

Zygmunt Babiński

# Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych



**Zygmunt Babiński**

**WPŁYW ZAPÓR  
NA PROCESY KORYTOWE  
RZEK ALUWIALNYCH**

**ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM STOPNIA WODNEGO  
„WŁOCLAWEK”**

**Bydgoszcz 2002**

*Komitet Redakcyjny*

Józef Kubik (*przewodniczący*), Stanisław Kowalik, Jan Szupryczyński,

Andrzej Wojtas, Urszula Wójcicka, Grażyna Jarzyna (*sekretarz*)

*Recenzenci*

prof. dr hab. Jan Drwal  
prof. dr hab. Alfred Kaniecki

*Projekt okładki*

Bartosz Urbański

*Redaktor*

Jagna Urbańska

Praca powstała na podstawie materiałów naukowych oraz badań terenowych finansowanych do roku 1998 przez Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizów w Toruniu, zaś od 1999 roku przez Akademię Bydgoską im. Kazimierza Wielkiego (grant uczelniany).

© Copyright by Wydawnictwo Akademii Bydgoskiej  
im. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz 2002

ISBN 83-7096-423-0

Wydawnictwo Akademii Bydgoskiej  
im. Kazimierza Wielkiego  
ul. Powstańców Wielkopolskich 2, 85-090 Bydgoszcz  
tel./fax (052) 322 52 74  
Rozpowszechnianie tel./fax (052) 340 09 42  
Skład i druk:  
Dział Poligrafii Akademii Bydgoskiej  
Poz. 944 Ark. wyd. 10



## Spis treści

Wprowadzenie .....	7
1. Cel, zakres i metody badań .....	11
2. Ogólna charakterystyka zapór i ich zbiorników .....	15
3. Oddziaływanie stopni wodnych w różnych warunkach środowiska geograficznego.....	22
3.1. Stopnie wodne w USA.....	22
3.2. Stopnie wodne w Rosji (w granicach dawnego ZSRR) .....	41
3.2.1. Kaskada Wołgi .....	41
3.2.2. Inne stopnie wodne .....	53
3.3. Stopnie wodne w Chinach.....	59
3.4. Stopnie wodne na innych rzekach świata .....	67
3.4.1. Tama Asuańska ze Zbiornikiem Nasera na Nilu .....	67
3.4.2. Kaskada Austrii i Żelazne Wrota I na Dunaju .....	72
3.4.3. Stopnie wodne na rzece Garonna i Rodan .....	78
3.4.4. Stopnie wodne w Anglii i Walii .....	80
3.4.5. Zbiorniki Mequinenca i Ribarroja na rzece Ebro .....	86
3.4.6. Stopnie wodne w Finlandii .....	87
3.4.7. Stopień wodny W.A.C. Bennett na rzece Peace (Kanada) .....	88
3.4.8. Stopnie wodne w Indiach .....	90
4. Wpływ stopnia wodnego „Włocławek” na procesy fluwialne .....	92
4.1. Reżim hydrologiczny dolnej Wisły.....	92
4.2. Akumulacja rumowiska w zbiorniku .....	98
4.3. Proces erozji wgłębnej .....	101
4.4. Konsekwencje procesu erozji wgłębnej .....	107
4.4.1. Procesy akumulacyjne .....	107
4.4.2. Zjawiska hydrologiczne .....	111
4.5. Proces erozji bocznej poniżej zapory.....	114
5. Reżim hydrologiczny w obrębie stopni wodnych .....	116
6. Sedymentacja zbiornikowa .....	120
7. Odnowa transportu rumowiska poniżej zapór .....	127
8. Proces erozji wgłębnej poniżej zapór .....	132
9. Konsekwencje erozji wgłębnej .....	139

9.1. Profil podłużny dna koryta .....	139
9.2. Skład mechaniczny osadów dennych .....	143
9.3. Przekształcenia morfologiczne koryt .....	145
10. Konsekwencje ekologiczno-gospodarcze budowy zapór .....	151
11. Uwagi końcowe .....	160
Literatura .....	163
Fotografie .....	171
Summary .....	179

## WPROWADZENIE

Trwająca od wieków ingerencja człowieka w środowisko przyrodnicze w początkowej fazie miała charakter działania mało dynamicznego, odwracalnego i najczęściej nieświadomego. Wraz z rozwojem gospodarki stawała się coraz bardziej intensywna i do tego świadoma. Zmniejszenie powierzchni leśnej (wyrąb lasów związany głównie z powiększaniem areału upraw, pozyskiwanie drewna na potrzeby budownictwa mieszkaniowego i okrętowego, przemysłu itp.) i wprowadzenie upraw, głównie okopowych, spotęgowało proces erozji gleb i uaktywniło ruchy masowe, co z kolei zwiększyło w sposób katastrofalny dostawę rumowiska do rzek. W wyniku wzrostu transportu rumowiska klastycznego nastąpiły nieodwracalne przekształcenia typologiczne koryt. Kolejny etap zmian procesów korytowych, który trwał głównie w ciągu ostatniego wieku, jest związany z bezpośrednią działalnością człowieka poprzez prace regulacyjne koryt, a następnie dzięki budowie stopni wodnych często lokalizowanych w postaci kaskad. Efekty bezpośrednie i pośrednie budowy zapór na środowisko przyrodnicze, w odniesieniu do słów W. L. Grafa (1977), który uważa, że czas potrzebny na dokonanie zmian geomorficznych (tu: proces fluwialny) jest inny dla każdego systemu (rzecznego), jednak ten sam model przekształceń, rządzone tymi samymi prawami, jest podobny i porównywalny, a ponadto w każdym przypadku ma różny przebieg w czasie, ale podobny charakter. Oznacza to, że każde przegrodzenie koryta zaporą oddziałuje na środowisko przyrodnicze w podobny sposób, lecz różny co do intensywności w czasie i przestrzeni. Dlatego poznanie licznych, a do tego zróżnicowanych przykładów procesów fluwialnych w obrębie zbiorników może mieć istotne znaczenie przy prognozowaniu tych zjawisk. Dzięki temu będzie więc możliwa zabudowa hydrotechniczna rzek, której często ujemny wpływ na środowisko

sko przyrodnicze będzie znacznie ograniczony, obecny bowiem system zabudowy ma często katastrofalny wpływ na środowisko.

*Encyklopedia hydrologii i zasobów wodnych* (Herschey, Fairbridge, 1998) terminem „zapor wodna” określa konstrukcję inżynierską przegradzającą dolinę lub naturalną depresję (obniżenie terenowe), dzięki której powstaje zbiornik retencyjny. Zbiornik ten ma służyć trzem głównym celom: zapewnić powiniem wodę do celów gospodarczych i irygacyjnych, złagodzić niebezpieczeństwo powodzi oraz służyć produkcji energii elektrycznej. Powstały w wyniku wybudowania zapory wodnej zbiornik wraz z wszystkimi urządzeniami towarzyszącymi temu przedsięwzięciu tworzy stopień wodny.

Wpływ człowieka na system rzeczny poprzez budowę pojedynczych zapór lub ich wielokrotności w układzie kaskadowym trwa od prawie 5 tysięcy lat. Jest najbardziej jaskrawym przejawem ingerencji człowieka w środowisko fluwialne. Każde bowiem przegrodzenie koryta rzeczno-zapora wywołuje określone zmiany środowiska przyrodniczego zarówno w jego obrębie (wpływ bezpośredni i najczęściej nieodwracalny), jak i poza nim (wpływ pośredni i pośredni).

Powstanie sztucznego zbiornika przyczynia się przede wszystkim do zmian reżimu hydrologicznego rzeki. Przekształcenia te dotyczą zmniejszenia spadku zwierciadła wody w obszarze akwenu i przemiany w nim procesów typowych dla rzek – w jeziorne (ryc. 1). Fakt ten z kolei ma swe odzwierciedlenie w zmianie warunków transportu rumowiska rzeczno-zapora. W cofce zbiornika bowiem następuje spowolnienie ruchu wody do wartości krytycznej transportu rumowiska wleczonego, a następnie zrzut materiału w postaci piaszczysto-żwirowej formy deltowej, zaś w jego dolnej czaszy istnieją warunki sprzyjające do przynajmniej częściowej dekantacji transportowanej zawiesiny. Układ przestrzenny sedymentacji zbiornikowej jest zależny od położenia strefy cofki. Tę zmienną w czasie i przestrzeni strefę wyznacza generalnie miejsce przejścia procesów rzecznych w jeziorne, modyfikowane dopływem wód i zjawiskami lodowymi (reżim wód). Deficyt w transporcie rumowiska klastycznego jest uzupełniany poniżej zapory w wyniku erozji wgłębnej, często też bocznej. Te najbardziej istotne dla zmian koryta rzeczno-zapora procesy akumulacji i erozji mają z kolei pośredni wpływ na przekształcenia środowiska przyrodniczego w postaci podnoszenia się dna i zwierciadła wody w górnej części zbiornika i odwrotnie – obni-



żania się tych parametrów poniżej zapory. Ich konsekwencją, w przypadku budowy zapór w strefie klimatu umiarkowanego i okołobiegunowego, są z kolei zmiany przebiegu zjawisk lodowych, najczęściej szkodliwych dla gospodarki człowieka.

**Ryc. 1.** Wpływ stopni wodnych na procesy korytowe rzek aluwialnych – schemat

1 – strefa akumulacji rumowiska wlezonego, 2 – strefa akumulacji rumowiska unoszonego, 3 – strefa erozji, 4 – erozja boczna, 5 – abrazja, 6 – odcinki o różnym stopniu rozwoju procesu korytowego: E/A – erozyjno-akumulacyjny (transport), A – akumulacyjny, E – erozyjny, 7 – kierunki rozwoju procesu korytowego, 8 – zwierciadło wody przed i po wybudowaniu stopnia wodnego.

Influence of the reservoirs on fluvial processes in aluvial rivers – scheme.

1 – zone of bed load accumulation, 2 – zone of suspended load accumulation, 3 – erosional zone, 4 – side erosion, 5 – abrasion, 6 – segments of different degree of channel development: E/A – transit, A – accumulation, E – erosional, 7 – direction of fluvial processes, 8 – water level before and after dam construction.

Przejście procesów rzecznych w zbiornikowe, a więc zastąpienie erozji wgłębnej i bocznej koryta abrazją brzegową zbiornika, stanowi kolejną fazę zmian środowiska abiotycznego związaną z budową stopni wodnych. Zjawisko to ma jednak charakter okresowy i asymptotycznie ulega wygasaniu wraz z dostosowywaniem się nowo tworzonej strefy brzegowej tj. platformy abrazyjnej, do procesu falowania wiatrowego.

Zmiana wysokości zalegania zwierciadła wody, wywołana spiętrzeniem wody przez zapory, oddziałuje również na obieg wody w sąsiedztwie zbiorników. Dotyczy to przede wszystkim wód gruntowych w obszarach depresyjnych i terenów, do których sięgają „podparte” wody zbiornika. Zmiana bazy erozyjnej może mieć także, w sposób pośredni, wpływ na uaktywnienie się procesów zboczowych w przypadku wysokich brzegów zbiornika, jak również może spowodować przekształcenia procesów korytowych w ujściowych odcinkach dopływów skanalizowanej rzeki. Wszystkie te zmiany w środowisku przyrodniczym związane z budową zapór, poza procesem transportu rumowiska, mają charakter procesów wygasających w czasie, aż do pewnej ich stabilizacji i dostosowania się do nowych warunków hydromorfologicznych. Transport rumowiska, warunkowany przebiegiem procesów erozyjno-akumulacyjnych, ma bowiem charakter ciągły i jest związany przede wszystkim z oddziaływaniem całej zlewni na proces fluwialny. Wyeliminowanie tego czynnika destabilizacji procesów korytowych ujawniających się dużą dynamiką den dolin rzecznych, w przeciwieństwie do pojedynczych stopni wodnych, staje się możliwe w przypadku budowy systemu kaskadowego.

## 1. CEL, ZAKRES I METODY BADAŃ

Celem opracowania jest określenie wpływu stopni wodnych na środowisko przyrodnicze den dolin rzecznych, ilościowa i jakościowa charakterystyka podstawowych zjawisk towarzyszących przegrodzeniu koryt rzecznych zaporami oraz szczegółowa analiza głównych procesów wynikających z ich budowy: transportu rumowiska klastycznego, jego akumulacji w zbiornikach i odnowy na drodze erozji poniżej zapór. Ponadto celem pracy jest określenie konsekwencji procesów erozji i akumulacji rumowiska w dziedzinie hydrologii i morfologii, a także ekologii środowiska i gospodarki człowieka.

Opracowanie zawiera analizę stopni wodnych zbudowanych na rzekach półkuli północnej: na obszarze Ameryki Północnej – 23 stopnie, w granicach byłego ZSRR – 15, na terenie Chin – 7 (w tym jeden stopień w budowie), w Indiach – 1, w Afryce – 1 oraz 1 na półkuli południowej w Australii. W pozostałych przypadkach dotyczy to pojedynczych stopni, rzadziej kaskad (Dunaj w Austrii, Garonna i Rodan we Francji, rzeki w Finlandii), znajdujących się na terenie Europy. Szczególną rolę w tej analizie odgrywa Zbiornik Włocławski. Ze względu na różną szczegółowość wykorzystanych opracowań przeprowadzona charakterystyka wpływu stopni wodnych na otaczające środowisko jest niepełna i ma różną dokładność. Podobnie jest z okresem badań, który ze względu na różne pochodzenie danych jest niejednorodny i dotyczy głównie początkowej działalności zapór, i to ostatniego półwiecza.

Podstawową literaturę stanowią opracowania: A. B. Veksler i V. M. Donenberg (1983), G. P. Williams i M. G. Wolman (1984), S. Raynov, D. Pechinov i Z. Kopalani (1986), A. B. Avakian, V. P. Soltankin i V. A. Szarapov (1987)\*. Zawarty w tych pracach materiał informacyjny i opisowo-analityczny posłużył do skonstruowania zrębów rozprawy. Różne podejście autorów wyżej wymienionych prac sprawiło, że część dotycząca

---

\* Autor zdaje sobie sprawę z faktu, że na świecie istnieje znacznie bogatsza i nowsza literatura omawiająca analizowane zagadnienie. Są to jednak najczęściej operaty wykonane przez hydrotechników na zlecenie użytkowników stopni wodnych i znajdujące się w posiadaniu przedstawicieli poszczególnych jednostek hydrotechnicznych albo trudno dostępne materiały konferencyjne (abstrakty).

stopni wodnych w USA przedstawiono w ujęciu problemowym, zaś pozostała, w tym również zbiorniki Rosji, w formie opisu wpływu poszczególnych budowli na środowisko fluwialne. Tak przedstawiony opis stopni wodnych i ich wpływ na procesy fluwialne został następnie uzupełniony wynikami badań innych autorów, analizujących zarówno budowle już scharakteryzowane, jak i nowe obiekty. Na tle tego podstawowego materiału analitycznego, zawartego w rozdziale 4, przedstawiono wyniki własnych badań prowadzonych w latach 1970-1995 na Zbiorniku Włocławskim (m.in. Babiński 1982, 1992). Na bazie wszystkich danych, dotyczących wpływu stopni wodnych na procesy korytowe, dokonano następnie analizy ilościowej i jakościowej procesu akumulacji zbiornikowej, a przede wszystkim erozji wgłębnej poniżej zapór wraz z jej konsekwencjami ekologiczno-gospodarczymi. Ze względu na to, że końcowe rozdziały stanowią kompilację wcześniej zawartych informacji, tylko w nielicznych przypadkach powoływano się w nich na literaturę i wyniki badań.

Głównym materiałem analitycznym opracowania są dane dotyczące: transportu rumowiska klastycznego z podziałem na zawiesinę i rumowisko wleczone oraz sedimentacji zbiornikowej i erozji wgłębnej poniżej zapór. Ponadto do określenia konsekwencji procesu erozji i akumulacji na środowisko wykorzystano niektóre charakterystyki hydrologiczne (stany wody –  $h$  i natężenie przepływu –  $Q$ ) i morfometryczne (spadki zwierciadła wody i dna koryta, szerokość koryta) oraz skład mechaniczny osadów dennych ( $d_{50}$ ).

Jak wynika z opisów i zamieszczonej dokumentacji większości cytowanych prac, do analizy wpływu stopni wodnych na procesy korytowe stosowano następujące metody:

- analiza map sytuacyjno-wysokościowych i fotogrametryczna zdjęć lotniczych w celu określenia zmian układu koryt rzecznych;
- pomiary i analiza (korelacje) parametrów hydrologicznych ( $h$  – stany wody,  $Q$  – natężenie przepływu), spadków zwierciadła wody, krzywej zależności  $h:Q$ ;
- wykonywanie powtarzalnych przekrojów poprzecznych i podłużnych dna koryta (zbiornika), odnoszonych głównie do tzw. wody korytovej (*bank full stage*), pomiary morfologii i morfometrii koryta (szerokość, głębokość, spadek dna);

- wykonywanie powtarzalnego kartowania łąch rzecznych (pomiar geodezyjne) na podkładzie map w skali 1:10 000, przy średnich i niskich stanach (warunek – widoczne formy);
- pomiary geodezyjne konfiguracji form głównie naprzemianległych form korytowych typu przemiałów (łachy skośne) i plos – metodą Z. Babińskiego (1992);
- pomiary transportu rumowiska:
  - zawiesiny (metoda batometryczna i fotoelektryczna),
  - rumowiska wlezonego (powtarzalne przekroje poprzeczne i podłużne koryta, łapaczką udarową),
  - depozycja zawiesiny w zbiornikach metodą H. Mansikkaniemi (1975) (łapaczka w postaci wiadra);
- badania laboratoryjne rumowiska wlezonego (skład mechaniczny osadów) i unoszonego (filtrowanie, spalanie części organicznych).

W opracowaniu starano się tak dobrać materiały analityczne, m.in. ryciny z cytowanych prac, aby reprezentowały możliwie wszystkie, znane autorowi, stosowane dotychczas metody badawcze przedmiotu. Dążono również do tego, by te same metody badań i analizy materiałów badawczych, w tym również i rozwiązania graficzne, były zastosowane w przypadku stopnia wodnego „Włocławek”.

W wielu przypadkach do określenia tych samych charakterystyk stosowano różne metody badawcze, np. hydrologiczne i geomorfologiczne, w celu weryfikacji wyników badań. Miało to także przyczynić się do w miarę obiektywnego oddzielenia (określenia) zmian fluwialnych, które były efektem procesów naturalnych od tych, które były wynikiem działalności człowieka, w tym budowa zapór. Szczególnego znaczenia w tym względzie nabierają np. prace bagrownicze poniżej zapór, które mogą rzutować w zasadniczy sposób na proces erozji wglębnej dna koryta. Dotyczy to większości odcinków poniżej zaporowych zbiorników rosyjskich, w obrębie których znajduje się większość dużych miast, mających ogromne zapotrzebowanie na surowiec budowlany, jakim są aluwia rzeczne.

Duże utrudnienie w określeniu bezwzględnego wpływu zapór na transport rumowiska sprawia fakt, że pomiary zawiesiny nie są przeprowadzane w bezpośrednim sąsiedztwie zbiorników (cofka i tzw. dolne stanowisko), lecz w znacznym oddaleniu od stopni wodnych. W tych przypadkach

często zdarza się, że wyniki są zakłócone przez transport rumowiska, głównie wleczonego, dostarczanego przez dopływy.

Zamieszczony w pracy materiał ma w dużym stopniu charakter bardziej faktograficzny niż analityczny i pokazuje raczej metody badawcze stosowane w dziedzinie procesów korytowych rzek w obrębie stopni wodnych, co wynika z faktu posiadania danych z różnych okresów badawczych. Dotyczy to zarówno długości czasu obserwacji, związanego z istnieniem zbiornika, jak i okresu, w którym to zjawisko wystąpiło. O ile w pierwszym przypadku można mówić o pewnej zgodności i porównywalności danych, gdyż dotyczą one głównie początkowej działalności stopni (choć i tu istnieją różnice mieszczące się w granicach 1-40 lat badań), o tyle trudno odnieść dane z przełomu wieków XIX i XX do tych z czasów obecnych ze względu na trudno uchwytny wpływ wahań klimatycznych. Ponadto intensywność, a także zasięg wpływu stopni wodnych na procesy korytowe są modyfikowane przez budowę geologiczną koryta (założenie pracy – analizą objęto koryta rzek aluwialnych), morfologię terenu lub inną niż zapory zabudowę hydrotechniczną. Często zdarza się, że czynniki te, uznawane za modyfikujące, stają się wiodącymi w przekształcaniu den dolin rzecznych.

Wyżej opisane wątpliwości co do wiarygodności danych dotyczących wpływu stopni wodnych na środowisko fluwialne znalazły odzwierciedlenie w pracy, choć nie dały jednoznacznej odpowiedzi na pytanie: W jakim stopniu np. obniżanie się dna koryta poniżej zapór jest efektem procesu „naturalnego”, a w jakim jest związane wyłącznie z wpływem samej zapory?

Dużą trudność przy pisaniu tej pracy sprawiało nazewnictwo geograficzne, bowiem korzystano z prac anglojęzycznych, krajowych, a także rosyjskich – często w różnych transkrypcjach. Generalnie, gdzie było to możliwe, zastosowano często zmienione w stosunku do oryginału nazwy stopni wodnych, zapór i rzek zamieszczone w *Nowej Encyklopedii Powszechnej* i *Atlasie Encyklopedycznym PWN* (1997-1998).

## 2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ZAPÓR I ICH ZBIORNIKÓW

Prawdopodobnie pierwszą budowlą piętrzącą wody rzeczne była zbudowana przez faraona Menesa około 3 tys. lat p.n.e. zaporą Koszysz na Nilu (Avakian i inni, 1987, s.14). Zapora ta, o długości 450 m i wysokości 15 m, była usytuowana 20 km w górę rzeki od miasta Memfis. Pierwszą udokumentowaną tamę na świecie, Sadd el-Kafara, wybudowali Egipcjanie między 2950 a 2750 r. p.n.e. (Biswas, 1978). Miała ona długość 104 m u szczytu, około 80 m u podstawy i wysokość 11 m. Przetrwała w sposób cząstkowy do dziś. Od tego czasu można mówić o rozwoju budownictwa zapór na rzekach, w obrębie których skupiały się kolebki ludzkości. Jednak duże, wielozadaniowe zbiorniki wodne zaczęto budować w końcu XIX wieku, a apogeum ich budowy przypadło dopiero na okres po II wojnie światowej. W ciągu ostatnich 50. lat ich liczba wzrosła pięciokrotnie, natomiast całkowita objętość zwiększyła się dwunastokrotnie.

Aktualnie funkcjonuje ponad 60 tys. zbiorników, których łączna objętość przekracza 6,5 tys. km<sup>3</sup>, zaś ich powierzchnia dochodzi do 400 tys. km<sup>2</sup> (Avakian, 1998 c, d). Największe z nich osiągają długość powyżej 500 km, szerokość do 60 km, zaś głębokość do 300 m. Podstawowe dane największych 20 zbiorników świata, zawarto w tabeli 1.

Należy dodać, że łączna objętość użytkowa zbiorników przekraczająca 3 tys. km<sup>3</sup> przyczyniła się do 25% wzrostu stałości przepływu rzeczno-go całej kuli ziemskiej. Szacuje się, że w wyniku budowy zbiorników zalano prawie 0,3% powierzchni kuli ziemskiej (Internet..., 1998 a). W świetle danych wielu badaczy, przedstawione wyżej za A. Avakianem (1998 c) wartości mogą być zaniżone (Dudgeon, 1995), bądź zawyżone (Herschey, Fairbridge, 1998). D. Dudgeon (1995) podaje, że tylko w Chinach do 1985 roku istniało 83 219 zbiorników, zaś w USA aktualnie znajduje się 75 000 zapór. Tymczasem *Encyklopedia Hydrologii* z 1998 roku (Herschey, Fairbridge) informuje o 18 820 zaporach w Chinach i o 36 235 zaporach na całym świecie. Oznacza to, że w określeniu liczby zapór, w stosunku do wyżej cytowanych skrajnych wielkości tylko dla Chin, rozbieżności mogą dochodzić do prawie 500% ! Biorąc pod uwagę fakt nieuwzględnienia w tych obliczeniach ogromnej liczby małych zbiorników retencyjnych, mających często duży wpływ na procesy korytowe, przyjmuje się wartości podane przez A. Avakiana (1998 c, d) jako najbardziej prawdopodobne.

**Tabela 1. Największe zbiorniki zaporowe świata****The greatest reservoirs on the world**

Lp.	Zbiornik, rzeka, kraj	Rok uruchomienia	Pojemność (km <sup>3</sup> )	Powierzchnia (km <sup>2</sup> )
1	Kariba, Zambezi, Zambia	1959	181,6	5960
2	Bracki, Angara, Rosja	1964	169,3	5476
3	Nasera, Nil, Egipt	1970	168,9	5126
4	Wolta, Akosombo – Wolta, Ghana	1965	148,0	4856
5	Daniel, Johnson-Manicouagan, Kanada	1968	141,8	4654
6	Guri, Reul Leoni-Coroni, Wenezuela	1986	136,0	4462
7	Willisto, Bennet-Peace, Kanada	1980	108,0	1650
8	Krasnojarski, Jenisej, Rosja	1967	73,3	2150
9	Zejski, Zeja, Rosja	1975	68,4	2740
10	Caboro Bassa, Zambezi, Mozambik	1976	64,8	2850
11	Sanmenxia, Huang He, Chiny	1960	64,0	2350
12	Smalwood, Churchill, Kanada	1980	61,7	2280
13	Le Grande, Le Grande, Kanada	1982	61,2	2025
14	Chapeton, Poti-Parana, Argentyna	1989	60,6	1760
15	Ust Ilimski, Angara, Rosja	1980	59,3	1945
16	Kujbyszewski, Wołga, Rosja	1955	57,8	1905
17	Caniapiscou, Caniapiscou, Kanada	1981	57,5	2177
18	Zajsan, Irtysz, Kazachstan	1966	53,1	1820
19	Danjiangkou, Han, Chiny	1967	51,0	–
20	Wainganga, Wainganga, Indie	1987	50,7	1663

Za: J. Kądziołka, K. Kocimowski, E. Wołonciej, 1997

W ciągu ostatniego dziesięciolecia notuje się zmniejszenie tempa przyrostu liczby nowo budowanych zbiorników zaporowych, jak również ulegają redukcji ich rozmiary (Avakian, 1998 c). Dotyczy to szczególnie krajów europejskich, azjatyckich i Ameryki Północnej, gdzie dotychczas funkcjonuje najwięcej wybudowanych zbiorników (tab. 2). W ostatnich latach najwięcej nowych zapór oddano do eksploatacji w Ameryce Południo-



wej (aż 8 z 10 na świecie). Aktualnie najwięcej zapór buduje się w Chinach, Turcji, Południowej Korei i Japonii (Internet..., 1998 a).

**Tabela 2. Liczba zbiorników na kontynentach**

**Number of reservoirs in the continents**

Kontynent	1950		1982		1986	
	Liczba	%	Liczba	%	Liczba	%
Europa	1323	25,11	3961	11,26	4215	11,63
Azja	1562	29,65	22789	64,80	23286	64,26
Ameryka	2099	39,84	7303	20,77	7479	20,64
Afryka	133	2,52	665	1,89	763	2,11
Australia	151	2,87	448	1,27	492	1,36
Ogółem	5268	100,00	35166	100,00	36235	100,00
Chiny	8	0,15	18595	52,88	18820	51,94

Według danych: International Commission on Large Dams (ICOLD), *World Register of Large Dams*, Paryż 1988

Szczególnym przypadkiem nowo budowanego stopnia wodnego jest zaprojektowany w 1956 roku i realizowany (pomimo światowej krytyki) od 1993 roku na rzece Jangcy w Chinach zbiornik wodny Trzech Przełomów – Xiling, Wu i Qutang (Shuyan, 1994; *The Three...*, 1994; Dudgeon, 1995; *Stolz...*, 1997). Jest to obecnie największa tego typu inwestycja na świecie, której koszt wyniesie około 110 bilionów yuanów (około 30 miliardów dolarów - *Stolz...*, 1997). Jednocześnie powstanie zbiornika spowoduje wysiedlenie ponad 844 tys. mieszkańców i zalanie 24 667 ha użytków rolnych (Shuyan, 1994). Pod względem morfometrycznym Zbiornik Trzech Przełomów nie mieści się jednak w pierwszej 20. największych na świecie (tab. 1).

Rozpoczęte prawie 5 tys. lat temu budowanie zapór wodnych dotyczyło początkowo kilku rzek świata, będących kolebkami ludzkości. Były to

pojedyncze zbiorniki, których pojemności nie przekraczały 1 mln m<sup>3</sup>. W chwili obecnej trudno mówić o systemach rzecznych, które w mniejszym lub większym stopniu nie byłyby częściowo (pojedyncze zapory) lub całkowicie (kaskady) skanalizowane, oraz o zbiornikach, które nie retencjonowałyby wody w ilości przekraczającej 10 mln m<sup>3</sup>.

Generalnie rozkład zbiorników zaporowych na kuli ziemskiej jest nierównomierny (tab. 3). Najwięcej zbiorników zaporowych na świecie, poza Arktyką, Antarktyką i wszystkimi strefami wysokogórkimi, gdzie brak tego typu budowli, posiadają Stany Zjednoczone Ameryki, następnie Rosja, Indie i Chiny (tab. 3). W Polsce, według GUS (1996), istnieje 31 zbiorników małych i 10 średnich (powyżej 100 mln m<sup>3</sup>). Należy dodać, że łączna liczba zbiorników o pojemności przekraczającej 1 mln m<sup>3</sup> na świecie jest wielokrotnie większa (tabela 3, dane w nawiasach).

Ingerencja człowieka w system fluwialny najsilniej uwidacznia się w budowie zapór ujętych w kaskady. Za pośrednictwem kaskad następuje bowiem przekształcenie rzek w ciąg zbiorników, a tym samym uzyskuje się pewną kontrolę nad reżimem hydrologicznym rzeki, w tym także nad transportem rumowiska klastycznego. Do największych kaskad na świecie należy zaliczyć kaskadę Wołgi, Angary i Dniepru (Rosja), Huang He (Chiny), Zambezi (Płd. Afryka), Missouri, Kolorado, Kolumbii, Tennessee (USA), Manickouagan, LaGrande (Kanada), Parany, Paranapanemy i Grande (Ameryka Płd.); (tab. 4). W ich przypadku długość skanalizowanych odcinków rzek waha się od 500 do 2900 km. Według danych M. Dynesiusa i Ch. Nils-sona (1994) prawie 77% całkowitego przepływu 139 największych rzek Ameryki Północnej, Europy i Rosji (w dawnych granicach ZSRR) w dużym stopniu jest pod wpływem zbiorników zaporowych (kaskad). Świadczy to o skali zmian procesów rzecznych wynikających z działalności człowieka. Oznacza to jednocześnie, że odcinki rzek o tych długościach zmieniły swój charakter z rzeczno-jeziorny na jeziorny wraz z konsekwencjami zmian środowiska przyrodniczego ich otoczenia.

**Tabela 3. Zbiorniki zaporowe w niektórych krajach świata wg pojemności całkowitej (stan 1978)**

**The reservoirs in some country of the world after it's capacity in 1978**

Lp.	Państwo	Liczba zbiorników zaporowych		
		Powyżej 10 mln m <sup>3</sup>	Powyżej 100 mln m <sup>3</sup>	Powyżej 1 000 mln m <sup>3</sup>
1	USA (10 000)	1560	679	190
2	Rosja	600	202	64
3	Indie	520	153	31
4	Chiny	500	142	31
5	Kanada	400	139	54
6	Hiszpania (630)	300	89	9
7	Brazylia (320)	145	86	32
8	Australia	95	58	15
9	Meksyk (940)	90	50	19
10	Norwegia	89	36	5
11	Japonia (340)	150	33	-
12	Argentyna	150	31	8
13	Włochy	220	29	-
14	RPA (120)	38	28	6
15	Francja (70)	50	27	1
16	Szwecja	55	26	8
17	Turcja	50	24	8
18	Jugosławia (50)	35	22	2
19	Szwajcaria (70)	47	22	-
20	Cypr	29	21	1
21	Bułgaria (200)	44	21	-
22	Portugalia	28	16	1
23	Tajlandia	50	15	3
24	Finlandia	33	15	7
25*	Polska	31	10	-

Za: J. Głodek (1985). \* Według GUS (1996)

W nawiasie oznaczono przybliżoną liczbę zbiorników zaporowych o pojemności większej od 1 mln m<sup>3</sup>.

**Tabela 4. Charakterystyka największych kaskad na świecie (stan 1978)****The characteristic of the greatest cascade in the world in 1978**

Rzeka	Liczba stopni wodnych	Pojemność zbiorników (km <sup>3</sup> )		Długość skanalizowanego odcinka (km)
		całkowita	użytkowa	
<b>A. Europa</b>				
Wołga	9	142,8	70,8	ok. 2900
Dniepr	6	43,8	18,4	900
Dźwina	3	1,0	0,2	140
Wełtawa	7	1,3	0,9	210
Arda	4	1,6	1,0	135
Tag	11	7,8	6,0	500
Duero	5	2,3	1,1	300
Drawa	12	-	-	200
Wag	-	-	-	331
Bystrzyca	9	2,3	1,6	120
Dordogne	6	1,2	0,7	130
Oulu	7	2,3	1,8	110
Kemi	9	5,5	4,4	250
<b>B. Azja</b>				
Angara	3	276,3	97,4	ok. 1500
Huang He	kilkanaście	99,0	-	-
Syr Daria	6	30,1	21,4	250
Kura	3	18,8	8,8	125
Eufkrat	3	52,4	29,7	ok. 500
Damodar	5	2,5	1,9	235
Han-ciang	4	1,9	0,9	330
<b>C. Afryka</b>				
Zambezi	2	324,5	240	540
Wadi Umm ar-Rabi	2	2,7	2,2	-
<b>D. Ameryka Północna i Południowa</b>				
Tennessee	13	32,4	16,0	1240
Kolumbia	15	56,5	20,0	1300
Kolorado	11	78,2	66,5	1400
Tiete	10	-	-	1000
Missouri	9	97,6	83,4	500
Grande (Brazylia)	8	41,0	35,0	1200
North Platte	7	6,6	5,5	600
Snake	6	7,2	5,0	743
Manickouagan	5	156	-	400
La Grande (Kanada)	5	158	68,6	650
Parana i Paranapanema	5	75,4	-	500
Grijalva	4	16,2	10,2	300
<b>E. Oceania</b>				
Waikato	5	-	-	155

Za: J. Głodek (1985)

Znaczenie budowy zbiorników wodnych zmieniało się wraz z rozwojem kulturalno-gospodarczym człowieka. Pierwotnie głównym celem budowy zapór była ochrona użytkowanych przez człowieka obszarów den dolin rzecznych przed powodzią, a także retencja wód na wypadek długich, sezonowych susz. Z czasem lista potrzeb związanych z budową stopni wodnych wzrastała. Jak podają E. Bajkiewicz-Grabowska i Z. Mikulski (1996), obecnie wyróżnia się następujące rodzaje (funkcje) sztucznych zbiorników zaporowych: przeciwpowodziowe, żeglugowe, energetyczne, wyrównawcze, komunalne, przemysłowe, rolnicze, suche (okresowe) i przeciwrumowiskowe. Ich ważność i znaczenie uzależnione są od potrzeb gospodarczych, przy czym najczęściej są budowane zbiorniki wielozadaniowe, w tym głównie przeciwpowodziowe i energetyczne, natomiast wszystkie z nich w mniejszym lub większym stopniu są osadnikami rumowiska rzeczno (zbiorniki przeciwrumowiskowe). Od ich funkcjonalności zależy również stopień, zasięg i rodzaj wpływu na otaczające środowisko.

### 3. ODDZIAŁYWANIE STOPNI WODNYCH W RÓŻNYCH WARUNKACH ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO

W literaturze światowej trudno znaleźć pozycje, które w sposób całościowy ujmowałyby problem wpływu stopni wodnych na środowisko. Ponadto samo zjawisko dotyczy okresu nie wykraczającego poza nasze stulecie, choć istnienie zapór datuje się już od 50 wieków. Ten krótki okres badań uniemożliwia jednoznaczne, autorytatywne określenie tego wpływu. Dodatkowo fakt ten komplikują zróżnicowane lokalne warunki środowiska geograficznego poszczególnych stopni, tj. głównie reżim hydrologiczny rzek – będący funkcją klimatu oraz budowa geologiczna. Stąd też przedstawiona charakterystyka wpływu stopni wodnych na środowisko geograficzne dotyczy obiektów wybranych dość przypadkowo; autor kierował się głównie dostępną literaturą.

#### 3.1. Stopnie wodne w USA

Stany Zjednoczone posiadają najsilniej przekształcone przez zabudowę hydrotechniczną systemy rzeczne na świecie. Dotyczy to zarówno liczby zbiorników (tab. 3), jak i odcinków rzek skaskadowanych (tab. 4). Wpływ zapór na otaczające środowisko, obejmujące różne strefy klimatyczne, ma ogromne znaczenie dla gospodarki i ochrony człowieka tego kraju. Zagadnienie to zostało w sposób kompleksowy przedstawione m.in. w pracy G. P. Williamsa i M. G. Wolmana (1984). Praca ta zawiera analizę 21 zapór w USA (ryc. 2), którą przeprowadzono głównie na podstawie 287 powtarzalnych przekrojów poprzecznych koryt (łącznie 1817).

Pierwsze sztuczne zbiorniki zaporowe na terenie Ameryki Północnej budowane były już 600 lat temu, zaś na terenie dzisiejszych Stanów Zjednoczonych od początku XVII wieku. Jednak za początek budownictwa stopni wodnych na rzekach USA uznaje się dopiero rok 1825, gdy w stanie Virginia oddano do użytku zaporę 15-metrowej wysokości. Powstał wówczas zbiornik Drammonda o pojemności 27 mln m<sup>3</sup> (Avakian i inni, 1987, s. 247). Od lat trzydziestych XX w., a więc od okresu wielkiego kryzysu gospodarczego, notuje się wyraźny wzrost liczby zbiorników, ujętych głównie w systemy kaskadowe. Proces ten zakończony został w latach 70.

**Ryc. 2.** Lokalizacja analizowanych punktów pomiarowych koryt poniżej zapór w USA (według G. P. Williama i M. G. Wolmana, 1984). 1–22 – numery punktów pomiarowych rzek i zapór, w których były wykonywane badania.  
Location of major study sites in USA (after G.P. Williams and M.G. Wolman, 1984). Number of river and dam analysed in work.

Od lat 80. do chwili obecnej zaznacza się regres w budownictwie wodnym. Podaje się, że obecnie w USA istnieje prawie 75 000 zapór, w tym 13 rzek jest skaskadowanych.

Zasadniczym celem budowy stopni wodnych była ochrona terenów dolinnych przed powodzią, a następnie retencja wód na potrzeby irygacji

i energetyki. Zgodnie z głównym przeznaczeniem zapór redukują one od 3 do 95% przeciętnej rocznej kulminacji fali wezbraniowej. Jednocześnie w wielu przypadkach przyczyniają się do wzrostu amplitud dobowych wahań stanów wody.

Jednym z głównych problemów eksploatacji zbiorników retencyjnych w USA jest **sedymencja zbiornikowa**. Następuje ona zarówno w zbiornikach, jak i uchodzących do nich dopływach. Jak wynika z wieloletnich badań, zbiorniki w USA przechwytyją większość transportowanego rumowiska (Williams, Wolman, 1984, s. 8-14). Oto przykłady:

- Zapora Hoovera na rzece Kolorado (fot. 1) – pomiary zawiesiny w punkcie hydrometrycznym Grand Canyon w Arizonie, 430 km powyżej zapory i 180 km poniżej, w pobliżu stacji Topock, wykazały wielokrotny spadek transportu rumowiska (ryc. 3);
- Zapora Glen Canyon na rzece Kolorado – w odległości około 500 km w dół od zapory przed wybudowaniem zbiornika (1926-1962) przeciętny roczny transport rumowiska unoszonego wynosił  $126 \cdot 10^6$  ton, natomiast po oddaniu do użytku (1963-1972) tylko  $17 \cdot 10^6$  ton, co daje prawie 87% redukcję tego materiału rzecznoego;
- Zapora Garrisona na rzece Missouri – w miejscowości Bismarck, 121 km poniżej zapory, transport rumowiska klastycznego zmalał o prawie 80-89% (1949-1952 –  $48,6 \cdot 10^6$  ton rocznie na  $9,8 \cdot 10^6$  ton w 1955 i  $5,3 \cdot 10^6$  ton w 1959 r.);
- Zapora Gavins Point na rzece Missouri – w punkcie hydrometrycznym Yankton, 7 km poniżej zapory, po jej wybudowaniu w 1955 r. transport rumowiska klastycznego został w ciągu pierwszego roku zredukowany o 93%, natomiast w stosunku do 1960 r. aż o 99% (z  $121 \cdot 10^6$  ton do odpowiednio  $8,1$  i  $1,5 \cdot 10^6$  ton rocznie).

Powyższe dane dotyczą dwóch odległych (powyżej i poniżej zbiornika) punktów pomiarowych. Obliczenia akumulacji zbiornikowej mogą więc być obarczone błędem, który wynika m.in. z możliwości wpływu na nie zasilania dopływów czy dostawy materiału z procesu erozji wgłębnej poniżej zapór. Pomiary wykonane bezpośrednio poniżej zbiorników we wszystkich zbadanych przypadkach zbiorników USA wykazały, że w ponad 99% są one osadnikami rumowiska klastycznego. Wybudowanie zapory Canton na rzece North Canadian przyczyniło się do tego, że transport rocznie wynoszący średnio  $20,5 \cdot 10^6$  ton, zmniejszył się do  $0,11 \cdot 10^6$  ton. Po-



dobnie wybudowanie zapory Denison na rzece Red spowodowało przechwytywanie przez pierwsze 12 lat jej działalności przeciętnie 99,2% rumowiska, zaś zapory Flaming Gorge na rzece Green (prawobrzeżny dopływ Kolorado) 100% rumowiska unoszonego, tj.  $3,6 \cdot 10^6$  ton na rok (Andrews, 1986).

**Ryc. 3.** Zmiany roczne transportu rumowiska unoszonego ( $Q_s$ ) rzeki Kolorado przed i po wybudowaniu stopnia wodnego Hoovera, na stacjach pomiarowych Grand Canyon (1) i Topock (2), położonych odpowiednio 430 km powyżej i 180 km w dół od zapory. Dane według G. P. Williama i M.G. Wolmana (1984).

Variation in annual suspended-sediment loads before and after closure of Hoover Dam, Colorado River, at a station 430 km upstream from the dam (Grand Canyon) and 180 km downstream from the dam (Topock), after G.P. Williams and M.G. Wolman (1984).

Szczegółowe badania wykazały, że proces akumulacji w zbiornikach nie przebiega jednostajnie, lecz jest zróżnicowany w czasie i przestrzeni. Ponadto w wielu przypadkach stwierdzono fakt przemieszczania się rumowiska przez zapory w dół rzeki (Williams, Wolman, 1984). Dotyczyło to m.in. sezonowego opróżniania z rumowiska zbiorników: Milburn na rzece Middle Loup, Rio Grande i Imperial na rzece Kolorado oraz John Martin na rzece Arkansas. Dlatego przyjmuje się, że na terenie USA w latach 1943-1972 zbiorniki przechwytywały sezonowo od 0 do 99% rumowiska klastycznego, a więc nie zawsze stanowiły przeszkodę dla transportu rumowiska klastycznego.

**Ryc. 4.** Koncentracja (%) transportu rumowiska unoszonego ( $q_s$ ) rzeki North Canadian: A – 45 km powyżej zapory Canton oraz poniżej stopnia: B – 5 km, C – 140 km, D – 182 km i E - 499 km; 1 – przed, 2 – po wybudowaniu zbiornika. Dane według G. P. Williamsa i M. G. Wolmana (1984).

Suspended-sediment loads (concentrations) transported by various discharges at successive downstream stations before and after closure of Canton Dam, North Canadian River, after G.P. Williams and M.G. Wolman (1984).

W wyniku zdeponowania rumowiska w zbiornikach, jego uzupełnianie następuje w odcinku rzeki poniżej zapory. Odbywa się to poprzez **procesy erozji wglębnej i bocznej koryta** lub może pochodzić z dopływów. Jednak jak wykazały badania, tylko w sporadycznych przypadkach straty były uzupełniane w całości. Rzeka North Canadian dopiero w odległości

499 km poniżej zapory uzupełniła powstały deficyt rumowiskiem pochodzącym ze zlewni dopływu większej niż ta, którą zamyka zaporą. Zjawisko to, ukazane w postaci przybliżania się (etapy pokrywania się) krzywych koncentracji zawiesiny przed powstaniem i po powstaniu zbiornika wraz z oddalaniem się od zapory i na tle tych wielkości powyżej akwenu, przedstawiono na rycinie 4. Z kolei rzeka Red w odległości 150 km poniżej Denison Dam, po 17 latach od powstania zapory uzupełniła transport zawiesiny tylko w 20-55%. W rzece Missouri z 3 zaporami: Fort Randall, Garrison i Gavins Point (wybudowanymi w latach 1952-1955) w dolnym odcinku występował stały przyrost zawiesiny. Pomiarów wykonano w odległości 8 km (Yankton), 314 km (Omaha), 584 km (St. Joseph), 716 km (Kansas City) i 1147 km (Hermann) poniżej ostatniej z zapór, ujęte w formie zależności ze współczynnikiem wielkości transportu zawiesiny po wybudowaniu stopni do danych przed regulacją, wykazują stały (krzywoliniowy) przyrost zawiesiny od 0 do 30% (ryc. 5). Maksymalny zasięg oddziaływania zapory Gavins Point był zauważany w odcinku dochodzącym do 1300 km. Rzeka Green poniżej Zbiornika Flaming Gorge uzupełnia transport rumowiska na odcinku o długości 55-80 km materiałem dostarczanym głównie przez jej dopływy (Andrews, 1986).

