kolejnych lat. Mapy bilansowe mają cechy kartogramu, niebieskie barwy reprezentują strefy koryta z erozją, natomiast barwy czerwone z akumulacją.

Analizowany obszar przepływu ma całkowitą długość 56,8 km, siatka obliczeniowa dla modelu CCHE2D, składa się z $i=50$ linii wzdłuż osi zbiornika i $j=534$ linii wyznaczających przekroje poprzeczne akwenu. Warunki brzegowe przyjęto w postaci wartości natężenia przepływu i rzędnej piętrzenia, odpowiednio w przekroju górnym i dolnym. Wykonano obliczenia zakładając ustalone przepływy średnie Wisły $SQ=948 \text{ m}^3/\text{s}$, Skrwy prawej $SQ=2,11 \text{ m}^3/\text{s}$, Skrwy lewej $SQ=1,23 \text{ m}^3/\text{s}$ (inne dopływy pominięto jako nieistotne) oraz normalny poziom piętrzenia na stopniu 57,3 m n.p.m. W całym akwenu przyjęto jeden współczynnik szorstkości Manninga ($n=0,03$).

Na podstawie analizy parametrów hydraulicznych obliczonych na podstawie geometrii koryta z 1992 r. w profilu podłużnym jeziora wyznaczono trzy strefy charakterystyczne³². Rozkład podstawowych parametrów hydraulicznych uzyskanych w profilu podłużnym zbiornika pokazano na rys. 2.1.

Odcinek rzeczny (km 617,9-632, profile 56-81) - ma charakter zbliżony do koryta rzeki swobodnie płynącej. Występują tu liczne łachy i kępy, z których największe, to Kępa Liszyno i Kępa Ośnicka. Szerokość zwierciadła wody mieści się z zakresie 400–1100, średnio 640 m. Maksymalne głębokości w połączeniu ramion opływających Kępę Ośnicką sięgają 7,6 m, a głębokość średnia w całym odcinku wynosi 3,1 m. W odcinku obejmującym profile 56-81 średnia prędkość w przekroju wynosi 0,38 m/s, maksymalnie 0,62 m/s (profil 80). W odcinku przejściowym (km 632-649,8, profile 27-56) szerokość zwierciadła wody mieści się z zakresie 540-1390 m, średnio wynosi 880 m. Maksymalne głębokości w miejscach sztucznie pogłębionych sięgają 8,5 m, a głębokość średnia w całym odcinku wynosi 4,5 m. W odcinku przejściowym średnia prędkość w przekroju wynosi 0,16 m/s.

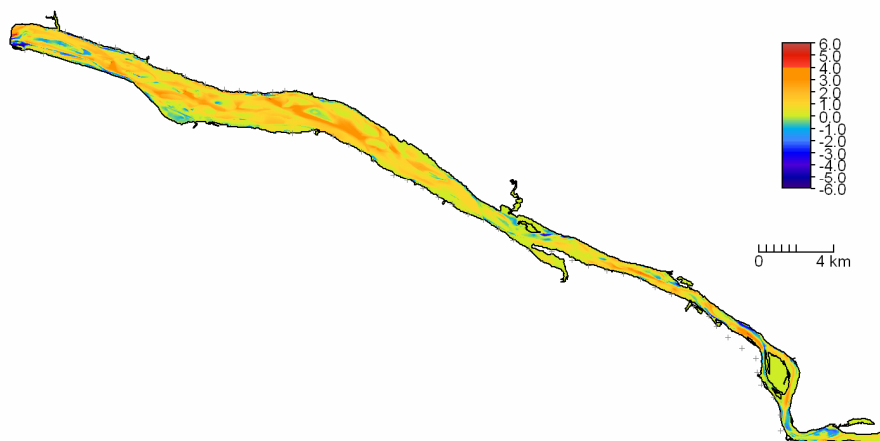
³² M. Bogucka-Szymalska, A. Magnuszewski, 2007, *Zastosowanie modelu NCCHE2D do oceny warunków sedymentacji w Jeziorze Włocławskim*, Prace i Studia Geograficzne UW, T. 38, ss. 105-116.



Rys. 2.1. Parametry hydrauliczne Jeziora Włocławskiego przy $Q=948 \text{ m}^3/\text{s}$ uzyskane z modelu CCHE2D: prędkość średnia w przekroju, szerokość koryta, głębokość średnia w przekroju.

Cechy zbliżone do typowo jeziornych ma tylko odcinek dolny (km 649,8-674,8), profile 1-27). Szerokość zwierciadła wody w przekrojach poprzecznych mieści się w zakresie 1240 – 2410 m, średnio 1690 m. Maksymalna głębokość wynosi 15,3 m, a głębokość średnia w całym odcinku to 7,0 m. W odcinku średnia prędkość w przekrojach wynosi 0,05 m/s, największa jest w przekroju poprzecznym nr 27 osiągając 0,08 m/s. Maksymalne prędkości w pionach występują w okolicy przekroju nr 26 osiągając 0,15 m/s w rejonie jazów stopnia wodnego i wlotu do turbin elektrowni. Cechą tego odcinka są dużych rozmiarów odsypy boczne (przekrój 11-24 i poniżej przekroju 7) oraz brak wyraźnej linii nurtu. Rozległe odsypy środkowe są pozostałością dawnych wysp jakie istniały pod Uniejewem, Rokiciem, Głowią, Dobrzyńem, Bachorzewem, Wiską Królewską, Modzerewem.

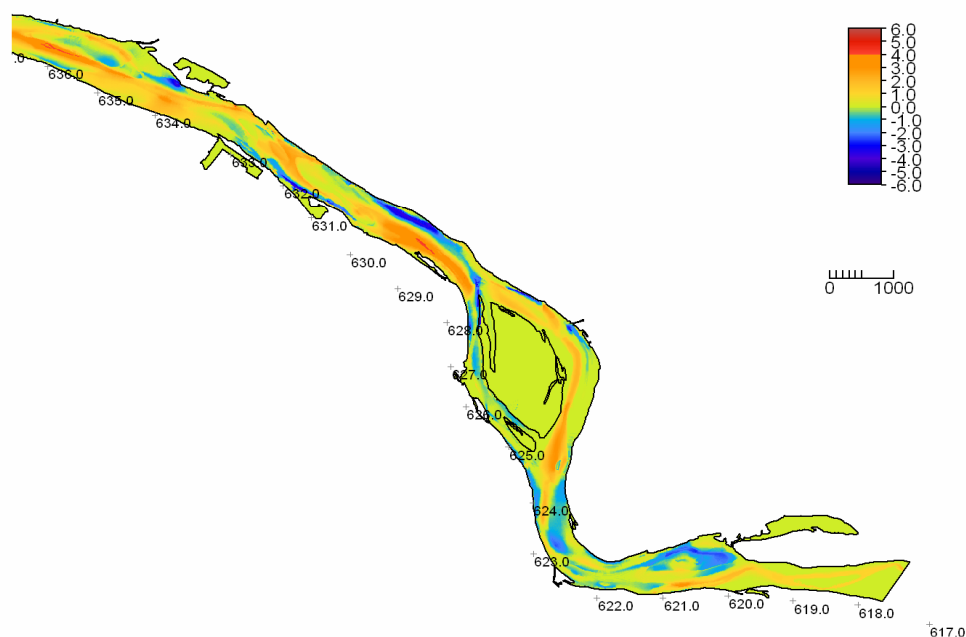
W pracy Leszczyńskiego i in (2009) obliczono, że zbiornik od 1971 r. zatrzymał w wyniku sedymentacji 78,6 mln m^3 osadów, co zmniejszyło jego początkową objętość o 19,2 %. Analiza mapy bilansowej (rys. 2.2.) wskazuje, że szczególnie silna sedymentacja jest widoczna w odcinku km 648-670, a więc objęła część jeziorną, także w pobliżu stopnia. Takie nasilenie sedymentacji w części głębokowodnej zbiornika tłumaczyć można faktem przejścia dwu dużych fal powodziowych w 1997 i 2001 r. przez Jezioro Włocławskie. Zwiększone prędkości przepływu w czasie powodzi doprowadziły do przemieszczania dużych objętości osadów w części rzecznej i przejściowej zbiornika.



Rys. 2.2. Mapa bilansu osadów Jeziora Włocławskiego w latach 1992-2009 uzyskana z porównania rzędnych dna zbiornika.

Drugim miejscem intensywnej sedymentacji jest odcinek prawego ramienia Wisły opływający Kępę Ośnicką (rys. 2.3.), począwszy od km 624,5 (profil 69), a także odcinek km 628-630 (profile 59-61). W opracowaniu Śliwińskiego³³ zwraca się uwagę na konieczność udrożnienia prawego ramienia Wisły, ze względu na możliwość tworzenia się zatorów i zbyt małe głębokości rzeki, które uniemożliwiają pracę lodołamaczy. Lewe ramię Wisły podlega natomiast erozji i pogłębianiu. Jest to przykład niekorzystnego przerzucenia nurtu rzeki od brzegu prawego pod brzeg lewy. Mapa topograficzna z lat 60. XX w. (tzw. obrębówka), pokazuje, że prawie ramię było żeglowne, lewe ramię próbowano w ramach prac regulacyjnych przetamować (rys. 2.4.).

³³ W. Śliwiński, 2006, *Badania sedymentacji na Zbiorniku Włocławek w km 620,5-635,5*.