**Ryc. 5.** Stosunek transportu rumowiska unoszonego Missouri (1) przed ( $Q_{z0}$ ) i po wybudowaniu ( $Q_{zk}$ ) stopnia wodnego Gavins Point w profilu podłużnym rzeki (km) i na rzece Missisipi po połączeniu się z Missouri (2). Dane według G. P. Williama i M. G. Wolmana (1984).  
Post-dam/pre-dam ration of annual suspended-sediment loads versus distance downstream from Gavins Point Dam, Missouri River, after G. P. Williams and M. G. Wolman (1984).

**Ryc. 6.** Przykłady nieregularności rozwoju procesu erozji wgłębnej (E – obniżenie w m) w czasie na rzekach: Kolorado poniżej zapory Glen Canyon 13 km (A) i 16 km (B); Jemez 2,4 km poniżej zapory Jemez Canyon (C); Missouri: 45 km poniżej zapory Fort Peck (D), 17,5 km (E) i 28 km (F) poniżej zapory Garrison, 1,6 km poniżej zapory Fort Randall (G) i 16,5 km poniżej zapory Gavins Point (H); North Canadian 58 km poniżej zapory Canton (I); Red 3,2 km (J) i 27 km (K) poniżej tamy Denison oraz Chattahoochee 5,8 km poniżej tamy Buford (L). według G.P. Williamsa i M.G. Wolmana, 1984.

Examples of irregular rates of river bed degradation with time: Colorado below Glen Canyon 13 km (A) and 16 km (B); Jemez 2,4 km below Jemez Canyon (C); Missouri: 45 km below Fort Peck (D), 17,5 km (E) and 28 km (F) below Garrison Dam, 1,6 km below Fort Randall (G) and 16,5 km below Gavins Point (H); North Canadian 58 km below Canton Dam (I); Red 3,2 km (J) and 27 km (K) below Denison Dam and Chattahoochee 5,8 km below Buford Dam (L), after G.P. Williams and M.G. Wolman (1984).

Występujący poniżej zapór **proces erozji wgłębnej** przyczynia się do obniżania dna i zwierciadła wody oraz do zmiany szerokości koryta i składu mechanicznego rumowiska i materiału dennego. Stwierdzenie tych faktów jest jednak trudne w przypadku krótkiego okresu obserwacyjnego, podczas którego można trafić wyłącznie na fazę agradacyjną (negującą ten proces), zwłaszcza gdy przeprowadza się analizę tylko w jednym profilu poprzecznym koryta. Zdaniem G. P. Williamsa i M. G. Wolmana (1984, s. 16), potrzeba co najmniej 20-30 lat badań, aby otrzymać wiarygodne dane, które jednocześnie określałyby ogólny trend obniżania się dna koryta.

Proces erozji wgłębnej poniżej zapór nie przebiega jednostajnie, a wręcz przeciwnie – jest zmienny w czasie i przestrzeni. Na podstawie 114 powtarzalnych profili poprzecznych koryta wykonanych poniżej różnych zapór w USA stwierdzono, że w pierwszych kilku latach działalności stopni degradacja dna koryta jest najbardziej intensywna, a następnie asymptotycznie zmniejsza się w czasie (Williams, Wolman 1984, s. 18). Podczas tego najczęściej zaznaczającego się trendu występują jednak okresy o wzmożonej (lokalnie w ciągu kilku miesięcy tempo obniżania się dna może dochodzić do przeciętnie 7,7 m na rok), bądź spowolnionej dynamice pogłębiania dna koryta (trend nieregularny; por. ryc. 6).

Erozja wgłębna najbardziej uwidacznia się w bezpośrednim sąsiedztwie zapory i maksymalnie może osiągać wartość 7,5 m (Williams, Wolman, 1984, s. 22). Tak wielkie obniżenie dna koryta zaobserwowano m.in. poniżej zapory Glen Canyon i Hoovera na rzece Kolorado (fot. 2). W pozostałych analizowanych przypadkach zapór w USA wartości te mieściły się w granicach 0,6-5,8 m (tab. 5). Podobny przedział wielkości obniżania się dna koryt poniżej zapór położonych na innych kontynentach przedstawia tabela 6. Sądząc po długości okresu obserwacyjnego (3-30 lat) i ograniczeniu w czasie (do 1984 r.) należy stwierdzić, że proces erozji wgłębnej nie został zakończony i obecnie może on mieć już większe rozmiary. Jednak, jak wynika z powyższych danych obrazujących ogólny trend wygasania tempa pogłębiania się dna, a powodowanego głównie przez pojawienie się (obnażenie) w dnie koryta utworów odpornych na erozję, wielkości te prawdopodobnie tylko w nieznacznym stopniu mogą przekraczać cytowane w tabeli 5 i 6. Potwierdzeniem faktu zabezpieczenia dna koryta przed erozją może być m.in. występowanie skalistego dna poniżej zapór

Kanopolis na rzece Smoky Hill (Kansas) i Harlan Country na rzece Republican (Nebraska).

Zasięg strefy erozyjnej poniżej zapór w USA, jak i tempo przemieszczania się jej czoła są ściśle związane z dynamiką wód wypływających ze zbiorników, topografią i budową geologiczną dna koryta, a także są funkcją czasu trwania zjawiska. G. P. Williams i M. G. Wolman (1984) określają długość strefy erozyjnej poniżej zapór amerykańskich od minimalnej wynoszącej 4 km (Zapora Town Bluff na rzece Neches – Teksas) do maksymalnej – ponad 111 km (Hoover, Kolorado). W świetle analizy morfometrycznej oznacza to, że zasięg strefy erozyjnej waha się od kilku do 2000 szerokości koryt analizowanych rzek, tj. od 4 do 125 km (Williams, Wolman, 1984, s. 59). Dane dla pozostałych badanych odcinków erozyjnych przedstawia m.in. tabela 7. W odniesieniu do czasu trwania przemieszczania się czoła strefy erozyjnej jest on ograniczony do momentu osiągnięcia bazy erozyjnej (poziom morza, jeziora itp., dopływu do większej rzeki) czy dna odpornego na erozję. Wyniki wielu pomiarów wskazują jednak, że często już w pierwszej lub w drugiej dekadzie (Lyons i inni, 1992), a już niewątpliwie po 30 latach od chwili przegrodzenia koryta zaporą, proces erozji wgłębnej ustaje bądź przybiera niewielkie rozmiary (Williams, Wolman, 1984, s. 25).

**Tabela 5. Obniżenie den koryt rzecznych poniżej zapór w wyniku erozji wglębnej**  
**Degradation of the river channel downstream from the dam**

Lp.	Rzeka, zapora, stan USA	Długość okresu badań (lata)	Obniżenie dna (m)	Materiał denny
1	Kolorado, Glen Canyon, Arizona	9	7,3	p., żwir
2	Kolorado, Hoover, Arizona	13	7,5	p., żwir
3	Kolorado, Davis, Arizona	26	5,8	p., żwir
4	Kolorado, Parker, Arizona	18*	4,3	p., żwir
		27	4,6	
5*	Kolorado, Imperial, Arizona	18	3,1	p., żwir
6	Jemez, Jemez Canyon, Nowy Meksyk	12	2,8	p. dr.
7	Arkansas, John Martin, Kolorado	30	0,9	p. dr.
8	Missouri, Fort Peck, Montana	36	1,8	p., żwir
9	Missouri, Garrison, Północna Dakota	23	1,7	p. dr.
10	Missouri, Fort Randall, Południowa Dakota	23	2,6	p. dr.
11	Missouri, Gavins Point, Południowa Dakota	19	2,5	p. dr.
12	Medicine Creek, Medicine Creek, Nebraska	3	0,6	p. dr.
13	Middle Loup, Milburn, Nebraska	16	2,4	p.
14	Des Moines, Red Rock, Iowa	9	1,9	p. dr.
15	Smoky Hill, Kanopilis, Kansas	23	1,5	p. dr.
16	Republican, Milford, Kansas	7	0,9	p. dr.
17	Wolf Creek, Fort Supply, Oklahoma	27	3,4	p. dr.
18	N. Canadian, Canton, Oklahoma	28	3,0	p. dr.
19*	N. Canadian, Fort Supply	7	2,0	p.
20	Canadian, Eufaula, Oklahoma	6	5,1	p. dr.
21	Red, Denison, Oklahoma-Teksas	3*	2,0	p.
		16	3,0	
22	Neches, Town Bluff, Teksas	14	0,9	p. dr.
23	Chattahoochee, Buford, Georgia	15	2,6	p. dr.
24	S. Canadian, Conchas, Nowy Meksyk	7	3,0	p., żwir
		10*	3,1	
25	Salt Fork, Arkansas, Great Salt Plains, Oklahoma	9	0,6	p.
26	Rio Grande, Elephant Butte, Teksas	15	1,8	-

Dane według G. P. Williams i M. G. Wolman, 1984, \* V. J. Galay, 1983

p – piasek, p. dr. – piasek drobnoziarnisty

**Tabela 6. Degradacja den koryt rzecznych poniżej zapór w wyniku erozji wglębnej**

**Degradation of the river bottom downstream from the dams**

Lp.	Rzeka, zapora	Długość okresu badań	Degradacja (m)	Materiał denny
1	Manistee, Junction	12	3,7	piasek, mułek
2	An Sabee, Foote Sariyar (Turcja)	15	1,5	mułek
3	Saskatchewan, Squaw Rapids	13	1,2	piasek
4	Cheyenne, Angostura	16	1,5	–
5	S. Saskatchewan, Dietenbaker	12	2,4	piasek
6	Huang He, Sanmenxia	4	4,0	piasek drobny
7	Syr-Daria, Farchacka	7	1,3	piasek
8	Murgab, Taszkeprinska	15	2,8	piasek
9	Murgab, Hindukuska	60	4,0	piasek
10	Murgab, Tedżeńska	7	5,6	piasek
11	Isar, Sylvenstein	24	0,9	piasek, żwir
12	Isar, Dingolfing	14	2,8	piasek, żwir
13	Isar, Niedereibach	4	2,0	$d_{50} + 15,7$ mm
14	Lech, Forgensee	10	0,6	piasek, żwir
15	Saalach, Reichenhall	21 47	3,1 4,6	piasek, żwir
16	Iller, Unterbalzheim	6	1,0	piasek
17	Wertach, Schwabmunchen	5	1,8	piasek
18	Dunaj, Faimingen	12	1,0	piasek, żwir
19	Dunaj, Ingolstadt	14	1,8	piasek, żwir
20	Inn, Egelfing	7	1,0	$d_{50} = 19,2$ mm
21	Ren, Gerstheim	1,5	2,5	$d_{50} = 25,0$ mm
22	Green, Flaming Gorge	30	0,8	piasek

Pozycje: 1-6 za: V. J. Galay, 1983, 7-21 za S. Raynov i inni, 1986 i 22 za E. D. Andrews, 1986

Tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej, obliczone jako iloraz długości odcinka erozyjnego do czasu trwania zjawiska, w świetle danych zawartych w tabeli 7 wynosi dla rzek USA od 0,4 (Canton) do 8 km na rok (Zapora Hoovera). Stwierdzono jednak, że w początkowym okresie działalności zbiornika tempo to może przekraczać wartość 42 km w ciągu roku (Williams, Wolman, 1984, s. 25).



Tabela 7. **Tempo przemieszczania czoła strefy erozyjnej poniżej stopni wodnych**

**The rate of the erosional front shifting downstream from the dams**

Lp.	Rzeka	Stopień wodny	Okres badań	Przemieszczenie czoła erozji	
				km	km . rok <sup>-1</sup>
1	2	3	4	5	6
1	Wołga	Rybiński	24	360	15
2	Wołga	Niżni Novgorodzki	32	36	1,1
3	Wołga	Wołgogradzki	6	8	1,3
4	Don	Cymliński	17	187	10-12
5	Dniestr	Dubosarski	29	76	2,6
6	Ob	Nowosybirski	14	154	11,0
7	Syr-Daria	Farchacki	5	125	25,0
8	Murgab	Tedżeński	7	175	20-30
9	Niemen	Kaunaski	3	8	2,7
10	Daugava	Ryżski	20	15	0,8
11	S. Canadian	Conchas	10	30	3,0
12	Middle Loup	Milburn	11	8	0,7
13	Kolorado	Hoover	14	111	8,0
14	Kolorado	Davis	30	52	1,7
15	An Sabee	Foote Sariyar (Turcja)	15	300	20
16	Cheyenne	Angostura	16	8	0,5
17	Saalach	Reichenhall	21	9	0,4
18	S. Saskatchewan	Dietenbaker	12	8	0,7
19	Huang He	Sanmenxia	4	68	17
20	Syr-Daria	Farchacki	7	250	35,7
21	Murgab	Taszkprinski	15	190	12,7
22	Murgab	Tedżeński	7	60	8,6
23	Inn	Iettenbach	54	28	0,5
24	Inn	Egelfing	7	15	2,1
25	Isar	Dingolfing	14	46	3,3
26	Isar	Niedereibach	4	9	2,3
27	Nil	Asuan	18	551	30,6
28	Saalach	Reichenhall	47	18	0,4
29	Missouri	Fort Peck	13	75	5,8
30	Dunaj	Befinger Halde	8	38	4,5
31	Ren	Gerstheim	1,5	2,5	1,7
32	Missouri	Gavins Point	19	23	1,2
33	Missouri	Garrison	23	21	0,9
34	Missouri	Fort Randal	15	14	0,9
35	Kolorado	Glen Canyon	19	25	1,3
36	Kolorado	Fort Peck	30	26	0,9
37	Nil	Asuan	10	167	16,7
38	S. Saskatchewan	Gardner	12	8	0,7

1	2	3	4	5	6
39	Han (Jangcy)	Danjiangkou	13	26	2,0
40	Jangcy	Hedzuba	5	13	2,6
41	N. Canadian	Canton	18	7	0,4
42	Canadian	Eufaula	14	29	2,1
43	Red	Denison	27	27	1,0
44	Chattahoochee	Buford	15	10	0,7
45	Wisła	Włocławek	27	29	1,1
46	Green	Flaming Gorge	30	35	1,2
47	Jenisej	Sajano-Szuszeński	8	80	10,0

Pozycje: 1–10 dane z opracowania, 11–19 wg V. J. Galay, 1983, 20–44 wg S. Raynov i inni, 1986, 45 wg Z. Babiński, 1997, 46 wg E. D. Andrews, 1986, 47 wg B. V. Belyj i inni, 2000.

Czołu strefy erozyjnej towarzyszy najczęściej **proces agradacji** materiału wyerodowanego z dna koryta. Zjawisko to zostało stwierdzone m.in. w odcinku dolnym zapory Hoovera i Davisa. Badania J. F. Friedkina (za Williams, Wolman, 1984, s. 26), prowadzone na Rio Grande poniżej zapory Elephant Butte dowiodły, że tuż poniżej strefy erozyjnej, o przeciętnej głębokości obniżonego dna 1-2 m, powstał odcinek agradacyjny ze spłyconym o 1,5 m dnem koryta. Ten kierunek rozwoju procesów korytowych był notowany aż w odległej o 225 km miejscowości El Paso! W wielu przypadkach przejawem tworzenia się odcinków agradacyjnych jest poszerzanie się koryta. Dotyczy to m.in. odcinków Missouri poniżej zapór: Garrison, Fort Randall oraz Gavins Point i rzeki Red poniżej zapory Denison. Na przykładzie ponad 20-letniej działalności Zbiornika Flaming Gorge na rzece Green E. D. Andrews (1986, s. 1016) stwierdził, że dolny odcinek agradacyjny jest znacznie dłuższy od wyżej leżącej strefy erozyjnej, co należy wiązać z dużą dostawą rumowiska przez dopływy.

Erozja wgłębna poniżej zapór wraz z towarzyszącą jej agradacją kształtują nowy **profil podłużny** rzeki. Jest on ponadto modyfikowany przez oddziaływanie dopływów (reżim wodny i transport rumowiska) i budowę geologiczną dna koryta, głównie w postaci progów strukturalnych. Dzięki temu profil ten nie jest jednorodny, lecz nieregularny (ryc. 7). To zróżnicowanie w czasie i przestrzeni dotyczy przede wszystkim tendencji i tempa obniżania się dna. W przypadku tendencji zmiany te mogą mieć

charakter jednokierunkowy – erozyjny oraz wielokierunkowy – erozyjno-akumulacyjny i naprzemianległy, natomiast tempa – stałe, zmienne i wygasające. Często kształt profilu podłużnego dna koryta jest znacznie modyfikowany przez wyłaniające się, na skutek pogłębiania dna, progi strukturalne – tzw. rafy. Mogą one wraz z dostawą rumowiska z dopływów tworzyć w odcinkach erozyjnych lokalne strefy o charakterze agradacyjnym. Przykładem tego może być odcinek Rio Grande poniżej zapory Elephant Butte. Jak opisują G. P. Williams i M. G. Wolman (1984, s. 29), w okresie od 1917 do 1932 r. dno koryta poniżej zapory obniżyło się o około 1,8 m. W tym czasie niżej usytuowane zapory spowodowały obniżenia dna od 0,3 do 2,0 m. W wyniku nałożenia się tych zjawisk nastąpiło zmniejszenie spadku dna, który w około 17-kilometrowym odcinku poniżej zapory Percha (46 km poniżej zapory Elephant Butte) zmienił się z 0,80‰ do 0,65‰. Równocześnie do odcinków erozyjnych dostarczane było gruboziarniste rumowisko z dopływów, które na skutek braku fal wezbraniowych (zapora Elephant Butte w całości przejmuje wody powodziowe) nie było wynoszone, a tylko deponowane na dnie koryta, tworząc lokalne rafy. Te trudno rozmywalne przemiały stanowiły naturalne „zapory” dla rumowiska, powyżej których następowała akumulacja drobniejszego materiału (generalnie w odcinku o charakterze erozyjnym!). W ten sposób ten jednorodny odcinek został podzielony na kilka oddzielnych fragmentów o spadkach mieszczących się w granicach od 0,28 do 0,76‰.

Specyficzną rolę zbiorników w kształtowaniu dna i jego składu mechanicznego poniżej stopni stwierdził W. L. Graf (1980) na przykładzie oddanej do eksploatacji w 1962 r. zapory Flaming Gorge na rzece Green (prawobrzeżny dopływ Kolorado) w strefie progów kamiennych. Jak w każdym przypadku, gdy w zbiorniku zachodzi proces „oczyszczania” wody z rumowiska, wypływające ze zbiornika wody erodowały, a następnie wynosiły drobnoziarniste aluwia ze strefy dennej. Na miejscu pozostawał, częściowo także redeponowany, materiał gruboziarnisty. Pojawienie się grubej frakcji wespół z częściową regulacją przepływu i obniżeniem piku wezbraniowego umocniło dno koryta. Na przykład, podczas maksymalnych wezbrań kamienne progi denne przed wybudowaniem stopnia dawały około 62-procentową stabilność koryta, zaś w trakcie jego działalności stabilność wzrosła aż do 93%.

**Ryc. 7.** Zmiany profilu podłużnego dna koryta poniżej zapór: A – Kanopolis, rzeka Smoky Hill, Kansas, B – Parker, rzeka Kolorado, Arizona, C – Fort Randall, rzeka Missouri, Pd-Dakota, D – Glen Canyon, rzeka Kolorado, Arizona 1-37 – lata po powstaniu zapory, H (m) – wysokość względna w metrach. Dane według G. P. Williama i M. G. Wolmana (1984).  
Longitudinal profile changes downstream from dams: A – Kanopolis, B – Parker, C – Fort Randall, D – Glen Canyon, 1-37 – years of the dam closure, after G. P. Williams and M. G. Wolman (1984).

Efektem działalności zapór w dolnych odcinkach są zmiany **składu mechanicznego** utworów budujących dno. W wyniku wieloletnich badań sedymentologicznych dna koryta rzeki Missouri poniżej zapory Gavins Point i Kolorado poniżej zapór Hoovera, Davisa i Parkera stwierdzono, że zaraz po ich wybudowaniu nastąpił wielokrotny wzrost średnicy ziaren aluwii wyłącznie w bezpośrednim sąsiedztwie tam. W przypadku zapory Imperial na rzece Kolorado po 7 latach jej istnienia w odległości 25 km od zbiornika nastąpił wzrost średnicy ziaren aluwii z 0,125 do 0,32 mm (Chien, 1985, s. 149). Później strefa o zwiększonym uziarnieniu dna przemieszczała się w dół rzeki z zachowaniem gruboziarnistego (często pozbawionego aluwii) dna w sąsiedztwie zapory. W analizowanych przez G. P. Williamsa i M. G. Wolmana (1984, ryc. 13) przypadkach nie stwierdzono jednak wyraźnego wpływu zapór na uziarnienie w odległości większej niż 100 km od zapór. Zauważono jednocześnie pewne zakłócenia w ogólnym trendzie zwiększania średnicy ziaren aluwii w odcinkach poniżej zapór, wynikające z dostawy utworów drobnoziarnistych z dopływów bądź pochodzących z erozji brzegów (np. poniżej zapory Harlan Country na rzece Republican w Nebrasce czy zapory Great Salt Plain na rzece Arkansas w Oklahomie). W świetle tych badań można przyjąć, że wraz z procesem pogłębiania dna koryta w czasie następuje zmiana (wzrost) składu mechanicznego aluwii. Proces ten może mieć miejsce w odcinku o długości do 100 km od zapór.

Intensywny proces erozji wgłębnej poniżej zapór powoduje zmiany w **morfologii i morfometrii** koryt rzek aluwialnych. W wyniku analizy 231 przekrojów poprzecznych koryt poniżej 17 tam w USA stwierdzono, że w zależności od czasu istnienia zapór może nastąpić albo zwężenie, albo rozszerzenie koryt lub też mogą one także odznaczać się stabilnością (Williams, Wolman 1984, s. 31). Najwięcej przypadków, bowiem dotyczy to aż 46 %, zanotowano w odniesieniu do rozszerzania się koryt, które osiągnęły tylko 5-procentowy przyrost szerokości w stosunku do okresu poprzedzającego piętrzenie. Wśród tej ogólnej tendencji wzrostowej szerokości koryt notowano również chwilowe zwężenia (zapory: Fort Peck, Gavins Point, Medicine Creek, Town Bluff i Fort Randall). W 26 procentach analizowanych przekrojów poprzecznych zaznaczył się trend do zwężenia koryt. W wyniku tego procesu nastąpiła koncentracja strefy dennej koryta od 17 do 50% szerokości w stosunku do momentu wybudowania zapór (zapory: Je-

mez Canyon, John Martin, Fort Supply i Canton). W przypadku zapory Flaming Gorge na rzece Green dotyczy to wartości 6-12% i to w okresie pierwszej dekady działalności zbiornika, bowiem później nastąpiła stabilizacja koryta (Lyons i inni, 1992, s. 224). Niewielkie wahania szerokości koryta wystąpiły tylko w 22% przypadków; dotyczyło to głównie rzek płynących w kanionach, które miały ograniczone możliwości rozwoju erozji bocznej (np. zapory na rzece Kolorado). Dwukierunkowy rozwój szerokości koryta, zapoczątkowany rozszerzeniem, a następnie zwężeniem, stwierdzono tylko w 5% badanych przypadków (np. zaporę Canton na rzece North Canadian w Oklahomie). Odwrotny do powyższego kierunek rozwoju procesu korytowego zanotowano tylko w jednym procencie sytuacji.

Tempo erozji bocznej koryt poniżej zapór jest zależne od budowy geologicznej brzegów i wahań stanów wody, a także od czasu trwania zjawiska począwszy od chwili powstania zbiorników. Poniżej zapory Garrison na Missouri w odcinku zbudowanym z piasku pylastego tempo erozji bocznej wynosiło przeciętnie 3,6 m na rok (w latach 1946-1957), natomiast w odcinku o budowie naprzemianległej piasku i mułku – do 73,2 m w ciągu roku (przeciętnie 20-30 m · rok<sup>-1</sup>). Zmiany szerokości koryt, bez względu na ich kierunek, generalnie są bardziej intensywne w ciągu okresu 5-10 lat istnienia zbiorników, rzadziej do 20 lat działalności zapór, później wygasają. Występowały one przede wszystkim w bliskim sąsiedztwie zapór, choć były zauważalne również w odległości przekraczającej 100 km od zbiorników (Williams, Wolman, 1984).

Proces erozji wgłębnej poniżej zapór przyczynia się do ubytku materiału dennego ze strefy erozyjnej i przenoszenia go w dół rzeki. Degradacja dna koryta rzeki Kolorado poniżej zapory DAVIS najintensywniej przebiegała w ciągu pierwszych lat działalności zbiornika (Williams, Wolman, 1984, s. 49), później asymptotycznie wygasła w czasie. Podobne tendencje „wynoszenia” materiału dennego zaobserwowano w rzece Red poniżej zapory DENISON. Krzywe kumulatywne wyerodowanego z dna materiału poniżej zapory DENISON (ryc. 8) wskazują jednak wyraźnie na postępujący rozwój tego zjawiska w dół rzeki. W ciągu początkowych 6 lat najwięcej wyerodowanego z dna materiału stwierdzono w odcinku o długości około 55 km (do układu horyzontalnego krzywej), zaś po dalszych 10 latach strefa ta wydłużyła się do około 90 km. Jednocześnie zmniejszał się udział materiału wyerodowanego z dna koryta w bezpośrednim sąsiedztwie zapory.

W 25-kilometrowym odcinku poniżej zapory w okresie od 1942 do 1948 r. było „wynoszone” średnio rocznie 863 000 m<sup>3</sup>, zaś do roku 1958 tylko 620 000 m<sup>3</sup> rocznie.

**Ryc. 8** Krzywe kumulacyjne wielkości wyerodowanego z dna materiału (E) rzeki Red poniżej zapory Denison w okresach 1942-1948 i 1942-1958. Dane według G. P. Williamsa i M. G. Wolmana (1984).  
Variation in cumulative net sediment volumes of channel erosion with distance downstream from Denison Dam on the Red River, after G.P. Williams and M.G. Wolman (1984).

W świetle badań amerykańskich, a także angielskich (Petts, 1979), miejscem odbudowy rumowiska klastycznego poniżej zapór jest nie tylko strefa denna (erozja wgłębna), ale także brzegi koryta (erozja boczna). W początkowej fazie działalności zbiorników, których wpływ ogranicza się do bezpośredniego sąsiedztwa zapór, dostawa materiału pochodziła głównie z erozji dennej. Z czasem wraz z przemieszczaniem się strefy erozyjnej w dół rzeki udział materiału dennego zmniejszał się na korzyść materiału pochodzącego z erozji bocznej. Jak wynika z analizy przekrojów poprzecznych Missouri poniżej zapory Fort Peck, 60-70% dostawy materiału wleczonego pochodzi z erozji brzegów, a tylko 30-40% z erozji dna (Williams, Wolman, 1984, s. 50). W przypadku rzek Red i North Canadian różnice te są jeszcze większe na korzyść erozji bocznej (80-95%). Tymczasem w dolnych odcinkach kilku zapór rzeki Kolorado dominuje proces erozji wgłębnej (ograniczony udział erozji bocznej wynika z budowy strukturalnej brzegów). Z powyższych danych wynika więc fakt niejednoznacznego określenia kierunku dostawy materiału tworzącego rumowisko klastyczne, zwłaszcza że pewien w tym udział mogą mieć dopływy.

Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej zapór wraz z efektami często przeprowadzonych równocześnie prac regulacyjnych po pewnym czasie przekształcają łóżysko rzeki. Dokonuje się transformacja typu koryta, głównie poprzez zmianę jego szerokości, a następnie utwalenie powierzchni przez roślinność. W przypadku rzeki Green poniżej Zbiornika Flaming Gorge te przemiany po prawie 20 latach istnienia zapory polegały na 13% redukcji szerokości koryta (Andrews, 1986, s. 1022). Powstały i utwalone przez roślinność pas „łądu” utworzył nowy poziom zalewowy o powierzchni około 1,5 m niższej niż naturalna (stara) równina zalewowa.

Ogromną rolę w kształtowaniu nowego koryta poniżej zapór badacze amerykańscy przypisują roślinności. Jak wynika z analizy pochodzących z różnych okresów zdjęć lotniczych, w wielu przypadkach już po 7-13 latach od chwili przegrodzenia koryta zaporą, wyższe partie nowo utworzonego koryta pokryte zostały w 50-90% roślinnością (trawa, krzewy – wiklina). Sukcesja roślinności wzdłuż koryta następuje najpierw w strefie brzegowej, później w obrębie starorzeczy, a następnie na powierzchni kęp i łąch. Zjawiska te mają z kolei wpływ na reżim hydrologiczny rzek podczas wezbrań. W sumie pojawienie się roślinności doprowadza do rozwoju nowego



typu koryta rzecznego. Przykładem tego może być rzeka Republican poniżej zapory Harlan Country (Williams, Wolman, 1984, ryc. 35).

### **3.2. Stopnie wodne w Rosji (w granicach dawnego ZSRR)**

Pierwszym i do tego wielozadaniowym stopniem wodnym w Rosji był wybudowany w 1704 r. zbiornik Ałapajewski na rzece Nejva (dopływ V rzędu rzeki Ob) na północ od Jekaterinburga (Edelsztejn, 1998). Jego celem była regulacja przepływu i wykorzystanie energii wód do celów przemysłowych. A. B. Avakian i inni (1987) uważają natomiast, że pierwsze zbiorniki w Rosji powstały już w końcu XVII w. w Karelii, w Centralnej Rosji (zlewnia Wołgi) i na Uralu. Później budowano je na Ukrainie, w krajach Nadbałtyckich i Turkmenii. Obecnie Wspólnota Niepodległych Państw (państwa leżące w graniach dawnego ZSRR) zajmuje drugie miejsce w świecie pod względem liczby zbiorników zaporowych o objętości powyżej 1 km<sup>3</sup> (tab. 3) i liczby skaskadowanych rzek (tab. 4), a także pod względem powierzchni wodnej (tab. 1). Z tego względu zagadnienie wpływu stopni wodnych na środowisko należy do ważnych problemów gospodarczych tego kraju. Dotyczy to przede wszystkim europejskiej części zlewni Rosji - kaskady Wołgi (ryc. 9) oraz uregulowanych odcinków rzek w części azjatyckiej. Procesy korytowe rzek rosyjskich przedstawiono głównie na podstawie pracy A. B. Vekslera i V. M. Donenberga (1983), oraz A. Avakiana (1998a i b).

#### **3.2.1. Kaskada Wołgi**

Kaskada Wołgi, zapoczątkowana budową w roku 1937 Zbiornika Ivankovskiego i zakończona w 1980 roku Zbiornikiem Czeboksarskim, składa się obecnie z 8 stopni na rzece głównej i 3 stopni na lewobrzeżnym dopływie – Kamie (ryc. 9).

**Ryc. 9.** Kaskada Wołgi i rzeki Don.  
Cascade of Volga and Don Rivers.

**Zbiornik Ivankovski**, położony w górnej części Wołgi ( $Q_{\text{sr.}} = 306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), został oddany do eksploatacji w 1937 roku. Jego objętość wynosi  $0,9 \text{ km}^3$  przy maksymalnej wysokości piętrzenia 13,0 m. Długość strefy cofki w zależności od stanu napełnienia zbiornika i zjawisk hydrologicznych górnego odcinka Wołgi waha się od 15 do 20 km (Belinovicz, Chmeleva, 1998). Stwierdzono, że w strefie cofki podczas lat wilgotnych (1949, 1950 i 1953) następowała erozja koryta, zaś w okresie suchym (1948, 1954) – akumulacja transportowanego rumowiska. Procesy erozyjne dna poniżej zapory ujawniły się głównie podczas wezbrań i np. po powodzi w 1940 r. spowodowały obniżenie dna koryta o 3,5-4,0 m (tab. 8). Generalnie jednak nie stwierdzono stałej tendencji rozwoju procesu erozji wglębnej poniżej zapory.

**Tabela 8. Maksymalna głębokość wcięć rzeki (tzw. wybój) poniżej zapór**  
**Maximal river bottom degradation (pools) downstream from the dams**

Lp.	Rzeka, zbiornik	Początek badań	$Q_{\text{sr.}}$ ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	Głębokość wcięcia (m)
1	Wołga, Ivankovski	1937	306	3,5-4,0
2	Wołga, Ugliczski	1940	430	2,0-2,5
3	Wołga, Rybiński	1940	1120	5,0-10,0
4	Wołga, Niżni Novgorodzki (d. Gorkowski)	1950	1690	7,0-11,5
5	Wołga, Samarski (d. Kujbyszewski)	1955	7620	3,0-31,0
6	Wołga, Saratowski	1970	7830	10,0
7	Wołga, Wołgogradzki	1959	7960	10,0-20,0
8	Don, Cymliński	1954	635	5,0-6,0
9	Niemen, Kaunaski	1960	293	0,5
10	Ob, Nowosybirski	1959	1640	12,5
11	Daugava, Ryżski	1975	640	6,0
12	Saalach, Reichenhall	1913	39	15,0
13	Isar, Dingolfing	1957	167	19,0
14	Iller, Unterbalzheim	1969	55	4,5
15	Wertah, Schwabmunchen	1956	20	4,5

Za: S. Raynov, D. Pechinov, Z. Kopaliany, 1986

**Zbiornik Ugliczski**, położony niżej stopnia Ivankovskiego, został oddany do eksploatacji w 1940 roku. W wyniku spiętrzenia wód Wołgi ( $Q_{\text{sr.}} = 431 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) 15-metrowej wysokości zaporą zretencjonowano  $0,81 \text{ km}^3$  wody. Poniżej zapory, podobnie jak w przypadku Zbiornika Ivankovskiego, procesy erozyjne zachodziły wyłącznie podczas wezbrań. Podczas powodzi w 1955, 1966, 1968 i 1970 r. stwierdzano lokalne obniżenia dna dochodzące 2,0-2,5 m (tab. 8). Jednocześnie poniżej zapory, ale w strefie zaprawdowej (poza strefą wypływu wód ze zbiornika) nastąpił proces akumulacji materiału w postaci łachy, która jednak po kolejnej powodzi uległa degradacji. Tworzenie się łach na drodze wodnej było przyczyną prowadzenia prac bagrowniczych. Należy dodać, że zmiana nurtu rzeki w linii zapory zintensyfikowała proces erozji bocznej koryta w jej sąsiedztwie. Ponadto proces ten uaktywnił się w strefie podparcia wód przez niżej leżący Zbiornik Rybiński jako efekt wahań stanów wody i abrazji powodowanej przepływaniem statków.

**Zbiornik Rybiński** o objętości  $16,67 \text{ km}^3$  powstał w roku 1940 w wyniku przegrodzenia koryta Szeksny zaporą z hydroelektrownią o maksymalnej wysokości piętrzenia 18 m i jazami na Wołdze – ( $Q_{\text{sr.}} = 1120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) (ryc. 10). Jego funkcją jest zapewnienie wody dla energetyki i żeglugi, a także ochrona przed powodzią. W trakcie wypełniania zbiornika, pomimo wystąpienia w latach 1940, 1942 i 1955 fal wezbraniowych, nie stwierdzono wyraźnych zmian w procesie obniżania się całej strefy dna koryta. Wystąpiła jedynie degradacja łach (1955 r.) oraz powstały lokalne przegłębienia dna (wyboje) w sąsiedztwie zbiornika na Szeksnie do 1,7 m (1943 r.) i 500 m poniżej zapory do 5,0 m (1945 r.). Te ostatnie już w 1962 r. osiągnęły wartość 10 m (tab. 8). W zależności od pracy elektrowni i związanymi z tym zrzutami wody, następowała intensywna erozja boczna lewego brzegu koryta z prędkością 1,5-3,0 m w ciągu roku (maksymalnie do 5 m). Wahania zwierciadła wody poniżej zapory dochodziły do 3,5 m (przeciętnie 2,5 m) w ciągu doby, zaś w okresie roku amplituda ta zwiększała się dwukrotnie do 6-7 m. Zmiany reżimu hydrologicznego Wołgi poniżej zapory charakteryzują średnie miesięczne przepływy przed regulacją i po regulacji (ryc. 10). Dobowe wahania stanów wody były zauważalne w odcinku 150 km długości. Wybudowanie zbiornika przyczyniło się do redukcji transportu zawiesiny, która w punkcie pomiarowym w Jarosławiu (83 km)

osiągnęła wartość 10-40% sprzed regulacji (1938-1939). Największej redukcji transport zawiesiny ulega podczas wezbrań, natomiast podczas niżówek poprzedzonych przejściem fali wezbraniowej wręcz odwrotnie – zbiornik stanowi czynnik wzmagający ten proces (ryc. 10).

**Ryc. 10.** Stopień wodny Rybińsk wraz z rocznymi zmianami średnich miesięcznych przepływów wody ( $Q$ ) i koncentracji zawiesiny ( $q_z$ ) Wołgi poniżej zbiornika przed – 2 i po wybudowaniu tamy – 1. (Raynov i inni, 1986, za Shamov, 1954).  
Localization of Rybinsk power plant and annual variation in monthly water discharges and suspended concentration on the Volga river downstream from Rybinsk reservoir for (2) and after (1) dam closure (after Shamov 1954 in Raynov et al. 1986).

Około 10 lat po zamknięciu koryta zaporą w odcinku 15 km długości poniżej zbiornika nastąpiło wyerodowanie łach i obniżenie dna od 0,5 do 2,5 m, a zwierciadła wody od 0,25 do 0,5 m w profilu miasta Rybińska. Natomiast w odcinku odległym o 90-175 km od zapory, na skutek podparcia wód przez dopływ rzeki Kostromy, utworzył się odcinek akumulacyjny o spłyconym dnie. Przemieszczanie się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki z prędkością 15 km w ciągu roku (tab. 7) i ograniczenie erozji wgłębnej do kilku metrów, wynika z płytkiego zalegania odpornych na ten proces utworów gliniastych. Ma to też związek ze zmniejszeniem wydobycia utworów piaszczystych z dna koryta na potrzeby budownictwa miast Rybińsk i Jarosław.

**Zbiornik Niżni Novgorodzki (d. Gorkowski)** o maksymalnym piętrzeniu 17,1 m i objętości  $3,9 \text{ km}^3$  ( $Q_{\text{śr. Wołgi}} = 1690 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) został włączony do eksploatacji w 1956 roku. Przez ponad 25 lat, do chwili wybudowania niżej usytuowanego Zbiornika Czeboksarskiego, dolny odcinek Wołgi podlegał intensywnym przekształceniom. Już we wstępnej fazie eksploatacji w wyniku dużych prędkości płynięcia wody dochodzących do  $4,3 - 4,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  w sztucznie chronionym przez materace dnie poniżej zapory, wyerodowane zostały osady o średnicy dochodzącej do 0,5 m, tworząc płoso (wybój) o głębokości 11,5 m (tab. 8). Zjawisko to powtórzyło się podczas powodzi w 1956 r. oraz po przeprowadzeniu prac remontowych zapory (m.in. zasypianie wyboju głazami o średnicy 12-50 cm) w 1957 i 1958 r. Ta intensywna erozja w linii jazów, doprowadzająca do 8,5 m przegłębienia dna, rozprzestrzeniła się w odcinku o długości 150-200 m. Badania wykazały, że w latach 1951-1953 z 5-kilometrowego odcinka dna rzeki zostało wyerodowane 500 tys.  $\text{m}^3$  materiału dennego, następnie od lipca 1954 do września 1955 r. ubytek wzrósł do 800 tys.  $\text{m}^3$  gruntu, a po kolejnym roku osiągnął wartość sumaryczną 1440 tys.  $\text{m}^3$  rumowiska dennego. W okresie od 1956 do 1960 r., na skutek erozji wgłębnej, zmniejszył się spad dna z około 9-10 cm do 7,5 cm na kilometr. Do 1971 r. zwierciadło wody uległo obniżeniu przeciętnie o 60-61 cm. Należy dodać, że poniżej 6-7 km strefy erozyjnej utworzył się odcinek akumulacyjny, rozprzestrzeniający się do 16 km poniżej zapory. Po 8 latach działalności zbiornika proces agradacji sięgał już do 45-48 km. Od początku lat 70. stosuje się mniejsze zrzuty wody, co zwiększyło stabilność koryta w dolnym odcinku. Niemniej jednak po 32 latach

eksploatacji zapory czoło strefy erozyjnej przemieściło się na odległość 36 km z przeciętną prędkością 1,1 km w ciągu roku (tab. 7). Do 1995 r. zwierciadło tzw. średniej wody obniżyło się o około 1 m (Frolov, 1998); spowodowało to zmniejszenie głębokości śluzy z 400 cm do 290 cm. Ogranicza to możliwość transportu rzeczno-żegluga. Zjawisko to potęgują występujące w latach dziewięćdziesiątych suche lata, a w ślad za nimi nadmierne zrzuty wody (potrzeba energii) oraz nieskoordynowana praca tej elektrowni ze stopniem Rybińskim. Fakt ten potwierdza przebieg hydrogramów Wołgi poniżej zapory (ryc. 11). W latach 1994 i 1995 duże zapotrzebowanie na energię w kwietniu i maju (miesięczne wahania stanów wody dochodziły do 5 m!) przyczyniło się do obniżenia zwierciadła wody zbiornika poniżej rzędnej piętrzenia – 67,5 m n.p.m. Kolejny rok suchy nie tylko nie uzupełnił wód w zbiorniku, ale pogłębił ten deficyt. Efektem tego jest ograniczona praca elektrowni, utrudniona, a nawet chwilami niemożliwa żegluga jak również zagrożenie dla życia biologicznego. Generalnie jednak stwierdza się trend zmierzający do wygasania procesu erozji wgłębnej poniżej zapory (Frolov, Samogin, 1999).

**Ryc. 11.** Hydrogramy Wołgi poniżej zbiornika Niżni Novgorodzki w: 1 – 1994 r., 2 – 1995 r., 3 – 1996 r. (Frolov, 1998).

The hydrographs of Volga river downstream from Niżni Novgorodski reservoir in: 1 – 1994, 2 – 1995 and 3 – 1996. After R. Frolov (1998).

**Zbiornik Czeboksarski** powstał na początku lat 80. XX wieku powyżej cofki Zbiornika Samarskiego w odcinku rzeki swobodnie płynącej (opis jak wyżej). W wyniku wybudowania zapory o wysokości piętrzenia 10-11 m, chociaż pierwotnie zakładano wyższe piętrzenie, powstał zbiornik o powierzchni 1213 km<sup>2</sup>, długości 226 km, maksymalnej szerokości 10 km i głębokości 21 m. Na zbiorniku wahania stanów wody mogą dochodzić do 1,7 m. Zbiornik nie ma większego wpływu na reżim wodny rzeki. Jest silnie zanieczyszczony i zarastający, podobnie jak i inne stopnie wodne kaskady Wołgi, bowiem powierzchnia przyszęłego dna zbiornika jeszcze przed jego piętrzeniem nie została oczyszczona z roślinności oraz nie usunięto znajdującej się tam zabudowy. Ze względu na krótki okres istnienia stopnia nie dotarto do literatury dotyczącej wpływu stopnia na procesy fluwialne.

**Tama Samarska (d. Kujbyszewska)** (ryc. 12) została oddana do eksploatacji jesienią 1955 roku. Przeciętne 20-metrowe piętrzenie wód, które pierwotnie przed wybudowaniem w 1968 r. zbiornika Saratowskiego wynosiło maksymalnie 30 m, przyczyniło się do powstania zbiornika o objętości 57,8 km<sup>3</sup> (tab. 1). Jego warunki retencyjne gwarantują możliwość regulacji sezonowego odpływu Wołgi, której  $Q_{sr}$  w linii zapory wynosi 7620 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Hydroelektrownia o mocy 2300 MW pracuje w reżimie szczytowym. W ciągu doby dokonuje się zrzutów wody od 200 do 13 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, podczas których następują wahania zwierciadła dochodzące do 3,5 - 4,0 m (przeciętnie 1,2 - 1,5 m) i są one zauważalne w odległości ponad 200 km od zapory. Na skutek tych nagłych przyrostów energii wody odcinek poniżej zapory (poza 250-metrowym odcinkiem o umocnionym dnie - w tym 95 m pokryte betonem) do chwili podparcia go przez niżej usytuowany stopień przejawiał cechy silnie przekształcanej rzeki naturalnej. Jak wykazały badania batymetryczne koryta, już w okresie piętrzenia, które poprzedzone zostało w latach 1951-1955 regulacją koryta, nastąpiło obniżenia dna przekraczające wartość 5 m (ryc. 12A). W tym okresie stwierdzano w około 5-kilo-metrowym odcinku lokalne obniżenia piaszczysto-żwirowego dna, dochodzące do 13-14 m. W efekcie procesu erozji wgłębnej i selektywnego wymywania utworów dennych wzrosła średnica ziaren aluwii do 1-10 cm. Poniżej odcinka erozyjnego powstała strefa agradacyjna o podwyższonym o około 55 cm dnie, w której zostało zakumulowane około 8 mln m<sup>3</sup> aluwii.



**Ryc. 12.** Samarski (d. Kujbyszewski) stopień wodny wraz z planami batymetrycznymi koryta dolnego stanowiska (A) w 1950 i 1954 r., według A. B. Vekslera i V. M. Donenberga (1983). 1 – elektrownia, 2 – jazy, 3 – śluza. Skalę planu ustalono na podstawie interpolacji danych zawartych w treści pracy.

Samara power plant localization and bathymetric plans of Volga river bottom downstream from dam. After A.B. Veksler and V.M. Donenberg (1983). 1 – electric power plant, 2 – spillway, 3 – lock.

**Ryc. 13.** Profile poprzeczne koryta Wołgi przy  $Q = 4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  poniżej stopnia Samarskiego: a – 2,4 km, b – 2,8 km w: 1 – styczniu 1956, 2 – czerwcu 1956, 3 – czerwcu 1957 i 4 – lipcu 1960 oraz: c – 6,2 km, d – 7,0 km, e – 8,2 km w: 1 – wrześniu 1952, 2 – październiku 1956, 3 – sierpniu 1958, 4 – lipcu 1959 i 5 – w 1964 według A. B.Vekslera i V. M. Donenberga (1983). W – szerokość.

Cross-sections of Volga river for  $Q = 4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  downstream from the Samara dam: a – 2,4 km, b – 2,8 km in: 1 – January 1956, 2 – June 1956, 3 – June 1957 and 4 – July 1960 as well as: c – 6,2 km, d – 7,0 km, e – 8,2 km in: 1 – September 1952, 2 – October 1956, 3 – August 1958, 4 – July 1959 i 5 – in 1964 r. After A.B.Veksler and V.M. Donenberg (1983). W – width.

W pierwszym roku działalności stopnia w sąsiedztwie elektrowni powstało 17-metrowej głębokości plosko, które już w następnym, 1957 r. po przejściu fali powodziowej uznanej jako tzw. wodę 10%, obniżyło się o dalsze 3 m. Lokalnie, poniżej prawego bloku energetycznego (ryc. 12 p. 1), powstał wybój głębokości 31 m (tab. 8). Dla bezpieczeństwa zapory został on wypełniony 200 tys. m<sup>3</sup> gruzu kamiennego. W kolejnych latach 1959-1962 procesy erozyjne uzewnętrzniły się głównie w postaci erozji bocznej i arealnego obniżania dna z lokalnymi 18-23 – metrowymi przegłębieniami. Analiza dynamiki przekształceń koryta Wołgi (ryc. 13) poniżej stopnia Samarskiego wykazała, że najbardziej intensywne procesy erozyjne wystąpiły w ciągu początkowych 2-3 lat eksploatacji i do roku 1964 w odcinku 6 km długości dna obniżyło się przeciętnie o około 3 m (tab. 8), zaś strefa erozji wgłębnej rozprzestrzeniła się na długości około 15 km. Z kolei obserwacje hydrologiczne dowiodły, że w ciągu pierwszych czterech lat eksploatacji stopnia spadek zwierciadła wody obniżył się o 9,4 cm w odcinku 11-kilometrowym i 14,0 cm – w 15-kilometrowym. Po wybudowaniu w 1968 r. Saratowskiego stopnia wyrównawczego, wyżej scharakteryzowane przekształcenia koryta Wołgi w odcinku poniżej zapory Samarskiej całkowicie wygasły.

**Zbiornik Saratowski** o objętości 1,76 km<sup>3</sup> został w pełni oddany do eksploatacji w grudniu 1970 r. Maksymalna wysokość piętrzenia wynosi 14 m. W wyniku pracy hydroelektrowni o mocy 1350 MW zwierciadło wody w dolnym stanowisku waha się przeciętnie w ciągu doby od 2,2 do 3,7 m (maksymalnie dochodząc do 4,6 m), przy czym amplitudy wahań są zauważalne jeszcze w odległości około 160 km.

Procesy erozyjne poniżej stopnia Saratowskiego dotyczą dwóch odnóg bocznych oddzielonych Wyspą Pustynną. W związku z tym miały one wraz z towarzyszącym im procesem agradacji przebieg złożony i raz uaktywniały się w lewej, a innym razem w prawej odnodze rzecznej. Niemniej jednak pierwsze zmiany procesów korytowych Wołgi poniżej tego stopnia notowano już podczas prac regulacyjnych i w czasie piętrzenia wód w zbiorniku w latach 1963-1967. W kolejnym roku stwierdzono lokalne przegłębienia dna dochodzące do 10 m (tab. 8). Późniejsze prace umacniające dno częściowo zahamowały proces erozji wgłębnej, zwłaszcza że w dalszym odcinku zaznaczył się już wpływ cofki Zbiornika Wołgogradzkiego.

**Zbiornik Wołgogradzki** został oddany do eksploatacji na przełomie lat 1959/60. 20-metrowe piętrzenie (maksymalne 27 m) przyczyniło się do zmagazynowania  $8,25 \text{ km}^3$  wody ( $Q_{\text{śr. Wołgi}} = 7960 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Praca hydroelektrowni sprawia, że w dolnym odcinku występują dobowe wahania stanów wody, które przyjmują maksymalne wartości w okresie letnim do 2,5 m, a zimą do 3 m i są zauważalne w odcinku 80-100 km.

Pierwsze zmiany koryta wystąpiły już podczas budowy stopnia w latach 1953-1958. W trakcie prac regulacyjnych nastąpiła przebudowa niżej usytuowanych kęp: Piaszczystej, Spornej i Dzieńszej (Pieniężnej) (ryc. 14) oraz erozja lewego brzegu koryta, połączona z procesem erozji wgłębnej. Do czasu przegrodzenia koryta zaporą dno obniżyło się przeciętnie o 3 m w odcinku 1,5 km długości i około 1 km szerokości. Wyrodowany z dna materiał w ilości  $6,5 \text{ mln m}^3$ , został zakumulowany w odnogach bocznych kęp, dając początek nowej równinie zalewowej.

**Ryc. 14.** Koryto Wołgi poniżej Zbiornika Wołgogradzkiego 1 – hydroelektrownia, 2 – jaz, 3 – śluza, 0 – wyspy. Według A. B. Vekslera i V. M. Donenberg (1983).  
Channel of Volga river downstream from the Volgograd reservoir. 1- electric power plant, 2 – spillway, 3 – lock, 0 – islands. After A.B.Veksler and V.M. Donenberg (1983).

Po roku od chwili uruchomienia stopnia wodnego stwierdzono obniżenie dna koryta nieznacznie, bo tylko o około 1,5 m przekraczające projektowaną wartość 11 m. Po wezbraniu w 1960 r. poniżej 199-metrowego odcinka umocnionego betonem dna, ploso obniżyło się od 10 do 20 m (tab. 8). Później nastąpiła faza względnej stabilizacji dna koryta, podczas której jedynie fale powodziowe w 1965 i 1966 roku spowodowały pogłębienie lokalnych plos o około 1 m. Niewątpliwie ograniczenie tego procesu należy wiązać z osiągnięciem stropu odpornych na erozję utworów dennych, które przed piętrzeniem były przykryte aluwiami o miąższości od 2 do 25 m. Po 6 latach działalności zapory proces erozji wgłębnej rozprzestrzenił się w około 8-kilometrowym odcinku (do Wyspy Pieniężnej – rycina 14) o obniżonym dnie od 4 do 5 m. Do 1970 roku zwierciadło wody obniżyło się przeciętnie o 40 cm, przy czym nie ulegało ono, podobnie jak i sam proces erozji wgłębnej, istotnym zmianom po 4 latach istnienia zbiornika.

Wyżej scharakteryzowane zmiany procesów korytowych Wołgi poniżej Zbiornika Wołgogradzkiego są modyfikowane naturalnymi zjawiskami lodowymi. Przykładem tego może być wystąpienie w 1968 r. zatoru lodowego powyżej Wyspy Gołodnoj (ryc. 14), w wyniku którego zmiany nurtu przekształciły niżej leżące wyspy oraz odsypy boczne.

### 3.2.2. Inne stopnie wodne

**Zbiornik Cymlański** (ryc. 10) na rzece Don ( $Q_{\text{sr.}} = 675 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) został oddany do użytku w marcu 1954 r. Pracuje on w reżimie podstawowym i szczytowo-interwencyjnym do celów żeglugowych. Generalnie jednak charakteryzuje się małymi wahaniami stanów wody. Pojemność zbiornika wynosząca  $11,54 \text{ km}^3$  jest wystarczająca na to, aby zakumulować całe nadwyżki wodne poza falą wezbraniową. Akwen ten przechwytyje ponad 80% transportu rumowiska unoszonego. Jego akumulacja następuje w zależności od stanu napełnienia zbiornika, pracy hydroelektrowni, dynamiki wiatru, a przede wszystkim od nasilenia zjawisk hydrologicznych na rzece powyżej cofki (Belinovicz, Chmelewa, 1998). Osadzanie się rumowiska następuje w odcinku 200-kilometrowej długości, przy czym odznacza się wyższym położeniem w zbiorniku podczas wezbrań, zaś w środku zbiornika podczas niżówek. To zmienne w czasie i przestrzeni położenie strefy depozycji ru-

rumowiska ma istotny wpływ na warunki żeglugowe w górnej czaszy zbiornika. Natomiast w przypadku oddziaływania zbiornika na tzw. dolne stanowisko, to największe zmiany koryta wystąpiły w końcowej fazie budowy, w trakcie jego napełniania i pierwszego roku działalności stopnia (1952-1955). Proces erozji wgłębnej, osiągający wartość 5-6 m, wystąpił głównie w nurcie. Po około 2 latach eksploatacji zbiornika spadek zwierciadła wody w strefie erozyjnej obejmującej odcinek około 24 km zmniejszył się do wartości, przy której ustał proces erozji wgłębnej, a w jego miejsce rozwinęła się erozja boczna. Proces ten przemieszczał się w dół rzeki z tendencją wygasania w czasie. Tak więc tempo erozji bocznej koryta i wysp w początkowych latach 1953-1955 w odległości 22 km od zapory osiągnęło wartość około  $30 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ , ale w latach 1968 i 1970 (poniżej ujścia Dońca) dochodziło, pomimo okresu wilgotnego, tylko do 3-4 m w ciągu roku. Na podstawie porównywalnych przekrojów poprzecznych stwierdzono, że w okresie od 1952 do 1957 roku, koryto poniżej zapory zwiększyło swój przekrój przeciętnie o 22%, tj. o 14% w przypadku głębokości i 8% w odniesieniu szerokości. Po 23 latach istnienia stopnia zwierciadło wody w strefie erozyjnej obniżyło się przeciętnie o 1,22 m, przy czym w początkowych 5 latach wartość ta wynosiła 0,68-0,70 m.

Wieloletnie badania wykazały, że przyczyną aktywności procesu erozji wgłębnej jest wzrost przepływów w okresie susz, a nie, jak pierwotnie uważano, prace bagrownicze zmierzające do poboru utworów piaszczystych na cele budowlane, a ponadto stwierdzono zwielokrotniony – w stosunku do planowanego – wzrost intensywności procesu erozji bocznej.

Istotny wpływ na procesy korytowe odcinka poniżej zapory Cymlańskiej wywiera prawobrzeżny dopływ Severny Doniec. Podczas napełniania Zbiornika Cymlańskiego, gdy przepływy Wołgi poniżej zapory nie przekraczały  $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , niżej usytuowany dopływ Severny Doniec podczas wezbrań (m.in. w 1953 r.) wprowadzał do niej do  $3500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  wody wraz z ogromnymi ilościami rumowiska. Rumowisko to przyczyniło się do spłycaenia odcinka erozyjnego koryta Donu do tego stopnia, że utrudniło to żeglugę na tej rzece. Nieodzowne stały się wówczas dodatkowe prace bagrownicze. Niezależnie od tych prac, prowadzonych okresowo bardzo intensywnie w celu pozyskania materiału budowlanego, koryto Donu w następnych latach podlegało procesowi erozji wgłębnej, który np. po wezbra-

niu w 1970 roku spowodował obniżenie dna o około 20-25 cm w stosunku do sytuacji z roku poprzedniego.

**Kaunaski stopień wodny** na rzece Niemen ( $Q_{\text{sr.}} = 293 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) został oddany do eksploatacji na przełomie lat 1959/60. W wyniku piętrzenia wód przeciętnie na 14,85 m (maksymalne 20,11 m) powstał zbiornik o pojemności  $0,222 \text{ km}^3$ , który może zatrzymać tylko tzw. wodę dobową i tygodniową. Praca stopnia przyczynia się do około 1,5-metrowych wahań stanów wody, zauważalnych w odcinku o długości 60-70 km.

Już podczas prac regulacyjnych, które poprzedziły przegrodzenie koryta zaporą, stwierdzono wystąpienie procesu erozji wgłębnej do 0,5 m i rozprzestrzeniającego się w odcinku około 700 m długości oraz uaktywnienie się erozji bocznej koryta w granicach 5-10 m. Do połowy lipca 1959 r. strefa obniżonego dna (ubytek około 85 tys.  $\text{m}^3$  materiału) sięgała już 900 m. Jednocześnie poniżej strefy erozyjnej powstał odcinek agradacyjny o podwyższonym o około 10-15 cm dnie koryta. W 1960 roku czoło strefy erozji wgłębnej przemieściło się na odległość 4 km poniżej zapory, przy czym w górnym odcinku, o długości 1 km, dno obniżyło się średnio o 0,6 m, a lokalnie do 2,0 m. W kolejnym roku, pomimo niewystąpienia wezbrania (rok suchy), procesy erozyjne nie zmniejszyły się. Jak wykazały badania, miały na to wpływ intensywne prace bagrownicze. W roku 1962, po raz pierwszy od wybudowania zapory, wystąpiło wezbranie wód. Wzrost energii wody uaktywnił proces erozji wgłębnej do odcinka 5 km długości, z którego zostało wyniesione około 100 tys.  $\text{m}^3$  aluwiów. Dno zostało pokryte niewyrodowanym żwirem i głazami o przeciętnej średnicy 5-10 mm. W okresie trzech lat działalności zapory (1960-1963) strefa obniżonego przeciętnie o 0,8 m dna rozprzestrzeniała się w odcinku 8 km, z którego zostało wyniesione około 1 mln  $\text{m}^3$  aluwiów.

Jak wynika z badań sedymentologicznych, podczas prac regulacyjnych związanych głównie z budową stopnia, mętność wody wzrosła prawie 2-krotnie w stosunku do warunków naturalnych rzeki. Tymczasem w ciągu 7 lat istnienia zapory, w około 120-kilometrowym dolnym odcinku Niemna, transport zawiesiny był przeciętnie dwukrotnie niższy, przy czym ogromny wpływ na jego wielkość miały dopływy rzeki. Przyrost jej dorzecza w tym odcinku jest prawie dwukrotny.

**Nowosybirski stopień wodny** na rzece Ob ( $Q_{sr.} = 1640 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) został oddany w całości do eksploatacji w marcu 1959 r. Zapora, której fundamenty sięgają utworów skalistych – co wynika z małej miąższości aluwii, spiętrzyła wodę na przeciętną wysokość 15,8 m (maksymalnie 19,6 m) i utworzyła zbiornik o pojemności  $4,4 \text{ km}^3$ , który jest w stanie przejąć wody sezonowe. Praca elektrowni przyczynia się do dobowych zmian natężenia przepływu rzeki w granicach  $600\text{-}1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , co powoduje wahania stanów wody w granicach 0,7–1,3 m, zauważalnych na odcinku o długości 105 km (Chalov i inni, 2000, s. 42). Z kolei tygodniowe amplitudy wahań zwierciadła wody osiągają odległość dochodzącą do 300 km poniżej zapory.

Już w fazie piętrzenia, w trakcie przejścia fali wezbraniowej, poniżej zapory wystąpił lokalnie intensywny proces erozji dna do głębokości 12,5 m, w tym aż 6,5 m w utworach skalnych. Generalnie jednak, jak wynika to z pomiarów batymetrycznych dna poniżej zapory, ze względu na ograniczenia wynikające z dużej odporności utworów skalnych na erozję, nie przekraczał on w całym przekroju poprzecznym koryta wartości 3 m. W wyniku erozji wgłębnej i prac bagrowniczych, w ciągu 22 lat działalności zbiornika nastąpiło obniżenie zwierciadła wody przy  $Q = 1300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  o 1,6 m w sąsiedztwie zapory i o 0,67 m w punkcie hydrometrycznym Nowosybirsk, a przy  $Q = 5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  odpowiednio o 1,09 i 0,25 m (ryc. 15). Natomiast zasięg erozji rozprzestrzenił się w odcinku 130-140 km. A. B. Veksler i V. M. Donenberg (1984) podają, że po 25 latach eksploatacji zbiornika dno koryta w dolnym odcinku najbardziej obniżyło się w strefie małych przepływów, tj. przy  $Q = 850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  aż o 1,7 m, zmniejszając się przy przepływach powodziowych -  $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  - do 1,1 m poniżej zapory i odpowiednio o 1,08 m i 0,4 m w punkcie hydrometrycznym Nowosybirsk. Jednocześnie autorzy ci stwierdzili, że w przeważającej części (około 60%) wpływ na ten proces przebiegający w ponad 30-kilometrowym odcinku mają prace bagrownicze. Analizując tylko odcinek 27 km do Zatoki Putiejskiej i przyjmując okres do roku 1979 można stwierdzić, że aż 85% ubytku materiału dennego związane było z pracami bagrowniczymi. W związku z tym zakazano intensywnego poboru aluwii rzecznych.



**Ryc. 15.** Zmiany maksymalnych przepływów rzeki Ob ( $Q_{\max.}$ ) i objętości bagrowań materiału dennego (B) – **a**, a także stanów wody przy różnych przepływach w punkcie hydrometrycznym Nowosybirsk – **b**. Według A. B. Vekslera i V. M. Donenberga (1984) – fragment.  
Changes of maximum discharges of the Ob river ( $Q_{\max.}$ ) and volumes of the bed material dredging (B) – **a**, and also the water level in gauge station Novosybirsk – **b**. After A.B. Veksler and V.M. Donenberg (1984) – fragmentarily.

**Stopień wodny „Ryga”** na rzece Daugavie ( $Q_{\text{śr.}} = 640 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), o średnim piętrzeniu 15,4 m i maksymalnym 18,0 m, został usytuowany w korycie o charakterze anastomozująco-roztokowym (przez wyspę Dole), zbudowanym z utworów aluwialnych zalegających bezpośrednio na dolomitach. Rozpoczęte w 1966 r. prace budowlane zakończono piętrzeniem zbiornika

trwającym od września 1974 r. do czerwca 1976 r., uzyskując dzięki temu retencję  $0,041 \text{ km}^3$  wody.

Już po pierwszym roku eksploatacji zaobserwowano intensywny proces erozji bocznej koryta w odcinku 60 m (0,8-3,5 m w głąb lewobrzeżnej wyspy), później do 90 m długości (o dalsze 1,0-1,5 m) i głębokości do 3 m. W przypadku erozji wgłębnej miała ona mniej dynamiczny przebieg. W ciągu 2 lat koryto prawobrzeżnej odnogi obniżyło się o około 1,0-1,5 m (lokalnie do 6 m), zaś zwierciadło wody o 0,40-0,45 m. Tymczasem w odnodze lewobrzeżnej poniżej stopnia, na skutek jej zamknięcia i obniżenia zwierciadła wody spowodowanego procesem erozji wgłębnej, procesy korytowe ustały. W wyniku pokrycia roślinnością przekształciła się w nową równinę zalewową. Ponadto obliczono, że po 20 latach eksploatacji strefa erozyjna obejmie odcinek 10-15 km z dnem obniżonym o 2 m.

**Zbiorniki Dniestrowski** i niżej usytuowany **Dubosarski** na rzece Dniestr (odpowiednio Ukraina i Mołdowa). Jako pierwszy został oddany do eksploatacji Zbiornik Dubosarski już w 1954 r., natomiast Dniestrowski otwarto w roku 1983 (Chalov, Chernov, 1991). Celem budowy zbiorników było przede wszystkim zapewnienie wód do produkcji energii elektrycznej oraz na potrzeby irygacji, a także dla żeglugi. Obydwa zbiorniki nie mają większego wpływu na reżim wodny, co oznacza, że wody wezbraniowe przepływają przez nie tranzytem, nie zabezpieczając równiny zalewowej przed falą powodziową. Zbiornik Dubosarski o powierzchni  $50 \text{ km}^2$  przechwytywał prawie 97% transportowanego rumowiska, tj. 6,2 mln ton rocznie, a tylko  $0,2 \text{ mln ton} \cdot \text{rok}^{-1}$  przepływało przez zaporę. Poniżej zapory, w około 130-kilometrowym odcinku, następował przyrost rumowiska z 0,2 mln ton do 1,5 mln ton rocznie. Po oddaniu do eksploatacji Zbiornika Dniestrowskiego dostawa rumowiska do stopnia Dubosarskiego uległa aż 8-krotnej redukcji, niemniej jednak w dalszym ciągu miał miejsce intensywny proces przekształcania koryta na naturalnym – roztokowym odcinku Dniestru między cofką Zbiornika Dubosarskiego i zaporą Dniestrowską. Generalnie stwierdzono, że poniżej zapór miał miejsce w ciągu 28 lat mało intensywny proces erozji wgłębnej, co niewątpliwie jest związane z wystąpieniem w dnie utworów odpornych na erozję.

### 3.3. Stopnie wodne w Chinach

#### Zbiornik Sanmenxia, rzeka Huang He (Żółta)

W wyniku oddania do eksploatacji w październiku 1960 r. w przełomowym odcinku Huang He zapory o wysokości 90 m powstał zbiornik retencyjny Sanmenxia o powierzchni 2350 km<sup>2</sup> i pojemności 64 mld m<sup>3</sup> (tab. 1, ryc. 16). Zainstalowana moc turbin wynosiła: początkowa 250 MW, a docelowa 1000 MW (*Encyklopedia Powszechna PWN*, 1997, s. 736). Celem budowy zbiornika było, oprócz uzyskania energii elektrycznej, zabezpieczenie dna doliny przed powodzią i zmniejszenie transportu rumowiska jako czynnika oczyszczającego wodę (Chiwei, 1990).

Do 1962 roku zbiornik akumulował do 93% całkowitego transportu rumowiska, co skłoniło użytkownika do obniżenia piętrzenia zwierciadła wody. Dzięki tym zabiegom sedymentacja w zbiorniku zmalała do 60% (Chien, 1985, s. 144). Ten sam autor podaje (s. 147), że koncentracja osadów poniżej zapory uległa zmniejszeniu przeciętnie o 64%, przy czym maksymalnie do 82% tuż po przegrodzeniu koryta zaporą. W ciągu czterech pierwszych lat działalności stopnia nastąpiły oczekiwane zmiany w dolnym odcinku (m.in. obniżenie piku wezbraniowego o 60% i wydłużenie czasu trwania średnich stanów o 57%), a także przekształcenie koryta z roztokowego w koryto o pojedynczym nurcie (ryc. 16).

Od marca 1962 r. do października 1964 r. zostało wyerodowane 1340 mln ton, przy czym dno obniżyło się od 2,81 m w Tiexie i 2,16 m w do 0,01 m w Lijing (ryc. 16-I; Chiwei, 1990, s. 3, tab. 2). N. Chien (1985, s. 148) podaje dla tego samego okresu obniżenie się dna koryta od 0,6 do 1,3 m w odcinku 490 km od Huayuankou do Luokou (ryc. 16-II). Później po silnych wezbraniach nastąpiła w tym odcinku erozyjnym depozycja materiału spowodowana przepływem rumowiska przez stopień, która doprowadziła do spłylenia dna w punkcie pomiarowym Tiexie o 0,64 m, a ostatnim Lijing o 1,64 m (maksymalnie o 2,94 m). Te tendencje w spłyleniu dna koryta wynikają również ze zmniejszenia dekantacji zawiesiny na równinie zalewowej, powodowane zmniejszeniem się piku wezbraniowego i utworzeniem pojedynczej strefy nurtu. Po roku 1973 r. do ostatniego badanego okresu przypadającego na połowę lat 80. notowano nieznaczną erozję dna (do 0,67 m) w tym odcinku.

**Ryc. 16.** Szkic sytuacyjny dna doliny rzeki Huang He poniżej Zbiornika Sanmenxia do ujścia do Morza Żółtego (I) i zmiany koryta w odcinku Tiexie – Peiyu (II). Typ rzeki: B – roztokowa, T – przejściowa, M – meandrująca. Według: I – N. Chien (1985), II – Ch. Chiwei (1990).  
The plan view of the Lower Yellow River downstream from Sanmenxia reservoir to Yellow Sea (I) and channel changes I segment Tiexie – Peiyu (II). Channel pattern: B – braided, T – transitional, M – meandering. After: I – N. Chien (1985), II – Ch. Chiwei (1990)

Należy dodać, że w początkowej fazie działalności zapory brak wyraźnych wezbrań przyczynił się do wzrostu zawartości grubszego materiału w utworach dennych w punkcie hydrometrycznym Huayuankou (ryc. 16), co z kolei zmniejszało dostawę rumowiska pochodzącego z erozji dna koryta. Po roku 1964, w którym wystąpiło szereg powodzi, średnica aluwioów budujących dno uległa kilkukrotnemu zmniejszeniu (Chien, 1985, s. 151). Mogło to być związane, podobnie jak zaobserwowano w późniejszych latach podczas wezbrań (Chalov i inni, 2000, s. 102), z 10-20% przepływem rumowiska wleczonego przez zaporę.

### **Zbiornik Danjiangkou, rzeka Han (dopływ Jangcy)**

Zapora czołowa Zbiornika Danjiangkou została usytuowana na roztokowej rzece Han w odległości 649 km od jej ujścia do rzeki Jangcy (ryc. 17). Zbiornik Danjiangkou został oddany do użytku w listopadzie 1967 roku (tab. 1). Z danych hydrologicznych stacji odległej o 6 km od zapory wynika, że przyczynił się on z jednej strony do dwukrotnego zmniejszenia piku wezbraniowego (z przeciętnie  $16\,600\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  na  $7840\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), z drugiej zaś – do dwukrotnego zwiększenia przepływów minimalnych (z przeciętnie  $328\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  na  $714\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) i wydłużenia czasu trwania stanów średnich (Chien, 1985, tab. 1).

Jak wynika z przebiegu krzywych koncentracji zawiesiny w rzece Han przed budową stopnia, w punktach pomiarowych odległych od linii zapory o 6, 229 i 480 km generalnie miał miejsce trend malejący w czasie i z biegiem rzeki (ryc. 18). Jednak dopiero po wybudowaniu zapory wyraźnie zmalał udział zawiesiny i to w jej bezpośrednim sąsiedztwie (punkt pomiarowy Huangjiagang). Tu bowiem nastąpiła redukcja koncentracji zawiesiny z  $2,92\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  do  $0,03\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  (Chien, 1985, tab. 1). J. Xu (1997, s. 954) podaje, że zbiornik stanowi osadnik dla więcej niż 95% transportowanego rumowiska. Tymczasem po 1967 r. w odległości 229 i 480 km poniżej zapory transport zawiesiny uległ redukcji odpowiednio do 29,7% i 39,6% (ryc. 18).

Po 13 latach działalności zbiornika poniżej zapory utworzyła się 26 kilometrowa strefa erozyjna z umocnionym już dnem (gruby materiał) i sięgająca do miejscowości Guanghai (ryc. 17). Poniżej tej strefy, w odcinku 40 km, erozja głębna występuje tylko podczas wezbrań, natomiast na dal-

szych 43 km (Taipingding-Xiangyang) obserwuje się wzmożony transport rumowiska wleczonego i rozwój rzeki roztokowej. Kolejny odcinek o stałej tendencji obniżania się strefy dennej koryta występuje dopiero pomiędzy miejscowościami Huangzhang i Xiantao (480 km od zapory).

**Ryc. 17.** Położenie (A) i szkic sytuacyjny koryta rzeki Han poniżej Zbiornika Danjiangkou (B).  
Według: A – Y. Zhong i G. Power (1996), B – J. Xu (1997).  
Localization (A) and scheme of the Han river channel downstream from Danjiangkou reservoir (B). After: Y. Zhong and G. Power (1996) – A, J. Xu (1997) – B.

**Ryc. 18.** Koncentracja zawiesiny ( $q_z - \text{kg}\cdot\text{m}^3$ ) przed i po wybudowaniu stopnia wodnego Danjiangkou w odległości: 1 – 6 km (Huangjiagang), 2 – 229 km i 3 – 480 km od zapory. Według N. Chien (1985).  
Reduction in sediment concentration ( $q_z - \text{kg}\cdot\text{m}^3$ ) of the flow before and after the construction of the Danjiangkou reservoir in: 1 – 6 km (Huangjiagang), 2 – 229 km and 3 – 480 km downstream from the dam. After N. Chien (1985).

Jak wynika z badań N. Chiena (1985, s. 148), wypływające ze zbiornika wody o zmniejszonym transporcie rumowiska przyczyniły się do obniżenia dna, a tym samym i zwierciadła wody w odcinku od Huangjiangang do Xiangyang (ryc. 17) od 0,7 do 1,6 m. Niemniej jednak spadek dna koryta uległ redukcji tylko o 6,3 %: z 2,86 ‰ w 1960 r. na 2,68‰ w 1978 r. (s. 152). Erozja denną przebiegała w ten sposób, że w początkowej fazie wymywana była frakcja bardzo drobna, zaś deponowany był piasek i żwir do momentu osiągnięcia dna w miarę odpornego na ten proces. Stwierdzono, na przykładzie Zbiornika Guanting na rzece Young-ding, że dno zbudowane z materiału grubszego niż 5 mm jest już zabezpieczone przed dalszą erozją (Chien 1985, s. 149). Ponadto J. Xu (1997, s. 959) ustalił, że po prawie 20 latach eksploatacji zbiornika Danjiangkou, podczas których erozja boczna uległa wielokrotnej redukcji (około  $7-8 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ ), ponownie proces ten osiągnął wartość sprzed wybudowania zapory (20-25 m na rok), a nawet ją przekroczył (do  $35 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ ). Fakt ten autor wiąże z ograniczeniem procesu erozji wgłębnej z powodu zwiększonej odporności dna i skierowania niszczących sił wód ku brzegom koryta.

W wyniku zmian reżimu hydrologicznego dolny odcinek uległ wyraźnym przekształceniom, które ujawniły się w postaci przyrostu powierzchni dominujących tu łach śródkorytowych, a następnie do powstania bardziej stabilnych łach zakolowych. Utworzyły się pojedyncze, bardziej wyprostowane podczas niskich i średnich stanów wody, odnogi boczne (Chien, 1985, s. 155-156). Prostoliniowość strefy nurtu z licznymi odcinkami meandrowymi powstała na drodze trwających jednocześnie procesów rozszerzania i pogłębiania się dna koryta.

### **Tama i Zbiornik Trzech Przełomów na rzece Jangcy – w budowie**

Na rzece Jangcy (Chang Jiang) już od prawie 4000 lat wykonywano różnego rodzaju prace regulacyjne (Biswas, 1978). Zbudowano wały przeciwpowodziowe o łącznej długości około 36 000 km i tamy, dzięki czemu powstało 1017 wielkich i średnich zbiorników o łącznej objętości  $1007 \text{ km}^3$  (Chalov i inni, 2000, s. 68). W połowie lat pięćdziesiątych XX w. planowano największą z tam, w wyniku której miał powstać Zbiornik Trzech Przełomów. Już w trakcie prac projektowych i jej budowy (fot. 3) wzbudzała sprzeciw opinii publicznej całego świata. Według założeń, po 17 latach bu-



dowy od chwili jej rozpoczęcia w 1993 roku, w wyniku spiętrzenia wód największą na kuli ziemskiej tamą o długości 2331 m i wysokości 185 m (piętrzenie 175 m), ma powstać zbiornik o powierzchni 1084 km<sup>2</sup> (632 km<sup>2</sup> zalewu), długości 663 km, szerokości 1000-1700 m oraz objętości całkowitej 39,3 km<sup>3</sup> wody i użytkowej 16,5 km<sup>3</sup> (*The Three...*, 1994; ryc. 19). Dzięki dużej pojemności użytecznej zbiornik może przyjąć wody fali wezbraniowej tzw. 10-100-letniej, jednak tylko 2,6% odpływu rocznego – co nie wpłynie generalnie na przebieg rocznego natężenia przepływów (ryc. 20). Główne cele budowy stopnia to złagodzenie fali wezbraniowej, retencja wód do celów irygacji (przerzuty wód) i produkcja ekologicznie czystej energii elektrycznej. Maksymalna przepustowość zapory wyniesie 116 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Tamę tworzyć będą jazy o szerokości 483 m przedzielające dwusegmentowy układ turbin o łącznej długości 1227,8 m oraz dwa niezależne przejścia dla statków (ryc. 19B, p. 5).

**Ryc. 19.** Zbiornik Trzech Przełomów (A) i jego zapora (B) na rzece Jangcy. 1 – obszary, które zostaną zalane (zbiornik), 2 – obszary przewidziane do wysiedlenia, 3 – jazy, 4 – hydroelektrownie, 5 – śluzy, 6 – zbiornik. Według: A – *Stolz...* (1997), B – *The Three...* (1994).  
The Three Gorges Project (A) and its dam (B) on Jangcy River. 1 – area of reservoir, 2 – areas of people removal, 3 – spillway, 4 – power station, 5 – lock, 6 – reservoir. After: A – *Stolz...* (1997), B – *The Three...* (1994).

**Ryc. 20.** Maksymalne ( $Q_{max.}$ ), minimalne ( $Q_{min.}$ ) i średnie miesięczne natężenie przepływu ( $Q$ ) przed (1) i po wybudowaniu (2) Zbiornika Trzech Przełomów na rzece Jangcy. Według: *The Three...* (1994).

Maximal ( $Q_{max.}$ ), minimal ( $Q_{min.}$ ) and mean monthly discharges ( $Q$ ) of Yangcy river downstream from the Three Gorge reservoir before (1) and after (2) dam closure (prognosis). After: *The Three...*(1994).

Głównym problemem przegrodzenia koryta rzeki Jangcy będzie przechwycenie przez zbiornik rumowiska klastycznego. Jak wynika z badań przeprowadzonych w profilu hydrometrycznym Yichang (ryc. 19), rzeka transportuje przeciętnie w ciągu roku około 526 milionów ton zawiesiny i 8,6 miliona ton rumowiska wlezonego (*The Three...*, 1994). Według prognoz przewiduje się, że w zbiorniku będzie akumulowane 86-92% całkowitego transportu rumowiska klastycznego. Jednocześnie uważa się, że podczas powodzi stanowiącej około 61% odpływu rocznego, gdy jest transportowane około 84% rocznych zasobów rumowiska, znaczna jego część będzie przemieszczana przez zaporę w dół rzeki. Tymczasem poniżej stopnia wodnego, jak przewidują prognozy, nie nastąpią istotne zmiany w reżimie wodnym i morfodynamice koryta. Wiąże się to m.in. ze złagodzeniem fali powodziowej i zwiększeniem minimum przepływu Jangcy podczas okresu

suchego z 3 000 do 5 000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Oznacza to, że przeciętny miesięczny przepływ wód Jangcy będzie naśladował dotychczasowy przeciętny roczny odpływ bez wyraźnego minimum i maksimum i w dalszym ciągu będzie nawiązywał do naturalnego reżimu wód (ryc. 20). Niemniej jednak przewiduje się 30-40 metrowe wahania stanów wody w zbiorniku, związane z możliwością przyjęcia fal wezbraniowych (Xuemin, 1992, s. 47).

### 3.4. Stopnie wodne na innych rzekach świata

#### 3.4.1. Tama Asuańska ze Zbiornikiem Nasera na Nilu

Zbudowana w latach 1960-1970 Tama Asuańska na Nilu w południowym Egipcie, w wyniku czego powstał trzeci pod względem wielkości w świecie zbiornik retencyjny im. Nasera (tab. 1), nie był w tym miejscu pierwszym tego typu przedsięwzięciem (Ryc. 21.). Już bowiem w latach 1898-1902 została wybudowana licząca 22 m wysokości pierwsza Tama Asuańska (objętość zbiornika 1 km<sup>3</sup>). Tamę tę później dwukrotnie podwyższano: najpierw w latach 1907-1912, co spowodowało zwiększenie pojemności zbiornika do 2,3 km<sup>3</sup> wody, a następnie w 1933 - do 5 km<sup>3</sup>. Jak podaje *Wielka Ilustrowana Encyklopedia Powszechna* Wydawnictwo „Gutenberga” Kraków, T. I (1995-), tama ta przyczyniła się do ograniczenia zasięgu fali powodziowej oraz do siedmiokrotnego rozszerzenia powierzchni nadającej się pod uprawę roli w Egipcie. Wydaje się, że spełnienie przez zaporę oczekiwania budowniczych przyczyniło się do podjęcia tak ogromnej inwestycji, jaką jest Wielka Tama Asuańska, mimo licznych protestów nawołujących do zaniechania jej budowy (Abul-Atta, 1978). Niestety, jak się później okazało, skłonność do gigantomanii współtwórców projektu, a przede wszystkim brak wzorców co do funkcjonowania zbiorników w strefie klimatu suchego i półsuchego sprawił, że wraz z powstaniem Zbiornika Nasera nastąpiły nieprzewidziane, szkodliwe dla gospodarki człowieka zmiany. Niewątpliwie głównym zadaniem stopnia wodnego jest: ograniczenie powodzi (obniżenie piku wezbraniowego i złagodzenie hydrogramu – rycina 22), zapewnienie energii elektrycznej, zabezpieczenie ponad 500-kilometrowego odcinka drogi wodnej w górę rzeki (zbiornik) oraz zapewnienie wody na obszarze równiny zalewowej w okresach suszy (irygacja). Funkcje te

w pewnym stopniu uzupełniają dalsze stopnie usytuowane na dolnym Nilu (ryc. 21) o niewielkim piętrzeniu wód mieszczącym się w granicach 3,5–5,0 m (Raynov i inni, 1986 za S. Shalash, 1983).

**Ryc. 21.** Szkic sytuacyjny Kaskady Nilu (I) i Tamy Asuańskiej (II); według S. Raynov i in. (1986) – I i A.A. Abul-Atta (1978) – II.  
Sketch-map of the Nil cascade (I) and High Aswan Dam (II). After S. Raynov et al. (1986) – I and A.A. Abul-Atta (1978) – II

**Ryc. 22.** Zmiana hydrogramu Nilu poniżej Asuanu spowodowana wybudowaniem Tamy Asuańskiej, 1 – przed i 2 – po wybudowaniu tamy. Według A. F. Ahmed i inni, 1993, za H. Sheuerlein (1995, s. 1103).

Change of hydrograph downstream of Aswan due to construction of High Aswan Dam, 1 – before and 2 – after dam construction. After A.F. Ahmed et al., 1993, in H. Sheuerlein (1995, p. 1103).

Zbudowana z granitowych bloków i piasku Tama Asuańska (fot. 4) przedziela koryto Nilu około 7 km na południe od Asuanu (ryc. 21). Jej długość dochodzi do 3600 m, szerokość u podstawy 980 m, u korony 40 m, zaś wysokość 111 m. W wyniku spiętrzenia wód powstał Zbiornik Nasera o długości około 500 km, średniej szerokości 12 km i powierzchni, która przy maksymalnym piętrzeniu wynosi około  $6500 \text{ km}^2$  (Abul-Atta, 1978, s. 68). Według danych zawartych w tabeli 1 Zbiornik Nasera ma powierzchnię  $5126 \text{ km}^2$ , zaś objętość  $168,9 \text{ km}^3$ . Średnia głębokość zbiornika wynosi 30 m, maksymalna 130 m, a szerokość odpowiednio 9 i 40 km (Avakian i inni, 1987, s. 229). Piętrzenie wód zakończono w październiku 1975 r.

Powstanie Zbiornika Nasera, oprócz wymiernych korzyści w postaci produkcji energii elektrycznej, nowej drogi wodnej itd. przyniosło wiele, głównie niekorzystnych zmian środowiska przyrodniczego. Przede wszystkim spowodowało ograniczenie akumulacji użyźniającej glebę zawiesiny na równinie zalewowej Nilu podczas jesiennych wezbrań (ryc. 22), która obecnie jest przechwytywana przez zbiornik. S. Shalash ocenia (Raynov i inni, 1986, s. 13), że w ciągu pierwszych lat po wybudowaniu zapory, zbiornik przechwytywał aż 98-99% całkowitego rumowiska. Później, jak przewidują prognozy, przez następne pół tysiąclecia, do momentu napełnienia zbiornika osadami, procent ten będzie asymptotycznie ulegał redukcji do 92%.

Poniżej stopnia wodnego, jak wynika z badań przeprowadzonych w latach 1968-1982, wypływające ze zbiornika wody zawierały przeciętnie tylko 1,6 % wielkości naturalnego transportu rumowiska sprzed regulacji. Przemierzając się w dół rzeki zwiększały tylko nieznacznie ten udział w odległości 173 km od zapory do 1,9%, w odległości 366 km do 2,2%, w odległości 551 km do 2,5% i u ujścia do Morza Śródziemnego (960 km) do 3,1%. Ten 1,5% przyrost transportu rumowiska rzecznego stanowi około  $1,9 \cdot 10^6$  ton w ciągu roku (Raynov i inni, 1986) i pochodzi z procesu erozji wgłębnej. Tendencje te potwierdzają badania M. El Moattassema i M. R. Abdelbary'ego (1993). Według obliczeń H. Y. Hammanda (Williams, Wolman, 1984, s. 14), w tym 965-kilometrowym odcinku dolnego Nilu, w początkowych dwóch latach istnienia zbiornika, następował większy przyrost zawiesiny, który dochodził do około 20% wartości przed regulacją. Należy dodać, że przed wybudowaniem Tamy Asuańskiej, średnio rocznie w latach 1923-1963 transport rumowiska klastycznego w tym odcinku dolnego Nilu ulegał prawie 10% redukcji z  $134 \cdot 10^6$  na  $124 \cdot 10^6$  ton rocznie, natomiast po jej powstaniu odwrotnie – 1,5% przyrostowi.

Proces erozji wgłębnej poniżej Tamy Asuańskiej, prognozowany przez jednych jako intensywny i mający osiągnąć głębokość w granicach 2,5-8,5 m (maksymalnie do 45 m), a przez innych uważany za mało istotny, wręcz śladowy, po 3 latach eksploatacji zbiornika okazał się zgodny z przewidywaniami tych drugich. Spowodował bowiem obniżenie średniego zwierciadła wód rzeki tylko o 0,6 m, a dla pozostałych stopni Nilu – od 0,7 do 1,0 m (Raynov, 1986, s. 61). Tak niewielkie tempo obniżenia się dna koryta i zwierciadła wody jest niewątpliwie związane z niedocenianym przez projektantów faktem występowania w dnie koryta około 6-cen-

tymetrowej warstwy odpornych na erozję utworów gruboziarnistych. W przeciwieństwie do wolnego pogłębiania się dna koryta, strefa erozyjna odznacza się bardziej dynamicznym tempem przemieszczania się w dół rzeki. Zbiornik Namera wraz z niżej usytuowanymi zaporami przyczynia się do szybkiego rozwoju odcinka erozyjnego, który po 10 latach działalności stopnia osiągnął długość 167 km, a po 18 latach – 551 km. Daje to przeciętne roczne tempo przemieszczania się w pierwszym okresie do 17 km, w drugim zaś – prawie 31 km (tab. 7). Pod tym względem zbiornik ten należy zaliczyć do najbardziej dynamicznych na świecie.

Zmiana reżimu hydrologicznego rzeki wraz z procesem erozji wgłębnej przyczyniły się do przekształceń morfologicznych koryta (ryc. 23). Z rzeki roztokowej powstało koryto bardziej wyprostowane, o pojedynczej strefie nurtu.