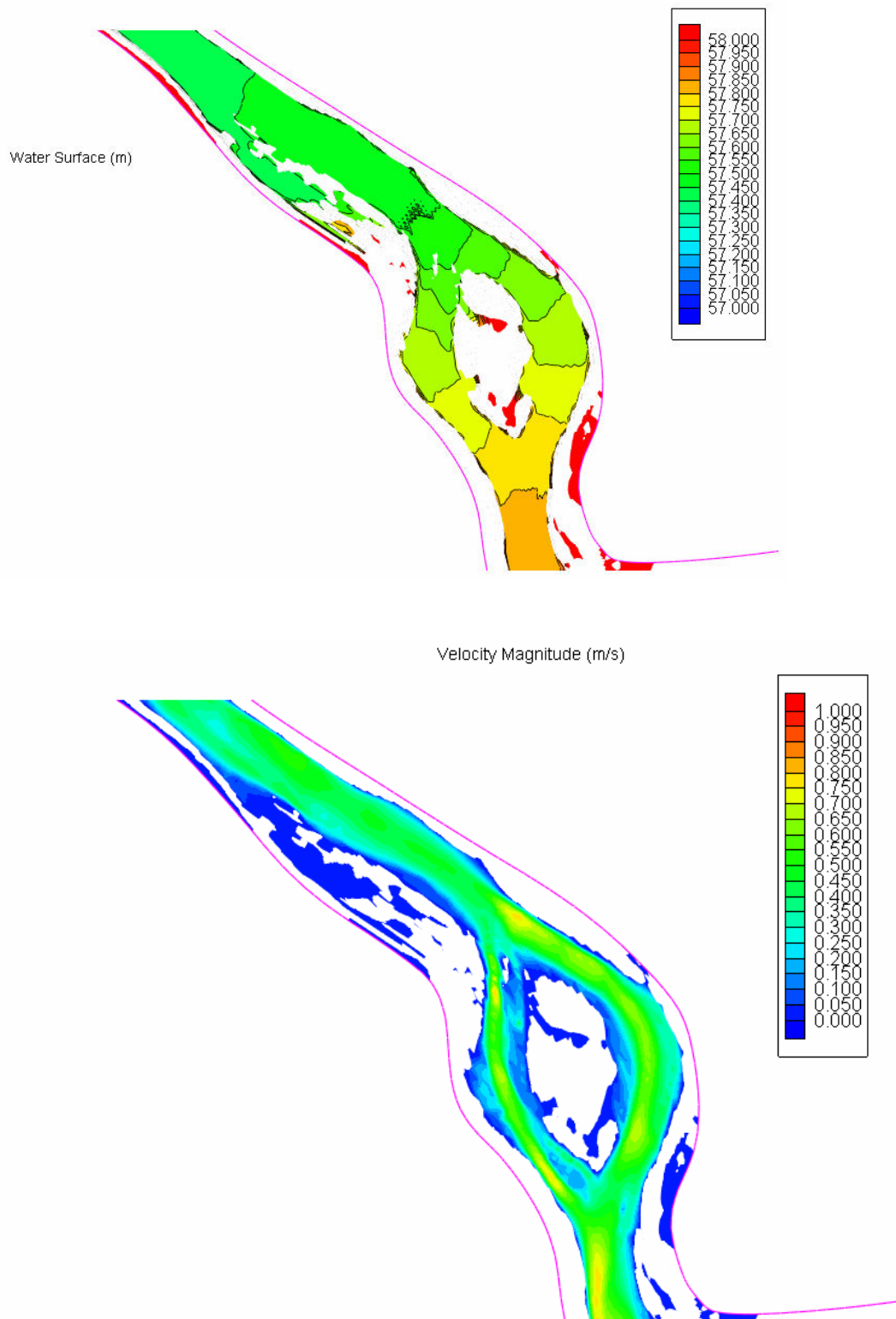


Rys. 2.3. Mapa bilansu osadów Jeziora Włocławskiego w rejonie Kępy Ośnickiej w latach 1992-2009 uzyskana z porównania rzędnych dna zbiornika.

Rozkład rzędnych zwierciadła wody i prędkości uzyskany z modelu CCHE2D przy średnim przepływie w rejonie rozwidlenia nurtu wokół Kępy Ośnickiej w 2009 r. przedstawia rys. 2.5. Uzyskany wynik wskazuje na duży spadek podłużny w obu ramionach rzeki, zmniejszający się w rejonie km 629. Jest to miejsce intensywnej sedymentacji, widoczne na mapie bilansu osadów (rys. 2.3). Tę prawidłowość potwierdza wynik modelowania deformacji dna, za pomocą modelu CCHE2D. Obliczenia wykonano przyjmując przepływ średni i założono nieprzerwane zasilanie strumienia wody zawiesiną o koncentracji 21 mg/l przez czas 1 miesiąca (rys. 2.6). Ukształtowanie dna prawego ramienia koryta Wisły opływającego Kępę Ośnicką jest niekorzystne z punktu widzenia przepływu lodu i transportu osadów. W warunkach zagrożenia powodzią zatorową wypłylenia uniemożliwiają pokonanie prawego ramienia rzeki np. przez lodołamacze. Na uwagę zasługuje także tendencja tworzenia się odsypu między km 620-621 w rejonie Dobrzykowa. Jest to region szczególnie narażony na ryzyko powodziowe, ponieważ przerwanie wałów w tym regionie otwiera drogę dla powodzi w Dolinie Dobrzykowsko-Iłowskiej i w Dolinie Ośnickiej.



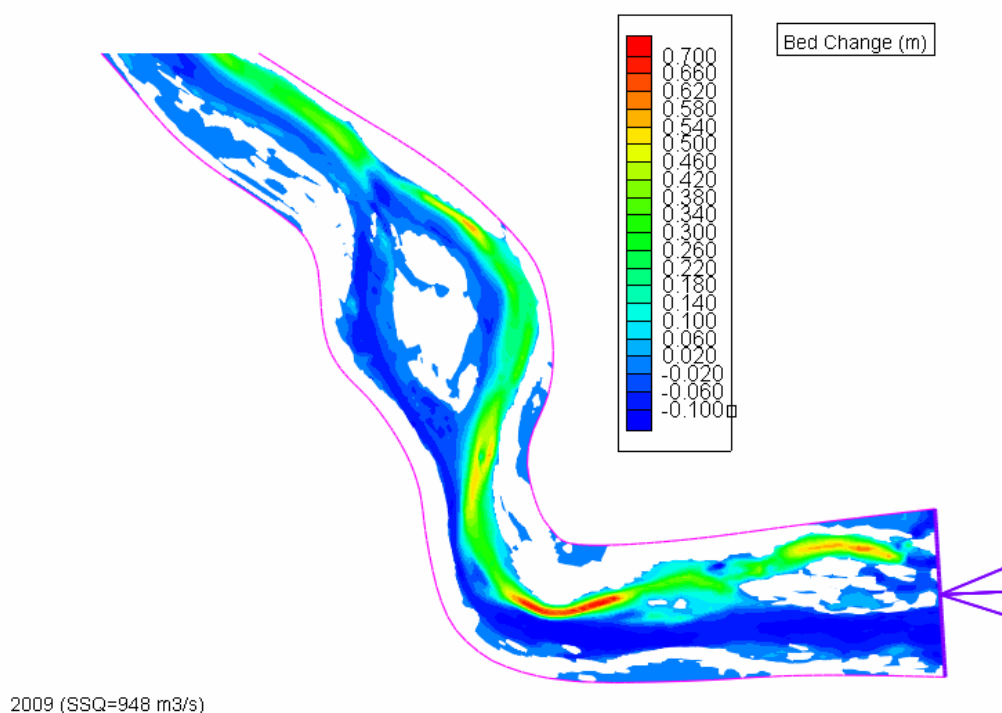
Rys. 2.4. Fragment mapy topograficznej z lat 60. XX w. ukazujący główne prawe ramię żeglugowe Wisły w rejonie Kępy Ośnickiej i budowlę regulacyjną zamykającą ramię lewe.



Rys. 2.5. Układ zwierciadła wody i prędkości przepływu Wisły w rejonie Kępy Ośnickiej przy geometrii koryta z 2009 r. i przepływie $SQ=948 \text{ m}^3/\text{s}$ uzyskane z modelu CCHE2D.

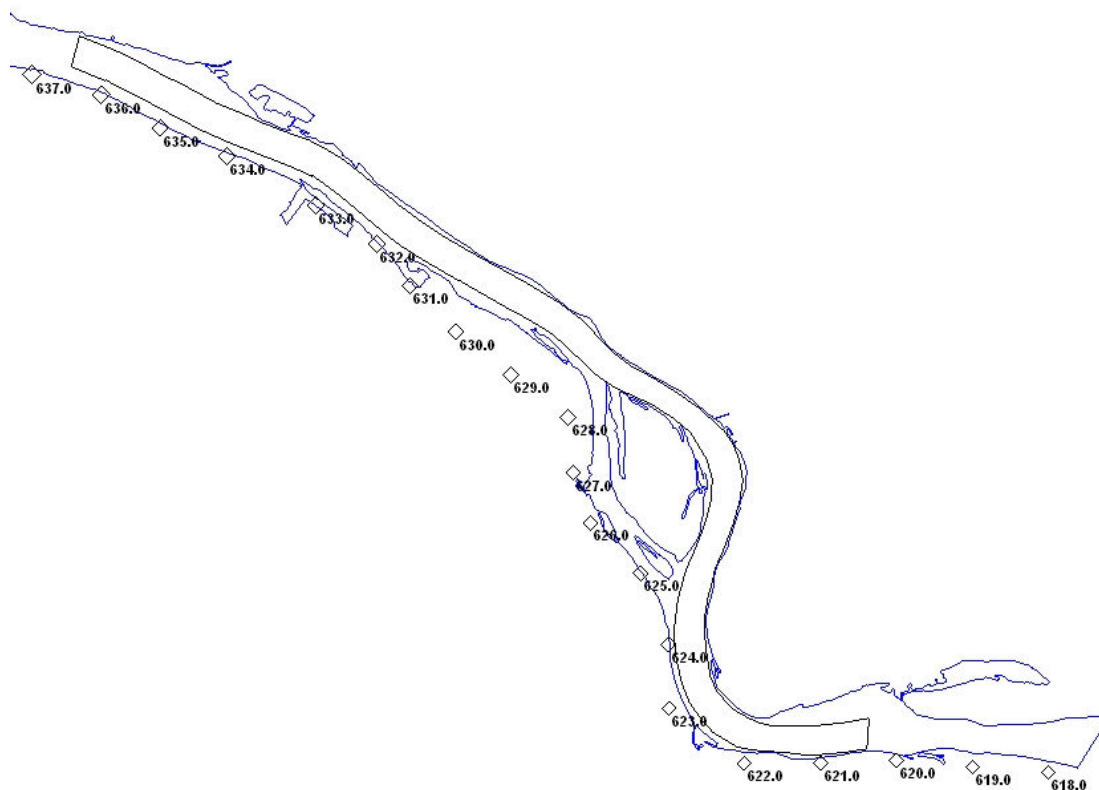
Rozwiązaniem problemu wypłycenia prawego ramienia Wisły w rejonie Kępy Ośnickiej są prace pogłębiarskie, służące uformowaniu trasy splywu lodów i przejścia wód wielkich. Skuteczność takiego rozwiązania sprawdzić można porównując wyniki modelowania wykonane w dwu scenariuszach:

- wariant zerowy (brak ingerencji w procesy korytowe);
- makroniwelacja (pogłębienie trasy o szerokości 400 m. i głębokości tranzytowej 3 m. przy normalnym poziomie piętrzenia, wg propozycji pokazanej na rys. 2.7.) .



Rys. 2.6. Deformacje dna wywołane sedymentacją i erozją w rejonie Kępy Ośnickiej (obliczenia za pomocą modelu CCHE2D wykonano przyjmując geometrię koryta z 2009 r. i przepływ SSQ=948 m³/s)³⁴.

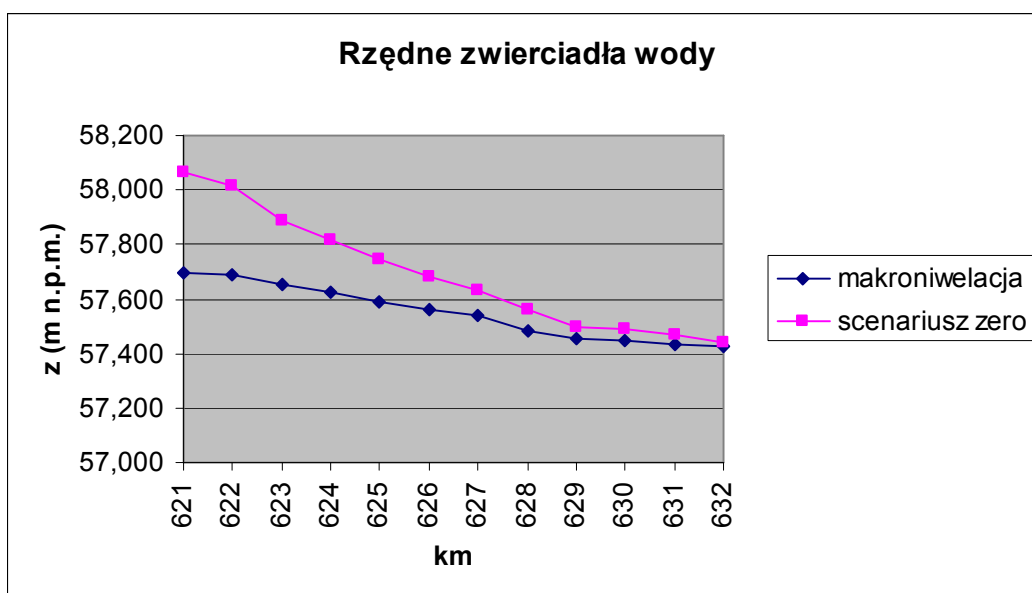
³⁴ Hydroprojekt, 2010, *Projekt budowlany i wykonawczy przebudowy dwóch zapór bocznych Zbiornika Włocławskiego: zapory w Nowym Duninowie, zapory Jordanów-Tokary-Radziwie oraz makroniwelacji w czaszy – poprzedzony koncepcją programowo przestrzenną ze studium wykonalności – pow. Płock i pow. Włocławek*, Warszawa.