**Ryc. 23.** Przemieszczenia koryta Nilu poniżej Tamy Asuańskiej, 1 – przed i 2 – po wybudowaniu tamy; według: M. El Moattassem i M. R. Abdelbary (1993).  
Channel shifting downstream from Aswan Dam, 1 – before and 2 – after dam construction. After M. El Moattassem and M. R. Abdelbary (1993)

### 3.4.2. Kaskada Austrii i Żelazne Wrota I na Dunaju

#### Kaskada Austrii

Zgodnie z pochodzącym z lat 1948-1949 pierwszym projektem zagospodarowania Dunaju pełną jego kanalizację rozpoczęto od środkowego stopnia wodnego Ybbs-Persenbeug (ryc. 24). Obecnie w budowie jest dziesiąta zaporą Freudenu na terenie Wiednia (fot. 5). Wysokość piętrzenia wody przez poszczególne stopnie waha się od 7,9 m (Abwinden-Asten) do 15,0 m (Aschach). Celem budowy kaskady Dunaju jest przede wszystkim pozyskanie energii elektrycznej, funkcjonowanie rzeki jako drogi wodnej, zabezpieczenie przeciwpowodziowe, retencja wód na potrzeby irygacyjne oraz wykorzystanie dna doliny do rekreacji (fot. 6). W ostatnim przypadku dotyczy to głównie poprawienia warunków ekologicznych doliny. Przykładem tzw. renaturyzacji środowiska jest obszar dna doliny wokół stopnia wodnego Greifenstein zwany „Giessgang” (fot. 7; ryc. 24B, p. 2-3). Dno doliny Dunaju, na skutek XIX wiecznych prac regulacyjnych koryta, zostało zdrenowane i osuszone, a następnie silnie zdegradowane (gleby, roślinność). Wybudowanie stopnia i spiętrzenie wód pozwoliło na kontrolowany obieg wody na obszarze dotychczas wyschniętych starorzeczy i odciętych fragmentów koryta rzecznego. W ten sposób dokonano częściowej renaturyzacji środowiska abiotycznego, na które wkroczyła roślinność wodolubna, ptaki wodne i zwierzęta. Dodatkowo, co było najważniejszym celem tych zabiegów, przeprowadzono przez ten teren kanał wykorzystujący dawne koryta, a stanowiący „naturalną” przepławkę dla ryb. Pomimo całkowitej zamiany procesu fluwialnego na proces jeziorny (wyeliminowanie transportu rumowiska wlezonego, przy jednocześnie niewielkiej akumulacji zbiornikowej zawiesiny), dzięki budowie kanału opaskowego nastąpiło więc częściowe odnowienie transportu rzeczno poza głównym nurtem. Jest to nowoczesne, alternatywne rozwiązanie problemu budowy stopni wodnych (kaskad) na potrzeby gospodarki człowieka bez wyraźnej ingerencji w środowisko biotyczne, choć nie fluwialne!



**Ryc. 24.** Kaskada Dunaju (A) ze stopniem wodnym Greifenstein i tzw. Giessgangiem (B). 1 – zapory, 2 – Giessgang z tamami, 3 – równina zalewowa i odrestaurowany obszar łęgowy; zapory: 4 – istniejące, 5 – projektowane, 6 – możliwa lokalizacja, 7 - dopływy. Według Donaukraft (1996).

Dunabe cascade (A) and Greifenstein power plant with i.e. Giessgang (B). 1 – dams, 2 – Giessgang with transverse dykes, 3 – floodplain and riparian woodland; dams: 4 – existing, 5 – projected, 6 – possible to realization, 7 – tributary. After Donaukraft (1996).

### Żelazne Wrota I

W wyniku wybudowania w latach 1964-1972 zapory o długości 941 m i wysokości piętrzenia 30 m powstał zbiornik o długości 150 km i pojemności  $2,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ .

W zbiorniku akumulowane jest 86% zawiesiny (do 0,2 mm średnicy), z czego największą część (26,7%) stanowi frakcja 0,06-0,02 mm, natomiast pozostała część przepływa przez stopień o największym udziale frak-

cji mniejszej niż 0,01 mm (Raynov i inni, 1986, s. 12). Dzięki temu procesowi wypływające ze zbiornika wody mają zmniejszoną ilość zawiesiny. Największej redukcji rumowisko zawieszane ulega podczas wezbrań, natomiast znikomej, często zbliżonej do wartości sprzed okresu regulacji, a czasami nawet większej od niej – w okresie suchym (ryc. 25). Wpływ zbiornika Żelazne Wrota I na reżim wodny dolnego odcinka Dunaju jest niewielki i dochodzi do 15%. Niemniej jednak dobowe wahania stanów wody, dochodzące do 3 m, a będące efektem działalności hydroelektrowni, zauważalne są w odległości 250 km. Przykład wahań stanów wody Dunaju w odległości 109 km poniżej zapory charakteryzuje rycina 26.

Wahania stanów wody poniżej zapory, dające duże przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej wraz z wypływającymi ze zbiornika wodami „oczyszczonymi” z rumowiska, przyczyniają się do rozwoju erozji wgłębnej i zmian składu mechanicznego rumowiska. Po sześciu latach działalności zbiornika w odległości około 109 km od zapory stwierdzono, że skład mechaniczny transportowanej zawiesiny przy powierzchni zwierciadła wody uległ 3-krotnemu zmniejszeniu (z 0,09 mm na 0,03 mm), natomiast przy dnie odwrotnie – zwiększył się prawie 1,5-krotnie – z 0,24 na 0,34 mm (ryc. 27; Pechinov, 1982).

Proces erozji wgłębnej poniżej zapory Żelazne Wrota I na Dunaju nie przebiegał jednostajnie w czasie i przestrzeni. W ciągu pierwszej dekady dno koryta obniżyło się przeciętnie o 0,6-0,7 m, a jego skutki były stwierdzone w odcinku około 300-kilometrowej długości (Raynov i inni, 1986, s. 40). Jednocześnie zaobserwowano u ujścia rzeki do Morza Czarnego (943 km) nasilenie się procesu erozji wysp zbudowanych z drobnoziarnistego piasku. Generalnie jednak proces obniżania się dna przemieszcza się progresywnie w dół rzeki. Już po 8 latach istnienia zapory był on jednak silnie hamowany przez dno zbudowane z utworów gruboziarnistych (w sąsiedztwie zapory powyżej 30 mm – Raynov i inni, 1986, s. 55). Ten ogólny trend rozwoju procesów erozyjnych poniżej zapory Żelazne Wrota I został zakłócony wybudowaniem w 1984 r. w odległości 80 km kolejnego stopnia wodnego Żelazne Wrota II. Jego powstanie zintensyfikowało natomiast proces erozji wgłębnej poniżej nowej zapory (ryc. 27).

**Ryc. 25.** Średnie miesięczne zmiany natężenia przepływu ( $Q$ ) i koncentracji zawiesiny ( $q_z$ ) Dunaju poniżej zapory Żelazne Wrota I (stacja Svishtov) przed (1) i po jej uruchomieniu (2). Według S. Raynov i inni (1986).  
Annual variation in monthly water ( $Q$ ) and sediment ( $q_z$ ) discharges on the river Danube at Svishtov before (1) and after (2) closure of Iron Gate I dam. After S. Raynov et al. (1986).

Należy dodać, że obniżanie się dna koryta i zwierciadła wody w Dunaju nie jest zjawiskiem wyjątkowym i jako efekt prac regulacyjnych obejmuje koryto niemal na całej długości – od 238 km w Niederwinzer (58 cm w ciągu lat 1900-1960) do 2459 km w Ingolstadt (177 cm w okresie jw.; Raynov i inni, 1986, s. 34), co w znacznym stopniu pomniejsza znaczenie wpływu analizowanych stopni na proces erozji wglębnej.

**Ryc. 26.** Wahania stanów wody (h) Dunaju w punkcie hydrometrycznym Novo Selo 109 km poniżej zapory Żelazne Wrota I; według S. Raynov i inni (1986).  
Variability of water levels on the river Dunabe at Novo Selo 109 km downstream Iron Gate I dam.  
After S. Raynov et al. (1986).

- Ryc. 27.** Zmiany uziarnienia materiału dennego ( $d_{50}$ ) i profilu podłużnego dna koryta Dunaju poniżej Zapory Żelazne Wrota I i II. 1 – średnica materiału dennego po 8 latach istnienia zapory, 2 – dno koryta, 3 – stadia rozwoju erozji wgłębniej przed (I) i po (II) wybudowaniu Zbiornika Żelazne Wrota II. Według S. Raynov i inni (1986).  
Changes in bed material grain-size and bed elevation downstream from Iron Gate I and II on the Danube river. 1 – grain-size of bed material, 2 – channel bottom, 3 – phase of bed degradation before (I) and after (II) Iron Gate II creation. After S. Raynov et al. (1986).

### 3.4.3. Stopnie wodne na rzekach Garonna i Rodan

#### Rzeka Garonna

Rzeka Garonna objęta jest systemem 11 zapór tworzących kaskadę górnej zlewni, zamkniętych w środkowym biegu zaporą poniżej ujścia rzeki Tarn (Steiger i inni, 1998; ryc. 28A). Średni roczny przepływ Garonny w punkcie hydrometrycznym „Tuluza” wynosił w latach 1910-1993 -  $194 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . W połowie XX wieku, na skutek budowy zapór i prac irygacyjnych, reżim rzeki uległ zmianom polegającym głównie na zmniejszeniu natężenia przepływu podczas lat suchych. Ponadto stwierdzono, że przepływ tzw. pełnokorytowy uległ w ciągu stulecia około 30% redukcji (z  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  na  $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), co, zdaniem J. Steigera i innych (1998, s. 16), nie jest efektem działalności zapór. Górna część zlewni, znajdująca się w obrębie Pirenejów, jest źródłem dostawy rumowiska (głównie podczas wezbrań i z lawin). Rumowisko to, głównie w postaci żwiru, przykrywa cienkim płaszczem skaliste dno koryta. Od chwili budowy stopni wodnych, przypadającej na lata 60. XX w., nastąpiło ograniczenie transportu rumowiska rzecznego z całkowitym wyłączeniem rumowiska wleczonego. Ten deficyt rumowiska dennego poniżej ostatniej zapory kaskady, tj. w odcinku od Tuluzы w dół rzeki, nie może być w pełni uzupełniony drogą erozji wgłębnej z uwagi na intensywny pobór materiału dennego (wyraźne zubożenie zasobów) do celów gospodarczych. Niemniej jednak stwierdzono, że w ciągu ostatnich 30-35 lat tempo obniżania się dna koryta wynosiło przeciętnie 68 mm na rok w latach 1959-1980 i  $52 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$  w okresie 1970-1984 (Steiger i inni, 1998, za Beaudelin, 1989). Wraz z procesem erozji wgłębnej uaktywnił się proces erozji bocznej nieumocnionych fragmentów brzegów koryta, który nie tylko nie ma wpływu na zmiany przebiegu meandrów koryta, ale wręcz stabilizuje je w czasie.

**Ryc. 28.** Usytuowanie geograficzne stopni wodnych Garonny (A) i Dolnego Rodanu (B) – w profilu podłużnym (C). D – plan sytuacyjny stopnia wodnego na Rodanie wraz z charakterystycznymi hydrogramami: 1 kanał dywersyjny, 2 – zapora, 3 – hydroelektrownia i śluza, 4 – zbiornik, 5 – kanał opaskowy. Według: A – J. Steiger i inni (1998) i B – J. F. Fruget (1992). Geographical location of water plants in Garonne River (A) and Lower Rhone (B) – in longitudinal profile (C). D - hydropower development scheme and hydrological regime of an impoundment: 1 – diversion canal, 2 – dam, 3 – power station and lock, 4 – reservoir, 5 – by-passed section. After: A – J. Steiger et al. (1998) and B – J.F. Fruget (1992).

## Rzeka Rodan

Dolny Rodan od Lyonu po ujście do Morza Śródziemnego (odcinek długości około 280 km; ryc. 28B) w warunkach naturalnych miał przebieg charakterystyczny dla typu rzeki roztokowej z tendencjami do meandrowania (Fruget, 1992). Rozpoczęte w połowie XIX wieku prace regulacyjne, polegające na budowie początkowo wałów przeciwpowodziowych, a później

ostróg rzecznych, ograniczyły koryto do jednej strefy nurtu. Jednak dopiero zapoczątkowana ponad 30 lat temu budowa 12 stopni wodnych sprawiła, że ten odcinek stał się w pełni skanalizowany. Charakterystyczny układ zapor wraz z hydrogramami odpływu (w starym korycie przeciętne  $Q$  nie przekraczające  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) przedstawia rycina 28 (odpowiednio C i D). Średnie roczne natężenie przepływu Rodanu wynosi od  $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  do  $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , przy czym jego reżim, kształtowany pracą hydroelektrowni i gospodarką w obrębie elektrowni nuklearnych (główny cel budowy kaskady), uległ zmianie – wyrównaniu (retencja wiosenna na potrzeby suchego lata).

Wpływ człowieka na transport rumowiska Rodanu przejawia się w formie progresywnej i regresywnej erozji. Obydwa procesy występują zarówno w rzece głównej powyżej Lyonu i w strefie ujścia rzeki Ardeche (ryc. 28B i C między zaporami 2 i 3), jak i na jej dopływach (Bravard i inni, 1997, s. 77-78). W pierwszym przypadku, powyżej Lyonu na tzw. Kanale Miribel, od 1950 roku (przez około 40 lat) dno koryta obniżyło się maksymalnie o 5 m (przeciętnie 1-2 m). Jest to jednak związane nie tylko z oddziaływaniem wyżej usytuowanej zapory Cize-Bolozon (rok budowy 1932), lecz również wynika z bezpośredniego poboru osadów i ograniczenia dostawy z górnej części zlewni. Tam bowiem następuje akumulacja rumowiska w zbiornikach górskich, m.in. Le Sautet na rzece Drac (1935) czy Serre-Poncon na rzece Durance (1955) (Bravard i inni, 1997, s. 78), a poniżej nich proces erozji wgłębnej ogranicza się do chwili osiągnięcia skalistego dna. To obniżanie się strefy dennej koryta ma swe konsekwencje zarówno w zmianie morfologii dna doliny, jak i w zmianie środowiska biotycznego.

#### 3.4.4. Stopnie wodne w Anglii i Walii

Badania A. Brookesa i innych (1983) wykazały, że systemy rzeczne Anglii i Walii są w większym stopniu niż w USA przekształcone przez człowieka (gęstość skanalizowanej sieci rzecznej wynosi  $0,06 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ ). Niemniej jednak udział stopni wodnych jest tu znacznie mniejszy i ogranicza się głównie do małych zbiorników, które retencjonują wodę na potrzeby komunalne. Położenie analizowanych zbiorników przedstawia rycina 29.

**Zbiornik Roadford (1)** na rzece Wolf (dopływ rzeki Tamar), znajdujący się w południowo-zachodniej Anglii (ryc. 29), został oddany do użytku latem 1990 roku. Jest to typowy dla tego kraju zbiornik retencyjny, zapewniający



wodę na potrzeby gospodarczo-komunalne. W wyniku spiętrzenia wód 43 m zaporą powstał akwen o objętości  $37\,000\text{ m}^3$ , powierzchni  $3\text{ km}^2$  i długości 4,2 km (Duncanson, Johnston, 1988). Przy przepływie rzeki Wolf wynoszącym ponad  $1,7\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , aż 53% tych wód odprowadzane jest rurociągami do pobliskich miast. Straty te powodują, że rzeka poniżej zapory obniżyła zwierciadło wody (fot. 8), tworząc w ten sposób nowy poziom zalewowy. Niemniej jednak podczas wezbrań może wystąpić proces degradacji w odcinku długości około 500 m, przy zasięgu chwilowych wahań stanów wody do 5 km (Sambrook, Gilkes, 1997).

**Ryc. 29.** Lokalizacja i szkice sytuacyjne analizowanych zbiorników Anglii i Walii według cytowanej literatury.

Localization and sketch plans of analysed reservoirs in England and Wales after authors in text.

**Zbiornik Leighs (2)** na rzece Ter (Essex) został oddany do użytku w 1967 r. Po ponad 15 latach eksploatacji stopnia proces erozji wgłębnej poniżej zapory zaznaczył się w odcinku około 6 km z przeciętnym tempem obniżania się dna od 0,7 do 2,4 cm na rok (Petts, Pratts, 1983). Poniżej tej strefy wystąpił naprzemianległy układ depozycji materiału i erozji koryta, rozprzestrzeniając się do 17 km biegu rzeki, tj. w miejscu ujścia do rzeki Chelmer.

**Zbiornik Llyn Celyn (3)** zlokalizowano na rzece Afon Tryweryn w Walii (Gilver, Petts, 1985). Jego wybudowanie przyczyniło się do zmian hydrogramu rzeki, który uległ wyraźnemu obniżeniu i wyrównaniu. Rzeka Afon Tryweryn, o przeciętnym natężeniu przepływu  $0,368 - 0,737 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  – maksymalnie do  $12,62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  i o maksymalnej koncentracji zawiesiny dochodzącej do  $250 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , traci niemal w całości rumowisko w zbiorniku. Sprawia to, że wypływające ze zbiornika wody są niemal czyste, o minimalnej koncentracji zawiesiny, którą stanowią tylko bardzo drobne cząsteczki mineralne (Gilver, Petts, 1985, s. 371). Sam zbiornik jest natomiast producentem dużej ilości limnoplanktonu.

**Zbiornik Clatworthy (4)** na rzece Tone (Somerset, Południowa Anglia) został oddany do eksploatacji w 1959 roku (Gregory, Park, 1974). Z punktu widzenia zjawisk hydrologicznych zbiornik odznacza się tym, że w 40% redukuje pik wezbraniowy. Ponadto powoduje, że w około 11-kilometrowym odcinku poniżej zapory aż w 46% zmniejszył się średni przepływ rzeki Tone. Dzięki tym zmianom reżimu hydrologicznego obniżył się generalnie poziom wody w rzece, co sprawiło, że dotychczasowy poziom zalewowy przekształcił się w pokrytą roślinnością terasę nadzalewową.

**Zbiornik Kielder (5)** na rzece North Tyne, mający  $10 \text{ km}^2$  powierzchni, oddziałuje na procesy korytowe od 1981 roku (Sear, 1995). W całości przechwytuje rumowisko rzeczne o średnicy większej niż 0,5 mm. Zmienił reżim hydrologiczny rzeki poprzez redukcję piku wezbraniowego w 30-60%, co w 100% zabezpiecza przed wylewami wód na poziom zalewowy. Interesująco przedstawia się analiza procesów korytowych poniżej zapory w miejscu występowania tzw. przemiałów (*riffles*) i plos. Jak wynika z badań D. A. Seara (1996), po wybudowaniu zapory w 70% przypadków przemia-

łów stwierdzono uaktywnienie się procesu degradacji tych form, natomiast w 85% wzmożenie agradacji w plosach (ryc. 30). Świadczy to o wyrównywaniu się profilu podłużnego dna koryta. Wieloletnie badania wykazały, że agradacja plos miała przebieg jednostajny, zaś erozja przemiałów - zmienny w czasie, tj. na początku była bardziej aktywna z tendencją do wygasania (pojawienie się odpornego na erozję materiału gruboziarnistego). Ponadto stwierdzono, że w wyniku selektywnego wymywania materiału dennego nastąpił znaczny wzrost udziału materiału gruboziarnistego w sąsiedztwie zapory i następnie sukcesywna redukcja jego rozmiarów wraz z oddalaniem się od zbiornika.

**Ryc. 30.** Układ zmian w profilu podłużnym koryta (B) rzeki North Tyne po jego regulacji w strefie występowania przemiałów i plos, charakteryzowanych przez proces wcięcia form i ich wypełnienia. Według: D. A. Sear (1996).  
Net changes in channel capacity (B) following regulation on the North Tyne, characterized by degradation at riffles and aggradation of pools. After D.A. Sear (1996).

**Zbiornik Burrator (6)** na rzece Meavy w południowo-zachodniej Anglii został zbudowany w roku 1893 (Park, 1977). Na podstawie analiz danych morfometrycznych przekrojów poprzecznych koryta i natężenia przepływów w całym biegu rzeki, dokonano korelacji tych charakterystyk na tle powierzchni dorzeczy cząstkowych, zamkniętych poszczególnymi punktami pomiarowymi (ryc. 31). Z położenia wartości poszczególnych punktów pomiarowych względem prostych regresji wynika, że dane usytuowane poniżej zapory nie odpowiadają tej korelacji i są położone w strefie niższych wartości. Oznacza to, że zarówno natężenie przepływu, jak i szerokość koryta oraz jego głębokość odpowiednio stanowią tylko 40%, 88% i 30% w porównaniu do oczekiwanych wartości. Ta ponad dwukrotna redukcja morfometrycznych charakterystyk rzeki poniżej zapory jest głównie związana z obniżeniem piku wezbraniowego oraz zmniejszeniem przepływu (obniżenie o 68% zwierciadła wody), a więc dotyczy to bezpośrednio poboru wody ze zbiornika i zwiększonego parowania z jego powierzchni.

Wpływ powstałego w 1963 r. **Zbiornika Nant-y-Moch (7)** na procesy korytowe rzeki Rheidol po 18 latach jego istnienia został scharakteryzowany przez G. E. Pettsa (1984) i dotyczył wyłącznie zmian 250-metrowego dolnego odcinka, którego początek znajduje się 2 km od zapory, tj. poniżej ujścia rzeki Peithnant (ryc. 29). Na skutek zmniejszenia natężenia przepływu rzeki głównej, znacznie mniejszy dopływ Peithnant stał się ciekim wiodącym w procesach korytowych (powierzchnia zlewni - 4,1 km<sup>2</sup>). Dzięki intensywnym pracom regulacyjnym i drenarskim na obszarze jego zlewni stał się on głównym źródłem dostawy rumowiska wleczonego do rzeki Rheidol. Z kolei sama rzeka główna w nowych warunkach nie była w stanie transportować tych osadów, a tylko mogła je erodować i wypłukiwać utwory drobnoziarniste. Stale narastający stożek ujściowy ciek Peithnant powodował, że w tym odcinku rzeki głównej tworzył się nowy typ koryta o charakterze agradacyjnym z nowym rodzajem łach. Podobny proces przekształceń koryt i form korytowych rzek głównych poniżej zapór w miejscu ujść dopływów stwierdzono także m.in. na rzece Green poniżej zapory Flaming Gorge (Graf, 1980), Kolorado poniżej zapory Glen Canyon (Pemberton, 1975) i poniżej Zbiornika Kielder po 5 latach od jego uruchomienia.

**Ryc. 31.** Zmiany koryta rzeki Meavy w wyniku powstania Zbiornika Burrator na tle przyrostu dorzecza; według C. C. Park (1977).  
Meavy River channel changes after Burrator Reservoir creation on the background of drainage area.  
After C.C. Park (1977).

### 3.4.5. Zbiorniki Mequinenca i Ribarroja na rzece Ebro

Na rzece **Ebro**, o długości 928 km i powierzchni zlewni 85 550 km<sup>2</sup>, począwszy od 1913 r. do chwili obecnej w jej dorzeczu zbudowano 128 zbiorników o łącznej powierzchni 309,64 km<sup>2</sup> i retencji 6,51 km<sup>3</sup> wody (Ibanez i inni, 1996). W latach 1964 i 1969 w odległości około 100 km od ujścia do Morza Śródziemnego oddano do użytku dwa największe zbiorniki Mequinenca i Ribarroja (ryc. 32) o pojemności odpowiednio 1,53 i 0,22 km<sup>3</sup>. Pomimo stałej tendencji zmniejszania się w bieżącym stuleciu natężenia przepływu rzeki Ebro (Ibanez i inni, 1996), największy ubytek wód rzeki, bo wynoszący 29% w dolnym jej odcinku powodują wyżej wymienione zbiorniki na skutek poboru wód i strat wynikających z parowania ze zwiększonej powierzchni wodnej. Istnienie zapór i związane z nimi zmiany hydrologiczne głównie w postaci dobowych wahań stanów wody (ryc. 32) wpłynęły w wyraźny sposób na transport rumowiska unoszonego (wleczonego nie mierzono). Jak wynika z danych zamieszczonych w pracy C. Ibaneza i innych (1996 – tabela 1), pod koniec XIX wieku, tj. jeszcze przed budową stopni wodnych, Ebro transportowała  $30 \cdot 10^6$  ton na rok zawiesiny. W wyniku budowy zbiorników w górnej części dorzecza transport ten sukcesywnie redukowałą do wartości  $2,2 \cdot 10^6$  ton rocznie. Po wybudowaniu zbiorników Mequinenca i Ribarroja transport ten uległ zmniejszeniu aż do  $0,12 \cdot 10^6$  ton  $\cdot$  rok<sup>-1</sup>. Oznacza to, że w wyniku wybudowania stopni wodnych, transport zawiesiny uległ 99% redukcji. Ponadto przyjmuje się, że rumowisko wlezione zostało zahamowane w 100% (akumulacja zbiornikowa). Jak należałoby sądzić, pozbawione rumowiska wody wypływające z dolnego zbiornika Ribarroja wraz z dobowymi przyrostami energii powodowanymi zrzutami wody powinny w ujściowym odcinku około 100 km wyzwać proces erozji wglębnej. Tymczasem C. Ibanez i inni (1996) widzą tylko szkodliwy wpływ tych zapór na procesy abrazji Morza Śródziemnego w delcie Ebro.

**Ryc. 32.** Plan sytuacyjny zbiorników wodnych Dolnej Ebro. Przykład hydrogramu poniżej zapory Ribarroja (A). Według C. Ibanez i inni (1996).  
General map of the lower Ebro. Example of hydrological regime downstream of Ribarroja dam (A).  
After C. Ibanez et al. (1996).

#### 3.4.6. Stopnie wodne w Finlandii

Do końca lat 70. XX w. w Finlandii skaskadowano 7 głównych rzek (Babiński, Keranen, 1983), przy czym znaczny udział w retencji wód mają podpiętrzone jeziora. Duży wpływ na charakter regulacji rzek mają niewysokie rzędne powierzchni terenu, mieszczące się w granicach 70–200 m npm. oraz mały udział rumowiska w transporcie rzeczonym. W ostatnim

przypadku, niewielkiej miąższości plejstocénska pokrywa piaszczysto-żwirowa, która towarzyszy tylko niektórym odcinkom rzek czy częściej występująca mułkowo-ilasta, a także holocénskie utwory o przewodze pochodzenia organicznego sprawiają, że zabudowa hydrotechniczna nie wpłynęła w istotny sposób na procesy fluwialne (fot. 9). Ma to także swe uzasadnienie w wyrównanym reżimie wodnym rzek i braku erozji bocznej koryt, dzięki którym brzegi koryt i podpiętrzonych jezior są niemal stałe. Z badań H. Mansikkaniemi (1975) wynikał jedynie wyraźny wpływ zbiorników na transport zawiesiny. Sedymentacja w zbiornikach przebiegała niejednakowo i była zależna wprost proporcjonalnie od ilości transportowanego rumowiska i jego średnicy oraz od natężenia przepływu. W ostatnim przypadku dotyczy to głównie sezonów wilgotnych związanych z okresem intensywnych opadów i wiosennych roztopów. Ponadto stwierdzono, że proces akumulacji rumowiska mineralnego silniej zaznaczał się w pobliżu zapór i w górnej części zbiorników (cofka), natomiast materiału organogenicznego – w zbiornikach leżących w górnej części dorzecza.

#### 3.4.7. Stopień wodny W. A. C. Bennett na rzece Peace (Kanada)

Rzeka Peace płynie w strefie występowania wieloletniej zmarzliny (Bray, Kellerhals, 1982). W górnym odcinku dno koryta zbudowane jest głównie ze żwiru, którego średnica wraz z przemieszczaniem się w dół rzeki zmniejsza się do średnicy piasku (ryc. 33, p. 1-3). Ten ogólny trend modyfikowany jest przez rumowisko wleczone pochodzące z dopływów. Od 1968 roku reżim wodny rzeki w środkowym i dolnym odcinku znalazł się pod wyraźnym wpływem zapory W. A. C. Bennett i jej Zbiornika Williston (Kolumbia Brytyjska). Z porównania przepływów rzeki z dziesięciolecia 1958-1967 sprzed wybudowania stopnia z uśrednionymi danymi z lat 1980-1989 po jego oddaniu do eksploatacji wynika wyraźna redukcja wiosennej fali wezbraniowej i nieznaczne zwiększenie przepływu w okresie zimy (Bray, Kellerhals, 1982, s. 354). W odcinku 1800 km poniżej zapory wiosenne wezbranie zredukowane jest przeciętnie od 3000 do 6000 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>, co oznacza obniżenie wysokości fali od 2 do 4 m. Tej zmianie nie podlegał jedynie dwuletni okres napełniania zbiornika, a także centralna część dekady lat siedemdziesiątych, gdy na skutek dużych opadów śniegu znaczna



**Ryc. 33.** Szkic sytuacyjny rzeki Peace i jej Zbiornika Williston wraz ze zmianami natężenia przepływu podczas wezbrań na tle przyrostu powierzchni zlewni w latach 1958-1967 (przed) i 1980-1989 (po wybudowaniu stopnia) – A. Dno koryta zbudowane z: 1 – żwiru, 2 – żwiru i piasku, 3 – piasku. Według M. Church (1995).

Sketch of Peace River channel, showing principal places mentioned in the text and the extent of the gravel (1), sandy gravel (2) and sand (3) reaches downstream from Williston reservoir; A – Aspects of the hydrology – observer mean annual flood before (1958-1967) and after (1980-1989) regulation. After M. Church (1995).

ilość wód (faza stała) nie wzięła udziału w obiegu wody. Z porównania wielkości przeciętnego rocznego natężenia przepływu fali wezbraniowej przed wybudowaniem (1958-1967) i po wybudowaniu zapory W. A. C. Bennett (1980-1989) wynika (ryc. 33A), że w sąsiedztwie Hudson's Hope uległa ona 68% redukcji, natomiast przed ujściem rzeki do jeziora Athabas-

ca w przekroju Peace Point – 42% (Church, 1995). Konsekwencją redukcji fali wezbraniowej jest m.in. to, że wiosenne wody roztopowe rzeki Peace nie osiagają jeziora Athabasca, spływając bezpośrednio do rzeki Niewolniczej (Kellerhals, Gill, 1973, s. 737; ryc. 33). W ten sposób zmniejsza się stopień zasilania wód jeziornych, co w efekcie przyczynia się do obniżenia o 0,6 m zwierciadła wody w okresie lata. Ponadto redukcja piku wezbraniowego powoduje zmniejszenie transportu rumowiska wleczonego. Przy stałej dostawie materiału dennego przez dopływy, rzeka Peace poniżej zapory podlega procesowi agradacji. Na jej dnie powstają rozległe łachy poprzeczne-ujściowe (Babiński, 1992, s. 86). Należy dodać, że Zbiornik Williston ma nikły wpływ na transport rumowiska unoszonego, ponieważ rzeka Peace do zapory niesie małe ilości zawiesiny, a odcinek poniżej zasilany jest głównie przez dopływy (Kellerhals, Gill, 1973, s. 740). Duży udział w reżimie wód rzeki Peace mają zjawiska lodowe, w wyniku których nie ma ścisłej zależności między stanami a natężeniem przepływu. Stwierdzono, że wzrost natężenia przepływu w okresie zimy ma istotny wpływ na zwiększenie produkcji lodu rzeczno-jeziernego. W analizowanym przypadku oznacza to uaktywnienie się wiosennych zatorów lodowych (Bray, Kellerhals, 1982, s. 355).

#### 3.4.8. Stopnie wodne w Indiach

Zgodnie z danymi Central Board of Irrigation and Power (Morris, 1995, s. 55), do roku 1982 w Indiach funkcjonowało 1085 zapór o wysokości ponad 15 m. Natomiast do 1986 roku istniało 221 tam o wysokości ponad 30 m, zaś w budowie było dalszych 105. Głównym zadaniem zbiorników w tym kraju jest wykorzystanie zmagazynowanych wód do celów irygacyjnych, a następnie do pozyskania energii elektrycznej.

Istotnym problemem gospodarczym, związanym z wpływem stopni wodnych na procesy korytowe rzek Indii, jest akumulacja rumowiska w zbiornikach. Na podstawie danych ze 116 wielkich zapór szacuje się, że do roku 2020 ponad 20% zbiorników Indii utraci połowę swych zdolności retencyjnych w wyniku ich zamulenia (Morris, 1995, s. 53). W indyjskich zbiornikach rocznie osadza się średnio od 0,44 mm do 1,63 mm warstwa zawiesiny mułkowo-ilastej. Przyczyny zmniejszenia tempa zamulania zbiorników w Indiach hydrotechnicy upatrują w: ograniczeniu dostawy ru-

mowiska ze zlewni do rzek; regulacji dopływu i wypływu zawiesiny ze zbiornika tak, by w trakcie przejścia fali wezbraniowej nastąpiło najpierw „usunięcie” materiału z akwenu, a później dopiero jego sedimentacja; ułatwieniu przepływu rumowiska przez obniżone wrota zapory (technikę tę zastosowano już na zaporze Pillur w Tamil Nandu).

W ostatnich latach podjęto budowę największego stopnia wodnego Indii, Sardar Sarovar, na rzece Narmada uchodzącej do Morza Arabskiego (*Sardar...*, 1997; Java, 1998). W wyniku przegrodzenia rzeki zaporą czołową o długości 1210 m i wysokości piętrzenia 138,68 m powstanie zbiornik o długości 214 km, średniej szerokości 1,77 km, powierzchni 370 km<sup>2</sup> i objętości 9,5 km<sup>3</sup> wody. Jego zadanie wraz z pozostałą, już istniejącą częścią zabudowy hydrotechnicznej, to dostarczenie wody pitnej, do nawadniania oraz produkcja energii elektrycznej (moc 1450 MW). Zgodnie z obliczeniami (*Sardar...*, 1997, s. 59-61) istnienie zbiornika szacuje się na 180-357 lat. Przypuszcza się, że jego „żywołność” wzrośnie na skutek przechwytywania rumowiska przez inne zbiorniki dorzecza. Autorzy nie przewidują żadnych zmian (procesów erozyjnych) poniżej zapory Sardar Sarovar i sąsiedniego stopnia na rzece Karjan, jak również jakiegokolwiek wpływu na wybrzeże mangrowiowe Zatoki Khambhat.

#### 4. WPŁYW STOPNIA WODNEGO „WŁOCLAWEK” NA PROCESY FLUWIALNE

W wyniku przegrodzenia koryta Wisły w październiku 1968 r. zaporą o wysokości piętrzenia 11,3 m, utworzył się Zbiornik Włocławski o powierzchni 70 km<sup>2</sup>, długości 55 km, średniej szerokości 1,3 km, średniej głębokości 5,5 m i całkowitej pojemności 408 mln m<sup>3</sup> wody (ryc. 34). Jego powstanie w istotny sposób zmieniło reżim hydrologiczny Wisły, a wraz z tym przyczyniło się do przekształceń procesów fluwialnych. Zmiany te są tym bardziej istotne, także z poznawczego punktu widzenia, że najczęściej negatywnie oddziałują na gospodarkę, a nawet zagrażają istnieniu samej zapory. Jak twierdzą hydrotechnicy, wynika to z faktu, że stopień ten był zaplanowany jako element kaskady dolnej Wisły.

##### 4.1. Reżim hydrologiczny Wisły

Reżim hydrologiczny Wisły w analizowanym 26-leciu (1969-1995) istnienia Zbiornika Włocławskiego odznaczał się generalnie trzema okresami wilgotnymi z tendencją do obniżania się stanów wody w latach osiemdziesiątych (ryc. 35). Podczas lat wilgotnych, przypadających na lata hydrologiczne 1970-1971, 1975 i 1978-1981, średnie roczne przepływy w punkcie wodowskazowym „Włocławek” wahały się od 1030 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> do 1344 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Tymczasem w przedzielających je okresach suchych, które przypadały na lata hydrologiczne 1969, 1972-1973, 1976, 1983-1994, wartości te wynosiły od 577 do 830 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>. Średnie wieloletnie (1969-1995) natężenie przepływu Wisły wynosiło prawie 900 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (tab. 9), co w przybliżeniu odpowiada tej charakterystyce sprzed okresu piętrzenia. Na tę zbieżność wielkości natężenia przepływu obydwu okresów składa się fakt wystąpienia w latach 1969-1995 w zasadzie jednego okresu bardzo wilgotnego (przełom lat 70/80) i jednej głębokiej niżówki (połowa lat 80.), co daje wyrównanie wartości przeciętnej, jak również to, że zbiornik nie ma wpływu na ogólny odpływ Wisły (Babiński, Grześ, 1995). W ostatnim przypadku dowodem na to jest mała pojemność retencyjna zbiornika, którego wody mogą być w całości wymienione w ciągu 5 dni. Nie może on więc wyrównywać (obniżać) piku wezbraniowego, a jedynie łagodzić niżówkę.

**Ryc. 34.** Usytuowanie Zbiornika Włocławskiego na tle rozwoju koryta dolnej Wisły.

Odcinki: 1 – nieuregulowany, 2 – poniżej zapory, 3 – uregulowany; 4 – wyspy, 5 – łachy, 6 – plosa.

Situation of Włocławek Reservoir on the background of lower Vistula channel development. Sectors: 1 – unregulated, 2 – downstream from dam, 3 – regulated; 4 – islands, 5 – sand bars, 6 – pools.

**Ryc. 35.** Wartości ubytku materiału dennego ( $R_e$ ) poniżej stopnia wodnego „Włocławek”: 1 – średnie wieloletnie i 2 – w przebiegu rocznym oraz średnie tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej ( $L_r$ ) – 3 na tle średniego wieloletniego – 4 i rocznego – 5 natężenia przepływu ( $Q$ ).  
Values of bed material decrease ( $R_e$ ) downstream from the Włocławek dam: 1 – average multi-year and 2 – in annual course and the average rate of the front of erosional zone shifting ( $L_r$ ) – 3 on the background of mean multi-year – 4 and annual – 5 - discharge ( $Q$ ).

**Tabela 9. Dynamika strefy erozyjnej poniżej stopnia wodnego „Włocławek” (dane pomiarowe i ich prognoza)**  
**The dynamic of erosional zone downstream from the Włocławek dam (measured values and their prognosis)**

Lata hydrologiczne	Liczba lat hydrolog.	Q (m <sup>3</sup> · s <sup>-1</sup> ) Włocławek	Ubytek materiału dennego (R <sub>e</sub> )		Tempo przemieszczenia czoła strefy erozyjnej (L)	
			mln m <sup>3</sup> · rok <sup>-1</sup>	mln m <sup>3</sup>	km · rok <sup>-1</sup>	km
1969	1	757	0,8	0,8	2,0	2,0
1970-1972	3	972	1,1	3,3	2,4	7,2
1973-1984	12	1008	0,5	6,0	0,6	7,2
1985-1987	3	791	1,6	4,8	2,7	8,1
1988-1994	7	723	0,3	2,1	0,2	1,4
1995	1	877	1,1	1,1	2,5	2,5
1969-1995	27	892*	0,7*	18,1	1,1*	28,4

\* Średnie nie wynikają z bezpośrednich przeliczeń danych z tabeli a z wartości rocznych.

W przebiegu rocznym natężenia przepływów dolnej Wisły zauważa się jedną lub dwie kulminacje przedzielone niżówkami (Babiński, Grześ, 1995). Maksymalny, stwierdzony w marcu 1924 r. przepływ Wisły w profilu wodowskazu „Włocławek” wynosił 8305 m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (h = 838 cm). Wysokie stany występują z reguły w marcu lub kwietniu, rzadziej w lipcu lub sierpniu. W obydwu przypadkach tworzą się fale wezbraniowe o wysokości względnej 3-5 m, a maksymalnie sięgające do 6 m (Babiński, 1982). Fale te, wkraczające na powierzchnię równiny zalewowej, w ciągu ostatnich 35 lat (1960-1995) trwały przeciętnie 4-6 dni w roku. Bywały jednak lata, np. 1962 czy 1979, że okres zalewu wydłużał się do 15 dni i to w okresie zarówno wiosennym, jak i letnim. Obecnie wpływom fal wezbraniowych nie podlega poziom zalewowy w odcinku intensywnej erozji wgłębnej poniżej stopnia wodnego, gdzie wykształciła się już nowa równina zalewowa. Naj-

niższe stany wody na dolnej Wiśle występują przede wszystkim na przełomie jesieni i zimy, rzadziej latem (Babiński 1986). Podczas trwania niżówek przepływ Wisły osiąga wartość poniżej  $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Funkcjonowanie stopnia wodnego zakłóciło naturalny reżim rzeki w bezpośrednim jego sąsiedztwie, a także w odcinku poniżej zapory. W górnej jego części, którą zajmuje zbiornik, roczne amplitudy wahań stanów wody uległy redukcji do prawie  $\frac{1}{4}$  okresu poprzedzającego jego powstanie. W ciągu 20 lat działalności zbiornika nie przekroczyły one wartości 2,2 m (Szupryczyński, 1988). Z kolei powodowane pracą elektrowni dobowe wahania zwierciadła wody w pobliżu zapory nie były w tym okresie większe niż 0,8 m (Zdulski, 1997). To zmniejszenie dynamiki wahań poziomu wód wraz z redukcją spadku zwierciadła wody z 0,191‰ w warunkach rzeki naturalnej do 0,0049‰ (minimalny 0,001‰) powodują, że w zbiorniku następuje proces akumulacji rumowiska rzeczno-

Reżim wodny rzeki poniżej zbiornika, na skutek szczytowo-interwencyjnej pracy stopnia, został zdominowany przez dobowy rytm wahań stanów. Jak wynika z przebiegu uśrednionych z lat 1970-1996 wartości częstości wystąpienia charakterystycznych przepływów Wisły poniżej zapory (ryc. 36), na ogół w ciągu doby występuje pięć cykli pracy hydroelektrowni. Dwa z nich wiążą się z pracą szczytową (przepływy w granicach  $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), trzy zaś odpowiadają pracy w tzw. podstawie opartej na przepływie biologicznym ( $250\text{-}450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Konsekwencją zmienności przepływu są wahania stanów wody poniżej stopnia, których amplituda dobową może dochodzić do 2,0–2,5 m, a maksymalnie do 3 m (Babiński, 1982). Wahania te są odczuwalne w odległości ponad 200 km od zbiornika (Machalewski i inni, 1974).

Maksymalne dobowe amplitudy wahań stanów wody poniżej zapory występują w strefie natężenia przepływów około  $710 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (ryc. 37). Wraz ze wzrostem przepływów, a tym bardziej przy zmniejszaniu zrzutu wody, amplitudy te maleją do wartości granicznych  $450\text{-}1620 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Częstość trwania natężenia przepływów w tej strefie wynosi w skali roku około 70% (Brenda, 1998). Poza tymi wartościami granicznymi reżim rzeczny nawiązuje do warunków „naturalnych”, a więc stopień pracuje przepływowo bez dobowych wahań stanów wody. Pewne zakłócenia w tym przebiegu mogą wywoływać tzw. interwencyjne zrzuty wody dla celów żeglugowych podczas trwania niżówek.



**Ryc. 36.** Dobowa praca hydroelektrowni „Włocławek” ( $Q_{sr.} = 710 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), 1 – w podstawie, 2 – w szczycie; według W. Zdulskiego (1997).  
24-hours work of hydropower station “Włocławek” in mean annual discharge  $Q = 710 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . 1 – work in top, 2 – normal work,  $Q_{biol.}$  – biological discharge. After W. Zdulski (1997).

**Ryc. 37.** Amplitudy dobowe wahań stanów wody Wisły ( $A_h$ ) w zależności od natężenia przepływu ( $Q$ );  $Q_a$  – wpływ człowieka na  $Q$ . Według Z. Brenda (1998).  
24-hours variability of the Vistula water level ( $A_h$ ) depended on water discharge ( $Q$ ),  $Q_a$  – zone of the human influence on  $Q$ . After Z. Brenda (1998).

## 4.2. Akumulacja rumowiska w zbiorniku

Po dwóch latach napełniania zbiornika wodą do normalnego poziomu piętrzenia 57,1 m npm., strefa cofki zbiornika, określona załamaniem się spadku zwierciadła wody, znajdowała się w odległości około 53 km od zapory (622 km Wisły). Z kolei początek strefy, w której wody płynące utraciły swą zdolność transportową rumowiska wleczonego, znajdował się w odległości około 42 km od tamy (633 km). Podczas nadpiętrzeń zatorowych, które wystąpiły m.in. w styczniu 1982 r., cofka przemieściła się w dół zbiornika, stabilizując się chwilowo w odległości około 23 km od zapory (Grześ, 1983). Oznacza to, że cofka może przemieszczać się w granicach 20-30 km, tworząc płynną strefę sedymentacji zbiornikowej, przyjmuje się jednak, że strefa ta nie przekracza długości około 15 km.

Jak wynika z badań sedymentologicznych M. Banacha (1985), które polegały na określeniu składu mechanicznego osadów dennych, reprezentujące rumowisko wleczone utwory piaszczyste wyklinowują się w postaci krawędzi stożka delty w około 640 kilometrze biegu Wisły, tj. w odległości 35 km od zapory (ryc. 38). W tym miejscu w profilu poprzecznym zbiornika średnia prędkość płynięcia wody jest mniejsza niż  $0,3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Od tej strefy aż do zapory wzrasta udział frakcji mułkowo-ilastej do tego stopnia, że już w 20 km dolnej czaszy występuje w przewodzie materiał o średnicy mniejszej niż 0,02 mm.

Wieloletnie obserwacje transportu rumowiska wleczonego wskazują, że zbiornik przechwytuje w całości (100%) rumowisko wleczone. Niemniej jednak przypuszcza się, że może ono w małych ilościach przemieszczać się dzięki przyczepieniu (przymarznieniu) do przepływającej przez stopień kry lodowej i śryżu. Dowodem na to może być m.in. występowanie wśród ilasto-mulistego dna dolnej czaszy zbiornika wkładek utworów piaszczystych, które prawdopodobnie pochodzą z wytopienia się z lodu.

**Ryc. 38.** Krzywe kumulacyjne bilansu rumowiska wlezonego (A) akumulowanego w Zbiorniku Włocławskim (Król 1988) na tle granulometrii osadów dennych ( $d_{50}$ ) w przekroju podłużnym zbiornika w sierpniu 1980 r. (Banach 1985).  
The curves of the bed load balance (A) accumulated in Włocławek reservoir (Król 1988) on the background of grain-size of bed material ( $d_{50}$ ) deposited in longitudinal profile of reservoir in August 1980. (M. Banach, 1985)

Wielkość sedymentacji rumowiska wlezonego w zbiorniku była określana na podstawie ilości materiału transportowanego powyżej cofki (Kępa Polska – 583–589 km Wisły) w postaci łąch (Babiński, 1992) bądź poprzez bezpośrednie pomiary (echosondaż) przyrostu delty tworzonej w jego górnej czaszy (Śliwiński, 1987). W pierwszym przypadku, dynamika łąch rzecznych odcinka nieuregulowanego Wisły powyżej zbiornika w Kępie Polskiej wykazała, że w latach 1971-1990 średni roczny transport rumowiska wlezonego wynosił około 2,33 mln ton (ryc. 39; 2,2 mln ton w latach 1971-1995) z wartościami ekstremalnymi 0,9–3,9 mln ton rocznie (Babiński, 1998). Podobne wielkości akumulacji rumowiska klastycznego w zbiorniku (odpowiednio: 1,9, 1,0-4,0), ale w odniesieniu do jednostki objętości (tj.  $m^3$ ), podaje W. Śliwiński (1987). W pracy przyjęto wartość zamienną -  $1 m^3 = 1,8$  tony. Ta niemal 2-krotnie zawyżona, niemniej proporcjonalna sedymentacja zbiornikowa być może jest związana z tym, że bierze w niej udział również zawiesina. Trudno bowiem stwierdzić, w jakim

stopniu echogramy notują ten najczęściej półpłynny osad denny. Można więc przyjąć, że w górnej czaszy zbiornika rocznie (1971-1995) akumulowane jest 100%, tj. średnio 2,2-2,3 mln ton rumowiska wlezonego (ryc. 39).

**Ryc. 39.** Średni roczny (1971-1990) transport rumowiska wlezonego ( $Q_d$ ) i unoszonego ( $Q_z$ ) dolnej Wisły na tle procesów korytowych. 1 – prawdopodobny przebieg  $Q_d$  w roku 2020.  
Mean annual (1971-1990) bed load ( $Q_d$ ) and suspended load ( $Q_z$ ) transport on the lower Vistula river on the background of fluvial processes. 1 – forecast of the  $Q_d$  transport in 2020.

Krzywe kumulacyjne bilansu rumowiska (klastycznego?) w zbiorniku „Włocławek” dla okresów: 10, 13 i 16-letnich charakteryzuje rycina 38. Na podstawie ich przebiegu można stwierdzić fakt największej akumulacji rumowiska w środkowej części zbiornika, tj. w odcinku odległym 30-37 km od zapory czołowej. Ponadto bezpośrednie pomiary dynamiki dna w tym okresie wykazały nierównomierny rozkład sedymentacji w zbiorniku od 0 do 4,5 m, a przeciętne notowane spływanie dna wahało się od 0,83 do 1,26 m.

Proces sedymentacji zawiesiny, jak już wspomniano, dotyczy niemal wyłącznie dolnej czaszy zbiornika. Jego wielkość została określona na podstawie pomiarów batometrycznych i wyników ich analiz w punktach hydrometrycznych leżących powyżej (Kępa Polska) i poniżej (Włocławek) zbiornika (Babiński, 1998, 1999). Należy dodać, że na wyniki pomiarów nie mają w zasadzie wpływu inne czynniki zewnętrzne, takie jak dopływy Wisły (śladowy, dodatni udział uchodzącej powyżej zbiornika rzeki Bzury czy możliwa akumulacja zawiesiny w odcinku nieuregulowanym Wisły o wartości ujemnej). Jak wynika z porównania danych z obydwu skrajnych punktów pomiarowych w okresie 1971-1990, średni roczny transport zawiesiny

wynosił odpowiednio 715 tys. ton i 419 tys. ton (ryc. 39). Z różnicy tej wynika, że w zbiorniku osadzało się w tym okresie przeciętnie około 0,3 mln ton zawiesziny rocznie, co stanowi 41% jej transportu.

Określając całkowity transport rumowiska klastycznego Wisły powyżej zbiornika na 3,045 mln ton rocznie (ryc. 39) i jego akumulację w zbiorniku na 2,63 mln ton  $\cdot$  rok<sup>-1</sup>, można stwierdzić, że w latach 1971-1990 zbiornik przechwytywał prawie 87% niesionego ładunku. Aby jednak obliczyć rzeczywistą wartość sedymentacji zbiornikowej, do powyższej wielkości należy dodać materiał klastyczny pochodzący z abrazji i ruchów masowych zachodzących na wysokich zboczach prawobrzeżnych zbiornika. Według danych M. Banacha, w początkowym okresie działalności stopnia w wyniku abrazji do zbiornika dostawało się rocznie 0,27 mln ton materiału, który po 30 latach uległ redukcji do 0,04 mln ton  $\cdot$  rok<sup>-1</sup> (Babiński, 1998). Obecnie nie jest to więc wartość istotna, zważywszy fakt jej wygasania w czasie, jak również nie jest ona związana z procesami fluwialnymi Wisły, a więc nie wchodzi w zakres tematu niniejszej pracy.

### 4.3. Proces erozji wgłębnej

Zmiana reżimu wodnego Wisły wraz z wypływem „oczyszczonych” wód z rumowiska akumulowanego w górnej części zbiornika są główną przyczyną rozwoju procesów erozyjno-akumulacyjnych poniżej stopnia. Szczytowo-interwencyjna praca elektrowni powoduje bowiem nagle przyrosty (chwilami także redukcję) energii potencjalnej i kinetycznej rzeki, która zostaje zużytkowana na erozję, akumulację i transport rumowiska.

Na podstawie analizy porównawczej profili poprzecznych koryta wykonanych w latach 1967-1974 przez „Hydroprojekt” we Włocławku, a także własnych badań terenowych przeprowadzonych w latach 1972-1987, które polegały głównie na dokonaniu okresowych pomiarów morfometrii koryta i na analizie morfodynamiki mezoform korytowych (Babiński 1982, 1992), a następnie kontynuowanych w formie badań o charakterze uzupełniającym, określono dynamikę strefy erozyjnej w postaci ubytku materiału dennego ( $R_e$ ) i tempa przemieszczania się tzw. fali erozyjnej ( $L_r$ ). Podstawowe dane odnoszące się do odpowiednich okresów badawczych przedstawiono w tabeli 9.

Jak wynika z 19-letnich badań (1969-1987), proces erozji wgłębnej nie przebiegał, jak pierwotnie przypuszczano, jednostajnie ze stałą tenden-

cją do wygasania (Babiński, 1982), lecz przeciwnie – cechował się zróżnicowanym tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki –  $L_r$  i zmiennym w czasie ubytkiem materiału dennego –  $Re$  (tab. 9, ryc. 35). Ogólnie można wyróżnić trzy okresy intensywnego rozwoju erozji przedzielone dwoma interwałami o małej dynamice. Taki układ procesu nie jest wynikiem tylko jego faktycznego przebiegu w czasie, o czym świadczą bezwzględne wielkości, ale przede wszystkim jest związany i podporządkowany określonym okresom badawczym. O jego bardziej zróżnicowanym charakterze świadczą m.in. dane odnoszące się do corocznych badań prowadzonych w początkowej fazie działalności stopnia, tj. w latach 1969-1972 (ryc. 35, p. 2). Niemniej jednak to na ich podstawie obliczono, że po czterech latach od chwili przegrodzenia koryta zaporą, strefa erozyjna rozciągała się na długości 9,2 km od stopnia wodnego, a wyerodowany z niej materiał denny wyniósł prawie 4,1 mln  $m^3$  (tab. 9). Przeciętna prędkość przesuwania się czoła odcinka erozyjnego wynosiła więc 2,3 km rocznie, z ubytkiem utworów dennych ponad 1,0 mln  $m^3 \cdot rok^{-1}$ . W tym samym okresie, w bliskim sąsiedztwie stopnia wodnego dno koryta obniżyło się w całym profilu poprzecznym o ponad 2,5 m, z lokalnym plosem o głębokości ponad 10 m. W odległości około 4,6 km od zbiornika dno koryta obniżyło się o prawie 0,5 m. Należy dodać, że nieznaczne zmniejszenie dynamiki ruchu rumowiska w pierwszym roku badań (tab. 9) było związane z piętrzeniem i wypełnianiem zbiornika wodą.

W następnym 12 latach tempo przemieszczania się czoła erozyjnego spadło do 0,6 km  $\cdot rok^{-1}$  ze średnim ubytkiem materiału dennego 0,5 mln  $m^3 \cdot rok^{-1}$  (tab. 9). Oznaczało to przemieszczenie się czoła strefy erozyjnej na odległość 16,4 km z ujemnym bilansem wyerodowanego rumowiska dennego wynoszącym 10,1 mln  $m^3$  (ryc. 35).

Z porównania danych z obu okresów można by sądzić, że proces erozji wgłębnej poniżej zbiornika przyjął zależność krzywoliniową z tendencją do wygasania w czasie (Babiński, 1982). Świadczyć o tym mogłoby również osiągnięcie przez koryto trudno rozmywalnych utworów budujących dno – iłu i gładów (fot. 10). Wynikać mogłoby to również z wygasania energii kinetycznej rzeki i łagodzenia fali wraz z oddalaniem się czoła tej strefy od zbiornika.

Pomiary w kolejnym, trzyletnim okresie badawczym (1985-1987) wykazały jednak ponowny wzrost dynamiki strefy erozyjnej (ryc. 35). Intensywność procesu przekroczyła nawet wartość z okresu początkowego.

Tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wzrosło do  $2,7 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  z przeciętną ilością materiału wyerodowanego z dna  $1,6 \text{ mln m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$  (tab. 9). W efekcie, czoło to od początku istnienia zapory przemieściło się już na odległość 24,5 km od zbiornika (ryc. 40), natomiast bilans ubytku rumowiska dennego zamknął się wartością  $14,9 \text{ mln m}^3$ . Dane te, przy założeniu w miarę równomiernego rozkładu procesu erozyjnego w profilu podłużnym koryta o szerokości 400 m, wskazują na obniżenie się dna koryta strefy erozyjnej od 2 do 3 m na około 3-kilometrowym odcinku poniżej zbiornika, od 1 do 2 m na dalszych 10 km i od 0 do 1 m na końcowych 10 km (Babiński, 1997).

Miejscem weryfikacji przebiegu procesów erozyjno-akumulacyjnych poniżej zapory, a zarazem możliwości ich określenia dla kolejnych lat (do roku hydrologicznego 1995 włącznie), stał się 2 kilometrowy odcinek (700-702 km) w Nieszawie. Jak wynika z analizy porównawczej planów batymetrycznych tego odcinka, do końca lat 80. nie stwierdzono tendencji do obniżania się dna koryta, lecz tylko jego oscylacje związane z dynamiką łach i plos. Wyraźne pojawienie się tu strefy erozyjnej, z jednoczesnym pogłębieniem koryta o 40 cm nastąpiło dopiero pod koniec roku hydrologicznego 1994, aby w roku następnym ulec dalszemu obniżeniu o 63 cm (ryc. 40). Biorąc pod uwagę fakt osiągnięcia na przełomie roku hydrologicznego 1994/95 przez czoło fali erozyjnej 701 km biegu Wisły, tj. 26 km poniżej zapory można stwierdzić, iż w czasie ostatniego okresu badawczego 1988-1994 przemieszczało się ono z prędkością  $0,2 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$ , a nie jak szacowano  $0,6 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  (Babiński, 1997). Na tę wynoszącą  $0,4 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  różnicę niewątpliwie miała wpływ zróżnicowana morfologia koryta w postaci jego przewężenia pod Nieszawą, dzięki której początkowo następowało spowolnienie dynamiki ruchu rumowiska, a później (1995) przyspieszony – progowy przebieg procesu erozyjnego. Wartość  $2,5 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  (tab. 9) nawiązuje bowiem do intensywności procesu erozji wgłębnej w początkowym okresie działalności stopnia (1970/72), a także w latach 1985-1987. Należy przypuszczać, że przyspieszony proces erozji wgłębnej uzewnętrznił się nie tylko w wielkości obniżenia się dna, ale również we wzroście tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej, które do 1995 roku doszło do 704 km biegu Wisły – końca przewężenia koryta. W ostatnim przypadku oznaczałoby to, że w następnych latach nastąpi obniżenie dynamiki transportu rumowiska.

**Ryc. 40.** Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek wraz z ich prognozą do 2020 r.

1 – średni roczny stan wody przed wybudowaniem stopnia wodnego, 2 – średnia głębokość koryta przed pracami regulacyjnymi, 3 – przeciętna (prosta regresji) głębokość koryta w 1995 r., 4 – średnia głębokość koryta w 1995 r. w odcinku nieszawskim, 5 – jak p. 4 w 1996 r., 6 – średnia głębokość koryta w 2020 r. (prognoza), 7 – wychodnie utworów trudno rozmywalnych w strefie brzegowej koryta, 8 – jak p. 7 w dnie koryta, 9 – strefa erozyjna, 10 – strefa akumulacyjna, 11 – ostrogi rzeczne, 12 – umocnienia brzegów koryta, 13 – wały przeciwpowodziowe, 14 - L-lewy, P-prawy brzeg koryta.

Erosional-accumulation processes downstream from the Włocławek dam and its prognosis to 2020. 1 – mean annual water level before dam creation, 2 – mean depth (straight regression) of the river channel before regulation works, 3 – average depth of the river channel in 1995, 4 – mean depth of the river channel in Nieszawa stretch in 1995, 5 – mean depth of the river channel in Nieszawa stretch in 1996, 6 – mean depth of the river channel in 2020 (prognosis), 7 – the river bank build by boulder, clay and silt, 8 – the river bottom build by boulder, clay and silt, 9 – erosional zone, 10 – accumulation zone, 11 – groynes, 12 - the channel protection, 13 – embankment, 14 – L-left and P – right side of the bank.



Analizując proces erozji wgłębnej poniżej zapory dla całego badanego okresu 1969-1995 w formie wartości uśrednionych, można wnioskować, iż przeciętnie w ciągu roku następował ubytek materiału dennego w ilości około  $0,7 \text{ mln m}^3$ , zaś czoło strefy erozyjnej przemieszczało się z prędkością około 1,1 km (tab. 9). W tak ujętych kategoriach proces erozji wgłębnej reprezentowany przez ubytek materiału dennego i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w odniesieniu do czasu, w jakim były wykonywane dotychczasowe badania, charakteryzuje się zależnością prostoliniową (ryc. 41).

**Ryc. 41.** Bilans erozji rumowiska dennego –  $R_e$  i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej –  $L_r$  poniżej stopnia wodnego Włocławek w latach hydrologicznych 1969-96 i ich proste regresji.  
The balance of the bed erosion –  $R_e$  and the rate of the front of erosional zone shifting –  $L_r$  downstream from the Włocławek dam between hydrological years 1969-96, and it's straight regression.

Co jednak było i jest w dalszym ciągu powodem tego, iż w dotychczas na ogół prostoliniowym przebiegu erozji wgłębnej poniżej zapory występują okresy przyspieszonej i spowolnionej jej dynamiki? (ryc. 35, 41). Rozpatrując zmiany intensywności erozji wgłębnej w czasie w zależności od natężenia przepływu ( $Q$ ), można zauważyć, że nie ma między nimi ściślejszej zależności. Okres 12 lat (1973-1984), mimo iż najwilgotniejszy z badanych ( $Q_{\text{sr.}} = 1008 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), odznaczał się niemal najmniejszą dynamiką procesu erozyjnego. Ten wynik, bez udziału danych z lat 1988-1995 spowodował, że dotychczasowe obliczenia (m.in. Babiński, 1992) upoważniały do stwierdzenia odwrotnej proporcjonalności  $Re$  i  $L_r$  do  $Q$ ! Dopiero ostatnie 8 lat badań utwierdziło w przekonaniu, iż decydującym czynnikiem intensywności procesu erozji jest jednak energia kinetyczna i potencjalna wód wypływających ze zbiornika (tab. 9, ryc. 35).

Dlaczego więc w 12-letnim okresie początkowej działalności stopnia zaistniała niezgodność z zasadami procesu korytowego polegająca na tym, że zarówno wielkość ubytku materiału dennego ze strefy erozyjnej, jak i tempo przemieszczania się jej czoła są w stosunku do  $Q$  w zależności odwrotnie proporcjonalnej? Należy przypuszczać, że w tym okresie duże znaczenie miała relacja stanów wody w stosunku do poziomu zalewowego. Stany przekraczające poziom równiny zalewowej przyczyniają się bowiem do wzrostu wymiany rumowiska klastycznego na linii koryto – poziom zalewowy – koryto (duża strata energii wód), bez wyraźnego wzrostu dynamiki strefy erozyjnej. Dopiero pełne wykształcenie się po 16 latach nowego poziomu zalewowego (podrozdział niżej) i utwalenie go przez roślinność zahamowało erozję, pozwalając w ten sposób na prawidłowy rozwój procesów korytowych. Prawdopodobnie (zgodnie z zasadą wprost proporcjonalności  $Re$  i  $L_r$  do  $Q$ ) taki sam przebieg procesu korytowego nastąpił w okresie 1988-1994.

Tymczasem na trzy okresy wzmożonej aktywności procesu erozyjnego, które przypadały na lata: 1970-1972, 1985-1987 i na rok hydrologiczny 1995, (poza przepływem w pierwszym roku działalności stopnia w bezpośrednim sąsiedztwie zapory), ogromny wpływ miały lokalne przewężenia koryta. Znajdowały się one w odległości od zapory odpowiednio 16-17 km i 26-27 km, tj. dokładnie tyle, na ile wskazuje tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (tab. 9).

Generalnie stwierdza się na podstawie 28 lat badań stopnia wodnego „Włocławek”, że przebieg procesu erozji wgłębnej poniżej jego zbiornika był zależny w tym czasie od natężenia przepływu warunkowanego szczytowo-interwencyjną pracą hydroelektrowni bez względu na odległość od zapory i modyfikowany przez morfometrię i morfologię koryta oraz przez budowę geologiczną dna.

#### **4.4. Konsekwencje erozji wgłębnej**

##### 4.4.1. Procesy akumulacyjne

##### **Równina zalewowa**

Tworzenie się nowego poziomu zalewowego generalnie odpowiada warunkom, jakie występują w przypadku prac regulacyjnych rzek, gdzie pogłębianiu się strefy regulacyjnej (między lewo- i prawobrzeżnymi ostrogami) towarzyszy spływanie obszaru między kolejnymi ostrogami (Babiński, 1992; ryc. 40). Ten dwukierunkowy rozwój procesów korytowych w odniesieniu do prac regulacyjnych przebiega na ogół jednostajnie na całej trasie podlegającej zabudowie hydrotechnicznej. W przypadku XIX-wiecznych prac regulacyjnych dolnej Wisły w odcinku od ujścia Tążyny (Nizina Ciecchocka) do Bałtyku (ryc. 34), na wykształcenie się nowego poziomu zalewowego wraz z korytem potrzeba było ponad 40 lat (Babiński, 1992). Tymczasem równina zalewowa poniżej zapory we Włocławku tworzona jest w sposób niejednostajny, transgresywny, od stopnia wodnego w dół rzeki z większą dynamiką niż ma to miejsce w przypadku klasycznej regulacji rzeki. Ponadto na skutek braku dostawy rumowiska z górnej części zlewni Wisły spowodowanego jego całkowitą akumulacją w zbiorniku, ograniczone są możliwości pionowego przyrostu poziomu zalewowego. Dotyczy to szczególnie bezpośredniego sąsiedztwa zapory, gdzie jego powierzchnia może być, po pewnym czasie od chwili uruchomienia stopnia, jedynie modelowana dzięki dobowym wahaniom stanów wody, względnie „podnoszona” dzięki pogłębianiu się strefy regulacyjnej.

Jak już wspomniano wyżej, układ przestrzenny nowego poziomu zalewowego (fot. 11) jest ściśle związany z rozwojem strefy erozyjnej poniżej zapory. W początkowej fazie działalności zbiornika (do 1972 roku) na-

stępowało szybkie wypełnianie rumowiskiem obszarów pozaprądowych rzeki, a więc zakępowych odnóg bocznych koryta oraz stref międzyostrogowych. Sprzyjały temu zarówno duże wahania stanów wody związane z bliskością stopnia wodnego, jak również nieustabilizowane warunki hydrodynamiczne koryta rzeki roztokowej. Później następowało powolne wykształcanie się równiny zalewowej, które zostało zakończone w latach osiemdziesiątych utwaleniem jej powierzchni przez roślinność (ryc. 42). Do 1984 roku powstał poziom zalewowy o długości około 16 km, zaś do końca analizowanego okresu (1995) rozprzestrzenił się już na odcinku ponad 26 km, osiągając w ten sposób miejscowość Nieszawa. Ze względu na dużą zmienność stanów wody oraz trwający nieustannie proces pogłębiania się dna koryta strefy regulacyjnej, nowy poziom zalewowy nie został dotychczas w pełni wykształcony - składa się on z kilku masywów o silnie urozmaiconej powierzchni i o zróżnicowanym stopniu rozwoju (Babiński, 1992). Niemniej jednak odcinek Wisły poniżej zbiornika uległ wyraźnym przemianom morfologicznym z koryta roztokowo-anastomozującego na prostoliniowe z nieznacznie krętą strefą nurtu (ryc. 42).

### **Odcinek agradacyjny**

Jak już wspomniano wyżej, w wyniku procesu erozji wgłębnej poniżej zapory, część rumowiska była transportowana w dół rzeki. Wisła po osiągnięciu przeciętnej rocznej wartości transportu około 0,7 mln m<sup>3</sup>, która jest wielkością progową dla mocy transportowej dolnej Wisły (Babiński, 1992), „zrzuca” go, tworząc odcinek o wymuszonej akumulacji. W wyniku tego Wisła na tym odcinku ma charakter typowej rzeki roztokowej, z licznymi łachami centralnymi i bocznymi (fot.12). Powierzchnie tych łach zalegają wyżej niż ich odpowiedniki na innych odcinkach koryta nieuregulowanego (roztokowego) Wisły, np. w okolicy Wyszogrodu, i wynurzają się o prawie 0,2-0,4 m ponad średni stan wody. Są dzięki temu wskaźnikiem pojawienia się strefy akumulacyjnej poniżej stopnia wodnego.

**Ryc. 42.** Zmiany koryta Wisły poniżej Zbiornika Włocławskiego. 1 – kępy i równina zalewowa, 2 – łachy, 3 – odporne na erozję dno koryta, 4 – strefa intensywnej erozji bocznej, 5 – kierunek płynięcia wody (dopływu), 6 – strefa obniżonego dna o 3 m, 7 – ostrogi rzeczne, 8 – wał przeciwpowodziowy.  
 Changes of Vistula channel downstream from Włocławek dam. 1 – islands, flood plain, 2 – sand bars, 3 – channel bottom armoured by boulders and clay, 4 – zone of intensive bank (side) erosion, 5 – main current, 6 – channel bottom lowered 3 m, 7 – groynes, 8 – embankments

Położenie odcinka agradacyjnego jest ściśle związane z dynamiką czoła fali erozyjnej. Jak wykazały badania terenowe, po czterech latach działalności zbiornika odcinek akumulacyjny znajdował się między 9 a 20 km poniżej zapory. Strefa denną koryta na tym odcinku podniosła się średnio o około 0,21 m (Babiński, 1982, 1992). Natomiast do połowy lat 80. odcinek ten przesunął się o dalsze 7 km w dół rzeki, by w końcu analizowanego okresu (1995) znajdować się już na wysokości Niziny Ciechocińskiej,

tj. na 703-720 kilometrze biegu Wisły (ryc. 34). W ten sposób proces agradacji rzeki wkroczył już w odcinek Wisły uregulowanej w XIX w.

Wielkość agradacji rzeki, określoną średnią głębokością koryta, obliczono na podstawie pomiarów batymetrycznych koryta Wisły w 700-702 kilometrze (odcinek nieszawski), odniesionej do tej samej wysokości zwierciadła wody na wodowskazie w Nieszawie – 387 cm. Jak wynika z analizy, od drugiej połowy lat 70. do połowy lat 80. odcinek przejawiał stałą, o charakterze oscylacyjnym, tendencję zmian głębokości koryta, która mieściła się w granicach 2,42-2,44 m. W 1987 r. zanotowano wyraźne zmniejszenie się średniej głębokości do 1,99 m, która odpowiadała parametrom koryta rzeki roztokowej (Babiński, 1992). Jak się później okazało, było to największe spłylenie koryta w tym odcinku, wskazujące o agradacyjnej działalności rzeki. Biorąc pod uwagę cały odcinek akumulacyjny mieszczący się w tym czasie na 698-718 kilometrze biegu Wisły można stwierdzić, iż niewątpliwie maksimum agradacji rumowiska dennego znajdowało się w leżącej w sąsiedztwie czoła fali erozyjnej w jego części górnej, a nie, jak wynikałoby to z bezpośrednich obserwacji terenowych łach, na początku jego strefy. Ma to swe uzasadnienie w rozkładzie energii rzeki i jej mocy transportowej. Akumulacja materiału wlezonego na odcinku agradacyjnym koryta odbywa się bowiem na podobnych zasadach jak m.in. podczas powodzi w obrębie równiny zalewowej czy kęp, gdzie najintensywniej przebiega w bezpośrednim kontakcie z nurtem rzeki, wygasając następnie wraz z oddalaniem się od tej strefy w dół rzeki.

Od 1987 roku na odcinku nieszawskim obserwuje się obniżanie dna koryta Wisły. Już w roku następnym koryto średniej wody obniżyło się o 19 cm (średnia głębokość koryta 2,18 m), wskazując na to, że jest to jeszcze w dalszym ciągu odcinek o charakterze akumulacyjnym. Dopiero w połowie lat 90. stwierdzono wyraźne obniżenie się dna koryta, dzięki któremu na przełomie roku hydrologicznego 1994/95 osiągnęło ono średnią głębokość 2,84 m, zaś w rok później – 3,47 m. Możemy więc przypuszczać, że pojawienie się w odcinku nieszawskim strefy erozyjnej nastąpiło dopiero pod koniec roku 1995, natomiast poprzedzający je okres z obniżającym się dnem odpowiadał warunkom strefy przejściowej między agradacją a erozją wgłębną. Oznacza to, że między odcinkiem o charakterze erozyjnym i agradacyjnym nie istnieje wyraźna granica, lecz kilkukilometrowej długości strefa przejściowa. W związku z tym, w czołowej części strefy erozyjnej

mogą występować formy akumulacyjne typu łach, zaś usytuowana w sąsiedztwie końcowa część strefy agradacyjnej może się obniżać. W 1995 roku ten odcinek o charakterze przejściowym mieścił się pomiędzy 694-704 kilometrem Wisły, przy czym jego przeważająca część znajdowała się w strefie erozyjnej, towarzyszącej odcinkowi nowo tworzonej równiny zalewowej (faza inicjalna). Niewątpliwie wiąże się to z niezakończonym procesem korytowym na tym odcinku, gdzie w dalszym ciągu w rozwoju koryta bierze czynny udział materiał chwilowo zdeponowany na poziomie zalewowym.

#### 4.4.2. Zjawiska hydrologiczne

Proces intensywnej erozji wgłębnej poniżej zapory we Włocławku spowodował i nadal powoduje zmiany w przebiegu zjawisk hydrologicznych. Jest to związane przede wszystkim z ustawicznym obniżaniem się zwierciadła wody w odcinku erozyjnym Wisły. Zmiany te można ogólnie rozpatrywać w dwóch skalach: w odniesieniu do całego analizowanego odcinka oraz w ujęciu lokalnym. W pierwszym przypadku dotyczy to wartości przeciętnego spadku zwierciadła wody na odcinku erozyjnym, w drugim zaś – jego modyfikacji wynikających z lokalnej zmienności przebiegu procesów erozyjnych, a uwarunkowanych przede wszystkim budową geologiczną dna koryta.

Podstawowym materiałem do obliczenia spadku zwierciadła wody są jej stany w dwóch lub więcej punktach obserwacyjnych. Od początku działalności stopnia wodnego na badanym odcinku funkcjonowały dwa postęunki obserwacyjne: limnigraf zainstalowany na stopniu wodnym – dolna woda (674,85 km) oraz wodowskaz (limnigraf) we Włocławku (679,4 km). Porównanie stanów wody z tych odległych od siebie o 4,55 km wodowskazów wykazało, iż w pierwszych czterech latach działalności stopnia wodnego średni spadek zwierciadła wody zmalał z 0,196‰ do 0,109‰; Babiński, 1982). W tym samym czasie notowano chwilowe spadki zwierciadła wody, powodowane szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni, które dochodziły maksymalnie do 0,45‰, zaś w okresie minimalnego zrzutu wód ze zbiornika – do około 0,01‰. Niestety, była to jedyna tego typu analiza spadku zwierciadła wody Wisły na odcinku erozyjnym oparta na bezpośrednich pomiarach stanów wody.

Po przesunięciu się czoła strefy erozyjnej poza wodowskaz „Włocławek” spadki zwierciadła wody i dna koryta obliczano metodą pośrednią z użyciem równań prostych regresji (na rycinie 40 przedstawiono przykładowo tylko 2 proste, zaś pozostałe znajdują się m.in. w pracach Z. Babińskiego z 1982 i 1992 roku). Z ich analizy statystycznej wynika, że w 1972 r. spadek zwierciadła wody podczas trwania średnich niskich stanów wody wynosił tylko 0,033‰. W okresie występowania tzw. wody brzegowej wzrastał on ponad dwukrotnie, osiągając wartość 0,078‰. Są to więc wartości zaniżone ponad 3-krotnie dla koryta ograniczonego stanem SNW i prawie 1,4-krotnie dla koryta wody brzegowej w stosunku do tych, które otrzymano drogą pomiarów hydrometrycznych. Za przyczynę tych rozbieżności należy niewątpliwie uznać zastosowanie różnych metod badawczych: hydrologicznej i geomorfologicznej. Pierwsza z nich określa rzeczywisty spadek zwierciadła wody. Z kolei metoda geomorfologiczna, o charakterze pośrednim, obarczona jest większymi błędami. Dotyczy to szczególnie uwzględnienia w przebiegu prostej regresji intensywnego procesu erozji w bezpośrednim sąsiedztwie zapory, gdzie lokalne spadki dna koryta (nie zwierciadła wody) mogą być równe zeru, a nawet przyjmują wartości im przeciwne! (w 1974 r. spadek dna koryta zmalał o 0,222‰, co przy spadku zwierciadła wody przed wybudowaniem stopnia 0,196‰ daje wartość spadku dna 0,026‰ – ale o tendencji przeciwnej). Metoda ta ma jednak tę zaletę, że daje możliwość w analizowanym przypadku przybliżonego określenia warunków hydrodynamicznych rzeki na odcinku dłuższym niż 4,55 km, co pozwala na badania tych zmian wraz z rozwojem strefy erozyjnej w czasie. Na tej m.in. podstawie stwierdzono, że po 1972 roku następował dalszy wzrost spadku dna koryta, a wraz z nim zwierciadła wody, np. już w 1984 r. dla koryta ograniczonego średnim stanem wody wynosił on 0,063‰, a dla wody brzegowej – 0,099‰ (przeciętnie 0,080‰) (Babiński, 1992). Przypadające na lata 1987 i 1995 następne pomiary potwierdziły te tendencje wzrostowe. Ujawniły zarazem pewną stabilizację dna koryta w bezpośrednim sąsiedztwie zapory (ryc. 40). Taki kierunek rozwoju przeciętnego spadku dna koryta i zwierciadła wody w strefie erozyjnej będzie występował do chwili osiągnięcia przez czoło fali erozyjnej odcinka uregulowanego Wisły. Wówczas średni spadek dna koryta i zwierciadła wody osiągną wartość nieznacznie przewyższającą tę sprzed okresu wybudowania



stopnia wodnego - 0,196‰. Ten wzrost spadku dna koryta może być także spowodowany pracami regulacyjnymi koryta.

Przegrodzenie koryta zaporą we Włocławku spowodowało zmiany przebiegu zjawisk lodowych poniżej stopnia. Charakterystyczną ich cechą jest brak pokrywy lodowej w bezpośrednim sąsiedztwie zapory. Jak twierdzi M. Grześ (1991), przyczyny upatrywać można w tym, że ze zbiornika wypływa woda o podwyższonej temperaturze, która jest uboga w zawiesinę. Dodatkowy przyrost temperatury wody powodują zrzuty ścieków z Włocławka. W odniesieniu do zjawisk lodowych analizowany odcinek Wisły poniżej zbiornika podzielić można obecnie na cztery odrębne odcinki (Babiński, Grześ, 1995):

- I – stopień wodny (675 km) – 688/692 km; utrudnione warunki hydrodynamiczne formowania pokrywy lodowej, powstawanie bezpostaciowego śryżu,
- II – 688/692 km – 695/698 km; formowanie pokrywy lodowej z krążków i pól śryżowych,
- III – 695/698 km – 701/702 km; odcinek zatorowy – zatory śryżowe i śryżowo-lodowe,
- IV – 701/702 km – 718 km; formowanie pokrywy lodowej ze stłoczonych krążków śryżowych.

Długości poszczególnych odcinków, podobnie jak przebieg zjawisk lodowych warunkowane są zarówno przez czynniki naturalne (zjawiska klimatyczne i reżim hydrologiczny rzeki), jak i następstwa działalności człowieka (szczytowo-interwencyjna praca stopnia oraz procesy erozyjne). W odniesieniu do warunków hydroklimatycznych kształtujących zjawiska lodowe, do szczególnie niebezpiecznych należą sytuacje z niewielkimi natężeniami przepływu (poniżej  $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) i długotrwałymi ochłodzeniami (Grześ, 1991). Z kolei praca elektrowni może przyczyniać się do rozwoju niebezpiecznych zatorów poprzez ich nagłe przemieszczanie się i „upakowywanie się” w formie znacznych (do 3,5 m) nadpiętrzeń. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym tworzenie się zatorów śryżowo-lodowych na badanym odcinku są zwężenia koryta głównie w 702 i 710 km Wisły. W tych miejscach niemal corocznie powstają zatory (Grześ, 1991; Babiński, Grześ, 1995), z których najbardziej niebezpieczny z konsekwencjami morfologicznymi utworzył się w 710 km w końcu marca 1924 r. (Gierszewski, 1991). Stwarzają one bezpośrednie zagrożenie dla Nieszawy i Niziny Ciechociń-

skiej. W przypadku Ciechocinka zagrożenie to wzrosło na skutek uaktywnienia się procesu akumulacji materiału wlezonego w postaci licznych łach, które stanowią czynnik śryżogenny. Należy jednak przypuszczać, że wraz z rozwojem strefy erozyjnej zagrożenie zatorami śryżowo-lodowymi na analizowanym odcinku ulegnie redukcji. Będzie to związane z wydłużaniem się poniżej zapory strefy pozbawionej zjawisk lodowych (stałe zubożanie rzeki w zawiesinę i rumowisko denne - jako czynniki śryżogenne) oraz z zanikiem zatorogennych łach w strefie koryta roztokowego na odcinku ciechocińskim (708-718 km), aż do chwili osiągnięcia przez czoło fali erozyjnej (ok. 2020 r.) odcinka uregulowanego w XIX w. – ujście Tażyny (ryc. 34, 40).

#### **4.5. Proces erozji bocznej poniżej zapory**

Erozję boczną koryta, odsypów brzegowych i kęp poniżej zapory wywołało głównie sztuczne przemieszczenie strefy nurtu w osi zapory z prawego na lewy brzeg koryta (ryc. 42). Przed powstaniem zapory nurt przebiegał bowiem przy prawym – wysokim brzegu wysoczyznowym, zaś strefę lewobrzeżną tworzyło skupisko piaszczystych łach i kęp wraz z poziomem zalewowym. Zachowując ten asymetryczny układ profilu poprzecznego koryta podjęto budowę zasadniczej części stopnia (jazy, hydroelektrownia, awanport) w spłyconej strefie lewobrzeżnej tak, aby po jej zakończeniu zamknąć główny nurt ziemną zaporą czołową i przesunąć go w nowo ukształtowane koryto. To z kolei przyczyniło się do wzrostu przemian horyzontalnych koryta zmierzających do dostosowania go do nowych warunków hydrodynamicznych, niezgodnych z dotychczasową zabudową hydrotechniczną. Zjawisko to przebiegało szczególnie dynamicznie w początkowym okresie działalności zbiornika (Babiński, 1982, 1992). Wówczas przeciętne tempo erozji bocznej kęp: Włocławskiej, Grodzkiej i Krzywogórskiej (ryc. 42) osiągało wartość 1,75 m na rok (lokalnie, krótkookresowo prawie do 10 m), zaś sam proces ograniczył się do około 20-kilometrowego odcinka. Późniejsze badania przypadające na początek lat 90. wykazały, że proces erozji bocznej silnie ograniczany pracami regulacyjnymi wykazywał stałą tendencję wygasania w czasie. Było to związane z procesem dostosowywania się koryta do nowych warunków hydrodynamicznych Wisły. Obecnie nie obserwuje się horyzontalnych przemieszczeń koryta, a tylko

lokalne „podmycia” brzegów, które wynikają z uzupełniających prac hydro-technicznych lub towarzyszą sezonowym wezbraniom. Ostatnie prace, które w istotny sposób uaktywniły proces erozji bocznej kęp Włocławskiej i Grodzkiej związane były z umocnieniami brzegu i budową bulwaru włocławskiego. Jego poszerzenie o około 8-10 m przyczyniło się do zwężenia profilu poprzecznego koryta, co z kolei uzewnętrzniło się podmyciem przeciwnieległego brzegu prawego.

## 5. REŻIM HYDROLOGICZNY W OBRĘBIE STOPNI WODNYCH

Biorąc pod uwagę zjawiska hydrologiczne, przegrodzenie koryta rzecznej zaporą i powstanie zbiornika retencyjnego przyczynia się głównie do:

- zmniejszenia rocznej amplitudy wahań (wyrównania) stanów wody zarówno w obrębie zbiornika, jak i odcinka poniżej zapory, co ma wyeliminować lub przynajmniej zmniejszyć zagrożenie powodziowe;
- wystąpienia wytworzonych sztucznie, tj. niezgodnie z naturalnymi warunkami, dobowych wahań stanów wody, które związane są z pracą elektrowni (szczytowe zapotrzebowanie na energię elektryczną) lub interwencyjną do celów żeglugowych itp.;
- związanych z powyższymi zmianami zjawisk hydrologicznych – przekształceniami procesów korytowych w sferach: transportu rumowiska, procesów erozyjno-akumulacyjnych, morfometrii i morfologii koryta.

Klasycznym przykładem ilustrującym zmiany reżimu hydrologicznego w wyniku wybudowania zapory może być przebieg hydrogramów Nilu przed wybudowaniem i po oddaniu do użytku Tamy Asuańskiej (ryc. 22). Przed wybudowaniem stopnia w ciągu roku występowało wezbranie na przełomie sierpnia-października i trwająca przez pozostałe 9 miesięcy niżówka. Po wybudowaniu Zbiornika Namera wezbranie uległo złagodzeniu, a w okresie deficytu wodnego zwiększyło się natężenie przepływu. Ponadto nastąpiło przesunięcie kulminacji wezbrań z miesiąca wrzesień na lipiec. Duża zmienność sezonowa przepływu została zastąpiona przez przepływ o niemal wyrównanym natężeniu. Podobne zmiany zaobserwowano na wielu analizowanych rzekach. W przypadku Wołgi poniżej Zbiornika Rybińskiego (ryc. 10), czy Obu poniżej stopnia wodnego Sajano-Szuszeńskiego (Belyj i inni, 2000), nastąpiło nawet odwrócenie reżimu hydrologicznego poprzez zamianę fali wezbraniowej na niżówkę. Generalnie, jak wynika z badań 29 zapór amerykańskich, przeciętny roczny pik wezbraniowy został złagodzony od 3 do 91% – średnio 39% (Williams i inni, 1984, s. 8). Ponadto nie we wszystkich przypadkach została obniżona kulminacja tzw. wody 5%, a więc nie zawsze było możliwe zmniejszenie zagrożenia powodziowego rzek. Dane te w znacznym stopniu odnoszą się do innych analizowanych w pracy stopni usytuowanych na półkuli północnej.

Podane na przykładzie Tamy Asuańskiej (ryc. 43) ogólne zmiany rytmu natężenia przepływu, w większości analizowanych przypadków są bardziej skomplikowane. Generalnie jednak można przyjąć, że każda zapora wywiera swoisty wpływ na roczny, sezonowy czy dzienny przepływ wód, zależny od jej położenia i funkcji, którą pełni. Fakt ten nabiera szczególnego znaczenia tam, gdzie wystąpienie piku wezbraniowego miało decydujący wpływ na przebieg zjawisk hydrologicznych. Przykładem tego, poza wyżej opisanym negatywnym wpływem Tamy Asuańskiej na kształtowanie równiny zalewowej (brak wylewów), może być rzeka Peace. Wody tej rzeki po wyeliminowaniu fali powodziowej przez stopień wodny W. A. C. Bennetta (ryc. 33) nie osiągają niżej leżącego jeziora Athabasca, które dzięki temu obniżyło na trwałe swój poziom o 0,6 m. Z kolei duży pobór wód do nawadniania, który ma miejsce najczęściej w czasie trwania susz (np. Garonna), a także wykorzystanie wód małych cieków do celów gospodarczych (rzeki angielskie) powoduje nie tylko zmiany w przebiegu hydrogramu, ale w sposób drastyczny zmniejsza natężenie przepływu rzek.

**Ryc. 43.** Typowy przykład zmian natężenia przepływu Nilu w przebiegu rocznym przed i po wybudowaniu Tamy Asuańskiej. Według S. Raynov i inni (1986).  
Typical example of water discharges annual changes downstream from a dam before and after dam closure. After S. Raynov et al. (1986).

Istotne znaczenie w kształtowaniu nowego reżimu hydrologicznego rzek poniżej zapór mają najczęściej: szczytowa praca elektrowni oraz interwencyjny spust wody do celów m.in. żeglugowych. W wyniku nagłych zrzutów wody ze zbiorników, w ogólnym przebiegu hydrogramu zaznaczają się chwilowe wahania stanów wody, którym towarzyszy wzrost spadku zwierciadła wody, a tym samym znaczne przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej rzek. Przykłady dobowych zmian natężenia przepływu obrazują m.in. ryciny 11, 26, 32, 36 i 37. Z przedstawionych w rozdziałach 3 i 4 danych wynika, że praca stopni wodnych przyczynia się do powstawania dobowych wahań stanów wody mieszczących się w granicach 0,5–4,0 m, a sięgających maksymalnie do 4,6 m (Zapora Saratowska). K. Berkovicz (1992) podaje, dla wybranych stopni wodnych Rosji, w tym głównie mieszczących się w dorzeczu Wołgi, że mogą one wahać się w przedziale 0,5 – 4,0 m, z możliwymi do wystąpienia amplitudami rzędu 5-6 m (Zbiornik Votkinski na rzece Kamie). W przypadku maksymalnych wahań, jakim podlega np. Wołga poniżej Zbiornika Samarskiego, zmienność natężenia przepływu tej rzeki waha się od 0 do  $13\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  i te wahania są odczuwalne w odcinku ponad 200 km od zapory. Tymczasem Dunaj poniżej zapory Żelazne Wrota I podlega takim wpływom w odcinku dochodzącym do 250 km. W odniesieniu do Zbiornika Włocławskiego na Wiśle parametry te są porównywalne (około 200 km) i tylko nieznacznie mniejsze są dobowe wahania dochodzące do 3 m, a maksymalnie do 3,5 m. Należy dodać, że w zależności od zapotrzebowania na energię elektryczną (pora dnia, rodzaj biorcy), w przebiegu dobowym najczęściej występują 1-2 kulminacje (ryc. 36), rzadziej powyżej 2 albo nie zaznaczają się wcale.

Z badań Zbiornika Włocławskiego (Babiński, 1992; Zdulski, 1997; Brenda, 1998) wynika, że największe amplitudy dobowych wahań stanów wody występują podczas trwania przepływów mieszczących się w przedziale wartości średnich rocznych – SQ i średnich niskich – SNQ (ryc. 37). W trakcie wezbrań następuje bowiem zrzut przelewowy wód, natomiast podczas niżówek zmniejszenie amplitud dobowych wynika z ograniczonych możliwości przepływu (zapewnienie przepływu biologicznego).

Ten ogólny trend zmian wywołanych działalnością hydroelektrowni może być zakłócany interwencyjną pracą stopni. Przejawia się ona w formie dodatkowych zrzutów wód ze zbiorników, które zabezpieczają minimum przepływu nieodzownego dla funkcjonowania żeglugi podczas trwania ni-

zówek, a także może być związana z dużym zapotrzebowaniem na energię elektryczną. Zaznacza się to wysokimi (do 2 m), pojedynczymi i niecyklicznymi pikami wezbraniowymi. W ostatnim przypadku, nadmierny zrzut wody ze zbiorników kaskady Wołgi w celu pozyskania dodatkowej energii elektrycznej doprowadził do katastrofalnej redukcji wód w zbiornikach (tzw. *srobotka vodochraniliszcz*). Z tym faktem było związane wprowadzenie do ogólnie przyjętego harmonogramu pracy stopni pewnych modyfikacji, które kształtują nowy, trudny do określenia reżim hydrologiczny całej rzeki.