Rys. 2.7 Zasięg prac makroniwelacji czaszy Jeziora Włocławskiego wg Hydroprojektu³⁵.

Wyniki obliczeń w syntetyczny sposób obrazuje tabela 2.1 i wykres rzędnych zwierciadła wody (rys. 2.9), z którego wynika, że największy efekt obniżenia rzędnych w stosunku do wariantu zerowego daje makroniwelacja usuwająca wypłyenia koryta na szerokości całego prawego ramienia rzeki, a więc według scenariusza 3. W km 621 obniżenie rzędnych zwierciadła wody w wyniku przeprowadzonych prac pogłębiarskich jest rzędu -0,37 m. Warto zaznaczyć, że prace pogłębiarskie w wariantcie 2 mogą być ograniczone tylko do pewnych odcinków planowanej trasy makroniwelacji, ponieważ są odcinki dna o odpowiedniej głębokości, których nie potrzeba zmieniać.

³⁵ Tamże.



Rys. 2.9. Rzędne zwierciadła wody uzyskane z modelu CCHE2D w odcinku Wisły km 621-632 przy $SSQ=948 \text{ m}^3/\text{s}$ w scenariuszu zerowym i makroniwelacji prawego ramienia opływającego Kępę Ośnicką.

Tabela 2.1 Rzędne zwierciadła wody obliczone za pomocą modelu CCHE2D wg geometrii koryta Wisły z 2009 r. w odcinku km 621-632 i scenariuszu makroniwelacji za Hydroprojekt (2010).

km	makroniwelacja	scenariusz zero
621	57,70	58,07
622	57,69	58,02
623	57,65	57,89
624	57,62	57,82
625	57,59	57,75
626	57,56	57,68
627	57,54	57,63
628	57,49	57,56
629	57,46	57,50
630	57,45	57,49
631	57,44	57,47
632	57,43	57,44

4. Jezioro Zegrzyńskie

Powstanie Jeziora Zegrzyńskiego wiąże się z planami utworzenia drogi wodnej łączącej Dniepr z Wisłą, którą planowano już w 1910 r. w ówczesnym rosyjskim Ministerstwie Komunikacji. Oprócz użegłownienia Bugu planowano wtedy również skrócenie drogi do Warszawy za pomocą sztucznego kanału (jego trasa pokrywa się z dzisiejszym Kanałem Żerańskim).

W okresie międzywojennym orędownikiem budowy drogi wodnej łączącej Warszawę z Polesiem był inż. Tadeusz Tillinger (1879-1955). Po wojnie w ramach planu 6-letniego (1950-1955) przewidywano bardzo ambitny program rozwoju żeglugi śródlądowej, w tym także uruchomienie żeglugi na Bugu. Trudna sytuacja finansowa sprawiła, że ograniczono się jedynie do budowy pierwszego stopnia kaskady Bugu, czyli stopnia wodnego w Dębem, dzięki któremu w latach 1957-1963 powstało Jezioro Zegrzyńskie. Z myślą o przyszłej drodze wodnej Wschód-Zachód powstał także port na Żeraniu i Kanał Żerański (tworzące tzw. Warszawski Węzeł Wodny), których budowę uzasadniał rozwój przemysłu w Warszawie.

Najwyższy poziom piętrzenia Narwi przez stopień Dębe wynosi 7,10 m, przeciętnie piętrzenie to około 6,8 m. Cofka Jeziora Zegrzyńskiego sięga na Narwi w rejon Pułtуска - km 63,3, a na Bugu do miejscowości Popowo – km 17,0. Jezioro ma objętość 94,3 mln m³, powierzchnię 30,3 km², długość około 40 km, przy średniej głębokości 3,0 m oraz długość brzegów ponad 100 km (Dojlido i Gromiec 2003). Dorzecze zamknięte stopniem w Dębe ma powierzchnię 69,7 tys km². W latach 1951 – 2010 średni przepływ roczny Bugu w profilu Wyszaków wynosił SSQ=162 m³/s, a Narwi w profilu Zambski Kościelne SSQ=139 m³/s. Maksymalny przepływ 3450 m³/s zaobserwowany w profilu stopnia Dębe wystąpił w dniach 28 i 29 III 1979 r. Objętość wezbrania była równa 6928,3 mln m³. Przepływ kontrolny stopnia Q_{0,3%} wynosi 3660 m³/s, przepływ Q_{1%} jest równy 3060 m³/s. Nienaruszalny przepływ biologiczny to 40 m³/s³⁶. Ważnym elementem Jeziora Zegrzyńskiego są zapory boczne o łącznej długości 58,3 km chroniące wschodnią i południową część zlewni bezpośredniej, w której występują tereny położone w depresji. Miejscowości takie Nieporęt, Białobrzegi, Rynia i Wieliszew leżą poniżej rzędnej normalnego poziomu piętrzenia. Zapory boczne utrzymują również zbiornik w ujściu Bugu, sięgają one granic cofki.

Osią zbiornika jest stare koryto Narwi, wraz z jej obszarami zalewowymi. Tereny zalane podczas napelniania, były użytkowane głównie rolniczo, bądź stanowiły nieużytki. Czasza Jeziora Zegrzyńskiego odziedziczyła cechy typowe dla doliny meandrującej rzeki nizinnej z towarzyszącymi jej równinami zalewowymi i starorzeczami. Poczynając od stopnia Dębe, największe głębokości zalewu układają się w miejscach dawnego koryta Narwi, które przebiega pod prawym wysoczyznowym brzegiem. Brzeg lewy to dawna równina zalewowa, dość wyrównana, ale ze śladami dawnych starorzeczy. W najbardziej na południe wysuniętej części zbiornika powstało duże płoś (położone między Zegrzem i Nieporętem) i małe płoś (w pobliżu Białobrzegów). W rejonie Białobrzegów głębsze partie zalewu to dawne jeziora Ostrowickie i Białobrzeskie. Gospodarka wodą na stopniu jest prowadzona w ten sposób, aby uwzględniając dopływ do zbiornika z Narwi, Bugu, Kanału Żerańskiego i rz. Rządzą, a z drugiej strony ubytki wody wskutek parowania i filtracji na zbiorniku, poborów wody oraz zrzutu przez jaz lub elektrownię, utrzymać zawsze stan wody między rzędnymi 79,10 a 78,60 m n.p.m. W warunkach normalnej

³⁶ A. Kosicki, M. Sakowicz, 2004, *Stopień Wodny Dębe*, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Warszawie, Zakład Energetyczny Warszawa – Teren S.A.

eksploatacji zmiany poziomu wody w zbiorniku są niewielkie, rzędu 0,5 m, ta warstwa wody odpowiada objętości użytkowej 15,7 mln m³. Aktualne poziomy piętrzenia ustalone w pozwoleniu wodno-prawnym z 8 VI 2006 r. są następujące: max PP = 79,22, NPP = 79,02, min PP = 78,52 m n.p.m.

W układzie koryta w ujściu Bugu w wyniku budowy zbiornika zaszły duże zmiany, rzeka została odcięta od swojego meandru i skierowana wprost do Narwi. Koryto Bugu, którego szerokość w rejonie wsi Cupel nie przekraczała 90 m, obecnie zajmuje w odcinku ujściowym ponad 400 m (rys. 3.1.).



Rys. 3.1. Układ koryta Bugu i Narwi z okresu przed powstaniem Jeziora Zegrzyńskiego przedstawiony na podkładzie współczesnej ortofotomapy (źródło geoportal.gov.pl).

Dotychczasowa literatura opisująca bilans osadów w Jeziorze Zegrzyńskim ogranicza się do publikacji Łajczaka³⁷ (1995 i 1999)³⁸. Bilans osadów w obu opracowaniach wyliczony został na podstawie pomiarów koncentracji zawiesiny wykonywanych w profilach wodowskazowych sieci IMGW. Dane z lat 1946-1995 pochodzą z posterunków w Zegrzu, a następnie w Dębie. Średnia roczna dostawa materiału klastycznego do Jeziora Zegrzyńskiego została oszacowana na 170 000 m³/rok. W zbiorowej pracy „Rzeka Bug – zasoby wodne i przyrodnicze” (Dojlido i Gromiec, 2003), znalazła się także wzmianka o szybkości zamulania Jeziora Zegrzyńskiego. Autorzy powołując się na pracę Kloze (1992)³⁹ podają że średnie roczne zamulenie Jeziora Zegrzyńskiego w latach 1963-1992 wnosi ok. 119000 m³/rok. Wynik uzyskano na podstawie pomiarów rumowiska unoszonego i porównania krzywych objętości zbiornika.

Ocenę procesów sedymentacji zachodzących w zbiorniku można wykonać przez porównanie rzędnych dna z map batymetrycznych reprezentujących ukształtowanie czaszy w różnych okresach. Analizowano mapy topograficzne z początku istnienia zbiornika i plan batymetryczny z 2004 r., a także wyniki pomiaru głębokości w ujściu Bugu z 2011 r.⁴⁰

³⁷ A. Łajczak, 1999, *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, Zeszyt 15, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

³⁸ A. Łajczak, 1995, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN Zeszyt 8,

³⁹ J. Kloze, 1992, *Weryfikacja zdolności retencyjnych dużych zbiorników wodnych Centralnego Regionu Wodno-Gospodarczego*. Przedsięwzięcie Badawcze PONT pt. Proekologiczna gospodarka wodna w zakresie zaopatrzenia w wodę na obszarze Centralnego Regionu Wodno-Gospodarczego (pod kierunkiem M.J. Gromca), t. 3. IMGW. Warszawa 1992.

⁴⁰ *Plan batymetryczny koryta Bugu na odcinku km 0-12*, 2011, Ośrodek Kontroli Technicznej Zapór IMGW, Katowice.

Ukształtowanie czaszy zbiornika w stanie początkowym odtworzono na podstawie map topograficznych. Wybrano mapy z układu 1942, w skali 1:25 000, o stanie aktualizacji z roku 1957, wydane przez Sztab Generalny WP. Do analiz wybrane zostały arkusze: N-34-126-D-b Łajsk, N-34-127-A-c Serock, N-34-127-A-d Popowo Kościelne, N-34-127-C-a Zegrze. Dodatkowo wykorzystano dane z sondowania koryta Narwi i Bugu, przedstawione w postaci wykresów poprzecznych z podanymi rzędnymi, umieszczone na planie projektu urządzeń melioracyjnych zbiornika⁴¹. W tym miejscu należy zaznaczyć, że uzyskany z map topograficznych obraz ukształtowania czaszy zbiornika przed jego napełnieniem jest obciążony błędem wynikającym ze skali materiałów kartograficznych, a ponadto niektóre budowle takie jak np. zapory boczne wykonano z materiału pobranego z dna przyszłego jeziora.

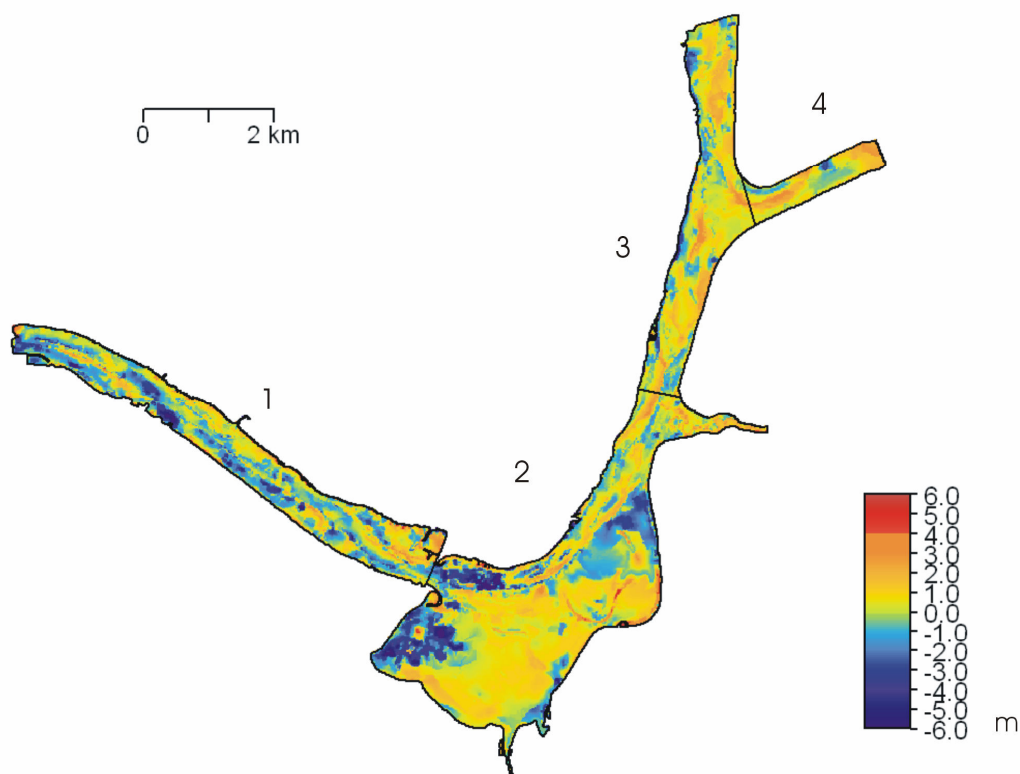
Współczesny układ dna Jeziora Zegrzyńskiego reprezentują pomiary batymetryczne wykonane w 2004 r. na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Warszawie, przez Małopolską Grupę Geodezyjno Projektową z Tarnowa. Zastosowano odbiornik GPS umożliwiający precyzyjne lokalizowanie punktów pomiarowych, który został połączony z echosondą umieszczoną przy burcie łodzi. Jezioro sondowano wzdłuż równoległych profili oddalonych od siebie co 50 m. Rozstaw punktów sondowania w linii profilu był rzędu 1 m. W wyniku pomiarów powstał ogromny zbiór danych, który dla ułatwienia przetwarzania podzielono na 10 podzbiorów. W pracy wykorzystano część danych zapisanych w podzbiórach 1-8, które łącznie zawierają 311 tys. punktów pomiaru rzędnych dna. Położenie punktów sondowania zostało zapisane w płaskim układzie współrzędnych 1965 (II strefa).

Dodatkowe pomiary batymetryczne w ujściu Bugu na odcinku km 0-12 w 2011 r. wykonał Ośrodek Kontroli Technicznej Zapór IMGW. Pomiar ten dostarcza jednak tylko informacji o głębokości wody, nie podano rzędnych dna.

Dysponując modelem poziomicowym wygenerowano rastrowe cyfrowe modele dna zbiornika według stanu z 1963 r. i 2004 r. Przyjęto rozdzielczość przestrzenną elementu podstawowego 5 x 5 m. Wynikową mapę bilansową przedstawia (rys. 3.2.). Jezioro ze względu na ukształtowanie czaszy można podzielić na mniejsze strefy, co pozwala lepiej uchwycić kierunek zachodzących zmian rzędnych dna. W tej pracy, zachowano podział Jeziora Zegrzyńskiego na cztery strefy zaproponowany przez Nawalanego (1999). Są to następujące akweny:

- 1 – odcinek Narwi od mostu w Zegrzu do zapory w Dębem km 21,6 – 29,5,
- 2 – odcinek Narwi od mostu drogowego w Zegrzu do ujścia Rządzy km 29,5 – 34,4,
- 3 – odcinek Narwi od mostu w miejscowości Wierzbica do ujścia Rządzy km 34,4 – 41,3,
- 4 – odcinek Bugu od miejscowości Kania Nowa do ujścia km 0,0 – 2,2.

⁴¹ A. Gorzkowska, 2011, *Procesy sedymentacji w Jeziorze Zegrzyńskim*, Zakład Hydrologii WGSU UW.



Rys. 3.2 Mapa bilansu osadów w okresie 1964-2004 uzyskana przez porównanie rzędnych z cyfrowych modeli terenu.

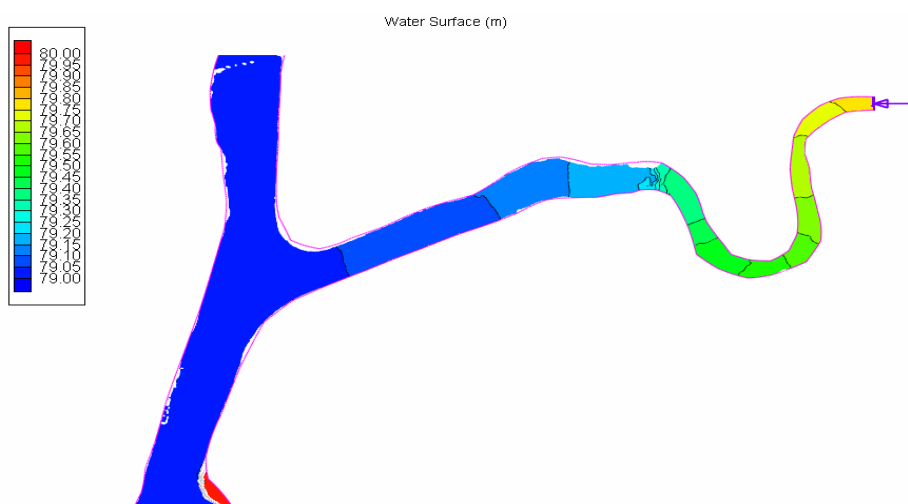
Objętość osadzonego i usuniętego materiału w poszczególnych akwenach zbiornika zawiera tabela 3.1. Z porównania całkowitej objętości sedymentacji i erozji wynika, że w okresie 1963-2004 w analizowanej części Jeziora Zegrzyńskiego zgromadziło się 1,46 mln m³ osadu. Sedymentacja przeważa nad erozją – 58,93 % analizowanej powierzchni zbiornika ma charakter akumulacyjny, niespełna 3,5 % pozostało bez zmian, obszary ubytku obejmują 37,58 % dna Jeziora Zegrzyńskiego. Można przyjąć, że w okresie 1963 – 2001 zbiornik utracił w przybliżeniu 1,99% pojemności początkowej. Średnie tempo akumulacji rumowiska w analizowanej części Jeziora Zegrzyńskiego wynosi zatem ok. 28000 m³/rok. Na uwagę zasługuje fakt, że największe odkłady osadów tworzą się w ujściu Bugu.

Tabela 3.1. Objętość osadzonego i usuniętego materiału w poszczególnych akwenach zbiornika w latach 1963-2004 obliczona metodą mapy bilansowej.

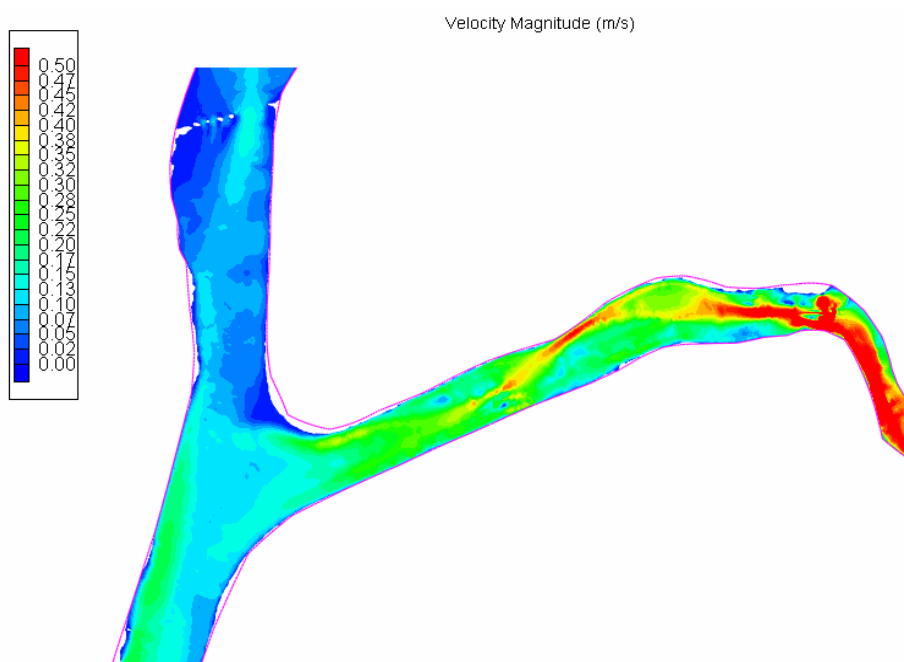
Nr akwenu	Wielkość względna A_n/A	Sedymentacja V_s (m ³)	Erozja V_e (m ³)	Bilans	
				$V_s - V_e$ (m ³)	$(V_s - V_e)/A$ (m)
1	23,9 %	2 362 342,5	2 975 027,5	-612 685,0	-0,126
2	50,6 %	5 691 580,0	5 959 532,5	-267 952,5	-0,026
3	20,1 %	2 866 735,0	1 399 470,0	1 467 265,0	0,359
4	5,4%	1 086 942,5	101 480,0	985 462,5	0,898
Jezioro Zegrzyńskie		12 007 600,0	10 435 510,0	1 572 090,0	0,077

W celu sprawdzenia jakie warunki hydrauliczne panują w tym odcinku wykorzystano dwuwymiarowy model hydrodynamiczny CCHE2D. Utworzono siatkę obliczeniową obejmującą całe zakole Bugu, aż do miejscowości Popowo. Siatka składa się z $i=435$, $j=899$ węzłów, jej rozdzielczość została dobrana osobno dla głównego zbiornika i jego dopływów. Obliczenia wykonano przyjmując średnie przepływy Bugu i Narwi z wielolecia 1951-2010 oraz wartości koncentracji zawiesiny i wleczenia rumowiska podane w tabeli 1.5. Założono ustalony przepływ i stałe zasilanie strumienia zawiesiną rumowiskiem wleczonym przez czas 30 dni. Wynik obliczeń układu zwierciadła wody przedstawia rys. 3.3 a, natomiast rozkład pola prędkości rys. 3.3 b. Widoczny jest obszar dławienia przepływu w rejonie km 4, spowodowany przejściem od rzeki swobodnie płynącej do odcinka o dużej szerokości i licznych kępach.

a)