W ostatnim czasie pojawił się nowy element w kształtowaniu reżimu hydrologicznego rzek poniżej zapór, a mianowicie wywołanie sztucznej fali wezbraniowej, którego celem jest renaturyzacja środowiska w obrębie koryt i na terenie towarzyszących im równin zalewowych. W Australii na rzece Thomsona poniżej zbiornika o tej samej nazwie dla lepszego funkcjonowania środowiska biotycznego przeprowadzono sztuczne wezbranie (1-7 dni) z progowym przepływem formującym koryto (Gippel, Stewardson, 1995). Jego celem było dokonanie zmian w układzie form korytowych wraz z przemieszczeniem rumowiska dennego. Tego typu eksperyment przeprowadzono także na rzece Kolorado poniżej zapory Hoovera.

## 6. SEDYMENTACJA ZBIORNIKOWA

Sekwencję akumulacji rumowiska klastycznego w zbiornikach retencyjnych, często odnoszącą się do materiału dennego, przedstawiają m.in. ryciny: dla Dunaju po 8 latach eksploatacji Zapory Żelazne Wrota I (27), dla Wisły po 10 latach działalności zapory we Włocławku (38) i dla rzeki Saalach poniżej zapory Reichenhall (44). We wszystkich trzech przypadkach można zauważyć zmniejszanie się frakcji osadów wraz z przybliżaniem się do zapór czołowych, z nieznacznym wzrostem średnicy rumowiska unoszonego w bezpośrednim sąsiedztwie zapór, jako efektu wpływu nagłych zrzutów wody ze zbiornika. Ponadto, jak już wspomniano w rozdziale 4.2., w odniesieniu do Zbiornika Włocławskiego objętego zjawiskami lodowymi, śladowa część rumowiska klastycznego, w tym również wleczonego, może przemieszczać się przez zapórę wraz z przepływem kry i śryżu. Zjawisko to niewątpliwie może mieć miejsce w przypadku innych zbiorników znajdujących się w strefie klimatu umiarkowanego-polarnego ze zjawiskami lodowymi.

**Ryc. 44.** Skład mechaniczny rumowiska w profilu podłużnym Zbiornika Reichenhall na rzece Saalach, według S. Raynova i innych (1986, s. 15).  
Sediment grain size in longitudinal profile of Reichenhall reservoir in Saalach river. After S. Raynov et al. (1986, p. 15).



Ten ogólny schemat depozycji przestrzennej materiału od najgrubszego w cofce zbiornika do najdrobniejszego w strefie zapory czołowej jest zmienny w czasie i zależy od wielkości i kształtu akwenu, ilości i jakości dostawy rumowiska ze zlewni, wiatru, a przede wszystkim od stanu napełnienia zbiornika i przebiegu zjawisk hydrologicznych w górnym odcinku rzeki. Jak wynika z badań zbiorników w Rosji, zweryfikowanych analizą laboratoryjną (Belinowicz i Chmelewa, 1998), długość strefy cofki waha się: w Zbiorniku Cymłańskim około 200 km, w Zbiorniku Dnieproges na Dnieprze 70-80 km, zaś na Zbiorniku Ivankovskim 15-20 km. W przypadku Zbiornika Włocławskiego wynosi ona około 15 km. Duża zmienność kształtowania się strefy cofkowej zbiorników wywiera ogromny wpływ na procesy erozyjno-akumulacyjne w obrębie form korytowych cofki. Na przykład, po opróżnieniu w 1941 r. Zbiornika Dnieproges nastąpiła lokalna depozycja rumowiska o miąższości 7-10 m, natomiast we wrześniu 1944 r. górna część zbiornika została „oczyszczona” z osadów, które przemieściły się w kierunku zapory na odległość 40 km poniżej strefy cofki (Belinowicz i Chmelewa, 1998, s. 94-95). Ponadto stwierdzono, że dynamiczny rozwój strefy akumulacji rumowiska dennego w sposób ujemny oddziałuje m.in. na warunki żeglugowe.

Ilość przechwytywanego przez zbiornik rumowiska klastycznego, a właściwie natężenia jego przepływu na tle pojemności akwenu ma istotne znaczenie do określenia tzw. żywotności zbiornika. I. M. Brune w 1953 roku (za Raynov i inni, 1986, s. 12) określił wielkość przechwytywania rumowiska przez zbiorniki jako funkcję zależności procentowego współczynnika:

$$\frac{V_{sdep.}}{V_s} \cdot \frac{V_r}{V_Q}$$

gdzie  $V_{sdep.}$  – ilość osadów zdeponowanych w ciągu roku,  $V_s$  – ilość rumowiska dostarczanego w ciągu roku do zbiornika,  $V_r$  – pojemność zbiornika i  $V_Q$  – roczny dopływ wód do zbiornika. Ustalenie tej zależności pozwoliło mu stwierdzić, że wielkość sedymentacji w zbiorniku wzrasta (parabolicznie) wraz ze zwiększaniem się jego pojemności. Z kolei H. Mansikkaniemi (1975) w przypadku zbiorników fińskich, będących podpiętrzonymi jeziorami stwierdził, że akumulacja w zbiornikach jest zależna wprost propor-

cjonalnie od ilości transportowanego rumowiska, jego średnicy oraz od natężenia przepływu.

I. F. Karasev (1975) wyróżnia trzy fazy procesu sedymentacji zbiornikowej, gdy:

1. transportowane powyżej zbiornika rumowisko klastyczne jest w całości lub w znacznej części w nim akumulowane,
2. akwen przechwytyje tylko części materiału rumowiskowego,
3. zaporę nie jest przeszkodą dla transportu rumowiska rzecznoego.

Ten ogólny schemat przebiegu sedymentacji zbiornikowej jest uzależniony od czasu jej trwania. Na podstawie badań wielu zbiorników V. A. Skrylnikov (1961) stwierdził, że pierwsza faza rozwoju depozycji rumowiska odpowiada najczęściej początkowej działalności zbiornika, zaś ostatnia – momentowi jego wypełnienia osadami i tym samym zatraceniu funkcjonalności akwenu. Podobny przebieg procesu sedymentacji zbiornikowej w czasie w powiązaniu z jego głębokością przedstawił A. Łajczak (1999, s. 100). Píše on, że od momentu, gdy wypływanie zbiornika przekroczy graniczną wielkość, tzn. gdy strop osadów na dużym obszarze znajdzie się w zasięgu prądów gęstościowych lub podstawy falowania, następuje erozja materiału facji powodziowej i jego odpływ poza stopień wodny. „W zbiornikach nizinnych erozję osadów wywołuje głównie falowanie wody. Dlatego podczas nasilonego falowania obserwuje się zwiększone zmaczenie wód wypływających ze zbiornika” Ogólnie A. Łajczak (1999, s. 109, 110) wyodrębnił dwie fazy wypływania zbiornika zaporowego:

- względnie szybkie zamulanie głębokiego zbiornika, a także początkowe zamulanie zbiornika płytkiego do jego głębokości krytycznej około 5 m na rzekach karpackich, 3-4 m na dużych zbiornikach rzek nizinnych i około 2 m na niewielkich zbiornikach małych cieków wyżynnych i nizinnych,
- wolniejsze zamulanie wypłyconego lub płytkiego zbiornika przy możliwości odprowadzania materiału unoszonego poza zaporę i okresowo materiału wlezonego.

Największe trudności w określeniu tempa wypełniania zbiorników zaporowych i ich egzystencji, często uniemożliwiające prawidłową ich interpretację, następują: mała dokładność metody pomiaru transportu (akumulacji) rumowiska unoszonego i wlezonego; istnienie zmiennego w czasie i przestrzeni procesu akumulacji zbiornikowej i jego fazowość, a także

oddzielenie wartości akumulacji rumowiska wleczonego od depozycji zawiesiny, często modyfikowanych alimentacją materiału pochodzącego z dopływów i erozji zboczy zbiornika.

Zamieszczone w literaturze dane, które dotyczą akumulacji materiału klastycznego w zbiornikach, często pozbawione są szczegółowego podziału na rumowisko denne i unoszone. Dlatego trudno jest określić jednoznacznie, czy deponowany w zbiorniku materiał pochodzi z wleczenia czy z zawieszenia. Ma to bowiem istotne znaczenie w ustaleniu trwałości depozycji materiału (pierwszy jest stosunkowo stały, a drugi może podlegać resuspensji i wynoszeniu poza układ zbiornika), jak i jego objętości. W tym ostatnim przypadku chodzi o możliwość kompaktacji materiału zdeponowanego z zawiesiny, co okresowo zmniejsza objętość osadów. Jeśli przyjąć, że w początkowej fazie działalności zbiornika przechwytywana jest całość rumowiska dennego, to pozostałą część zakumulowanego rumowiska stanowi zawiesina. Ilustrują to dane zamieszczone w tabeli 10. Różnica w transporcie rumowiska klastycznego powyżej i poniżej zbiorników w okresie badań trwającym od roku do 24 lat (dotyczy I fazy akumulacyjnej) wyrażona w procentach wynosiła od 0,5 do 20,0. Odniesienie tych wartości do 100% oznacza, że wielkość zdeponowanego w zbiornikach rumowiska waha się od 80% w zbiorniku Garrison na rzece Missouri do 99,5% w zbiorniku Canton w North Canadian. W Zbiorniku Włocławskim udział ten wynosi prawie 90%, w tym 100% rumowisko wleczone i 41% unoszone (rozdz. 4.2.). Podobny będzie odsetek materiału przechwyconego w Zbiorniku Trzech Przełomów, budowanym na rzece Jangcy.

Zróznicowanie procesu sedymentacji w zbiornikach dotyczy nie tylko rodzaju rumowiska, o czym wspomniano wcześniej, ale i jego intensywności w czasie i przestrzeni. Jak podają S. Raynov i inni (1986, s. 11), Zbiornik Żelazne Wrota I na Dunaju przez pierwsze dziesięć lat zatrzymywał w całości rumowisko wleczone, natomiast z unoszonego tylko ziarna grubsze od 0,2 mm. Drobniejsze utwory klastyczne były odprowadzane w dół rzeki. G. P. Williams i M. G. Wolman (1984) przedstawiają wielkości sedymentacji głównie w formie zawiesiny, która dla analizowanych zbiorników USA o prawie 20-letniej działalności kształtuje się w granicach od 80 do ponad 99%. Ci sami autorzy cytują również dane (s. 9) dla zapory John Martin na rzece Arkansas w Colorado, które mieszczą się w przedziale od 0 do 99%.

**Tabela 10. Akumulacja rumowiska rzeczego w zbiornikach**  
(różnica w transporcie rumowiska klastycznego powyżej i poniżej  
zbiornika)  
**Accumulation of the bed load and suspended load in reservoirs**

Lp.	Rzeka, stopień	Rok urucho- cho- mienia	Lata badań	Transport rumowiska (10 <sup>6</sup> . ton. r <sup>-1</sup> )			Pomiar w odle- głości od zbior- nika (km)	
				powy- żej	poni- żej	%	powy- żej	poniżej
1	Kolorado, Hoover	1936	1936-1939	200	10	5	400	180
2	Kolorado, Glen Canyon	1962	1963-1972	126	17	13	500	186
3	Missouri, Garrison	1953	1955	49	9,8	11-20		121
4	N. Canadian, Can- ton	1948	1949-1960	20,5	0,1	0,5		5
5	Missouri, Gavins Point	1955	1957-1969	121	1,5	1-7		7
6	Dunaj, Żelazne Wrota	1970	1974	38	5	14		5
7	Nil, Asuan	1964	1968-1982	134	2,2	1,6		6,5
8	Wisła, Włocławek	1968	1971-1995	2,8	0,3	10,7		5
9	Green, Flamin Gorge			3,6	0	0		
10	Dniestr, Dubosar- ski	1954		6,2	0,2	3		
11	Ebro, Ribbaroja			30,0	0,12	1		
12	Jangcy, Trzech Przełomów	w budo- wie	prognoza	535	58,9	11		

Pozycje: 1-7 wg S. Raynov i inni, 1986, pozostałe – w tekście

Podobnie zjawisko depozycji zawiesiny w zbiornikach chińskich interpretuje Ch. Xuemin (1992). Na przykładach Zbiornika Liujiuxia i Yangouxia na rzece Huang He powyżej miasta Langczou oraz Zbiornika Qing-tongxia poniżej tej miejscowości stwierdził, że w zależności od naturalnego reżimu rzeki i przebiegu pracy hydroelektrowni w zbiornikach stwierdzano zarówno akumulację zawiesiny, jak i jej wynoszenie w dół rzeki. W sposób szczególny przedstawia to N. Chien (1985, s. 156) na przykładzie Zbiornika

Guanting. Twierdzi, że akumulacja w zbiorniku, głównie w postaci zawiesiny, nie odbywa się jednostajnie, lecz ma sezonową, okresową intensywność i to niezależnie od czasu istnienia zbiornika. Dlatego trudno jest jednoznacznie określić proces sedymentacji zbiornikowej, a tym samym jego funkcjonalność i żywotność. Niewątpliwie w pierwszej fazie działalności zbiorniki retencyjne przechwytyują 80-99% rumowiska klastycznego, w tym w całości rumowisko wleczone. Później, w zależności od stopnia wypełnienia zbiornika, udział ten systematycznie maleje, przy czym rumowisko denne jest transportowane przez zaporę w sposób skokowy kiedy czasza zbiornika zostanie wypełniona osadami.

Zmienność sedymentacji zbiornikowej w czasie (sezonowa i wieloletnia związana z procesem „starzenia się” zbiorników) i przestrzeni ma niewątpliwie wpływ na proces erozji wglębnej poniżej zapór. Niestety, zależności tej nie da się potwierdzić ani na podstawie literatury, ani badań na Zbiorniku Włocławskim. Być może zjawisko to jest trudne do określenia z powodu nieuchwytności w badaniach procesu akumulacji osadów przepływających przez zaporę, a być może także dlatego, że analizowane zbiorniki znajdują się dopiero w pierwszej fazie procesu sedymentacyjnego (Karasev, 1975).

Możliwość zmniejszenia tempa procesu akumulacji zbiornikowej, zwłaszcza rumowiska unoszonego, znalazła zainteresowanie w krajach, w których problem ten ma pierwszoplanowe znaczenie. Dotyczy to m.in. Chin i Indii, gdzie na skutek dużego transportu fluwialnego rzek żywotność zbiorników jest bardzo ograniczona. Proces sedymentacji w zbiorniku może być, zdaniem wielu hydrotechników, w znacznym stopniu zredukowany dzięki:

- ograniczeniu dostawy rumowiska ze zlewni do rzek,
- zastosowaniu reżimu hydrologicznego w regulacji dopływu i wypływu zawiesiny ze zbiornika tak, by w trakcie przejścia fali wezbraniowej nastąpiło wprawdzie „usunięcie” materiału z akwenu, a później dopiero jego sedymentacja,
- ułatwionemu przepływowi rumowiska przez obniżone wrota zapory. Metodę tę zastosowano już m.in. na zaporze Cachi w Kostaryce (Morris, 1995, s. 60), gdzie akumulację rumowiska w zbiorniku zredukowano z 82% do 27%. Ta sama metoda ograniczenia akumulacji rumowiska

w zbiorniku zostanie zastosowana w przypadku Zapory Trzech Przełomów na rzece Jangcy w Chinach.

Obecnie w ramach renaturyzacji środowiska w dnie doliny poniżej stopnia wodnego dokonuje się kontrolowanych zrzutów wody ze zbiornika. Ich celem jest nie tylko częściowe usunięcie rumowiska ze zbiornika i przemieszczenie w dół rzeki, ale i odnowienie procesu fluwialnego poniżej zapory. Tego typu eksperyment został m.in. przeprowadzony na rzece Kolorado poniżej zapory Hoovera i na rzece Thomson poniżej zbiornika o tej samej nazwie w Australii (Gippel, Stewardson, 1995). W przypadku zapór Milburn na rzece Middle Loup, Rio Grande i Imperial na rzece Kolorado, a także John Martin na rzece Arkansas sezonowe ich opróżnianie z rumowiska następuje podczas przejść fal wezbraniowych. Prowadzone są również kilkuletnie zabiegi nad zmniejszeniem sedymentacji rumowiska rzecznoego, w wyniku których przez ten okres następuje w wodzie wypływającej ze zbiorników zwiększenie transportu fluwialnego w wymiarze przekraczającym warunki „normalne”. Przykładem tego może być Zbiornik Sefidrud w Iranie, poniżej którego w latach 1984–1986 transport rumowiska przekroczył dwukrotnie, a nawet trzykrotnie (1985) wartość przeciętną dla lat 1963–1991 (Scheuerlein, 1995 s. 1106 za H.A. Karvigh, 1991). Ponadto w celu zwiększenia przepływu rumowiska klastycznego przez zapory, w tym również rumowiska wlezonego, dokonano w wielu przypadkach obniżenia wysokości progu, a tym samym piętrzenia zbiorników (Zbiornik Czeboksarski na Wołdze, Zbiornik Sanmenxia na Huang He itp.). Po przejściu fal wezbraniowych stwierdzano nagłe spłylenia koryt i pojawienie się stref agradacyjnych w ich dolnych odcinkach erozyjnych. Należy dodać, że na Zbiorniku Trzech Przełomów w celu m.in. zmniejszenia depozycji materiału w zbiorniku (głównie przyjęcie fali wezbraniowej) planuje się zwiększenie dynamiki jego wód poprzez wzrost amplitudy wahań stanów wody, mogącej dochodzić do 30-40 m.

## 7. ODNOWA TRANSPORTU RUMOWISKA PONIŻEJ ZAPÓR

Zbiorniki retencyjne, do momentu osiągnięcia tzw. granicznej głębokości (Łajczak, 1999), przechwytyują przeciętnie od 80 do 99% transportowanego rumowiska klastycznego. Ten niedobór rumowiska klastycznego, na którego transport woda rzeczna traci ogromne ilości energii kinetycznej i potencjalnej, uzupełniany jest poniżej zbiornika na drodze erozji wglębnej i bocznej koryta. Odcinek, w którym „czyste” wody osiągają wielkość transportu rumowiska, jaki miał miejsce w okresie sprzed wybudowania stopnia bądź o wielkości dostosowanej do nowych warunków hydrodynamicznych rzeki, nazywany jest dystansem odzyskanej (odnowionej) koncentracji (*the distance of concentration recovery* –  $L$ ; Chien, 1985, s. 147). Według stosowanej przez tego badacza teorii dotyczącej rozproszenia zawiesiny w wodzie rzecznej, dystans ten nie jest długi w przypadku odnowy rumowiska unoszonego, jednak dla rumowiska wlezonego jest zmienny w czasie (ryc. 45 a-c) i przestrzeni. Układ przestrzenny tempa rozwoju tego odcinka w odniesieniu do możliwej w danych warunkach koncentracji –  $L_1$  i maksymalnej odnowy rumowiska wlezonego na poziomie sprzed budowy zbiornika –  $L_2$ , na przykładzie Zbiornika Danjiangkou (ryc. 17), obrazuje rycina 45. Z porównania przebiegu krzywych pozyskania rumowiska wlezonego na drodze erozji wynika, że w początkowej fazie działalności stopnia, odległość „odzyskania” wielkości transportu rumowiska o dawnej jego koncentracji (linia ciągła – punkt 1) i możliwej do osiągnięcia w danych warunkach (linia przerywana – punkt 2), jest stosunkowo krótka i jednokowa (między obydwu charakterystykami odległość wynosi 0). Wraz z upływem czasu (sytuacje b i c) odległość ta zmniejsza się dla  $L_1$  i wydłuża się dla  $L_2$  (różnica między punktami A i B – ryc. 45). Zakładając, że dopływy nie mają znaczenia dla tego procesu, można przyjąć, że głównym powodem takiego rozkładu rumowiska wlezonego poniżej zapór jest fakt, że wraz z rozwojem procesu erozji wglębnej następuje obniżanie się dna koryta, a wraz z nim sukcesywnie wyłączany zostaje z procesu korytowego poziom zalewowy. Osady denne facji korytowej, dzięki selektywnemu wymywaniu, stają się coraz bardziej gruboziarniste. Zdaniem N. Chiena (1985), materiał grubszy niż 5 mm w pełni zabezpiecza dno przed erozją i tym samym staje się ono bardziej odporne na erozję (*erosion pavement*). W nowych warunkach składu mechanicznego dna koryta zmniejsza się więc dystans osią-

gnięcia możliwej koncentracji osadów, bowiem przy wzroście uziarnienia osadów potrzebna jest większa energia rzeki, zaś wydłuża się on w odniesieniu do osiągnięcia wartości maksymalnej koncentracji – równej sprzed wybudowania stopnia. Dlatego rzeka, aby osiągnąć odpowiedni dla swych właściwości transportowych odcinek odbudowy rumowiska klastycznego, w nowych warunkach składu mechanicznego dna koryta musi „zdobywać” materiał na coraz bardziej wydłużonym dystansie. Oznacza to, że dostawa rumowiska wleczonego rzeki poniżej zapór jest ograniczona ze strony erozji wglębnej w czasie (wzrost odporności dna), natomiast jest praktycznie niewyczerpalna w wyniku rozwoju strefy erozyjnej w dół rzeki. Przykładem wyżej opisanej sytuacji jest odcinek Wisły poniżej zapory we Włocławku (Babiński, 1992, 1997).

**Ryc. 45.** Zmiany w czasie (a-c) i w różnicy odległości (0, A-B) odnowy koncentracji rumowiska dennego – 2 ( $L_1$ ) oraz poziomu odbudowy maksymalnej sprzed okresu piętrzenia – 1 ( $L_2$ ) poniżej zapory (Chien 1985, s. 148).  
Changes, over time a-c, in distance of concentration recovery – 2 ( $L_1$ ) and distance of maximum concentration – 1 ( $L_2$ ), downstream from the dam. After N. Chien (1985, p. 148).



W tym momencie należy zadać pytanie: czy w wyniku erozji wstępnej poniżej zapór może nastąpić pełna odnowa rumowiska klastycznego w ilości takiej, jaka cechowała daną rzekę przed budową stopnia?

W literaturze trudno znaleźć na to jednoznaczną odpowiedź, choć ogólnie stwierdza się, że rzeki nie odnawiają rumowiska w całości; zawiesina może być odnawialna do 55%, jak na przykład rzeka Red poniżej zapory Denison. Wyjątek stanowią tu rzeki North Canadian i Green, gdzie w odcinkach poniżej zapór deficyt rumowiska powstały w zbiornikach zostaje uzupełniony, na skutek intensywnej jego dostawy z dopływów o większej powierzchni zlewni niż mają rzeki główne. Niemożność odnowy całości rumowiska wynika z faktu, że odcinki poniżej zapór są najczęściej na to zbyt krótkie (występowanie kolejnych stopni, bliskie ujścia do jezior i mórz itp.), utrudnione jest pozyskanie materiału rumowiskowego na skutek procesu selektywnego wymywania go z dna, a przede wszystkim wynika z obniżenia piku wezbraniowego (zmniejszenie energii rzeki). W warunkach naturalnych przejściu fali wezbraniowej towarzyszy bowiem zwielokrotniony transport rumowiska klastycznego, który wynika nie tylko z jego koncentracji, ale i ogólnej masy. Według obliczeń zamieszczonych w pracy S. Raynova i innych (1986, s. 19), obniżenie piku (ryc. 43), a tym bardziej całkowita jego eliminacja przyczynia się do 25% redukcji wartości średniej rocznej koncentracji rumowiska (z  $12 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$  do  $9 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ) przy składzie mechanicznym dna odpowiadającym warunkom naturalnym i do ponad 42% przy dnie gruboziarnistym (efekt procesów erozyjnych). Na przykład, w warunkach naturalnych, gdy średnica osadów dennych Nilu wynosiła przeciętnie 0,04 mm, koncentracja zawiesiny wynosiła  $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , natomiast po wybudowaniu stopnia Asuańskiego frakcja osadów wzrosła do 0,4 mm, zaś koncentracja zawiesiny zmalała 10-krotnie do  $0,5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Tym faktom zaprzeczają jednak obserwacje koncentracji zawiesiny stwierdzone na chińskiej rzece Yong-ding poniżej Zbiornika Guanting podczas przejścia fali wezbraniowej 26 sierpnia 1953 roku (Chien, 1985, s. 156). Zbiornik przyjął falę wezbraniową o  $Q = 3700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , z koncentracją zawiesiny wynoszącą ponad  $200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , po czym nastąpiła jej redukcja o prawie 80% i zmniejszenie koncentracji do 50-80%. Po tygodniu od wystąpienia piku powodziowego wypływające ze zbiornika wody o przeciętnym natężeniu przepływu  $Q = 800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  nie tylko nie zredukowały koncentracji zawiesiny, ale ją spotęgowały do  $350 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  w czasie kilkakrotnie przekraczającym okres

wezbrania. Oznacza to, że rola zbiorników w procesie sedymentacji i wznowienia transportu rumowiska poniżej zapór nie zawsze jest jednoznaczna. Na tę złożoność ma również wpływ zwiększenie natężenia przepływów podczas niżówek i wystąpienie dobowych wahań stanów wody (dotychczas były to okresy o najmniejszej dynamice).

Miejscem odnowy rumowiska klastycznego poniżej zapór jest nie tylko strefa denna (erozja wgłębna), ale także brzegi koryta (erozja boczna). Jak twierdzą badacze anglo-amerykańscy, w początkowej fazie działalności zbiorników i w bezpośrednim sąsiedztwie zapór dostawa materiału pochodziła głównie z erozji dennej. Z czasem wraz z przemieszczaniem się strefy erozyjnej w dół rzeki, udział osadów dennych w transporcie fluwialnym zmniejsza się na rzecz materiału pochodzącego z erozji bocznej. Dotyczy to m.in. takich rzek, jak Missouri poniżej zapory Fort Peck, w której 60-70% dostawy materiału wlezonego pochodzi z erozji brzegów, a tylko 30-40% z erozji dna lub rzek Red i North Canadian, gdzie aż 80-95% pochodzi z erozji bocznej. Jednak w przeważającej części rzek odnowa rumowiska rzecznoego odbywa się na drodze erozji wgłębnej. Przykładem tego są m.in. odcinki poniżej kilku zapór rzeki Kolorado, gdzie erozja boczna ograniczona jest przez budowę strukturalną brzegów. Wszystko to prowadzi do wniosku, że trudno jednoznacznie określić kierunek dostawy materiału tworzącego rumowisko klastyczne, zwłaszcza że pewien w tym udział mogą mieć dopływy. W wielu przypadkach czynnikiem przyczyniającym się do złej interpretacji możliwości odnowienia transportu rumowiska klastycznego poniżej zapór do poziomu sprzed budowy stopnia jest wzrost alimentacji tego materiału przez dopływy. Generalnie przyjmuje się, że nie może nastąpić wyraźny wzrost dostawy rumowiska z dopływów, jeśli nie jest to związane ze zmianami klimatu czy np. wylesieniem zlewni. Tymczasem, jak wynika m.in. z badań na rzece Don poniżej Zbiornika Cymlańskiego, obniżenie bazy erozyjnej tej rzeki dla dopływów w odcinku erozyjnym spowodowało zwiększenie spadku ich den, a tym samym nastąpił wzrost dostawy rumowiska klastycznego. Podobne zjawisko „uzupełnienia” rzeki rumowiskiem w odcinku erozyjnym zaobserwowano na rzece Niemen poniżej zapory Kaunaskiej.

Problem stopnia odnowy rumowiska wlezonego nabiera szczególnego znaczenia w odcinkach erozyjnych, których zasięg dochodzi bezpośrednio do jezior i mórz. W tych przypadkach niedostatek rumowiska, które

przed budową zapór sypało stożki napływowe czy aluwialne delty, powoduje degradację tych form i wcinanie się koryt w ich osady. Uaktywnia się także proces abrazji delt i wynoszenia przez wody morskie aluwiiów poza zasięg systemów fluwialnych. Taki przebieg przekształceń deltowych odcinków rzek ma miejsce m.in. u ujścia Ebro, Rodanu czy Nilu. Z tym zjawiskiem wiążą się straty w gospodarce Ghany i Togo, na skutek akumulacji rumowiska w Zbiorniku Akosombo na rzece Volta (Internet..., 1998b).

Powyższe fakty, dotyczące roli „oczyszczonych” z rumowiska wód zbiornikowych w procesie erozji wgłębnej, jednoznacznie wskazują na ciągły i nie kończący się przebieg tego zjawiska. Jedynie osiągnięcie bazy erozyjnej (kolejny zbiornik, jezioro, morze) i wyrównanie się profilu podłużnego dna koryta, a także pojawienie się odpornego na ten proces dna koryta (rzeka niealuwialna) mogą go zahamować. Z tego względu wpływ pozabawionych rumowiska wód na erozję wgłębą uznaje się za wiodący, choć najczęściej nie decyduje on o jego intensywności. W przypadku dynamiki rozwoju strefy erozyjnej (w głąb koryta i w dół rzeki), istotną rolę odgrywiają: skład mechaniczny osadów dennych (o czym wspomniano wyżej), a przede wszystkim dobowe wahania stanów wody.

## 8. PROCES EROZJI WGLĘBNEJ PONIŻEJ ZAPÓR

Powszechnie uważa się, że erozja poniżej zapór i hydroelektrowni jest zjawiskiem tak oczywistym, że przy każdym projektowaniu stopni wodnych jest już uwzględniane zabezpieczenie dna przed jej wpływem. Jednocześnie przyjmuje się, że około 58% planów budowy stopni wodnych nie uwzględnia procesów występujących poniżej zapór (Internet..., 1998b). Tymczasem H. Scheuerlein (1995, s. 1101) twierdzi, że proces ten jest tak długo całkowicie ignorowany, dopóki nie stwarza konkretnych problemów. W tym sensie dotyczy to przede wszystkim tych odcinków koryt rzecznych poniżej zapór, które są położone z dala od człowieka i w ten sposób nie mają istotnego, do tego negatywnego wpływu na jego gospodarkę. S. Raynov i inni (1986, s. 11) uważają, że przestrzenno-czasowa intensywność procesu erozji wglębnej powinna być rozpatrywana w zależności od typu konstrukcji, od regulującego wpływu zbiornika na reżim wodny i oddziaływania na niego hydroelektrowni, od natężenia transportu rumowiska klastycznego, a także od budowy geologicznej dna koryta poniżej zapory.

Decydującym czynnikiem wyzwalającym proces erozji wglębnej poniżej zapór jest pozbawienie wypływających ze zbiorników wód rumowiska klastycznego, a w związku z tym dążenie rzek do jego odnowy. Proces ten jednak w pełni nie rekompensuje strat w transporcie rumowiska, które powstały w wyniku sedymentacji zbiornikowej (rozdz. 7). Z kolei, zarówno intensywność procesu erozji, jak i kierunki jego rozwoju uzależnione są od pracy stopni, a także od składu mechanicznego osadów dennych. Jednak za najbardziej erozjogenne uznawane są dobowe wahania stanów wody, które dają ponad 2-3-krotne przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej wód, a odczuwalne są w odległości 80-200 km, a nawet do 250 km. Na podstawie tych faktów należy więc stwierdzić, że o ile zasięg oddziaływania na proces erozji wglębnej dobowych przyrostów energii jest przestrzennie ograniczony, o tyle proces odnowy transportu rumowiska klastycznego może być czasowo nieograniczony przy założeniu, że nie ma na niego wpływu budowa geologiczna dna, topografia czy bliskie sąsiedztwo bazy erozyjnej.

W świetle literatury, szczegółowa analiza intensywności i rozwoju przestrzennego procesu erozji wglębnej poniżej zapór jest możliwa i w miarę obiektywna wyłącznie w fazie budowy stopni wodnych i w początkowym okresie rozwoju procesów sedymentacyjnych w zbiorniku (I faza wg Kara-

sewa, 1975), tzn. do momentu, w którym może rumowisko przepłynąć przez zaporę na skutek wypełnienia zbiornika osadami.

Podczas budowy stopni wodnych trwającej dłużej niż 4-5 lat, dokonuje się istotnych zmian w przebiegu koryt, a tym samym przekształceń warunków hydromorfologicznych rzek. Dotyczy to najczęściej przemieszczeń nurtu, zmiany biegu koryt lub zmniejszenia ich szerokości. Te najczęściej niezgodne z naturalnym procesem korytowym sztuczne uwarunkowania w linii zapór, niedostosowanie odcinków koryt poniżej zbiorników do nowych warunków oraz występowanie ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, w tym głównie wezbrań, przyczyniają się do niezwykle dynamicznego rozwoju procesów erozyjnych. Potwierdzają to liczne przykłady badanych koryt, m.in. Wołgi poniżej Zbiornika Wołgogradzkiego i Samarskiego, gdzie w odcinku o długości do 5 km stwierdzano tzw. wyboje o głębokościach dochodzących do 14 m. Należy dodać, że nie są to procesy erozji wgłębnej związane wyłącznie z pozbawionymi rumowiska wodami wypływającymi ze zbiorników.

Od momentu przegrodzenia koryta zaporą następuje właściwy proces erozji wgłębnej, który, zdaniem J. Xu (1990, s. 50-52), ma trzyetapowy przebieg. W pierwszym etapie uwidaczniają się tendencje pogłębiające dno koryta, których wyrazem jest zmniejszanie się współczynnika szerokości ( $w$ ) do głębokości ( $d$ ) koryta ( $w:d$ ), zmniejszanie spadku dna ( $I_k$ ) i wzrost krętości koryta ( $r$ ). W drugim stadium następuje wzrost szerokości koryta i maleje jego krętość; jest to związane głównie ze wzrostem grubości osadów dennych. Ostatni etap jest okresem stabilizacji procesów korytowych. Jak już wspomniano wyżej, ze względu na posiadany materiał, a także okres badań, niniejsza analiza obejmuje I etap i tylko w nielicznych przypadkach początek etapu II.

Rozwój procesu erozji wgłębnej poniżej zapór, charakteryzowany przez tempo obniżania się dna koryta ( $d_r$ ) i poprzez wydłużanie się strefy erozyjnej ( $L_r$ ), jest zmienny w czasie i przestrzeni. Najczęściej uważa się, że w obydwu przypadkach mamy do czynienia z ogólną tendencją do wygasania. Oznacza to, że erozja najbardziej dynamicznie uzewnętrznia się w początkowym okresie działalności zapór i w ich bezpośrednim sąsiedztwie. Dotyczy to generalnie wszystkich rozpatrywanych w pracy stopni wodnych. Niemniej jednak bardziej szczegółowa analiza pozwala sądzić, że proces ten jest bardziej złożony. Stwierdzono bowiem, że po okresie szybkich prze-

kształceń koryta w trakcie budowy stopni, następuje częściowe zahamowanie erozji wgłębnej jako efekt napełniania zbiorników wodą. Dopiero po tym, trwającym od kilku miesięcy do kilku lat okresie, proces ponownie uaktywnia się. Z czasem jest coraz bardziej modyfikowany przez warunki geologiczne dna koryta, lokalną sieć hydrograficzną i morfologię terenu, a także działalność gospodarczą człowieka.

We wszystkich przypadkach pomiarów erozji wgłębnej poniżej zapór tam, gdzie były one prowadzone od początku ich istnienia, najintensywniej proces ten wystąpił w pierwszych latach po okresie piętrzenia i w bezpośrednim sąsiedztwie zapór. Wówczas notowano obniżenia się den koryt, które w rzekach amerykańskich dochodziły od 0,6 do 5,8 m, a maksymalnie do 7,5 m (tab. 5), zaś w innych przypadkach od 0,6 do 5,6 m (tab. 6). Podczas przejść fal wezbraniowych, w linii wrót elektrowni lub jazów mogą tworzyć się lokalne plosa, o głębokości 20 i więcej m, a maksymalnie do 31 m (tab. 8). Tego typu przegłębienia dna zagrażające istnieniu zapór wymagają natychmiastowego zabezpieczenia przed dalszą degradacją (są najczęściej wypełniane blokami betonowymi).

Analizując proces erozji wgłębnej w okresie dłuższym niż kilka lat można stwierdzić, że odznacza się on dużą nieregularnością, jednak z ogólną tendencją do wygasania. Badania amerykańskie wykazały (ryc. 6), że nie zawsze okres 20-40 lat działalności stopni wodnych upoważnia do stwierdzenia o tendencji obniżającej się dynamiki tego procesu w czasie, wręcz wskazuje na jej niemal prostoliniowy rozwój (sytuacje D-F, I, L). Podobny trend stwierdzono w przypadku wielu zapór Rosji (bez podparcia ze strony niżej usytuowanych zbiorników), a także na Wiśle poniżej zapory we Włocławku. Sytuacje te mogą jedynie świadczyć w dalszym ciągu o nieustabilizowanym korycie i niewykształceniu się dna odpornego na ten proces. Jednocześnie, jak dowodzą liczne przykłady rzek poniżej zapór o mniejszej miąższości aluwii i ich bardziej zróżnicowanym składzie mechanicznym, a także tych o ponad półwiekowej działalności, proces erozji wgłębnej ma tendencje do zamierania w czasie.

Na podstawie analizy profili poprzecznych rzek amerykańskich obliczono, że maksymalne przegłębienia koryt poniżej zapór mogą mieścić się w granicach 0,4 do 38 m z najczęściej występującą (*modalną*) głębokością 2 m, zaś w 98% jest to wartość mniejsza niż 10 m (Williams i inni, 1984, s. 22-23). W odniesieniu do czasu wystąpienia maksymalnego przegłębienia

koryta z prawdopodobieństwem 95%, waha się ono w granicach 7 do 6500 lat, z czasem modalnym 140 lat, natomiast przy prawdopodobieństwie 50% – w granicach 0,4 do 340 lat i czasem modalnym 7 lat. Oznacza to, że najczęściej występującą głębokością maksymalną erozji wgłębnej w przekroju poprzecznym koryta jest wartość 2 m, zaś czas jej wystąpienia określa się na 140 lat. W przypadku ograniczonej erozji wgłębnej (odporne dno), maksymalne przegłębienie koryta może nastąpić już po 7 latach. Należy więc wnosić, że na prawidłową ocenę erozji wgłębnej niezbędny jest okres przynajmniej połowy czasu modalnego, tj. 70 lat.

Opracowana na podstawie zawartych w niniejszej pracy danych rycina 46 przedstawia rozwój erozji wgłębnej w czasie (do 60 lat obserwacji), a także jej tendencje w postaci prostych regresji osobno dla rzek amerykańskich – punkt 1 (dane tabela 5) i pozostałych rzek półkuli północnej – punkt 2 (dane tabela 6) oraz łącznie dla wszystkich analizowanych rzek – punkt 3. Duży rozrzut punktów pomiarowych i niski współczynnik regresji dla trzech prostych (poniżej 0,5), świadczą o braku korelacji między tymi charakterystykami. Wpływ na to mają zarówno dane dotyczące kilku dynamicznych rzek amerykańskich (Kolorado) jak i krótki i do tego zróżnicowany okres obserwacji zjawiska (głównie do 30 lat). Niemniej jednak można stwierdzić nieznaczną tendencję do obniżania się den koryt rzecznych w czasie. Ponadto, erozja wgłębna poniżej zapór przybiera najczęściej wartości mieszczące się w granicach 2-4 m. W tym względzie odcinek Wisły poniżej stopnia we Włocławku, z obniżonym w ciągu 27 lat istnienia zapory dnem przeciętnie o 3,0–3,5 m, tylko niewiele odbiega od prostych regresji, wskazując na nieznacznie zwiększoną aktywność tego procesu (ryc. 46).

W wielu przypadkach, a dotyczy to szczególnie rzek Rosji, na wielkość degradacji den koryt poniżej zapór mają wpływ prace bagrownicze, których celem jest pozyskiwanie materiału budowlanego, jakim są aluwia rzeczne. Ingerencja w proces fluwialny jest tym bardziej odczuwalna, że wiele miast położonych jest poniżej zapór – w odcinku erozyjnym. Prace te przedstawiają więc w fałszywym świetle wpływ zapór na proces erozji wgłębnej, bowiem go znacznie wyolbrzymiają. Fakt ten został m.in. przedstawiony przez A. B. Vekslera i V. M. Donenberga (1984) na przykładzie Obu poniżej Zbiornika Nowosybirskiego (ryc. 15).

**Ryc. 46.** Tempo degradacji koryt poniżej zapór (m) i proste regresji według danych: z tabeli 5 – 1 i tabeli 6 – 2 oraz łącznie – 3.

The rate of bottom degradation downstream from dam (m) and it's straight regresion after data from table: 5 – 1, 6 – 2 and together – 3.

Ogromny pobór rumowiska dennego w 1972 roku (prawie 5 mln m<sup>3</sup>) spowodował degradację dna, która z kolei w istotny sposób obniżyła zwierciadło wody w granicach przepływów średnich i niskich. Nie miało to jednak wpływu na stany wody występujące w strefie przepływów większych niż pełnokorytowe. Przyjmuje się, że prace wydobywcze kruszywa dla budownictwa poniżej stopnia Nowosybirskiego na rzece Ob są aż w 85% odpowiedzialne za obniżanie dna strefy erozyjnej. To stało się powodem ograniczenia wielkości poboru rumowiska. Prowadzenie prac bagrowniczych w odcinkach erozyjnych, poza ich oddziaływaniem na obniżanie dna, wywiera szczególnie negatywny wpływ na tworzenie się warstwy ochrony dna



przed erozją podczas selektywnego wymywania materiału dennego. Sztuczne naruszenie tej warstwy zakłóca bowiem stabilizację dna, stwarzając dogodne warunki rozwoju, a często wznowienia procesu erozji wgłębnej.

Ważnym elementem w określaniu zakresu erozji wgłębnej poniżej zapór, poza wielkością obniżania się dna, jest badanie zasięgu strefy erozyjnej i tempa przemieszczania się jej czoła. We wszystkich analizowanych przypadkach stwierdzono, że rozwój strefy erozyjnej jest najbardziej dynamiczny w początkowym okresie działalności zapór, lecz nie zawsze ma on charakter funkcji prostoliniowej w kierunku jego wygasania. Przykładem zmienności tego zjawiska może być m.in. jego przebieg na Wiśle poniżej zapory we Włocławku (ryc. 35) czy na rzece Kolorado poniżej zapory Hoovera. W ostatnim przypadku, autorzy opracowania G. P. Williams i M. G. Wolman (1984, s. 25) podają, że już po pół roku od przegrodzenia koryta zaporą czoło strefy erozyjnej przemieściło się na odległość 21 km, co dało największą wartość tempa jej przemieszczania się na świecie (42 km na rok), by po roku osiągnąć dystans 28 km (tempo w kolejnym okresie półrocznym zmalało do 14 km na rok), po 2 latach - 50 km ( $22 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$ ), po 3 latach - 85 km ( $35 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$ ), natomiast łącznie po 14 latach - 111 km z przeciętnym tempem -  $10 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  (tab. 7). Zestawione w tabeli 7 dane dotyczące wszystkich analizowanych w opracowaniu odcinków erozyjnych rzek wskazują na bardzo zróżnicowane długości strefy erozyjnej, mieszczące się w granicach od 2,5 km (tylko 1,5 roku obserwacji na rzece Ren poniżej zapory Gerstheim) do 551 km na Nilu poniżej Tamy Asuańskiej (po 18 latach istnienia zapory). Z kolei dane te ujęte w formie graficznej zależności przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w czasie z podziałem na wartości ich dynamiki w granicach 0-2 km na rok, 2-5, 5-10, 10-20 i powyżej 20 km na rok, przedstawia rycina 47. Na jej podstawie można stwierdzić, że najliczniejszą grupę stanowią rzeki, w których tempo rozwoju stref erozyjnych ( $L_r$ ) poniżej zapór mieści się w granicach 0,1-2 km na rok, w tym również Wisły poniżej Zbiornika Włocławskiego. Wraz ze wzrostem wartości  $L_r$  maleje liczba badanych rzek w poszczególnych grupach. Można jednak zauważyć pewną odwrotność w tym ogólnym trendzie między grupami z tempem 5-10 i 10-20 km na rok (ryc. 47A). Oznacza to, że jest zmniejszona liczba przykładów rzek na świecie z tempem przemieszczania się stref erozyjnych w granicach  $5-10 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$ , zaś zwiększona w grupie wyższej.

Porównywalną wartością w odniesieniu do analizowanych rzek jest przeciętne roczne tempo przemieszczania się czoła fali erozyjnej. Wynosiło ono dla okresu badań trwającego od 1,5 do 54 lat, od 0,4 km w kilku przypadkach do prawie 36 km na rzece Syr-Daria poniżej zapory Farchackiej (tab. 7). Przy uwzględnieniu wszystkich wartości średnie tempo wynosiłoby ponad 6,2 km w ciągu roku, zaś z pominięciem wielkości maksymalnych – w granicach 1 - 3 km na rok. W tym względzie wpływ stopnia wodnego Włocławek na tempo przemieszczania się fali erozyjnej ( $1,1 \text{ km} \cdot \text{rok}^{-1}$  – tabela 9) jest mało widoczny.