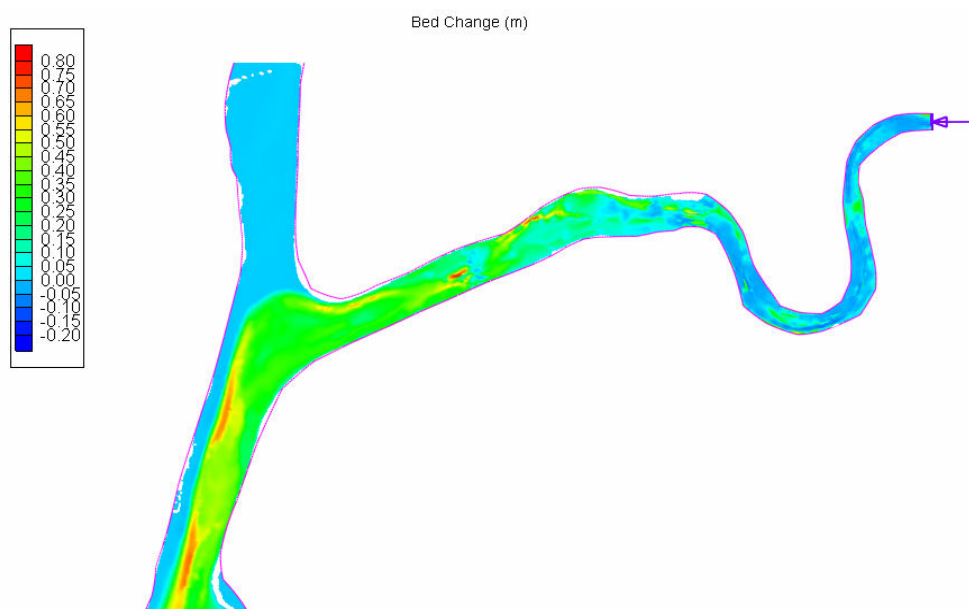


b)



Rys. 3.3. Wynik modelu CCHE2D warunek przepływu ustalonego SSQ i geometria koryta z 2004 r.:
a) – poziom zwierciadła wody, b) – prędkości średnie w pionie.

Model CCHE2D pozwala także prognozować deformacje dna wywołane sedymentacją. Obraz ten wskazuje miejsce i tendencje rozwoju odsypów (rys. 3.4). Interesujące jest, że Bug pomimo zmiany ujściowego odcinka w wyniku zabudowy zaporami bocznymi, stara się zachować dawny kierunek przepływu. Niekorzystnym zjawiskiem jest rozwidlenie nurtu w km 1-2. W środkowej części między północnym i południowym strumieniem tworzą się warunki do silnej sedymentacji, co potwierdzają wyniki sondowania z 2011 r.



Rys. 3.4 Deformacje dna wywołane sedymentacją i erozją w rejonie ujścia Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego (obliczenia za pomocą modelu CCHE2D wykonano przyjmując geometrię koryta z 2004 r. i przepływy SSQ).

Wynik modelowania przepływu i deformacji koryta Bugu przy ujściu do Jeziora Zegrzyńskiego wskazuje na dwa miejsca problemowe, które doprowadzić mogą do sytuacji zatorowej, jest to km 4 i odcinek km 1-2. Rozwiązaniem tego problemu mogą być prace pogłębiarskie. Miejsca lokalizacji prac pogłębiarskich przedstawia rys. 3.5. W celu sprawdzenia ich efektywności zaproponowano 3 scenariusze:

- zerowy (brak ingerencji w procesy korytowe),
- wykonanie pogłębienia dna o szerokości 100 m do rzędnej zapewniającej głębokość tranzytową 3 m przy przepływie średnim w odcinku km 0-4,
- wykonanie pogłębienia dna o szerokości 100 m do rzędnej zapewniającej głębokość tranzytową 3 m przy przepływie średnim w odcinku km 0-12.

a)

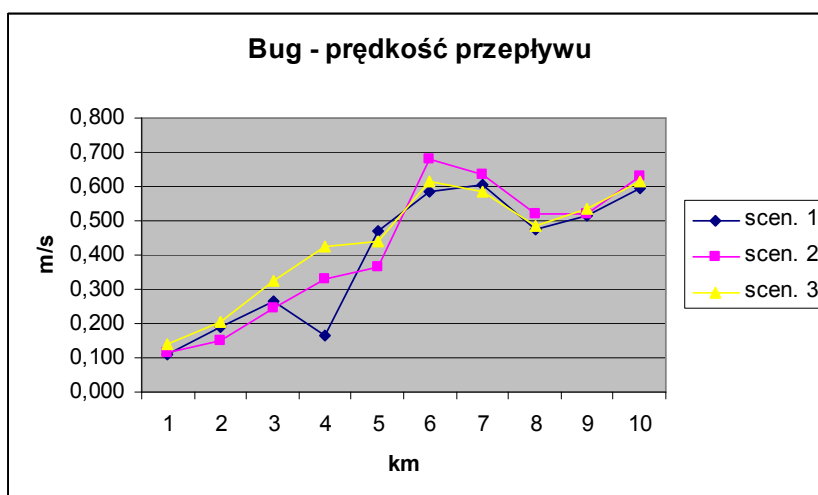
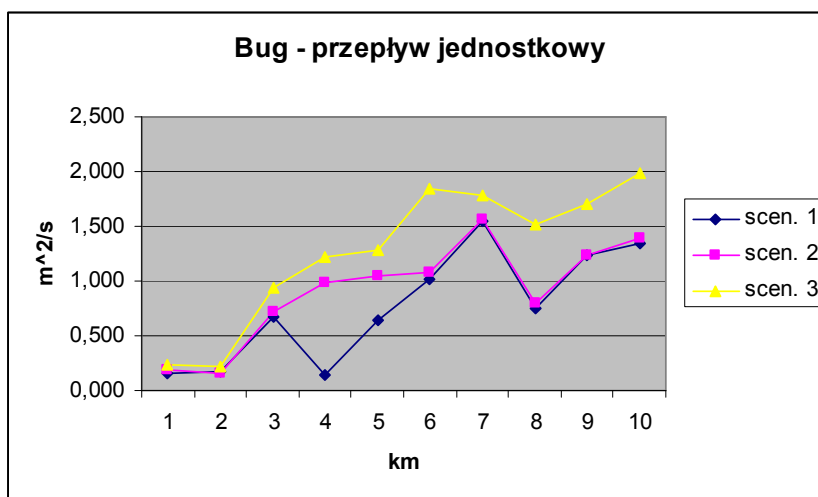
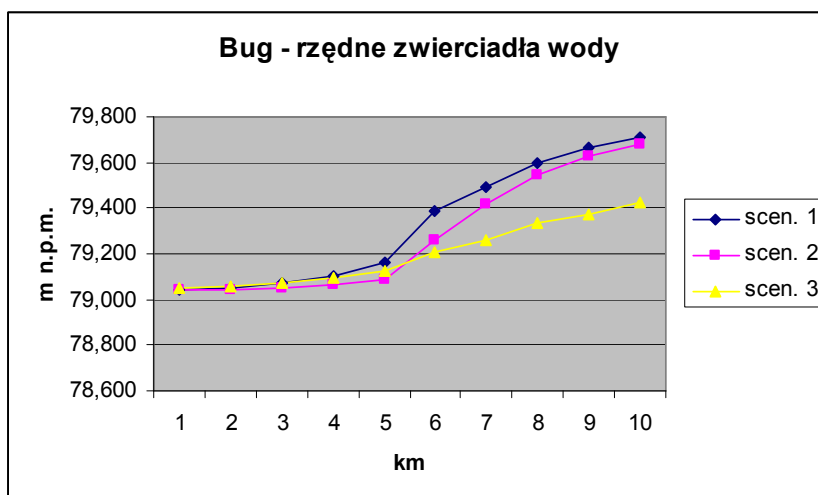


b)



Rys. 3.5 Lokalizacja prac pogłębiarskich w ujściowym odcinku Bugu:
a/ - scenariusz 2 (km 0-4), b/ - scenariusz 3 (km 0-11).

Wynik obliczeń w sposób syntetyczny przedstawia tabela 3.2. i rys. 3.6., pokazano na nim zmiany rzędnych zwierciadła wody, prędkości i przepływu jednostkowego w punktach kontrolnych zlokalizowanych w osi trasy makroniwelacji w pełnych kilometrach. Wykonanie pełnej makroniwelacji do km 10 daje największy efekt polegający na zwiększeniu przepustowości koryta. Poprawę przepływu wody w km 4 daje jednak także krótka trasa makroniwelacji, wyrównany zostaje profil prędkości przepływu i przepływu jednostkowego.



Rys. 3.6. Parametry hydrauliczne charakteryzujące ujściowy odcinek Bugu w trzech scenariuszach regulacji rzeki przez prace pogłębiarskie, przepływ ustalony SSQ, głębokość trasy makroniwelacji 3 m, szerokość 100 m.

Tabela 3.2. Wyniki obliczeń parametrów hydraulicznych w ujściu Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego w scenariuszach 1-3 uzyskane z modelu CCHE2D.

Rzędne zwierciadła wody (m)			
km	scen. 1	scen. 2	scen. 3
1	79,04	79,04	79,05
2	79,05	79,04	79,06
3	79,07	79,05	79,07
4	79,10	79,06	79,09
5	79,16	79,09	79,13
6	79,39	79,26	79,20
7	79,49	79,42	79,26
8	79,59	79,54	79,33
9	79,66	79,63	79,37
10	79,71	79,68	79,42
11	79,79	79,77	79,44
Przepływ jednostkowy (m ² /s)			
km	scen. 1	scen. 2	scen. 3
1	0,148	0,19	0,23
2	0,171	0,16	0,23
3	0,666	0,73	0,93
4	0,135	0,98	1,23
5	0,640	1,05	1,29
6	1,018	1,08	1,84
7	1,540	1,56	1,79
8	0,756	0,79	1,52
9	1,227	1,23	1,70
10	1,347	1,39	1,98
11	1,243	1,23	1,07
Prędkość przepływu średnia w pionie (m/s)			
km	scen. 1	scen. 2	scen. 3
1	0,108	0,12	0,14
2	0,192	0,15	0,21
3	0,266	0,25	0,32
4	0,166	0,33	0,42
5	0,471	0,36	0,44

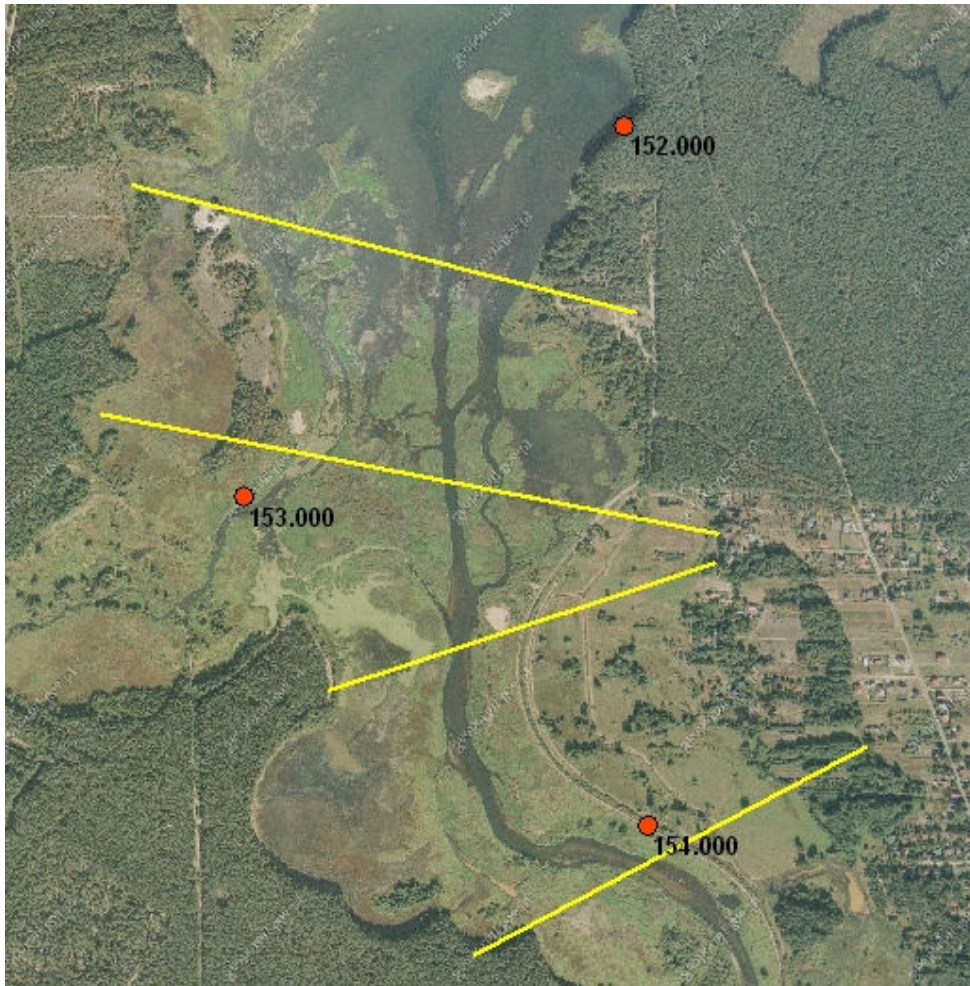
6	0,583	0,68	0,61
7	0,604	0,64	0,58
8	0,475	0,52	0,49
9	0,514	0,52	0,54
10	0,596	0,63	0,62
11	0,507	0,5	0,33

5. Jezioro Sulejowskie

Jezioro Sulejowskie powstało w 1973 r. w wyniku przegrodzenia Pilicy czołową zapora ziemną o wysokości 16 m, zlokalizowaną w km 137,5. Początkowa całkowita pojemność zbiornika przy normalnym poziomie piętrzenia 166,0 m n.p.m. wynosiła 77,6 mln m³, pojemność użytkowa 61,7 mln m³. Porównując średni przepływ Pilicy z Luciążą (22,8 + 4,41 m³/s), z objętością zbiornika, można uznać, że jest to zbiornik o bardzo długim czasie wymiany wody (ok. 33 dni). Oprócz zapory czołowej, zbiornik wyposażono w obwałowania Sulejowa (na brzegu prawym 1621 m, brzegu lewym 1768 m), obwałowanie Podklasztorza (na prawym brzegu 1621 m z systemem rowów odwadniających i przepompownią).

Pierwsza prognoza zamulania Jeziora Sulejowskiego (Skibiński i in., 1967) przewidywała w roku przeciętnym dostawę 4500 m³ rumowiska wleczonego. Ze względu na dużą pojemność zbiornika zakłada się jego sprawność w przechwytywaniu zawiesiny na poziomie 90%. Wiśniewski (1972)⁴² obliczył, że ilość rumowiska unoszonego zatrzymanego w zbiorniku jest szacowana na poziomie 26150 m³. Razem objętość odkładów zawiesiny i rumowiska wleczonego w czasy Jeziora Sulejowskiego szacowana była na 0,0306 mln m³. Tempo procesu sedymentacji zbiornika można określić także na podstawie pomiarów geodezyjnych. Liczba profili pomiarowych w jakich okresowo wykonywane są sondowania Jeziora Sulejowskiego wynosi 36. W strefie cofkowej profile te są oddalone od siebie o 400-500 m (rys. 4.1). Wyniki okresowych sondowań Jeziora Sulejowskiego tworzą zbiór danych, który jest niejednorodny pod względem metodyki pomiarowej. Pierwsza krzywa pojemności retencyjnej zbiornika z 1973 r. została wykonana na podstawie rysunku poziomowego z map topograficznych. W latach 1978 i 1985 pomiary wykonywano natomiast z lodu, w wyznaczonych przekrojach poprzecznych. Dopiero pomiary z lat 1992, 1997, 2002, 2008, są wykonane nowoczesnymi metodami geodezyjnymi (echosonda sprzężona z odbiornikiem GPS-RTK).

⁴² B. Wiśniewski, dz. cyt..



Rys. 4.1. Położenie przekrojów pomiaru rzędnych dna koryta Pilicy w 2008 r. na tle ortofotomapy (geoportal.gov.pl).

Na podstawie pomiarów porównawczych z okresu 1978-1992 r. ustalono, że średnie roczne tempo zamulania zbiornika wynosi około 30 tys. m³ ⁴³. W tym okresie wykonywane były znaczne prace ziemne w czaszy zbiornika. W 1982 w cofce zbiornika wykonano przekopy o kubaturze 22,6 tys. m³., a w ujściu Luciąży o objętości 24,6 tys. m³. Przekopy miały szerokość 20-30 m, a wykonano go w celu ułatwienia spływu lodu. Najnowsze opracowanie oparte na pomiarach w przekrojach poprzecznych wskazuje, że od początku eksploatacji zbiornika (1973-2008) zgromadziło się w nim 3,89 mln m³ osadów⁴⁴. W latach 1974 -1981 budowano w rejonie Bronisławowa ujęcie wody dla Łodzi. Szacuje się, że przy tym zadaniu prace czerpalne usunęły ok. 1,4 mln m³ osadów.

W pracy Michna podano, że zakładana w projekcie pojemność zbiornika 75 mln m³ w wyniku prowadzonych prac pogłębiarskich, określona nowymi technikami pomiarowymi wynosi obecnie 77,4 mln m³ ⁴⁵. Z tego samego powodu w badaniach sedymentacji przyjęto, że początkową pojemność zbiornika można ustalić na 79,0 mln m³ ⁴⁶. Tak więc średnie roczne zamulanie zbiornika wynosi 0,111 mln m³. Zbiornik utracił 4,9% wyjściowej pojemności. Bardzo duże zmiany w morfologii czaszy zbiornika zaszły w cofkowej części. Na rys. 4.1. – 4.2. na podstawie Mapy Podziału Hydrograficznego Polski pokazano zasięg

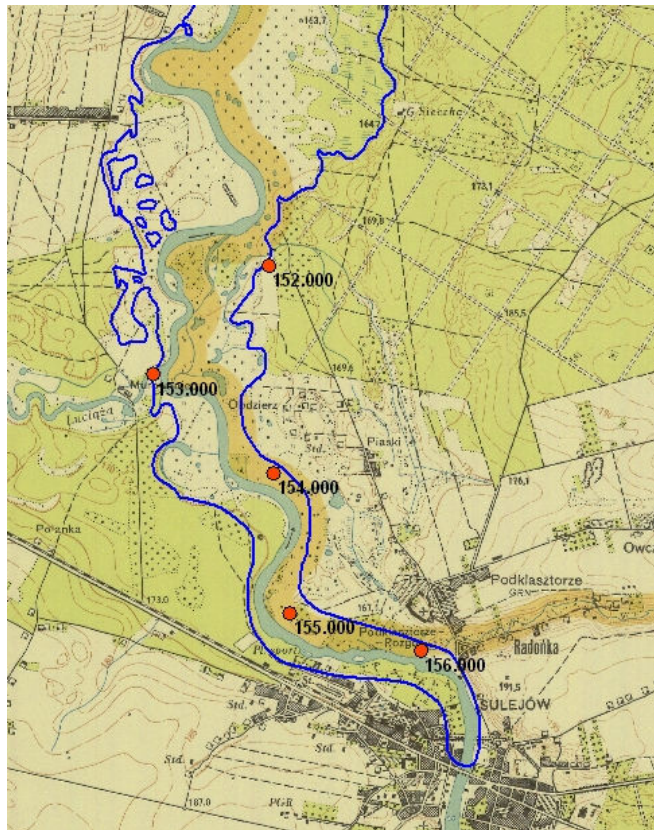
⁴³ S. Macek, 1993, *20 lat eksploatacji zbiornika wodnego Sulejów*, *Gospodarka Wodna*, 12, ss. 274-275.

⁴⁴ *Badania sedymentacji i aktualizacja pojemności – Zbiornik Wodny Sulejów*, 2008, IMGW, Warszawa.

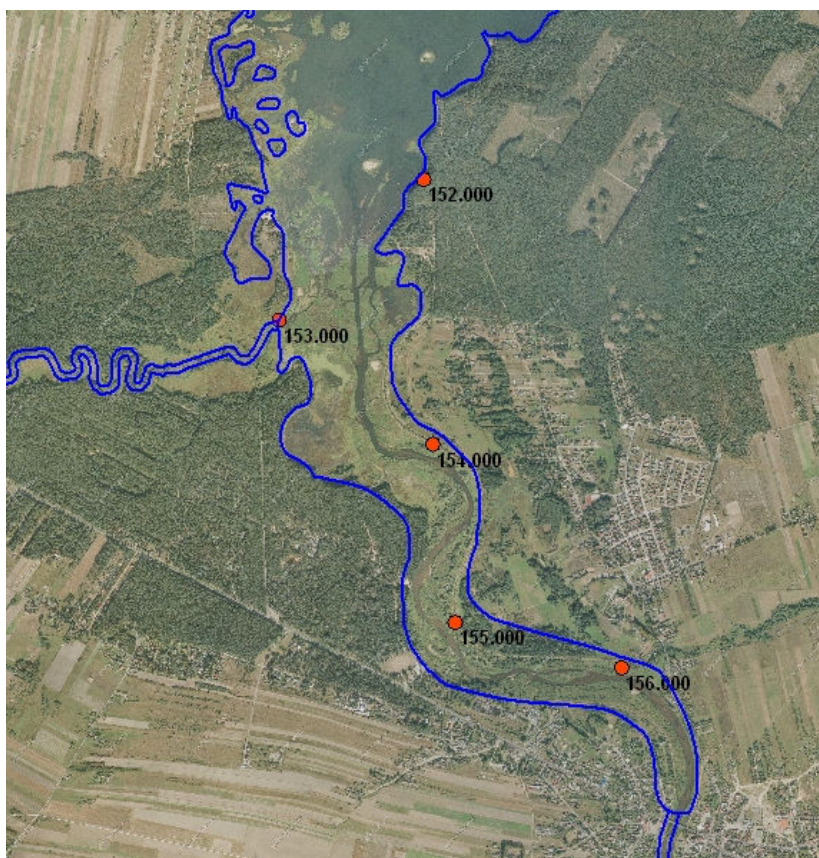
⁴⁵ A. Michna, 2003, *30 lat eksploatacji zbiornika wodnego Sulejów*, *Gospodarka Wodna*, 12, ss. 503-506.

⁴⁶ *Badania sedymentacji... dz. cyt.*

początkowej linii zbiornika na mapie topograficznej z lat 60. tzw. „obrębówce” i na aktualnej ortofotomapie. Widoczna jest duża powierzchnia zalądowiona i słabo czytelny wyprostowany przekop koryta Pilicy, rozwidlający się w kilka ramion, tworzących rodzaj delty.



Rys. 4.2. Zasięg linii brzegowej Jeziora Sulejowskiego i układ koryta Pilicy w latach 60. XX w.