**Ryc. 47.** Tempo przemieszczania się strefy erozyjnej poniżej zapór według danych z tabeli 7.  
A – liczba zdarzeń w danej strefie tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej.  
The rate of erosional zone shifting after data from table 7. A – Quantity events in erosional zone shifting group.

## 9. KONSEKWENCJE EROZJI WGLĘBNEJ

W wyniku erozji wgłębnej poniżej zapór, w obrębie koryta i w zjawiskach hydrologicznych następują zmiany:

- profilu podłużnego dna koryta i zwierciadła wody,
- składu mechanicznego osadów dennych,
- morfometryczne i typologiczne łóżysk i mezoforn korytowych.

Zmiany te prowadzą do nowych procesów i zjawisk wzajemnie powiązanych i na siebie oddziałujących.

### 9.1. Profil podłużny dna koryta

Profil podłużny dna koryta odzwierciedla procesy korytowe zachodzące zarówno w rzece, jak i w całej zlewni. Dlatego też wszelkie fluktuacje klimatu, zmieniające się warunki geologiczne czy wreszcie ingerencja człowieka w system rzeczny uwidoczniają się w przebiegu profilu podłużnym dna koryta. Szczególnie wyraźne jest to w miejscu sztucznego przegradzenia koryta zaporą. Przykłady rozwoju profilu podłużnego dna koryta poniżej zapór przedstawia rycina 48.

Układ zmian profilu podłużnego koryt poniżej zapór w sposób klasyczny i najczęściej stosowany przedstawia rycina 1. Najintensywniej dno obniża się w bezpośrednim sąsiedztwie zapór, by po przebyciu określonego dla każdego stopnia wodnego dystansu tworzącego tzw. strefę erozyjną nie tylko osiągnąć stan równowagi hydrodynamicznej, ale i przekształcić się w proces agradacji (ryc. 48 II). Ponadto, jak wynika z wieloletniej analizy procesu erozji wgłębnej poniżej zapór, ulega on wygasaniu w czasie. Jednak jego czoło w dalszym ciągu w sposób transgresywny przemieszcza się w dół rzeki, do chwili osiągnięcia bazy erozyjnej. Tym przekształceniom profilu podłużnego dna koryta towarzyszą również zmiany spadku zwierciadła wody. W dolnym odcinku erozyjnym w początkowej fazie działalności stopnia przybierają one najmniejsze wartości. Później, na skutek zmniejszenia tempa obniżania się dna w sąsiedztwie zapory i wydłużania się strefy erozyjnej, dążą do osiągnięcia pierwotnego stanu.

Ten klasyczny obraz rozwoju profilu podłużnego dna koryta (ryc. 48 I-III) jest jednak bardziej skomplikowany, bowiem ma na niego wpływ nie tylko sam proces erozji, lecz także lokalne progi (V-VI), dopływy (IV) czy zmiany wynikające ze zróżnicowania materiału dennego, które stanowią czynniki modyfikujące (I-VI).

**Ryc. 48.** Przykłady I-VI zmian profilu podłużnego koryta poniżej zapór: 1 – przed wybudowaniem zapory, 2-4 – stadia rozwoju, 5 – odporne na erozję dno, 6 – progi, 7 – wpływ dopływów. E – erozja, A – akumulacja, T – transport rumowiska.  
Examples I-VI of the longitudinal profile downstream from dams: 1 – before dam closure, 2-4 – developing phases, 5 – armored channel bottom (gravel, silt, clay), 6 – thresholds, 7 – influence of tributary. E – erosion, A – accumulation, T – sediment transportation.

Kształtowanie się profilu podłużnego dna koryta oraz zwierciadła wody, na przykładzie wybranych odcinków rzek amerykańskich, przedstawia rycina 7 A-D. Wszystkie sytuacje zmian profilu podłużnego koryta (A-D) generalnie nawiązują do klasycznej formy ich rozwoju w czasie i przestrzeni. Niemniej jednak w przypadku rzeki Kolorado, w odcinku 100 km poniżej zapory Parkera (B) i 25 km poniżej zapory Glen Canyon (D), można stwierdzić stałą tendencję do obniżania się dna, ale wygasającą w czasie i modyfikowaną lokalnymi warunkami geologicznymi dna. W ostatnim przypadku mamy jednak do czynienia najpierw ze zmniejszeniem się spadku (po 3 latach), a później, tj. po 9 latach, z jego wzrostem, ale tylko do 20 km poniżej zapory. Bardziej zróżnicowane zmiany profilu podłużnego (ryc. 7, sytuacje A-D) reprezentują m.in. Wołga poniżej zbiorników Niżniego Novgorodzkiego i Saratowskiego (Raynov i inni, 1986, s. 30-31), a także 60 kilometrowy odcinek Missouri poniżej zapory Fort Randall (C) z niezmiennym odcinkiem progowym znajdującym się 15–18 km poniżej zapory.

Ewidentny przykład roli, jaką może odgrywać odporny na erozję materiał denny w kształtowaniu profilu podłużnego dna, stanowi odcinek rzeki Syr-Daria poniżej zapory Farchackiej (S. Raynov i inni, 1986, s. 40 za S.T. Altunin, 1958). Występujący w odcinku dna do 21 km poniżej zapory konglomerat niemal całkowicie zapobiegł procesowi erozji wgłębnej, bowiem po 9 latach jej wartość nie przekraczała kilku centymetrów. Dopiero poniżej tego progu na ponad 100 km odcinku proces ten w ciągu 7 lat obniżył piaszczyste dno o 1,3 m (tab. 6, 7; ryc. 48 V).

Skomplikowany układ zmian profilu podłużnego dna koryta poniżej zapór występuje w rzekach, na które wpływa dostawa rumowiska pochodząca z dopływów (ryc. 48 IV). Badania M. Tippnera prowadzone w latach 1966-1969 na Renie poniżej zapory Gerstheim (za S. Raynov i inni, 1986, s. 36-37) wykazały niezwykle zmienny w czasie i przestrzeni proces kształtowania się naprzemianległego układu odcinków erozyjnych i agradacyjnych rzeki w profilu podłużnym. Choć uważa się, że w tym krótkim okresie wpływ zapory na procesy korytowe sięgał aż do 40 km, to jednak zasięg strefy erozyjnej poniżej zapory określano tylko na ponad 5 km, z rocznym tempem jej przemieszczania się wynoszącym 1,7 km (tab. 6 i 7).

Szczególnym wpływem dopływów na przebieg profilu podłużnego dna koryta odznaczają się rzeki Rheidol poniżej Zbiornika Nant-y-Moch

(rozdz. 3.4.4) i Peace poniżej stopnia wodnego W. A. C. Bennetta (rozdz. 3.4.7). W pierwszym przypadku redukcja natężenia przepływu w rzece głównej spowodowała, że jej dopływ - rzeka Peithnant stała się pod względem dynamiki wód i transportu rumowiska rzeką wiodącą. Tworząc w rzece głównej stożek napływowy, doprowadziła do trwałego spłylenia w tym miejscu profilu podłużnego dna. Z kolei z drugim przypadkiem wiążą się ponadto zmiany w kształtowaniu się nowego układu mezoforn korytowych typu łach poprzecznych powstałych u ujść dopływów. W ten sposób przebieg profilu podłużnego dna ma charakter sinusoidalny z naprzemianległym występowaniem przemiałów w strefie erodowanych stożków i zmniejszonych spadków w miejscu płos.

Proces erozji wgłębnej poniżej zapór, często zdominowany przez zjawiska hydrologiczne, związane na przykład z dobowymi wahaniami stanów wody i modyfikowany przez budowę geologiczną den koryt oraz dostawę materiału przez dopływy, przyczynia się do destabilizacji koryt i nierównomiernego spadku zarówno den, jak i zwierciadła wody. W sąsiedztwie zapór już po kilku latach ich działalności spadki dna mogą ulec redukcji o połowę. Po 4 latach eksploatacji Zbiornika Włocławskiego, w prawie 5-kilometrowym odcinku erozyjnym spadek dna koryta zmniejszył się z 0,196‰ na 0,109‰. Dokładne pomiary zwierciadła wody po ponad 25 latach wykazały, że jego spadek lokalnie może wahać się od 0,077 do 0,194‰ (Babiński, 1997, s. 24). Z kolei na Rio Grande poniżej zapory Percha, znajdującej się 46 km poniżej zapory Elephant Butte, po 15 latach spadek dna zmalał z 0,80 na 0,65‰, przy czym lokalnie zmieniał się on w granicach 0,28-0,76‰ (Williams i inni, 1984, s. 29). Długoletnie badania wykazały, że w momencie ograniczenia erozji wgłębnej przez odporne na nią dno następuje powolny wzrost spadków dna i zwierciadła wody. Niemniej jednak w żadnym z analizowanych stopni wodnych nie stwierdzono powrotu spadków (poza lokalnymi odcinkami) do wartości sprzed przegrodzenia koryt zaporami.

Jak twierdzi J. H. Mackin (1948), zmniejszenie spadku dna koryta przyczynia się do spowolnienia innych, towarzyszących procesów. Oznacza to, że w przypadku wyeliminowania dobowych wahań stanów wody, podczas których zaznaczają się nagłe przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej związane niekiedy z ponad 2-krotnym wzrostem spadków zwierciadła wody (Babiński, 1997, s. 24), nastąpiłaby stabilizacja koryt rzecznych poni-

żej zapór. Duży w tym udział miałyby wzrost odporności dna na proces erozji. Niestety, w wielu przypadkach, a dotyczy to szczególnie rzek rosyjskich (rozdz. 3.2., 8.1), tworząca się w wyniku selektywnego wymywania materiału dennego odporna na erozję warstwa utworów gruboziarnistych ulega zniszczeniu podczas prac bagrowniczych. Prowadzi to do uaktywnienia się procesu erozji wgłębnej i sztucznej ingerencji w kształtowanie się profilu podłużnego dna rzeki.

## 9.2. Skład mechaniczny osadów dennych

Erozja wgłębna poniżej zapór przyczynia się do sukcesywnego obniżania dna koryta, a wraz z nim do selektywnego wymywania osadów dennych. W efekcie, między obydwu procesami występuje sprzężenie zwrotne, a więc wzrost średnicy materiału dennego powoduje ograniczenie erozji; tworzy się coraz bardziej odporne na erozję dno. Badania na rzece Han poniżej zapory Danjiangkou wykazały, że między miejscowościami Huangjiagang i Xiangyang (ryc. 17) w wyniku erozji, np. w roku 1975, zostały wyniesione z dna utwory o średnicy ziaren mniejszej niż 0,25 mm w ilości  $3\,018 \cdot 10^4$  ton, zaś zakumulowane (redepozycja) powyżej tej średnicy w ilości  $784 \cdot 10^4$  ton (Chien 1985, s. 149). Osiem lat od przegrodzenia koryta Dunaju zaporą Żelazne Wrota I ponad 10-krotnie wzrosła średnica materiału budującego dno koryta poniżej zbiornika (ryc. 27). Po pierwszym roku istnienia zapory Hoovera na rzece Kolorado przeciętna średnica ( $d_{50}$ ) materiału dennego w odległości 20-70 km od zbiornika wynosiła 0,15–0,20 mm, zaś po 13 latach na początku tego odcinka wzrosła do 0,80 mm – asymptotycznie ulegając w dół rzeki redukcji do 0,35 mm. Zmiany średnicy utworów dennych były zauważalne aż do 135 km. Podobnie proces ten przebiegał na rzece Kolorado poniżej zapory Parkera, gdzie jednak wyraźne zmiany uziarnienia dna w odległości 26 i 64 km od zapory stwierdzono dopiero po 5 latach istnienia zbiornika. Maksymalna grubość materiału dennego w pierwszym punkcie pomiarowym wystąpiła po 15 latach (130-krotny wzrost), natomiast w drugim – po 20 latach. Nieznaczny wzrost  $d_{50}$  materiału dennego w odległości 130 km od zapory stwierdzono dopiero po 35 latach (Williams i inni, 1984, s. 30).

Badania składu mechanicznego dna koryta Wisły poniżej zapory we Włocławku wykazały, że już po 4 latach w bezpośrednim jej sąsiedztwie

nastąpił prawie 14-krotny wzrost wartości  $d_{50}$ , zaś 4 km w dół rzeki 1,4-krotny (Babiński, 1992, s. 74). Wzrost ten dotyczył wyłącznie odcinka erozyjnego, poniżej którego już w strefie akumulacyjnej  $d_{50}$  osadów dennych nie tylko nie uległa zwiększeniu, ale nastąpiło zmniejszenie średnicy rumowiska. Po 19 latach odcinek dna o zwiększonej średnicy materiału wydłużył się. W sąsiedztwie zapory, na skutek braku aluwii i budowy dna z łu, glin lub pokrycia głazami (fot. 10), koryto stało się niemal całkowicie odporne na erozję, zaś odcinek akumulacyjny o zmniejszonej średnicy aluwii (fot. 12) wykroczył daleko (ponad 55 km) poza zasięg erozji wgłębnej.

Generalnie stwierdza się, że wraz z obniżaniem się dna koryta poniżej zapór następuje wzrost średnicy utworów dennych i że między nimi występuje niemal ścisła zależność (Williams i inni, 1984, s. 32). Oznacza to, że wygasanie erozji wgłębnej w czasie i przestrzeni jest związane z pojawianiem się coraz bardziej odpornego na ten proces dna i odwrotnie – zwiększanie się średnicy materiału dennego hamuje tempo obniżania się dna koryta (ryc. 48, p. 5). Niemniej jednak stała tendencja pozyskiwania przez rzekę rumowiska sprawia, iż proces ten nie jest zakończony. Ten ogólny trend może jednak być modyfikowany bardziej zróżnicowanymi warunkami geologicznymi den koryt rzecznych (progi strukturalne, ilasto-gliniaste, głazy pochodzące z wymywania glin itp.). Związek między rodzajem utworów budujących dno a tempem degradacji koryta określono m.in. na przykładzie rzeki Wertach w profilu Schwabmunchen poniżej kilku zapór i elektrowni, gdzie najbardziej podatnym na erozję materiałem był piasek drobnziarnisty (Williams i inni, 1984, s. 42). Z krzywej przebiegu erozji wgłębnej położonej na tle budowy geologicznej dna można wnosić, że tempo degradacji przebiega nie prostoliniowo z tendencją do wygasania, lecz skokowo z różną intensywnością. Jest to dowód na to, iż bez znajomości budowy geologicznej dna, które najczęściej nie składa się z jednolitych aluwii, trudno określić tempo rozwoju strefy erozyjnej poniżej zapór. W związku z tym należy liczyć się z ewentualnością wznowienia procesu degradacji dna nawet po kilkuletniej stagnacji. Taki scenariusz rozwoju procesu erozji wgłębnej jest możliwy np. poniżej zapory we Włocławku, gdzie od wielu lat nie następuje wyraźne obniżanie się dna w strefie 1-13 km poniżej zbiornika (ryc. 40). Jednak istnieją już możliwe do stwierdzenia głębokie wcięcia koryta w odporne na ten proces utwory.



### 9.3. Przekształcenia morfologiczne koryt

Badając procesy fluwialne w obrębie stopni wodnych, najczęściej prowadzi się je w odniesieniu do procesu erozji wglębnej i zjawisk hydrologicznych, rzadziej badania dotyczą zmian morfologicznych koryt. Pomimo powszechnego stosowania analizy przekrojów poprzecznych koryt do określenia wielkości i tempa ich degradacji, badania zmian szerokości tych form często są pomijane. Być może to słabe zainteresowanie procesem erozji bocznej jest związane z tym, że jest on w początkowej fazie w „cieniu” erozji bocznej, natomiast jego wyraźne ujawnienie się następuje często dopiero w późniejszym okresie działalności stopni. Na ten ostatni fakt zwrócił uwagę J. Xu (1990, s. 50-52), wyróżniając trzyetapowy przebieg zmian parametrów w relacji między szerokością ( $w$ ) i głębokością ( $d$ ) koryta, która jest określana stosunkiem  $w:d$  (rozd. 8). W pierwszym z nich uwidoczniają się tendencje pogłębiające dno koryta, w drugim - wzrasta szerokość koryta, zaś ostatni etap jest okresem stabilizacji procesów korytowych, a wszystko to za sprawą wzrostu składu mechanicznego osadów dennych i odporności dna koryta na proces erozji wglębnej.

Kształtowanie się profilu poprzecznego koryta poniżej zapór ma dwukierunkowy przebieg: pionowy i horyzontalny. W ruchu pionowym może on odbywać się:

1. równocześnie w całym przekroju – rycina 49 A (np. przekształcenia koryta Wołgi poniżej Zbiornika Samarskiego – rycina 13),
2. asymetrycznie – przy jednym z brzegów koryta i to w:
  - a) starym układzie hydrodynamicznym – rycina 49 B (np. rzeka S. Saskatchewan poniżej zapory Gardiner – Galay, 1983, s. 1061),
  - b) nowym układzie w wyniku zmiany przebiegu nurtu w linii zapory – rycina 49 C i D (Wisła poniżej stopnia „Włocławek”).

W sytuacjach 1 i 2a, gdzie mamy do czynienia z „odziedziczoną” formą przekroju poprzecznego, tj. gdy zostaje zachowany układ hydromorfologiczny rzeki, przekształcenia koryta polegają głównie na pogłębianiu się strefy nurtu koryta, a mniej na rozwoju erozji bocznej. Często jednak zdarza się, że zgodnie z ogólnie przyjętą techniką budowy zapór zmiana przekroju poprzecznego odpowiada sytuacji 2b (ryc. 49 C-D).

**Ryc. 49.** Przykłady A-D zmian przekroju poprzecznego koryta poniżej zapór. 1 – przed wybudowaniem zapory, 2-3 – po oddaniu do eksploatacji, 4 – faza końcowa – z odpornym na erozję dnem; stan pełnokorytowy: 5 – przed i 6 – po wybudowaniu zapory, 7 – strefa nurtu przed i po wybudowaniu stopnia.

Examples A-D of the channel cross-section downstream from dams: 1 – before dam creation, 2-3 – after dam creation, 4 – phase with armored by boulder (silt, clay...) channel bottom; full bank stage before – 5 and after – 6 dam closure, 7 – thalweg before and after dam closure.

Na taki układ wskazują etapy budowy zapór polegające na tym, że w pierwszej kolejności konstruowane są urządzenia hydrotechniczne i to poza głównym korytem, później zaś, po ich uruchomieniu, zostaje zamknięta strefa dotychczas funkcjonującego nurtu. W ten sposób w linii zapory dokonuje się sztucznego przemieszczenia nurtu, który bardzo dynamicznie, zwłaszcza w początkowej fazie działalności stopnia, przekształca koryto zarówno w kierunku pionowym, jak i horyzontalnym. Przykładem intensywnych zmian koryta poniżej zapory w trakcie jej budowy i tuż po oddaniu jej do eksploatacji jest stopień Wołgogradzki (ryc. 14), gdzie dokonały się istotne przekształcenia niżej usytuowanych wysp, a także stopień wodny „Włocławek”. W celu zahamowania procesu erozji bocznej często wykonywane są prace regulacyjne, dzięki którym koryta zostają dostosowane do nowych warunków hydrodynamicznych rzek.

Erozja boczna koryt, której aktywność ujawnia się najczęściej:

- a) w początkowej fazie działalności stopni na skutek zmiany położenia nurtu w linii zapór (okres od kilku do kilkunastu lat dostosowywania się koryta do nowych warunków hydrodynamicznych w odcinku o długości do kilkudziesięciu kilometrów),
- b) później, w wyniku ograniczenia procesu erozji wgłębnej przez wykształcenie się bardziej odpornego dna koryta i skierowania energii wód w kierunku brzegów,

nie zawsze prowadzi do poszerzenia koryt, a raczej ogranicza się tylko do ich strefy nurtu. W związku z tym trudno jest jednoznacznie stwierdzić, w jakim stopniu zbiorniki wodne przyczyniają się do zmian szerokości koryt.

W wyniku analizy rzek amerykańskich (rozdz. 3.1.) stwierdzono, że w zależności od czasu istnienia zapór może wystąpić zwężanie lub rozszerzanie koryta, ale także koryto może być stabilne. Najwięcej, bo aż 46%, zanotowano przypadków rozszerzania się koryt, które osiągnęły tylko 5-procentowy przyrost w stosunku do okresu poprzedzającego piętrzenie. Wśród tej ogólnej tendencji wzrostowej szerokości koryt notowano również chwilowe zmiany zmierzające do ich zwężeń. W 26% analizowanych przekrojów poprzecznych zaznaczył się trend dążący do zwężenia koryt. W wyniku tego procesu nastąpiła koncentracja strefy dennej koryta od 17 do 50% szerokości sprzed wybudowania. Niezmiennosc szerokości koryta, czyli niewielkie wahania w kierunku zarówno poszerzania, jak i zwężania zaobserwowano tylko w 22% przypadków i dotyczyły one głównie rzek płyną-

cych w kanionach, czyli mających ograniczone możliwości rozwoju erozji bocznej (np. poniżej zapory na rzece Kolorado). Dwukierunkowy rozwój szerokości koryta stwierdzono tylko w 6% badanych przypadków.

Tempo erozji bocznej koryt poniżej zapór jest zależne od budowy geologicznej brzegów i wahań stanów wody, a także czasu, jaki upłynął od powstania zbiorników. Ponadto proces ten może uaktywnić się w strefie podparcia (cofki) zbiorników leżących niżej (odcinek Wołgi poniżej Zbiornika Ugliczskiego, a w cofce Rybińskiego). Na ogół erozja boczna jest stosunkowo intensywna w okresie 5-10 lat, rzadziej do 20 lat działalności zapór, a później wygasa. Występuje przede wszystkim w bliskim sąsiedztwie zapór i może osiągać różne wartości od 1 do 5 m na rok (np. poniżej Zbiornika Rybińskiego) czy maksymalnie do 35 m na rok (np. poniżej Zbiornika Danjiangkou na rzece Han). Migracje koryt są zauważalne w odległości przekraczającej 100 kilometrów od zbiorników.

Efekty procesów erozji wglębnej i bocznej uwidoczniają się w kształtowaniu nowego typu koryta. Zamieszczone w rozpatrywanej literaturze liczne przykłady przekształceń aluwialnych koryt rzecznych poniżej zapór dotyczą przede wszystkim odcinków rzek roztokowych i anastomozujących. Szczególnym tego przykładem jest odcinek rzeki Ob poniżej zapory Sajano-Szuszeńskiej, gdzie stwierdzono przekształcenia w obrębie brzegów koryta, wysp i łach śródkorytowych (Belyj i inni, 2000). Nie znaleziono natomiast ujętych graficznie zmian koryt należących do typowo meandrujących czy prostoliniowych, co by oznaczało, że ten rodzaj makroform jest bardziej „odporny” na wpływ zbiorników. Przykłady zmian koryt takich rzek, jak Nil poniżej Tamy Asuańskiej (ryc. 23), Huang He poniżej Zbiornika Sanmenxia (ryc. 16), Wisła poniżej Zbiornika Włocławskiego (ryc. 42), czy Han poniżej Zbiornika Danjiangkou (Chien, 1985), jednoznacznie wskazują na utworzenie się po kilkudziesięciu latach ich egzystencji pojedynczej, bardziej wyprostowanej i poszerzonej strefy nurtu (nie koryta) oraz nowego poziomu zalewowego. Często jednak o takim kierunku zmian decydują prace regulacyjne.

Towarzyszące odcinkowi erozyjnemu zjawisko kształtowania się nowego typu koryta związane jest z dwukierunkowym rozwojem procesów korytowych, a mianowicie z pogłębianiem się strefy nurtu koryta z równoczesną nadbudową obszarów zaprądowych (kęp, odnóg bocznych). Oznacza to stałą tendencję wzrostową różnicy wysokości między powierzchnią kęp

i łach a dnem koryta. W ten sposób coraz bardziej i na coraz dłuższym odcinku wyłącza się z procesu korytowego formy akumulacyjne, które są przekształcane w nowy poziom zalewowy. Łachy śródkorytowe, centralne, itp. łączą się w nowy poziom, a na ich miejsce wkraczają łachy zakolowe i boczne. Dalszą stabilizację form zapewnia wkraczająca na ich powierzchnię roślinność. Może ona po kilku latach pokrywać do 90% powierzchni tych form.

Ze względu na ograniczone możliwości dostawy materiału dennego nowy poziom zalewowy rzadko osiąga wysokość „starej” równiny zalewowej i najczęściej jest niższy o 1-2 m. Procesowi tworzenia się nowej równiny zalewowej sprzyja sztucznie regulowany reżim hydrologiczny w postaci zmniejszenia dynamiki fal wezbraniowych i zwiększenia dobowych wahań stanów wody. Obniżenie piku wezbraniowego, a tym bardziej jego eliminacja, stwarza bowiem dogodne warunki stabilizacji koryt (małe prawdopodobieństwo zmiany przebiegu nurtu i powstania nowego układu hydrodynamicznego rzeki). Tymczasem chwilowe przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej wód, które najczęściej są wyzwalone w trakcie trwania średnich i średnich-niskich stanów wody powodują, że wyerodowany z dna materiał jest akumulowany na powierzchni kęp i odnóg bocznych. Należy dodać, że w przeciwieństwie do fal wezbraniowych krótkotrwałe zalewy nieznacznie przekraczające poziom powierzchni nowo tworzonej równiny zalewowej nie stanowią dla niej czynnika niszczącego, a tylko ją nadbudowują.

Szczególny przypadek zmian typologicznych koryt stanowią odcinki rzek angielskich poniżej zapór. W wyniku złagodzenia piku wezbraniowego, a przede wszystkim redukcji natężenia przepływu w 40-60%, wiążącego się z poborem wód do celów gospodarczych, nastąpiło przeciętnie dwukrotne zmniejszenie parametrów koryt – szerokości, głębokości i powierzchni przekrojów poprzecznych koryt (ryc. 31). To z kolei doprowadziło do wykształcenia się nowego typu rzeki z wyłączonym z procesów korytowych dawnym poziomem zalewowym i przekształceniem go w terasę nadzalewową.

Poniżej transgresywnie rozwijającego się odcinka erozyjnego tworzy się często, choć jak to wynika z literatury nie zawsze, odcinek o charakterze agradacyjnym ze spłyconym korytem. Poniżej zapory „Elephant Butte” na rzece Rio Grande w Teksasie i jej strefy erozyjnej powstał odcinek koryta o spłyconym o 1,5 m dnie, który sięgał aż do 225 km poniżej zapory. Przy-

kład Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek” dowodzi, iż długość odcinka może nieznacznie przekraczać zasięg wyżej leżącej strefy erozyjnej ze spłyconym dnem od 0,2 do 0,5 m. Ta dysproporcja między długościami strefy erozyjnej i akumulacyjnej na korzyść tej drugiej nie jest zjawiskiem rzadkim, bowiem występuje ona w wielu przypadkach rzek amerykańskich jako efekt dostawy rumowiska przez dopływy. Generalnie jednak pojawienie się odcinka agradacyjnego jest związane z częściowym zrzutem rumowiska poniżej bardzo dynamicznej i intensywnie rozwijającej się strefy erozyjnej. Świadczy o tym m.in. to, że maksymalne spłyconie koryta towarzyszy bezpośrednio czołu fali erozyjnej. Zjawisko to jest zgodne z zasadą załamania się mocy transportowej rzeki w obrębie form o różnej wysokości (np. nurt – równina zalewowa) czy w strefie, gdzie nastąpiło „przeładowanie” rzeki rumowiskiem klastycznym. Ponadto, jak uważają badacze amerykańscy, pojawienie się odcinka agradacyjnego wynika często z poszerzenia się koryta i pojawienia form typowych dla rzek roztokowych, np. łąch śródkorytowych, centralnych itp.

## 10. KONSEKWENCJE EKOLOGICZNO-GOSPODARCZE BUDOWY ZAPÓR

Ukształtowane przez wieki systemy rzeczne tworzą wraz z otaczającym środowiskiem współdziałające ze sobą ekosystemy. Między środowiskiem abiotycznym i biotycznym istnieje ścisła współzależność, tylko chwilowo zakłócana przez zjawiska ekstremalne (np. wezbrania, niżówki). Czynnikiem, który w sposób drastyczny przyczynia się do zachwiania tej równowagi jest budowa zapór i przekształcenie procesów fluwialnych na zbiornikowe. Przegrodzenie koryta zaporą stanowi przede wszystkim barierę dla życia biologicznego w wodzie rzecznej, jest granicą dla wielu zjawisk ekologiczno-gospodarczych. Do istotnych zmian przyczyniają się również procesy zbiornikowe powyżej zapór i procesy erozyjne poniżej nich. Są one często czynnikiem konfliktogennym, bowiem za kształtowaniem się nowego środowiska abiotycznego najczęściej nie nadąża środowisko biotyczne i gospodarka człowieka. Wszystkie te zjawiska, głównie negatywne, zwłaszcza w początkowym okresie oddziaływania stopni wodnych na środowisko – pomimo korzystnych efektów gospodarczych zbiorników (regulacja odpływu, czysta ekologicznie energia elektryczna, przejścia drogowe itp.) – przyczyniły się w ostatnim okresie do weryfikacji problemu budowy zapór, szczególnie dużych stopni wodnych o wysokim piętrzeniu wód. Ukierunkowały nowy nurt gospodarczy zmierzający do renaturyzacji środowiska w obrębie tych budowli hydrotechnicznych.

Konsekwencje budowy zapór omówiono tu tylko w odniesieniu do procesów fluwialnych, ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek”. Wyjątkowość tego obiektu hydrotechnicznego wynika z tego, że zaprojektowany w systemie kaskadowym pracuje samodzielnie przez prawie 30 lat, powodując dynamiczne zmiany środowiska oddziałujące szkodliwie na gospodarkę człowieka.

Najczęściej i najliczniej w literaturze rozpatrywany jest wpływ przegrodzenia rzek zaporami na życie ryb. Każdy bowiem stopień wodny stanowi granicę – próg ekologiczny dla rozwoju zwierząt wodolubnych, w tym przede wszystkim szlachetnych ryb wędrownych. W tym względzie problem budowy zapór kłóci się z głównymi ideami głoszonymi przez tzw. „Zielonych” o zachowaniu środowiska naturalnego, a przynajmniej nietworzeniu barier w ich rozwoju. W większości przypadków zapory mają tzw.

przepławki dla ryb, które – jak wynika z wieloletnich obserwacji – nie spełniają swych zadań. Tylko w niewielkim procencie stanowią drogę dla ryb i to głównie dla mniej szlachetnych gatunków.

Współczesna hydrotechnika w powiązaniu z ekologią wypracowała niezwykle skuteczną metodę obniżania szkodliwości zapór – barier poprzez renaturyzację den dolin rzecznych. Polega ona m.in. na włączeniu do obiegu wody systemów hydrologicznych, które dotychczas znajdowały się poza zasięgiem stopni wodnych. Dotyczy to najczęściej silnie zdegradowanych powierzchni den dolin rzecznych, stanowiących strefy pozawałowe. Przykładem prawidłowo funkcjonującego systemu fluwialnego w obrębie zapór jest tzw. Giessgang znajdujący się w sąsiedztwie stopnia Greifenstein na Dunaju (ryc. 24). Dzięki częściowemu odprowadzeniu wód Dunaju skaskadowanym (progi przelewowe) kanałem opaskowym biegnącym w dnie doliny poza stopniem wodnym, w znacznym stopniu odtworzono środowisko przyrodnicze tej formy. Ułatwiono wędrówki wodolubnych zwierząt głównie ryb, a także częściowo uruchomiono transport rumowiska unoszonego. Niestety, renaturyzacja nie wszędzie jest możliwa w strefie oddziaływania zbiorników, choć w przypadku nizinnych rzek aluwialnych jest ona bardzo ułatwiona.

Proces sedymentacji zbiornikowej, który w efekcie doprowadza do utraty właściwości retencyjnych akwenu, oddziałuje w dwojaki sposób na ekologię i gospodarkę w jego obrębie. W pierwszym przypadku jest związany z akumulacją rumowiska wleczonego w górnej części zbiornika, w drugim zaś – z depozycją zawiesiny w czaszy dolnej.

Tworzenie się w strefie cofki aluwialnego stożka powoduje ustawiczne spływanie się górnej czaszy zbiornika. W konsekwencji następują radykalne zmiany warunków hydrodynamicznych rzeki z utrudnionym przepływem włącznie. W odpowiednich warunkach hydrologicznych rzeki i zbiornika może to przyczynić się do rozdzielenia jednolitej masy wodnej na szereg odnóg bocznych, błędzących wśród wynurzonych lub zanurzonych łach aluwialnych. Ta nowa sytuacja hydromorfologiczna strefy cofkowej zbiornika, o dużej zmienności w czasie i przestrzeni, przez jednych postrzegana jest jako zjawisko pozytywne dla środowiska, przez innych zaś jako szkodliwe dla gospodarki. Jako cechą dodatnią procesu sedymentacji zbiornikowej wymienia się przede wszystkim tworzenie nowych (m.in. w miejsce zalanych przez zbiornik) siedlisk dla awifauny i innych zwierząt



wodolubnych oraz sprzyjających warunków do rozwoju ryb. Jest to jeden z argumentów hydrotechników uzasadniających zbiornikową zabudowę rzek. Tym także tłumaczy się małą szkodliwość dla środowiska przyrodniczego kaskadowej zabudowy Dolnej Wisły. Akumulacja rumowiska wleczonego w obrębie górnej czaszy zbiornika przede wszystkim oddziałuje ujemnie na gospodarkę. Spłycone i bardzo dynamiczne dno może utrudnić prawidłowe funkcjonowanie żeglugi w tym odcinku, a nawet ją całkowicie wyeliminować. Ponadto ciągle „podnoszenie się” dna zmniejsza powierzchnię przekroju poprzecznego rzeki/zbiornika, co na tle zabudowy hydrotechnicznej powstałej jeszcze przed piętrzeniem zbiornika (np. wałów bocznych, przeciwpowodziowych) może podczas wezbrań przyczynić się do zniszczenia tych budowli. Efektem tego są powodzie, które nigdy nie miałyby miejsca w warunkach rzeki „naturalnej”. Fakt ten w szczególny sposób uzewnętrznia się w strefach klimatycznych, w których występują w rzekach zjawiska lodowe. Tam bowiem, w odpowiednich warunkach hydroklimatycznych tworzą się zatory śryżowo-lodowe nadpiętrzające wodę do rozmiarów przekraczających bezpieczną wysokość. Wówczas zniszczeniu ulega zabudowa hydrotechniczna, zaś dotychczas w miarę bezpiecznie chronione od powodzi tereny zostają zalane. Zjawisko to w wymiarze katastrofalnym wystąpiło zimą 1982 roku w sąsiedztwie górnej czaszy Zbiornika Włocławskiego (Babiński, Grześ, 1995).

Ograniczenie ujemnego wpływu sedymentacji zbiornikowej rumowiska wleczonego na gospodarkę, a nawet jego całkowite wyeliminowanie, jest możliwe dzięki prowadzeniu prac bagrowniczych na poziomie wielkości transportowanych przez rzekę aluwii względnie budowie systemu kaskadowego, w którym tylko górny zbiornik narażony jest na ten proces. W ostatnim czasie rozpatrywane są, a nawet częściowo realizowane, możliwości zmniejszenia sedymentacji zbiornikowej przez obniżenie progu zapór, a także wytworzenie sztucznej fali wezbraniowej. Zabiegi te sprawiają, że w pewnych okresach i w odpowiednich warunkach hydrologicznych następuje wynoszenie materiału dennego poza zbiorniki. Jednak w skali globalnej zlewni wyraźne zmniejszenie dynamiki przyrostu aluwialnego stożka w zbiorniku może wynikać dopiero z ograniczonej dostawy rumowiska wleczonego do systemu rzeczno-jeziornego już w górnych jej obszarach.

Problem akumulacji zawiesiny w zbiornikach polega przede wszystkim na odkładaniu na dnie toksycznej i początkowo półpłynnej masy, która

po pewnym czasie ulega kompaktacji. W ten sposób z jednej strony wody rzeczne w dolnych czaszach zbiorników podlegają oczyszczeniu z rumowiska unoszonego, z drugiej zaś, dna zbiorników stają się miejscem depozycji najczęściej szkodliwych dla środowiska biotycznego związków chemicznych. W przypadku „spokojnej” i niczym nie zaburzonej sedimentacji proces ten można uznać za przyjazny dla środowiska rzecznoego. Wyłącza on bowiem z obiegu wody część składników transportu rumowiska, które uległy dzięki działalności człowieka skażeniu na obszarze całej zlewni i następnie dostały się do rzek. W przypadku systemu kaskadowego każdy niżej usytuowany zbiornik przyczynia się w pewnym stopniu do polepszenia jakości wód. Niestety, zdarza się, że zalegające na dnie zbiornika utwory ilasto-pyłaste ulegają resuspensji, a więc zostają ponownie włączone w stan zawiesiny. Temu zjawisku towarzyszy niedobór tlenu w wodzie, który doprowadza najczęściej do tzw. zaduchy i zaniku życia biologicznego, głównie śnięcia ryb. Tego rodzaju katastrofa ekologiczna wystąpiła latem 1986 r. podczas prac bagrowniczych na Zbiorniku Włocławskim (Kentzer i inni, 1999).

Najbardziej radykalne zmiany w dnie doliny zachodzą na skutek procesów erozyjnych w środowisku fluwialnym poniżej stopni wodnych. Mają one również najczęściej negatywny wpływ na gospodarkę człowieka. W przypadku samodzielnie funkcjonującej zapory obniżenie się dna koryta, a co za tym idzie i zwierciadła wody w rzece, przyczynia się również do obniżenia zwierciadła wód podziemnych w obszarach pozakorytowych. Dotyczy to jednak stref do kilkuset metrów szerokości nisko położonego poziomu zalewowego. W kontakcie bowiem z wyższymi terasami rzecznyymi czy wysoczyzną napór wód podziemnych jest na tyle duży, że nawet kilkumetrowe obniżenie zwierciadła wód rzecznych nie wywołuje żadnych zmian w środowisku wodnym.

Szkodliwość procesu erozji wgłębnej dotyczy przede wszystkim gospodarki człowieka, a więc zabudowy hydrotechnicznej w obrębie samego koryta (np.: zapora i budowle regulacyjne w postaci ostróg rzecznych, przejścia mostowe), jak i wszelkich urządzeń zainstalowanych i współdziałających z wodami rzeki, a więc: ujęcia i zrzuty wody, przejścia pod dnem koryta kabli i rurociągów itp. Szczególnie uwidocznia się to w tych odcinkach koryt, w których nie dostosowano dawnej zabudowy do nowych warunków hydrodynamicznych rzek. Tego typu przykładem może być odcinek

Wisły poniżej zbiornika we Włocławku, w którym nie dość, że nie zmodernizowano tych urządzeń, to dodatkowo pozwolono na wieloletnie oddziaływanie na środowisko stopnia zaplanowanego w systemie kaskadowym. Z tego powodu erozja wgłębna wywarła niezwykle negatywny wpływ na gospodarkę człowieka. Po 27 latach eksploatacji zbiornika wystąpiło zagrożenie dla prawidłowego funkcjonowania, a nawet istnienia samego stopnia wodnego. Zaprojektowano go bowiem tak, że minimalny poziom dolnej wody, jaki miała osiągnąć Wisła w wyniku procesu erozji wgłębnej po 5-8 latach działalności stopnia aż do momentu wybudowania stopnia wyrównawczego w Ciechocinku, nie powinien przekroczyć 45,2 m npm. Tymczasem obecnie, przy przepływie tzw. biologicznym ( $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), zwierciadło wody obniża się już do rzędnej 43,5 m npm (Zdulski, 1994). To przekroczenie wyznaczonej wstępными założeniami bariery, która gwarantuje stateczność elementów zapory, powoduje określone konsekwencje w pracy stopnia, zmusza bowiem hydroelektrownię do niemal ciągłej pracy zapewniającej życie biologiczne w rzece. Konieczne są także dodatkowe zrzuty interwencyjne wód umożliwiające prawidłową żeglugę w obrębie awanportu, co wiąże się z „zawieszeniem” dna dolnego wejścia do śluzy przy małych przepływach i na odcinku koryta poniżej stopnia. Zwiększenie spadu wody w linii zapory o ponad 3 m niekorzystnie wpływa także na pracę turbozespołów (Meler, 1995). W przypadku stopnia wodnego Niżni Novgorodzki, proces erozji wgłębnej zmniejszył głębokość śluzy z 400 cm w początkowej fazie działalności zapory do 290 cm po kilku latach jego istnienia.

Proces erozji wgłębnej poniżej stopnia „Włocławek” sprawił, że wiele elementów dotychczasowej zabudowy hydrotechnicznej Wisły oraz urządzeń gospodarczych straciło swój charakter i nie funkcjonuje zgodnie z przeznaczeniem, a nawet są zagrożone zniszczeniem. Dotyczy to przede wszystkim efektu „zawieszenia” budowli ponad określony stan wody często z niebezpiecznym dla ich stateczności odsłonięciem fundamentów, m.in.: lewobrzeżnego bulwaru na odcinku włocławskim, mostu drogowego we Włocławku (fot. 13), ujściowego odcinka Zgłowiączki (erozja wsteczna ograniczona 4 progami na odcinku o długości około 250 m od koryta Wisły – fot. 14), ujęcia wód przemysłowych i zrzuty wód z kolektorów deszczowych (fot. 15), rurociągów oraz kabli przeprowadzonych pod dnem koryta, portu zimowego we Włocławku oraz lewo- i prawobrzeżnych ostróg rzecznych. Do 690 km biegu Wisły korony tych ostatnich budowli zaprojektowa-

nych do funkcjonowania przy średnich wieloletnich stanach wody, obecnie są wynurzone nawet w okresie trwania przepływów przekraczających SWQ –  $2100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , zmieniając tym samym reżim rzeczny. Ten sam efekt erozji wgłębnej przedstawia m.in. odcinek rzeki Kamy poniżej Zbiornika Permskiego (fot. 16). Ponadto proces erozji wgłębnej przyczynił się do utrudnień w żegludze w sposób bezpośredni – na odcinku erozyjnym w miejscach wychodni progów tzw. „raf” oraz pośredni – na odcinku agradacyjnym z licznie nagromadzonymi łachami piaszczystymi, który znajduje się obecnie w sąsiedztwie Niziny Ciechocińskiej.

Proces erozji wgłębnej poniżej zapór, w zależności od jego tempa rozwoju w czasie i przestrzeni przyczynia się do przekształceń morfologicznych dna doliny. Uzewnętrznia się on przede wszystkim w postaci dwu stref akumulacyjnych, z których jedna, w formie nowo tworzonej równiny zalewowej towarzyszy odcinkowi erozyjnemu, druga zaś, poniżej czoła fali erozyjnej, nadaje temu odcinkowi koryta charakter agradacyjny. Poziom zalewowy, oprócz tego że jest nowym „łędem”, stwarza dogodne warunki do rozwoju życia, w tym głównie awifauny. Jego przydatność do tych celów wzrasta wraz z tempem obniżania się strefy dennej koryta, dzięki której maleje liczba dni z jej zalewem podczas wezbrań, a tym bardziej dobowych wahań stanów wody. Przykładem częściowego „załądowienia” koryta sprzed regulacji jest odcinek Wisły poniżej Zbiornika Włocławskiego po 24 latach jego eksploatacji (ryc. 42, fot. 11). Należy dodać, że jednokierunkowy rozwój równiny zalewowej i strefy nurtu rzek poniżej stopni wodnych powoduje, że taki system fluwialny jest bardziej stabilny. Oznacza to, że w tych odcinkach rzek wszelka nowa zabudowa hydrotechniczna jest bardzo bezpieczna, natomiast ta sprzed regulacji wymaga niekiedy dość istotnych zmian dostosowujących ją do nowych warunków hydrodynamicznych.

W wyniku erozji wgłębnej poniżej zapór, część materiału dennego wynoszona jest poza odcinek erozyjny w dół rzeki, tworząc najczęściej strefę koryta o charakterze agradacyjnym. Ten nagły zrzut dopiero co wyerodowanego rumowiska nie wynika tylko z jego nadmiaru, bowiem rzeki nie osiągają wielkości transportu sprzed wybudowania stopni – o czym wspomniano w rozdziale 7, lecz ze zmniejszenia się energii kinetycznej rzeki na skutek spłaszczenia się amplitud wahań stanów wody wraz z oddalaniem się od stopnia. Położenie odcinka agradacyjnego jest ściśle związane z dynamiką czoła strefy erozyjnej. Istnieje także współzależność długości obydwu

odcinków, przy czym strefa agradacyjna jest często bardziej wydłużona. Z kolei tempo obniżania się strefy erozyjnej, choć ograniczane wzrostem odporności dna na ten proces, jest bardziej intensywne od przyrostu pionowego odcinka akumulacyjnego. Dysproporcja w rozwoju tych stref wynika stąd, że wielkość materiału wyerodowanego z dna zostaje rozłożona aż na trzy składowe: część rumowiska przeznaczona jest na budowę nowej równiny zalewowej, część tworzy odcinek agradacyjny, część natomiast przemieszczana jest w dół rzeki w formie odnowionego transportu fluwialnego. W ten sposób odcinek akumulacyjny może osiągać, zgodnie z właściwościami hydrodynamicznymi rzeki (Babiński, 1992) tylko wysokość odpowiadającą rzece roztokowej. Licznie nagromadzone w nim dynamiczne łachy centralne, śródkorytowe itp. powodują, że odcinki te stają się trudne dla żeglugi, zaś w warunkach klimatu chłodnego ułatwiają tworzenie się zatorów śryżowo-lodowych – jako potencjalnego zagrożenia powodziowego dla chronionych wałami przeciwpowodziowymi obszarów równiny zalewowej. Tego typu zjawiska notowane są obecnie w tzw. odcinku ciechocińskim Wisły w odległości 34-43 km od zapory we Włocławku (ryc. 34; Babiński, 1997). Z punktu widzenia ekologów, którzy uważają „naturalny” odcinek roztokowo-anastomozujący Wisły środkowej i dolnej powyżej Zbiornika Włocławskiego za najbardziej sprzyjający środowisku awifauny i innych zwierząt wodolubnych, to odcinek agradacyjny poniżej stopnia wodnego „Włocławek” można by uznać w tym względzie jako zjawisko pozytywne. Jednak by spełnić te warunki odcinek ten musiałby być bardziej stabilny, bowiem aktualnie ulega on permanentnemu przemieszczaniu się w dół rzeki.