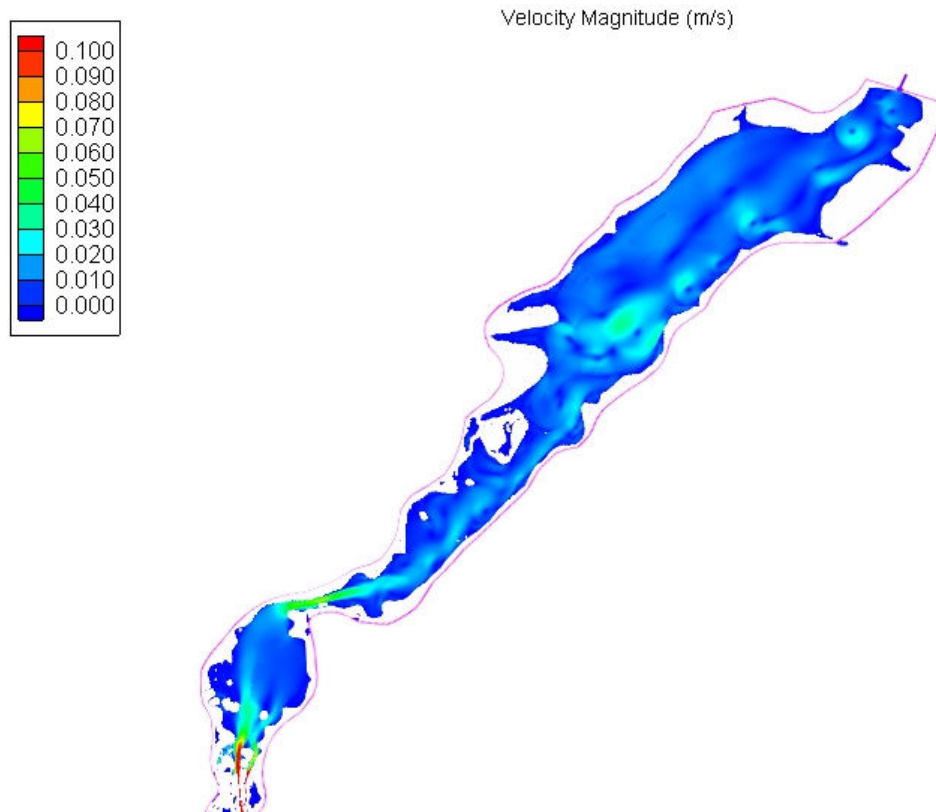


Rys. 4.3. Zasięg linii brzegowej Jeziora Sulejowskiego z lat 70. XX w. i obecny układ koryta Pilicy w strefie cofki widoczny na ortofotomapie (geoportal.gov.pl).

Dodatkowe pomiary nad zamulaniem zbiornika wykonano w strefie cofkowej⁴⁷. Na podstawie tych danych i ortofotomapy zbudowano uproszczony model DTM koryta Pilicy w odcinku km 153-154. Batymetrię właściwego zbiornika w km 137-153 określono na podstawie dostępnych map topograficznych i mapy turystycznej Compass (2012). Geometrię koryta aproksymowano przekrojem prostokątnym, przyjmując średnią rzędną dna z pomiarów geodezyjnych.

Siatka obliczeniowa do modelu CCHE2D ma wielkość ($i=80$, $j=700$). Jako dolny warunek brzegowy przyjęto rzędną piętrzenia 166,00 m n.p.m, górny warunek zakłada przepływ ustalony korytem Pilicy równy $22,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Wynik modelowania pola prędkości w zbiorniku przedstawia rys. 4.4., widoczny jest bardzo szybki spadek prędkości w cofce zbiornika, przyspieszony jedynie w rejonie przewężenia czasy koło wsi Barkowice Mokre. W głównej części zbiornika prędkości przepływu są bardzo małe, a linie prądu tworzą zamknięte komórki cyrkulacyjne. Takie układy cyrkulacyjne dodatkowo wydłużają czas retencji wody w zbiorniku, i sprawiają, że przepływ wody w części jeziornej zbiornika zależy jedynie od kierunku działania wiatru.

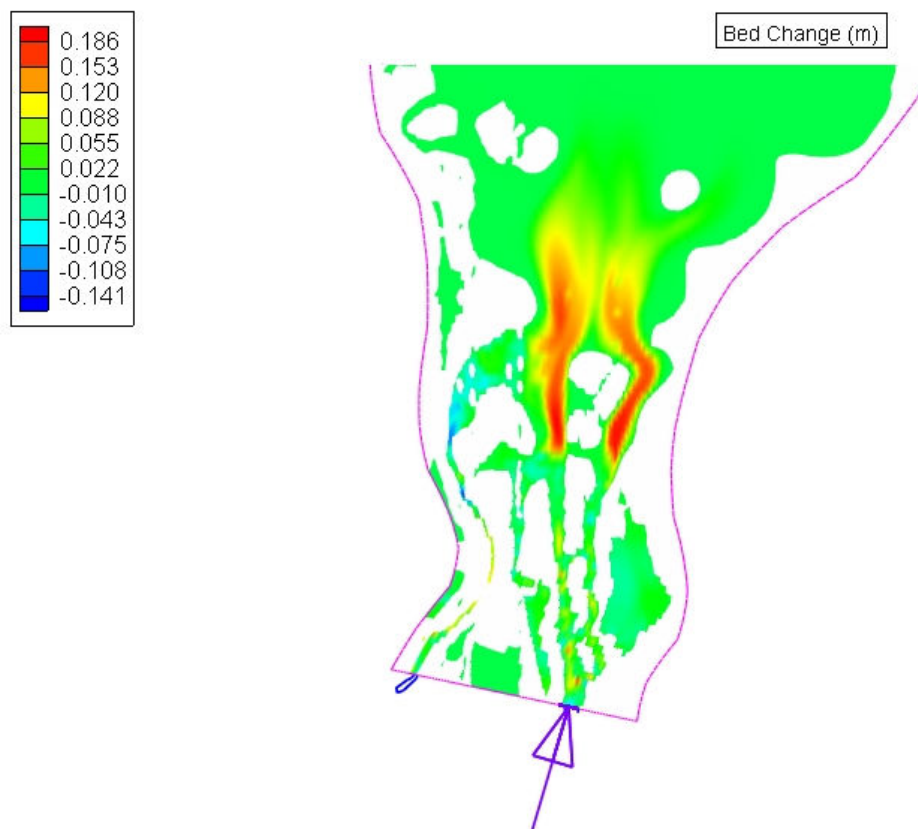
⁴⁷ *Badania zamulenia koryta Pilicy w rejonie strefy cofkowej - Zbiornik Wodny Sulejów*, 2011, IMGW, Warszawa..



Rys. 4.4. Rozkład pola prędkości w Jeziorze Sulejowskim przy poziomie piętrzenia 166 m n.p.m. i przepływie średnim $SSQ=22,8 \text{ m}^3/\text{s}$, braku oddziaływania wiatru.

Obliczenia sedymentacji wykonano przyjmując średni przepływ Pilicy oraz wartości koncentracji zawiesiny i wleczenia rumowiska podane w tabeli 1.5. Założono ustalony przepływ i stałe zasilanie strumienia zawiesiną i rumowiskiem wleczonym przez czas 30 dni. Wynik obliczeń przedstawia rys. 4.5., widoczne są dwie wstęgi wleczenia i sedymentacji, które prowadzą do zamulania ujścia Pilicy przy przejściu do głębokowodnej części zbiornika. Sedymentacja w części jeziornej zbiornika najintensywniej zachodzi między rzędnymi 157-161 m n.p.m. i 164-166,6 m n.p.m.⁴⁸.

⁴⁸ *Badania sedymentacji ... dz. cyt..*



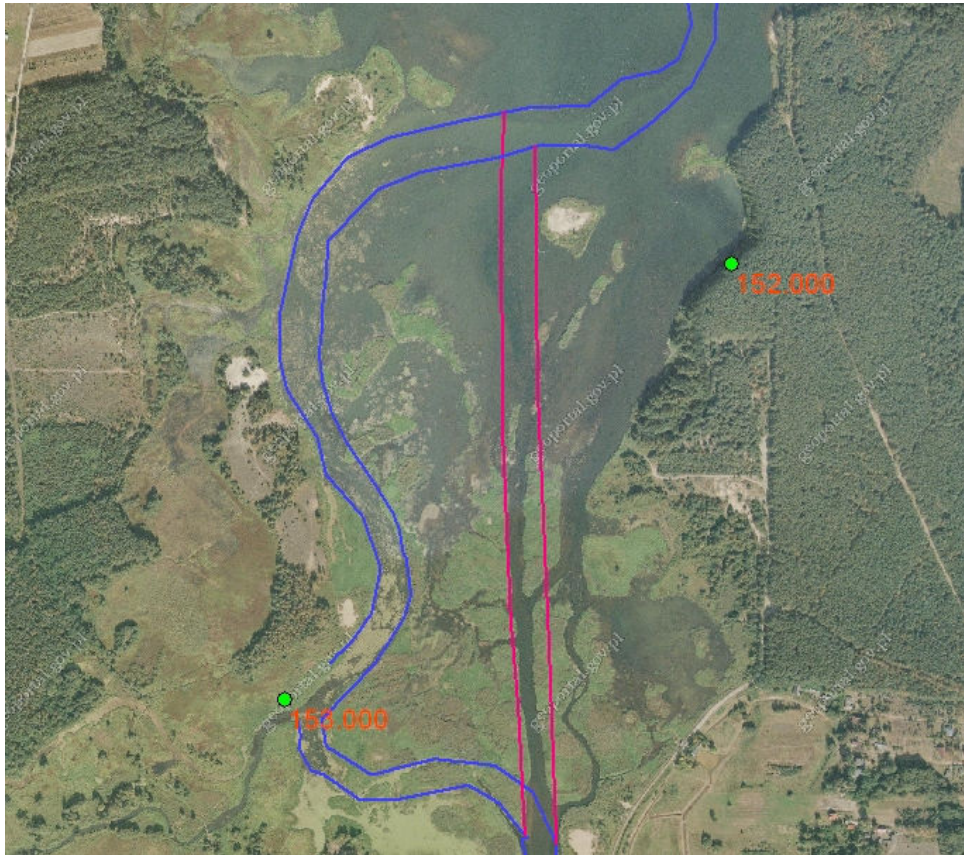
Rys. 4.5. Deformacje dna wywołane sedymentacją i erozją w rejonie ujścia Pilicy do Jeziora Sulejowskiego (obliczenia wykonano przyjmując uproszczoną geometrię koryta na podstawie pomiarów geodezyjnych z 2011 r. i przepływ SSQ=22,8 m³/s).

Sedymentacja w ujściu Pilicy do Jeziora Sulejowskiego stwarza problemy z przepustowością rzeki, dowodem tego stanu rzeczy jest awaria prawego wału w rejonie Podklasztorza w czasie powodzi w 2010 r. i sygnalizowane przez Urząd Miejski w Sulejowie trudności z odprowadzeniem wód opadowych siecią kanalizacji burzowej. Poprawę tego stanu rzeczy mogą dać prace pogłębiarskie i regulacja koryta Pilicy. Przyjęto trzy scenariusze obliczeniowe, których celem jest wykazanie zasadności takich działań:

- zerowy (brak ingerencji w procesy korytowe),
- wykonanie pogłębienia dna o szerokości 50 m do rzędnej zapewniającej głębokość tranzytową 1,5 m przy przepływie średnim w odcinku km 153-154,
- wykonanie rekonstrukcji naturalnego przebiegu meandru Pilicy z zachowaniem szerokości 50 m i głębokości tranzytowej 1,5 m przy przepływie średnim w odcinku km 153-154. Założone także zamknięcie bocznych ramion dawnej „delty” rzeki w rejonie przekopu i wyrównanie rzędnej terenu do 167,0 m n.p.m.