Uwzględniane w licznych pracach, w tym przez amerykańską Federal Energy Regulatory Commission (Shuman, 1995), wyniki badań dotyczących wpływu zapór na ekologię i gospodarkę przemawiają przeciwko ich istnieniu czy budowie. Ten radykalny wniosek wynika przede wszystkim z faktu, że zapory stanowią bariery dla zwierząt wodolubnych, głównie szlachetnych gatunków ryb wędrownych i nieopłacalności odnowy starych zbiorników, które zatraciły swe funkcje w wyniku akumulacji rumowiska. W ostatnim przypadku dotyczy to większości ponad 40-letnich zbiorników USA, których koszt odbudowy wynosiłby około 90% ceny nowych obiektów (Shuman, 1995, s. 249). W konsekwencji podjęto, już na początku lat 60., decyzje o likwidacji niektórych (wybranych) stopni wodnych (tab. 11), poprzedzoną jednak prognozą zmian środowiska w wyniku procesu

całkowitej renaturyzacji, czyli powrotu do procesów fluwialnych. We wszystkich badanych przypadkach, już w pierwszym roku po usunięciu zapór stwierdzono powrót ryb wędrownych. Pojawiły się szlachetne gatunki ryb, takie jak troć czy łosoś. Niestety, mniej optymistycznie wygląda to w przypadku odnowy środowiska abiotycznego. Przede wszystkim nastąpił wzmożony ruch rumowiska zdeponowanego w zbiornikach, który przybrał postać fali akumulacyjnej przemieszczającej się z prędkością 1-6 km na rok (poniżej zapory Newaygo). Poniżej zapory Fort Edward zwielokrotniony ruch rumowiska doprowadził dzięki złej drożności do blokady kanału, który łączył rzekę Hudson z jeziorem Champlain. Ponad 2/3 wyniesionego ze zbiornika rumowiska została zakumulowana na poziomie zalewowym ( $765\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ ). Redepozycji uległy toksyczne osady zbiorników. Przyczyniło się to do pogorszenia jakości wód poniżej zapór 2, 9 i 10 (tab. 11). Ponadto przekształceniu morfologicznemu uległy zbiornikowe i dolne odcinki koryt (p. 3, 4, 9 i 10 – tabela 11) wraz z powierzchnią równiny zalewowej (zapory 4, 9 i 10). Zmniejszenie tych negatywnych skutków renaturyzacji (m.in. zahamowanie transportu rumowiska poprzez budowę łapaczek, utylizacja osadów, zmiana hydrauliki cieków w celu ich udrożnienia itp.) pochłonęło ogromne nakłady finansowe. To z kolei zmusiło władze do rozpatrzenia zasadności renaturyzacji den dolin będących jeszcze w sferze propozycji (7–11 – tabela 11). Dlatego już w przypadku usunięcia zapory Rodman przeprowadzono kosztowne badania nad wyborem 4 opcji renaturyzacji dna doliny lub tylko odnowy retencji zbiornika. Pierwsze dwie opcje mówią o renaturyzacji: 1 – pełnej – polegającej na odnowieniu reżimu hydrologicznego rzeki i funkcji równiny zalewowej wraz z odtworzeniem topografii sprzed budowy stopnia, 2 – częściowej – jak w punkcie 1 lecz z ograniczoną odnową topografii terenu oraz dwie kolejne tylko o odnowie retencji zbiornika poprzez jego bagrowanie: 3 – częściowej – redukującej rozmiar zalewu i renaturyzacji do niedawna zalanych terenów, 4 – pełnej – polegającej na przywróceniu funkcjonalności akwenu. Ponadto stwierdzono, że każda zapora powinna być rozpatrywana indywidualnie.

Badania amerykańskie prowadzone w obrębie usuniętych zbiorników i w laboratoriach dowiodły niejednoznaczności wpływu renaturyzacji dolin rzecznych na środowisko przyrodnicze i gospodarkę człowieka. Jednocześnie należy dodać, że renaturyzacji poddano niewielkie zbiorniki amerykańskie o niskim piętrzeniu wód w granicach 4,6 – 12,2 m za wyjątkiem

zapór na rzece Elwha (tab. 11). Oznacza to, że w przypadku dużych zapór i ich zbiorników, koszty renaturyzacji byłyby niepomiarne większe i mogłyby okazać się katastrofalne dla środowiska. W tym względzie najbardziej racjonalna wydaje się renaturyzacja dna doliny przeprowadzona na Dunaju w formie tzw. Giessangu w obrębie Zbiornika Greifenstein.

**Tabela 11. Usunięte i proponowane do usunięcia zapory w USA**  
**Past and proposed dam removals in USA**

Lp.	Zapora	Rzeka	Stan	Wyso- kość zapory (m)*	Rok budowy*	Rok usu- nięcia
1	Washington WaterPower	South Fork of the Clearwater	Idaho	-	1927	1962
2	Fort Edward	Hudson	Nowy Jork	9,1	1817	1973
3	Newaygo	Muskegan	Michigan	-	-	1969
4	Woolen Mills	Milwaukee	Wisconsin	4,6	-	1988
5	Salling	AuSable	Michigan	5,2	-	1992
6	Columbia Falls	Pleasant	Maine	-	-	1989
7	Savage Rapids	Rogue	Oregon	12,2	-	Prop.
8	Edwards	Kennebec	Maine	6,1	1837	1999*
9	Elwha	Elwha	Waszyngton	30,5	1911	Prop.
10	Glines Canyon	Elwha	Waszyngton	64,0	1927	Prop.
11	Rodman	Ocklawaha	Floryda	6,7	-	Prop.

Według: J.R. Shuman, 1995, uzupełnione \*

## 11. UWAGI KOŃCOWE

1. Przegrodzenie koryta zaporą stwarza barierę dla rozwoju środowiska zarówno abiotycznego, jak i biologicznego. Jest przede wszystkim czynnikiem powodującym przejście systemu rzeczno-jeziornego. Oznacza to m.in. zmiany reżimu hydrologicznego, zmiany transportu fluwialnego, w tym głównie rumowiska wleczonego i zawiesiny, dominację roślinności i zwierząt wodolubnych. Proces tych przemian jest tym bardziej intensywny tam, gdzie zabudowa hydrotechniczna w zdecydowany sposób przyczynia się do zmian reżimu hydrologicznego, wynikających np. z wysokiego piętrzenia wód – powyżej 15 m, dużych amplitud dobowych wahań stanów wody itp., jak również tam, gdzie nie została ona wykonana zgodnie z projektem, np. samotnie funkcjonujący stopień zaplanowany w systemie kaskadowym.
2. Każdy zbiornik retencyjny przechwytyje od 80 do 99,5% rumowiska klastycznego, w tym w całości wlezione i częściowo (20 – 60%) unoszone. Konsekwencją tego jest w pierwszym przypadku tworzenie się aluwialnego stożka w górnej czaszy zbiornika, który może utrudniać żeglugę, a także niekiedy, tj. w warunkach klimatu z przebiegiem zjawisk lodowych, sprzyjać tworzeniu się niebezpiecznych zatorów śrutowo-lodowych. Z kolei dekantacja w zbiorniku zawiesiny wraz z procesem jej kompaktacji może przyczyniać się do koncentracji na dnie dolnej czaszy toksycznych osadów. Dzięki procesom akumulacji rumowiska klastycznego, wypływające ze zbiornika wody są bardziej czyste. Dotyczy to szczególnie zabudowy kaskadowej, w której każdy kolejny stopień przyczynia się do polepszenia właściwości fizyko-chemicznych wód.
3. Każdy stopień wodny wyzwala poniżej zapory proces erozji wgłębnej, warunkowany wzrostem mocy transportowej wód wypływających ze zbiornika na skutek pozbawienia ich rumowiska wleczonego i częściowo unoszonego. Z tego względu, że w odcinkach poniżej zbiorników nie stwierdzono przypadku całkowitej odnowy transportu rumowiska rzeczno-jeziornego proces ten należy uznać za niezakończony w czasie i przestrzeni. Tymczasem intensywność procesu erozji wgłębnej zależy przede wszystkim od chwilowych przyrostów energii kinetycznej i potencjalnej, związanych z dobowymi wahaniami stanów wody, warunko-



wanych pracą hydroelektrowni, interwencyjnym zrzutem wody np. dla żeglugi itp. W tym przypadku zasięg oddziaływania jest ograniczony do odcinka długości 200 – 250 km od zapór.

4. W wyniku procesu erozji wgłębnej następuje stałe obniżanie się dna koryta, które maksymalne rozmiary przyjmuje w bezpośrednim sąsiedztwie stopni i w ciągu pierwszej dekady działalności zapór. Przeciętna wartość obniżenia się strefy nurtu mieści się w granicach 2-3 m, maksymalna może przekraczać 7 m, przy czym lokalne przegłębienia (wyboje – płosa) koryta mogą dochodzić do 12-31 m. Proces pogłębienia się dna, na skutek najczęściej selektywnego wymywania aluwii dennych, ulega ogólnej tendencji wygasania w czasie. Niemniej jednak zróżnicowane warunki geologiczne den dolin i morfologii koryt mogą w znacznym stopniu modyfikować tempo rozwoju strefy erozyjnej.
5. Efektem erozji wgłębnej i bocznej poniżej zapór jest wykształcenie nowego typu koryta, z biegnącą równoległe do strefy erozyjnej antropogeniczną równiną zalewową i poniżej niej odcinkiem akumulacyjnym z dużym nagromadzeniem aluwialnych łach.
6. Szybkie zmiany koryt poniżej zbiorników zaporowych w sposób negatywny wpływają na gospodarkę w obrębie den dolin rzecznych, stwarzając zagrożenie dla istnienia samych zapór, a także funkcjonowania wszelkiej zabudowy hydrotechnicznej, zwłaszcza tej sprzed regulacji, nie dostosowanej do nowych warunków hydrodynamicznych rzek.
7. Wyeliminowanie lub ograniczenie skutków wpływu zapór na środowisko może nastąpić w wyniku:
  - przygotowania powierzchni planowanego zbiornika do zalewu poprzez usunięcie wszelkiej zabudowy i wysokopiennej roślinności; dogodnie pod budowę stopni wodnych są przede wszystkim uregulowane odcinki rzek;
  - bagrowania stożków aluwialnych w górnych czaszach zbiorników do wielkości transportowanego rumowiska wleczonego;
  - zabezpieczenia „spokojnej” sedymentacji zawiesiny w dolnych czaszach zbiorników w celu ustrzeżenia się przed procesem tzw. resuspensji rumowiska; zaniechanie bagrowania;
  - zmniejszenia dobowych wahań stanów wody, skoordynowania pracy stopni w układzie kaskadowym i dążenia do reżimu hydrologicznego odpowiadającemu warunkom naturalnym;

- budowy kanałów opaskowych z systemem progów przelewowych stanowiących przepławki dla ryb i umożliwiających częściową renaturyzację den dolin rzecznych;
  - budowy stopni o niskich progach i obniżenia istniejących wysokich progów stopni piętrzących, umożliwiając choćby częściowy przepływ rumowiska przez zapory,
  - wyzwalania sztucznych wezbrań w celu odnowy środowiska fluwialnego i dostawy materiału rumowiskowego do koryt poniżej zbiorników;
  - ograniczenia bądź wyeliminowania poboru rumowiska dennego ze strefy erozyjnej poniżej zapór;
  - sztucznego zabezpieczenia dna koryta poniżej zapór.
8. Pełną kontrolę reżimu hydrologicznego oraz ujednoczenie systemu rzecznego zapewnia kaskadowa zabudowa dna doliny. Za jej pośrednictwem możliwa jest, po pewnym okresie adaptacji i dostosowania się do nowych warunków hydrodynamicznych, stabilizacja środowiska przyrodniczego i gospodarki człowieka.
  9. Wpływ stopni wodnych na otaczające środowisko, w tym głównie na życie zwierząt, sprawia, że w ostatnim czasie ekolodzy skłaniają się ku renaturyzacji den dolin rzecznych poprzez usunięcie zapór. Badania amerykańskie wykazały, że po przeprowadzeniu tych zabiegów hydrotechnicznych tylko w życiu ryb nastąpiły pozytywne zmiany i pełna odnowa ich środowiska. Natomiast w środowisku abiotycznym, w którym wiodącą rolę odegrało wznowienie transportu rumowiska wleczonego i resuspensja toksycznej zawiesiny, poniesiono ogromne straty ekonomiczne, a zanieczyszczenie wód znacznie wzrosło.
  10. W świetle prowadzonych na całym świecie badań wynika, że na prawidłowe określenie wpływu zapór na środowisko przyrodnicze niezbędny jest okres około 70 lat, zaś dla pewnej stabilizacji zjawisk wokół stopni wodnych – czas dwukrotnie dłuższy. W przypadku badań sedimentologicznych zbiorników należy je prowadzić dłużej niż 6-10 lat (Rooseboom, 1992). Posiadanie dopiero takich materiałów badawczych pozwoliłoby wykonać prawidłową prognozę zmian środowiska geograficznego w obrębie planowanych stopni wodnych, oczywiście jeśli istniałoby na nie uzasadnione zapotrzebowanie.

## LITERATURA

- Abul-Atta A. A., 1978. *Egypt and the Nile after the construction of the High Aswan Dam*, Ministry of Irrigation and Land Reclamation, Kair.
- Andrews E. D., 1986. *Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River*, Colorado and Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 1012-1023.
- Atlas Encyklopedyczny PWN*, 1998. Instituto Geografico De Agostini, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Avakian A. B., 1998a. *Volga, v proshlom, nastojaszczem i buduszczem*, Ekopress, Moskwa.
- Avakian A. B., 1998b. *Volga – Kama Cascade reservoirs and their optimal use*, Lakes and Reservoir: Res. Manag., 3, 113-121.
- Avakian A.B., 1998c. *Ecological problems of river systems regulated by reservoir*, [w:] D.P. Loucks (red.) *Restorian of degraded rivers: Challenges, issues and experiences*, Kluwer Acad. Publ., The Netherlands, 85-98.
- Avakian A. B., 1998d. *Problematyka zaporowych zbiorników wodnych*, Przegł. Geogr., 70, 1-2, 11-26.
- Avakian A. B., Soltankin V.P., Szarapov V.A., 1987. *Vodochraniliszcza*, “Mysl”, Moskwa
- Babiński Z., 1982. *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dok. Geogr., 1-2.
- Babiński Z., 1986. *Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”*, [w:] J. Szupryczyński (red.) *Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dok. Geogr., 5, 41-54.
- Babiński Z., 1992. *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geogr., 157.
- Babiński Z., 1997. *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego Zbiornika Nieszawa*, IGiPZ PAN, Toruń.
- Babiński Z., 1998. *Morfodynamika koryta i transport rumowiska dolnej Wisły*, IGiPZ PAN, Warszawa, maszynopis.
- Babiński Z., 1999. *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na transport rumowiska dolnej Wisły*, [w:] Konferencja naukowo-techniczna pt. „Eksplatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych na przykładzie zbiornika wodnego Jeziorsko”, Uniejów, 20-21 maja 1999, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Wodnych Melioracji, ODGW i Wydział Melioracji i Inżynierii Środowiska Akademii Rolniczej w Poznaniu, 145-158.
- Babiński Z., Grześ M., 1995. *Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego „Włocławek”*, Zeszyty IGiPZ PAN, 30.

- Babiński Z., Keranen R., 1983. *System hydroenergetyczny w Finlandii*, Gosp. Wodna, 12, 372-374.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1996. *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Banach M., 1985. *Osady denne – wskaźnik hydrodynamiki Zbiornika Włocławskiego*, Przegl. Geogr., 57, 4, 487-497.
- Belinovicz I.V., Chmeleva N.V., 1998. *Ruslovyje processy v zonach peremennogo podpora*, [w:] N. I. Makkaveev (red.) *Erozjonno-akkumulativnye processy i relief rusla reki*, Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet, Moskva, 81-103.
- Belyj B. V., Vinogradova I. I., Ivanov V. V., Nikitina Ł. N., Chalov R. S., Czernov A.V., 2000. *Morfologia i deformacja rusla Verchnego Jeniseja, między Sajano-Szuzsenskoj GES i Krasnojarskim Vodochraniliszczem*, [w:] R. S. Chalov (red.) *Erozja poczv i ruslovyje processy*, 12, Moskwa, 158-183.
- Berkovicz K. M., 1992. *Regulirovanije recznych rusel*, Izdat. Moskovskogo Universiteta, Moskwa,
- Biswas A. K., 1978. *Historia hydrologii*, PWN, Warszawa.
- Bravard J. P., Amoros C., Panton G., Bornette G., Bournaun M., Crenze des Chateillers M., Gibert J., Peiry J. L., Perrin J. F., Tachet H., 1997. *River incision in South-East France: Morphological phenomena and ecological effects*, Reg. Rivers: Res. Manag., 13, 75-90.
- Bray D. J., Kellerhals R., 1982. *Some Canadian examples of the response of rivers to man-made changes* [w:] D. D. Rhodes, G. P. Williams (red.) *Adjustment of the fluvial system*, London.
- Brenda Z., 1998. *Główne czynniki antropogeniczne kształtujące układ stosunków wodnych na obszarze województwa włocławskiego*, maszynopis pracy doktorskiej w IGiPZ PAN, Warszawa.
- Brookes A., Gregory K. J., Dawson F. H., 1983. *An assessment of river channelization in England and Wales*, The Science of the Total Environment, 27, 97-111, Elsevier Scie. Publ., B.V., Amsterdam.
- Chalov R. S., Chernov A. V., 1991. *Ekologiczeskie problemy rusla Srednego i Niżnego Dnestra i puti ich reszenia*, Geografia i Prirodnye Resursy, 2, 66-74, Akademia Nauk SSSR, Novosibirskoe Otdelenije, „Nauka”.
- Chalov R. S., Shuguan L., Alexeevskij N. I., 2000. *Stok nanosov i ruslovyje processy na bolszich rekach Rossii i Kitaja*, Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet im. M. V. Łomonosova, Moskva.
- Chiwei Ch., 1990. *The fluvial processes of the Lower Yellow River post Sanmenxia Reservoir*, Institute of Hydraulic Research, Yellow River Conservancy Commission, Zheng Zhou, China, 1-19.

- Chien N., 1985. *Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs*, Earth Surface Processes and Landforms, 10, 143-159.
- Church M., 1995. *Geomorphic response to river flow regulation: Case studies and time-scale*, Reg. Rivers: Res. Manag., 11, 3-22.
- Donaukraft, 1996. *Das Donaukraftwerk Freudenu und seine Rolle in der Wasserwirtschaft des Wiener Donaauraumes*, Unterlagen zum Workshop, Verbundplan - Donaukraft Engineering, Wien.
- Duncanson J. K., Johnston T. A., 1988. *The impervious membranes at Colliford and Roadford Reservoirs in South West England*, Commission International des Grands Barrages, San Fransisco, 679-691.
- Dynesius M., Nilsson Ch., 1994. *Fragmentation and flow regulation of river systems in the Northern third of the World*, Science, 266, 753-762.
- Edelsztein K. K., 1998. *Vodochraniłiszczca Rossii: Ekologiczeskie problemy, puti ich reszenija*, GOES, Moskwa.
- El Moattassem M., Abdelbary M. R., 1993. *Bed degradation and channel shifting in the Nile after Aswan High Dam, Report on the International Symposium on High Aswan Dam Vital Achievements*, Fully Controlled, Cairo, Paper D2.
- Frolov R. D., 1998. *Sovremennoje sudochodnoje sostojanie niźnego befa Niźegorodskoj GES na r. Wolge*, [w:] *Gidrologia i ruslovyje processy*, Trudy Akademii Vodochozjajstvennych Nauk, Moskwa, vyp. 5, 83-87.
- Frolov R. D., Samogin B. A., 1999. *Deformacija rusla Wolgi v niźnem befe Niźegorodskoj GES*, *Czetyrnadcatoe Plenarnoe Meźvuzovskoe Koordinacionnoe Soveszczanie po Probleme Erozjonnych, Ruslovyh i Ustevykh Processov*, Ufa, 208-209.
- Fruget J. F., 1992. *Ecology of the Lower Rhone after 200 years of human influence: A Review*, Reg. Rivers: Res. Manag., 7, 233-246.
- Galay V. J., 1983. *Causes of river bed degradation*, Water Res. Research, 19, 5, 1057-1090.
- Gierszowski P., 1991. *Zatorowe deformacje poziomu zalewowego Wisły w rejonie Ciechocinka*, Przegl. Geogr., 63, 1-2, 133-141.
- Gilver D. J., Petts G. E., 1985. *Turbidity and suspended solids variations downstream of a regulating reservoir*, Earth Surface Processes and Landforms, 10, 363-373.
- Gippel C. J., Stewardson M. J., 1995. *Development of an environmental flow management strategy for the Thomson River*, Victoria, Australia, Reg. Rivers: Res. Manag., 10, 121-135.
- Głodek J., 1985. *Jeźziora zaporowe świata*, PWN, Warszawa.

- Graf W. L., 1977. *The rate flow in fluvial geomorphology*, Amer. J. Sci., 227, 178-191.
- Graf W. L., 1980. *The effect of dam closure on downstream rapids*, Water Res. Research, 16, 1, 129-136.
- Gregory K. J., Park C., 1974. *Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir*, Water Res. Research, 10, 4, 870-873.
- Grześ M., 1983. *Niektóre problemy stopnia wodnego "Włocławek" i jego zbiornika*, Czas. Geogr., 54, 4, 439-457.
- Grześ M., 1991. *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle. Mechanizmy i warunki*, IGIPIZ PAN, Warszawa.
- Hershey R. W., Fairbridge R. W., 1998. *Encyclopedia of hydrology and water resources*. D-Dams, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht-Boston-London, 149-158.
- Ibanez 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*, Reg. Rivers: Res. Manag., 12, 51-62.
- International Commission on Large Dams (ICOLD), 1984. *World Register of Large Dams*, Paris 1988 (wznowione).
- Internet..., 1998a. *Questions and answers on the International Movement Against Large Dams*, International Rivers Network (<http://www.irn.org/basics/qanda.html>).
- Internet..., 1998b. *The environmental impacts of large dams*, International Rivers Network (<http://www.irn.org/basics/qanda.html>).
- Java G. L., 1998. *Ecological and Hydrological Interactions for the Narmada River downstream of the Sardar Sarovar Dam due to closure of the construction sluices in the working season 1993-94*, (referat na konferencji "Hydrology in a changing environment", Exeter 1998).
- Karasev I.F., 1975. *Ruslovye processy pri perebroske stoka*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kądziołka J., Kocimowski K., Wołonciej E., 1997. *Świat w liczbach*, WSiP, Warszawa, wyd. V.
- Kellerhals R., Gill D., 1973. *Observed and potential downstream effects of large storage projects in Northern Canada*, Commission International Des Grands Barrages, Madrid, 731-754.
- Kentzer A., Giziński A., Mieszczankin T., 1999. *Hydrochemistry of the Lower Vistula River in the section of Płock-Toruń during the period 1986-1995: The influence of the Włocławek Dam reservoir on water quality*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Limnological Papers, 20, 13-24.

- Król D., 1988. *Procesy sedymentacyjne w zbiorniku wodnym „Włocławek” w latach 1984-1987*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 4, 27-35.
- Lyons J. K., Pucherelli M. J., Clark R. C., 1992. *Sediment transport and channel characteristics of a sand-bed portion of the Green River below Flaming Gorge Dam*, Utah, USA, Reg. Rivers: Res. Manag., 7, 219-232.
- Łajczak A., 1999. *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monografie Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 15, Oficyna Wyd. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
- Machalewski W., Miłkowski M., Rozwadowski J., 1974. *Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe dolnej Wisły*, Gosp. Wodna, 3, 114-117.
- Mackin J. H., 1948. *Concept of the graded river*, Geol. Soc. Amer. Bull., 59, 463-512.
- Mansikkaniemi H., 1975. *Monthly sedimentation in some reservoir of hydroelectric stations in Finland*, Fennia, 143.
- Meler Z., 1995. *Doświadczenia z dotychczasowej eksploatacji stopnia wodnego we Włocławku*, Kaskada, Włocławek, 1-2, 22-24.
- Morris G. L., 1995. Reservoir sedimentation and sustainable development in India: Problem scope and remedial strategies, [w:] *Sixth International Symposium on River Sedimentation*, New Dehli, India, 53-60.
- Nowa Encyklopedia Powszechna*, 1997. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Park C. C., 1977. *Man-induced changes in stream channel capacity*, [w:] K. J. Gregory (red.) *River Channel Changes*, Wiley and Sons, 121-144.
- Pechinov D., 1982. *Izmenenija granulometriczeskogo sostava vzezennykh nanosov r. Dunai po vlijani Żeleznych vorot I*, [w:] *XI Konferencja Pridunaiskich stran po gidrologiczeskim prognozom*, Bukarest.
- Pemberton E. L., 1975. *Channel changes in the Colorado River below Glen Canyon Dam*, [w:] *Proceedings of the Third Federal Interagency Sedimentation Conference*, Water Research Council, Washington, Sec. 5, 61-73.
- Petts G. E., 1979. *Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction*, Progress in Physical Geography, 3, 329-362.
- Petts G. E., 1984. *Sedimentation within a regulated river*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, 125-134.
- Petts G. E., Pratts J. D., 1983. *Channel changes following reservoir construction on a Lowland English rivers*, Catena, 10, 77-85.
- Raynov S., Pechinov D., Kopaliani Z., 1986. *River response to hydraulic structures*, (red.: R.D. Hey), *International Hydrological Programme*, UNESCO, Paris.
- Rooseboom A., 1992. *River sediment problems in Southern Africa*, [w:] *5th International Symposium on River Sedimentation*, Karlsruhe, 19-37.

- Rumsby B. T., Macklin M. G., 1994. *Channel and floodplain response to recent abrupt climate change: The Tyne Basin, Northern England*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 499-515.
- Sambrook H., Gilkes P., 1997. *Roadford Reservoir - enhanced flows, fisheries and hydroelectric power generation*, Research Safety and the Environment, British Dam Society, 119-133.
- Sardar Sarovar Project*, 1997. Facts, Sardar Sarovar Narmada Nigam LTD, Gujarat State, India.
- Scheuerlein H., 1995. *Downstream effects of dam construction and reservoir operation*, [w:] *Sixth International Symposium on River Sedimentation*, New Delhi, India, 1101-1108.
- Sear D. A., 1995. *Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower*, *Reg. Rivers: Res. Manag.*, 10, 247-264.
- Sear D. A., 1996. *Sediment transport processes in pool-riffle sequences*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 241-262.
- Shuman J. R., 1995. *Environmental considerations for assessing dam removal alternatives for river restoration*, *Reg. Rivers: Res. Manag.*, 11, 249-261.
- Shuyan G., 1994. *Introduction to China's Yangtze River Three Gorges Project*, Press Conference, Pekin, Chiny.
- Skrylnikov V. A., 1961. *Rasczet zailenija podpartykh befov gidrouzlov*, *Sbornik - Voprosy energetiki, gidrotechniki gornogo dela*, Tashkent.
- Steiger J., James M., Gazelle F., 1998. *Channelization and consequences on floodplain system functioning on the Garonne River, SW France*, *Reg. Rivers: Res. Manag.*, 14, 13-23.
- Stolz der chinesischen Rasse*, 1997. *Der Spiegel*, 46, 218-220.
- Szupryczyński J., 1988. *Wpływ wrocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, PAN, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź.
- Śliwiński W., 1987. *Realizacja prac pogłębiarskich w czasie zbiornika „Włocławek”*, *Informator Projektanta, CBSiPBW, Hydroprojekt, O. Włocławek*, 3, 1-4.
- The Three Gorges Project*, 1994. Changjing Water Resources Commission, China Yangtze Three Gorges Project Development Corporation, Pekin.
- Veksler A. B., Donenberg V. M., 1983. *Pereformirovanie rusla v nižnich befach krupnykh gidroelektrostantsij*, *Energoatomizdat, Moskva*.



- Veksler A. B., Donenberg V. M., 1984. *Transformacja rusła r. Obi v niżnem befe Novosibirskogo gidrouzla*, *Gidrotechnicheskoe Stroitelstvo*, Energoatomizdat, 9, 46-50.
- Williams G. P., Wolman M. G., 1984. *Downstream effects of dams on alluvial rivers*, *Geol. Survey Profes. Paper*, 1286, Washington.
- Xu J., 1990. *An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 43-53.
- Xu J., 1997. *Evolution of mid-channel bars in a braided river and complex response to reservoir construction: An example from the Middle Hanjiang River, China*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 953-965.
- Xuemin Ch., 1992. *Reservoir sedimentation at Chinese hydro schemes*, *Water Power and Dam Construction*, 44, 10, 44-47.
- Zdulski W., 1994. *Negatywne skutki braku zabudowy kaskadowej Dolnej Wisły dla hydroelektrowni Włocławek*, *Kaskada*, 3(4), 15-16.
- Zdulski W., 1997. *Zmiany poziomu wody dolnego stanowiska związane z pracą hydroelektrowni „Włocławek”*, *Elektrownia Wodna Włocławek*, maszynopis.
- Zhong Y., Power G., 1996. *Environmental impacts of hydroelectric projects of fish resources in China*, *Reg. Rivers: Res. Manag.*, 12, 81-98.

1. Zapora Hoovera na rzece Kolorado. Fot. Z. Preisner

2. Koryto rzeki Kolorado poniżej zapory Hoovera z obniżonym o ponad 7 m dnem. Fot. Z. Preisner

3. Zbiornik Nasera w sąsiedztwie tamy Asuańskiej. Fot. Z. Preisner

4. Tama Asuańska I – fragment dolnego stanowiska. Fot. E. Jutrowska.

5. Stopień wodny Freudenau na Dunaju (w budowie). Fot. 3.08.1996 r.

6. Stopień wodny Greifenstein na Dunaju – dolne stanowisko stanowiące początek zbiornika zapory Freudenau. Fot. 3.08.1996 r.

7. Kanał główny zrenaturyzowanego dna doliny Dunaju w sąsiedztwie stopnia wodnego Greifenstein – tzw. Giessgang. Fot. 3.08.1996 r.

8. Zapora na rzece Wolf (Anglia) ze Zbiornikiem Roadford – dolne stanowisko. Fot. 8.07.1998 r.

9. Stopień wodny Merikoski (Finlandia) – odcinek erozyjny. Fot. 1996 r.

10. Stopień wodny „Włocławek” – erozyjne dno pokryte głazami. Strzałką oznaczono kamienny próg mający ograniczyć erozję wgłębną sięgającą 4 m. Fot. 20.09.2000 r.

11. Nowo powstała, prawobrzeżna równina zalewowa powyżej mostu drogowego we Włocławku.  
W głębi scalony fragment Kępy Włocławskiej. Fot. 12.04.1997 r.

12. Łacha centralna odcinka agradacyjnego koło Niziny Ciechocińskiej. Fot. 19.05.1993 r.

13. Fragment bulwaru wrocławskiego z odsłoniętym na skutek erozji wgłębnej (około 2,6 m) ujściem rur kanalizacji deszczowej (strzałka) i filarami mostu drogowego. Fot. 24.06.1997 r.

14. Ujście rzeki Zgłowiączki do obniżonego o około 2,5 m dna Wisły poniżej Zbiornika Wrocławskiego, zabezpieczone betonowymi progami przed erozją wsteczną. Fot. 24.06.1997 r.



15. Ujście nieczynnego już kolektora ścieków z dawnego Zakładu Celulozy i Papieru, „zawieszono-  
go” na skutek erozji wgłębnej, która obniżyła dno Wisły o około 3 m. Fot. 24.06.1997 r.

16. „Zawieszona” na skutek erozji wgłębnej rura kolektora (oznaczona strzałką) poniżej Zbiornika  
Permskiego na Kamie (dopływ Wołgi). Fot. jesień 1997 r.



**INFLUENCE OF RESERVOIRS ON FLUVIAL PROCESSES OF  
ALLUVIAL RIVERS WITH PARTICULAR REGARD TO THE  
WŁOCLÁWEK RESERVOIR**

SUMMARY

For almost 5,000 years man has influenced river systems by building single dams or multiple dams in cascade systems. This practice has been the most visible sign of human interference in the fluvial environment. Each barrier applied to a river bed causes direct and usually irreversible changes within and outside the ecosystem.

The main task of dams is water retention and regulation of its current intensity. As a result, the annual amplitude of fluctuation of water level in a reservoir is lowered. Research carried out by American scientists has shown that the average annual high water level of 21 rivers studied dropped from 3% to 91% - an average of 39% . However the so-called 5% water culmination was not reduced. As regards the Naser Reservoir, it can accumulate up to 47% of the Nile's annual effluent which has a significant effect on the flooding wave. In the case of the Danube below Iron Gate I, the 15% coefficient affects the decrease of annual amplitude of fluctuations only slightly. Such a low coefficient is characteristic of a number of lowland reservoirs of the Northern hemisphere (including the Włocławek Reservoir – 14%). A common feature is small effective capacity.

The operation of barrages usually influences the daily fluctuations of water level within a range of 0.5-4 m up to a maximum of 4.6 m (the Saratov Reservoir). In extreme cases fluctuations can be traced as far as 200 km downstream from the dam. In comparison, the river Danube below Iron Gate I is similarly influenced at a distance of 250 km. The Włocławek Reservoir on the Vistula has similar parameters (about 200 km) and only slight-

ly smaller daily fluctuations reaching up to 3 m, 3.5 m at the extreme. It should be noted that according to the demand for electric power (time of a day, kind of a river) there are 1-2 culminations in a 24 hour flow, seldom less than two culminations or no culminations at all.

The building of barrages is inseparably associated with the process of accumulating bed-load and suspended-load in a reservoir. The amount of load subsumed by a reservoir and particularly the rate of flow intensity to tank capacity are essential factors when estimating its endurance. Research carried out on sedimentation showed that the amount of deposited load ranges from 80% in the Garrison Reservoir (the Missouri) to 99.5% in Canton (North Canada).

In the Włocławek Reservoir, total load amounts to 90%, of which 100% is the bed-load and over 41% the suspended load. The Reservoir of Three Canyons, being built on the Yangtze Kiang, will be characterised by the last-mentioned value. When flowing through a reservoir, water loses its clastic load. This is a direct cause of deep-seated erosion below dams. This erosion varies in time and space and is estimated by the speed with which the river bed lowers and by the extension of the erosion area. In general we observe that these two processes slow down. In other words, erosion expands most dynamically at an early stage of the operation of dams and in their proximity. This observation is valid for the majority of dams discussed in this paper. However a more detailed analysis suggests that the process is more complex. It has been found that there is a period of abrupt changes in a river bed attributable to the building of a dam. When water begins to fill a reservoir, the process of deep-seated erosion slows down but resumes when the reservoir is full. As time passes, the erosion process is increasingly modified by geological conditions of the river bed, by the local hydrographic and morphological net of the area and by man's economic activity.

In all measured cases of deep erosion below dams, the process was faster in the first years of damming up water and in the proximity of the dams. This was the period when the river beds lowered. Research into the American rivers showed they were lowered by 0.6 m to 5.8 m (with a maximum of 7.5 m). In the case of other rivers in the Northern hemisphere, their beds lowered by 0.6 m to 5.6 m. When a flooding wave occurs, local deep waters up to 31 m can result at the entrance of electricity plants and weirs. Such pools in a river bed endanger dams. They must be immediately pro-

tected against further degradation (usually they are filled with blocks of concrete).

An analysis of cross-section profiles of the American rivers helps to estimate the most frequent extreme depth of deep erosion in cross-sections of river beds. The value is 2-4 m. In comparison, the stretch of the Vistula below the Włocławek Reservoir shows a much more active process. The river bed has lowered by an average 3.5 m in the course of the dam's 27 years of operation.

For a more comprehensive definition of deep erosion, it is necessary to examine the extent of the erosion area and the speed of its advance. Although the extension of the erosion area is the most dynamic in the initial period of the operation of dams, it cannot be described as a vanishing straight line function. The process varies and can be illustrated by the values achieved below the Włocławek Reservoir (0.7- 2.7 km per year) or on the Colorado river below Hoover's Dam. The latter's erosion area advanced 21 km within six months of its construction. This erosion area has the greatest extension speed in the world (42 km per year). After a year it reached a distance of 28 km, after two years – 50 km, after three years – 85 km. Altogether after 14 years it extended to 111 km at an average speed of 10 km per year. The data concerning the examined rivers show a variety of erosion area lengths, within a range of 2.5 km (after observation of the Gerstheim Dam on the Rhine over 1.5 years) up to 551 km below the Aswan Reservoir on the Nile (after 18 years of observation).

The average annual speed of erosion is used as the criterion to compare the rivers in the study. For a period of 1.5 to 54 years the speed varied from 0.4 km (some rivers of the Northern hemisphere) to 36 km (below the Farcha Dam on the Syr-Daria river). The average annual speed was within a range of 1-3 km. The front edge of the erosion area below Włocławek has advanced at an average speed of 1.2 km over 27 years.

By dividing river beds with dams, man creates barriers for water wildlife and marks boundaries for numerous ecological and economic processes. Important reactions result from the reservoirs above dams and the erosion below them. Usually the formation of a new, abiotic environment outpaces the development of the natural biotic environment and man's economy. While reservoirs have some positive economic effects (outflow regulation, ecologically "friendly" electricity power, roadway passages), in general they

have a negative influence on environment. Governments have found it necessary to review their attitudes towards the building of dams, particularly those damming up high waters. This new attitude aims to regain the natural habitat around the hydrotechnical buildings.

By the use of modern hydrotechnics in connection with ecology a very effective method has been devised to reduce the negative impact of dams and water barriers. The idea is to regain the natural state of river beds by incorporating some new hydrological systems into the water cycle. This method is usually applied to the highly degraded surfaces of the beds of river valleys which form embankment areas. The so-called Giessang near Greifenstain on the Danube (Austria) is an example of a properly working fluvial system. Here the ecosystem was restored when the Danube waters were diverted through a cascade band canal in a valley outside the dam. The system enabled the fish to migrate and the suspended load to be transported. Unfortunately it is not possible to restore the natural state around every dam. The method is more effective in the case of lowland alluvial rivers flowing in wide valleys.

The sedimentation process leads to the loss of retention properties of reservoirs. The location and the kind of accumulated load affect the ecology and management of dams. The higher part of a reservoir constantly becomes shallower owing to the alluvial cone in the back flow area. Subsequently, abrupt changes develop in the hydrodynamic features of the river, making its outflow difficult. In favourable conditions the homogenous mass of water can split into several arms winding among emerging or submerging alluvial sandbanks. Some perceive the new hydromorphological situation in the back flow area as a positive phenomenon, while others claim that it is harmful to economy. Sedimentation processes help to form new settlements friendly to the local river fauna, hydrophilic animals and fish. This is regarded as a positive feature and an argument for justifying the building of reservoirs. The cascade structure of the Lower Vistula is thus perceived as being of minimal harm to the natural environment. As regards the negative influence, accumulation of the bed-load has the most harmful effect within the higher part of a reservoir. The shallow and very dynamic bed can make proper floating difficult or even impossible. Moreover, the constant "rising" of a bed reduces the area of a river or a reservoir cross-section. Hydrotechnical buildings built before the water was dammed up can be destroyed dur-

ing a freshet. A result can be flooding, which would not occur with a “real” river. This fact is better illustrated in climatic zones susceptible to pack ice. In favourable conditions, brash ice jams can dam up water above the safety level. The hydrotechnical buildings are then damaged and the previously safe regions become flooded. Such a disaster occurred in the proximity of the Włocławek Reservoir in the winter of 1982.

Several methods can reduce or even eliminate the negative influence of the bed-load on the economy. One is to dredge at the level transported by river alluvium. Another, when only the upper reservoir is endangered by sedimentation, is to build a cascade system. Other recent measures to reduce the process have been to lower reservoir thresholds and to induce artificially high waters. At certain times and in favourable hydrological conditions these measures can help to move the river bed material away from the reservoirs. However, when the whole of the river basin is a consideration, the speed of growth of the alluvial cone in a reservoir can be decreased only by limiting the size of load deposited in the headwaters.

When suspension is accumulated in a reservoir, first it is deposited on the bottom as a toxic, semi-liquid mass; thereafter it undergoes compaction. Whereas alluvial waters become purified and their suspended load is cleared away from the lower bowls of the reservoir, some chemical compounds harmful to biotic environment are deposited on the reservoir bottom. In the case of a “quiet” and undisturbed sedimentation, the process can be regarded as “friendly” to the fluvial wildlife. Some components of the transported load, contaminated in the river basin, are not carried far by the river—because of sedimentation. In a cascade system each time the water gets into lower reservoirs its quality improves. Unfortunately, sometimes there are silty and dusty deposits undergoing re-suspension on the bottom of a reservoir. At the same time the water becomes oxygen-deficient which leads to a decline in the biological life (death of fish). There was an ecological disaster of that kind when dredging works were undertaken in the Włocławek Reservoir in the summer of 1986.

The most radical changes in a valley are caused by erosion processes below the barrages. The hydrotechnical buildings around the river bed (dams, river groynes) are threatened by deep erosion. It also effects all installations associated with river waters (water intake, cables and pipelines running under a river bed). Erosion particularly endangers those sections of

river beds where buildings have not been adapted to the new hydrodynamic conditions. The stretch of the Vistula below the Włocławek Reservoir is an illustration of the problem. The installations were not only obsolete but also a long-term influence on the wildlife habitat within the cascade system was allowed. As a result, deep erosion had a very negative impact on the economy. After 27 years of operation, the bottom of the reservoir had lowered by 4 m. This endangers the proper working and even the survival of the dam. In such circumstances the electricity plant has to operate constantly, affecting biological life in the river. It is also necessary to increase supplementary waters to enable proper floating within the outer harbour (the lower bottom of the flood gate entrance is “hung” at small flow and below the dam.) .

There are many elements and economic installations among hydro-technical structures of the Vistula deprived of their original character and function by deep erosion. They might be washed away and destroyed. When buildings emerge (the so-called “suspension effect”) above a definite water level their foundations can be exposed and thus endangered. These are examples of some endangered hydrotechnical structures of the Vistula: left river bank near Włocławek, the road bridge in Włocławek, the left and right bank river groynes, industrial water intakes, canalisation outflows, rain collectors, pipelines and cables under the river bed, the winter harbour in Włocławek. Moreover, deep-seated erosion has made navigation difficult in many aspects:

- directly, in an erosion area at so-called “riffles”,
- indirectly, at aggradation sections with numerous sandbars, now in the proximity of Ciechocinek Lowland.

Deep erosion is responsible for the morphological transformations of the bottom of a valley. The process takes place in two areas of accumulation. The first area takes the form of a newly created flood-plain associated with the area of erosion. The second one, below the front of an erosion wave, attributes an aggradation character to that section of the river bed. Flood-land is not only new “land” but it also provides good living conditions for water fauna. The lower a river bed descends, the more advantageous the process. This is because freshets flood the area on fewer occasions and there are smaller daily fluctuations. The stretch of the Vistula below the Włocławek Reservoir serves as an example to show how a river bed before regulation can turn into a piece of land after 24 years of operating the dam.



It should be noted that the unidirectional development of the flood-plain and the area of river current below the dam make the system more stable. It means that the new hydrotechnical buildings are more safe in the modernised sections of the river whereas the buildings erected before regulation need to be adapted for the new hydrodynamic conditions.

The rapid changes of river channel in upper part of reservoirs and downstream from the dams, especially at the initial stage of their operation, have a negative influence on the economy within the river valleys. The effects of dams on the environment can be eliminated or limited by the following combined or separate measures:

- dredging the alluvial cones in the higher parts of dams up to the amount of transported bed-load
- protecting a “quiet” sedimentation of suspension in lower parts of reservoirs
- building of band canals with systems of overflow thresholds which serve as fish passages and help to re-naturalise the beds of river valleys
- reducing daily fluctuations of water level
- lowering the thresholds of dams to make partial flow of load possible
- releasing artificially high waters to renew the fluvial habitat
- building cascades to unify river systems

Zb. Permski

Zb. Permski