Położenie trasy regulacyjnej w scenariuszu 2 i 3 pokazano na rys. 4.6. Zdecydowano się uwzględnić wariant „renaturyzacji” koryta Pilicy, ze względu na problem eutrofizacji zbiornika i pojawiające się zakwity sinicowe. Zjawiska te są spowodowane dostawą ładunku biogenów ze zlewni Pilicy, przenoszonych wraz z zawiesiną w czasie wezbrań (fosfor). Odtworzenie meandru Pilicy daje możliwość zwiększenia powierzchni równiny zalewowej w ujściu rzeki do Jeziora Sulejowskiego, a przez to stworzenie warunków sedymentacji części osadów. Takie działania wykorzystują naturalne zdolności rzeki do samooczyszczania w procesie sedymentacji na równinie zalewowej^{49, 50}.

⁴⁹ A. Magnuszewski, E. Kiedrzyńska, I. Wagner-Łotkowska, M. Zalewski, 2005, *Immobilizing of sediments in*



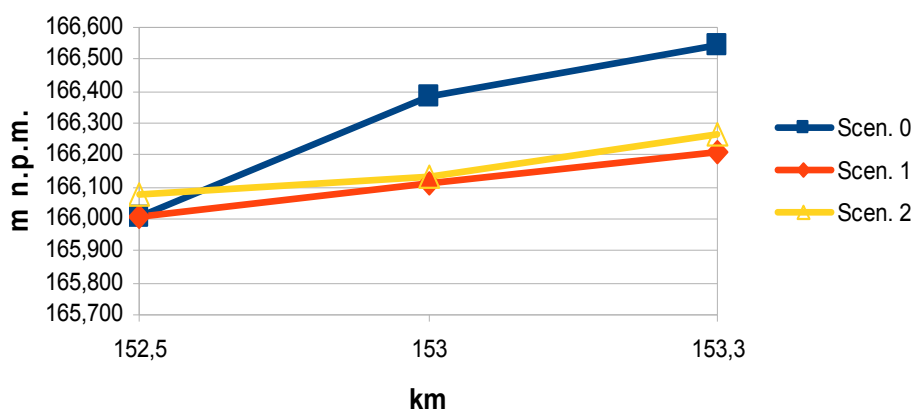
Rys. 4.6. Proponowane warianty udrożnienia koryta Pilicy w odcinku km 152,5-153,2; linia czerwona (odtworzenie przekopu) – scenariusz 1, linia niebieska (odtworzenie meandrowego koryta Pilicy) – scenariusz 2.

Syntetyczny wynik modelowania przyjętych trzech scenariuszy przedstawia tabela 4.1. i rys. 4.7. Wynika z niego, że w wyniku regulacji polegającej zarówno na wykonaniu prostego przekopu jak i odtworzenia meandra Pilicy możliwe jest obniżenie rzędnej zwierciadła wody w km 153 o około 0,27 m w stosunku do istniejącego stanu. Wynik ten, wobec ograniczonej liczby danych do opisu geometrii koryta, należy traktować jako wstępny.

a lowland river floodplain [w:] M.S. Altınakar, W. Czernuszenko, P. Rowiński, S.Y. Wang (red.) *Computational Modeling for the Development of Sustainable Water Resources Systems in Poland*, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. E-5 (387), ss. 239-260.

⁵⁰ M.S. Altınakar, E. Kiedrzyńska, A. Magnuszewski, 2006, *Modeling of inundation patterns at Pilica river floodplain*, Poland. [w:] *Climate Variability and Change-Hydrological Impacts* (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006), IAHS Publ. 308, ss. 579-585.

Pilica rzędne zwierciadła wody



Rys. 4.7. Rzędne zwierciadła wody w odcinku km 152,5-153,2 przy rzędnej piętrzenia 166 m n.p.m. i przepływie średnim $SSQ=22,8 \text{ m}^3/\text{s}$, braku oddziaływania wiatru: scenariusz 0 – zachowanie obecnej geometrii koryta, scenariusz 1 – odtworzenie przekopu, scenariusz 2 – odtworzenie meandru Pilicy.

Tabela 4.1 Wyniki obliczeń rzędnych zwierciadła wody w ujściu Pilicy do Jeziora Zegrzyńskiego w scenariuszach 1-3 uzyskane z modelu CCHE2D

Rzędne zwierciadła wody (m)			
km	scen. 1	scen. 2	scen. 3
152,5	166,01	166,01	166,01
153	166,39	166,39	166,11
153,3	166,55	166,21	166,21

6. Podsumowanie.

Przedstawione wskaźniki potencjału powodziowego, intensywności procesów transportu osadów i zagrożenia podtopieniami umożliwiają ustalenie stopnia ekspozycji na ryzyko powodziowe trzech analizowanych zbiorników. Największe tempo zamulania i wskaźnik potencjału powodziowego ma Jezioro Włocławskie, narażone także na powstawanie zatorów lodowych. Na drugim miejscu znajduje się rejon ujścia Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego, o mniejszym wprawdzie potencjale powodziowym w przypadku wezbrań opadowych, jednak o znacznej możliwości wystąpienia powodzi roztopowych i zatorowych. Ukształtowanie doliny Bugu przy ujściu do Narwi jest niekorzystne i stanowi rozległy obszar dużego ryzyka powodziowego. Najmniejszy obszar objęty ryzykiem powodziowym ma ujście Pilicy do Jeziora Sulejowskiego, jednak odcinek ten wykazuje stale pogarszające się warunki przepustowości hydraulicznej, widoczne także w Sulejowie.

Utrzymanie przepustowości koryta rzecznej w strefie oddziaływania sztucznego zbiornika wodnego powinno być jednym ze stałych zadań eksploatacyjnych. Metodą osiągnięcia tego celu są prace pogłębiarskie, które pozwalają skoncentrować przepływ i osiągnąć głębokość tranzytową niezbędną do spływu śryżu i lodu, a także użycia lodołamaczy w warunkach zagrożenia zatorami. Uzyskane obniżenie zwierciadła wody rzędu 20-30 cm w rejonie

wykonania prac pogłębiarskich nie jest tak ważne jak koncentracja strumienia wody i wyrównanie spadku podłużnego zwierciadła wody. Te parametry zmniejszają ryzyko powstania zatorów lodowych.

Przy wyborze trasy makroniwelacji w strefie cofki wskazana jest analiza historyczna układu koryta rzeki. Jest to tylko działanie, które można zaliczyć do renaturyzacji, a także umożliwiające zbliżenie się do warunków równowagi hydrodynamicznej, przy której zachodzi transport rumowiska i zawiesiny. Podstawą wykonania projektu trasy pogłębionego koryta są dokładne mapy rzędnych dna zbiornika. Stosowane dotychczas okresowe pomiary przekrojów poprzecznych sprawdzają się przy obliczeniach prędkości zamulania zbiorników, są jednak niewystarczającym źródłem danych w przypadku użycia nowoczesnych metod modelowania matematycznego i projektowania. Konieczne jest wykonywanie pomiarów batymetrycznych w gęstej siatce przekrojów, tak aby w dowolnym miejscu zbiornika możliwe było opisanie jego geometrii. Korzystne byłoby przyjęcie jednego układu współrzędnych przestrzennych dla wszystkich opracowań.

Poważnym problemem przy prowadzeniu prac pogłębiarskich jest składowanie urobku. Przemieszczanie dużych objętości osadów, na odległe pola refulacyjne, za pomocą taboru pływającego znacząco podnosi koszty, nie jest także korzystne w bilansie kosztów środowiskowych. Dobrym rozwiązaniem, stosowanym np. w Holandii i Niemczech jest lokalne wykorzystanie urobku do zwiększenia bezpieczeństwa zapór bocznych i wałów przeciwpowodziowych. Zbiorniki na rzekach nizinnych np. Jezioro Zegrzyńskie są utrzymywane przez rozległy system zapór bocznych, przecinających dawne koryto rzeczne i ramiona starorzeczy. Taki system jest podatny na filtrację wody pod korpusem wału, a także uszkodzenie przez napór spiętrzony kry. Można także z uzyskanego materiału wykonywać przegrody dolinowe, a nawet podwyższać teren na zawalu w celu przekształcenia go w teren bezpieczny dla zabudowy mieszkalnej.

W dyskusji nad problemem bezpieczeństwa powodziowego i utrzymania sztucznych jezior podnoszony jest też pomysł likwidacji stopni czy też zapór wodnych. Zwolennicy takiego rozwiązania zakładają, że rzeka samoczynnie powróci do stanu równowagi. Rozwiązanie takie jest jednak wysoce niebezpieczne ze względów ochrony środowiska. W pracy poświęconej warunkom hydraulicznym Jeziora Włocławskiego analizowano scenariusz obniżenia poziomu piętrzenia Wisły do rzędnej 46,65 m n.p.m. odpowiadającej warunkom naturalnym (Magnuszewski i in., 2010)⁵¹. Zmiany hydrauliki przepływu będą największe w jeziornej części zbiornika, a więc w części gdzie zdeponowane są osady drobnoziarniste łatwo podlegające erozji, a także z dużą zawartością materii organicznej. Obniżenie rzędnej zwierciadła doprowadzi do odsłonięcia około 22,7 km² nowej równiny zalewowej i wysp, co stanowi 33 % obecnej powierzchni zbiornika.

Prace pogłębiarskie są wykonywane w górnych częściach zbiorników, a więc tam gdzie średnica i właściwości osadzonego rumowiska są zbliżone do rzeki swobodnie płynącej. Badania wykonywane przez Państwowy Instytut Geologiczny nad zawartością metali ciężkich i szkodliwych związków organicznych w osadach dennych omawianych zbiorników wskazują, że osady w strefie planowanych makroniwelacji nie przekraczają normy określonej w rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 16 kwietnia 2002 r., w sprawie rodzajów oraz stężeń substancji, które powodują, że urobek jest zanieczyszczony (Dz. U. 2002 r. Nr 55 poz. 498).

⁵¹ A. Magnuszewski, S. Moran, G. Yu, 2010, *Modelling lowland reservoir sedimentation conditions and the potential environmental consequences of dam removal: Włocławek Reservoir, Vistula River, Poland*, [w:] K. Banasik, A. J. Horowitz, P. N. Owens, M. Stone & D. E. Walling [red.] *Sediment Dynamics for a Changing Future*, IAHS Publication 337, ss. 345-352.

Przedstawione wyniki obliczeń wariantów lokalizacji prac pogłębiarskich są wstępnym opracowaniem. Do celów projektowych należałoby dysponować lepszymi danymi geodezyjnymi. Zastosowanie modelowania hydrodynamicznego jest niewątpliwie obecnie najlepszą metodą analizowania różnych wariantów regulacji koryta rzecznego.

Prace pogłębiarskie są jedynym rozwiązaniem prowadzącym do skutecznej poprawy przepustowości hydraulicznej w górnych odcinkach analizowanych sztucznych zbiorników wodnych. Procesy korytowe rzek nizinnych i znaczny transport osadów prowadzą do ciągłego zamulania wykonanych wcześniej makroniwelacji. Dobrym przykładem jest Jezioro Włocławskie, w którym wykonano po powodzi 1982 r. pogłębioną rynnę w dnie zbiornika. Jej fragmenty były widoczne jeszcze na mapie batymetrycznej z 1992 r., po przejściu powodzi z 1997 i 2001 r. uległa ona zasypaniu. Prace pogłębiarskie są zatem przedsięwzięciem, które musi być powtarzane w celu utrzymania bezpieczeństwa powodziowego.